

Araştırma Makalesi

MARMARA BÖLGESİ DEPREMLERİ İÇİN M_W - M_L DÖNÜŞÜM BAĞINTISI

The Relationship of M_W - M_L Conversion for the Earthquakes of the Marmara Region

**Yunus Emre ŞAHİN¹, T. Serkan IRMAK^{1*},
Hamdullah LİVAOĞLU¹, Evrim YAVUZ¹**

ÖZ

Deprem büyüklüğü, bir depremi karakterize eden ve enerji ile doğrudan ilişkili olan en önemli parametrelerden biridir. Bir deprem büyüklüğünü tanımlamak için çeşitli büyüklük ölçekleri (yerel büyüklük, (M_L), cisim dalga büyüklüğü, (m_b), yüzey dalgası büyüklüğü, (M_S), moment büyüklüğü (M_w)) kullanılmıştır. M_L , m_b ve M_S belirli frekans aralıklarındaki belirli sismik dalgaların genlik ölçümlerine dayandığı için bu büyüklükler birbirlerinden önemli ölçüde farklılık gösterebilmektedirler. Bununla birlikte M_w , sismik momenti temel aldığı için gerek büyük, gerekse de küçük depremlerde daha doğru ve tutarlı bir değer vermektedir. Bu çalışmada, Marmara Bölgesinde meydana gelen 70 deprem için ($3.4 < M < 5.4$), P dalgası genlik spektrumu kullanılarak sismik moment değerleri ve M_w büyüklükleri hesaplanmıştır. Daha sonra Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) kataloglarından alınan M_L değerleri ile regresyon analizini yapılarak, Marmara Bölgesi için $M_w = 0.7018M_L + 1.1715$ deneysel bağıntısı elde edilmiştir.

Anahtar Kelimeler: Lokal magnitüd, Marmara Bölgesi, Moment magnitüdü, P-dalgası spektrumu

ABSTRACT

Earthquake magnitude is one of the most important parameters which is a measure directly related to the energy released characterizing an earthquake. Several magnitude scales (local magnitude, (M_L), body-wave magnitude, (m_b), surface-wave magnitude, (M_S), moment magnitude, (M_w)) are used for defining the size of an earthquake. M_L , m_b and M_S being based on amplitude measurements of specific types of seismic waves, in specified frequency ranges, sometimes recorded with a specific instrument. Because of different waves have been using to estimate the earthquake's magnitude at different distances, they may significantly differ between each other. However, M_w is based on seismic moment, which is a physical quantity proportional to the energy released by the seismic source, hence it does not saturate even for very large earthquakes, so it has better representation for earthquake magnitude. In this study, we calculated seismic moment values and M_w magnitudes for 70 earthquakes ($3.4 < M < 5.4$) by using P-wave spectrum. M_L magnitudes were taken from Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute (KOERI) catalogues. Then we obtained an empirical relationship as $M_w = 0.7018M_L + 1.1715$ by using regression analysis between M_w and M_L .

Keywords: Local magnitude, Marmara Region, Moment magnitude, P-wave spectra.

1. GİRİŞ

Son yıllarda meydana gelen büyük depremlere ait ilk magnitüd hesaplamalarında, genellikle depremler için, daha sonra anons edilen magnitüdünden 1 birim daha küçük değerler duyurulmaktadır. Örneğin, $M_w=7.4$ olan 17 Ağustos 1999 Kocaeli depreminin (Irmak, 2000) TC Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KOERI) tarafından ilk rapor edilen magnitüd değeri $M_d=6.7$ olarak verilmiştir. Benzer şekilde, 26 Ocak 2001 Kachchh-Hindistan Depreminin ($M_w=8.0$) (Gupta ve diğ., 2001), Hindistan Meteoroloji Dairesi tarafından ilk rapor edilen magnitüdü $M_L=6.9$ olarak verilmiştir. $M_w=7.7$ olan 13 Ocak 2001 El Salvador depreminin (Lomnitz ve Eliarraras, 2001) Central American Seismic Center tarafından anons edilen ilk magnitüdüleri $M_d=6.0$ ve $M_L=6.8$ şeklindedir. Yüzey dalgası magnitüdü (M_s) hesaplamaları için episantr uzaklığının fazla olması gerekmektedir ve genellikle lokal sismoloji merkezlerinin istasyonları bu uzaklığın daha altındaki uzaklıklara sahiptir. Ayrıca süreye bağlı magnitüdün (M_d) belirli uzaklık ve büyüklükten sonra doyuma ulaşarak bu değerler aşıldığında ise büyüklükleri yanlış verdiği önerilmektedir (Yavuz ve diğ.,

