

Jeodezik Deprem Tehlike Haritası

Bahadır Aktuğ

Ankara Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Mühendisliği Bölümü, 06830, Gölbaşı, Ankara.

Özet

Günümüzde yerleşim alanlarının belirlenmesinden büyük yapılarının tasarımına kadar birçok alanda bölgenin sismik aktivitesinin belirlenmesine ihtiyaç duyulmaktadır. Mevcut haliyle deprem katalogları ve sismik tehlike analize dayalı olarak yapılan söz konusu analizler, gerek katalogların eksiklikleri gerek depremlerin çok uzun tekrarlanma aralıklarına bağlı olarak birçok bölgede yetersiz kalmaktadır. Özellikle, aletsel dönemde az sayıda veya hiç deprem üretmemiş ancak tarihsel süreç için büyük depremler üretmiş olduğu bilinen bölgelerde güvenilir deprem tehlike analizi yapılması ve deprem bölgelerinin sınıflandırılması oldukça güçtür. Diğer yandan, jeodezik ölçümler ile elde edilen çeşitli deformasyon parametreleri çok büyük oranda deformasyon hızı düzeyinde kalmakta ve deprem mevzuat deprem tehlike haritalarına esas büyüklükler ile ilişkisi kurulmamaktadır. Bu nedenle yer kabuğu deformasyonu veya jeodinamik amaçlı jeodezik çalışmalar mevzuatta da yer almamakta ve deprem kataloglarına dayalı analizler kullanılmaktadır.

Bu çalışmada, yalnızca jeodezik gerinim hızları kullanılarak kataloglara dayalı söz konusu analizlerin eksiklerini bir ölçüde tamamlayabilecek bir yöntem ile ülkemiz için deprem tekrarlıklarının hesaplanarak deprem potansiyelinin haritasının üretilmesi gösterilmiştir. Ülkemizde deprem tekrarlıklarının sadece jeodezik verilere dayalı olarak yapıldığı ilk çalışma olma özelliği taşımaktadır. Çalışmanın geliştirilmesi ile hâlihazır mevzuatta sadece katalog verilerine dayalı olarak yapılması öngörülen deprem tehlike haritalarının, jeodezik yöntemlerin de eklenerek geliştirilmesine katkı sağlayacağı değerlendirilmektedir.

Anahtar Sözcükler

Deprem Tehlike Analizi, Jeodezik Ölçüler, Deprem Tekrarlılığı

Abstract

It is needed to analyze the seismic hazard in a particular region in many applications from the design of large buildings to the determination of settlement areas. The analyses which are currently carried out based on the seismic catalogues are insufficient in many regions due to the incomplete seismic catalogues and long recurrence intervals of large earthquakes. In particular, it is quite difficult to perform seismic hazard analysis and to classify the seismic hazard in the regions where very few earthquakes occurred during the instrumental period despite the known historical large earthquakes. On the other hand, deformation parameters obtained from geodetic measurements often remain at the level of deformation rates without any direct association with the relevant parameters of the seismic hazard maps. Therefore, crustal deformation or geodynamic oriented geodetic studies are not included in the current bylaws and only the analyses based on earthquake catalogues are employed.

In this study, it is demonstrated to produce an earthquake potential map by computing the mean recurrence intervals of the earthquakes based on the geodetic strain rates is produced for Turkey with a method which could partially complement the current practice of analysis with seismic catalogues. In this respect, it is the first study in which earthquake recurrence maps are produced only on the geodetic measurements. It is expected that the seismic hazard maps which are routinely produced with seismic catalogues in bylaws will be complemented by incorporating the geodetic methods.

