



ÖZEL SAYI : 4

**GRAVİTE ÖLÇÜLERİİNİN
İRCAI İÇİN
KLASİK METOTLAR**

İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No.</u>
Giriş	5
Serbest hava ircayı	6
Helmert'in ikinci teksif metodu	13
Ters çevirme ircaya metodu	14
Bouguer ircayı	18
Izostatik ircaya	23
Özet	37

Açıklamalar :

1 — Serbest hava ircayı hesap tekniği	40
2 — Bouguer ircayı hesap tekniği	45
3 — Airy—Heiskanen izostatik ircayı hesap teknigi	47

Ekler

Tablolar

Sayfa	Satır	Yanlış	Doğru
9	4	-1.515737°	-1.515732
	9	serisinin	serinin
	6 alttan	$\cos^2 \phi$	$\cos 2 \phi$
	3 "	0.0299737957	0.029737957
11	12 " g - gf g + gf
15	3	şekil	şekli
	7	yarıçapı	yarıçaplı
	şekil 7		daire merkezine 'O'
19	3	du	dv
21	11	... $\frac{4}{3}$ R = $\frac{4}{5}$ R ...
22	10	geoid ile	geoid sathı ile
	4 alttan = a + a
24	6	alışkanın	akışkanın
	10	İzotesi	İzostazi
30	18	istasyondan	istasyonda
	şekil 13		$SO = r$
31	2	$OSM = OMS =$	$\widehat{OSM} = \widehat{OMS} =$
	9	- β	β
	2 alttan	$SPM =$	$\widehat{SPM} =$
33	14 "	$C_1 = C$	$C_1 = O$
35	12 "	ircayı	ircayı için
40	12	ψ yı . ψ için	γ yı , γ için
42	7	0.005.2884	0.0052884
43	6	0.005.2884	0.0052884
44	şeklin altına		Şekil 3
	şeklin içine	distan içe doğru zonlar	O N M L K J
46	6	0.005.2884	0.0052884

G İ R İ Ş

Stokes 1849 da, geoid sathındaki gravite anomalilerinden mutlak geoid ondülasyonlarını tayin için çok önemli bir formül elde etmiştir. Daha sonra, Vening Meinesz, mutlak şakul inhiraflarını tayin edebilecek bir metodu da ihtiyaç edecek şekilde formulü adapte etmiştir. Formüller, gravite anomalilerinin olduğu kadar geoid ondülasyonları ve inhirafların, arz kabuğunda eşit olmayan bir kütle dağılımı neticesi meydana geldiği gerçeğine dayanır. Bu sebepten, universal esaslar dahilinde, geoid sathında anomaliler verildiği takdirde ondülasyon ve inhiraf bileşenleri hesap edilebilir.

Bir gravite anomaliyi, Δg , geoid sathına circa edilmiş ölçülen gravite ile teorik gravite arasındaki farktır.

$$\Delta g = g_0 - \gamma \quad (1)$$

Teorik graviteyi tayin için farklı elipsoidler kullanılarak bir çok formüller bulunmuştur. Bununla beraber, 1930 da Beynemilel Geodezi ve Geofizik Birliği (IUGG), 1/297 basıklığı havi bir elipsoid üzerinde, bütün dünyanın kullanımı için Enternasyonal Gravite Formulünü kabul etmiştir :

$$\gamma = 978.049 (1 + 0.0052884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2 \Phi) \text{ cm/san}^2. \quad (2)$$

Bununla alâkâlı olarak, satalit gözlemleri 1/298.3 basıklığının arz elipsoidine daha uygun olduğunu göstermiştir. Rus ve Alman geodezicileri, Krassoski ve Helmert, bu neticeyi daha evvel, yaptıkları kavis ölçülerile, elde etmişlerdir. Bununla beraber, bu enternasyonel gravite formülü, pek çok gayeler için yeterli olduğundan, yeni bir formül üzerinde dünya çapında bir mütabakata varılanca kadar kullanılacaktır. Mevcut malumatı yeni formüle adapte etmek için lâzım olan tashihler ihtiyaç vukuunda kolayca hesaplanabilir.

Gravite ivmesi, arzin fiziki sathı üzerinde, ya mutlak veya nisbi metotla tayin edilir. Mutlak metotda, muayyen bir lokasyon için gravite ivmesinin büyülüğu, çok hassas ve zaman alıcı bir usulle ölçülür. Gravimetrelerle elde edilen ölçüler nisbi kabul edilir, zira bunlar, bir başlangıç veya baz noktası ile gravite kıymetlerinin istediği bu baza yakın noktaların — saha istasyonları — gravite şiddetleri arasındaki farklardır. Gravimetrenin inkişafı dolayısıyle hasıl olan oldukça basit teknik,

büyük miktarda gravite malumatı elde etmemize sebep olan programların tatbik mevkiiine konmasını sağlamıştır.

Baz noktası değerlerini geodetik gayeler de kullanmak için bunlar, ortak bir sisteme bağlanmalıdır. Modern gravimetreler ve hava nakliyatı, gravite baz noktalarının – isterse değişik kıtalarda olsun – ortak bir sisteme bağlanabilmelerini temin etmiştir. Halen yaygın olarak kullanılan sistem Potsdam'daki gravite değerine dayanmaktadır.

Teorik gravite çalışmalarında, arzin şekli bir nivo yüzeyi (Geoid) olarak ve gravite anomalileri ile geoidin elipsoidden olan inhirefi arasındaki bağlantıların bir nivo sathı üzerinde cari olduğu ve nazarı itibara alınan geoid nivo yüzeyi dışında hiç bir çekici kütle dağılımının olmadığı kabul edilir.

Bununla beraber, direkt gravite ölçüleri geoid yüzeyinde değil, fakat, geoidle aynı olmayan arzin fiziki yüzeyinde yapılır. Buna ilâveten, geoid sathı dışında ve bilhassa karalarda, tesir edici dış kütleler vardır, bu sebepten ikinci şartta gerçekleştirilmemiştir. Bu yüzden, direkt olarak ölçülen gravite değerleri geoid için elde edilmiş formül ve bağlantılar kullanılamaz. Meselâ, eğer (g) ölçülen gravite ise, gravite anomalileri $\Delta g = g - \gamma$ formülü ile hesap edilemez (burada γ , arzin sferoid yüzeyi için normal gravite değerini ve g bu yüzeyin dışında veya içindeki gravite değerini ifade eder), zira, eşitliğin sağ tarafı mütenasip olmayan değerleri havıdır. Buradan iki problem ortaya çıkar; Bunlardan biri, gravite değerlerini geoidin sathına irca etmek ve digeri, arz kütlesinin değişmemesi ve geoid şeklinin bozulmamasını gerçekliyerek dış kütlelerin tesirini bertaraf etmektir.

Eğer dış kütlelerin tesirini bertaraf etme ameliyesi esnasında geoidin şeklinin bozulması vuku buluyorsa, bunlar nazarı itibare alınmalı ve minimuma irca edilmelidir.

SERBEST HAVA İRCASI

Bu metot, fiziki ve geoid sathı arasında kütle olmadığını kabul ederek, ölçülen gravite değerini geoid üzerine irca eder. Tatbikatta, ölçü noktası deniz seviyesinden (h) metre yukarıda, havada asılı kabul edilir. Geoid yüzeyi ile fiziki yüzey arasındaki kütle dağılımının çekim tesiri ölçülen gravitenin içinde olduğundan, serbest hava ircası bu kütleyi geoid sathı üzerine konsantre etme tesirini haizdir.

Herhangi bir (h) yüksekliğinde normal gravite şu ifade ile verilir :

$$\gamma_h = \gamma_o + \int_o^h \frac{\partial \gamma}{\partial h} dh \quad \dots \dots \dots \quad (3)$$

Bunu Taylor serisine açarsak

$$\gamma_h = \gamma_o + \left(\frac{\partial \gamma}{\partial h} \right)_o h + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial^2 \gamma}{\partial h^2} \right)_o h^2 + \frac{1}{6} \left(\frac{\partial^3 \gamma}{\partial h^3} \right)_o h^3 + \dots \quad (4)$$

Bu seri de su sekilde yazılabilir,

$$\gamma_h = \gamma_0 + Ah + Bh^2 + Ch^3 + Dh^4 + \dots \quad (5)$$

Burada A, B, C, D, v. s. Taylor açılımının kat sayılarını gösterir.

Hirvonen, $U = U_o - U_h$ potansiyel farkını, normal boyunca Taylor açılımı ile göstermiş ve

$$\frac{\partial U}{\partial h} = \gamma$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial h^2} = \frac{\partial \gamma}{\partial h}$$

olduğundan, Hirvonen'in neticeleri burada tatbik edilebilir.

Böylece

$$A = \frac{kM}{a^2 b} \left[2 + e^2 - m - \frac{27}{14} m e^2 + e^4 - \frac{\sin^2 \Phi_0}{.} (3 e^2 - 5 m - \frac{23}{7} m e^2 + 2 e^4) \right]$$

ye

$$B = \frac{kM}{a^2 b^2} \left[3 - 5m + 2e^2 - \sin^2 \Phi_0 (9e^2 - 15m) \right]$$

olur. Burada

$$m = \frac{\omega^2 a^2 b}{kM}$$

dir. Enternasyonel elipsoidin sabitelerini kullandığımız takdirde

$a = 637\ 838\ 800$ cm.

$$e^2 = 0.006722670022$$

$$m = 0.00344986385$$

$$\frac{kM}{a^2 b} = 1.541363543 \times 10^{-6} \text{ san}^{-2}$$

$$A = -(0.308777237 - 0.000452063 \sin^2 \Phi_0)$$

$$B = 0.07264891075 \times 10^{-6} - 0.00021230891 \times 10^{-6} \sin^2 \Phi_0$$

elde edilir. Birkaç yüz metreden daha büyük yükseklikler için serinin daha yüksek dereceli terimlerini de nazara almak lâzımdır.

Dünyayı, kütlesi M ve yarı çapı R olan bir küre olarak düşünelim; sadece Newton çekiminden ileri gelen graviteyi nazara alırsak bu,

$$\gamma = \frac{kM}{R^2}$$

dir.

γ nin R 'ye göre şakuli değişme hızı

$$\frac{d\gamma}{dR} = -2 \frac{kM}{R^3}$$

olup, bu ise A 'nın esas terimine tekabül eder.

Devam ederek,

$$\frac{d^2\gamma}{dR^2} = 6 \frac{kM}{R^4}$$

elde edilir ki, bu da B nin esas terimine tekâbül eder; ve devam edersek

$$\frac{d^3\gamma}{dR^3} = -24 \frac{kM}{R^5}$$

elde edilir.

Dünya üzerindeki herhangi bir P_0 noktasında

$$\gamma_0 = \frac{kM}{R_0^2}$$

dir ve böylece

$$\left(\frac{d^3\gamma}{dR^3} \right)_0 = -24 \frac{\gamma_0}{R_0^3}$$

elde edilir ; ve

$$\gamma_0 = 980 \text{ gal}$$

$$R_0 = 6371.2 \text{ km.}$$

alınırsa

$$\left(\frac{d^3 \gamma}{d R^3} \right)_o = -9.094392 \times 10^{-8}$$

olur. Taylor serisinin üçüncü derece kat sayısı

$$C = -\frac{9.094392}{6} \times 10^{-8}$$

$$= -1.515737 \times 10^{-8} \text{ gal/km}^3$$

olur.

Aynı usulü tatbik ederek

$$\left(\frac{d^4 \gamma}{d R^4} \right)_o = 120 \frac{\gamma_o}{R_o^4}$$

$$= 0.71371096 \times 10^{-10}$$

ve serisinin dördüncü derece kat sayısı

$$D = 0.029737957 \times 10^{-10} \text{ gal/km}^4$$

elde edilir.

Hesap edilen bu terimleri toplayarak,

$$\begin{aligned} \gamma_h &= \gamma_o - (0.308777237 - 0.000452063 \sin^2 \Phi_o) h \\ &+ (0.07264891075 \times 10^{-6} - 0.0021230891 \times 10^{-6} \sin^2 \Phi_o) h^2 \\ &- 1.515732 \times 10^{-8} h^3 \\ &+ 0.29737957 \times 10^{-10} h^4 \\ &\dots \end{aligned}$$

elde ederiz.

$$\sin^2 \Phi = \frac{1}{2} (1 - \cos 2\Phi)$$

değişimini yaparak,

$$\begin{aligned} \gamma_h &= \gamma_o - (0.308551206 - 0.000226031 \cos^2 \Phi) h \\ &+ (0.0725427563 \times 10^{-6} - 0.00010615446 \times 10^{-6} \cos 2\Phi) h^2 \\ &- 1.515732 \times 10^{-8} h^3 \\ &+ 0.0299737957 \times 10^{-10} h^4 \\ &\dots \end{aligned} \quad (6)$$

elde ederiz.

Böylece Serbest hava ircası için eşitlik (6) dan

$$g_f = 0.3086 \text{ h} + 0.00023 \text{ h} \cos 2\Phi - 0.07254 \times 10^{-6} \text{ h}^2 \quad \dots \dots \dots (7)$$

elde edilir ki burada yükseklik (h) metre cinsindendir.

Her ne kadar bu, bazen tam bir serbest hava ircası olarak düşünüürse de, derin vadilerdeki ölçü noktalarına topografik tashih tatbik edilmelidir. Topografik tashihi hesaplamak için, topografik tashihin hesaplanacağı noktası çevreleyen arazi kompartmanlara bölünür. Kompartmanların tabanları, noktada merkezleşen konsantrik daire yayları ile, noktadan (merkezden) çevreye doğru uzayan hatların (radyal) sınırladığı deniz seviyesindeki yatay düzlem satırlarıdır. Kompartmanların tavanları, kompartmanın ortalaması yüksekliğine tekâbül eden nivo satırlarıdır. Yan sınırlar ise, radyal hatları ve daire yaylarını ihtiva eden dikey silindir parçasını havi dik düzlemlerdir.

(c), kompartmanın yüksekliğini; ve (s), gravite noktasının yüksekliğini ; r_1 ve r_2 , sıra ile kompartmanın iç ve dış sınırlarının yarı çaplarını; θ açısı iki radyal yan sınırı arasındaki açıyi göstersin. Kompartmandaki topografyanın, kompartmanın tavanı ile aynı seviyedeki dairenin merkezindeki bir noktaya tevcih edeceği çekim tesiri $f(x)$ ile gösterilsin ;

$$f(x) = k \theta g (r_2 - r_1 - \sqrt{r_2^2 + c^2} + \sqrt{r_1^2 + c^2}) \quad \dots \dots \dots (8)$$

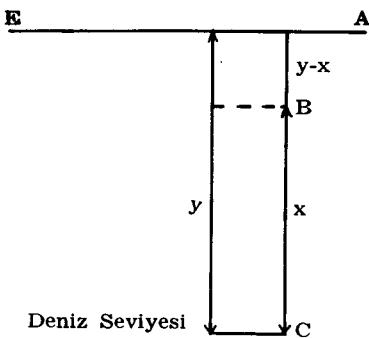
dir. Burada $f(x)$, Hayford ve Bowie'nin "The Effect of Topography and Isostatic Compensation Upon The Intensity of Gravity" (Topografya ve İzostatik Kompansasyonun Gravite Şiddetine Tesiri), U. S. C. G. S. Spec, Publ. No. 10, sayfa 30-43, adlı eserinde "Correction for Topography" (Topografik Tashih) başlığı altında tabule edilmiş değerlerdir. Argument x , ayak (feet) cinsindendir.

Eğer istasyon kotu, kompartmanın tavan kotundan farklı ise, çekimi meydana getiren kompartmanın tesiri farklı argumentli iki $f(x)$ değerinin farkıdır.

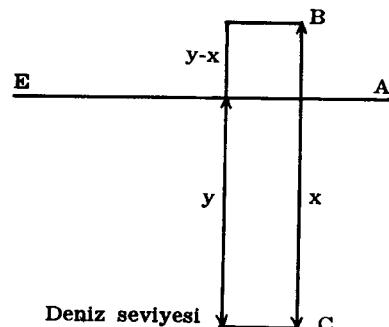
Böylece, x yüksekliğinin, istasyon yüksekliği y den farklı olduğu durumda BC kompartmanın tesiri, tavanları istasyon "E" ile aynı seviyede olan AC ve AB kompartmanları tesirlerinin farkıdır. Şekil : 1

$$\left. \begin{array}{l} \text{BC kompartmanın E ye} \\ \text{tatbik ettiği düşey çekim,} \\ \text{burada } y > x \end{array} \right\} = f(y) - f(y-x) \quad \dots \dots \dots (9)$$

Eğer $f(y-x) = f(x-y)$ ise, aynı formül $y < x$ olduğu zamanda doğrudur.



Sekil : 1



Sekil : 2

Sekil 2, bu durumda da AB kompartmanın tesirinin çıkartılması lâzım geldiğini gösterir. Bu, AB nin mevcut olmayışından değil ve fakat hasıl ettiği çekimin yukarı doğru olması gerçeğine dayanır.

Hayford'ın O zonuna (166.7 km.) kadar kompartmanların bu tesirlerinin toplamı, her bir vadi istasyonu için topografik tashihini verir.

Bu mülâhazalardan sonra, serbest hava anomalisi (Δg_f) şu şekilde bulunur ;

$$\Delta g_f = g - g_f + \text{topografik tashih} - \gamma \quad \dots \dots \dots \quad (10)$$

burada

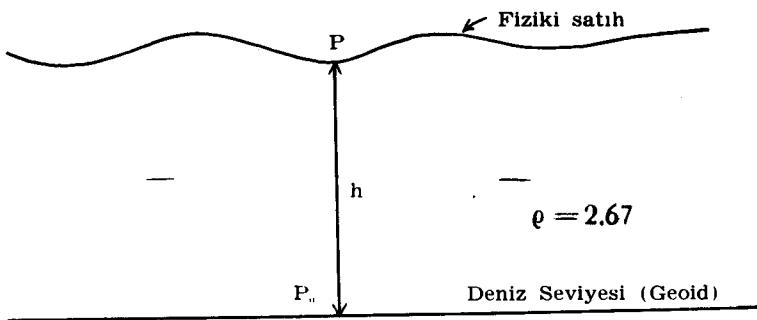
g = ölçülen gravite

g_f = serbest hava ırcası

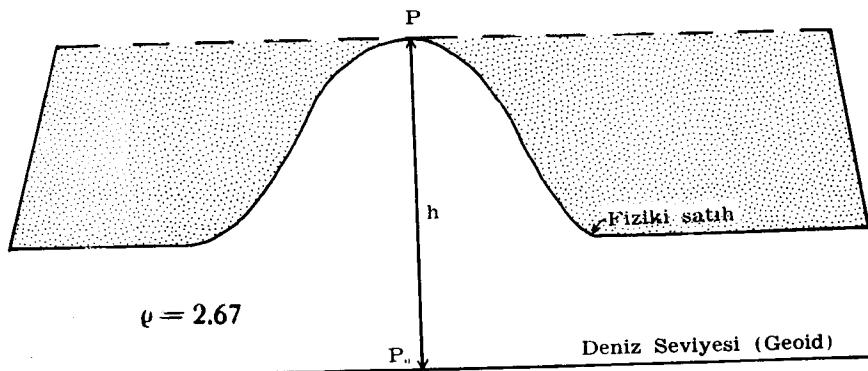
γ = Teorik gravitedir.

Topografik kütlelerin azaltıcı tesirleri nazarı itibara alınmadığından dolayı, bu şekilde bulunan anomaliler topografya ile kuvvetli bir pozitif benzerlik gösterirler.

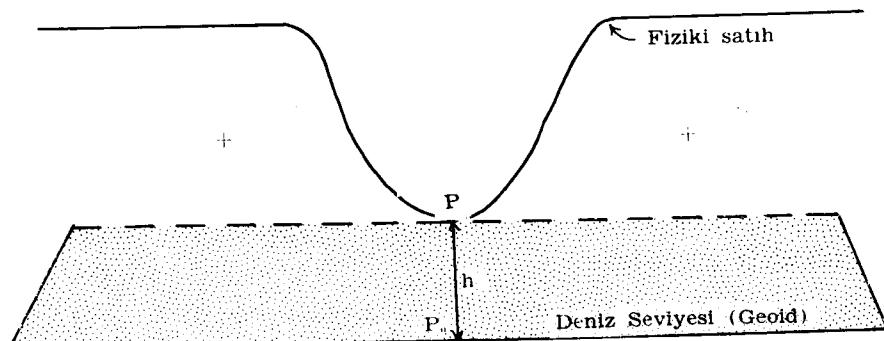
Düz bir satıhta, yüksek dağlarda ve derin vadilerdeki istasyonlarda gravite ölçüleri, sıra ile Sekil 3, 4, ve 5 de gösterilmiştir. Ölçü, fiziki arz sathi üzerinde, P noktasında yapılmış olup, istasyonun h yüksekliğini kullanarak deniz seviyesindeki P_0 noktasına ırcası edilmiştir.



