

6 Şubat 2023 Kahramanmaraş Depremlerinin Gravite Alanı ve Jeoid Etkilerinin İncelenmesi

(An Analysis of the Effects of the February 6, 2023 Kahramanmaraş Earthquakes on the Gravity Field and Geoid)

Yusuf ÜNGÖREN¹ , Yunus Aytaç AKDOĞAN² , Bahadır AKTUĞ³ 

¹Harita Genel Müdürlüğü, Harita Yüksek Teknik Okulu, Cebeci, ANKARA

²Harita Genel Müdürlüğü, Jeodezi Daire Başkanlığı, Cebeci, ANKARA

³Ankara Üniversitesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, Gölbaşı, ANKARA

yusuf.ungoren@harita.gov.tr, yunusaytac.akdogan@harita.gov.tr, aktug@ankara.edu.tr

Geliş Tarihi (Received): 22.05.2026

Kabul Tarihi (Accepted): 16.07.2026

ÖZ

Bu çalışmada, 6 Şubat 2023 tarihinde Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) üzerinde meydana gelen Pazarcık (Mw7.7) ve Elbistan (Mw7.6) depremleri nedeniyle oluşan kosismik yüzey deformasyonları, gravite değişimleri, yer potansiyeli değişimleri ve jeoit ondülasyon değişimleri, elastik yarı-uzay dislokasyon modeli ile sayısal olarak modellenmiştir. Çok segmentli sonlu kaynak parametreleri literatürden alınmıştır. Elde edilen kosismik düşey yer değiştirmeler -24.4 cm ile +24.0 cm arasında değişmektedir. Kosismik gravite değişimleri -38.4 ile +33.8 μGal , yer potansiyeli değişimleri ise -4.97×10^{-3} ile $+5.18 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$ arasında bulunmuştur. $\Delta N = \Delta W / \gamma$ bağıntısı ile elde edilen jeoit ondülasyon değişimi ise yalnızca $\pm 0.5 \text{ mm}$ düzeyinde kalmıştır. Bu bulgu, TUDKA-99 geometrik nivelman ağıının büyük tektonik olaylar karşısındaki yüksek kırılganlığına karşın, TG-20 gibi yüksek çözünürlüklü bölgesel jeoit modellerinin sismik pertürbasyonlara son derece dayanıklı olduğunu göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Kahramanmaraş Depremleri, Kosismik Deformasyon, Elastik Yarı Uzak Dislokasyon Modeli, Gravite Değişimi, Jeoit Değişimi.

ABSTRACT

In this study, coseismic surface deformations, gravity changes, gravitational potential changes, and geoid undulation changes caused by the February 6, 2023 Pazarcık (Mw 7.7) and Elbistan (Mw 7.6) earthquakes on the East Anatolian Fault Zone (EAFZ) were numerically modeled using the elastic half-space dislocation model. Employing multi-segment finite-source parameters from literature as input, coseismic vertical displacements were found to range between -24.4 cm to +24.0 cm, with clear subsidence lobes along the hanging wall and uplift lobes in the northern compressional zone. Coseismic gravity changes are between -38.4 and +33.8 μGal and gravitational potential changes are found to be between -4.97×10^{-3} and $+5.18 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$. The geoid undulation change derived from $\Delta N = \Delta W/\gamma$, remains within $\pm 0.5 \text{ mm}$. This finding demonstrates that, despite the high vulnerability of the TUDKA-99 geometric leveling network to large tectonic events.

Keywords: Kahramanmaraş Earthquakes, Coseismic Deformation, Elastic Half-Space Dislocation Model, Gravity Change, Geoid Change.

1. GİRİŞ

Türkiye ve yakın çevresi, tektonik yapısı gereği Avrasya, Afrika ve Arap levhalarının çarpışma, Afrika ve Avrasya levhalarının dalma-batma bölgesinde yer alması nedeniyle sismik açıdan aktif ve yüksek riskli bölgelerden biridir. Anadolu levhasını doğuda batıya doğru iten, batıda batıya doğru çeken bu levha hareketleri, Kuzey Anadolu Fay Zonu (KAFZ) ve Doğu Anadolu Fay Zonu (DAFZ) gibi yıkıcı deprem potansiyeline sahip büyük doğrultu atımlı fay sistemlerini oluşturmuştur (Kalafat ve diğerleri, 2011). Sismik tehlikelerin değerlendirilmesi, plaka hareketlerinin ölçülmesini ve çoklu deprem döngüleri boyunca fay bölgeleri etrafındaki yüzey deformasyonunun uzaysal ve zamansal özelliklerinin hesaplanmasını gerektirmektedir (Seyitoğlu, Aktuğ, Esat ve Kaypak, 2022). Klasik yöntemlerle bu deformasyonların izlenmesi son derece güç ve yüksek maliyetlidir (Aktuğ, 2003).

Yer kabuğu deformasyonu ile ilgili çalışmalar yoğun olarak yapılırken, orta ve büyük depremlerden sonra meydana gelen deformasyonlar da ayrıca jeodezik yöntemler ile incelenmektedir. Örneğin, Batı Anadolu Solak ve diğerleri (2024), Kuzey Anadolu Doğru, Gorgun, Aktuğ ve Özener (2018), Tuz gölü ve çevresi Gezgin ve diğerleri (2022), İzmir ve çevresi Doğru, Gorgun, Aktuğ, Özener (2014) intersismik deformasyon açısından incelenmiştir. Depremlerden sonra yapılan çalışmalara ise 2014 Gökçeada Depremi Bulut, Özener, Doğru, Aktuğ ve Yalıtırak (2018), 2017 Gökova Depremi Tiryakioğlu ve diğerleri, (2018), 2020 Sisam Depremi Aktuğ ve diğerleri (2021) ve Sındırgı Depremi Tiryakioğlu ve diğerleri (2026) örnek verilebilir. Düşey yer hareketi ise özellikle deniz seviyesi ile ilişkili olarak ayrıca incelenmektedir (Yıldız, Andersen, Simav, Aktuğ ve Özdemir, 2013).