Keywords

Seismic Hazard Analysis, Geodetic measurements, Earthquake Recurrence

1. Giriş

Doğası itibarıyla karmaşık deprem olgusu birçok bilim dalı tarafından incelenmektedir. Bir bölgenin depremselliği bilimsel araştırmalar yanında, deprem bölgelerinin belirlenmesi, büyük tesislerin zemin sınıflaması ve inşaat seçeneklerinin belirlenmesi gibi pratik ihtiyaçlar için de incelenmektedir. Mevzuatta sadece deprem aktivitesine dayalı olarak yapılan analizlerin zaman zaman yetersiz kalmaktadır. Bunun en önemli nedeni, tarihsel süreç içinde büyük deprem ürettiği bilinen ancak aletsel dönemde henüz büyük deprem üretmemiş birçok bölgenin bulunması, dolayısıyla deprem kataloglarının eksik olmasıdır. Deprem izleme sistemlerinin zaman içindeki gelişimi dikkate alındığında, aletsel dönemde de katalogların yetersiz kaldığı bölgeler bulunmaktadır.

Deprem ve deprem tehlikesine yönelik jeodezik çalışmalar, büyük oranda bilimsel çalışmalar ile sınırlı olup, analiz sonuçları deprem tehlike haritası üretilmesi ya da deprem bölgelerinin sınıflandırılması için gibi pratik ihtiyaç ihtiyaçlar için kullanılmamaktadır. Buna karşın, jeodezik çalışmalar ile elde edilen gerinim hızları tarihsel dönemdeki deprem kayıtlarından bağımsız olarak deformasyon rejimini ortaya koyarak, kataloglarda yukarıda bahsedilen eksikleri önemli ölçüde giderebilme potansiyeline sahiptir. İkinci bölümde, deprem tehlike haritalarının üretilmesi için gerekli olan gerinim hızlarının hesaplanması, üçüncü bölümde deprem tekrarlanma periyodu için gerekli eşitliklerin üretilmesi, üçüncü bölümde ise Türkiye için jeodezik verilerden deprem tekrarlanma periyodunun elde edilmesi verilmektedir.

2. Jeodezik Gerinim Hızları

GPS ölçümleri ile elde edilen hızlar ile strain parametreleri arasındaki ilişki aşağıdaki şekilde yazılabilir (Turcotte and Schubert, 1982):

$$u = Lx + \dot{t} \quad (1)$$

Burada u : nokta hızlarını, $\dot{t}$: öteleme hızlarını, x : konum vektörü ve L : katı blok dönüklükleri ($\dot{\omega}$) ile strain parametrelerinin yıllık değişiminden ($\dot{\epsilon}$) oluşan deformasyon tensörüdür. L tensörü

$$L = \dot{\epsilon} + \dot{\omega} \quad (2)$$

şeklinde yazılabilir (Feigl ve diğ., 1990). $\dot{\omega}$ ve $\dot{\epsilon}$ ile strain parametrelerinin ilişkisi;

$$\dot{\omega}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right), i \neq j, \dot{\omega}_{ii} = 0, i = j \quad (3)$$

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (4)$$

şeklinde (Turcotte and Schubert, 1982). Burada kısmi türevler kuzey ve doğu yönündeki gradyanlara karşılık gelmektedir. GPS hızlarından strain hızlarının elde edilmesi için kovaryans ağırlıklandırılmalı bir yöntem kullanılmıştır (Shen et al., 1996). Bu yöntemde, herhangi bir noktadaki strain hızlarının hesaplanmasında çevredeki GPS hızlarının etkisi;

$$C_{ij} = Q_{ij} \exp \frac{\|\vec{r}_x\|^2 + \|\vec{r}_y\|^2}{\sigma_D^2} \quad (5)$$

şeklinde modellenmektedir. Burada, Q_{ij} kullanılan hızların kovaryans matrisi, $\vec{r}_x$ ve $\vec{r}_y$ ise hesaplama noktalarının x ve y GPS noktalarına olan konum vektörleridir. σ_D ise konumsal düzgünleştirme için kullanılan düzgünleştirme katsayısıdır.