Şekil : 3



Şekil : 4



Şekil : 5

Düz bir arazide veya zirvelerde yapılmış ölçülere serbest hava ircaya tatbik edilince bu, geoid dışında hiç bir kütle bırakmaz, Şekil 3 ve 4. Eğer istasyon derin bir vadide ise, ölçülen gravite h yüksekliğini kullanarak geoide ircaya edilmiş olur; bu sebepten (+) işaretile gösterilen kütleler geoidin dışında kalır, Şekil 5. (+) işaretile gösterilmiş kütlelerin hasıl edeceği tesir, P noktasında ölçülen gravite değerinin içindedir. Bu kütleler ölçülen graviteyi azaltmışlardır, o halde, geoidin dışında kalan kütleleri bertaraf etmek için pozitif topografik tashih tatbik edilmelidir.

Helmert'in ikinci teksif metodu ve ters çevirme metodu (Inversion), serbest hava ircaya tatbik edilen küçük tashih veya düzeltmelerdir. Bu metodların tatbikatı ve hesap şekilleri aşağıda izah edilmiş ve şekillerle gösterilmiştir.

HELMERT'in İKİNCİ TEKSİF METODU

Geoidin dışındaki küteleri, geoidin içindeki kütelerle yer değiştirmeye mecburiyetinin hasıl ettiği değişiklikler geoidin deformasyonuna ve gravite değerlerin de değişikliklere sebep olduğundan, bu değişiklikleri mümkün olduğu kadar küçük yapmak tercihe şayandır. Helmert'in ikinci teksif metodu, geoid dışındaki bütün küteleri hakiki geoidin üzerine oturan bir satha teksif etmekten ibarettir. Küteleri teksif ettikten sonra, bu yeni geoid (ideal geoid) hakiki geoidin biraz üstünde bulunur; iki geoid arasındaki mesafe fevkâlâde hallerde dahi üç metreden daha az olup, ortalama olarak 1 m. dir. Mamafih bu iki geoid arasındaki fark umumiyetle kabili ihmaldir. Maddenin transferinden sonra, her bir geoid dünyanın bütün çekici maddelerini ihtiva eder.

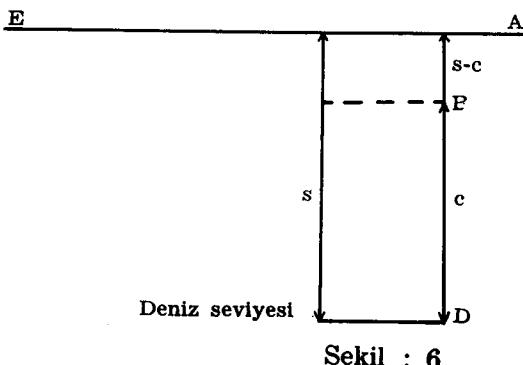
Küteleri bir yüzey tabakasına teksif etme, gravite değerlerini değiştirir. Gravite, deniz seviyesi üstünde bir P noktasında ölçülmüştür. P nin normalinde, geoid üzerindeki bir Q noktasındaki gravite değeri istenmektedir. Graviteye, QP yüksekliğinin sebep olacağı değişiklik bir yana, teksif edilen topografyanın Q üzerindeki çekimi ile hakiki topografyanın P üzerindeki çekim farkı kadar bir tashih daha tatbik edilmelidir.

$QP = h$ kalınlığında ve ρ yoğunluğunda sonsuz bir düzlem parçasının yüzeyindeki bir noktaya tatbik edeceği çekim kuvveti ,

$$2\pi k(\rho h)$$

olup, burda k , Newton gravite sabitidir. (ρh) çarpımı, teksifden sonra "yüzey" yoğunluğunu temsil eder. Yüzey tabakasının tatbik edeceği çekim de gene $2\pi k(\rho h)$ dir ve sadece istasyonun yükseklik ve yoğun-

luğa tabidir. Eğer hakiki topografya, sonsuz bir düzlem parçası şeklindeki madde ile temsil edilmiş olsaydı teksifden doğacak tashih sıfır olacaktı. Şu halde, tashih, hakiki topografyanın sıfır şartından olan farkından ileri gelir ve topografik tashihe eşittir. Bu tashih daima pozitiftir. Zira düzlem parçası şeklindeki madde hakiki topografyadan daha büyük bir çekimi haizdir.



Şekil : 6

Şekil (6) da, s, istasyonun yüksekliği, ve c, kompartmanın yüksekliği olsun; Helmert'in ikinci teksif metodunda kullanılan terrain tashihi G için formül,

$$G = \sum f(s - c)$$

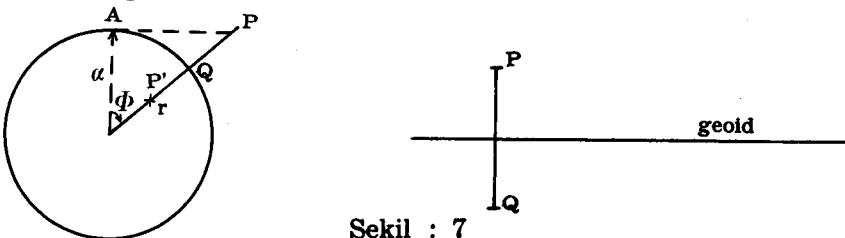
olup toplam işlemi, verilen herhangi bir kompartmanın $f(s - c)$ değerinin kabili ihmali olabileceği mesafelere kadar, merkezden bütün kompartmanlara tatbik edilir. Kompartmanlar umumiyetle belirli ve normal bir topografayı havi olduklarından mesafe büyükçe $f(s - c)$ değeri de küçülecektir. Eğer nihai gravite değeri 0.1 mgalle verilecekse tashih, $f(s - c)$ değerinin, herhangi bir kompartman için 0.01 mgal veya daha küçük olacağı mesafelere kadar hesap edilmelidir. Kullanılan tablolar, daha iyi bir hassasiyet için, en az 0.01 mgal'e göre yapılmalıdır. Bu, umumiyetle, nazari itibara alınan kompartmanların dışında kalan maddelerin tesirlerinin kabili ihmali olduğunu göstermeye kâfidir.

TERS ÇEVİRME İRCA METODU (INVERSION)

İlk bakışta, Helmert'in ikinci teksif metodu ile yapılan madde transferinin geoidin minimum bir deformasyonuna sebep olacağı zannedilir. Bu transferle dış madde kolonlarının ağırlık merkezleri, kolon yüksekliğinin yarısı kadar bir mesafe yer değiştirmiştir, bu sebeple, kütlenin minimum bir yer değiştirmesinin geoidin minimum bir deformasyonuna sebep olacağı beklenebilir. Mamafüh dış kütleye için iç kütleye yer değiştirmeye

sinin, geoidin hiç bir deformasyonuna sebep olmadan yapılabileceği başka bir yerine koyma usulü vardır. Bunun tam ve teferruathî bir hesabı geoidin şekil hakkında bazı ilkel bilgileri icab ettirir, fakat实践中, küresel bir geoid kabul etmek her zaman için kıyafetlidir. Aslında kurvatür (eğrilik) umumiyetle ihmâl edilebilir ve geoid bir düzlem şeklinde düşünülebilir.

a Yarıçapı O merkezli ve merkezden (r) mesafede ($r > a$) bir P noktası verildiğini kabul edelim.



Şekil : 7

Geoid dışında P noktasındaki dm kütle elementi, geoidin içinde PO hattındaki bir P' noktasındaki dm' kütle elementi ile yer değiştirmiş olsun, dm kütlesinin geoid üzerindeki A noktasındaki V potansiyeli;

$$V = \frac{kdm}{\sqrt{V^2 + r^2 - 2ar \cos \Phi}} \quad (11)$$

ile ve yer değiştirilmiş dm' kütlesinin A noktasındaki V' potansiyeli

$$V' = \frac{k dm'}{\sqrt{r'^2 + a^2 - 2ar' \cos \Phi}} \quad (12)$$

ile verilmiştir.

Potansiyelin değişmemesi istendiğinden dolayı $V = V'$ olmalıdır.

$$\frac{dm}{r} \frac{1}{\sqrt{1 - 2 \frac{a}{r} \cos \Phi + \frac{a^2}{r^2}}} = \frac{dm'}{a} \frac{1}{\sqrt{1 - 2 \frac{r'}{a} \cos \Phi + \frac{r'^2}{a^2}}} \quad (13)$$

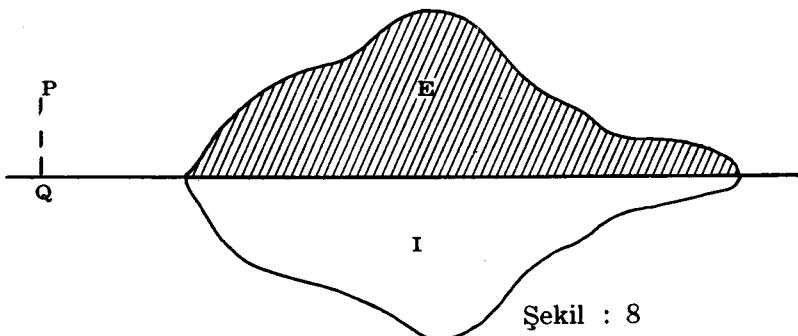
bu eşitlik eğer $dm' = \frac{a}{r} dm$ ve $r' = \frac{a^2}{r}$ olursa gerçekleşebilir.

Eğer P, kürenin sathına yakınsa yani (r) aşağı yukarı (a) ya eşitse, (m') kütlesi de hemen hemen (m) e eşit olacaktır; keza sathın üzerinde (m) nin mesafesi olan PQ, sathın altında (m') nun mesafesi olan QP' hemen hemen eşit olacaktır. Limit durumunda, mesafeler yarı çapa nazaran çok küçükse, satılık bir düzlem olacak, $m' = m$, ve $QP = QP'$, veya P' , P nin düzlemdeki imajı olarak alınabilir. Bu şekilde sadece noktalar değil ve fakat bütün topografik yüksekliklerin imajı alınır. Herhangi

bir geoidin şekli, şakul inhiraflarıyla tayin edilmiş olarak kabul edilebilir ve düzlem boyunca m ve m' nün husule getirecekleri inhiraflar birbirine eşittir. Aynı şey topografik yükseklikler ve onların imajları için de doğrudur. Potansiyeller aynı olduğundan, bir kütlenin yerine bir başka kütleyi almak küre ile temsil edilen eşpotansiyel yüzeylerde bir deformasyona sebep olmaz.

Her ne kadar ters çevirme, geoidin şekline tesir etmezse de gravite değerlerine tesir eder. Değişiklik, silindirik sektörlerin tesirini hesaplamada kullanılan tablolar vasıtasisle hesap edilebilir. Mamafih, ters çevirme metodu için bu tabloları, daha büyük kompartman yükseklikleri için genişletmek lâzımdır.

Ters çevirme metodunun iki şekli vardır, a) Rudzki'nin orijinal metodu, ve b) Helmert'in teklif ettiği değişiklik.



a) Rudzki'nin metoduna göre, dış topografik yüksekliğin, E, P noktasındaki graviteye tesiri, P de ölçülen graviteden çıkartılır ve ters çevrilmiş yüksekliğin, I, P deki graviteye tesiri ölçü degerine ilave edilir. Şekil 8. Bundan sonra, P deki gravite degeri, deniz seviyesindeki Q noktasına, yükseklikle olan normal degisme miktarını tatbik ederek, indirilir.

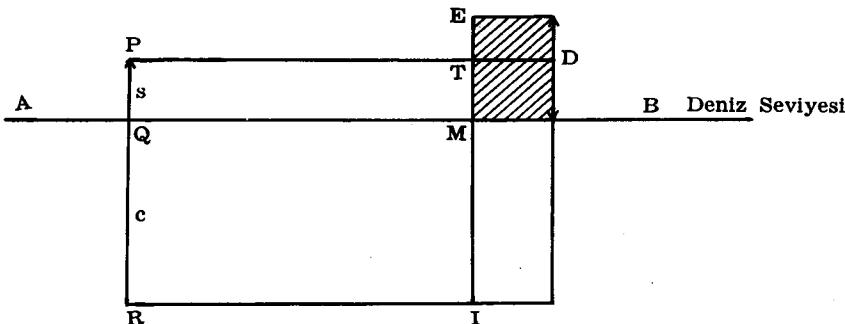
b) Helmert şunu teklif etmiştir; Mademki geoid üzerindeki Q noktasında gravite istenmektedir, o halde, topografik yüksekliğin P deki graviteye tesirini ölçülen graviteden çıkarmalı, sonra bunu yükseklikle olan normal degisme miktarı kadar P'nin seviyesinden Q nun seviyesine indirmeli, ve yukarıdaki metodun aksine, ters çevrilmiş yüksekliğin P deki tesirini değil, ve fakat Q deki tesirini buna ilave etmelidir. Buradaki işlem sırası, P den Q ye geçmek için takibedilen düşunce yolunun, ve harici küteleri dahili kütelerle yer degistirme sırasıyla aynı olması bakımından, böyle seçilmiştir. Pratikte, kütle yer degistirmeleri için yapılan hesaplar beraber ve birleştirilmiş olarak yapılır.

Ters çevirme metodunu her iki şekli de, gravitenin yükseklikle olan normal degisme miktarını kullandığından dolayı tereddütlerle sahne ol-

maktadır. Düz bir saha için her iki şekil de sıfır tashihi verir. Çevreyi daha iyi temsil eden, dağlık bir arazide ortalama seviyenin üstünde olan noktalar için de metodlar, küçük bir negatif tashih vermeye temayıllidürler.

Orijinal olarak kendisi tarafından teklif edilen veya Helmert'in tıdalatlı şekli ile olsun Rudzki'nin ters çevirme metodunda tashihleri hesap etmek için geoid sathını bir düzlem olarak kabul ederiz. Fakat burada, dahili kütlelerin haricilere nazaran, az da olsa, daha küçük olması gerektiğini ihmali ederiz.

Şekil 9 da, AB, deniz seviyesini; P, istasyonun yerini; QP = s, istasyonun kotunu; ve D, ME kompartmanının yüksekliğini göstersin.



Şekil : 9

ME'nin AB'ye göre imajı olan dahili MI kompartmanı, ME kompartmanın yerini almıştır.

R, Q altında, c mesafede bir nokta olsun. PR = IT = s + c olacak şekilde istasyon seviyesinde kompartmanı teşkil edin. Şu halde P noktasında ME nin düşey çekim tesiri

$$f(s) - f(s-c) \quad \dots \quad (14)$$

olacaktır. (14) ün neticesi, ölçülen graviteden çıkartılmalıdır, zira, harici kütleler atılacak ve dahili kütleler onların yerini alacaktır. Ölçülen graviteye ilave edilecek olan MI dahili kütlenin P deki tesiri

$$f(s+c) - f(s) \quad \dots \quad (15)$$

dir. Rudzki'nin orijinal şecline göre, tek bir kompartman için ölçülen graviteye ilave edilecek olan her iki tashihin toplamı

$$I_R = f(s+c) - f(s) - [f(s) - f(s-c)]$$

$$I_R = f(s+c) - 2f(s) + f(s-c) \quad \dots \quad (16)$$

olup, $c > s$ olduğu zaman da eğer $f(s-c) = f(c-s)$ ise aynı formül kullanılır. Bütün topografiya için,

$$I_R = \Sigma [f(s+c) - 2f(s) + f(s-c)] \quad (17)$$

olacak ve toplam, tashih herhangi bir kompartman için ihmal edilebilecek kadar küçük olana kadar tatbik edilecektir. Helmert'in metodunda dahili kütlelerin tesiri P için değil ve fakat Q için hesaplanır, bu tesir $f(c)$ dir. Rukzki'nin ters çevirme metodunun Helmert tarafından yapılan tadilata göre toplam tashihii,

$$I_H = \Sigma [f(c) + f(s-c) - f(s)] \quad (18)$$

ifadesile verilir ve tashihin tatbik edileceği mesafe, diğer anlatılan iki durumda olduğu gibi, aynı düşüncelerle kontrol edilir.

BOUGUER İRCAI

Bouguer ircayı, arzin fiziki ve geoid sathı arasındaki kütlelerin tesirini de ihtiva etmek üzere serbest hava ircayı genişletilmiş bir şeklidir. Ismini, Ecuador, Quito platosundaki ölçülen gravite değerleriyle civar sahillerdeki gravite değerlerini mukayese için, sonsuz bir düzlem parçasının tesirini veren formülü kullanan Bouguer'ye atfen alır. Mamafih, Bouguer'in bu metodu genel kullanma için tavsiye ettiği zannedilmemektedir. Deniz seviyesine ircaya etmede umumi bir metod olarak ilk defa kullanılması Thomas Young'ın "her ne kadar, şimdidiye kadar, serbest hava metodu kullanılıyorsada istasyon ve deniz seviyesi arasındaki maddeler de düşünülmeliidir" tavsiyesini belirten ifadesinden sonra olmuştur. Poisson'da aynı metodu tavsiye etmiştir. Metod, bazen Young veya Poisson metodu olarak anılırsa da daha ziyade Bouguer metodu olarak isimlendirilir.

Basitleştirilmiş Bouguer ircayı aşağıdaki şekilde elde edilir.

Homojen mücessec bir silindirin ekseni üzerindeki bir P (O, O, Z) noktasına m (ξ, η, δ) çekici noktasının tatbik edeceği gravitasyon sahasının şiddeti

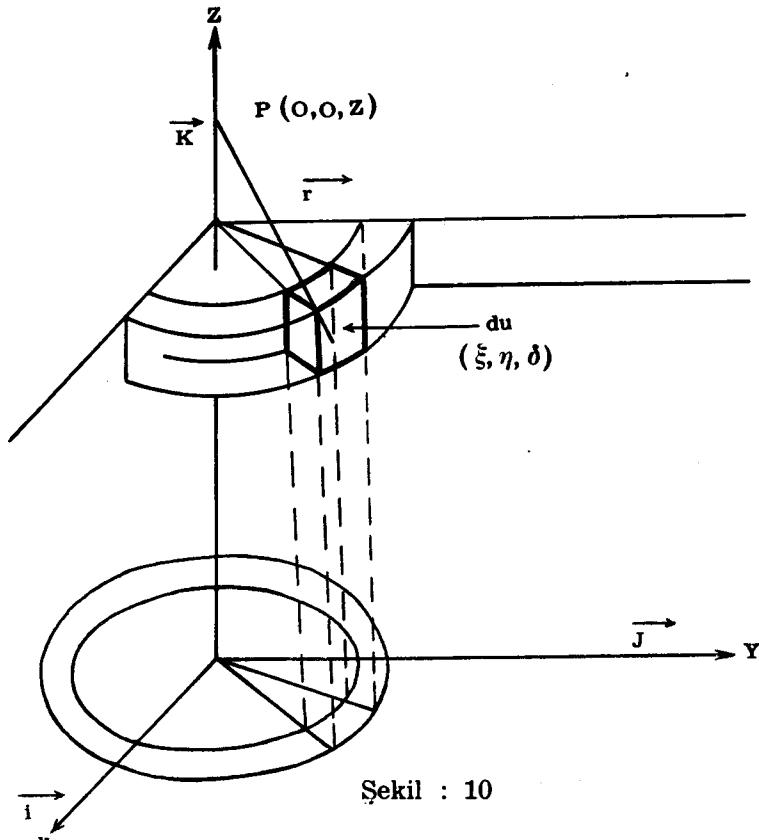
$$\vec{F} = \frac{k m}{r^3} \vec{r}$$

ile verilir ki, burada

$$\begin{aligned}\vec{r} &= \vec{i}(\xi - x) + \vec{j}(\eta - y) + \vec{k}(\delta - z) \\ \vec{r} &= \vec{i}\xi + \vec{j}\eta + \vec{k}(\delta - z) \\ \vec{r} &= (\vec{r} \cdot \vec{r})^{1/2} = [\xi^2 + \eta^2 + (\delta - z)^2]^{1/2}\end{aligned}$$

dir.

