

1. G İ R İ Ő

Çekül doğrultusu (ya da bir başka deyişle düşey doğrultu) kavramının insanların bilincinde belirginleştiğı tarihi saptamak için yapılacak bir araştırmada tarih öncesi çağlara kadar gitme olasılığı vardır. Gerçekten, ünlü çekim yasaları Newton tarafından açık seçik bir biçimde ortaya konmadan çok önceleri de el terazisi, duvarcı düzeci ve duvarcı çekülü vb. gereçler kullanılmakta idi ve bunlar aracılığıyla çekül doğrultusu kavramı yaşama yerleşmişti.

Belki de günlük yaşantıyla budenli bütünleşmiş olmasının bir sonucu olarak, çekül doğrultusu Jeodezinin ayrılmaz bir parçası olmuştur. Çekül doğrultusuyla doğrudan ilişkisi olmayan bir jeodezik aletten söz edebilmek için özel bir çaba harcama gereğı, bunun jeodezik kavramlar bütünü içinde bir kilit taşı niteliğı kazanmasının en güzel kanıtıdır.

Çekül doğrultusunun jeodezide özel bir yer edinmiş genel bir kavram olmasına karşılık, çekül sapması (ya da öteki adıyla düşey doğrultu sapması) salt jeodeziye özgü bir kavramdır. Bunun ortaya çıkışı, daha doğrusu uygulamada yerini alışı da 19. yüzyılın ikinci yarısına rastlar. Buradaki anlamıyla çekül sapması, aslında bir doğa olayı olmayan, ancak, doğa gerçeklerine ulaşma uğrında önerilen bir düşünsel modelden kaynaklanan ve yer yuvarının biçimiyle ilgili bilgi birikiminde ayrıntılar önem kazanmaya başlayınca ortaya atılan bir kavramdır.

Bilimsel ve teknolojik gelişme süreci içinde son yüzyılın düşünsel bir ara kavramı olan çekül sapmasının, uygulamalardaki hesaplanış, kullanım ve tanımlanma biçimlerine göre de türleri doğmuştur.

Toplumsal ve ekonomik gelişme sürecine koşut olarak bilimsel ve teknolojik atılımların da eşiğindeki Türkiye'de jeodeziden beklentilerin nicelik ve nitelik değişimleri, doğal olarak, artık kaçınılmazlaşmaktadır. Özellikle nitelik değişimleri nedeniyle, bundan böyle Türkiye'de jeodezik bilgi ve belge üretilen çevrelerde çekül sapması kavramı ve türleriyle sık sık karşılaşılabilecek demektir.

Klasik jeodezide doğan ve gelişip serpilerek modern yöntemlerde de yerini alan çekül sapması kavramı ve türlerinden, aşağıda olabildiğince özlü bir biçimde söz edilecektir. Bu özlü açıklamanın iki amacı vardır. Birisi, jeodezinin etkin bir biçimde uygulamalar bulduğu ülkelerdeki tersine Türkiye'de fildişi kuleye tutsak edilen bir kavramın kullanıcılara tanıtılmasıdır. Öteki ise genelde var olan bir kavram kargaşasının giderilmesine katkıda bulunmaktır.

2. ÇEKÜL DOĞRULTUSU

Doğal kaynaklarına göre kuvvetler elektrik kuvveti, manyetik kuvvet, çekim kuvveti, hareket kuvveti vb. adlar alırlar. Bunlardan çekim kuvvetinin kaynağı kitlelerdir ve Newton çekim yasasına göre bulundukları ortamda bir kuvvet alanı doğururlar. Yeryuvarını oluşturan kitleler de bu doğa kuralının dışında tutulamaz. Öte yandan bu kitleler bir eksen etrafında dönerken söz konusu kuvvet alanı da bu dönme eylemini birlikte yapar. Bu nedenle bir de merkezkaç kuvvet alanı doğar.

Buradan, yeryuvarının kitlelerine göre değişmez konumlu her nokta da anılan iki kuvvet vektörünün bileşkesi olan bir kuvvet vektörünün varlığı gerçeği algılanır. Aslında bu, yalın fiziksel anlamıyla bir ivme vektörüdür ve fizik biliminde yercekimi ivmesi adıyla geçer. Ancak jeodezide bu vektör, birim kitleye uygulanacak bir kuvvet olarak düşünülür ve gerçek gravite vektörü adıyla bilinir. İlgilenilen uzay kesiminin her noktasında bulunan ve g ile gösterilen bu vektörler yeryuvarının gerçek gravite alanı'nı oluştururlar .

Söz konusu noktalarda daha başka pek çok kuvvet bulunmaktadır. Bunların bazılarının kaynakları şöyle sıralanabilir;

- * Ay ve Güneş gibi yeryuvarından başka gök cisimlerinin kitleleri,
- * Yeryuvarını oluşturan kitlelerin güneş etrafında dönmesi, güneş sistemiyle birlikte galeksi içersinde yer değiştirmesi, galeksi'yi oluşturan tüm cisimlerle birlikte evrende yer değiştirmesi vb. hareketler.
- * Yeryuvarını oluşturan kitlelerin birbirlerine göre olan konumlarının çeşitli nedenlerle değişmesi,
- * Çeşitli nedenlerle var olan elektrik akımları ve manyetik alanlar.

Ancak, bu kuvvetler yeryuvarının gerçek gravite alanı tanımının dışında tutulurlar. Kısası, yeryuvarının gerçek gravite alanı denince akla kaynağı yeryuvarının kitleleri ile yeryuvarının kendi eksen etrafında dönmesi olan bir kuvvet alanı, dolayısıyla bir vektör alanı anlaşılmalıdır.

Anılan vektörlerin doğrultularına, düşey doğrultu adı verildiği gibi, gerçek yaşamda serbestçe sallandırılan bir çekülün ipiyle pratik geçerlilikle çakıştığından çekül doğrultusu da denir. (Burada pratik geçerlilik deyiminin kullanılmasının nedeni, yukarıda bazılarından söz edilmiş olan diğer kuvvetlerdir. Bunlardan kaynağı kitleler ve hareket olanların serbestçe salınan bir çekülün ipinin doğrultusuna etkisi jeodezide ulaşılabilen doğrultu ölçmelerinin inceliğinin altındadır. Kaynağı elektrik akımları ve manyetik olanlar ise ancak bunlara duyarlı cisimler için geçerlidir. Vektörlerin g büyüklüklerine ait ölçme işlemlerinde zaten bu kuvvetlerin etkileri dikkate alınır.) Hatalardan arındırılmış ve tam olarak düzeçlenmiş bir teodolitin asal eksen bu doğrultu ile, yine pratik geçerlikte, çakışır. Vektörlerin yönü kitlelere doğrudur ve bu yöne astronomik ayakucu (nadir) adı verilir. Ters yöne de astronomik başucu (Zenit) denir.

Gerçek gravite vektörünün, gerçek gravite adıyla bilinen g büyüklüğü ölçülebilen bir miktar olduğu gibi, doğrultusu da bir özel dik koordinat sisteme göre astronomik gözlemlerle belirlenebilir. Bunlar, noktanın A astronomik boylamı ile ϕ astronomik enlemi dir.

Gerçek gravite vektörü bir serbest vektör değildir. Vektör alanı, bu özelliği ile potansiyel kuramından yararlanılarak bir skalar alan aracılığıyla da tanımlanabilir. Skalar alan, gerçek gravite potansiyeli W ,

$$W = W(X, Y, Z)$$

biçiminde bir fonksiyonla belirlenerek tanımlanır. Fonksiyonun türevleri gerçek gravite vektörünün bileşenlerini verir ve

$$\vec{g} = \begin{bmatrix} g_X \\ g_Y \\ g_Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial W}{\partial X} \\ \frac{\partial W}{\partial Y} \\ \frac{\partial W}{\partial Z} \end{bmatrix}$$

bunun matematik tanımıdır. Böylece her nokta da bir vektör (Burada üç bileşen için üç skalar) tanımlamak yerine bir skalar tanımlamakla yetinilir. W gerçek gravite potansiyelinin eşit olduğu noktaların geometrik yeri uzayda kesiksiz bir kapalı yüzey oluşturur. Sonsuz sayıda ve birbirleriyle kesişmeden iç içe uzayı dolduran bu yüzeylere gerçek gravite alanının eşpotansiyelli yüzey'leri ya da jeopotansiyel yüzey'ler denir. Bazende bunlar kısaca jeop olarak bilinir. Gerçek gravite vektörleri bunların iç normalleriyle çakışır. Dolayısıyla, herhangi bir noktadan geçen bir jeop'un iç normali o noktadaki astronomik ayakucu, dış normali de astronomik başucu ile aynı yöndedir.