3. Deprem Tekrarlanma Periyodu

Belirli bir büyüklükteki (M , $M < M_{\max}$) yıllık deprem sayısı (N) aşağıdaki şekilde Kesikli Gutenberg-Richter modeli ile ifade edilebilir:

$$N(M) = 10^{a+bM} \quad (M < M_{\max}) \quad (6)$$

Buna göre büyüklüğü M' 'ye eşit veya daha büyük depremlerin ortalama tekrarlanma aralığı ise

$$T(\geq M) = \frac{1}{10^a \int_M^{M_{\max}} 10^{bM} dM} \quad (7)$$

şeklinde hesaplanabilir. Sismik moment (M_0) ile moment büyüklüğü (M_w) arasında Hanks and Kanamori (1979) tarafından verilen

$$M_0 = 10^{\frac{3}{2}(M_w + 6.07)} \quad (8)$$

bağıntısı (6) eşitliği kullanılarak tüm depremler için toplam yıllık moment hızı ($\dot{M}_0$)

$$\dot{M}_0 = 10^a \int_{-\infty}^{M_{\max}} 10^{(1.5+b)M_w + 9.1} dM \quad (9)$$

şeklinde hesaplanabilir (Ward, 1994). Burada 10^a terimi eşitliğin sol tarafında kalacak şekilde (9) eşitliği yeniden düzenlenirse

$$10^a = \frac{\dot{M}_0}{\int_{-\infty}^{M_{\max}} 10^{(1.5+b)M_w+9.1} dM} \quad (11)$$

eşitliği elde edilir. Bu eşitliğin integrali alınarak

$$10^a = \frac{(1.5+b)\dot{M}_0 \cdot \log 10}{10^{(1.5+b)M_{\max}+9.1}} \quad (12)$$

bulunabilir (Ward, 1994). (11) eşitliğindeki 10^a değeri (7) eşitliğinde yerine konursa büyüklüğü M 'ye eşit veya daha büyük depremlerin ortalama tekrarlama aralığı

$$T(\geq M) = \frac{\int_{-\infty}^{M_{\max}} 10^{(1.5+b)M_w+9.1} dM}{\dot{M}_0 \int_M^{M_{\max}} 10^{bM} dM} \quad (13)$$

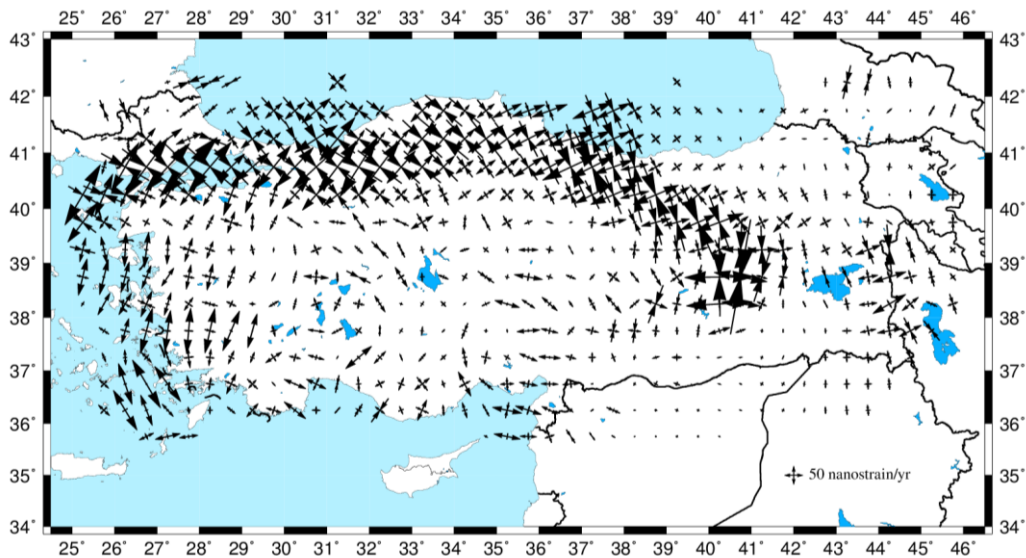
şeklinde hesaplanabilir (Ward, 2007). Burada, paydadaki integral hesaplanıp, paydaki integral yerine (12) eşitliği kullanılırsa (13) eşitliği;

$$T(\geq M) = \frac{b}{(1.5+b)} \frac{10^{(1.5+b)M_w+9.1}}{\dot{M}_0 (10^{bM_{\max}} - 10^{bM_w})} \quad (14)$$

haline gelir.