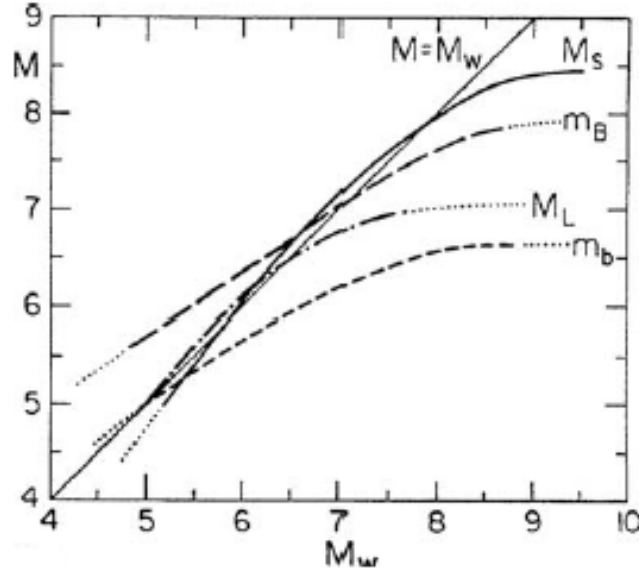
¹ Kocaeli Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeofizik Müh. Bölümü, İzmit-KOCAELİ

* İlgili Yazar/Corresponding Author: irmaks@kocaeli.edu.tr

Gönderim Tarihi: 06.12.2017

Kabul Tarihi: 22.12.2018

2013). Bu örnekler, farklı magnitüdlerin saturasyon özelliğinden dolayı (Şekil 1), özellikle büyük depremlerde, yerel sismoloji merkezleri tarafından anons edilen magnitüd değerlerinin, olması gerekenden daha küçük magnitüde olduğunu göstermektedir. Her ne kadar olduğundan daha küçük anons edilen magnitüde, magnitüd ile hasar arasında doğrudan bir ilişki olmadığı için, özellikle depremin hemen sonrasında yapılması gereken arama-kurtarma çalışmalarını nasıl etkilediği tam olarak bilinmese de, bu durumun arama-kurtarma ekiplerinin daha yavaş hareket edebileceğine yol açabileceği konusunda şüpheler vardır.



Şekil 1. Farklı magnitüde karşılaştırılması (M_s : yüzey dalgası magnitüde, M_L : lokal magnitüde, m_b : cisim dalgası magnitüde, m_B : Broad-band cisim dalgası magnitüde) (Kanamori, 1983)

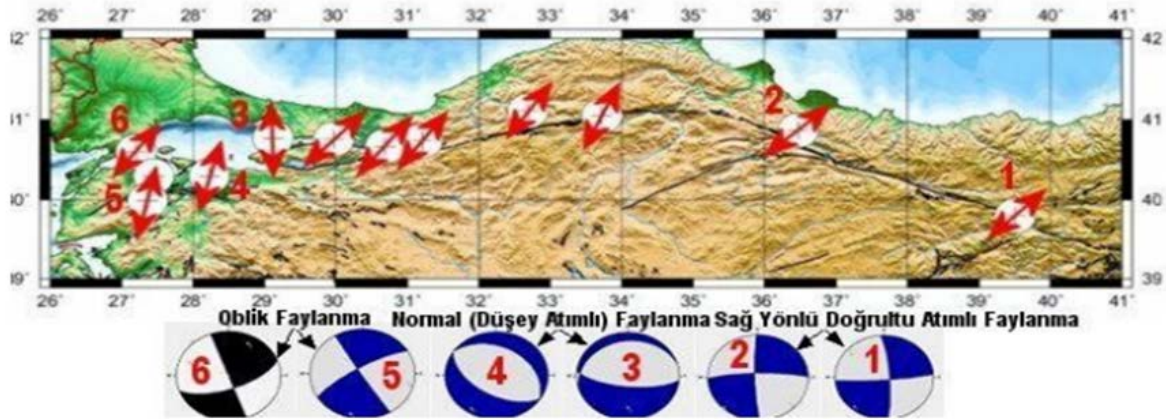
Figure 1. Comparison of different magnitudes (M_s : surface wave magnitude, M_L : local magnitude, m_b : body wave magnitude, m_B : Broad-band body wave magnitude) (Kanamori, 1983)