Uzayda, iç içe birbirinden ancan diferansiyel anlamda uzak olup, bir yüzey ailesi oluşturan jeopların ardaşık normalleri gerçek gravite alanının kuvvet çizgileri'ni yaratırlar. uç uca eklenmiş diferansiyel anlamdaki normal-lerin yarattığı bu çizgiler birer uzay eğrisidir. Bunların jeodezideki özel adı çekül eğrileri'dir. Gerçek gravite vektörleri çekül eğrilerinin teğeti olur.

Jeop'lar, dönел yüzeylere yakın yüzeylerdir ve bunlardan bir tanesi olan jeoid, dönел elipsoide çok yakındır.

Yeryuvarının gerçek gravite alanının kesin bir matematik tanımının yapılabilmesi için $W(X, Y, Z)$ potansiyel fonksiyonunun belirlenmesi gerekir. Oysa, tartışmasız bir belirleme için, bugünün olanaklarıyla başaramayacak kadar çok sayıda ölçü sonucuna gereksinme vardır. Bu ve benzeri nedenlerle, gerçek gravite alanına bir yaklaşım olmak üzere, matematik temelleri oldukça basit bir standart gravite alanı tanımlanır. Normal gravite alanı ya da kuramsal gravite alanı da denilen bu düşünsel alanın potansiyel fonksiyonu.

$$U = U(X, Y, Z)$$

biçimdedir. Buradaki U miktarı standart (ya da normal, ya da kuramsal) gravite potansiyeli adıyla anılır ve söz konusu fonksiyonun türevleri γ standart (ya da normal ya da kuramsal) gravite vektörü'nün bileşenlerini verir.

Böylece ,

$$\vec{\gamma} = \begin{bmatrix} \gamma_X \\ \gamma_Y \\ \gamma_Z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\partial U}{\partial X} \\ \frac{\partial U}{\partial Y} \\ \frac{\partial U}{\partial Z} \end{bmatrix}$$

yazılır.

Uluslararası Jeodezi Komisyonunun 1930 Stokholm toplantısına kadar çeşitli standart gravite potansiyeli fonksiyonu modelleri kullanılmaktadıysa da, bu tarihten beri dönen bir elipsoidin referans olarak alındığı, hem bir düzleme (yeryuvarının ekvator düzlemi) , hem de bir eksene (yeryuvarının dönme eksenini) göre simetrik özel bir model kullanılmaktadır. Bu yaklaşımda Standart gravite alanının eşpotansiyelli yüzeyleri birer dönel yüzeydir ve bunlara sferopotansiyel yüzey ya da kısaca sferop denir. Gerçek gravite alanındaki her jeopa karşılık standart gravite alanında bir sferop bulunur. Üzerlerindeki W ve U potansiyelleri birbirine eşit olan bu karşılıklı yüzeylerin geometrik şekilleri farklıdır. Örneğin jeoid özel adıyla bilinen jeopun karşılığı olan sferopun biçimi bir dönel elipsoid'dir. Bu elipsoide en genel anlamda referans elipsoid denir, ancak bazı durumlarda, özellikle fiziksel problemlerde bunun için ortalama yer elipsoidi ya da seviye elipsoidi adları da kullanılır.

Standart gravite vektörü de sferopun iç normali ile ve standart gravite alanının kuvvet çizgisinin (çekül eğrisinin) teğeti ile çakışır. Gerçek gravite alanının çekül eğrileri genelde birer uzay eğrisi olmalarına karşılık standart gravite alanının çekül eğrileri jeodezik meridyen düzleminde uzanan birer düzlem eğridirler ve kutuplara doğru iç bükey olurlar.

Standart gravite vektörünün yönüne jeodezik ayakucu , tersi yöne de jeodezik başucu adı verilir. Bu vektörün Standart (ya da normal, ya da kuramsal) gravite adıyla bilinen γ büyüklüğü seçilen matematik model yardımıyla hesaplanabilir. Doğrultusu ise yine özel bir koordinat sistemine göre jeodezik ölçmeler (triangülasyon, trilaterasyon vb.) yardımıyla üretilebilir. Bunlar, λ jeodezik boylam ve ϕ jeodezik enlem olarak bilinir.

Kısası, yeryuvarının gerçek gravite alanına ilişkin her kavram ve büyüklüğe karşılık standart gravite alanında da bir kavram ve büyüklük vardır. Standart gravite alanı tümüyle keyfi olup öylesine seçilir ki;

* Bu alandaki her türlü matematik işlem olabildiğince basit ve kapalı ifadelerle yapılabilir,

* Bu alandaki büyüklüklerle gerçek gravite alanındaki karşılığı olan büyüklükler arasındaki farkla doğrusal matematik işlemlere yatkın özellikleri üzerinde taşıyabilmelidir.

3. ÇEKÜL SAPMASI KAVRAMI :

	Gravite Potansiyeli	Gravite Vektörü	
		Büyüklik	Doğrultu
Gerçek Gravite Alanı	W	g	Λ, Φ
Standart Gravite Alanı	U		λ, ϕ
Bozucu Gravite Alanı (Fark)	T	δg Δg	θ, α_θ η, ξ

Çizelge 3.1

Gerçek ve Stardart Gravite Alanlarının Karşılaştırılması.

Çizelge 3.1, yeryuvarının gerçek ve standart gravite alanlarına ilişkin temel büyüklüklerden jeodezik çalışmalarda çoğunlukla geçenleri ve bunların farklarını göstermektedir. Burada kullanılan bozucu gravite alanı deyimiyle başlıbaşına bir kuvvet alanı kastedilmektedir. Söz konusu gerçek, standart ve bozucu gravite alanları aynı mekanda yer almakta ve bunlarda ilki, son ikisinin bileşkesi olarak düşünülmektedir.

Bozucu gravite alanının potansiyeli T , bozucu potansiyel olarak adlandırılır ve

$$T(X,Y,Z) = W(X,Y,Z) - U(X,Y,Z)$$

eşitliği ile belirlidir.

Uygulama gereksinimlerinden ötürü, bu alanın vektörleri belirgin bir biçimde tanımlanmaz, öteki alanların karşılıklı vektörlerinin büyüklük ve doğrultu farklarından söz edilir. Bu gelenek, gerçek ve standart gravite vektörleri arasında, potansiyel fonksiyonlarını devreden çıkaran dolaysız bir pratik bağlantı olanağını verdiği gibi, gerektiğinde potansiyel fonksiyonlarının kendilerine doğrudan geçiş olanağını da sağlar.

Gerçek ve standart gravite vektörlerinin büyüklük ve doğrultu farkı denince, bu vektörlerin konumları da önem kazanır. Büyüklük farkı olarak, genellikle aşağıdaki iki tür kullanılır. Aynı bir P noktasına ait gerçek ve standart gravite vektörlerinin büyüklük farkı

$$\delta g = g_P - \gamma_P$$

olarak bulunur ve δg , gravite bozukluğu adıyla anılır. Bunun yanısıra, bir P noktasındaki gerçek gravite vektörünün büyüklüğü ile, bu noktadan geçen jeopun karşılığı sferop üzerinde P' nin izdüşümü olan Q noktasındaki standart gravite vektörünün büyüklüğü farkı

$$\Delta g = g_P - \gamma_Q$$

olarak bulunur ve Δg , gravite anomalisi adıyla anılır.

Vektörlerin büyüklük farkları için genel bir ad kullanılmaz. Oysa doğrultu farklarının bir genel adı vardır.

Gerçek ve standart gravite alanlarına ait gravite vektörlerinin doğrultuları farkının, bir başka deyişle astronomik ve jeodezik başuçları (ayakuçları) arasındaki doğrultu farkının genel adı çekül sapması'dır. Üç boyutlu mekanda doğrultu farkının matematik anlamda tanımı için en az iki büyüklük gerektiği açıktır. Anılan vektörler arasındaki θ açısı bunlardan birisidir ve toplam çekül sapması olarak adlandırılır. θ açısı, düşey düzlemde oluşacağından öteki büyüklük de bunun yerel dik koordinat sistemindeki α azimutudur ve toplam çekül sapmasının azimutu olarak adlandırılır. Ancak bu büyüklükler uygulamada pek kullanılmazlar. Bunların yerine, θ açısının, jeodezik birinci düşey düzlemdeki η izdüşümü ile jeodezik meridyen düzlemindeki ξ izdüşümü uygulamanın yeğlediği kullanım büyüklükleridir. Bu kullanım büyüklüklerine çekül sapmasının doğu-batı bileşeni (η) ve çekül sapmasının kuzey-güney bileşeni (ξ) denir.