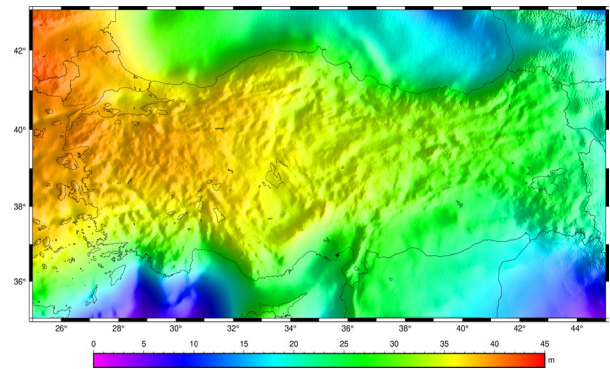
6 Şubat 2023 tarihinde, Doğu Anadolu Fay Zonu üzerinde meydana gelen Pazarcık merkezli Mw7.7 ve yaklaşık 9 saat sonra meydana gelen Elbistan merkezli Mw7.6 büyüklüğündeki deprem silsilesi, bölgenin tektonik yapısında şiddetli değişimlere yol açmıştır. Arap ve Anadolu levhaları arasındaki sınırın yaklaşık 600 km'sini oluşturan sol yanallı DAFZ'nin davranışı, bu büyük sismik olay dizisiyle birlikte bölgesel jeodezik ağlar üzerinde de doğrudan etkiler yaratmıştır (Özkan ve diğerleri, 2023).

Ülkemizde depremlerin jeodezik ağlar üzerinde meydana getirdiği deformasyonlara yönelik çalışmalar mevcuttur. Ancak literatürde yer kabuğu hareketleri çoğunlukla "salt sonuç" odaklı doğrusal interpolasyonlarla değerlendirilmektedir (Aktuğ, 2003). Oysa depremlerin yer kabuğunda yarattığı kütle dağılımı farklılıkları, sadece konumda değil fiziksel gravite alanında ve jeopotansiyel yüzeylerde de sapmalara yol açmaktadır. Bu çalışma 6 Şubat 2023 tarihinde meydana gelen Pazarcık ve Elbistan depremlerini inceleyerek, yer kabuğu hareketlerini meydana getiren fiziksel etkenleri temel alan Elastik Yarı Uzay Dislokasyon Modelleri ile kuramsal bir değerlendirme sunmuş ve yer potansiyelindeki, gravitedeki, yükseklikteki ve jeoiddeki değişim hesaplanmıştır.

Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı – 1999 (TUDKA-99), ülkemizin düşey koordinat referans sisteminin klasik nivelman yöntemleriyle oluşturulmuş temel yapısıdır. Sistemin temelleri 1935 yılında ana karayolları boyunca yapılan ölçümlerle atılmış ve 1970 yılına kadar ilk Düşey Kontrol Ağı tesis edilmiştir (Demir ve Cingöz, 1999). 1985-1992 yılları arasında TUDKA-92 oluşturulmuş, ancak 1993 yılında bu ağda üç adet çkide (nivelman hattında) uyumsuzluk saptanmıştır. Bunun üzerine bazı geçki ölçüleri tekrarlanmış, tüm noktaların koordinatları sayısallaştırılmış; gravite, uzaklık ve geometrik yükseklik farkı gibi veriler kontrol edilip ağ yeniden dengelenerek nihai hali olan TUDKA-99 oluşturulmuştur (Demir ve Cingöz, 1999). TUDKA-99'un düşey datumu, Antalya Mareograf İstasyonu'nun 1935 ile 1971 yılları arasında kaydettiği deniz seviyesi verilerinin ortalamasına dayanmaktadır.

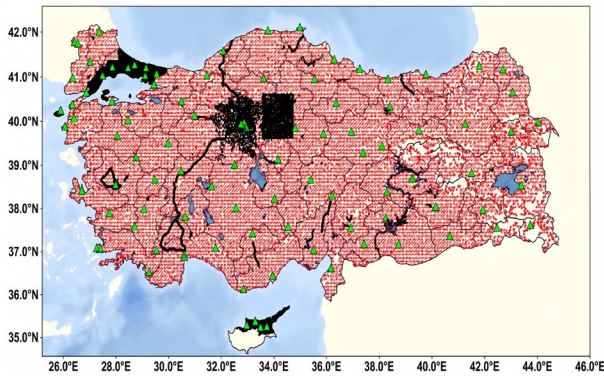
TUDKA-99; noktaların fiziksel (ortometrik) yüksekliklerinin bulunması için, noktalar arasındaki jeopotansiyel sayı farklarının hesaplanması ve arazide ölçülen geometrik nivelman ağlarının dengelenmesi ile statik bir yapı olarak belirlenmiştir. Bu ağa bağlı nokta yüksekliklerinin duyarlılıkları 0.3 cm ile 9 cm arasında değişmektedir (Demir ve Cingöz, 1999).

Ayrıca, ağdaki TUDKA-99 Helmert ortometrik yükseklikleri ile Normal ortometrik yükseklikler arasındaki farkların Türkiye ölçeğinde ortalaması +9.5 cm olup (standart sapması ± 8.4 cm), bu değerler bölgesel olarak -14 cm ile +36.9 cm arasında değişebilmektedir (Demir ve Cingöz, 1999). Ancak TUDKA-99 gibi klasik nivelman ağlarının idamesinde zamanla birçok zorluk ortaya çıkmıştır. Nivelman ağları çoğunlukla karayolları güzergahları boyunca tesis edildiğinden yıllar içerisinde artan şehirleşme, yoğun bölünmüş yol inşaatları ve yol genişletme çalışmaları nedeniyle bu noktaların %80'lere ulaşan ve giderek artan orandaki büyük bir kısmı tahrip olmuş ve kullanılamaz duruma gelmiştir. Fiziksel olarak tahrip olmayan noktalar bile yer kabuğundaki sismik hareketlilikler (depremler, tektonik hareketler) ve yer altı suyu çekilmesi gibi hidrolojik değişimler yüzünden düşey konumlarında değişime uğramışlardır. Klasik ağların idamesindeki bu zorluklar ve TUSAGA-Aktif gibi gerçek zamanlı konum belirleme (RTK) sistemleriyle entegrasyon ihtiyacı, yeni bir sisteme geçişi zorunlu kılmıştır. Bu doğrultuda 2015-2020 yılları arasında "Türkiye Yükseklik Sisteminin Modernizasyonu ve Gravite Altyapısının İyileştirilmesi (YÜKSİSMOD)" projesi başlatılmıştır. YÜKSİSMOD projesi ile, mevcut yükseklik sisteminin GNSS gibi modern uzay tekniklerinin sunduğu fırsatlarla yenilenmesi amaçlanmış ve klasik nivelman ağının (TUDKA-99) yaşatılmasına resmi olarak son verilmiştir. Bu modernizasyonla birlikte klasik ağ yaklaşımı tamamen terk edilmiştir. Temel hedef; sivil ve askeri tüm kullanıcıların, hava koşullarından bağımsız olarak, gerçek zamanda ve sadece birkaç santimetre doğrulukla kendi fiziksel yüksekliklerini üretebilmelerini sağlamaktır (HGM, 1999). Bu projenin en önemli çıktısı ise, günümüzde kullandığımız resmi bölgesel jeoit modeli olan Türkiye Jeoit Modeli-2020 (TG-20) olmuştur (Şekil 1).