4. Türkiye için Jeodezik Verilerden Deprem Tekrarlama Periyodu

Jeodezik moment hızlarının hesaplanması için (Kreemer ve diğ., 2014)'de verilen hız alanı kullanılmıştır. Önceki bölümde verilen yöntem kullanılarak Türkiye için gerinim hızları elde edilmiştir. Gerinim hızlarının belirlenmesinde (5) eşitliğinde verilen, düzgünleştirici katsayısının öncül değeri $\sigma_D = 50$ km olarak alınmış ve istasyonların dağılımı dikkate alınarak her noktada iteratif olarak ayrı ayrı hesaplanmıştır (GeodSUIT, 2017a). Bu şekilde, 25 km uzaklıkta bulunan bir noktanın katkısı gerinim hızının belirlenmesindeki ağırlığı 80% dolayında gerçekleşmiştir. Hesaplanan gerinim hızları Şekil 1'de verilmiştir.



Şekil 1. Türkiye için hesaplanan gerinim hızları

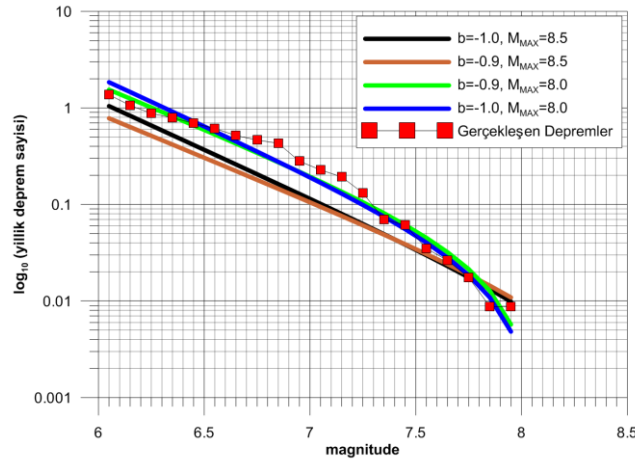
Gerinim tensöründen maksimum gerinim hızının belirlenmesi için çeşitli yöntemler olmakla birlikte en fazla kabul gören

$$\dot{\epsilon}_{\max} = \max(\dot{\lambda}_1, \dot{\lambda}_2) \quad (15)$$

eşitliği kullanılmıştır. Birim alandaki yıllık moment hızı ise maksimum gerinim hızı kullanılarak

$$\dot{M}_0^{geodetic} = 2\mu H_{sismojenik} \dot{\epsilon}_{\max} \quad (16)$$

şeklinde hesaplanabilir. Kalafat ve diğ. (2011)'de verilen yöntemle belirlenmiş 1900-2016 yılları arasını kapsayan deprem kataloğu kullanılarak ülkemiz için yıllık ortalama moment hızı hesaplandığında $4.1819 \cdot 10^{19}$ Nm/yıl elde edilmektedir. Katalog verileri kullanılarak depremlerin tekrarlıkları hesaplanmış ve (14) eşitliği kullanılarak hesaplanan tekrarlık eğrileri ile karşılaştırılmıştır (Şekil 2).