Vektörlerin büyüklük farkında olduğu gibi θ toplam çekül sapmasının, hangi noktadaki $\vec{g}$ gerçek gravite vektörü (ya da astronomik başucu $\vec{n}$) ile hangi noktadaki $\vec{\gamma}$ standart gravite vektörü (ya da jeodezik başucu $\vec{n}$) arasındaki açı olduğu belirtilmelidir. Böylesine bir tanımlama, herhangi bir yeryüzü noktasının, telluroidin ve referans elipsoidin yüzeylerine izdüşürülme yöntemleri yardımıyla yapılır. Bu nedenle, söz konusu yöntemleri burada anımsamakta yarar vardır. Şekil 3.1 bunları temsili olarak göstermektedir.

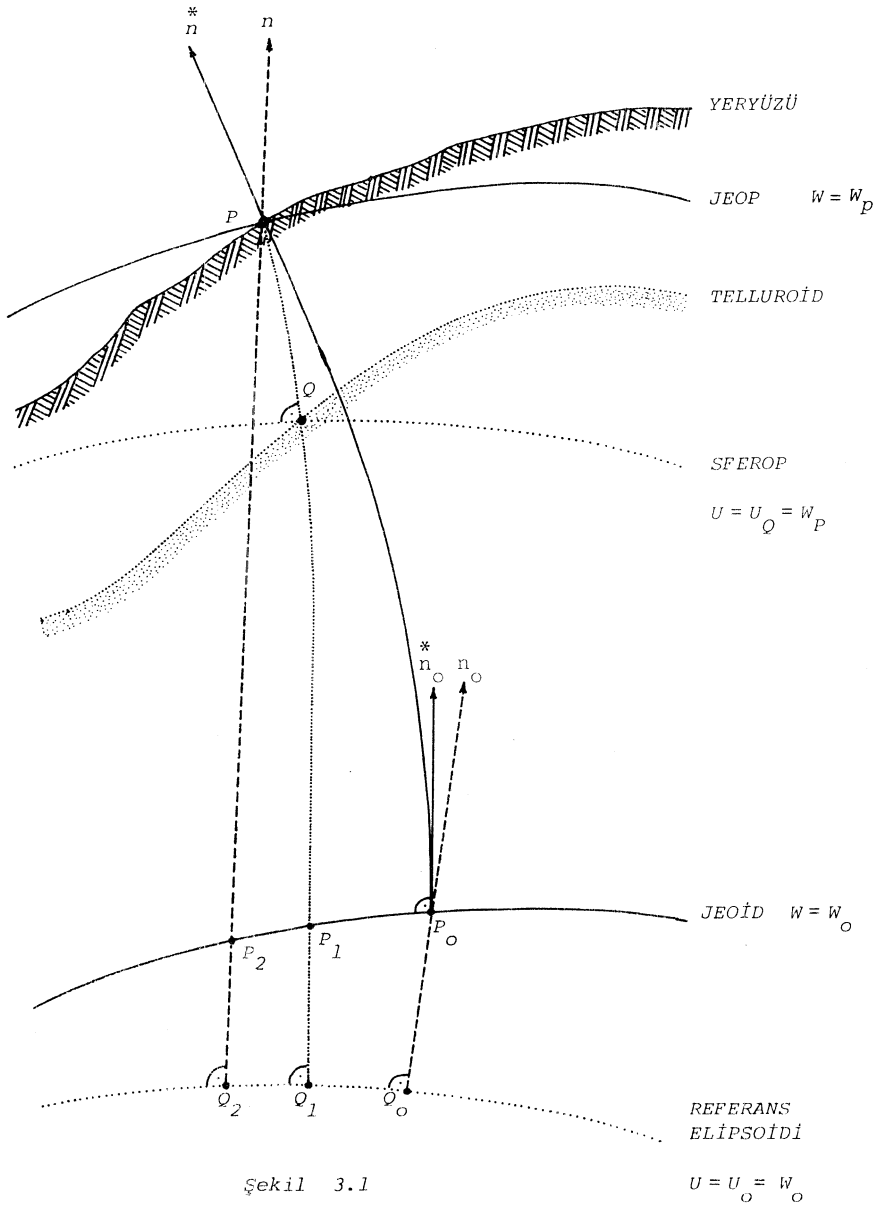
Helmert izdüşümü : P yeryüzü noktasından elipsoidin yüzüne bir dik iniş yaparak gerçekleştirilir. Şekilde bu, PQ_2 doğrusu ile gösterilmiştir. Dolayısıyla bu izdüşümde jeodezik başucu, elipsoidin de normali olan n' dir. Normalin jeoidi deldiği nokta P_2 ile gösterilmiştir.

Normal izdüşüm : İzdüşüm, standart gravite alanına ait çekül eğrilerinden P yeryüzü noktasından geçenini ile gerçekleştirilir. Şekilde bu, PQP_1 eğrisi ile gösterilmiştir. Böylece, P yeryüzü noktasının telluroidin yüzündeki izdüşümü Q , jeoidin yüzündeki izdüşümü P_1 ve referans elipsoidin yüzündeki izdüşümü Q_1 ile gösterilmiş olunmaktadır.

Pizetti izdüşümü : İzdüşüm iki aşamalıdır. Birinci aşamada, gerçek gravite alanına ait çekül eğrilerinden P yeryüzü noktasından geçenini jeoidin yüzündeki P_0 noktası bulunur. İkinci aşama da bu P_0 noktasından Helmert izdüşümü ile referans elipsoidin yüzündeki Q_0 noktası bulunur. Böylece, P yeryüzü noktasının jeoid yüzündeki izdüşümü P_0 , referans elipsoidin yüzündeki izdüşümde Q_0 olur.

Şekil 3.1 temsili bir şekil olarak düşünülmelidir. Çünkü ; $P, Q, P_0, Q_0, P_1, Q_1, P_2, Q_2$ noktalarıyla bu noktalardaki gerçek ve standart gravite vektörlerinin tümünün aynı bir düzlem içinde olması beklenemez. Bu nedenle, yukarıda açıklanan izdüşüm yöntemlerini üç boyutlu bir mekanda düşünmek gerekir. Görülen şekil, yalnızca bu düşünme eylemini kolaylaştırmak amacıyla verilmiştir.

Çekül sapmasının, yukarıda sözü edilen izdüşüm yöntemlerine sıkı sıkıya bağlı bir anlayışla, hangi vektörler arasındaki açı olduğu uygulamalarda aşağıdaki gibi açıklanır.



Bir yeryüzü noktasının (P) Telluroidin yüzeyine (Q) ve Referans Elipsoidin yüzeyine (Q_O, Q_1, Q_2) izdüşürülmesi.

- Helmert, Normal ve Fizetti İzdüşüm Yöntemleri-

* $\vec{g}_p$ ile $\vec{\gamma}_{Q2}$ arasındaki açıyla, çok ender de olsa bazı uygulamalarda karşılaşır. Ancak bunlar, tüm sorunlar yalın geometrik yöntemlerle çözümlenen ve P yeryüzü noktasının jeoid yüzeyine izdüşürülmesine gereksinme duyulmayan uygulamalardır.

* $\vec{g}_{p2}$ ile $\vec{\gamma}_{Q2}$, $\vec{g}_{p1}$ ile $\vec{\gamma}_{Q1}$, $\vec{g}_{p0}$ ile $\vec{\gamma}_{Q0}$ arasındaki açıyla, yalnızca jeoid ve elipsoidin kullanıldığı uygulamalarda karşılaşılır. Jeodezide ulaşılabilen bugünün ölçü inceliklerine aralarındaki kuramsal fark gözardı edilebilmektedir.

* $\vec{g}_p$ ile $\vec{\gamma}_{Q2}$ arasındaki açıyla, genellikle doğu bloku ülkelerde ve Molodenski'nin geliştirdiği yöntemlerin uygulanmasında karşılaşılır.