Şekil 1. TG-20 Jeoit Modeli (Yıldız ve diğerleri, 2021).

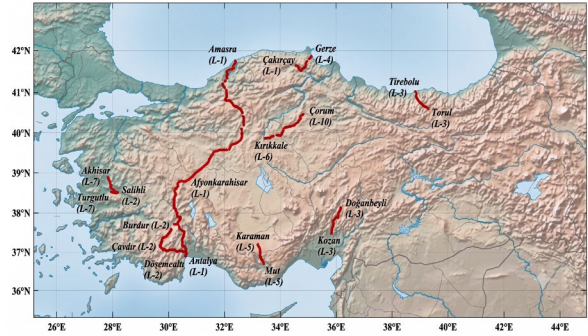
Bu modelin temel işlevi, GNSS gibi uydu bazlı sistemlerle yeryüzünde pratik bir şekilde ölçülen elipsoidal yüksekliğin (h), jeoit yüksekliği (N) kullanılarak çok yüksek bir duyarlılıkla fiziksel anlamı olan ortometrik yüksekliğe ($H = h - N$) doğrudan dönüştürülmesini sağlamaktır. TG-20 modelinin hesaplanmasında, GOCE tabanlı güncel global jeopotansiyel modeller, yüksek çözünürlüklü sayısal arazi modelleri, yeni toplanan yüksek doğruluklu yersel gravite verileri (TRGrav-Net) ve kaba hatalarından arındırılmış (kalite kontrolü yapılmış) tarihsel gravite verileri kullanılmıştır. Bu kapsamda ölçüm yapılan noktalar Şekil 2'de gösterilmektedir.



Şekil 2. TRGrav-Net Ulusal Gravite Standardizasyon Ağı noktaları (kırmızı), TRGrav-Net mutlak gravimetri noktaları (yeşil), yersel gravite sıkılaştırma ve gravite ölçüsü yapılan nivelman noktaları (siyah) (Simav ve diğerleri, 2021).

Model, "Stokes İntegrali'nin En Küçük Karelerle Modifikasyonu ve İlave Düzeltmeler (LSMSA)" yöntemiyle (Sjöberg, 2003) elde edilmiştir (Yıldız ve diğerleri, 2021).

TG-20 modelinin doğruluğunu sahada bağımsız olarak test etmek amacıyla, ülke genelinde 7 farklı bölgede (profilde) tesis edilen GNSS/nivelman noktalarında ölçümler gerçekleştirilmiştir (Şekil 3). Buna göre TG-20'nin standart sapma değerleri test edilen profillerde 1.2 cm ile 6.3 cm arasında değişmektedir (Yıldız ve diğerleri, 2021).



Şekil 3. YÜKSİSMOD projesi kapsamında ölçüm yapılan GNSS/nivelman noktaları (Yıldız ve diğerleri, 2021).

2. MATERYAL ve METOT

Depremin meydana getirdiği deformasyonların belirlenebilmesi için deprem kaynağının fay geometrisi verilerine göre modellenmesi gerekmektedir. Bu sebeple, daha önce İzmir ve Düzce depremlerinin Türkiye Ulusal Temel GPS Ağı (TUTGA) üzerindeki etkilerinin incelenmesi amacıyla Aktuğ (2003) tarafından kullanılan fay modeli bu çalışmada da kullanılmıştır.

Bu çalışmada, yükseklik değişimleri fay modeli ile Okada (1985) tarafından verilen analitik eşitlikler kullanılarak, gravite, yer potansiyeli ve jeoit değişimleri ise fay modeli ve Okubo (1993) tarafından verilen analitik eşitlikler ile hesaplanmıştır.

Söz konusu eşitliklerin temelini teşkil eden teorik eşitlikler bu bölümde bilgi olarak verilmiş olup, yükseklik, gravite, yer potansiyeli ve jeoit değişimine ilişkin eşitlikler ayrıca sonraki bölümde yer almaktadır.

Noktasal bir kuvvetten kaynaklanan deplasman için temel eşitlik aşağıda verilmektedir (Aktuğ, 2003).

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + f_i \quad i, j: 1, 2, 3 \quad (1)$$

Burada, ρ yoğunluğu, u_i , f_i , x_j , sırasıyla deplasman, birim hacim için iç kuvvetler ve konumu, τ gerilimi ve t ise zamanı ifade etmektedir. Gerilim ifadesindeki tekrarlı indeks Einstein toplam kuralını (summation convention) göstermektedir. Gerilme (stress) ve gerinim (strain) ile gerinim ve deplasman arasındaki temel bağıntılar Eşitlik (2), (3) ve (4)' de verilmektedir (Aktuğ, 2003).

$$\epsilon_{ij} = 1/2(\partial u_i / \partial x_j + \partial u_j / \partial x_i) \quad i, j: 1, 2, 3 \quad (2)$$

$$\tau_{ij} = c_{ijpq} \epsilon_{pq} \quad i, j, p, q: 1, 2, 3 \quad (3)$$

Burada, ε gerinimi, c ise reolojik sabitleri ifade etmektedir. İzotropik bir blok için c ,

$$c_{ijpq} = \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} + \delta_{iq} \delta_{jp}) \quad (4)$$

şeklindedir. Burada δ Kronocker Deltası, λ ve μ ise Lamé elastik sabitleridir. Eşitlik (2) ve (3), Eşitlik (4) ve (1)' de kullanıldığında, Eşitlik (1)' den Eşitlik (5) elde edilir (Aktuğ, 2003).

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial^2 u_j}{\partial x_i \partial x_j} + \mu \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2} + f_i \quad (5)$$

Bu diferansiyel denklem sisteminin çözümü ile ilgili örnekler birçok sismoloji kitabında mevcuttur (Aki ve Richards, 1980; Cohen, 1999). Bunun için genel olarak Aki ve Richards (1980) de verilen Green fonksiyonları ya da Steketee (1958)' de verilen Somigliana Tensör Çözümü kullanılmaktadır (Cohen, 1999). Noktasal bir kaynak, $\Delta u_j(\xi_1, \xi_2, \xi_3)$ 'nin dislokasyonu nedeniyle Σ izotropik bloğunda oluşan deplasman alanı $u_i(x_1, x_2, x_3)$;

$$u_i(x) = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j(\xi) \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (6)$$

ile verilir (Steketee, 1958). Burada δ_{jk} Kronocker deltası, λ ve μ Lamé elastik sabitleri, $v_k, d\Sigma$ yüzeyine ait yüzey normalinin k'ncı bileşeni, u_i^j ise, (ξ_1, ξ_2, ξ_3) konumundaki noktasal kaynak ile oluşan $u_i(x_1, x_2, x_3)$ deplasmanının i'nci bileşenidir (Okada, 1985).