Şekil 1’den de görüldüğü gibi depremin büyüklüğü 6.5 ve üzerine çıktığında bu büyüklüğü tanımlayan bazı magnitüd değerleri doyuma ulaşırken bazıları ise güvenilir sonuçlar vermektedir.

Deprem kayıtları spektrumlarını incelemek, deprem kaynağı ile ilgili bilgi elde edebilmek için geleneksel bir yöntemdir. Kasahara (1957); Haskell (1964); Aki (1967); Brune (1970, 1971) spektrumları incelendiğinde depremin özelliğine göre spektral düzey, köşe frekansı ve en yüksek frekans (f_{max}) gibi parametrelerin değiştiği gözlenmiştir. Haskell (1964) ve Aki (1967) spektral ortamda deprem kaynağını ilk olarak inceleyen bilim adamlarıdır. Aki (1967), Haskell (1964) Kaynak Modeli’ne dayanarak deprem kaynak spektrumunu fay düzlemi üzerindeki kayma öz ilişkisi türünden açıklamıştır. Brune (1970, 1971) S dalgası yer değiştirme spektrumlarını kullanarak kaynak dinamik parametreleri olan gerilme düşümü, sismik moment ve kaynak yarıçapı hesaplanabileceği bir bağıntıyı ortaya koymuştur. Bu bağıntıda köşe frekansı, düşük frekans seviyesi ve bir depreme ait cisim dalgası yer değiştirme spektrumlarından elde edilen spektral parametreler ile kaynağa ait parametreler elde edilebilmektedir. Ayrıca fayın yırtılma hızının ve faylanma boyunun cisim dalgalarının spektrumları kullanılarak bulunabileceğini de ortaya çıkarmıştır.

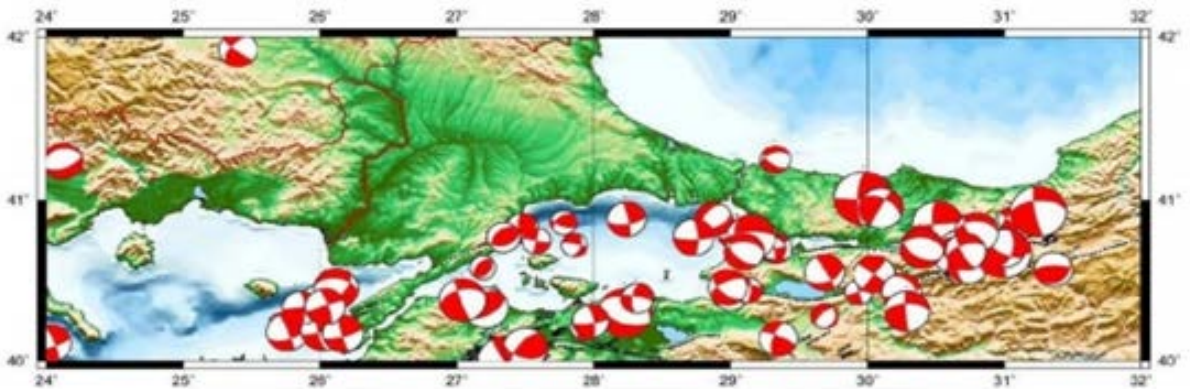
Bu çalışmada, Marmara Bölgesi için M_L tanımlaması yapılan depremler için hızlı bir şekilde M_w değerine geçebilmek amacıyla, Aralık 2007 – Temmuz 2016 tarihleri arasında meydana gelen ve $3.4 < M < 5.3$ olan 70 tane depremin P dalgası spektrumları kullanılarak, bu depremlerin sismik moment ve M_w değerleri hesaplanmış ve KOERI tarafından verilen lokal magnitüd değerleri kullanılarak, deneysel $M_w - M_L$ ilişkisi elde edilmiştir.