Doğrultuların farkı olan çekül sapmaları için, büyüklük farklarında olduğu gibi bozukluk, anomali vb. adlar kullanılmaz, bunların yalnızca jeoid yüzüne indirgenip indirgenmedikleri belirtilir. Buna göre yukarıda sözü edilenlerden ilk ikisi yeryüzü noktasındaki, sonuncu da jeoid yüzündeki çekül sapmalarıdır.

Şekil 3.2, toplam çekül sapmasını (θ), onun azimutunu (α_0), doğu - batı bileşimini (η), kuzey- güney (ξ) bileşimini göstermektedir. P ve Q noktaları şekil 3.1 deki P ve Q noktaları olabileceği gibi P_0 , Q_0 ; ya da P_1 , Q_1 ; ya da P_2 , Q_2 noktaları olarak da düşünülebilir. Referans yerel dik koordinat sisteminin e (jeodezik doğu), m (jeodezik kuzey) ve n (jeodezik başucu) eksenleri aslında Q noktasına aittir. Ancak şekildekiler, duruma göre, uzantıları (P_0 , Q_0 ve P_2 , Q_2 çiftlerinde n başuçlarındaki gibi) ya da P noktasından geçen paralelleri gibi düşünülebilir. İki başucu arasındaki açı θ toplam çekül sapmasıdır. Bu açı bir düşey düzlemde oluşacağından, düzleminin jeodezik meridyen düzlemiyle (mn düzlemiyle) yaptığı α_0 ölçek açısı toplam çekül sapmasının azimutudur. Öte yandan, n astronomik başucu (en) ve (mn) düzlemlerine izdüşürülerek şekilde görüldüğü gibi n_e ve n_m doğruları bulunursa, bunların n jeodezik başucu ile yaptıkları η ve ξ açıları çekül sapmasının doğu-batı ve kuzey-güney bileşenlerini verir. Böylece,

$$\eta = \theta \cdot \cos \left(\frac{\pi}{2} - \alpha_0 \right) = \theta \cdot \sin \alpha_0,$$

$$\xi = \theta \cdot \cos \alpha_0,$$

$$\theta = \sqrt{\eta^2 + \xi^2} = \eta \cdot \sin \alpha + \xi \cdot \cos \alpha,$$

$$\alpha_0 = \arctan (\eta / \xi)$$

bağıntıları kolayca yazılabilir. Ayrıca, eğer θ toplam çekül sapmasının α azimutlu herhangi bir düşey düzlemdeki izdüşümü, başka bir deyişle θ toplam çekül sapmasının α doğrultusundaki bileşeni ϵ_α istenirse bu,

$$\epsilon_\alpha = \theta \cdot \cos(\alpha_0 - \alpha) = \theta \cdot \sin \alpha_0 \cdot \sin \alpha + \theta \cdot \cos \alpha_0 \cdot \cos \alpha$$

$$\text{ya da } \theta \cdot \sin \alpha_0 = \eta \quad \theta \cdot \cos \alpha_0 = \xi \quad \text{konarak}$$

$$\epsilon_\alpha = \eta \cdot \sin \alpha + \xi \cdot \cos \alpha \quad \text{olarak bulunabilir.}$$

4. ÇEKÜL SAPMASI TÜRLERİ :

Kendisini oluşturan iki doğrultudan birisi (jeodezik başucu, ya da standart gravite vektörü) tümüyle düşünsel olduğundan, çekül sapması doğrudan ölçülemez, ancak hesaplanabilir. Hesaplama işlemi iki yolla becerilir. Birisinde, söz konusu doğrultular ayrı ayrı tanımlanarak bunların farkı bulunur. Ötekin - deyse fark doğrudan doğruya hesaplanır. Böylece çekül sapması, hesaplama yöntemine ve buna koşut olarak da doğrultuların tanımlandığı koordinat sistemlerinin konumlarına göre özel adlar alırlar.

4.1. A S T R O J E O D E Z İ K Ç E K Ü L S A P M A S I :

Bu yöntemde söz konusu doğrultular ayrı ayrı tanımlanarak aralarındaki fark ile çekül sapması bileşenleri bulunur.

Gerçek gravite vektörünün doğrultusu (ya da astronomik başucu), jeodezik astronominin bir ürünü olarak, astronomik gözlemlerle bulunur. Astronomik boylam Λ ve astronomik enlem ϕ ile tanımlanan bu büyüklükler Şekil 4.1.' de gösterilen açılardır. Buradaki X,Y,Z eksenlerinin temsil ettiği doğal ortak dik koordinat sistemi, katı yeryuvarına bağlıdır ve gerçek gravite alanının tanımlanmasında kullanılan sistemdir.

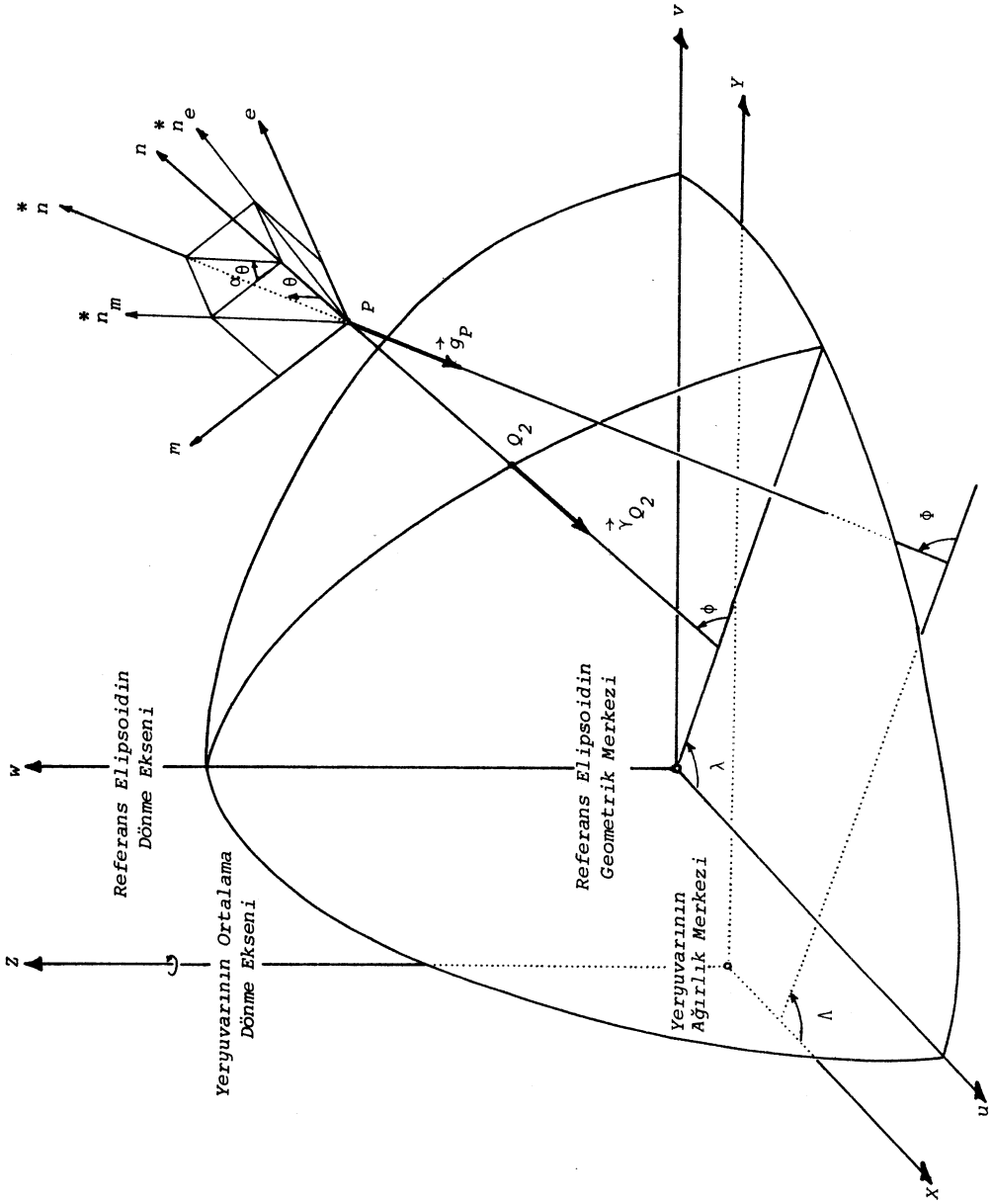
Öte yandan, standart gravite vektörünün doğrultusu (ya da jeodezik başucu) triyangülasyon, trilaterasyon vb. jeodezik ölçme ve hesaplamalarla üretilir. Jeodezik boylam λ ve jeodezik enlem ϕ ile tanımlanan bu büyüklükler Şekil 4.1.'de gösterilen açılardır. Buradaki u,v,w eksenlerinin temsil ettiği referans ortak dik koordinat sistemi, referans elipsoide bağlıdır ve genellikle standart gravite alanının tanımlanmasında kullanılır.