Noktasal kaynağın sebep olduğu deplasman alanından, dörtgen bir alanın sebep olacağı deplasman alanını elde etmek için, fay düzleminin uzunluğu (L) ve genişliğine (W) bağlı integral çözümü yapmak gereklidir. Buna göre;

$$\int_x^{x-L} d\xi \int_p^{p-W} d\eta \quad (7)$$

olur. Burada, x ve p fay düzleminin Şekil 4'de verilen koordinatlarını; $d\xi$ ve $d\eta$ ise, noktasal kaynağın elastik yarı-uzay dislokasyon modeline göre fay düzlemi üzerindeki koordinatlarına bağlı değişim fonksiyonlarını göstermektedir. Dörtgensel bir alan için (fay düzlemi) analitik denklemleri kapalı halde integrali aşağıdaki eşitlik ile ifade edilebilir (Aktuğ, 2003);

$$f(\xi, \eta) = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \quad (8)$$

Dörtgensel bir alan için Eşitlik (8)' in açılımından elde edilen analitik denklemler, Eşitlik (9-19)' da verilmektedir. Kayma vektörü bileşenlerinin (U_1, U_2) sebep olduğu yüzey deplasmanlarını (u_x, u_y, u_z) , Şekil 4'de verilen fay düzlemi koordinat sistemindeki bu eşitlikler yardımıyla (8) eşitliğinin integralini alarak ifade etmek olanaklıdır. Buna göre elde edilen yanal atım aşağıdaki eşitliklerle elde edilmektedir (Aktuğ, 2003).

$$u_x = -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\xi q}{R(R + \eta)} + \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} + I_1 \sin \delta \right] \quad (9)$$

$$u_y = -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y} q}{R(R + \eta)} + \frac{q \cos \delta}{R + \eta} + I_2 \sin \delta \right] \quad (10)$$

$$u_z = -\frac{U_1}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d} q}{R(R + \eta)} + \frac{q \sin \delta}{R + \eta} + I_4 \sin \delta \right] \quad (11)$$

Deprem neticesinde meydana gelmesi beklenen düşey atımlar ise aşağıdaki eşitliklerle elde edilmektedir (Aktuğ, 2003).

$$u_x = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{q}{R} - I_3 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (12)$$

$$u_y = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{y} q}{R(R + \xi)} + \cos \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_1 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (13)$$

$$u_z = -\frac{U_2}{2\pi} \left[\frac{\tilde{d} q}{R(R + \xi)} + \sin \delta \tan^{-1} \frac{\xi \eta}{qR} - I_5 \sin \delta \cos \delta \right] \quad (14)$$

$$I_1 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[-\frac{\xi}{(R + \tilde{d}) \cos \delta} \right] - \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_5 \quad (15)$$

$$I_2 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} [-\ln(R + \eta)] - I_3 \quad (16)$$

$$I_3 = \frac{\mu}{\lambda + \mu} \left[\frac{1}{\cos \delta} \left(\frac{\tilde{y}}{R + \tilde{d}} - \ln(R + \eta) \right) + \frac{\sin \delta}{\cos \delta} I_4 \right] \quad (17)$$

$$I_4 = \frac{\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \left[\ln(R + \tilde{d}) - \sin \delta \ln(R + \eta) \right] \quad (18)$$

$$I_5 = \frac{2\mu}{\lambda + \mu \cos \delta} \tan^{-1} \frac{\eta(X + q \cos \delta) + X(R + \delta) \sin \delta}{\xi(R + X) \cos \delta} \quad (19)$$

Yukarıdaki eşitliklerde U_i ; kayma vektörü (slip) bileşenleri, δ ; eğim açısı (dip angle), μ ve λ ; lame sabitleri, $\tilde{y}$ ve $\tilde{d}$; fay düzleminin noktanın orijini ifade ettiği ve fay düzlemine paralel bir koordinat sistemindeki koordinatları ifade etmektedir. Yine yukarıdaki eşitliklerde ξ , η ve q ; fay düzlemi başlangıç noktasının fay düzlemi koordinat sistemi üzerindeki koordinatlarını, R ; fay başlangıç noktasının orijine olan uzaklığını, X ; noktanın fay doğrultusu yönündeki koordinatını, U_i : $i=1,2,3$ şeklinde sırasıyla SS, DS ve açılmayı (opening), u_i : $i=1,2,3$ şeklinde sırasıyla fay doğrultusu, eğim açısı ve fay düzlemine dik doğrultulardaki yer değiştirmeleri vermektedir.

Sismik kaynak geometrisi için, Özkan ve diğerleri (2023) tarafından sunulan ve AFAD katalog verileri, sismolojik dalga formu analizi ile GNSS kısıtları birleştirilerek elde edilen çok segmentli sonlu kaynak modeli benimsenmiştir. Bu modelde fay sisteminin sismik doğrultu atımı, düşey atım bileşenleri, doğrultu açısı, eğim açısı, uzunluk ve genişlik değerleri ayrı ayrı tanımlanmıştır. Hesaplamalarda kullanılan temel kaynak parametreleri Tablo 1'de özetlenmektedir. Tablo 1'de belirtilen SS sol yanal atımı, DS eğim atımını, TS (tensile slip) açılma bileşenini ifade etmektedir. Eğim atımının (DS) pozitif olması o bölgede yer kabuğunun birbirine doğru itildiğini ve sıkıştığını, eğim atımının negatif olması ise bölgede yer kabuğunun zıt yönlerde doğru çekilerek gerildiğini ve açılmaya uğradığını gösterir. TS bileşeninin sıfır olması fay düzleminin iki tarafındaki kaya bloklarının birbirine dik yönde yaklaşıp uzaklaşmadığını göstermektedir.

3. UYGULAMA ve BULGULAR

a. Okubo (1993) Modeli ile Gravite, Yer Potansiyeli ve Jeoit Değişiminin Hesabı

Geometrik yer değiştirmelere ek olarak, kütle kayması neticesinde yer potansiyelindeki (ΔW), gravite değişimindeki (Δg) ve jeoit ondülasyonundaki (ΔN) değişimlerin modellenmesi gerekmektedir. Bu amaçla Okubo (1993) tarafından geliştirilen asimptotik formülasyon kullanılmıştır. Söz konusu model, elastik yarı-uzaydaki dislokasyonlardan kaynaklanan potansiyel ve gravite değişimlerini analitik olarak hesaplar (Okubo, 1993). Yer kabuğu bloğunun deformasyonu sırasında açığa çıkan hacimsel genleşme (dilatation) ve sınır yüzeylerindeki kütle yer değiştirmeleri, toplam gravite alanında bir pertürbasyona yol açmaktadır. Düzlem dislokasyon olarak modellenen bir depremin yaratacağı potansiyel değişimi (ΔW) Okubo (1993) tarafından aşağıdaki şekilde verilmiştir (Aktuğ ve Çıvgın, 2017):

$$\Delta W(x_1, x_2, x_3) = \{\rho G [U_1 S_p(\xi, \eta) + U_2 D_p(\xi, \eta) + U_3 T_p(\xi, \eta)] + \Delta \rho G U_3 C_g(\xi, \eta)\} \quad (20)$$

$$S_p(\xi, \eta) = -q_0 I_0 \sec^2 \delta + R \tan \delta + 2\xi I_1 \tan^2 \delta \quad (21)$$