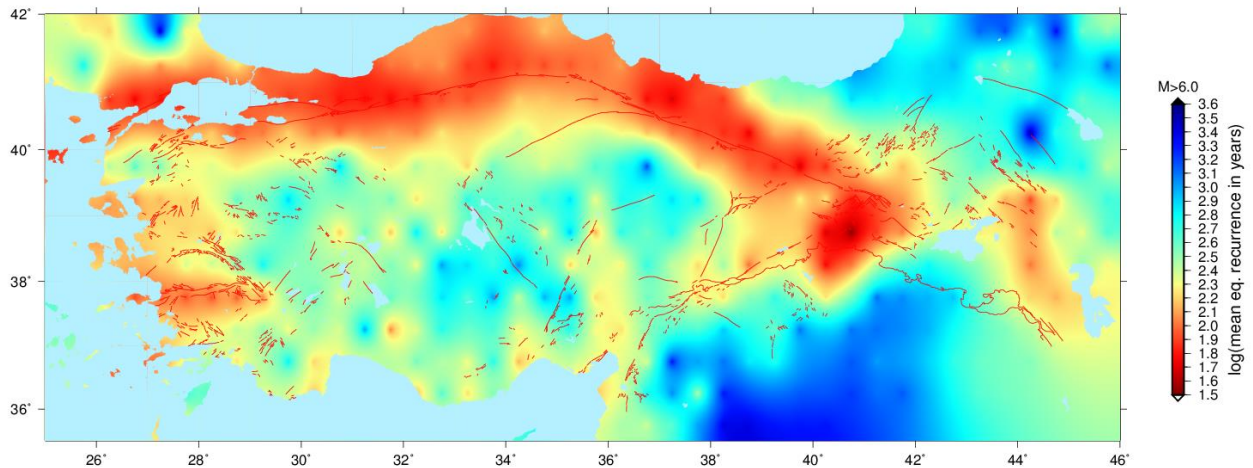


Şekil 2. $M_{\max}$ ve b değerlerinin belirlenmesi

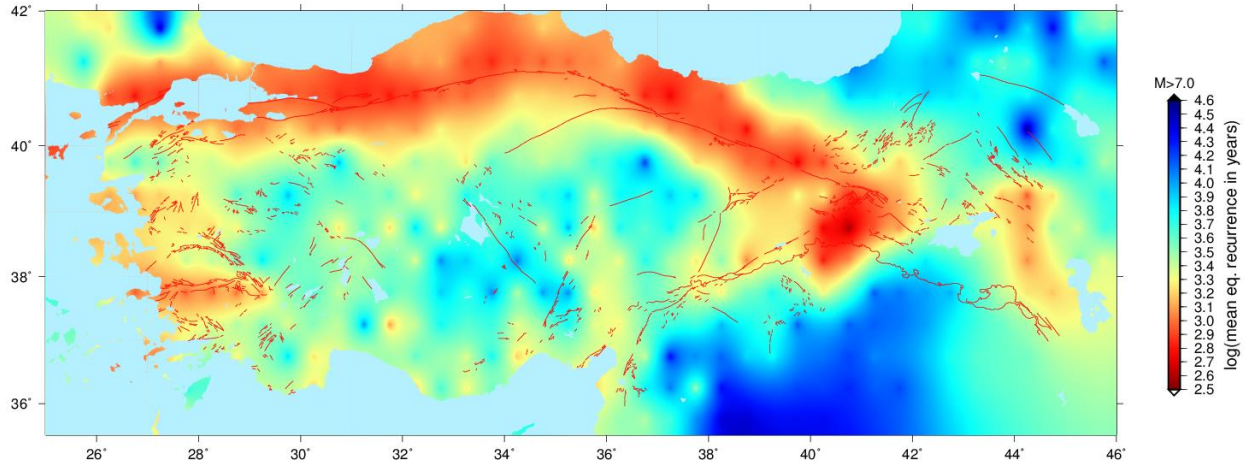
Elde edilen sonuçlar, ülkemiz için $M_{\max}=8.0$ ve b için ise -1.0 ile -0.9 arasındaki bir değerin kabul edilebilir olduğunu göstermektedir. (14) eşitliğindeki sismik moment hızı yerine, jeodezik verilerden hesaplanan moment hızı kullanıldığında (14) eşitliği

$$T(\geq M) = \frac{b}{(1.5+b)} \frac{10^{(1.5+b)M_w+9.1}}{2\mu H_{sismojenik} \dot{\epsilon}_{\max} (10^{bM_{\max}} - 10^{bM_w})} \quad (17)$$

şekline gelir. Tüm Türkiye için deprem tekrarlanma periyotları $M>6.0$ ve $M>7.0$ için (17) eşitliği kullanılarak hesaplanmıştır. Hesaplama için sismojenik zon derinliği 15 km alınmış ve birim alandaki moment hızlarının moment hızlarına dönüşümü için sonlu elemanlar tekniği kullanılmıştır (GeodSuit, 2017b). Elde edilen deprem tekrarlık haritaları Şekil 3 ve 4'de verilmektedir.