X,Y,Z ile u,v,w eksenlerinin karşılıklı özdeşlikleri bir ideal durumdur. Yapay yer uydusu yöntemlerinden yararlanılmaksızın yalın yersel geometrik yöntemlerle bu gerçekleştirilemez, ancak eksenlerin karşılıklı paralellliği sağlanabilir ve tüm uygulamalarda bunun sağlanmış olduğu varsayılır.

Sadece geometrik yöntemlerden yararlanılan uygulamalarda gravite alanlarını işin içine karıştırmanın boşuna bir gayret olacağı açıktır. Astrojeodezik çekül sapması hesaplanmasında da durum böyledir. Burada geometrik şekil olarak bir referans elipsoid ve Helmert izdüşümü söz konusudur. Buna göre Şekil 4.1.'de gösterilen q_p ve γ_{Q_2} gravite vektörlerinin burada doğrudan bir rolleri yoktur. Bunlar, yalnızca doğrultuların tanımlanmasındaki bütünlüğü sağlayıcılar olarak görülmelidir.

Şekil 4.1.'de görülen P, bir yeryüzü noktası olabileceği gibi, bir yeryüzü noktasının jeoidin yüzündeki izdüşümü de (Şekil 3.1'deki P_0, P_1, P_2 noktaları) olabilir. Buna koşut olarak, Q_2 noktası da P'nin (P_0, P_1, P_2 'nin) referans elipsoidin yüzündeki Helmert izdüşümü yöntemiyle bulunan izdüşümüdür. Yine Şekil 4.1.'de görülen e(jeodezik doğu), m(jeodezik kuzey), n(jeodezik başucu) ve $\hat{n}$ (astronomik başucu) tıpkı Şekil 3.2'de tanımlandıkları anlamdadır.

Herhangi bir noktaya ilişkin çekül sapması bileşenlerinin (η, ξ), o noktaya ait astronomik (Λ, ϕ) ve jeodezik (λ, ϕ) verilerden hesaplanmalarını sağlayacak eşitliklerin çıkarılması için, merkezi P noktasında olan birim yarıçaplı bir küre düşünülür. Ayrıca, P noktasından, birbirlerine paralel olan X ve u, Y ve v, Z ve w eksenlerine birer paralel çizilerek x, y, z eksenleri oluşturulur.



Şekil 4.1

Astrojeodezik Çekül Sapması

Şekil 4.2.a, bu kürenin kuzey kutup tarafında kalan yarısını temsil etmektedir. Bu yarım küreyle birlikte $\Lambda, \phi, \lambda, \phi$ açıları ve yayları da gösterilmiştir. Eğer eksenlerin bu birim küreyi deldikleri noktalar kendi simgeleriyle gösterilirse küre yüzeyinde $z, n, \hat{n}$ noktaları bir küresel üçgen oluşturur. Şekil 4.2b, bu üçgeni ayrıca gösterdiği gibi, Şekil 3.2'deki $\hat{n}_e$ ve $\hat{n}_m$ doğrularının birim küreyi deldiği noktaları da göstermektedir. Böylece, toplam çekül sapması (ζ), onun azimutu (α_ϕ), doğu-batı bileşeni (η) ve kuzey-güney bileşeni (ξ) astronomik ve jeodezik verilerle ($\Lambda, \phi, \lambda, \phi$) birlikte aynı bir küresel şekil üzerinde toplanmış olur. Bu şekil üzerinde görülen tüm yaylar bir büyük dairenin parçalarıdır. Ortaya çıkan $z, n, \hat{n}_e$ ve $z, n, \hat{n}_m$ küresel dik üçgenlerinden, küresel trigonometri bilgileriyle

$$\sin \eta = \sin (\Lambda - \lambda) \cdot \cos \phi ,$$

$$\cos (\Lambda - \lambda) = \tan \phi \cdot \cot \eta ,$$

$$\xi = \left(-\frac{\pi}{2} - \phi\right) - \left(-\frac{\pi}{2} - \eta\right)$$

eşitlikleri hemen yazılabilir. Öte yandan η ve $(\Lambda - \lambda)$ küçük açılar olduğundan (ender durumlarda $60''$ 'yi aşarlar) sinüsleri yerine radyan değerleri, cosinüsleri yerine birim alınmakla yapılacak hata pratiğin gözardı edebileceği miktardadır. Böylece yukarıdaki eşitliklerden

$$\eta = (\Lambda - \lambda) \cdot \cos \phi ,$$

$$\xi = \phi - \phi$$

yazılabilir. Görüldüğü gibi çekül sapması bileşenleri, astronomik başucunun X, Y, Z sistemine, jeodezik başucunun u, v, w sistemine göre doğrultularını belirleyen büyüklüklerden doğrudan doğruya kolayca hesaplanabilmektedir. Hesaplama işleminde astronomik ve jeodezik veriler kullanıldığından bunlara astrojeodezik çekül sapması bileşenleri adı verilir.

Eğer P bir yeryüzü noktasıysa astronomik boylam Λ ve astronomik enlem ϕ , bu noktada yapılan astronomik gözlemlerle belirlenir. Aynı işlemlerde kullanılacak sonuçların türdeşliği gerektiğinden bunların X, Y, Z eksenleri için benimsenen epoch'a indirgenmeleri gerekir. Ayrıca; eğer P jeoidin yüzeyine izdüşürülmüş bir noktaysa, bu indirgemelere ek olarak gözlemlerin jeoid yüzeyine de indirgenmeleri zorunludur.

Öte yandan Q_2 noktasının jeodezik boylamı λ ve jeodezik enlemi ϕ jeodezik ölçüler ve hesaplamalarla üretilir. Bunun için belirli bir bölgeye (bu bir ülke ya da kıt'a olabilir) kurulacak triyagülasyon, trilaterasyon vb. bir ağıda gerekli açılar ve uzunluk ölçüleri yapılır ve bunlar referans elipsoidin yüzeyine izdüşürülür. Başlangıç adı verilen keyfi bir noktaya verilecek keyfi jeodezik değerlerden (λ, ϕ) kalkılarak ve tüm ölçüler dengelenerek diğer noktaların jeodezik boylamı λ ve jeodezik enlemi ϕ değerleri bulunur. Bu işlem sırasında P 'nin yeryüzü noktası ya da jeoidin yüzeyine izdüşürülmüş nokta oluşuna göre, jeodezik ölçülerin referans elipsoidin yüzüne izdüşürülmesi değişik yöntemlerle yapılır.

Kullanılacak verilere ilişkin böylesi temel kavramların yanı sıra yukarıdaki eşitliklerin içinde gizli olan iki gerçeğin de bilincinde olmak gerekir.

* Jeodezik veriler (λ, ϕ) bulunurken u, v, w eksenleriyle X, Y, Z eksenlerinin karşılıklı birbirlerine paralellikleri sağlanmış olmalıdır. Eğer bu koşul sağlanamamışsa söz konusu eksenler arasındaki $\omega_u, \omega_v, \omega_w$ dönüklük parametreleri yukarıdaki eşitliklerin içinde yer alacaktır.

* u, v, w eksenleri X, Y, Z eksenlerine paralel olsalar bile, bunların uzaydaki konumlarına göre referans elipsoidin yüzündeki Q_2 izdüşüm noktasının yeri değişecek dolayısıyla jeodezik değerler (λ, ϕ) değişik olacaktır. Bu nedenle u, v, w eksenlerinin (referans elipsoidin) uzaydaki konumları önem kazanır. Buna göre, eğer u, v, w eksenleri ile X, Y, Z eksenleri birbirine özdeş ise hesaplanan değerlere mutlak çekül sapması, yalnızca paralellik sağlanmış ama özdeşlik sağlanamamışsa rölatif çekül sapması adı verilir. Uygulamalarda astrojeodezik çekül sapmaları, genellikle eksenlerin özdeşliği sağlanamadığından, rölatif çekül sapmalarıdır ve bazen bu adla da anılırlar. Ancak, astrojeodezik çekül sapmalarının mutlaka böyle olması gerekmez, öne sürülen koşul (eksenlerin özdeşliği) sağlanabilmişse bunlar mutlak çekül sapmaları da olabilirler.