Tablo 1. Kahramanmaraş Depremlerine ait sonlu kaynak parametreleri (Özkan ve diğerleri, 2023)

Name	Lon.#1 (°)	Lat.#1 (°)	Strike (°)	Depth (km)	Dip (°)	Length (km)	Width (km)	SS (m)	DS (m)	TS (m)
1	37.08	37.25	33.01	10.42	80.15	45.32	10.58	1.52	1.41	0.00
2	36.67	37.31	59.90	18.27	85.02	169.85	18.34	4.94	-0.29	0.00
3	36.10	36.16	24.91	13.89	88.14	149.34	13.90	3.73	0.11	0.00
4	37.56	37.96	-82.91	9.85	89.62	85.20	9.85	3.91	-1.41	0.00
5	36.83	38.09	-104.81	9.66	86.89	30.24	9.67	0.72	1.49	0.00
6	37.60	37.99	54.82	15.47	82.63	85.02	15.60	4.07	-0.52	0.00

$$D_p(\xi, \eta) = -\xi I_0 \tan \delta - 2x_3 I_2 \sin \delta - q_0 [\log(R + \xi) + 2I_1 \tan \delta] \quad (22)$$

$$C_p(\xi, \eta) = -\xi \log(R + \eta) - \eta \log(R + \xi) - 2qI_2 \quad (23)$$

$$T_p(\xi, \eta) = \xi I_0 \tan^2 \delta - x_3 \sin \delta \log(R + \xi) + 2q_0 (I_1 \tan^2 \delta + I_2) + C_p(\xi, \eta) \quad (24)$$

$$I_0(\xi, \eta) = \log(R + \eta) - \sin \delta \log(R + d') \quad (25)$$

$$I_1(\xi, \eta) = \tan^{-1} \left(\frac{q \cos \delta + (1 + \sin \delta)(R + \eta)}{\xi \cos \delta} \right) \quad (26)$$

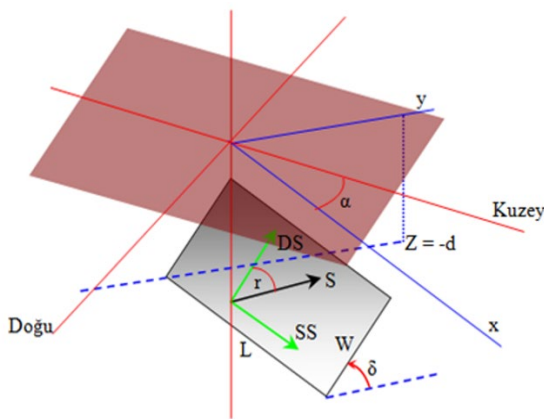
$$I_2(\xi, \eta) = \tan^{-1} \left(\frac{R + \xi + \eta}{q} \right) \quad (27)$$

$$R = \sqrt{\xi^2 + \eta^2 + q^2} \quad (28)$$

$$d' = \eta \sin \delta - q \cos \delta \quad (29)$$

$$q = x_2 \sin \delta - (d - x_3) \cos \delta \quad (30)$$

$$q_0 = q - x_3 \cos \delta \quad (31)$$



Şekil 4. Deprem kaynağının dislokasyon ile modellenmesi ve parametrizasyonu (Aktuğ, 2003).

Yukarıda verilen Şekil 4. ve eşitliklerde S; Kayma vektörünü, δ ; eğim açısını (dip angle), α ; Fay doğrultusunun azimutunu (strike), d; fay düzleminin derinliğini, L; fay düzleminin uzunluğunu, W; fay düzleminin genişliğini temsil etmektedir.

Yine yukarıda verilen eşitliklerde SS; kayma vektörünün fay doğrultusu yönündeki bileşenini (strike-slip), DS; kayma vektörünün fay doğrultusuna dik yöndeki bileşenini (dip-slip), x ve y; fay düzlemi koordinat sistemi eksenlerini (x, fay doğrultusu boyunca, y, ona dik doğrultuda olacak şekildedir.), r; kayma vektörünün yönünü (rake) temsil etmektedir. Bu kayma açısı (rake) fay düzlemi üzerindeki yer değiştirmeyi bileşenlerine ayırmak için kullanılabilir. $DS = S \cdot \cos(r)$, $SS = S \cdot \sin(rake)$

Potansiyel değişimi hesaplandıktan sonra, gravite değişimi potansiyelin değişiminin düşey yöndeki (x_3) türevi alınarak aşağıdaki şekilde bulunabilir (Aktuğ ve Çıvgın, 2017):

$$\Delta g(x_1, x_2) = \{\rho G [U_1 S_g(\xi, \eta) + U_2 D_g(\xi, \eta) + U_3 T_g(\xi, \eta)] + \Delta \rho G U_3 T_g(\xi, \eta)\} - \beta \Delta h(x_1, x_2) \quad (32)$$

Burada;

$$S_g(\xi, \eta) = -\frac{q \sin \delta}{R} - \frac{q^2 \cos \delta}{R(R + \eta)} \quad (33)$$

$$D_g(\xi, \eta) = 2I_2 \sin \delta - \frac{qd'}{R(R + \xi)} \quad (34)$$

$$T_g(\xi, \eta) = 2I_2 \cos \delta + \frac{qy'}{R(R + \xi)} + \frac{q\xi \cos \delta}{R(R + \eta)} \quad (35)$$

$$C_g(\xi, \eta) = 2I_2 \cos \delta - \sin \delta (1 - 2\nu) \log(\xi + R) \quad (36)$$

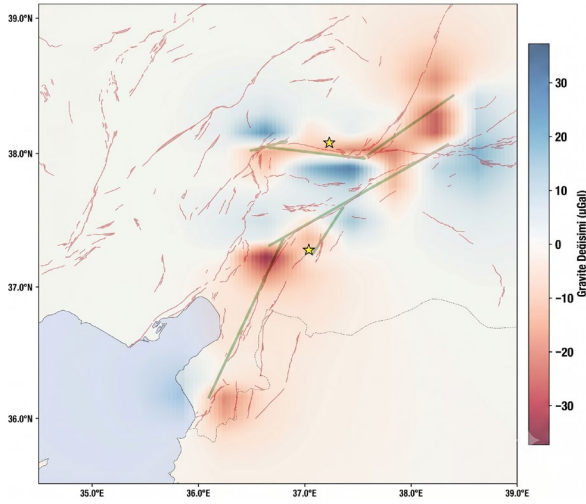
şeklinde.