Böylece, bütün silindir için hacim integrali tatbik ederek



Şekil : 10

$$\begin{aligned}\vec{F} &= k \sigma \int_{\nu} \left[\frac{\vec{i}(\xi - x) + \vec{j}(\eta - y) + \vec{k}(\delta - z)}{[(\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}} \right] d\nu \\ &= k \sigma \int_{\nu} \left[\frac{\vec{i}\xi + \vec{j}\eta + \vec{k}(\delta - z)}{[\xi^2 + \eta^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}} \right] d\nu\end{aligned}$$

elde edilir.

Silinderik koordinatları (ϱ, Φ, z) kullanmak burada işi kolaylaştırır. Şu halde, Şekil 10 dan

$$\begin{aligned}\xi &= \varrho \cos \Phi \\ \eta &= \varrho \sin \Phi \\ \varrho^2 &= \xi^2 + \eta^2 \\ d\nu &= \varrho d\varrho d\delta d\Phi\end{aligned}$$

olur, ve böylece b yarı çaplı ve h yükseklikli bir silindirin P (O, O, Z) de-ki gravitasyon şiddeti

$$\vec{F} = k \sigma \left[\begin{aligned} & \vec{i} \int_0^b \int_0^h \int_0^{2\pi} \frac{\rho^2 \cos \Phi d\Phi d\delta d\rho}{[\rho^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}} \\ & + \vec{j} \int_0^b \int_0^h \int_0^{2\pi} \frac{\rho^2 \sin \Phi d\Phi d\delta d\rho}{[\rho^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}} \\ & + \vec{k} \int_0^b \int_0^h \int_0^{2\pi} \frac{\rho (\delta - z) d\Phi d\delta d\rho}{[\rho^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}} \end{aligned} \right]$$

dir. Parentez içindeki ilk iki terim

$$\int_0^{2\pi} \cos \Phi d\Phi = \int_0^{2\pi} \sin \Phi d\Phi = 0$$

olduğundan sıfırdır. Bu kısaltmayı yaparak

$$\vec{F} = k \sigma \vec{k} \int_0^b \int_0^h \int_0^{2\pi} \frac{\rho (\delta - z) d\Phi d\delta d\rho}{[\rho^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}}$$

elde ederiz.

Sıra ile integrasyonu yaparak

$$\begin{aligned} \vec{F} &= 2\pi k \sigma \vec{k} \int_0^b \int_0^h \frac{\rho (\delta - z) d\delta d\rho}{[\rho^2 + (\delta - z)^2]^{3/2}} \\ &= -2\pi k \sigma \vec{k} \int_0^b \left[\frac{\rho d\rho}{[\rho^2 + (h - z)^2]^{1/2}} - \frac{\rho d\rho}{(\rho^2 + z^2)^{1/2}} \right] \\ &= -2\pi k \sigma \vec{k} \left[[\rho^2 + (h - z)^2]^{1/2} \Big|_0^b - (\rho^2 + z^2)^{1/2} \Big|_0^b \right] \\ \vec{F} &= -2\pi k \sigma \vec{k} \left[[b^2 + (h - z)^2]^{1/2} - |h - z| - (b^2 + z^2)^{1/2} + |z| \right] \end{aligned}$$

olur. $b \rightarrow \infty$ ve $h \rightarrow z$ yaparsak, böylece h kalınlıkta sonsuz, yatay homojen bir tabakanın gravite saha şiddeti

$$\vec{F} = -2\pi k \sigma h \vec{k}$$

olur ki, buradaki (-) işaretin içeriye doğru olan bir çekimi gösterir. Böylece çekimin büyüklüğü

$$F = 2\pi k \sigma h \quad \dots \dots \dots \quad (19)$$

olur.

19 nolu formül, sonsuz yarıçaplı ve h kalınlıklı bir silindir parçasının P noktasındaki sakuli çekimini temsil eder.

Universal gravitasyon sabiti k , büyük bir hassasiyetle tayin edilemeyeceğinden dolayı, aşağıdaki şekilde bertaraf edilir. Ortalama gravite, g_m , küresel bir dünya kabul edilerek tayin edilir;

$$g_m = \frac{kM}{R^2} = \frac{4}{3} \frac{\pi R^3 \sigma_m k}{R^2} \frac{4}{3} \pi R \sigma_m k$$

burada

M : arzin kütlesi,

R : arzin ortalama yarı çapı,

σ_m : arzin ortalama yoğunluğu

dur.

Yukarıdaki eşitlikten

$$k = \frac{3}{4} \frac{g_m}{\pi R \sigma_m} \quad \dots \dots \dots \quad (20)$$

olup, k nin bu değerini (19) da yerine koyarak

$$F = \frac{3}{2} \frac{\sigma}{\sigma_m} \frac{g_m}{R} h \quad \dots \dots \dots \quad (21)$$

elde edilir.

Silindirik bir levha kütlesinin tesiri, F , P noktasında ölçülen graviteden çıkarılmalıdır. $(-F)$ ile serbest hava tashihini birleştirerek, basitleştirilmiş Bouguer ve serbest hava ircanının toplamı

$$g_f + g'_B = \frac{2h g_m}{R} - \frac{3}{2} \frac{\sigma}{\sigma_m} \frac{h g_m}{R}$$

veya

$$g_f + g'_B = g_f \left(1 - \frac{3}{4} \frac{\sigma}{\sigma_m} \right) \quad \dots \dots \dots \quad (22)$$

elde edilir.

Eşitlik (22) de

$$\sigma = 2.67 \text{ gr/cm}^3$$

$$\sigma_m = 5.52 \text{ gr/cm}^3$$

$$\frac{2g_m}{R} = 0.3086 \text{ m gal/metre}$$

nümerik değerlerini yerine koyarsak

$$g_f + g'_B = 0.3086 h - 0.1119 h = 0.1967 h \quad \dots \dots \dots \quad (23)$$

elde edilir ki, bu eşitlik basitleştirilmiş Bouguer ircası olup serbest hava ircasını aşağı yukarı 1/3 nisbetinde azaltır.

İstasyon civarının oldukça düz olduğunu kabul edersek, Bouguer tashihi, geoid ile fiziki surfaç arasındaki sabit yoğunluklu ($\sigma = 2.67 \text{ gr/cm}^3$) kütlenin tesirini, Şekil 3; eğer istasyon bir dağ zirvesinde ise Bouguer tashihi Şekil 4 de noktalı gösterilen, mevcut olmayan kütlenin tesirini ölçülen graviteden çıkarır. Bundan dolayı noksantılı karşılaşacak pozitif bir topografik tashih tatbik edilmelidir.

İstasyon bir vadide ise, Bouguer tashihi sadece Şekil 5 de noktalı gösterilen kütleyi nazara alır. Mamafih, (+) işaretini ile gösterilen kütle, P noktasında ölçülen gravite değerinin içindedir. Burada madem ki işaretli kütle gravite değerini azaltıcı bir rol oynamıştır, o halde gravite değerini geoide ircası ederken bu kütlenin tesirini bertaraf edecek pozitif bir topografik tashih tatbik edilmelidir.

Verilen misaller topografik tashihin daima pozitif olduğunu ve engebeli arazilerde Bouguer ircasına tatbik edilmesini gösterirler, engebesiz arazilerde topografik tashihe lüzum yoktur. Topografik tashih de serbest hava ircasında olduğu gibi hesaplanır.

Arz mütecanis olmayan bir küresel surfaç olduğundan basit Bouguer ircası, küresellik için de bir tashihi lüzumlu kılar. Bu tashih Bullard tarafından tayin edilmiş olup istasyon kotunun bir fonksiyonu olarak cedveller hazırlanmıştır. Şu halde, kara istasyonları için geliştirilmiş Bouguer tashihi

$$(g_f + g_B) = g_f - 0.1119 h = a + b \quad \dots \dots \dots \quad (24)$$

Kara

olup, burada

a : Topografik tashih

b : Küresellik tashihi

dir. Denizdeki istasyonlar için kabuğun ortalaması yoğunluğu ($\sigma = 2.67 \text{ gr/cm}^3$) yerine deniz suyunun yoğunluğu ($\sigma = 1.027$) kullanılmalı ve ölçü derinliği de nazarı itibara alınmalıdır (Gravite ölçüsünün yapıldığı platform eğer hareket halinde ise Eötvös ve Browne tashihleri de lüzumlidir; mamafih bu tashihler burada anlatılmayacaktır). Denizdeki istasyonlar için, geliştirilmiş Bouguer irca

$$(g_f + g_B) = 0.0689 t' - 0.2225 d + a + b \quad \text{..... (25)}$$

Deniz

olup, burada

t' : metre cinsinden okyanus derinliği

d : metre cinsinden ölçü derinliği

(t' ve d için mutlak değerleri kullanınız)

dir.

Şu halde Bouguer anomalisi, (Δg_B), şu ifade ile verilir :

$$\Delta g_B = g + (g_f + g_B) - \gamma \quad \text{..... (26)}$$

olup, burada

g : ölçülen gravite

$g_f + g_B$: 24 veya 25 nolu eşitlik, hangisi kabili tatbikse

γ : Teorik graviteyi

gösterir.

Bouguer tashihi, her ne kadar görülen topografik kütlelerin tesirlerini nazarı itibare alırsa da, anomaliler, sadece düz arazideki istasyonlar için sıfır yakındır. Anomaliler, dağlık bölgeler için umumiyetle negatif ve denizlerde kuvvetli pozitifdirler, zira kompanse eden kütlelerin tesiri nazari itibare alınmamıştır.

IZOSTATİK İRCA

Bu kısımla anlatılacak olan Gravite irca sistemleri, "arz kabuğunun her büyük kütle elamanının düşey durumu, onun ağırlığının bir fonksiyonudur ve kütle elamanı arz Gravitesinden doğan kuvvetler neticesi düşey durumunu değiştirmez," hipotezine dayanmaktadır. Bu teorinin tam olarak anlaşılması için büyük kütle elamanlarının denge durumlarını izah gayesiyle bir (Yüzme hipotezi) nin "Floating hypothesis" kabul edilmesi lazımdır.

Yüzme hipotezinde büyük kütle elamanları, katı arz kabuğunun şakuli sütunları olarak kabul edilir. Herhangi bir sütunun alt tabanının dikdörtgen durumu, sütunun yüzüğü düşünürlerek, sütunun kesit ve ağırlığından tayin edilir. Sütunun üst yüzeyi arzin fiziki sathıdır. Sütunun kesiti,

kabuğun, kabul edilen yapısal geriliminin bir fonksiyonudur, ve kabuk ne kadar mukavemetsizse, sütunun kesiti de o kadar küçüktür. Kesitler, umumiyetle çok küçük olarak kabul edilir ki bu da, zayıf ve mukavemetsiz bir kabuğa delalet eder.

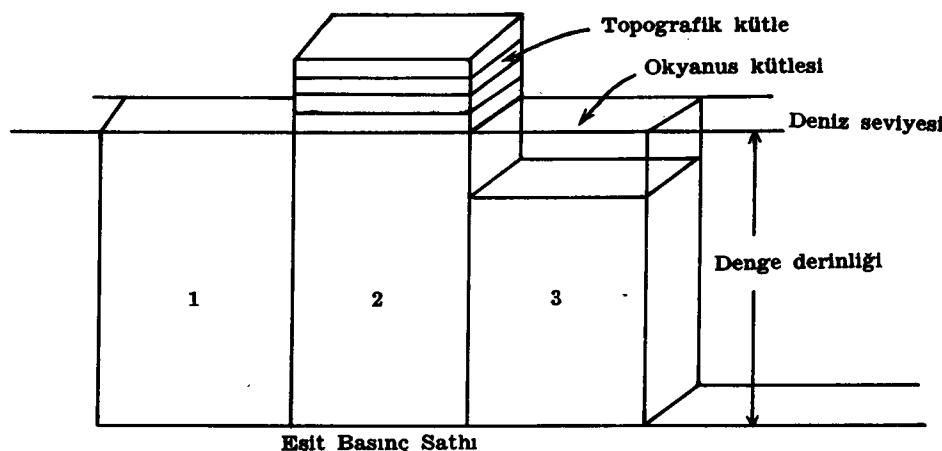
Yüzme hipotezinde, aynı kesit ve ağırlığı hâvi sütunlar, eğer bunlar serbestçe yüzüyorsa, içinde bulundukları alışkanın aynı statik basınç sathına oturmalıdır. Arz kabuğunun imajineri kütle elamanlarının denge durumu, (İzostatik denge) olarak bilinir ve İzostazi teorisi diye bilinen teori, arz kabuğunun izostatik dengede olduğunu kabul eder.

İzotesi teorisi, arz kabuğunun, hakikatte serbestce yiizen kabuk sütunlarından meydana geldiğini değil, ve fakat kabuk sütunlarının, kabuğun mukavemetine dayanan bazı özellikleri gerçekleştirdiğinde, çok yakın olarak bu duruma yaklaşılacağını ileri sürer. Hakiki kabuk sütunlarının dengesi, hem alttan kaldırın basınçta ve hem de sütunların imajiner hudutlarına tesir eden hakiki iç gerilimlere dayanır. İç gerilimler, kabuğun yapısal özelliklerinden ileri gelir. Kabuk sütununun muayyen bir büyülüklüğü için dahili yapısal kuvvetler, sütunun ağırlığı ile mukayesede çok küçük olup, eğer bunlar ihmali edilebilirse, bütün pratik gayeler için, sütunun denge hali kabuk altı ağışkanında sütunun yüzebilmesi ile, yanı, izostatik dengesi, tam olarak tayin edilir.

İzostazi fikri çok eskiye, Leonardo da Vinci'ye kadar giderse de kabilî tatbik bir yüzme hipotezi 1854 e kadar gelişmemiştir. 1854 yılının Aralık ayında bir İngiliz Başdiyakoz'u olan J. H. Pratt, ilk defa olarak, kabilî tatbik bir yüzme hipotezi ortaya atmıştır. J. H. Pratt, Hindistan'daki geodetik istasyonlar olan Kaliana ve Kalianpur arasında yapılan hassas nirengi ölçüleri ve daha evvelki astronomik rasatlar arasında 5" lik bir şakul inhırafı farkı bulmuştur. Bu farkın Himalaya dağlarının topografik külesi neticesi olabileceğini düşünerek Pratt, dağların şakule ne derece tesir edeceğini hesaplamış ve hayretle bunun 15" olacağını bulmuştur, yani ölçülen farktan çok fazla olduğunu görmüştür. Bunun neticesi olarak Pratt, dağların hasıl ettiği hakiki çekimin sadece topografik küteller tarafından değil, fakat aynı zamanda bu dağların altında yer alan daha hafif kütelerin de tesiri neticesi meydana geldiğini kabul etmiştir.

Pratt, arz kabuğunun her bir izostatik sütununun, deniz seviyesinin pek de altında olmayan aynı statik basınçlı bir seviyeye oturduğunu kabul etmiştir. Bu faraziye, aynı kesitli bütün izostatik sütunların boyuna rağmen aynı ağırlıkta olmasını intâq eder. Bunun neticesi olarak, dağların altındaki uzun sütunların, deniz seviyesi altındaki normal sütunlara nazaran ortalama yoğunluğu daha küçüktür; Okyanusların altındaki kısa sütunların yoğunluğu, normal sütunlara nazaran daha büyüktür. Bir

birim sütunun topografik kütlesi, deniz seviyesinden denge seviyesine kadar uzanan standart bir sütun üzerine konmuş fazla veya eksik kütle olarak kabul edilirse, sütunun diğer kütlesi o şekilde dağılmalıdır ki, eşit basınç sathında bu sütun, değişmemiş normal bir sütunla veya, mademki aynı satha dayanmaktadır, o halde, herhangi bir sütunla, aynı ağırlıkta olsun. Topografik yükün ağırlığını dengelemek için standart bir sütunda yapılan kütle dağılımına izostatik dengeleme (compensation-kompansasyon) denir. Bu dengeleme sütunlar içinde yer alacağından eşit basınç sathında dengelemenin tam olduğu söylenilir. Eşit basınç sathının deniz seviyesine göre yeri denge derinliği olarak bilinir. Pratt'ın hipotezi Şekil 11 de gösterilmiştir.



Şekil : 11

Pratt'ın "yüzme hipotezi"

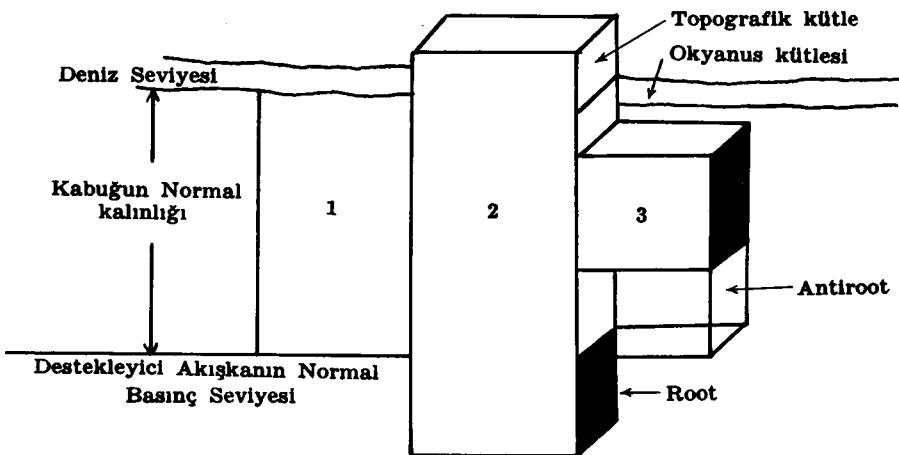
1, 2, 3 sütunlar sıra ile standart, kara, ve Okyanus izostatik sütunlarını gösterirler. Bütün sütunlar eşit basınç sathında aynı ağırlığa sahip olacaklarından, sütun 2 ve 3 ün ortalaması sütun 1 den farklıdır.

Pratt'ın hipotezinin açığa çıkmasından takriben bir ay sonra, Pratt'ın çalışmalarından bihaber olan İngiliz astronomu Airy, aynı ölçü değerlerini izah etmek için farklı bir yüzme hipotezi ortaya atmıştır. Airy, topografik kütlelerin çekiminin, dağlar altındaki ağır akışkan maddenin yerini almış olan dağ kökleri (root) ile azaldığı neticesini bulmuştur.

Airy, arz kabuğunun her bir izostatik sütununda yoğunluğun aynı olduğunu kabul etmiştir. Bu, aynı kesiti havi bütün izostatik sütunların aynı basınç sathına oturamayacakları, meğer ki aynı boyda olsun, manasına gelir. Böylece, uzun sütunlar standart uzunluktaki bir deniz sevi-

yesi sütunundan daha derin bir basınç sathına oturacaktır. Binaenaleyh, basınç seviyeleri arasındaki fark, standart bir sütun üzerine konmuş olan topografik kütleyi kaldıracak ilave kaldırma veya itme kuvvetlere dayanır. Aynı şekilde, Okyanus altında kütle ile dolu kısa sütunlar, standart bir sütundan daha hafif olmalıdır, zira, standart sütunun bir kısmının yerini deniz suyu almıştır; o halde, kısa sütunlar, normal sütunlar kadar yüzdükleri akışkan içine giremezler. Derinlikteki bu azalma, normal bir sütunu kaldıracak kaldırma kuvvetlerindeki azalma ile tayin edilir.

Airy hipotezinin tatbikatında, normal bir sütunun boyu, arz kabuğunun normal kalınlığı olarak bilinir. Karasal bir sütunun bu kalınlığın altında kalan kısmı kök (root), ve normal kalınlıkla Okyanus sütunu tabanı arasında mevcut Arşimed itmesini veren akışkan kısmı da anti-kök (anti-root) olarak bilinir. Böylece, ister üstünde fazla kütle bulunsun ister bulunmasın normal bir sütun, destekleyici akışkan içine (root veya antiroot kalınlığı), sütunun ağırlığını kaldıracak kaldırma kuvvetleri husele gelene kadar batacak veya çıkacaktır, Şekil 12.