Sağ yanal doğrultu atımlı faylanma özelliğine sahip KAFS’da blokların birbirine göre hareket şekli yanal olarak hareket etmektedir. Genel anlamda KAFS üzerinde meydana gelen büyük depremlerin gerilme dağılımları ve karakteristikleri değişmemektedir (Irmak ve diğ., 2005). Şekil 3’de gösterilmiş olan 1 numaralı depremde maksimum gerilme (T açılma) ekseninin hakim yönü KD-GB olup, tüm KAFZ boyunca bu yönde meydana gelen büyük depremlerde de aynı özelliği taşımaktadır. Sağ yanal doğrultu atımlı karakter özelliğini, analiz edilmiş faylanma mekanizma çözümleri de göstermektedir. Fakat Kuzey Anadolu Fay Sistemi’nin batıya uzantısı Bolu’ya kadar net olarak gözlenmesine rağmen bu fay sistemi Marmara Bölgesi’nin doğusundan itibaren 2 ana kola ayrılmaktadır. Batı yönüne doğru hareket ettikçe ve deniz içerisinde güneye doğru inildikçe faylanma özelliğinin değişmekte olduğu bilinmektedir. Meydana gelmiş olan depremlerin düşey atımlı normal faylanma özelliği taşıdığı da görülmektedir. Hakim olan gerilme eksenlerinin konumu da bununla birlikte değişmekte ve maksimum gerilme ekseninin hakim yönü çoğunlukla K-G olarak belirlenmektedir. Şekil 3’te doğudan batıya doğru ilerledikçe maksimum gerilme yönlerinin değiştiği gözlemlenmektedir. Örnek olarak 5 ve 6 numaralı depremler gerek faylanma özelliği (oblik), gerekse maksimum gerilme yönleri (KKD – GGB) tekrar değişmektedir. Böylece, KAFS’ın batıya doğru ilerlediğinde özellikle Marmara Denizi içerisinde Batı Anadolu’nun açılma rejiminin de etkisi olduğunu, Marmara Denizi ve yakın çevresinde iki büyük tektonik rejimin bir araya geldiğini ve birbirlerini etkilediği sonucuna varılmaktadır. Son yüzyıl içerisinde bölge içerisinde meydana gelmiş son deprem, oblik faylanma mekanizmasına sahip 1912 Mürefte – Şarköy Depremi ise bu tektonizmaya bir örnek olarak gösterilebilir. Bölgedeki depremlerin faylanma mekanizmaları da bu görüşü desteklemektedir (Kalafat, 2011) (Şekil 4).



Şekil 3. KAFS boyunca maksimum gerilme eksenlerinin (T) dağılımı, doğrultuları ve faylanma mekanizmaları (Kalafat, 2011)

Figure 3. The distribution of the maximum stress axes (T) along the NAFS, their strikes and the fault mechanisms (Kalafat, 2011)