Jeoit ondülasyon değişimi yer potansiyeli değişiminden şu basit bağıntıyla elde edilmektedir (Okubo, 1993):

$$\Delta N = \Delta W / \gamma \quad (37)$$

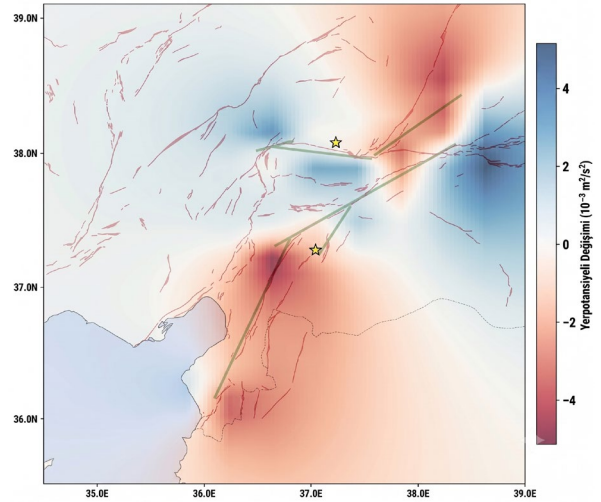
Burada $\gamma \approx 9.8 \text{ m/s}^2$ normal yerçekimi ivmesini temsil etmektedir. Bu bağıntı gereği, kosmik jeoit yüksekliği değişimi numerik değer olarak yer potansiyeli değişiminin yaklaşık onda biri büyüklüğündedir.

Sahadaki en büyük kosmik gravite değişimi Tablo 2'de görüldüğü üzere $-38.4 \text{ } \mu\text{Gal}$, maksimum pozitif değişim ise $+33.8 \text{ } \mu\text{Gal}$ olarak hesaplanmıştır. Gravite değişiminin ortalama değeri $+0.0024 \text{ } \mu\text{Gal}$, standart sapması $2.36 \text{ } \mu\text{Gal}$ ve medyan değeri $0.0223 \text{ } \mu\text{Gal}$ 'dir. Saptanan bu $-38.4 \text{ } \mu\text{Gal}$ 'lik en büyük değer, Aktuğ ve Çıvgın (2017) tarafından yapılan ve 1938–2008 yılları arasındaki ardışık depremlere bağlı kümülatif gravite değişimlerinin -58 ile $+69 \text{ } \mu\text{Gal}$ aralığında gerçekleştiğini gösteren çalışmayla uyumludur. Hesaplanan gravite değişimine ait harita Şekil 5'de verilmektedir.



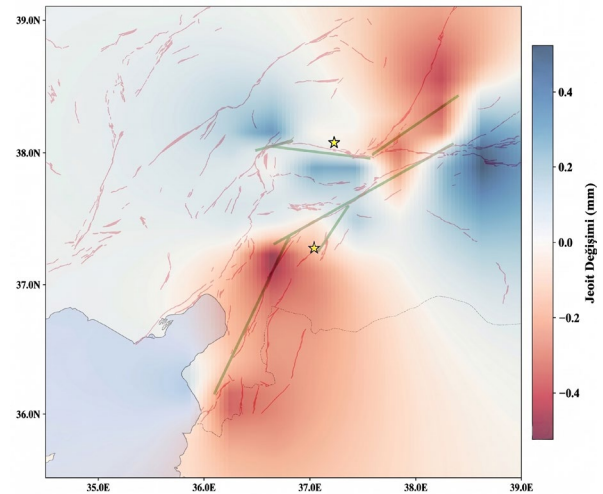
Şekil 5. Hesaplanan gravite değişimi.

Okubo (1993) modeli ile hesaplanan kosmik yer potansiyeli değişimi; minimum $-4.97 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$ ile maksimum $+5.18 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$ arasında dağılım göstermekte olup standart sapma $0.66 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^2$ düzeyindedir. Bu değerlerin doğrudan yansıması olan jeoit (TG-20 referans yüzeyi) ondülasyonundaki kosmik değişim ise son derece sınırlı seviyelerde kalmıştır. Hesaplamalara göre jeoidin kosmik değişimi minimum -0.51 mm ve maksimum $+0.53 \text{ mm}$ düzeyindedir. Medyan değer ise $+0.0094 \text{ mm}$ ile pratikte sıfıra eşdeğerdir. Hesaplanan yer potansiyeli değişimine ait harita Şekil 6'da verilmektedir.



Şekil 6. Hesaplanan yer potansiyeli değişimi.

$\Delta N = \Delta W / \gamma$ bağıntısı gereğince, kosmik jeoit yüksekliği değişimi, yer potansiyeli değişiminin yaklaşık onda biri büyüklüğündedir. Bu ilişki, yerçekimi alanının doğasından kaynaklanmakta olup jeoit yüzeyinin çok şiddetli kütle kaymalarına ve bölgesel kabuksal yıkımlara rağmen geometrik formunu olağanüstü bir dirençle koruduğunu kanıtlamaktadır. Gözlenen $\pm 24 \text{ cm}$ 'lik topoğrafik yükseklik değişimine karşın jeoidin yalnızca $\pm 0.5 \text{ mm}$ oynaması; jeoit referans yüzeyinin sismik etkilere karşı geometrik nivelman ağılarından çok daha dayanıklı olduğunu ve TG-20 modelinin Kahramanmaraş depremlerinden etkilenmediğini açıkça ortaya koymaktadır. Hesaplanan jeoit değişimine ait harita Şekil 7'de verilmektedir.