4.2. GRAVİMETRİK ÇEKÜL SAPMASI :

Bu hesaplama yönteminde çekül sapması bileşenleri jeop'la sferop'un normalleri arasındaki açının bileşenleri olarak doğrudan doğruya bulunur. Veri olarak da yertzünün tüm noktalarındaki Δg gravite anomalileri, bir başka deyişle gravite ölçülerinin sonuçları kullanılır. Bunlar,

$$\begin{Bmatrix} \eta \\ \xi \end{Bmatrix} = \frac{1}{4\pi\gamma} \iint_{\sigma} \Delta g \cdot \frac{dS(\psi)}{d\psi} \begin{Bmatrix} \sin\alpha \\ \cos\alpha \end{Bmatrix} d\sigma$$

biçimindeki Vening-Meinesz integraliyle çekül sapması bileşenlerine dönüştürülür. Integralin temel kuramsal bilgilerden çıkarılması için potansiyel kuramının sınır değeri problemlerine kadar geriye dönmek gerekir. Buradaki amaç göz önünde bulundurularak böyle bir açıklamadan kaçınılacak, yalnızca integralde görülen terimlerin anlamları verilmekle yetinilecektir.

π : 3.14 ... olarak bilinen ünlü sayı,

γ : İlgili noktadaki standart gravite değeri,

Δg : Gravite anomalisi ,

$\frac{dS(\psi)}{d\psi}$: $S(\psi)$ Stokes fonksiyonunun, ψ küresel uzaklığa göre türevi olan ve Vening-Meinesz fonksiyonu adıyla tanınan fonksiyon,

σ : Birim kürenin yüzü, ya da bir tam uzay açısı,

$d\sigma$: Yüzey elemanı,

ψ : Çekül sapması hesaplanacak P noktasıyla $d\sigma$ yüzey elemanı arasındaki küresel uzaklık (Şekil 4.3'e bakınız),

α : Çekül sapması hesaplanacak P noktasından $d\sigma$ yüzey elemanına olan küresel uzaklık (Şekil 4.3'e bakınız),

yüzeyindeki noktaya da ait gerçek gravite vektörüyle, referans elipsoidin yüzeyindeki karşılığı noktaya ait standart gravite vektörü arasındaki açının bileşenleridir.

Söz konusu integralde veri olarak kullanılan gravite anomalilerinin türü de bu işlemde önem kazanır. Bilindiği üzere gravite anomalileri, hesaplanmış biçimlerine göre serbest hava, Bouguer, izostatik vb. adlar alırlar. Birbirinden farklı olan bu anomalilerin integralde veri olarak yalnız bir türünü kullanılmasıdır. Ayrıca, bunlardan serbest hava anomalileri, yeryüzündeki bir noktaya da jeoidin yüzündeki bir nokta için hesaplanabilirken, öteki ikisi yalnızca jeoidin yüzündeki noktalar için hesaplanırlar. Jeoidin yüzeyindeki noktalara ait gravite anomalilerinin her türü dolaylı etki doğurur

İçlerinde en küçük dolaylı etkiyi serbest hava anomalileri verir. Bu nedenle de uygulamada çoğunlukla bunlar yeğlenir. Bazen izostatik anomalilerde bu amaçla kullanılmaktadır. Ancak, bu durumda gerçek çekül sapmalarına ulaşmak için mutlaka dolaylı etkisi, bir başka deyişle topoğrafik-izostatik çekül sapmalarını da dikkate almak gerekir.

Gerek Vening-Meinesz integralinin elde edilmesinde, gerekse her türlü gravite anomalisi hesabında hep X, Y, Z eksenleriyle u, v, w eksenlerinin özdeşliği varsayıldığından, gravimetrik çekül sapmaları birer Mutlak çekül sapmalarıdır ve bazı kaynaklarda bu ad ile tanımlanırlar.

Gravimetrik çekül sapmalarıyla astrojeodezik çekül sapmalarının sayısal değerler olarak karşılaştırılabilmesi için, herşeyden önce astrojeodezik çekül sapmalarının mutlak çekül sapmaları olması gerekir. Ayrıca, gravimetrik çekül sapmaları da dolaylı etkiden arındırılmış olmalı ve her ikisi de ya yeryüzündeki bir noktaya ya da jeoidin yüzündeki bir noktaya ait olmalıdır. Tüm bunlar gerçekleştirilmiş ise aradaki sayısal farkların, ölçü hataları ve hesaplamalarda gözardı edilen miktarlarla açıklanabilmesi ve bir rastgele dağılıma uyması gerekir.

Aynı noktalara ait relatif çekül sapması niteliğindeki astrojeodezik çekül sapmalarıyla, dolaylı etkilerden arındırılmış gravimetrik çekül sapmaları arasındaki farklar, ölçü hataları ve hesaplamalarda gözardı edilen miktarlarla açıklanabilen ve bir rastgele dağılıma uyması gereken kesimden başka u, v, w eksenlerinin X, Y, Z eksenlerine göre konumunu belirleyen parametreleri de içerirler. Bu nedenle de bu farklar konuma bağlı bir dağılım gösterirler. Bu özellik, gravimetrik çekül sapmaları sık, astrojeodezik çekül sapmaları ise seyrek olarak belirlenen bölgelerde astrojeodezik çekül sapması enterpolasyonunda kullanılır. Ayrıca, bu özellik eksenlerin konumlarına ilişkin parametrelerin belirlenmesinde, başka kaynaklı bilgilerle birlikte etken bir biçimde kullanılır.

4.3 TOPOĞRAFİK - İZOSTATİK ÇEKÜL SAPMASI :

Gerek astrojeodezik, gerekse gravimetrik çekül sapması bileşenlerinin hesaplanmasında kullanılacak veriler için arazide ölçüler yapılması kaçınılmazdır. Oysa, bu paragrafta sözü edileceklerin hesaplanmasında gerekli olan veriler, topoğrafik haritalardan yeryüzü engebeleri belirlenerek toplanır. Buradaki temel düşünce, yeryuvarını oluşturan kitlelerin yoğunluk dağılımına ilişkin bazı varsayımlara dayanmaktadır. Bu yüzden bazen bunlara, yeryüzünde görünen kitlelerin çekül doğrultusuna etkisi, topoğrafik - izostatik çekül sapması indirgemesi vb. adlar da verilir.

Gerçek ve standart gravite alanlarının birbirine özdeş olduklarını varsayabilmek için yeryuvarını oluşturan kitlelerin yoğunluk dağılımlarına ilişkin sonsuz sayıda varsayım öne sürülebilir. Gravite alanlarıyla ilgili bu özdeşlik sorunu biraz daha özelleştirilerek, jeoid ile referans elipsoidi arasındaki özdeşlik varsayımına indirgenebilir. Bunun için de yine yeryuvarını oluşturan kitlelerin yoğunluk dağılımıyla ilgili sonsuz sayıda varsayımdan söz edilebilir. Bunların arasından aşağıdaki varsayımlar zinciri, yalnızca bazı hesaplama kolaylıkları sağlayacağından burada bir açıklama yolu olarak seçilmiştir, başkaca bir anlama gelecek savunması yoktur.

* Eğer, jeoidin dışında hiç kitle yoksa,

* ve eğer, jeoidin içinde kalan kitlelerin yoğunluk dağılımı uygunsa,

Jeoid bir dönel elipsoid biçimindedir. Bu iki koşulun birlikte gerçekleşmesi halinde jeoid ile referans elipsoidi özdeş olacaklar, dolayısıyla bunun yüzeyindeki her hangi bir noktadaki gerçek ve standart gravite vektörleri arasında hem büyüklük, hem de doğrultu bakımından bir fark olmayacaktır. Ancak, ikinci koşulun varlığı kabul edilse bile deniz düzeyinin üstünde (jeoidin dışında) kitlelerin varlığı görünen bir gerçektir. İşte, bunların çekül doğrultusuna olan etkilerine topoğrafik çekül sapması denir.