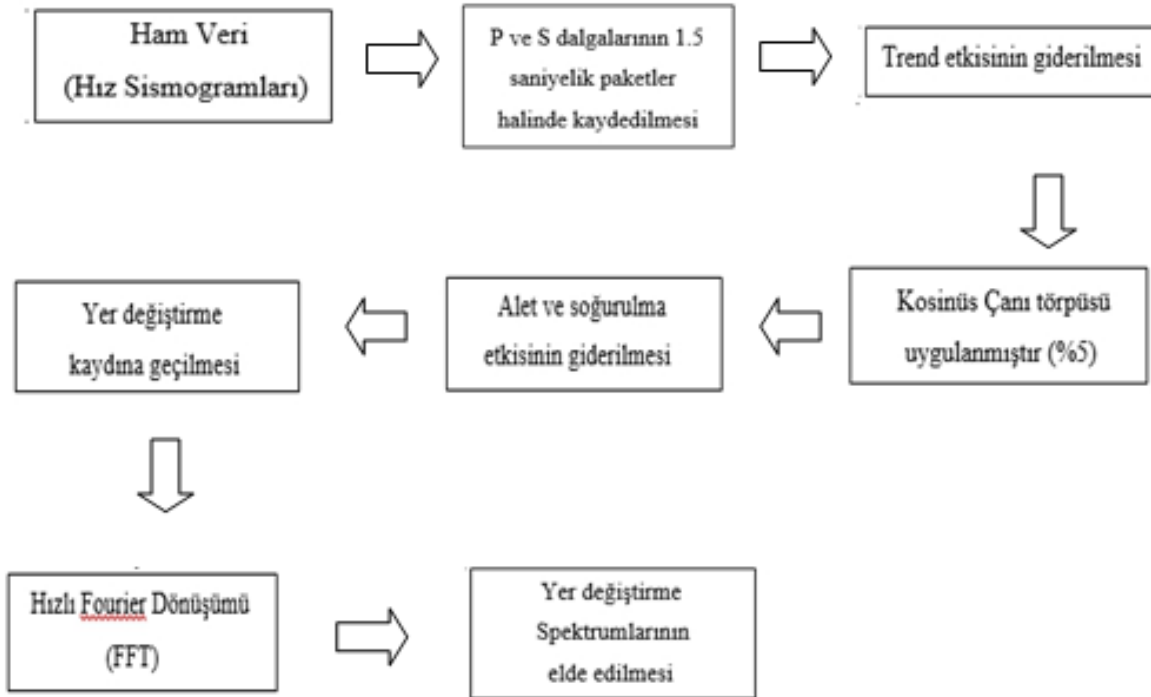


Şekil 4. Marmara Bölgesi’ndeki faylanma mekanizmaları (Kalafat, 2011)

Figure 4. The fault mechanisms of Marmara Region (Kalafat, 2011)

3. VERİ VE YÖNTEM

Bu çalışmada kullanılan sayısal deprem verisi TC Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından işletilmekte olan deprem kayıt istasyonlarından elde edilmiştir. En az 4 istasyon tarafından kaydedilmiş ve yüksek sinyal-gürültü oranına sahip veriler seçilmiştir. Depremlerin veri işlem aşamalarında Seismic Analysis Code (SAC), spektrum hesaplamalarında ise MATLAB R2011a programları kullanılmıştır. Depremlere ait düşey bileşenden okunan P dalgası, başlangıcından itibaren 0.5 sn öncesi ve 1.0 sn sonrası olmak üzere toplam 1.5 sn uzunluğunda pencerelenmiştir. Trend etkisinin giderilmesinden sonra %5'lik kosinüs çanı ile törpüleme yapılmış, soğurulma ve alet etkileri giderilmiş, hız kaydı yer değiştirme kaydına dönüştürülmüş ve Hızlı Fourier Dönüşümü ile spektrum hesabı yapılmıştır (Şekil 5).



Şekil 5. Veri-işlem aşamalarının şematik gösterimi
Figure 5. The schematic view of data processing steps

Sismik Moment

Sismik moment, deprem anında deprem kaynağına tesir eden kuvvet sistemi içerisinde tanımlanan eşdeğer kuvvet çiftinin fiziksel momenti olarak bilinmektedir. Arazi gözlemlerine dayanan Aki (1966) sismik momenti yapmış olduğu bir çalışma sonrasında şu şekilde tanımlamıştır:

$$M_0 = \mu \cdot \bar{U} \cdot S \quad (1)$$

Burada;