Şekil 3. Jeodezik verilere göre $M > 6.0$ büyük depremlerin ortalama tekrarlanma aralığı



Şekil 4. Jeodezik verilere göre $M > 7.0$ büyük depremlerin ortalama tekrarlanma aralığı

5. Sonuç ve Öneriler

Elde edilen sonuçlar, birçok bölgede $M > 6.0$ depremlerin tekrarlılığının 30 yıl civarında olduğunu göstermektedir. Buna karşın, $M > 7.0$ depremlerin tekrarlılığı ortalama 316 yıl olarak gözükmektedir. Kuzey Anadolu Fay Sistemi ve Ege'nin belirli kesimlerinde en kısa tekrarlıklar elde edilirken, Doğu Anadolu Fayının sadece kuzey kesimlerinde yüksek tekrarlıklar elde edilmektedir. Jeodezik ölçüler ile elde edilen yerkabuğu deformasyon parametrelerinin diğer yöntemler ile elde edilen deprem potansiyeli kestirimleri ile karşılaştırılabilmesi için ayrıca işlenmeleri gerekmektedir. Bu çalışmada, yalnızca jeodezik gerinim hızları kullanılarak kataloglara dayalı söz konusu analizlerin eksiklerini bir ölçüde tamamlayabilecek bir yöntem ile ülkemiz için deprem tekrarlıklarının hesaplanarak deprem potansiyelinin haritasının üretilmesi gösterilmiştir. Ülkemizde deprem tekrarlıklarının sadece jeodezik verilere dayalı olarak yapıldığı ilk çalışma olma özelliği taşımaktadır. Çalışmanın geliştirilmesi ile hâlihazır mevzuatta sadece katalog verilerine dayalı olarak yapılması öngörülen deprem tehlike haritalarının, jeodezik yöntemlerin de eklenerek geliştirilmesine katkı sağlayacağı değerlendirilmektedir.

Kaynaklar

- Feigl, K.L., King, R.W., and Jordan, T.H., 1990. Geodetic measurements of Tectonic Deformation in the Santa Maria Fold and Thrust Belt, California. *J. Geophys. Res.* 9(B3), 2679–2699.
- GeodSuit (2017a). GeodSuit Deformasyon Modülü Kullanım kılavuzu, Ankara.
- GeodSuit (2017b). GeodSuit Sismojeodezi Modülü Kullanım kılavuzu, Ankara.
- Hanks, T. C., and H. Kanamori (1979). A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*, 84, 5, 2348 – 235.
- Kalafat, D., Güneş, Y., Kekovalı, K., Kara, M., Deniz, P., Yılmaz, M., 2011. A revised and extended earthquake catalogue for Turkey since 1900 (1900-2010; $M > 4.0$), Bogaziçi University Publication No: 10499, ISBN 978-975-518-331-2 640p., Bebek-İstanbul.
- Kanamori, H. , and Anderson, D.L., 1978., Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 65, 1073-1095.
- Kreemer, C., Blewitt, G., Klein, E.C., 2014. A geodetic plate motion and Global Strain Rate Model. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15, 10,3849-3889. DOI: 10.1002/2014GC005407
- Shen Z.-K., Jackson D.D. and Ge X.B., 1996. Crustal deformation across and beyond the Los Angeles basin from geodetic measurements. *J. Geophys. Res.*, 101(B12), 27957–27980.
- Turcotte, D.L., and Schubert G., 1982. *Geodynamics: Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, John Wiley&Sons, New York.
- Ward, S. N., 1994. A Multidisciplinary Approach to Seismic Hazard in Southern California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 1293-1309.
- Ward, S. N., 1998. On the consistency of earthquake rates, geological fault data, and space geodetic strain: The United States, *Geophys. Jour. Int.*, 134, 172-186.
- Ward, S. N., 2007. Methods for evaluating earthquake potential and likelihood in and around California, *Seism. Res. Letters*, 78, 121-133.