Şekil 7. Hesaplanan jeoit değişimi.

b. Okada Modeli ile Yükseklik Değişiminin Hesaplanması

Yüzey deformasyonlarının sismolojik kökenini ve mekanizmasını teorik olarak analiz edebilmek için yer kabuğu; sınırlarında gerilimin sıfır olduğu, elastik, homojen ve izotropik bir yarı-uzay (half-space) ortam olarak modellenmiştir (Okada, 1985). Okada modeli, dikdörtgen bir fay düzleminde meydana gelen homojen kaymanın yüzeyde oluşturduğu deformasyonları analitik kapalı-form (closed-form) denklemlerle sunmaktadır. (30) eşitliğinin son terimindeki yükseklik değişimi Okada (1985) tarafından aşağıdaki şekilde verilmektedir (Aktuğ ve Çıvgın, 2017). Hesaplanan kosismik yükseklik değişimine ait harita Şekil 8'de verilmektedir.

$$\Delta h(x_1, x_2) = \frac{1}{2\pi} [U_1 S_h(\xi, \eta) + U_2 D_h(\xi, \eta) + U_3 T_h(\xi, \eta)] \quad (38)$$

Burada;

$$S_h(\xi, \eta) = \frac{d'q}{R(R+\eta)} - \frac{q \sin \delta}{R+\eta} + I_4 \sin \delta \quad (39)$$

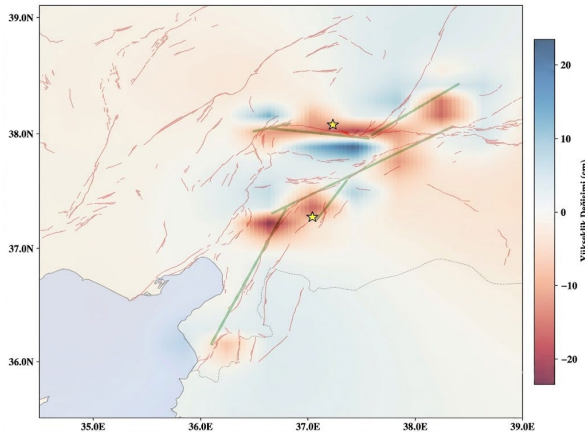
$$D_h(\xi, \eta) = \frac{d'q}{R(R+\xi)} - \sin \delta \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) + I_5 \sin \delta \cos \delta \quad (40)$$

$$T_h(\xi, \eta) = y'q/R(R+\xi) - I_5 \sin^2 \delta + \cos \delta \left(\frac{\xi q}{R(R+\eta)} - \tan^{-1} \left(\frac{\xi \eta}{qR} \right) \right) \quad (41)$$

$$y' = \eta \cos \delta + q \sin \delta \quad (42)$$

$$I_4(\xi, \eta) = (1 - 2\nu) [\ln(R + d') - \sin \delta \ln(R + \eta)] \sec \delta \quad (43)$$

$$I_5(\xi, \eta) = 2(1 - 2\nu) I_1 \sec \delta \quad (44)$$



Şekil 8. Hesaplanan kosismik yükseklik değişimi.

Okada (1985) ve Okubo (1993) modellerine göre hesaplanan tüm kosismik büyüklüklerin sıfıra çok yakın medyan değerleri, fay mekanizmasının doğası gereği faya dik doğrultuda simetrik dağılım gösteren pozitif ve negatif loblarla tam uyumludur. Bu asimetrik lob yapısı hem gravite değişiminde hem de potansiyel değişiminde gözlemlenmekte ve Hanks ile Kanamori (1979) tarafından tanımlanan moment büyüklüğü ölçeğiyle uyumlu sismik enerji salınım modellerini desteklemektedir (Kalafat ve diğerleri, 2011).

Tablo 2. Okada (1985) ve Okubo (1993) modelleriyle hesaplanan kosismik büyüklüklere ait istatistikler.

Kosismik Büyüklük	Birim	Min.	Maks.	Ort.	Std. Sapma	Medyan
Gravite Değişimi	μGal	-38.4	+33.8	+0.0024	2.36	+0.0223
Yer Potansiyeli Değişimi	×10 ⁻³ m ² /s ²	-4.97	+5.18	+0.081	0.66	+0.0922
Jeoit Ondülasyon Değişimi	mm	-0.51	+0.53	+0.0083	0.067	+0.0094
Düşey Yükseklik Değişimi	cm	-24.4	+24.0	-0.213	1.62	-0.230

4. SONUÇ ve ÖNERİLER

Bu çalışmada, 6 Şubat 2023 Kahramanmaraş depremleri ile meydana gelen yerçekimi potansiyeli, gravite, yükseklik ve jeoit değişimleri fay modeli ve analitik eşitlikler (Okada, 1985, Okubo, 1993) kullanılarak incelenmiştir. Yer potansiyeli değişimi eşitlik (20), gravite değişimi eşitlik (32), jeoit değişimi eşitlik (37), yükseklik değişimi eşitlik (38) ile hesaplanmıştır.

En büyük kosismik gravite değişim değeri -38.4 μGal olarak bulunmuştur. Bu sonuç, 1938-2008 yılları arasındaki depremlere bağlı olarak kümülatif gravite değişimlerinin -58 ila +69 μGal şeklinde olmasıyla uyumludur (Aktuğ ve Çıvgın, 2017).

Birinci derece Türkiye Temel Gravite ağı noktaları için ± 3.8 – 8.6 μGal standart sapma değerleri elde edilmiştir (Demir, Kılıçoğlu ve Fırat, 2006). Buna karşın münferit gravite ölçülerinin dış doğruluğu ~50 μGal civarındadır (Yıldız ve diğerleri, 2021). Yaklaşık 15 cm'ye karşılık gelen bu değer, bu mertebeye veya daha düşük yükseklik değişimi meydana getiren depremlerde gravite ağılarında deformasyon olmadığı şeklinde yorumlanabilir (Demir ve diğerleri, 2006).

Yükseklik değişimleri -24 ila +24 cm arasında bulunmuştur. Bu durum, nivelman ağında yüksek oranda deformasyon olduğu anlamına gelmektedir. Özellikle 2023 depremlerinin doğrultu atımlı olduğu dikkate alındığında söz konusu deformasyonun eğim atımlı depremler için çok daha yüksek olacağı açıktır.

Jeoidin kosmik değişimi ise ± 0.5 mm düzeyindedir. Jeoidin basit anlamda yer potansiyelinin gravite değerine oranı olduğu dikkate alındığında, kosmik jeoit yüksekliği değişimi beklendiği şekilde yer potansiyel değişiminin yaklaşık onda biri civarındadır. Bu sonuç jeoit değişiminin depremsel etkilere çok daha dayanıklı olduğunu göstermektedir (Aktuğ ve Çıvgın, 2017).

Hesaplanan tüm büyüklükler sıfıra yakın medyan değerine sahiptir. Bu durum pozitif ve negatif lob oluşturan kosmik deformasyon deseni ile uyumludur.

Ülkemizin bir deprem ülkesi olduğu gerçeği dikkate alındığında, yükseklik sisteminin idamesi için deprem etkilerinin hesaplanması ve giderilmesi ihtiyacı bulunmaktadır. Bu çalışma, 6 Şubat 2023 depremleri sonrasındaki gravite, yer potansiyeli ve jeoit değişimlerini ortaya koymuştur.

Elde edilen bulgular, yükseklik sisteminin nivelman ağları yerine jeoidde dayalı olarak tasarlanmasının gerekliliğini ortaya koymaktadır.