Şekil : 12

Airy'nin "yüzme hipotezi"

1, 2, ve 3 nolu sütunlar sıra ile normal, kara ve okyanusa ait izostatik sütunları temsil ederler. Her sütun aynı yoğunlukta kabul edildiğinden ağırlıkları farklıdır. Bu nedenesi olarak her sütun, kendini kaldıracak kaldırma kuvveti temin eden akışkan basınç sathına kadar batar.

Her ne kadar Pratt ve Airy hipotezleri birbirini nakzeder mahiyette ise de her ikisi de izostazi teorisine dayanır. Hangi hipotezin hakika-

te daha yakın olduğunu tayin imkânı olmadığından, her iki hipotezde daha sonraki araştırmacılar tarafından, izostatik gravite irca sistemi inkişafı için kullanılmıştır. Değişik izostatik irca sistemlerine götürecek sayısız mülâhazalar olmasına rağmen Airy ve Pratt'ın düşünceleri en kolay tatbik edilen ve en geniş şekilde kullanılanlardır.

20 nci asırda Pratt'ın mülâhazaları John Hayford ve William Bowie, ve Airy'nin mülâhazaları da W. A. Heiskanen tarafından tadel edilmişlerdir. Bu iki izostatik irca sistemi en çok alâka çekeni olmuş ve modern jeofizik ve geodetik çalışmalar için en çok kullanılmışlardır.

İzostazi teorisinin kabulünden sonra, Izostatik irca sistemi şu sorulara verilecek cevapları esas almak üzere geliştirilebilir :

- a. Izostatik kabuk sütunlarının minimum kesiti nedir?
- b. Topografik kütleler izostatik sütunlar içinde nasıl denge durumunu alırlar? Diğer bir deyimle, izostatik sütunlarda kütle dağılımları nasıldır?
- c. Bir normal izostatik sütunun - ortalama deniz seviyesinden kaldıran sıvı sathına kadar dolu sütun- boyu nedir?

Bu soruların cevabı direkt olarak verilemediğinden, evvela bir cevap grubu seçilmelidir. Bilâhare bu gruba dayanan izostatik irca sisteminin dünyanın her yerindeki gravite ölçülerine tatbik edilerek küçük gravite anomalileri verdienen göstergemeli ve bu şekilde alınan grubun aşağı yukarı doğru olduğunu isbat etmek lâzımdır.

Birinci soru, arz kabuğunun yapısal mukavemeti ile alâkali faraziyele ilgilidir. Arz kabuğunun bir bütün olarak yapısal mukavemeti hakkında çok az şey bilindiğinden, yapılacak en basit faraziye, arz kabuğunun yapısal mukavemeti olmadığını kabulüdür. Bu ise arz kabuğunun sonsuz küçük izostatik sütunlardan meydana geldiğine delalet eder. Böylece, her bir ufak topografik yükseklik, kendi altındaki izostatik kabuk sütunu içinde dengelenir. Bu faraziye yapıldığı takdirde, topografik yükseklikler, mahalli olarak (local) kompanse edilmiştir denir.

Kabuğun yapısal mukavemetinin olduğu kabul edilirse, izostatik sütunların minimum kesitlerinin tayini lâzımdır. Böyle bir durumda topografik yüksekliklerin bölgesel olarak (regional) kompanse olduğu, yanı dengelemenin direkt olarak topografik yüksekliğin altında değil ve fakat daha geniş bir sahada vukubulduğu kabul edilir. Dengeleme için lüzumlu sahanın genişliği, kabuk mukavemetinin bir fonksiyonudur. Bu sebepten, bölgesel izostatik dengeleme kabuğun yapısal özellikleri hakkında ilave faraziyeleri icab ettirir.

İkinci soru, Pratt veya Airy hipotezlerini kabul ederek cevaplandırılabilir. Pratt hipotezinde kabuk sütunun ortalama yoğunluğunun topoğrafik yüksekliğinin bir fonksiyonu olduğu ve dengeleyen kütlenin, sütunun topoğrafik olmayan kısmında (denge seviyesi altında) üniform olarak dağıldığı kabul edilir. Airy hipotezinde bütün izostatik sütunların aynı yoğunlukta olduğu ve root veya antiroot boyunun sütunun topoğrafik yüksekliğinin bir fonksiyonu olduğu kabul edilir. Şu halde, Pratt hipotezi sütun yoğunluğunun, Airy hipotezi de sütun boyunun tayinini ister. Her iki irca da hemen hemen aynı miktarda hesabı lüzumlu kılardır.

Kabuğun kütle dağılımları ile ilgili diğer faraziyeler daha karışık irca sistemlerini zorunlu kılar ve mahalli veya bölgesel çalışmalar hariç pratik degillerdir. Bu bakımdan, muayyen bir bölgede hakiki kütle dağılımı jeolojik veya jeofizik metodlarla tayin edilebilirse, gravite anomalileri bir jeolojik tashih tatbiki ile ayarlanabilir. Mamafih, bu tashihler sadece mahalli veya bölgesel mahiyette olup bütün kabuğun kütle dağılımı hakkında genel bir izostazi faraziyesine götürmez.

Kuvvetle muhtemeldir ki hiç bir tek faraziye bütün kabuğun kütle dağılımını temsil etsin. Kabuğun kütle dağılımı homojen değildir ve topoğrafyaylada üniform olarak değişmez. Bundan dolayı, kabuğun kütle dağılımları ile ilgili genel faraziyeler, pratik bir irca sistemi ve neticede dünya çapında küçük ve tatlı anomaliler vermezlerse doğrulukları şüphelidir.

Üçüncü sorunun cevabı, olsa olsa (trial and error) metodu ile verilebilir. İlk iki soruya cevap vermek için yapılan faraziyeler ve normal bir sütunun boyu hakkında yapılan ihtiyacı faraziye dahilinde bir irca sistemi geliştirilir. Bu sisteme göre hesap edilen, gravite anomalileri, aynı sistemde fakat değişik sütun boyları için hesap edilen anomalilerle mukayese edilir. En küçük ve tatlı anomali veren sistem, izostatik sütunun boyu için yapılan en iyi faraziye dayanan sistemdir. Mamafih, muayyen bir bölgeye en iyi uyan normal uzunluğun dünyanın her yeri için kabili tatbik olduğunu düşünmek tehlikeli olup mukayese dünya çapında yapılmalıdır.

Kabuğun izostatik denge durumu ile alâkâlı üç soruya muayyen bir grup faraziye ile cevap verilince, izostatik irca sisteminin geliştirilmesi bir matematik problemi halini alır. Bu problem, her izostatik sütunun topoğrafik ve dengeleyen kütlesinin tesirini matematik olarak ifna ettikten sonra, arz üzerinde herhangi bir noktada gravite değişikliğini tayin etmektedir. Hesapları basitleştirmek için irca formülleri umumiyetle şu faraziyelere dayanır :

- a. Geoid bir küre sathıdır.
- b. Gravite şiddeti kabuk içinde derinlikle değişmez.
- c. İzostatik dengeleme tamdır ve bu eşit basınç veya eşit kütle anlamında alınabilir.

Bu ve diğer faraziyelerin, anomali değerlerine verdikleri hatalar ihmal edilebilirlerse doğrulukları kabul edilebilir.

1909 da, John F. Hayford ölçülen şakul inhiraflarından arzin büyülüğu ve şeklinin tayini hesaplarına izostatik ırca sistemini de dahil etmiştir. Gravite istikâmetinin tayini hususunda sistemin başarısı Hayford ve Bowie'yi izostazinin gravite şiddetine olan tesirini incelemeye sevketmiştir. Bu araştırcıların geliştirdikleri ırca sistemi Pratt-Hayford sistemi olarak bilinir.

Pratt-Hayford sistemi şu izostatik faraziyeler üzerine kurulmuştur:

- a. İzostatik sütunların kesiti sonsuz küçük olarak kabul edilir, böylece dengeleme lokaldır.
- b. İzostatik denge, Pratt hipotezinin çok az değiştirilmiş şekline göre mevcuttur.
- c. Denge derinliği 113.7 km. dir.

Pratt hipotezi, hesap formüllerini basitleştirmek için değiştirilmişdir. Hayford denge derinliğini, deniz seviyesinden değil, fakat izostatik sütunların kütle ile dolu kısımlarının üstünden ölçer. Bu değişiklik diğer geodezistler tarafından da kullanılmış olup doğru kabul edilmektedir.

1924, 1931 ve 1938 de W. A. Heiskanen Airy'nin faraziyelerini aydınlatmış ve gravite ölçülerinin izostatik ırca için lüzumlu cetvelleri hazırlamıştır.

Airy-Heiskanen sistemi şu faraziyelere dayanır :

- a. Dengeleme lokaldır.
- b. İzostatik denge Airy hipotezine göre varittir.
- c. Kabuğun normal kalınlığı 30 km. dir.

F. A. Vening Meinesz'in geliştirdiği bölgesel sistem, belki de, Hayford ve Heiskanen sistemi kadar önemlidir, fakat geodetik gayeler için yaygın olarak kullanılmaz. 1931 de Vening Meinesz, Airy hipotezini tadil ederek, bölgesel dengeleme için kendi sistemini kurmuştur. Bu sistem, kompanse eden kütlelerin denge durumunu tayin için kabuğun yapısal özelliklerini kullandığından, lokal sistemlere nazaran çok karışiktır.

Izostatik sistemin gravite değerlerini irca için tatlbīk edilmelerinden evvel, topografik ve dengeleyen kütlelerin çekim tesirlerini verecek genel irca formüllerinin tesisi lüzumluudur. Herhangi bir yerdeki gravite değerinin iki kısımdan teşekkül ettīgi kabul edilir. Birinci kısım, teorik arzin çekimi olup normal veya teorik gravite olarak bilinir. Teorik gravite mevcut en iyi teorik gravite formulünden elde edilir. Ikinci kısım, teorik arzla alâkalı olmayan bütün kütle elamanlarının - topografik ve dengeleyen kütleler- ve istasyonun kotundan meydana gelecek tesirlerden doğar. Kot için gerekli tashih, serbest hava metodu ile tatlbīk edilir; fakat, topografik ve dengeleyen kütlelerin tesirlerini hesaplamak için basit formüller yoktur.

dm elamanter kütlesinin, ölçü noktasında 1 grammik bir kütleye tatlbīk edecekçi çekim

$$\frac{k dm}{D^2} \quad \dots \dots \dots (27)$$

olup, burada

k = üniversal gravite sabiti

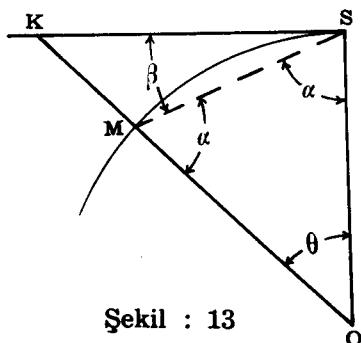
D = İstasyonla dm arası mesafedir.

İstasyondan çekimin düşey bileşeni

$$k dm \frac{\sin \beta}{D^2} \quad \dots \dots \dots (28)$$

olup, burada β , istasyon seviyesi altındaki depresyon açısıdır.

İstasyonda graviteye tesir eden kütle elamanı, istasyonun altında, üstünde veya istasyonla aynı yükseklikte olur. Eğer istasyon kotu deniz seviyesinde ise ve arz da r yarıçapı bir küre kabul edilirse Şekil 13 e göre



$$\beta = \frac{\theta}{2}$$

$$D = 2r \sin \frac{\theta}{2}$$

M naktasındaki kütle elemanı istasyonla (S) aynı yüksekliktedir.

$$MS = D$$

$$\overline{OL} \perp \overline{MS}$$

$$\overline{ML} = \overline{LS} = r \sin \frac{\theta}{2}$$

ve buradan $D = 2r \sin \frac{\theta}{2}$
veya $D = 2r \sin \beta$

$$\overline{OS} = \overline{OM} = r \quad (a)$$

$$\overline{OSM} = \overline{OMS} = \alpha \quad (b)$$

$$2\alpha + \theta = 180^\circ \quad (c)$$

$$\alpha + \beta = 90^\circ \quad (d)$$

$$2\alpha + 2\beta = 180^\circ \quad (2.d)$$

$$\theta - 2\beta = 0 \quad (c) - (2.d)$$

$$\text{ve } \beta = \frac{\theta}{2}$$

— β ve D nin değerini (28) de yerine koyarsak, istasyonla aynı seviyede bir kütle elamanının, istasyondaki birim kütleye tevcih edeceği çekim kuvvetinin düşey bileşenini verecek ifade elde edilir.

Bu ifade

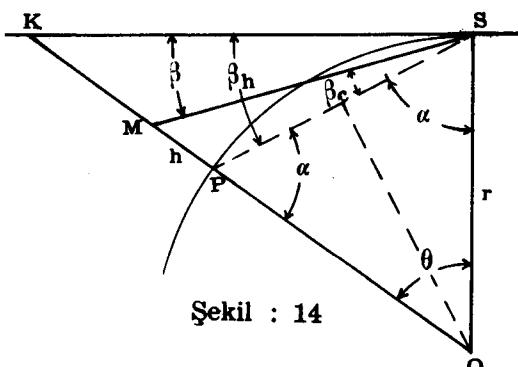
$$kdm \frac{\sin \frac{\theta}{2}}{4r^2 \sin^2 \frac{\theta}{2}} = kdm E \quad (31)$$

olup, burada

$$E = \frac{\sin \frac{\theta}{2}}{4r^2 \sin^2 \frac{\theta}{2}}$$

dir.

Şekil 14, kütle elamanının istasyondan yüksek olduğu durumu göstermektedir. Kot farkı $h = MP$ olsun,



Kütle elemani M de olup istasyonun (S) üzerindedir.

$$SP = D_1 \quad \beta_h = \frac{\theta}{2}$$

$$SM = D$$

$$SPM \Delta \text{inde}, \frac{\sin \beta_c}{h} = \frac{\sin \hat{SPM}}{D}$$

$$\sin \beta_c = \frac{h \cos \frac{\theta}{2}}{D}$$

$$SPM = 180 - \alpha$$

$$\alpha = \frac{180 - \theta}{2} = 90 - \frac{\theta}{2}$$

$$\overline{\text{SPM}} = 180 - 90 + \frac{\theta}{2}$$

$$= 90 + \frac{\theta}{2}$$

$$\sin \overline{\text{SPM}} = \cos \frac{\theta}{2}$$

Bu sebepten

$$\beta = \beta_h - \beta_e = \frac{\theta}{2} - \sin^{-1} \frac{h \cos \frac{\theta}{2}}{D}$$

Kosinüs teoreminden

$$D^2 = D_1^2 + h^2 - 2 D_1 h \cos \left(90 + \frac{\theta}{2} \right)$$

$$D^2 = D_1^2 + h^2 + 2 D_1 h \sin \frac{\theta}{2}$$

dir.

β ve D nin değerlerini (28) de yerine koyarak, istasyon kotundan daha yüksekte olan kütle elamanının, istasyondaki birim kütleye tevcih edeceği çekimin düşey bileşenini veren ifade elde edilir. Bu ifade

$$k d m \frac{\sin \left(\frac{\theta}{2} - \sin^{-1} \frac{h \cos \frac{\theta}{2}}{\sqrt{D_1^2 + h^2 + 2 D_1 h \sin \frac{\theta}{2}}} \right)}{D_1^2 + h^2 + 2 D_1 h \sin \frac{\theta}{2}} = k dm E_1 \quad (32)$$

olup, burada E_1 , formülün kütle elemanının istasyondan olan mesafe ve yönüne tabi olan kısmını gösterir.

Aynı şekilde, istasyon kotundan daha aşağıda olan kütle elamanının istasyondaki birim kütleye tevcih edeceği çekimin düşey bileşenini veren formulün (33) olduğu gösterilir. Burada E_2 formulün, kütle elamanının istasyondan olan mesafe ve yönüne tabi olan kısmını gösterir.

$$\sin \left(\frac{\theta}{2} + \sin^{-1} \frac{h \cos \frac{\theta}{2}}{\sqrt{D_1^2 + h^2 + 2 D_1 h \sin \frac{\theta}{2}}} \right)$$

$$k d m = \frac{h \cos \frac{\theta}{2}}{D_1^2 + h^2 + 2 D_1 h \sin \frac{\theta}{2}} = k dm E_2 \quad (33)$$

Her bir topoğrafik ve dengeleyen kütle elamanının ölçü noktasındaki birim kütleye yapacağı tesiri ayrı ayrı düşünmek pratik olmayan bir husus olup tesir eden kütleleri normal geometrik şekiller olarak düşünmek daha elverişlidir. Böylece, istasyona yakın olan kütler aynı ekseni dairesel dik silindir parçaları şeklini alır. Her bir silindir parçasının, silindir ekseni üzerinde yer alan istasyondaki birim kütleye tevcih edecek çekim

$$2\pi k \sigma \left(V_{C_2^2 + h^2} - V_{C_1^2 + h^2} - V_{C_2^2 + (h+t)^2} + V_{C_1^2 + (h+t)^2} \right) \text{ ifadesile verilir, ve burada} \quad (34)$$

k : Universal gravite sabiti

σ : Maddenin yoğunluğu

C_1 : İç yarı çap

C_2 : Dış yarı çap

t : Silindir parçasının boyu

h : İstasyonla, en yakın silindir ucuna olan mesafe

$C_1 = C$ zaman, bu formüle dolu dik bir silindirin, aksı üzerinde, en yakın silindir ucundan h mesafe yukarıda birim kütleye tevcih edecek çekimi veren formüle dönüsür ki, bu da

$$2\pi k \sigma \left(V_{C_2^2 + h^2} - V_{C_2^2 + (h+t)^2} + t \right) \quad (35)$$

olup C_2 , silindirin yarı çapıdır.

31, 32, 33, 34 ve 35. formülleri tatbik etmeden evvel çekici kütlenin büyüklüğü ve şekli tayin edilmelidir. Bu gaye için, Hayford ve Bowie dünya sathını zon ve kompartmanlara ayırmışlardır. Her zon, aynı merkezli dairelerle sınırlanmış olup istasyon dairelerin merkezindedir. Her zon, istasyondan çizilen radyal hatlarla eşit kompartmanlara bölünür. Aslında her bir kompartman izostatik sütunun kesiti olarak kabul edilir. Sütunun deniz seviyesinin üstünde veya altında olan yüksekliği, bütün bir kompartmanın ortalama kotundan tayin edilir. Tablo 11, Hayford ve Bowie tarafından kullanılan zon ve kompartmanları gösterir.

Zonların yarı çapları ve kompartman adetleri aşağıdaki düşüncelere göre seçilmiştir :

- a. Hesap için lüzumlu zaman,
- b. Her kompartmanın ortalama kot tahmininde istenen hassasiyet,
- c. Hesaplardaki lüzumlu faraziyelerin hassasiyeti.

Eğer kompartmanlar çok küçükse, kompartman sayısı büyüyecek ve her bir kompartmanın ortalama kotunun tahmini icab ettiğinden hesap zamanı çok uzayacaktır. Mamafih, eğer kompartmanlar çok büyükse, tahmin edilen ortalama kot kâfi derecede hassas olmayacağı ve dolayısıle kompartmandaki hakiki kütleyi temsil edemeyecektir. Zamandan kazanmak için hassasiyetten bazı fedakârlıklar yapmak lâzımdır, fakat bu fedakârlıklar hassasiyeti muayyen limitler dahilinde tutmalıdır.

Hayford ve Bowie tarafından tesis edilen kompartmanların, her bir kompartman için, 0.2 mgal'dan daha az hata vereceklerine inanılır.

Hayford zon ve kompartmanlarının ortalama kotları, topografik haritalardan tayin edildikten sonra, topografik ve dengeleyen kütlelerin hesap noktasında hasil edeceği tesirleri hesaplamak imkân dahilindedir. 34 ve 35 nolu ifadeler zon A'dan zon O'ya kadar olan tesirleri, 31, 32 ve 33 nolu ifadeler dış zonların 18-1, tesirlerini hesaplamada kullanılır.