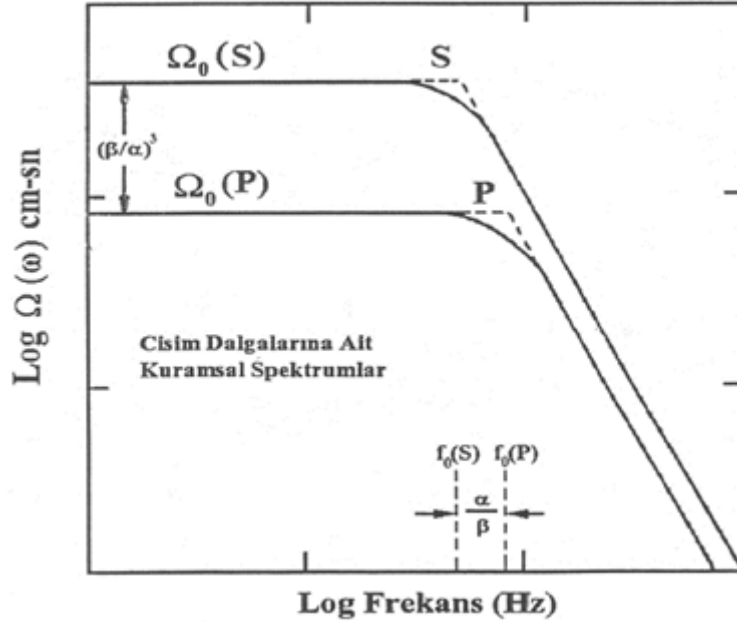
- μ : Katılık sabiti (dyn/cm²)
 \bar{U} : Fay düzlemindeki ortalama yer değiştirme (cm)
 S : Faylanma yüzeyinin alanı (cm²)'dir.

Bu bağıntıya göre, faylanma yüzeyi alanının, faylanma düzleminin genişliği (W) ve boyu (L)'nun çarpımına eşit olduğu bilinmektedir ve faylanmanın boyutlu olduğu düşünülmektedir. Spektral parametrelerden yararlanılarak sismik moment için Keilis-Borok (1960)'ın önerdiği bağıntı;

$$M_0(V_{P,S}) = 4. \pi \rho. R V_{P,S}^3 \frac{\Omega_0(P,S)}{k. R_{\theta\phi}(P,S)} \quad (2)$$

şeklinde dir. Burada;

- $M_0(V_{P,S})$: Sismik Moment (dyn.cm)
 R : Episantr – istasyon arası uzaklık (cm)
 ρ : Ortamın yoğunluğu (gr/cm^3)
 $R_{\theta\phi}(P,S)$: Sismik dalganın yayınım örüntüsü katsayısı
 Ω_0 : Düşük frekans seviyesi (cm.s)
 k : Serbest yüzey düzeltmesi
 $V_{P,S}$: P ve S dalgası için dalga hızı (cm/s)'dir.



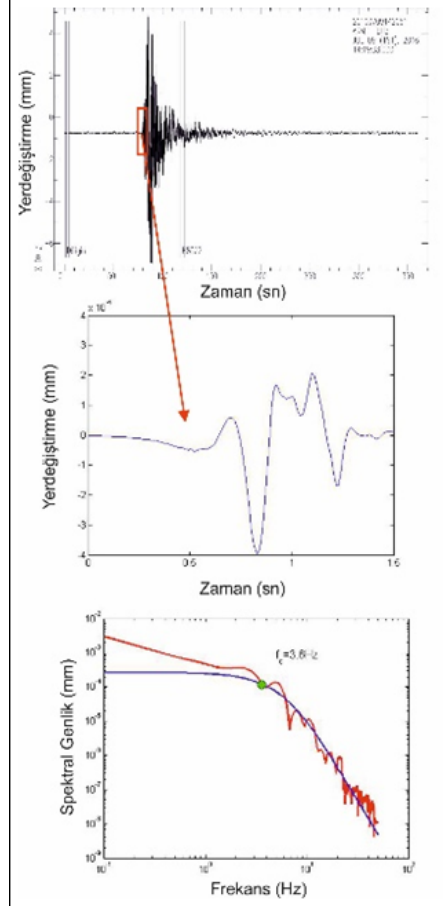
Şekil 6. P ve S dalgasının yayınım etkisi giderildikten sonra Brune (1970) kaynak modeline göre hesaplanan kuramsal spektrumlar