ORCID

Yusuf ÜNGÖREN 
<https://orcid.org/0009-0006-6321-7620>

Yunus Aytaç AKDOĞAN 
<https://orcid.org/0000-0003-2232-5327>

Bahadır AKTUĞ 
<https://orcid.org/0000-0002-7995-4477>

KAYNAKLAR

- Aki, K. ve Richards, P. G. (1980). Quantitative Seismology Theory and Methods, *W.H. Freeman and Co., San Francisco*.
- Aktuğ, B. (2003). Elastik Yarı-Uzay Modelleri ve Depremsel Koordinat Değişimlerine Dinamik Bir Yaklaşım. *Harita Dergisi*, 129, 1-16.
- Aktuğ, B. ve Çıvgın, B. (2017). Türkiye'de Gravite ve Nivelman Ağları ile Jeoidin Depremsel Deformasyonu. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 17 (3), 1041-1047.
- Aktuğ, B., Tiryakioğlu, İ., Sözbilir, H., Özener, H., Özkaymak, Ç., Yiğit, C. Ö. ve Softa, M. (2021). GPS derived finite source mechanism of the 30 October 2020 Samos earthquake, Mw= 6.9, in the Aegean extensional region. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 30(8), 718-737.
- Bulut, F., Özener, H., Doğru, A., Aktuğ, B. ve Yalıtırak, C. (2018). Structural setting along the western North Anatolian Fault and its influence on the 2014 North Aegean earthquake (Mw 6.9). *Tectonophysics*, 745, 382-394.
- Cohen, S. C. (1999). Numerical models of crustal deformation in seismic zones. *Advances in Geophysics*, 41, 133-231.
[https://doi.org/10.1016/s0065-2687\(08\)60027-8](https://doi.org/10.1016/s0065-2687(08)60027-8)
- Demir, C. ve Cingöz, A. (1999). *Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı (TUDKA-99)* (İç Rapor No. Jeof-99-2). Ankara (yayımlanmamış): Harita Genel Komutanlığı, Jeodezi Daire Başkanlığı.
- Demir, C., Kılıçoğlu, A. ve Fırat, O. (2006). Türkiye Temel Gravite Ağı-1999 (TTGA-99). *Harita Dergisi*, 136, 49-63.
- Doğru, A., Gorgun, E., Aktuğ, B. ve Özener, H. (2018). Seismic hazard assessment of the central North Anatolian Fault (Türkiye) from GPS-derived strain rates and b-values. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 9(1), 356-367.
- Doğru, A., Gorgun, E., Özener, H. ve Aktuğ, B. (2014). Geodetic and seismological investigation of crustal deformation near İzmir (Western Anatolia). *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 21-31.
- Gezgin, C., Ekercin, S., Tiryakioğlu, İ., AKTUĞ, B., Erdoğan, H., Gürbüz, E. ve Kaya, E. (2022). Determination of recent tectonic deformations along the Tuz Gölü Fault Zone in Central Anatolia (Türkiye) with GNSS observations. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 31(1), 20-33.
<https://doi.org/10.3906/yer-2108-10>

- Hanks, T. C. ve Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, 84, 2348-2350.
- HGM. (1999). *Türkiye Ulusal Düşey Kontrol Ağı-1999 (TUDKA-99)* (Rapor No. JEOFNİV-02-1999). Ankara: Harita Genel Komutanlığı.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kekovalı, K., Kara, M., Deniz, P. ve Yilmazer, M. (2011). A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 (1900-2010; $M > 4.0$), Bogaziçi University Publication No: 10499. 640p., *Bebek-İstanbul*.
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75(4), 1135-1154.
<https://doi.org/10.1785/bssa0750041135>
- Okubo, S. (1993). Reciprocity theorem to compute the static deformation due to a point dislocation buried in a spherically symmetric earth. *Geophysical Journal International*, 115, 921-928.
- Özkan, A., Solak, H. İ., Tiryakioğlu, İ., Şentürk, M. D., Aktuğ, B., Gezgin, C. ve Yavaşoğlu, H. H. (2023). Characterization of the co-seismic pattern and slip distribution of the February 06, 2023, Kahramanmaraş (Türkiye) earthquakes (Mw 7.7 and Mw 7.6) with a dense GNSS network. *Tectonophysics*, 866, 230041.
- Seyitoglu, G., Aktuğ, B., Esat, K. ve Kaypak, B. (2022). Neotectonics of Türkiye and surrounding regions: A new perspective with GNSS-based block modelling. *Geologica Acta*, 20(4), 1-21.
- Simav, M., Akpınar, İ., Akdoğan, Y. A. ve Yıldız, H. (2021). Türkiye'de güncel yersel gravimetri çalışmaları. *Harita Dergisi*, 166, 10-24.
- Sjöberg, L. E. (2003). A general model for modifying Stokes' formula and its least-squares solution. *Journal of Geodesy*, 77(7), 459-464.
- Solak, H. İ., Sentürk, M. D., Çakan, E. B., Yaşar, Ş. Ş., Eyübagil, E. E., Erdoğan, A. O. ve Tiryakioğlu, İ. (2024). Earthquake magnitude estimation based on peak ground displacements recorded by high-rate GNSS for February 6, 2023, earthquake sequence in Türkiye. *The European Physical Journal Plus*, 139(9), 1-11.
- Steketee, J. A. (1958). On Volterra's dislocations in a semi-infinite elastic medium. *Canadian Journal of Physics*, 36(2), 192-205.
<https://doi.org/10.1139/p58-024>
- Tiryakioğlu, İ., Aktuğ, B., Yiğit, C. Ö., Yavaşoğlu, H. H., Sözbilir, H., Özkaymak, Ç. ve Özener, H. (2018). Slip distribution and source parameters of the 20 July 2017 Bodrum-Kos earthquake (Mw6.6) from GPS observations. *Geodinamica Acta*, 30(1), 1-14.
- Tiryakioğlu, İ., Gezgin, C., Aktuğ, B., Solak, H. İ., Özkaymak, Ç., Yaşar, Ş. Ş. ve Akgül, F. M. (2026). Revealing the source mechanism of the August 10, 2025 Sındırgı Earthquake (Mw 6.3) with Geological and geodetic evidence. *Advances in Space Research*.
- Yıldız, H., Andersen, O. B., Simav, M., Aktug, B. ve Özdemir, S. (2013). Estimates of vertical land motion along the southwestern coasts of Türkiye from coastal altimetry and tide gauge data. *Advances in Space Research*, 51(8), 1572-1580.
- Yıldız, H., Simav, M., Sezen, E., Akpınar, İ., Akdoğan, Y. A., Cingöz, A. ve Akabali, O. A. (2021). Determination and validation of the Turkish geoid model-2020 (Tg-20). *Bulletin of Geophysics and Oceanography*, 62(3), 495-512.
<https://doi.org/10.4430/bgta0345>