34 ve 35 nolu ifadelerde arzin küreselliği nazarı itibara alınmamıştır. Bundan doğacak hatalar, M, N, ve O zonları hariç, kabili ihmaldir. Bu zonlarda ise küresellik tashihi tatbik edilmelidir. 31, 32 ve 33 nolu ifadeler toplam zon yerine kütle elamanından doğacak çekimi verir, ve bu ifadeleri basit metodlarla integre etmek imkânsız olduğundan ifade, nümerik integrasyon usullerile integre edilmelidir. İrca hesaplarında zaman kazanmak bakımından, kompartmanların ortalama kotu ile istasyon kotu bilindiği takdirde topografik ve dengeleyen kütlelerin sebep olacağı tesirleri veren cetveller hazırlanmıştır.

Zon	İç yarıçap metre	Dış yarıçap metre	Kompartman adedi
A	0	2	1
B	2	68	4
C	68	230	4
D	230	590	6
E	590	1280	8
F	1280	2290	10
G	2290	3520	12
H	3520	5240	16

Zon	İç yarıçap metre			Dış yarıçap metre			Kompartman adedi
I	5240			8440			20
J	8440			12400			16
K	12400			18800			20
L	18800			28800			24
M	28800			58800			14
N	58800			99000			16
O	99000			166700			28
	◦	,	"	◦	,	"	
18	1	29	58	1	41	13	1
17	1	41	13	1	54	52	1
16	1	54	52	2	11	53	1
15	2	11	53	2	33	46	1
14	2	33	46	3	03	05	1
13	3	03	05	4	19	13	16
12	4	19	13	5	46	34	10
11	5	46	34	7	51	30	8
10	7	51	30	10	44	00	6
9	10	44	00	14	09	00	4
8	14	09	00	20	41	00	4
7	20	41	00	26	41	00	2
6	26	41	00	35	58	00	18
5	35	58	00	51	04	00	16
4	51	04	00	72	13	00	12
3	72	13	00	105	48	00	10
2	105	48	00	150	56	00	6
1	150	56	00	180	00	00	1

Tablo 11. Gravite ircâi Hayford-Bowie zonları.

Böylece, gravite ölçülerinin izostatik ircâi, Hayford zonlarının ortalamâ kotlarının tayini, alâkali cetvellerden bu zonların istasyondaki tesirlerinin tayini ve bu tesirlerin toplanarak bütün zonların toplam izostatik tashihini bulmaktan ibarettir. Mamafih, cetveller her sistem için ayrı ayrı hazırlanmalıdır, zira yoğunluk ve dengeleyen kütlelerin düşey durumu her sistem için farklıdır.

Hayford, kendi cetvellerinin hazırlanışında şu sabiteleri kullanmıştır :

$$\begin{aligned}\delta_1 &= 2.67 \text{ gr/cm}^3 \text{ kabuğun ortalamâ yoğunluğu}, \\ \delta_{\omega} &= 1.027 \text{ " deniz suyunun ortalamâ yoğunluğu}, \\ h_1 &= 113.7 \text{ km. denge derinliği},\end{aligned}$$

$$k = 6673 \cdot 10^{-11} \text{ cm}^3/\text{gr. san}^2 \text{ gravite sabiti},$$

$$r = 637 \cdot 10^8 \text{ cm. arzin ortalama yarıçapı.}$$

Bunlara ilaveten, cetvellerin hesabı için lüzumlu olan yegâne bilinmiyen, dengeleyen kütlelerin yoğunluğu olup bunlar da izostatik faraziyelerden bulunabilir. Topografyanın yoğunluğu, kabuğun ortalama yoğunluyla aynı kabul edilir (2.67).

Bir kara kompartmanı için dengeleyen kütlenin yoğunluğu

$$\delta_c = \delta_1 - \frac{H}{h_1}$$

ve bir deniz sütunu için yoğunluk

$$\delta_c = \frac{D(\delta_1 - \delta_\omega)}{h_1}$$

olup, H, topografik yüksekliktir.

Hayford'un irca cetvelleri topografik ve izostatik tashihleri zon A - zon O arasında ayrı ayrı verir; 18 - 1 zonlarında bu iki tesirin toplamı 0.1 mgal birimiyle verilmiştir.

1938 de, Heiskanen kendi izostatik sistemi için, Hayford'inkilere benzer şekilde, cetveller hesaplamıştır. Bununla beraber, Airy-Heiskanen sisteminde dengeleyen kütlelerin yoğunluğu değil ve fakat root ve antiroot kalınlığının hesabı lâzımdır. Heiskanen, root ve antiroot kalınlıklarının hesabında, kabuk sütunları sınırlarının konverjanslığında nazarî itibare almıştır.

$$t = \lambda h \left[1 + 2 \frac{T}{R} + (\lambda + 1) \frac{h}{R} \right] \quad \text{root kalınlığı}$$

$$t' = \mu d \left[1 + \frac{2T - (\mu + 1)d}{R} \right] \quad \text{antiroot kalınlığı}$$

olup burada,

$$\lambda = \frac{\varrho}{\Delta \varrho} = \frac{2.67}{3.27 - 2.67} = \frac{2.67}{0.6} = 4.45$$

ϱ = kabuğun ortalama yoğunluğu

$\Delta \varrho$ = kabuk ve kabuk altı akışkanının yoğunluk farkı

h = sütunun ortalama topografik kotu

T = kabuğun normal kalınlığı

R = arzin ortalama yarıçapı

$$\mu = \frac{\varrho - 1.027}{\Delta \varrho} = \frac{1.643}{0.6} = 2.738$$

1.027 = deniz suyunun ortalama yoğunluğu
d = okyanus derinliği

dir. t ve t' formüllerindeki ikinci derece terimleri ihmali edilmiştir.

Heiskanen'in cetvelleri sadece A - O zonlarında kara kompartmanları için izostatik tashih verir. A - İ zonları bir tek zonda birleştirilmiştir. 18 - 10 zonları için topografik ve izostatik tesirlerin toplamları verilmiştir. Harflerle isimlendirilmiş zonların (A - O) topografik tashihleri Bouguer ve Terrain tashihlerinden elde edilir.

Izostatik anomalisi

$$\Delta g_i = g_i - \gamma \quad (36)$$

formülünden elde edilirki burada g_i , izostatik ırcalı gravite ve γ , teorik gravitedir. g_i , geoid ve γ da sferiod satıhlarına göre olduğundan, bu iki değer direkt olarak mukayese edilemez. Böylece, izostatik gravite anomalisinin iki kısımdan teşekkür ettiği kabul edilir.

$$\Delta g_i = \Delta_1 g - \Delta_2 g$$

burada $\Delta_1 g$, kütle anomalilerinden ileri gelen tesiri ve $\Delta_2 g$ de izostatik ırcaya suretiyle topografik ve dengeleyen kütlelerin kabuktan çıkarıldıkları zaman geoidin yer değiştirmesinin sebep olacağı gravite değişikliklerini gösterir. $\Delta_2 g$, herhangi bir izostatik ırcaya sistemi için cetvellerden veya özel nomogramlardan elde edilir.

Anomalinin $\Delta_2 g$ kısım çıkarıldığı vakit, geri kalan anomali "co-geoid" diye bilinen satha atfedilmelidir. Co-geoid anomali değerleri karasal ve okyanus kütlelerinden ileri gelecek sistematik hatalardan muaf olmalıdır. $\Delta_2 g$ değerleri, geoidin yer değişiminin hasıl edeceği bir serbest havaya ırcası tashih olarak kabul edilebilir. Geoidin yer değiştirmesinin meydana getireceği diğer tesirler araştırılmış olmalarına rağmen, ilave tashih ihtiyacı halen şüpheli dir.

Bazı geodetik problemlerin çözümünde izostatik anomalilerin faydası şüpheliyse de kabuklarındaki çalışmalar, değeri bir gerçekdir. Arz kabuğının izostatik tabiatı, araştırmılara, kabuğun değişik yerlerde kalınlığının, içindeki ve üzerindeki statik ve dinamik kuvvetleri, ve kütle anomalilerini araştırmada izostatik anomalileri kullanma imkânı vermiştir.

ÖZET

Arz kabuğunda homojen bir yapı olduğu yerlerde gravite anomalilerinin hesabında serbest hava ırcası metodu iyi neticeler verir. Mamafig,

ne görünen topoğrafya ve nede yer altı yapuari için hiç bir tolerans tannımıstır. Helmert'in teknif metodu bütün kütleleri mümkün olduğu kadar geoidin içine transfer eder ve böylece bu, hakikatte, sıfır denge derinlikli bir izostatik ircaya tekabül eder. Bu sebeple yaygın olarak kullanılmamaktadır, mutat izostatik ircalar arz kabuğunun içinde ve altındaki hakiki dağılıma oldukça yaklaşık neticeler verir.

Ters çevirme metodunda kütleler o şekilde işlemeye tabi tutulmuşlardır ki geoid sathı değişmemiştir, fakat bu avantaj, geoid sathı içine transfer edilmeyen küçük bir topoğrafik kütle dolayısıyla kaybolmuştur. Çevrenin genel seviyesinden yüksekte olan istasyonlar için ters çevirme metodu negatif bir tashih, aşağıda olan istasyonlar için de pozitif bir tashih verir. Ters çevirme tashihinin işaretini bazı müstesna istasyonlardaki gravite değerlerini, tashih tatbik edilmedenki degere nazaran, bir bütün olarak, bölgenin temsilcisi yapmaya mütemayildir. Helmert'in ikinci teknif metodunda tashih daima pozitiftir ve umumi seviyeden yüksekte olan istasyonları hakikatten daha da uzaklaştırır.

Bouguer ircası her ne kadar hem istasyon kotunun ve hemde görülen kütlelerin tesirini nazara alırsa da, Bouguer Gravite Anomalileri sadece düz arazilerde sıfıra yakındır. Dağlık bölgelerde umumiyetle kuvvetli negatif ve okyanuslarda daha da kuvvetli pozitiftirler. Bu açık tezat izostatik olarak dengelenen kütlelerin çekimlerinin düşünülmemiş olmasından ileri gelir. Dış kütlelerin atılması, tabiatıyla, hiç bir şeyle yerleri doldurulmamış olan arz kabuğunda bir kütle eksikliği bırakır ve bundan dolayı da Bouguer anomalileri zaten başlangıçtan negatiftir. Bouguer'e göre gravitenin ircası izostatik denelemanın tamamen mevcut olmadığı hallerde arzu edilir.

Izostatik ircası metoduna gelince, bu metod anomalileri azaltır ve daha tatlı bir akış verir. Triangülasyonla tayin edilen şakul inhiraflarından arzin genel şekli için yapılan çalışmalar - arz sferoidinin büzülmesini tayinde - da izostatik teori hem geometrik metodla ve hem de iç uygunluk (inner agreement) anlamındaki neticelerle en iyi mutabakatı verir.

Pratt hipotezindeki izostatik denge sathının derinliği veya Airy hipotezindeki buna mukabil parametreler ve bu iki hipotezin izafi değerleri hakkındaki sorular tali kalırlar. En iyi netice, denge derinliği için bölgesel değerleri değiştirmekle elde edilmiştir.

Gravite ircasında kullanılan farklı metodların mukayesesinde, metodların hiç birinin, Stokes teoreminin geliştirilmesinde kabul edilen şartları tam manasıyla gerçeklestirdiği söylenemez.

Bu şartlar şunlardır :

1. Geoid sathı dışında hiç bir çekici kütle olmamalıdır.
2. Geoid ve sferoid kütlelerinin merkezleri çakışmalıdır.

3. Arzin umumi kütlesi değişmemiş olarak kalmalıdır.
4. Geoid sathı değişimmemelidir.

Bunların en önemlisi 1. şart olup bunun ihmaliinde, Stokes ve Vening Meinesz formülleri kullanılmaz. 2. şartın ihlali, bir bütün olarak geoidin, sferoide nazarın yer değiştirmesine sebep olur. Eğer yer değiştirmenin değer ve istikameti bilinirse bu yer değişimini nazarı itibare almak kolaydır. 3. şartın ihlali, geoidin hakiki şeklini küçültür, fakat bu da kolaylıkla nazarı itibare alınabilir. Ve son olarak, 4. şartın ihlali, değişik irca metodlarında, bozulma miktarının farklı olduğu, bozulmuş geoid sathının inkişafına sebep olur. Lüzumu halinde bu bozulmanın hesabı yapılabilirse de çok fazla bir işi icap ettirir.

Aşağıdaki tablo, değişik irca metodlarının özelliklerini noktai nazarından yukarıdaki şartları ne derece gerçeklediklerini göstermektedir.

Ş a r t l a r			
Irca Metodu	Gerçeklenen	Gerçeklenmeyen	Not
Serbest hava	1,3	2,4	Ihlal edilen şartlar kabili ihmaldır.
Teksif	1,3	2,4	Ihlal edilen şartlar kabili ihmaldır. Geoidin distorsyonu küçüktür.
Ters çevirme	1,4	3,2	3. şart çok az ihlal edilmiştir ve pratik gayeler için şartı gerçekliyormuş gibi kabul edilir.
Bouguer	1	2,3,4	Bütün dış kütlelerin atıldığına zimnen delalet eder. Geoidin distorsyonu büyük olup gayretle önceden hesap edilebilir.
İzostatik	1,3	2,4	Geoidin distorsyonu ehemmiyetli olup büyük gayretle önceden hesap edilebilir.

Heiskanen, irca metodlarının kıymetlendirilmesinde şu prensibi ileri sürümüştür: Ideal ve en hassas metod, deniz seviyesi üzerindeki yüksekliklerin graviteye olan tesirlerini tamamen yok eden metoddur.

A Ç I K L A M A 1

SERBEST HAVA HESAP TEKNİĞİ

Şekil 1 ve 2, ölçülen gravitenin serbest hava metoduyla ircayı ve serbest hava anomalisini tayinde kullanılan formları gösterir. Şekil 1, sadece derin vadi istasyonları ve şekil 2 de bütün diğer istasyonlar için kullanılır.

Usul aşağıda verilmiştir :

1. İstasyonlarındaki lüzumlu malumatı (coğrafik koordineler, arz Φ ve tul λ , istasyon kotu h , metre olarak, ve istasyon numara veya ismi) yerlerine yazınız.
2. $\sin^2 \Phi$ ve $\sin^2 2\Phi$ yi, sekiz haneliye kadar hesaplayınız ve teorik gravite ψ yi formda istenen şekilde hesap ediniz (eğer varsa ψ için cetvellerden faydalananız).
3. Serbest hava ircâsında topografik tashih bir kaide olmayıp daha ziyade bir istisnai haldir ve sadece derin vadi istasyonlarına (çevreden seksen metre veya daha fazla derin) tatbik edilmelidir. Bu tashih bulmak için :
 - a. Büyük ölçekli topografik haritaları temin ediniz.
 - b. Tablo 2. deki Hayford zonlarını kullanarak temin edilen harita ölçüğünde templet yapınız (Şekil 3), (sayfa 34-35'e bakınız).
 - c. Kompartmanların ortalama kotlarını tahmin ediniz.
 - d. Ortalama kotları Şekil 1 de Topo. Tashih yazılı cetvelde her kompartman için ayrılan sütunlara yazınız.
 - e. Her kompartmanın topografik tashihî için kompartmanla istasyon kotu arasındaki farkları bulun ve bu farklara göre Tablo 5 ve 6 dan sadece istasyondan yüksek olan kompartmanların topografik tashihlerini bulunuz.
 - f. Her zonun kompartmanlarına isabet eden tashihleri toplayın ve A hanesine yazınız.
 - g. A hanelerinin toplamı, toplam topografik tashihî verir.
4. Serbest hava anomalisini hesap için şekil 1 veya 2 de sayfanın altında gösterildiği gibi hesap edilen miktarları cebrik olarak toplayınız, burada h metre cinsinden istasyon kotudur.

Buna ait bir misal, Grand Canyon'daki bir istasyon için ek 6 da verilmiştir. Burada topografik tashih bulmak için kullanılan harita ölçekleri sunlardır.

1. 1/ 48.000
2. 1/250.000
3. 1/ 1.000.000

Topografik tashihin hesabını göstermek için J zonunu misal alalım.

Kompartman kot farkı

2100 - 847 =	1233
1620 - „ =	773
1350 - „ =	503
2100 - „ =	1253
2100 - „ =	1253
1980 - „ =	1133
1280 - „ =	433
1980 - „ =	1133

Tablo 6 dan elde edilen tashih

0.42
0.16
0.07
0.42
0.42
0.34
0.05
0.34

Toplam 2.22 mgal

**DERİN VADİ İSTASYONLARI İÇİN
SERBEST HAVA ANOMALİSİ**

$\Phi =$	°	,
$\lambda =$	°	,
$h = \text{kot} =$	istasyon :	

Kot okumasını yapan :

Tarih :

$$\sin \Phi = \dots \quad \sin 2\Phi = \dots$$

$$\sin^2 \Phi = \dots \quad \sin^2 2\Phi = \dots$$

$$\gamma = 978.0490 (1 + 0.005.2884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ cm/san}^2$$

A - I	J	K	L	M	N	O
1						
2						
3						
4	.					
5	X					
6						
7						
8						
A						

(γ)
Teorik Gravite = mgal

= Topografik tashih = mgal

$$\begin{aligned}
 \text{Ölçülen Gravite} &= \dots \quad \text{mgal} \\
 + 0.3086 h &= \dots \quad \text{mgal} \\
 - 0.07264 \cdot 10^{-6} h^2 &= \dots \quad \text{mgal} \\
 + \text{topografik tashih} &= \dots \quad \text{mgal} \\
 - \text{teorik gravite} &= \dots \quad \text{mgal}
 \end{aligned}$$

Serbest Hava Anomalisi =
(Δg_f) mgal

Sekil 1.

SERBEST HAVA ANOMALİSİ

$\Phi =$	°	,
$\lambda =$	°	,
$h = \text{kot} =$	istasyon :	

Hesabı yapan :

Tarih :

$$\sin \Phi = \dots \quad \sin 2\Phi = \dots$$

$$\sin^2 \Phi = \dots \quad \sin^2 2\Phi = \dots$$

$$\gamma = 978.0490 (1 + 0.005.2884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ cm/san}^2$$

$$\text{Teorik Gravite } (\gamma) = \dots \text{ mgal}$$

$$\text{Ölçülen Gravite} = \dots \text{ mgal}$$

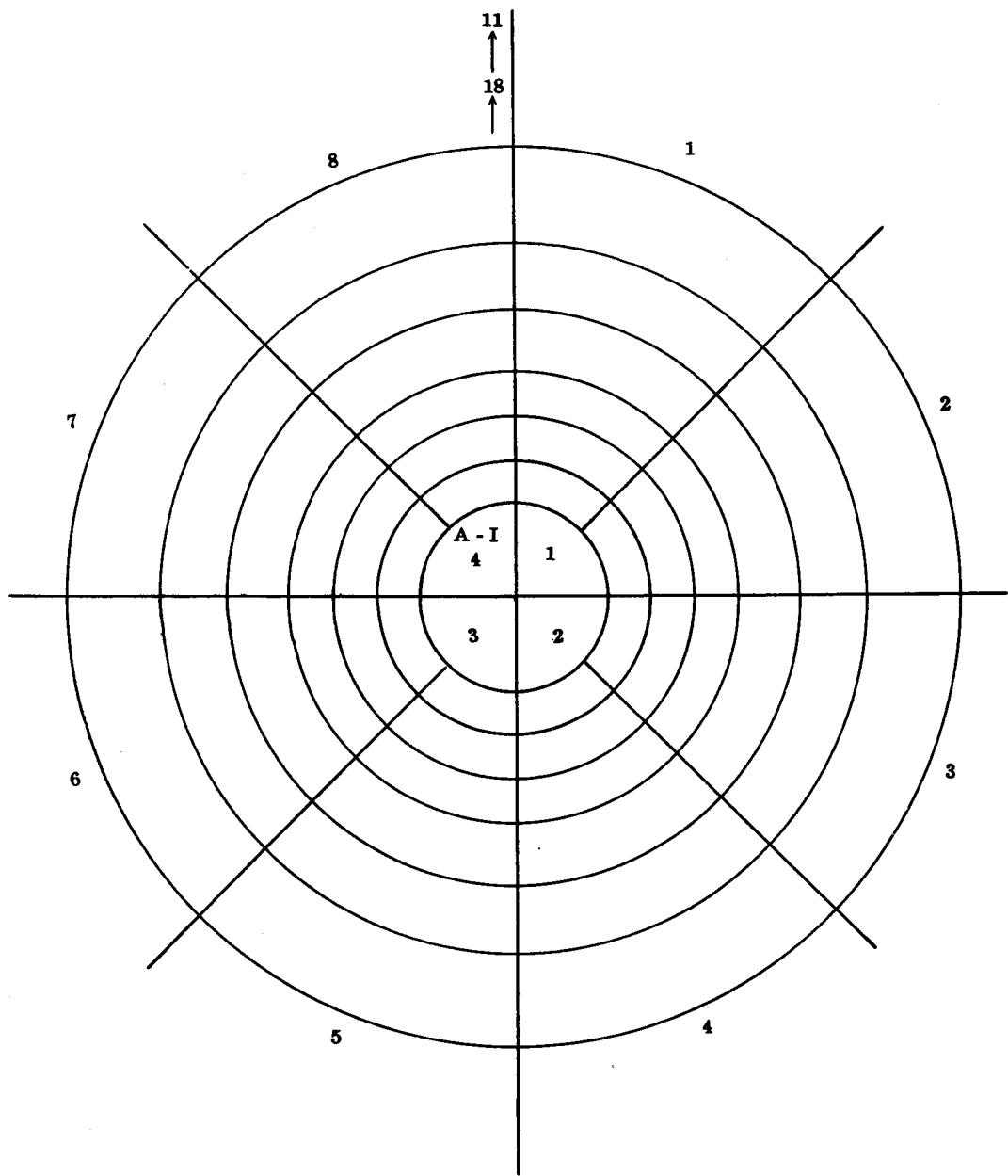
$$+ 0.3086 h = \dots \text{ ,}$$

$$- 0.07264 10^{-6} h^2 = \dots \text{ ,}$$

$$- \text{Teorik Gravite} = \dots \text{ ,}$$

$$\text{Serbest Hava Anomali} = \Delta g_f = \dots \text{ mgal}$$

Sekil 2.