Figure 6. The calculated theoretical spectra according to Brune (1970) source model after eliminating the effect of P and S wave propagation

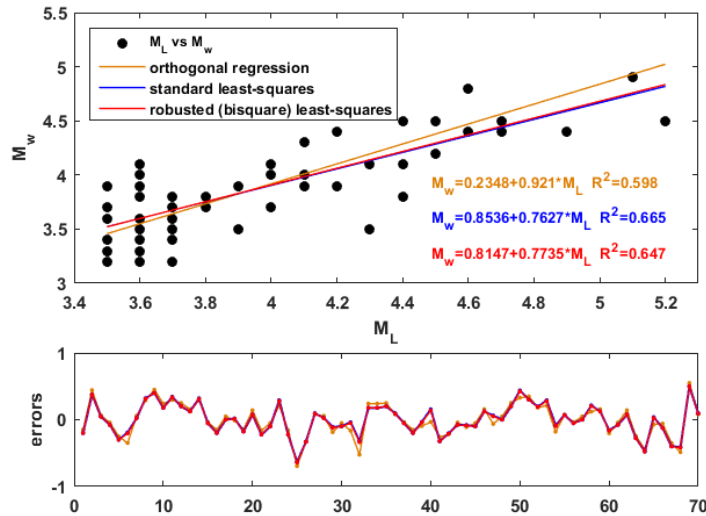
4. SONUÇLAR

P dalgası spektrumu elde edildikten sonra (1) denklemi ile Brune (1970) kullanılarak depremin sismik moment, (2) denkleminde Hanks ve Kanamori (1979) ile de M_w değeri hesaplanmıştır.

$$M_w = \left(\frac{2}{3} * \log_{10}(M_o)\right) - 10.7 \quad (3)$$



Şekil 7. Veri-işlem aşamaları ve spektrum
Figure 7. The data processing steps and the spectrum



Şekil 8. M_w - M_L ilişkisi

Figure 8. The relationship of M_w - M_L

KRDAE kataloglarından alınan M_L değerleri ile regresyon analizi yapılarak, Marmara Bölgesi için $M_w = 0.8536M_L + 0.7627$ deneysel bağıntısı elde edilmiştir (Şekil 7, 8).

Küçük magnitüdü depremlerde $M_w - M_L$ saçılımının büyük olmasının muhtemel sebepleri

- Standart Wood-Anderson tipi sismografin öz periyodu 1.25 Hz dir. Küçük depremlerde baskın frekans aralığı 1.25 Hz den daha büyük frekans aralığına kaymaktadır. WA tipi sismografların büyütmesi 2800 olarak tanımlanmıştır (Anderson ve Wood, 1925), ancak bunun yerine 2080 değerinin kullanılmasının daha doğru olacağı Uhrhammer ve Collins, (1990) tarafından önerilmiştir.
- Yayınım yolu ve zemin etkilerinin göz ardı edilmesi
- $M > 4$ olan depremler için karmaşık yırtılma ve fay geometrisinin dikkate alınmaması
- Eğer dalga genliğini etkileyen, yayınım örüntüsü, yol etkisi ve zemin etkileri işlemlere katılırsa, M_L M_w 'ye eşit olacaktır. Ancak pratikte durum böyle değildir. Küçük magnitüde görülen saçılmalar M_L hesabı yapılırken, deprem kaynağının fiziksel özelliklerinin ve dalga yayılımı modelinde yetersizlikler olduğunu göstermektedir.
- Bu çalışmada elde edilen sonuca göre, küçük depremlerdeki saçılmalar daha büyüktür. Literatürde de benzer sonuçlara rastlanılmıştır.

Ancak, gerek bu çalışma, gerek literatürde bulunan diğer çalışmalardan elde edilen sonuçlar $M_w - M_L$ ilişkilerinin kullanımını tavsiye etmemektedir (Braunmiller ve diğ., 2005; Atkinson ve McCartney, 2005; Deichmann, 2006, vd).

KAYNAKLAR

AKI K., 1966. Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964: Part 2, Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., 44, 73-88.

AKI K., 1967. Scaling law of seismic spectrum, Journal of Geophysical Research, 72.4, 1217-1231.