Şekil 4.4, topoğrafik çekül sapmasının oluşumunu göstermektedir. Eğer yukarıda öne sürülen iki koşul var olsaydı Şekil 4.4a'da görülen P ve Q noktaları, $\vec{g}_{top}$ ve $\vec{\gamma}$ vektörleri, n ve m başuçları özdeş olacaktı. Oysa, yalnızca ilk koşulun var olmaması bile bunların farklılaşmalarına neden olacaktı. Çünkü jeoidin dışındaki kitleler, düşünülen standart gravite alanını, dolayısıyla eşpotansiyelli yüzeylerin geometrik biçimlerini değiştirecektir. Şekilden kolaylıkla çıkarılabileceği gibi topoğrafik çekül sapması bileşenleri, $\vec{g}_{top}$ gravite vektörünün e, m, n yerel dik koordinat sistemindeki bileşenleri cinsinden

$$\begin{Bmatrix} \eta \\ \xi \end{Bmatrix}_{top} \approx \begin{Bmatrix} \tan \eta \\ \tan \xi \end{Bmatrix}_{top} = - \frac{1}{g_n} \begin{Bmatrix} g_e \\ g_m \end{Bmatrix}$$

olarak hesaplanabilir. Jeoidin dışında kitleler bulunmasaydı, g_e ve g_m bileşenleri sıfıra, g_n bileşeni de γ eşit olacaktı. Öyleyse, hem g_e ve g_m , hem de $(g_n - \gamma)$ topoğrafik kitlelerden hesaplanabilmelidir. Bunun için, Şekil 4.4.b 'de görülen bir topoğrafik kitle elemanı dm 'in P noktasındaki bir birim kitleye uygulayacağı çekim kuvvetini bulup, bileşenlerine ayırmak ve sonra jeoidin dışında kalan tüm kitlelere integre etmek yeterli olacaktır. Bu yolla bulunacak g_e, g_m ve g_n bileşenleri yukardaki eşitlikle yerlerine konursa η_{top}, ξ_{top} hesaplanabilir. Ancak, uygulamalarda g_n hesaplanmaz, payda da olduğundan yerine yaklaşığı γ ve hatta tüm yeryüzü için sabit bir G değeri alınır. Böylece, yukardaki eşitlikler pratik kullanım için

$$\begin{Bmatrix} \eta \\ \xi \end{Bmatrix} = - \frac{k}{G} \iiint_{v_{top}} \frac{r}{l^3} \cdot \rho \cdot \begin{Bmatrix} \sin \alpha \\ \cos \alpha \end{Bmatrix} dv$$

biçiminde yazılabilir. Bu eşitliklerde görünen terimlerin anlamları şöyledir.

- k : Newton çekim sabiti,
- G : Tüm yeryüzü için ortalama bir gravite değeri,
- ρ : Topoğrafik kitlelerin yoğunluğu,
- r,l,α : dM topoğrafik kitle elemanının ilgililenen noktaya göre konumunu belirleyen bilgiler (Şekil 4.4b'ye bakınız),
- dv : Topoğrafik kitlelerin hacim elemanı,
- v_{top} : Tüm topoğrafik kitlelerin hacmi.

(Burada kullanılan topoğrafik kitleler deyimi, jeoidin dışında kalan kitleler anlamındadır.)

Uygulamalardaki deneylerin sonuçlarına göre, ölçülerle elde edilen çekül sapmaları, bu yolla hesaplananlarla makul bir oranda işaret bakımından uyum gösterse de, büyüklük farkı belirli bir düzen göstermektedir. Bu gözlem, ikinci koşulun da var olmadığını kanıtlamaktadır. Daha açık bir tanımlamayla, jeoidin dışındaki kitleler olmasaydı bile, jeoidin içindeki kitlelerin yoğunluk dağılımları, gerçek ve standart gravite alanlarının, dolayısıyla jeoid ile referans elipsoidinin özdeş varsayılmalarına izin vermeyecektir. Bu yargının ürünü olarak, yerkabuğunu oluşturan kitleler üzerinde varsayımlar öne sürülmüş ve izostatik denge kavramı doğmuştur.

Basite indirgenmiş bir tanımlamayla izostasi, yerkabuğunun sabit kalınlık ve sabit yoğunluktan olan farklarının karalarda yükseltilerden, denizlerde derinliklerden yararlanılarak ortaya konmasıdır. Buna göre, Pratt-Hayford sisteminde yerkabuğunun yoğunluk farkları, Airy-Heiskanen sisteminde de kalınlık farkları, izostatik dengenin varlığı önceden varsayılarak, yeryüzünde görünen yükselti ve derinliklerden bulunabilmektedir.

Buradan, gerçek ve standart gravite alanlarının, dolayısıyla jeoid ile referans elipsoidinin özdeş olmaları için öngörülen koşullar,

(*eğer, jeoidin dışında hiç kitle yoksa,

*eğer, jeoidin içinde kalan kitlelerden yerkabuğuna ait olanları sabit kalın ve sabit yoğunluktaysa,

*ve eğer, magma ve çekirdeği oluşturan kitlelerin yoğunluk dağılımı uygunsa)

biçiminde değiştirilebilir. Oysa, bunlardan yerkabuğuna ait olan koşulun var olmadığı da izostati kuramıyla kanıtlanmıştır. Dolayısıyla, yerkabuğunun jeoidin içinde kalan kitlelerinin sabit kalınlık ve sabit yoğunluktan olan farklarının çekül doğrultusuna etkisi olacaktır. Buna da izostatik çekül sapması adı verilir. İzostatik çekül sapması bileşenleri için

$$\left\{ \begin{matrix} \eta \\ \xi_{izo} \end{matrix} \right\} = - \frac{k}{G} \iiint_{v_{izo}} \frac{r'}{l'^3} \cdot \Delta\rho \cdot \left\{ \begin{matrix} \sin\alpha' \\ \cos\alpha' \end{matrix} \right\} \cdot dv'$$

yazılır. Bu eşitliklerde görünen terimlerin anlamları şöyledir .

- k,G : Topoğrafik çekül sapması bileşenlerindekiyle aynı anlamda,
- $\Delta\rho$: Pratt-Hayford, Airy-Heiskanen ve bölgesel Vening-Meinesz izostasi sistemlerinde ayrı anlamda (Örneğin, sabit kalınlığı varsayan Pratt-Hayford sisteminde kabuğu oluşturan kitlelerin yoğunluklarının sabit bir yoğunluktan farkları iken, sabit yoğunluğu varsayan Airy-Heiskanen sisteminde kök ve antikökleri oluşturan kitlelerin yoğunluklarının bulundukları konumun gerektirdiği yoğunluktan olan farklarıdır.)
- r, l', α' : Yoğunluğu değişmesi gereken kitle elemanının konumunu belirleyen bilgiler,
- dv' : Yoğunluğu değişmesi gereken kitle elemanına ilişkin hacim elemanı,
- v_{izo} : Yoğunluğu değişmesi gereken tüm kitlelerin hacmi.

Çok ender durumlar dışında, uygulamalarda yalnız topoğrafik ya da yalnız izostatik çekül sapması hesaplanmaz, genellikle bunların toplamı bulunur ve buna topoğrafik-izostatik çekül sapması denir. Böylesine bir uygulamanın temel gerekçesi, gerçek ve standart gravite alanlarının, dolayısıyla jeoid ile referans elipsoidinin özdeşliğini sağlayacağı varsayılan yukardaki koşullardan ilk ikisinin birbirine bağımlı olmasıdır. Birlikte hesaplama işlemi

$$\left\{ \begin{matrix} \eta \\ \xi \end{matrix} \right\}_{top-izo} = -\frac{k}{G} \iiint_{v_{top}} \frac{r}{l^3} \cdot \rho \cdot \begin{Bmatrix} \sin\alpha \\ \cos\alpha \end{Bmatrix} \cdot dv + \frac{k}{G} \iiint_{v_{izo}} \frac{r'}{l'^3} \cdot \Delta\rho \cdot \begin{Bmatrix} \sin\alpha' \\ \cos\alpha' \end{Bmatrix} \cdot dv'$$

ile gerçekleştirilir. Terimlerden birisinin (-) eksi, ötekini (+) artı işaretli olmasının gerekçesi, öne sürülen koşullardan birisi var olan jeoidin dışındaki kitlelerin bulunmamasını, öteki ise var olmayan düzgün yoğunluk dağılımının var olmasını öngörmesidir. İlk bakışta birbirinden bağımsız gibi görünen bu iki terim, ayrıntıya inilince bazı varsayımlar ve yeryüzü engbelerine ilişkin yükseklik ve derinliklerle bir tek terime dönüştürülebilmektedir. Bu da, hesaplama tekniği bakımından önemli yararlar sağlayan pratik bir sonuçtur.