BOUGUER İRCAI HESAP TEKNİĞİ

Şekil 4, Bauguer metodu ile gravite ölçülerinin ircaında ve Bouguer anomalisinin tayininde kullanılan formdur.

Takip edilecek usul şöyledir :

1. İstasyonlarındaki lüzumlu malumatı yerlerine yazınız.
2. Teorik graviteyi tayin ediniz.
3. Eğer istasyon engebeli bir arazide ise (civardan 80 m. aşağıda veya yukarıda) topografik tashih tatbik edilmelidir. Bu tashihi hesaplamak için takip edilecek yol Airy-Heiskanen irca metodunda anlatılmıştır.
4. Tablo 1 den küresellik tashihini (curvature) tayin ediniz, ve yerine yazınız.
5. Şekil 4 de gösterildiği gibi, hesap edilen değerleri cebrik olarak toplayın ve Bouguer anomalisini hesaplayınız.
 - a. Kara istasyonları için h , metre cinsinden istasyon kotudur.
 - b. Denizdeki istasyonlar için, d , metre cinsinden vasitanın derinliği ve t' , metre cinsinden denizin derinliğidir. t' ve d için pozitif değerleri kullanınız.

Pikes Peak için yapılan hesap ek 7 de gösterilmiştir. Topografik tashih için kullanılan harita ölçekleri şunlardır :

1. 1/125,000
2. 1/250.000
3. 1/ 1.000.000

BOUGUER ANOMALİSİ

$\Phi =$	°	'
$\lambda =$	°	'
$h = \text{kot} =$	istasyon:	

Tahmin Eden :

Tarih :

$$\sin \Phi = \dots \quad \sin 2\Phi = \dots$$

$$\sin^2 \Phi = \dots \quad \sin^2 2\Phi = \dots$$

TOPO TASHİHİ

A-I	J	K	L	M	N	O
1						
2						
3						
4						
5	X					
6						
7						
8						
A						

$$\gamma = 978.0490 (1 + 0.005.2884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ cm/san}^2$$

$$\text{Teorik Gravite } (\gamma) = \dots \text{ mgal}$$

$$= \text{Topografik Tashih} = \dots \text{ mgal}$$

Karalardaki İstasyonlar için

Denizlerdeki İstasyonlar için

- | | |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| + Ölçülen Gravite = mgal
+ 0.1967 h = mgal
- 0.07264 $10^{-6} h^2$ = „
+ topo tashihi = „
+ küresellik tashihi = „
- teorik gravite = „ | + Ölçülen Gravite = mgal
- 0.2225 d = „
+ 0.06889 t' = „
+ topo tashihi = „
+ küresellik tashihi = „
- teorik gravite = „ |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|

$$\text{Bouguer Anomalisi} = A g_B = \dots \text{ mgal}$$

Şekil 4.

A Ç I K L A M A 3

AİRY-HEİSKANEN İZOSTATİK İRCAI HESAP TEKNİĞİ

Airy-Heiskanen izostatik ircayı çok zaman alıcı bir ameliyedir, zira istasyondan, onun antipoduna kadar bütün kompartmanların ortalama kotları veya derinlikleri topografik ve hidrografik haritalar kullanılarak bulunmalıdır. Ameliye zon 10-1 arasındaki topografik-izostatik tashihi veren grafikleri kullanarak bir dereceye kadar basitleştirilmiştir. Zon 18-1'in topografik-izostatik tashihlerini verecek grafikler OSU tarafından hazırlanmış olup bunlar hesap zamanını çok kısaltmışlardır.

Airy-Heiskanen izostatik ircamı kullanarak (denge derinliği; $T = 30$ km.) izostatik anomalilerin tayini için takip edilen usul söyledir :

1 – Gerekli haritaları seçiniz : İrcanın tatbik edileceği her istasyon için kot veya derinliği verecek en iyi kaynağın seçilmesi lâzımdır. Büyük ölçekli haritalar yakın zonlar için kullanılır, uzaklaştıkça, zon 11'e kadar, ölçek te tedricen küçüller. Haritalar, kompartmanların ortalama kotlarının kolaylıkla ve hassasiyetle okunmalarını temin edecek şekilde seçilmelidir.

2 – Templetleri yapınız. Templetler Hayford zonlarının birleşimi esasına dayanır (Tablo 2), burada zon A-I, 18-16, ve 15-14 birleştirilmiştir. Zon A-I, dört kompartmana ve diğer zonlar, J-O ve 18-11 sekiz eşit kompartmana bölünmüştür. Şekil 3, harita ölçüğünde yapılacak bir templeti göstermektedir. Templetler sadece zon 11'e kadar yâldığından, birçok projeksiyon sistemleri için dairesel çevrelere distorsiyon tashihi yapmak lüzumsuzdur.

3 – İstasyonlarındaki lüzumlu malumatı (cağrafi koordineler, istasyon kotu, istasyon isim veya numarası) şekil 5 deki ilgili yerlerine yazınız.

4 – Kompartmanların kot veya derinliklerini haritalardan tahmin edin ve alâkâlı sütunlara yazınız (A-I, J, K, L, M, N, O, 18-16, 15-14, 13, 12, 11).

5 – Her zon için pozitif yükseklikleri veya negatif derinlikleri ayrı ayrı toplayıp $+ \Sigma$ ve/veya $- \Sigma$ hanelerine sıra ile yazınız.

6 – $+ \Sigma$ ve/veya $- \Sigma$ hanesine yazılı değerden ortalamayı bulun ve $+ h$ ve/veya $- h$ hanesine sıra ile yazınız.

7 – $+ h$ ve/veya $- h$ hanelerindeki değerleri h_m sütununa taşıyınız. Bir zon için pozitif ve negatif yükseklikler elde edilmişse, her ikisini birden yazınız (misale bak).

8 – Airy-Heiskanen ircanının tayini için ($T = 30$ km.) istasyonun bulunduğu mevkinin önemi vardır (Deniz veya Kara). Her bir durum için farklı usul kullanılrsa da aynı form (Şekil 5) kullanılır.

a. Kara üzerindeki istasyonlar.

1. Zon A-I, J, K, L, M, N, ve O için h_m , ortalama kotlarını kullanarak Tablo 3 den kompansasyon tesirini tayin edin ve $T = 30$ km. ile gösterilen sütuna yazınız.

Eğer bir zon için hem pozitif ve hemde negatif yükseklikler varsa kompansasyon tesiri Tablo 3 den ayrı ayrı hesaplanır ve değerin temsil ettiği zon yüzdesiyle çarpılır. Bu kısmi değerlerin cebrik toplamı zon için kompansasyon tesirini verir.

2. Zon 18-16, 15-14, 13, 12, ve 11 in (h_m) ortalama yüksekliklerini kullanarak Tablo 4 den topografik ve kompansasyon tesirlerini bulun, ve $T = 30$ km. ile gösterilen sütuna yazınız.

Eğer pozitif ve negatif yükseklikler varsa 8a-1 de anlatılan usul tatbik edilir.

3. Zon 10-1 in topografik ve kompansasyon tesirini ek 1, 2, veya 3 deki grafikten istasyon için direkt olarak bulun ve $T = 30$ km. başlıklı sütuna yazınız.

4. Eğer istasyon engebeli bir arazideyse, zon A-O için topografik tashih hesabedilmelidir.

a. Kara kompartmanları : kompartman yüksekliği ile istasyon yüksekliği farkının mutlak değerini alarak Tablo 5 ve 6 dan kompartmanlara düşen topografik tashih bulunuz.

b. Deniz kompartmanları : kara üzerindeki bir istasyon için deniz kompartmanları varsa, meselâ sahil bölgelerde, topografik tashih şekilde tayin edilmelidir :

Tashih 1. İstasyon kotu h , ve kompartman derinliği t' nün mutlak değerlerini toplayın ve Tablo 7 den $h + t'$ tekabül eden tashih bulun.

Tashih 2. İstasyon kotunu alın ve Tablo 7 den buna tekabül eden tashih bulun,

Tashih 3. İstasyon kotunu, h , alın ve Tablo 5 veya 6 dan buna tekabül eden tashih bulun.

Eğer kompartman A-I zonları arasında ise 1 ve 2 nci tashih Tablo 8 in ilk sütunundan tayin edilmelidir. Elde edilen değer dörde bölünmelidir zira bu tablo, zonal değerleri verecek şekilde hazırlanmıştır.

(Tashih 1 – Tashih 2 + Tashih 3) ifadesi deniz kompartmanları için topoğrafik tashihi verir.

Her zonun kompartmanları için hesap edilen topoğrafik tashihleri toplayın ve (Topo. tashihi) başlıklı sütuna yazınız.

5. Zon A-O ve 18-11 için h_m başlıklı sütundaki değerleri kullanarak tablo 10 dan indirekt tesiri bulun ve (Ind. Tes.) başlıklı sütuna yazınız.

Eğer negatif ve pozitif yükseklikler varsa 3a-1 de takip edilen usul kullanılır.

6 – Zon 10-1 için ek 4 ve 5 i kullanarak inderkt tesiri bulunuz.

7 – $T = 30$ km., Topo. Tashihi, İnd. Tes., başlıklı sütunları toplayınız. Bu, sıra ile, Topo. – Izostatik tashihini, Topo. tashihini ve inderkt tesiri verir.

8 – Ölçülen graviteyi, Topo. – Izostatik tashihi, Topo tashihini ve inderkt tesiri yerlerine yazınız.

9 – Birleştirilmiş (Bouguer, serbest hava ve küresellik) tashihini şu şekilde hesap edin ve yerine yazın,

$$g_B = 0,1967 h - 0,07264 \cdot 10^{-6} h^2 + \text{küresellik tashihi}$$

burada

h : metre

g_B : mgal dir,

küresellik tashihi tablo 1 den elde edilir.

10 – Enternasyonal gravite formülünü veya tabloları kullanarak teorik graviteyi bulun ve yerine yazınız.

11 – Yazılanları cebrik olarak toplayın, netice, $T = 30$ km. için Airy-Heiskanen izostatik anomalisini verir.

b. Denizlerdeki istasyonlar.

1. Zon A-I, J, K, L, M, N, ve O için ortalama derinlik (h_m) kullanarak tablo 3 veya 9 dan kompansasyon tesirini bulun ve $T = 30$ km. başlıklı sütuna yazınız.

Aynı zon için negatif ve pozitif yükseklikler varsa, kompansasyon tesiri ayrı ayrı hesaplanır ve değerin temsil ettiği kompartman yüzdesile çarpılır. İkişinin toplamı o zonun kompansasyon tesirini verir. İstasyon civarındaki zemin oldukça düzse, kullanılan birime göre tablo 8 veya 9 da topoğrafik ve kompansasyonun müsterek tesiri bulunabilir.

2. Zon 18-16, 15-14, 13, 12, ve 11 için ortalama derinliği (h_m) kullanarak Tablo 4 den topoğrafik ve kompansasyon müsterek tesirini bulunuz.

3. Zon 10-1 için ek 1, 2 veya 3 deki grafiklerden faydalananarak topoğrafik ve kompansasyon tesirini bulun ve $T = 30$ km. başlıklı sütuna yazınız.

4. İstasyon civarındaki deniz dibi dalgalıysa, A-O zonları için topoğrafik tashihde ihtiyaç vardır.

a. Deniz kompartmanları : h_m sütunundan J, K, L, M, N, ve O zonlarındaki kompartman derinliklerini kullanarak Tablo 7 den topoğrafik tashih bulun. A-I zonları içine düşen kompartman için Tablo 8 in ilk sütunu kullanılarak değer bulunmalı ve bu değer dörde bölünmelidir, zira bu tablo zonal tashihleri verir.

b. Kara kompartmanları : Kompartmanın ortalama yüksekliğinin mutlak değerini alın ve Tablo 5 ve 6 dan tashih bulunuz.

Her zonun kompartmanlarının topoğrafik tashihlerini toplayın ve neticeyi (Topo. Tashih) başlıklı sütuna yazınız.

5. h_m leri kullanarak A-O ve 18-11 zonları için Tablo 10 dan indirekt tashih bulun ve (İnd. Tes.) başlıklı sütuna yazınız. Negatif ve pozitif yükseklikler varsa 8b-1 deki usul tatbik edilir.

6. Ek 4 ve 5 den 10-1 zonları için İnd. Tes. bulunuz.

7. $T = 30$ km., Topo. Tashih, İnd. Tes., başlıklı sütunları toplayınız, bu, sırayla Topo. – İzostatik tashih, Topo. tashih ve indirekt tesiri verir.

8. Ölçülen gravite, topo. – izostatik tashih, topo. tashih ve indirekt tesiri yerlerine yazınız.

9. Deniz istasyonları için birleştirilmiş tashih

(-0.2225 d) ile verilir, ve burada
d : mutlak değer olarak metre cinsinden ölçü derinliğidir.

Bu tashih ölçüyü, ölçü derinliğinden deniz seviyesine irca eder.

10. Enternasyonal gravite formülüünden veya buna ait cetvellerden teorik graviteyi bulun ve yerine yazınız.

11. Yazılanların cebrik toplamı $T = 30$ km. göre Airy-Heiskanen izostatik anomalisini verir.

Bu hesapları göstermek için 3 nümerik misal, ek 8, 9, ve 10 verilmiştir. Misallerin hesabında kullanılan haritalar şu ölçeklidir :

1. 1/ 62.500
2. 1/250.000
3. 1/ 1.000.000
4. 1/ 2.000.000
5. 1/ 3.000.000
6. 1/ 10.000.000 (Rus Atlası)
7. 1/ 20.000.000 (Rus Atlası)

AIRY - HEİSKANEN İZOSTATİK ANOMALİSİ

$\Phi =$	○	'	
$\lambda =$	○	'	
kot:	istasyon:		

Tahmin Eden :

Tarih :

	A-I	J	K	L	M	N	O	18-16	15-14	13	12	11
1												
2												
3												
4												
5	X											
6												
7												
8												
+ Σ												
- Σ												
+ h												
- h												

Zon	h_m	T = 30 km	Topo TAS	IND TES
A-I				
J				
K				
L				
A-L				
M				
N				
O				
18-16				
15-14				
13				
12				
11				
10 - 1				
TOPLAM				

Ölçülen Gravite = mgal
 + Birleştirilmiş Tashih = ,
 +(Topo-İzostatik Tashih) = ,
 + Topo Tashihi = ,
 + İndirekt Tesir = ,
 - Teorik Gravite (γ) = ,

Airy-Heiskanen
 İzostatik Anoma- = Δg_i = mgal
 lisi, T = 30 km.

Şekil 5.

BOUGUER ANOMALİSİ İÇİN KÜRESELLİK TASHİHİ

Metre olarak İstasyon yüksekliği	Tashih 0.1 mgal	Metre olarak İstasyon yüksekliği	Tashih 0.1 mgal
0	0	1500	- 15
100	- 2	2000	- 17
200	- 3	2500	- 17
300	- 4	3000	- 15
400	- 6	3500	- 11
500	- 7	4000	- 6
600	- 8	4500	+ 1
700	- 9	5000	+ 10
800	- 10		
900	- 11		
1000	- 12		

Tablo 1

(Bullard modifikasyonu kullanıldığı takdirde işaretler değişecektir).

Zonlar	Dış yarıçap		
	Metre	Derece	
A - I	8440	0° 04'	33'
J	12440	0 06	43
K	18800	0 10	09
L	28800	0 15	32
M	58800	0 31	44
N	99000	0 53	25
O	166700	1 29	58
18 - 16	244420	2 11	53
15 - 14	339310	3 03	05
13	480410	4 19	13
12	642290	5 46	34
11	873830	7 51	30

Tablo II. Hayford Zonları

(Bu değerlerin tayininde Enternasyonal Sferoidin ortalaması yarıçapı, $R = 6371.2$ Km., kullanılmıştır).

T A B L O L A R

Tablo No.

- I. Bouguer anomalisi için küresellik tashihi
- II. Hayford zonları
- III. Hayford zonlarında Airy-Heiskanen sistemi için kompansasyon tesiri
- IV. Hayford zonlarında Airy-Heiskanen sistemi için topografya ve kompansasyon müsterek tesiri ve sadece kompansasyon tesiri
- V. A-I birleştirilmiş zonu bir kuadranı için topografik tashih
- VI. Bir kompartman için topografik tashih, Hayford zonları J-O (Kalarlar için)
- VII. Bir kompartman için topografik tashih, Hayford zonları J-O (deniz için)
- VIII. Hayford zonlarında topografya ve topografya – kompansasyon müsterek tesiri (deniz için)
- IX. Hayford zonlarında topografya ve topografya – kompansasyon müsterek tesiri (deniz için)
- X. Airy-Heiskanen sistemi için indirekt tesir
- XI. Gravite ircası için Hayford-Bowie zonları

E K L E R

Ek No.

1. Antarktik : Airy sistemi için topoğrafya ve kompansasyon tesiri, zon 10-1
2. Arktik : Airy sistemi için topoğrafya ve kompansasyon tesiri, zon 10-1
3. Airy sistemi için topoğrafya ve kompansasyon tesiri zon 10-1
4. Kuzey yarımküresi Airy sistemi için indirekt tesir, zon 10-1
5. Güney yarımküresi için Airy sisteminde indirekt tesir, zon 10-1
6. Derin vadi istasyonları için serbest hava anomalisine ait misal
7. Bouguer anomalisine ait misal
8. Airy-Heiskanen izostatik anomalisine ait misal
9. Airy-Heiskanen izostatik anomalisine ait misal
10. Airy-Heiskanen izostatik anomalisine ait misal

Ö Z E T

Gravite ölçülerinin ircası için birçok metodlar mevcut olup, her birinin kendine özel sınırlayıcı şartları vardır. Bu rapor teorik bilgi temeli vermek için yaygın olarak kullanılan, Serbest hava, Teksif, Ters çevirme, Bouguer, ve Izostatik irca metodlarından bahseder.

Gravite ölçülerinin ircasındaki usuller ve Serbest hava, Bouguer, ve Airy-Heiskanen izostatik tekniklerini kullanarak yapılan anomali tayinleri anlatılmıştır.