BRUNE J. N., 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysical Research, 75.26, 4997-5009.

BRUNE J. N., 1971. Correction (to Brune, 1970), Journal of Geophysical Research, 76, 5002.

GUPTA H. K., RAO N. P., RASTOGI B. K., SARKAR D., 2001. The deadliest intraplate earthquake, Science, 291, 2101-2102.

HANKS T. C., KANAMORI H., 1979. A moment magnitude scale, Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84.B5, 2348-2350.

HASKELL N. A., 1964. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults. Bulletin of the Seismological Society of America, 54.6A, 1811-184.

IRMAK T. S., 2000. The source-rupture processes of recent large Turkey earthquakes, Individual studies by participants to the International Institute of Seismology and Earthquake Engineering, 36, 131-143.

IRMAK T. S., ÖZER M. F., KENAR Ö., 2001. 12 Kasım 1999 Düzce depremi kaynak ve yırtılma mekanizması, Aktif Tektonik Araştırma Grubu 4. Toplantısı Makaleler Kitabı, 39-48.

IRMAK T. S., GUVEN T., TUNÇ B., ULUTAŞ E., ÇETİNOL T., ÇAKA D., ALPARSLAN N., ÖZER M. F., BARIŞ Ş., AŞCI M., TUNÇ S., 2005. Kocaeli ve çevresinin deprem aktivitesi, Kocaeli Mimarlar Odası Özel Sayısı, 100-103.

KALAFAT D., 2011. Marmara Bölgesi'nin Depremselliği ve Deprem Ağının Önemi, 1. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Ankara, Türkiye.

KANAMORI H., 1983. Magnitude scale and quantification of earthquakes, *Tectonophysics* 93, 185–199.

KASAHARA K., 1957. 2. The Nature of Seismic Origins as Inferred from Seismological and Geodetic Observations (2).

KEILIS-BOROK V. I., 1960. Investigation of the mechanism of earthquakes, *Sots. Res. Geophys.* (English transl.) 4, 29.

KINSCHER J., KRUGER F., WOITH H., LÜHR B. G., HINTESBERGER E., IRMAK T. S., BARIS S., 2013. Seismotectonics of the Armutlu peninsula (Marmara Sea, NW Turkey) from geological field observation and regional moment tensor inversion, *Tectonophysics*, 608, 980-995.

KOÇYİĞİT A., 2006. Marmara Bölgesinin Depremselliği ve Deprem Kaynakları (Faylar), Türkiye Jeoloji Kurultayı, 20-24.03.

LOMNITZ C., ELIARRARAS S. R., 2001. El Salvador 2001: earthquake disaster and disaster prevention preparedness in a tropical volcanic environment, *Seism. Res. Lett.*, 72, 346-351.

MATLAB Release 2011a, The Mathworks, Inc, Natick, Massachusetts, United States.

SÜLE B., WEBER Z., 2013. Earthquake source parameters and scaling relationships in Hungary (central Pannonian basin), *Journal of Seismology*, 17.2, 507-521.

TUNÇ B., IRMAK T. S., WOITH H., TUNÇ S., BARIŞ Ş., ÖZER M. F., LÜHR B. G., GUNTHER E., GROSSER H., ZSCHAU J., 2011. The Armutlu Network: an investigation into the seismotectonic setting of Armutlu–Yalova–Gemlik and the surrounding regions, *Annals of Geophysics*, 54.1, 35-45.

YAVUZ E., ALTUN G., HORASAN G., 2013. Sakarya Üniversitesi Deprem Kayıt İstasyonuna ait Süreye Bağlı Büyüklük Hesabı, 2. Türkiye Deprem Mühendisliği ve Sismoloji Konferansı, Hatay, Türkiye.

YAVUZ E., ÇAKA D., TUNÇ B., IRMAK T. S., WOITH H., CESCA S., LÜHR B. G., BARIŞ Ş., 2015. Earthquake Swarm in Armutlu Peninsula, Eastern Marmara Region, Turkey, European Geosciences Union General Assembly 2015, 5099, Vienna, Austria.