Topoğrafik izostatik çekül sapmaları, ölçülere dayanarak hesaplanan gravimetrik çekül sapmalarından sayısal değerler olarak farklıdır. Bunun iki kaynağı vardır. Birisi, rastgele bir dağılım göstermesi gereken ölçü ve veri hazırlama hatalarıdır. Öteki ise her ikisinde de yararlanılan varsayımlardır. Örneğin, topoğrafik-izostatik çekül sapmalarının hesaplanmasında mağma ve çekirdek için düzgün bir yoğunluk dağılımı varsayılmıştır. Bunun gerçeğe hangi oranda uyduğu kolaylıkla söylenemez. Gravimetrik çekül sapmalarının hesaplanmasında veri olarak eğer izostatik anomaliler kullanılmışsa, bunların üretilmesi sırasında yukardaki iki koşul sanki doğa içinde gerçekleşiyormuş gibi düşünülür. Başka bir deyişle yeryuvarını oluşturan kitlelerin gerçek konumları değiştirilerek, gerçek gravite alanıyla oynanmış olunur. Dolayısıyla, izostatik anomalilerin veri olarak kullanıldığı gravimetrik çekül sapmalarıyla topoğrafik-izostatik çekül sapmalarının sayısal anlamda eşitlikleri söz konusu olamaz. Tersine, gerçek çekül sapmalarını bulmak için bunlar birbirlerinin tamamlayıcılarıdır. Daha açık bir tanımlamayla, gerçek çekül sapmalarını bulmak için bunları birbirlerine eklemek gerekir. Bu nedenle de, topoğrafik-izostatik çekül sapmalarına çekül sapmalarına dolaylı etki de denir. Buradaki eşitliklerin tümü X,Y,Z eksenleriyle u,v,w eksenlerinin özdeşliği varsayılarak çıkarıldığından, eğer izostatik anomalilerle hesaplanan gravimetrik çekül sapmalarının her yerde sıfır olduğu varsayılırsa topoğrafik-izostatik çekül sapmalarını da mutlak çekül sapması olarak varsaymak gerekir.

Aynı iki nedenden ötürü topoğrafik-izostatik çekül sapmalarıyla astrojeodezik çekül sapmalarının sayısal değerler olarak farklı olmaları beklenmelidir. Bunların kaynaklarından ölçü ve veri hazırlama hatalarının rastgele bir dağılım göstermeleri ideal durumdur. Ancak, uygulamaların büyük bir çoğunluğunda astrojeodezik çekül sapması için üretilen jeodezik veriler (λ, ϕ) ağı deformasyonlarından kaynaklanan ve rastgele bir dağılım göstermeyen hataları içerir.

Varsayımlardan kaynaklanan farklardan, topoğrafik-izostatik çekül sapmasından geleni yukarıda açıklananın aynısıdır. Astrojeodezik çekül sapmaları ise her hangi bir doğa gerçeğiyle ilgili varsayım içermezler. Ancak bunlardan rölatif niteliğini taşıyanlar u, v, w eksenlerinin X, Y, Z eksenlerine göre konumlarını belirleyen parametreleri içerirler. Öz olarak, topoğrafik-izostatik çekül sapmalarıyla rölatif nitelikli astrojeodezik çekül sapmaları arasındaki sayısal farklar,

* Ölçülerden (astronomik gözlemler; triyagülasyon, trilaterasyon vb. içi yapılan açı ve uzunluk ölçülerinden) ve veri hazırlamadan (ortalama yükseklik ve derinlik okumaları, hesaplamalarda kullanılan seri açınımların gözardı edilen kesimleri vb. nedenlerden) kaynaklanan ve rastgele dağılım gösteren hatalar,

* ve, veri hazırlamadan kaynaklanan hatalar (ağı deformasyonları vb.) ile u, v, w eksenlerinin X, Y, Z eksenlerine göre konumunu belirleyen parametrelerden ve topoğrafik-izostatik çekül sapmalarının hesaplanmasında yararlanılan varsayımlardan (ki bunlar izostatik anomalilerle hesaplanacak gravimetrik çekül sapmalarıyla eşdeğerlidir) gelen ve konuma bağlı bir dağılım gösteren farklardan oluşur. Topoğrafik-izostatik çekül sapmalarıyla astrojeodezik çekül sapmaları arasındaki sayısal değer farklarının bu özellikleri seyrek olarak belirlenmiş astrojeodezik çekül sapmalarının enterpolasyonuna olanak sağlar. Bunun için her ikisi de belirlenmiş noktalarındaki farkların rastgele dağılım gösteren kesimleri ayrılarak konuma bağlı kesimleri enterpolasyon için temel alınır.

5. S O N U Ç :

Çekül sapmasının artık yalın bir kuramsal kavram olmadığı, jeodeziden çağdaş beklentilerde sorunların en küçük ayrıntısına kadar girdiği son yılların araştırma ve uygulamalarıyla kanıtlanmıştır. Bu nedenle, Türkiye'de yapmakta olan ya da bundan sonra yapılması düşünülen her araştırma ve uygulamada bu kavramın gözardı edilmemesi, tersine gerektiği yerde gerektiği önemle ele alınması sorunların daha gerçekçi çözümleri için kaçınılmazdır.

Ayrıca, yukardaki açıklama ve yorumlar son beş çeyrek yüzyılda oluşan ve yalnızca durağan bir üç boyutlu mekanda tanımlanan yapay bir kavramla ilgilidir. Son yıllarda jeodezinin bilimsel çevrelerinde güncel olan ve yer dinamiğine ilişkin problemlerde kısıtlı da olsa uygulamaya aktarılan mekan-zaman boyutları içersinde, çekül sapması kavramının kökenden değişip çekül doğrultularının (astronomik başuçarlarının) zaman içindeki sapınçları anlamına dönüşme olasılığı da yok değildir.

SEÇİLMİŞ KAYNAKLAR

- BAESCHLIN, C.F. (1948) : Lehrburg der Geodäsie, Zürich
- BALKAN, H. (1973) : Gravimetrik Şakul Sapması Hesabı, Harita Dergisi Özel Sayı 10.
- BOMFORD, G. (1971) : Geodesy, Oxford.
- ERUDAK, M.-A.TUĞLUOĞLU (1976) : Fiziksel Geodezi, İstanbul.
- GÜRKAN, O.(1971) : Matrisler Yardımı ile Astronomik Düşey Doğrultu Sapması ve Laplas Şartı. İTÜ Dergisi, Cilt 29, Sayı 4.
- GÜRKAN, O. (1977) : Topoğrafik-Izostatik Çekül Sapması, KTÜ Jeodezi ve Fotogrametri Bölümü, Monograf 1.
- HEISKANEN,W.A. : The Earth and Its Gravity Field, New York.
- F.A.VENING MEINESZ (1958)
- HEISKANEN,W.A.-H.MORITZ (1967) : Physical Geodesy, San Francisco and London.
- HEITZ,S. (1966) : Formeln zur Berechnung topographisch-Isostatischer Reductione von Lotabweichungen auf Grundlage geographischer Koordinaten. DGK, Reihe A, No 47 .
- HELMERT, F.R.(1880) : Die mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie, Leipzig.
- HELMERT, F.R (1886) : Lotabweichungen, Berlin.
- HOTINE, M. (1969) : Mathematical Geodesy, Washington D.C.
- JORDAN/EGGERT/KNEISSL : Handbuch der Vermessungskunde, Stuttgart.
- LEVALLOIS, J.J. : Géodésie Générale, Paris .
- MORITZ,H.(1977) : Current Determination of Vertical Deflections, 1st International Symposium on Inertial Technology for Surveying and Geodesy, Ottawa.
- MUELLER,I.I. (1969) : Spherical and Practical Astronomy as Applied to Geodesy, New York.
- PICK,M-J.PICHA-V.VYSKOCIL (1973) : Theory of Earth's Gravity Field, Amsterdam.
- REINHART,E.(1968) : Lotabweichungen aus sichtbaren Massen. DGK, Reihe G, No 114.
- SAKATOW, P. (1957) : Lehrbuch der höheren Geodäsie, Berlin.
- TUĞLUOĞLU,A. (1975) : Şakul Sapması, Harita Kadastro Mühendisliği Dergisi, Sayı 33-34 .
- WOLF, H.(1949) : Lotabweichungsausgleichung für das Zentraleuropäische Netz, Bamberg .