**DERİN VADİ İSTASYONLARI İÇİN
SERBEST HAVA ANOMALİSİ**

$$\Phi = 36^\circ 05'.3$$

$$\lambda = 112^\circ 06'.8$$

$$h = \text{kot} = 847 \text{ m}$$

İstasyon:
Grand Canyon

Kot Okumasını yapan : S. W

Tarih : 14. 11. 60

$$\sin \Phi = 0.58903182 \quad \sin 2\Phi = 0.95200482$$

$$\sin^2 \Phi = 0.34695848 \quad \sin^2 2\Phi = 0.90631318$$

TOPO TASHİHİ

	A - I	J	K	L	M	N	O
1	1225	2100	2440	2560	2200	1800	1520
2	1740	1620	2000	1620	1770	1860	2160
3	1715	1350	1280	2010	1500	1650	1830
4	1170	2100	2130	2140	1770	2800	1800
5		2100	2070	1950.	1800	1830	1860
6		1980	1860	1860	1800	1950	1680
7		1280	1250	1400	1700	1580	1650
8		1980	2290	2050	2400	1830	1830
A	14.8	2.22	1.74	1.26	0.81	0.10	- 0.37

$$\gamma = 978.0490 (1 + 0.0052884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ cm/san}^2$$

$$\text{Teorik Gravite } (\gamma) = 979.838 \text{ mgal}$$

$$= \text{topografik tashih} = 20.6 \text{ mgal}$$

$$\text{Ölçülen Gravite} = 979.466 \text{ mgal}$$

$$+ 0.3086 h = 261 \text{ mgal}$$

$$- 0.07264 10^{-6} h^2 = 0$$

$$+ \text{topo. tashihi} = 21 \text{ mgal}$$

$$- \text{teorik gravite} = 979.838$$

$$\text{Serbest Hava Anomalisi} = \Delta g_f = - 90 \text{ mgal}$$

BOUGUER ANOMALİSİ

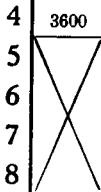
$\Phi = 38^\circ 50' 4''$	
$\lambda = 105^\circ 02' 5''$	istasyon :
$h = \text{kot} = 4293$	Pikes Peak

Tahmin eden : W.

Tarih : 10. 10. 60

$$\begin{array}{ll} \sin \Phi = 0.62714774 & \sin 2\Phi = 0.97697115 \\ \sin^2 \Phi = 0.39331429 & \sin^2 2\Phi = 0.95447263 \end{array}$$

TOPO TASHİHİ

A - I	J	K	L	M	N	O
1 2950	2650	2760	2620	2180	1900	1600
2 3200	2380	2400	2030	2100	1900	1650
3 2500	2750	2300	1850	1700	1630	1450
4 3600	3250	2950	2560	1780	1550	1800
5 	3250	2900	2700	1800	2450	2500
6 2950	2850	2500	2700	2800	3150	
7 2920	2860	2650	2750	3000	3300	
8 2850	2800	2550	2600	2700	2750	
A 32.5	4.37	3.92	3.70	5.05	2.45	2.23

$$\gamma = 978.0490 (1 + 0.0052884 \sin^2 \Phi - 0.0000059 \sin^2 2\Phi) \text{ cm/san}^2$$

Teorik Gravite = 980 087

= topografik tashih = 54.42 mgal

Karalardaki İstasyonlar için

$$\begin{aligned}
 + \text{ Ölçülen Gravite} &= 978 957 \text{ mgal} \\
 + 0.1967 h &= 844 \text{ mgal} \\
 - 0.07264 10 h^2 &= 1 \text{ ,} \\
 + \text{ topo tashihi} &= 54 \text{ ,} \\
 + \text{küreselik tashihi} &= 0 \text{ ,} \\
 - \text{ teorik gravite} &= 980 078 \text{ ,}
 \end{aligned}$$

Denizlerdeki İstasyonlar için

$$\begin{aligned}
 + \text{ Ölçülen Gravite} &= \dots \dots \dots \\
 - 0.2225 d &= \dots \dots \dots \\
 + 0.06889 t' &= \dots \dots \dots \\
 + \text{ topo tas} &= \dots \dots \dots \\
 + \text{küreselik tas} &= \dots \dots \dots \\
 - \text{ teorik gravite} &= \dots \dots \dots
 \end{aligned}$$

Bouguer Anomalisi = Δg_B = - 224 mgal

AIRY - HEİSKANEN İZOSTATİK ANOMOLİSİ

$$\Phi = 36^\circ 06'.96$$

$$\lambda = 96^\circ 46'.67$$

kot = 340 m istasyon: Twin

Kot Okumasını yapan : E. J. W.

Tarih : 5. 10. 1960

	A - I	J	K	L	M	N	O	18-16	15-14	13	12	11
1	278	302	290	275	275	320	330	350	365	380	340	300
2	210	275	270	256	250	225	230	305	380	300	250	200
3	255	268	230	270	253	235	220	250	275	190	150	90
4	295	253	255	280	265	275	260	260	215	150	90	20
5	X	258	275	290	290	335	350	320	290	300	330	350
6	X	287	275	285	300	330	415	505	550	700	1100	1400
7	X	287	295	295	320	325	395	520	640	850	1250	1700
8	X	300	290	285	285	330	365	450	520	650	600	700
+ Σ	1088	2230	2180	2236	2238	2375	2565	2960	3235	3520	4110	4760
- Σ												
+ \bar{h}	272	279	273	280	280	297	321	370	404	440	514	595
- \bar{h}												

Zon	h_m	T = 30 km	TOPO TAS	IND TES
A-I	272	+ 1.0	0	+ 0.01
J	279	+ 1.1	0	0
K	273	+ 2.3	0	0
L	280	+ 3.9	0	0
A-L				
M	280	+ 8.4	0	+ 0.01
N	297	+ 5.6	0	0
O	321	+ 4.2	0	0
18-16	370	+ 2.3	X	0
15-14	404	+ 1.6	X	0
13	440	+ 1.3	X	0
12	514	+ 0.9	X	0
11	595	+ 0.9	X	0
10-1		- 0.8	X	+ 1.0
		32.7	0	+ 1.03

Ölçülen Gravite : 979 747.5 mgal

+ Birleştirilmiş tas : 60.7 "

+ (Topo - Izostatik tas) : 32.7 "

+ Topo Tashihi : 0.0 "

+ Indirekt Tesir : 1.0 "

- Teorik Gravite : 979 840.7 "

Airy - Heiskanen
İzostatik Anomali $\Delta g_i = + 1.2$ mgal
T = 30 km.

AIRY - HEİSKANEN İZOSTATİK ANOMALİSİ

$$\Phi = 34^\circ 26' 9$$

$$\lambda = 120^\circ 27' 3$$

kot: 64.9 m istasyon: Concepcion

Kot Okunmasını yapan : D. M. S.

Tarih : 7.10. 1960

	A - I	J	K	L	M	N	O	18-16	15-14	13	12	11
1	+ 180	+ 305	+ 245	+ 150	+ 150	+ 400	+ 450	+ 190	+ 770	+ 1900	+ 1700	+ 1700
2	- 75	+ 210	+ 165	+ 170	- 245	+ 850	+ 1500	+ 920	+ 910	+ 950	+ 1200	+ 1700
3	- 105	- 85	- 135	- 170	- 65	- 10	- 220	- 335	+ 15	+ 350	+ 400	+ 630
4	+ 80	- 170	- 185	- 185	- 175	- 580	- 1000	- 1090	- 1430	- 2350	- 3300	- 3600
5	X	- 185	- 185	- 185	- 750	- 1950	- 3300	- 3840	- 4000	- 4100	- 4400	- 4300
6	X	- 165	- 180	- 185	- 930	- 2450	- 3500	- 4200	- 4250	- 4400	- 4500	- 4600
7	X	- 75	- 75	- 85	- 520	- 610	- 1920	- 3800	- 3750	- 4150	- 4600	- 4700
8	X	+ 200	+ 285	+ 105	+ 25	- 75	+ 150	+ 140	- 675	- 200	- 160	- 150
+ Σ	+ 260	715	695	425	420	1250	2100	1250	1695	3200	3300	4030
- Σ	- 180	680	760	810	2990	6175	9940	13265	14125	15200	16960	17350
+ \bar{h}	130 (2)	238	232	142	140	625	700	417	565	1067	1100	1343
- \bar{h}	90 (2)	136	152	163	598	1030	1988	2653	2825	3040	3392	3470

Zon	h _m	T = 30 km	TOPO TAS	IND TES
A-I	+ 130	+ .3	+ 0.22	+ 0.02
	- 90	- .1	-	- .01
J	+ 238	+ .4	+ .06	+ .01
	- 136	- .2	-	- .01
K	+ 232	+ .7	+ .06	+ .01
	- 152	- .4	-	- .01
L	+ 142	+ 0.8	0	+ .01
	- 163	- .8	-	- .01
A-L				
M	+ 140	+ 1.6	+ .05	+ .01
	- 598	- 7.0	-	- .01
N	+ 625	+ 3.0	-	+ .02
	- 1030	- 8.6	- .01	- .04
O	+ 700	+ 3.6	-	+ .02
	- 1988	- 9.3	- .05	- .04
18-16	+ 417	+ 1.0	-	0
	- 2453	- 5.3	-	- .02
15-14	+ 565	+ 0.8	-	0
	- 2825	- 3.4	-	- .01
13	+ 1067	+ 0.2	-	0
	- 3040	- 2.7	-	0
12	+ 1100	+ .8	-	- .01
	- 3392	- 1.8	-	- .00
11	+ 1343	+ .8	-	+ .01
	- 2470	- 1.4	-	- .00
10-1		- 3.3	-	+ 1.04
TOPLAM		- 29.3	+ 0.33	+ 0.97

Ölgülen Gravite : 979 688 mgal

+ Birlestirilmiş tas : 13 "

+ (Topo - Izostatik tas) : 29 "

+ Topo Tashihi : 0 "

+ Indirekt Tesir : 1 "

- Teorik Gravite : 979 699 "

Airy - Heiskanen
İzostatik Anomalisi $\Delta g_1 = -26$ mgal
 $T = 30$ km.

AIRY - HEİSKANEN İZOSTATİK ANOMALİSİ

$\Phi = 34^\circ 25'$

$\lambda = 121^\circ$

istasyon: Pasifik
kot: — 1055 m Okyanusu

Kot Okunması yapan : D. M. S.

Tarih : 9. 10. 1960

	A-I	J	K	L	M	N	O	18-16	15-14	13	12	11	
1	- 970	- 820	- 640	- 400	- 185	+ 120	+ 380	+ 250	+ 900	+ 1300	+ 1800	+ 1800	
2	- 1100	- 770	- 600	- 380	- 170	+ 275	+ 700	+ 500	+ 1100	+ 900	+ 1400	+ 1500	
3	- 1330	- 910	- 810	- 710	- 550	- 365	- 690	- 540	- 165	+ 140	+ 150	+ 270	
4	- 1190	- 1040	- 970	- 880	- 2000	- 1800	- 1500	- 2200	- 2750	- 2800	- 3500	- 3600	
5	X	- 1280	- 1300	- 1800	- 3200	- 3650	- 3650	- 3800	- 4000	- 4000	- 4200	- 4300	
6	X	- 1390	- 1630	- 2070	- 3000	- 2700	- 4100	- 4300	- 4000	- 4500	- 4200	- 4300	
7	X	- 1240	- 1280	- 1460	- 3000	- 3300	- 3500	- 3500	- 3900	- 4100	- 4700	- 4800	
8	X	- 1000	- 900	- 770	- 550	- 910	- 1600	- 920	- 1350	- 1400	- 960	- 800	
+ Σ						395	1080	750	2000	+ 2340	3350	3570	
- Σ		4590	8450	8130	8470	11655	12725	15040	15260	161165	17100	17560	17800
+ \bar{h}						195	540	375	1000	780	1117	1190	
- \bar{h}		1148	1056	1016	1059	1457	2121	2507	2543	2694	3420	3512	3560

Zon	h_m	T = 30 km	Topo TAS	IND TES
A-I	- 1148	- 3.2	+ 73.5	- .16
J	- 1056	- 3.1	+ 1.5	- .06
K	- 1016	- 5.7	+ 1.1	- .07
L	- 1059	- 9.5	+ 1.0	- .08
A-L				
M	- 1457	- 21.0	+ 2.3	- .16
N	+ 195 - 2121	+ 1.0 - 17.3	+ 1.44	+ .01 - .08
O	+ 540 - 2507	+ 1.9 - 13.9	+ 1.63	+ .01 - .05
18-16	+ 375 - 1543	+ 0.6 - 6.2		0 - .02
15-14	+ 1000 - 2694	+ 0.9 - 3.0		0 0
13	+ 780 - 3420	+ 1.0 - 3.7		0 0
12	+ 1117 - 3512	+ 0.8 - 1.9		0 - .01
11	+ 1190 - 3560	+ 0.7 - 1.5		0 - .01
10 - 1		- 3.7		+ 1.00
TOPLAM	- 93.0	+ 82.4		+ 0.31

Ölçülen Gravite : 979 679 mgal

+ Birleştirilmiş tas : — —

+ (Topo - İzostatik tas) : 93 mgal

+ Topo Tashihi : 82 "

+ İndirekt Tesir : 0 "

- Teorik Gravite : 979 696 mgal

Airy - Heiskanen
İzostatik Anomali
T = 30 km.

$\Delta g_i = -26$ mgal

HAYFORD ZONLARINDA AİRY-HEISKANEN SİSTEMİ İÇİN TOPOGRAFYA VF KOMPANSASYON TESİRİ		KOMPANSASYON TESİRİ	
Birim: 0.1 mgal		Birim: 0.1 mgal	
Y	Z	Y	Z
-1000	-1000	-1000	-1000
-900	-900	-900	-900
-800	-800	-800	-800
-700	-700	-700	-700
-600	-600	-600	-600
-500	-500	-500	-500
-400	-400	-400	-400
-300	-300	-300	-300
-200	-200	-200	-200
-100	-100	-100	-100
0	0	0	0
100	100	100	100
200	200	200	200
300	300	300	300
400	400	400	400
500	500	500	500
600	600	600	600
700	700	700	700
800	800	800	800
900	900	900	900
1000	1000	1000	1000
1100	1100	1100	1100
1200	1200	1200	1200
1300	1300	1300	1300
1400	1400	1400	1400
1500	1500	1500	1500
1600	1600	1600	1600
1700	1700	1700	1700
1800	1800	1800	1800
1900	1900	1900	1900
2000	2000	2000	2000
2100	2100	2100	2100
2200	2200	2200	2200
2300	2300	2300	2300
2400	2400	2400	2400
2500	2500	2500	2500
2600	2600	2600	2600
2700	2700	2700	2700
2800	2800	2800	2800
2900	2900	2900	2900
3000	3000	3000	3000
3100	3100	3100	3100
3200	3200	3200	3200
3300	3300	3300	3300
3400	3400	3400	3400
3500	3500	3500	3500
3600	3600	3600	3600
3700	3700	3700	3700
3800	3800	3800	3800
3900	3900	3900	3900
4000	4000	4000	4000
4100	4100	4100	4100
4200	4200	4200	4200
4300	4300	4300	4300
4400	4400	4400	4400
4500	4500	4500	4500
4600	4600	4600	4600
4700	4700	4700	4700
4800	4800	4800	4800
4900	4900	4900	4900
5000	5000	5000	5000
5100	5100	5100	5100
5200	5200	5200	5200
5300	5300	5300	5300
5400	5400	5400	5400
5500	5500	5500	5500
5600	5600	5600	5600
5700	5700	5700	5700
5800	5800	5800	5800
5900	5900	5900	5900
6000	6000	6000	6000
6100	6100	6100	6100
6200	6200	6200	6200
6300	6300	6300	6300
6400	6400	6400	6400
6500	6500	6500	6500
6600	6600	6600	6600
6700	6700	6700	6700
6800	6800	6800	6800
6900	6900	6900	6900
7000	7000	7000	7000
7100	7100	7100	7100
7200	7200	7200	7200
7300	7300	7300	7300
7400	7400	7400	7400
7500	7500	7500	7500
7600	7600	7600	7600
7700	7700	7700	7700
7800	7800	7800	7800
7900	7900	7900	7900
8000	8000	8000	8000
8100	8100	8100	8100
8200	8200	8200	8200
8300	8300	8300	8300
8400	8400	8400	8400
8500	8500	8500	8500
8600	8600	8600	8600
8700	8700	8700	8700
8800	8800	8800	8800
8900	8900	8900	8900
9000	9000	9000	9000
9100	9100	9100	9100
9200	9200	9200	9200
9300	9300	9300	9300
9400	9400	9400	9400
9500	9500	9500	9500
9600	9600	9600	9600
9700	9700	9700	9700
9800	9800	9800	9800
9900	9900	9900	9900
10000	10000	10000	10000

Aynı eserden faydalananarak hazırlanmıştır.

TABLO V

A-I BIRLEŞTİRİLMİŞ ZONU BİR KUADRANı İÇİN TOPOGRAFİK TASHIH
 ΔH ıstasyonla kuadrancın ortalaması kotunun metre cinsinden farkıdır
 Birim: 1 mgal
 $P = 2.67 \text{ gr/cm}^2$ (sadece kara ıqın)

ΔH	A-I	ΔH	A-I	ΔH	A-I	ΔH	A-I	ΔH	A-I
0	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
10	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
20	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
30	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
40	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
50	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
60	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
70	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
80	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
90	0	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
100	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
110	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
120	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
130	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
140	0.1	0.1	0.2	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4
150	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5
160	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5
170	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5
180	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5
190	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6
200	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6
210	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6
220	0.3	0.3	0.4	0.4	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6
230	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7
240	0.4	0.4	0.5	0.5	0.6	0.6	0.6	0.7	0.7
250	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8
260	0.5	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8
270	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9
280	0.6	0.6	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.9	0.9
290	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0
300	0.7	0.7	0.8	0.8	0.9	0.9	0.9	1.0	1.0
310	0.8	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1
320	0.8	0.8	0.9	0.9	1.0	1.0	1.0	1.1	1.1
330	0.9	0.9	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2
340	0.9	0.9	1.0	1.0	1.1	1.1	1.1	1.2	1.2
350	1.0	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3
360	1.0	1.0	1.1	1.1	1.2	1.2	1.2	1.3	1.3
370	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4
380	1.1	1.1	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4
390	1.2	1.2	1.3	1.3	1.4	1.4	1.4	1.5	1.5
400	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6
410	1.3	1.3	1.4	1.4	1.5	1.5	1.5	1.6	1.6
420	1.4	1.4	1.5	1.5	1.6	1.6	1.6	1.7	1.7
430	1.5	1.5	1.6	1.6	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8
440	1.5	1.5	1.6	1.6	1.7	1.7	1.7	1.8	1.8
450	1.6	1.6	1.7	1.7	1.8	1.8	1.8	1.9	1.9
460	1.7	1.7	1.8	1.8	1.9	1.9	1.9	2.0	2.0
470	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	2.1	2.1
480	1.8	1.8	1.9	1.9	2.0	2.0	2.0	2.1	2.1
490	1.9	1.9	2.0	2.0	2.1	2.1	2.1	2.2	2.2
500	2.0	2.0	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.3	2.3

TABLO VI

BİR KOMPARTMAN İÇİN TOPOGRAFİK TASHİH, HAYFORD ZONLARI J - 0
Her Zon 8 kompartmana bölünmüştür

Birim: 1 mgal

= 2.67 gr/cm³ (sadece kara için)

Δh	J		K		L		M		N		O	
Metre	Yük.	Al.	Yük.	Al.	Yük.	Al.	Yük.	Al.	Yük.	Al.	Yük.	Al.
100	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
200	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	-0.01	0.01	-0.01
300	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	-0.01	0.02	-0.02
400	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	-0.01	0.03	-0.03
500	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.01	0.03	-0.01	0.04	-0.03
600	0.10	0.09	0.07	0.06	0.05	0.04	0.06	0.02	0.04	-0.01	0.05	-0.04
700	0.13	0.13	0.10	0.09	0.07	0.06	0.08	0.04	0.05	-0.01	0.07	-0.04
800	0.17	0.16	0.13	0.12	0.09	0.07	0.11	0.05	0.07	-0.00	0.08	-0.04
900	0.22	0.23	0.16	0.15	0.11	0.09	0.13	0.07	0.08	-0.00	0.09	-0.04
1000	0.27	0.26	0.20	0.18	0.14	0.12	0.16	0.09	0.09	-0.00	0.10	-0.05
1100	0.32	0.31	0.24	0.22	0.17	0.14	0.19	0.11	0.11	-0.01	0.12	-0.05
1200	0.38	0.37	0.28	0.27	0.20	0.17	0.22	0.14	0.12	0.02	0.13	-0.05
1300	0.43	0.44	0.33	0.31	0.23	0.20	0.25	0.17	0.14	0.02	0.14	-0.05
1400	0.52	0.50	0.38	0.36	0.27	0.24	0.29	0.20	0.16	0.03	0.16	-0.05
1500	0.59	0.58	0.44	0.42	0.31	0.27	0.33	0.23	0.17	0.04	0.17	-0.05
1600	0.67	0.66	0.50	0.48	0.35	0.31	0.37	0.26	0.19	0.05	0.19	-0.05
1700	0.75	0.74	0.56	0.54	0.39	0.35	0.41	0.30	0.21	0.06	0.20	-0.04
1800	0.84	0.83	0.63	0.60	0.44	0.40	0.46	0.34	0.24	0.08	0.22	-0.04
1900	0.94	0.92	0.70	0.67	0.48	0.44	0.51	0.38	0.26	0.09	0.24	-0.04
2000	1.03	1.02	0.77	0.74	0.53	0.49	0.56	0.43	0.28	0.10	0.26	-0.03
2100	1.14	1.12	0.85	0.82	0.59	0.54	0.61	0.48	0.31	0.12	0.28	-0.03
2200	1.24	1.23	0.93	0.90	0.64	0.60	0.67	0.53	0.33	0.14	0.30	-0.02
2300	1.36	1.34	1.01	0.98	0.70	0.65	0.73	0.58	0.36	0.15	0.32	-0.02
2400	1.47	1.45	1.10	1.07	0.76	0.71	0.79	0.63	0.38	0.17	0.34	-0.01
2500	1.59	1.57	1.19	1.16	0.83	0.77	0.85	0.69	0.41	0.19	0.36	-0.00
2600	1.71	1.69	1.29	1.25	0.89	0.84	0.92	0.75	0.44	0.21	0.39	-0.00
2700	1.84	1.82	1.39	1.35	0.96	0.90	0.99	0.81	0.47	0.23	0.41	+0.01
2800	1.97	1.95	1.49	1.45	1.03	0.97	1.06	0.87	0.50	0.25	0.43	+0.02
2900	2.11	2.08	1.59	1.55	1.10	1.04	1.13	0.94	0.53	0.28	0.46	+0.02
3000	2.24	2.17	1.70	1.66	1.18	1.11	1.21	1.01	0.57	0.30	0.48	+0.03
3100	2.39	2.31	1.81	1.77	1.26	1.19	1.28	1.08	0.60	0.33	0.50	+0.05
3200	2.53	2.45	1.92	1.88	1.34	1.27	1.37	1.16	0.63	0.35	0.53	+0.06
3300	2.68	2.60	2.00	1.42	1.35	1.45	1.23	0.67	0.38	0.55	0.07	3300

Δh kompartmanla istasyon kot farkı

Yük istasyon kompartmandan yüksek

Al istasyon kompartmandan alçak

BİR KOMPARTMAN İÇİN TOPOGRAFİK TASHIH, HAYFORD ZONLARI J-0
 Her Zon 8 kompartmana bölünmüştür
 $= 1.64 \text{ gr/cm}^3$ (sadece deniz için)

Derinlik m olarak	Derinlik m olarak						Derinlik m olarak					
	J	K	L	M	N	O	J	K	L	M	N	O
100	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2600	1.05	0.79	0.55	0.57	0.27
200	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2700	1.13	0.85	0.59	0.61	0.29
300	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	2800	1.21	0.91	0.63	0.65	0.31
400	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	2900	1.29	0.98	0.68	0.69	0.33
500	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	3000	1.38	1.04	0.73	0.74	0.35
600	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	3100	1.47	1.11	0.77	0.79	0.37
700	0.08	0.06	0.04	0.05	0.03	0.04	3200	1.55	1.18	0.82	0.84	0.39
800	0.10	0.08	0.06	0.07	0.04	0.05	3300	1.65	1.25	0.87	0.89	0.41
900	0.13	0.10	0.07	0.08	0.05	0.05	3400	1.74	1.33	0.92	0.94	0.43
1000	0.16	0.12	0.09	0.10	0.06	0.06	3500	1.83	1.40	0.98	1.00	0.46
1100	0.20	0.15	0.10	0.11	0.07	0.07	3600	1.93	1.48	1.03	1.05	0.48
1200	0.23	0.17	0.12	0.13	0.08	0.08	3700	2.03	1.56	1.09	1.11	0.51
1300	0.27	0.20	0.14	0.16	0.09	0.09	3800	2.13	1.64	1.15	1.17	0.53
1400	0.32	0.24	0.16	0.18	0.10	0.10	3900	2.23	1.72	1.21	1.23	0.56
1500	0.36	0.27	0.19	0.20	0.11	0.11	4000	2.33	1.81	1.27	1.29	0.58
1600	0.41	0.31	0.21	0.23	0.12	0.12	4100	2.44	1.89	1.33	1.35	0.61
1700	0.46	0.34	0.24	0.25	0.13	0.13	4200	2.55	1.98	1.39	1.41	0.64
1800	0.52	0.39	0.27	0.28	0.15	0.14	4300	2.65	2.07	1.46	1.48	0.66
1900	0.58	0.43	0.30	0.31	0.16	0.15	4400	2.76	2.16	1.52	1.55	0.69
2000	0.64	0.47	0.33	0.34	0.17	0.16	4500	2.87	2.25	1.59	1.62	0.72
2100	0.70	0.52	0.36	0.38	0.19	0.17	4600	2.99	2.35	1.66	1.69	0.75
2200	0.76	0.57	0.40	0.41	0.20	0.19	4700	3.10	2.44	1.73	1.76	0.78
2300	0.83	0.62	0.43	0.45	0.22	0.20	4800	3.21	2.54	1.80	1.83	0.81
2400	0.90	0.68	0.47	0.49	0.24	0.21	4900	3.33	2.64	1.87	1.90	0.84
2500	0.98	0.73	0.51	0.52	0.25	0.22	5000	3.45	2.74	1.95	1.98	0.87
2600	1.05	0.79	0.55	0.57	0.27	0.24	5100	3.56	2.84	2.02	2.05	0.91
												0.69
												0.69
												0.71
												0.73
												0.73
												0.76
												0.78
												0.78
												0.81
												0.83
												0.85
												0.88
												0.91
												0.93
												0.96
												0.96
												0.98
												1.01
												1.04
												1.07

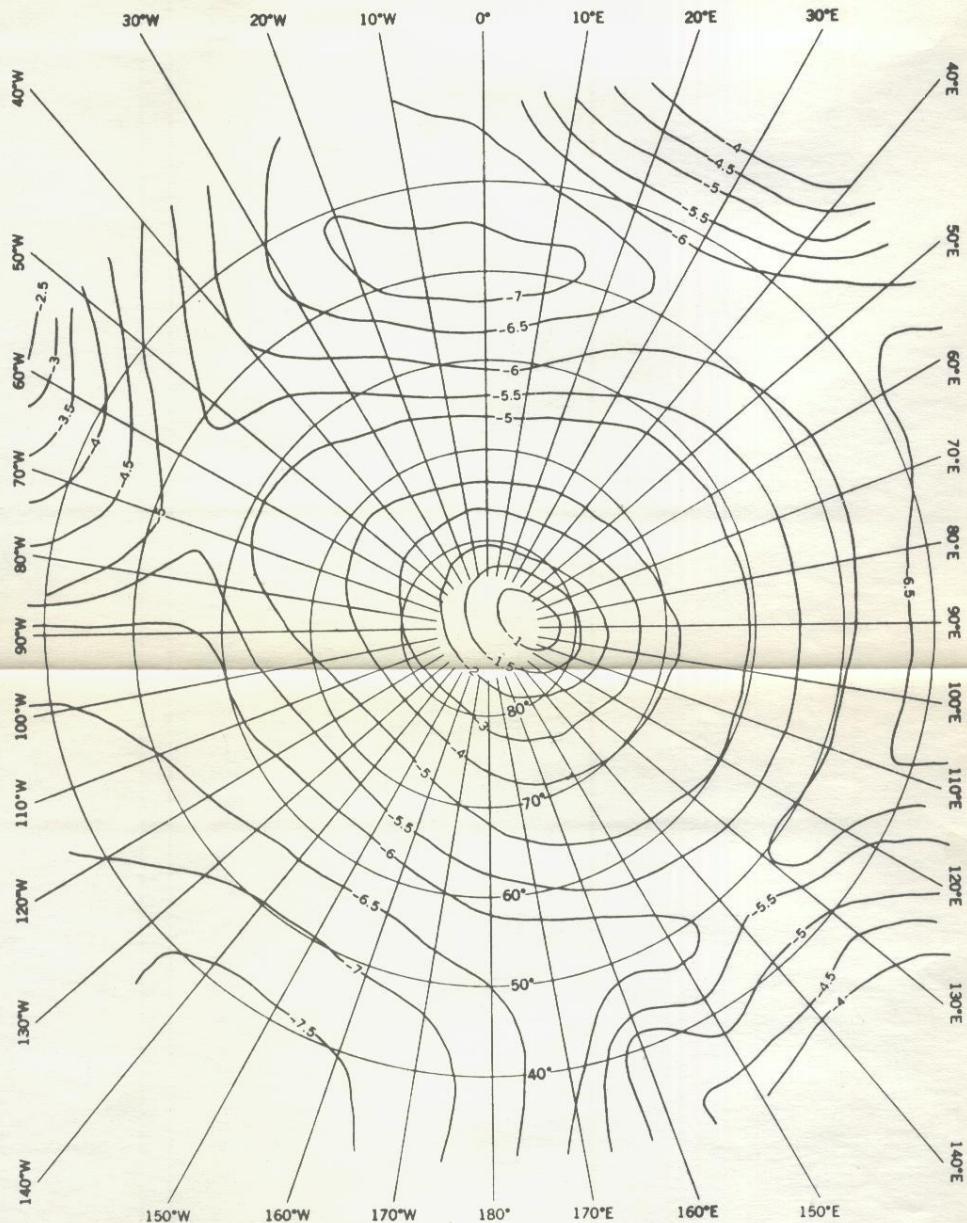
TABLO VII

TABLO X

AIRY-HEISKANEN SİSTEMİ İÇİN İNDİREKT TESİR
 $T = 30 \text{ km}$, Birim: 0.1 mgal

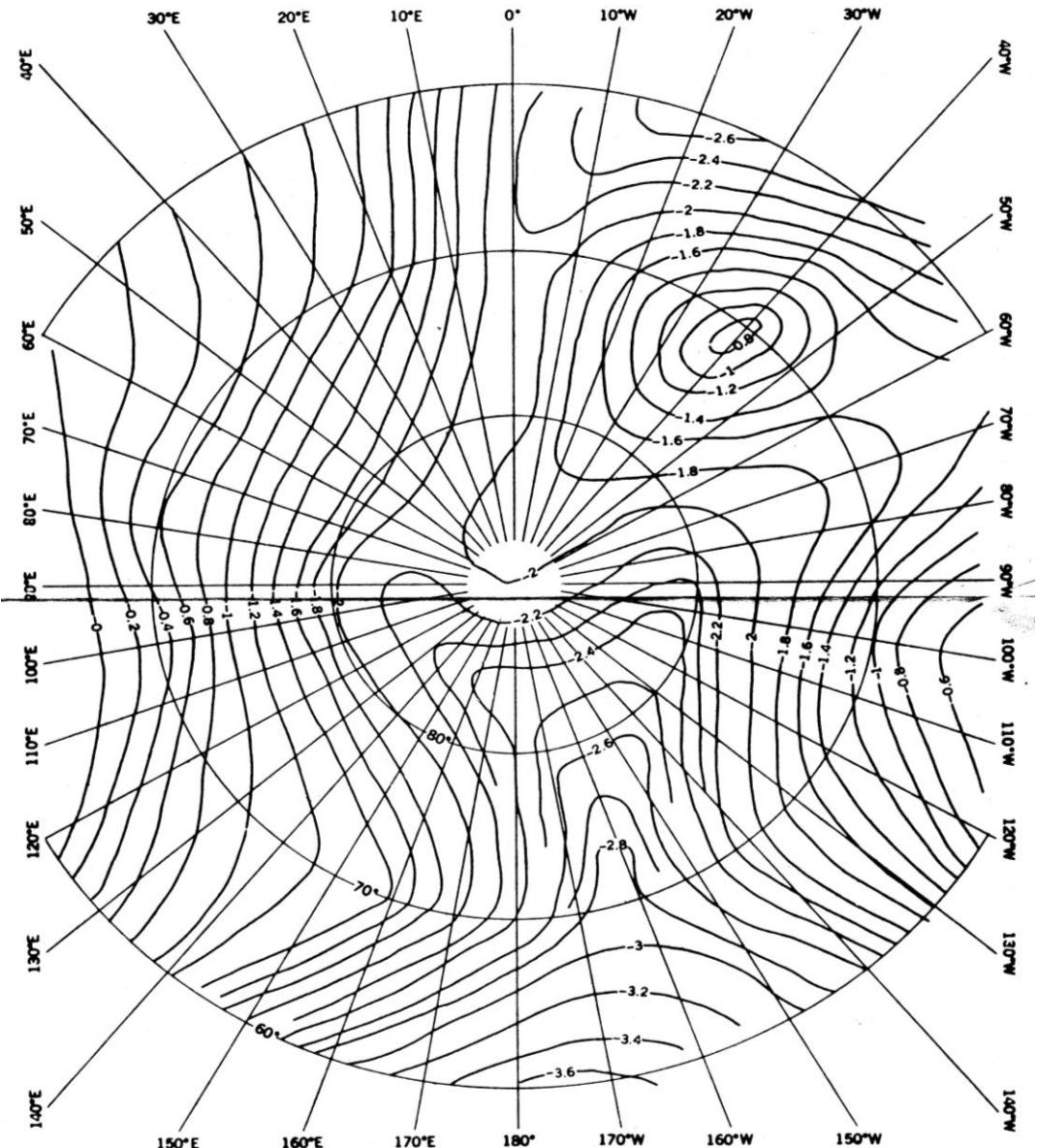
b	ZONLAR											
km	A-I	J	K	L	M	N	O	18-16	15-14	13	12	11
+5	9.8	5.0	7.0	8.6	14.6	8.2	5.4	2.4	1.1	0.5	-0.2	-0.7
+4	8.2	4.0	5.5	6.6	11.0	6.0	3.8	1.7	0.9	0.3	-0.2	-0.6
+3	6.5	3.0	4.1	4.8	7.7	4.1	2.6	1.1	0.5	0.2	-0.1	-0.4
+2	4.6	2.0	2.6	3.0	4.7	2.4	1.5	0.6	0.3	0.1	-0.1	-0.3
+1	2.4	1.0	1.3	1.4	2.2	1.1	0.7	0.3	0.2	0.0	+0.0	-0.1
0												
-1	-1.4	-0.6	-0.7	-0.8	-1.1	-0.5	-0.3	-0.1	-0.0	-0.0	0.0	0.1
-2	-2.7	-1.1	-1.4	-1.5	-2.1	-1.0	-0.6	-0.3	-0.1	-0.0	0.1	0.1
-3	-3.8	-1.6	-2.0	-2.1	-2.9	-1.3	-0.8	-0.3	-0.2	-0.0	0.1	0.2
-4	-4.7	-2.0	-2.5	-2.6	-3.5	-1.6	-0.9	-0.3	-0.2	-0.0	0.1	0.2
-5	-5.2	-2.3	-2.9	-3.0	-4.0	-1.8	-1.1	-0.4	-0.2	-0.0	0.1	0.3
-6	-5.8	-2.6	-3.2	-3.3	-4.3	-1.9	-1.1	-0.5	-0.2	-0.0	0.1	0.3
-7	-6.1	-2.8	-3.4	-3.4	-4.4	-2.0	-1.2	-0.5	-0.2	-0.0	0.2	0.3

ANTARKTİK
AIRY SİSTEMİ İÇİN TOPOGRAFYA VE KOMPANSASYON TESİRİ
ZON 10 - 1
 $T = 30 \text{ km}$, Birim: 1.0 mgal

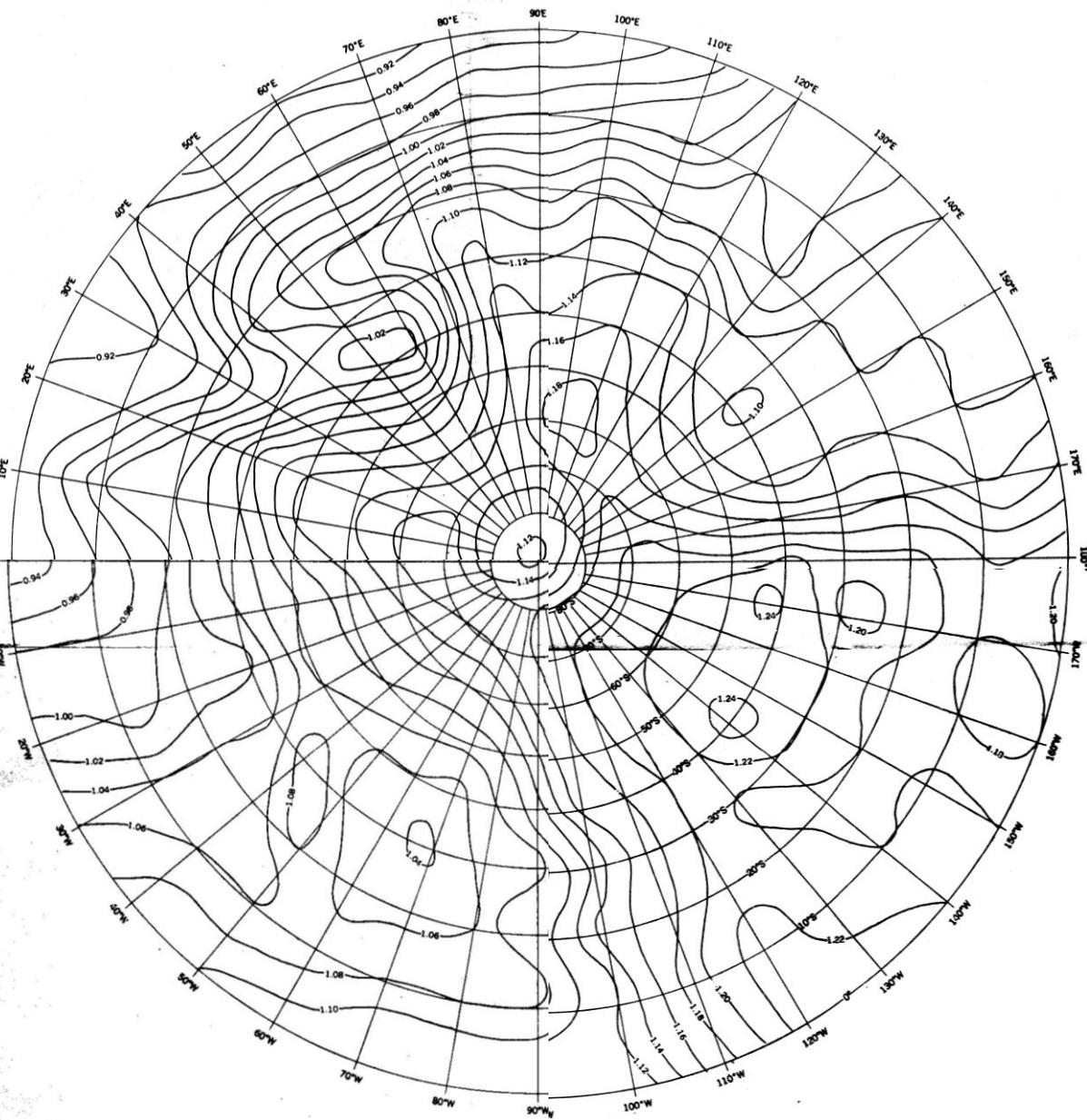


Ek 1

ARKTİK
AIRY SİSTEMİ İÇİN TOPOGRAFYA VE KOMPANSASYON TESİRİ
ZON 10 - 1
 $T = 30 \text{ km}$, Birim: 1 mgal



GÜNEY YERİMİKÜRESİ
AIRY SİSTEMİ İÇİN İNDİRİKT TESİR
ZON 10 - 1
 $T = 30$ Km. Birim: 1 mgal



AIRY SİSTEMİ İÇİN İN'DIREKT TESİR
ZON 10 - 1
 $T = 30$ km. Birim: 1 mgal

