

23 Ekim 2011 Van depreminin tetiklediği heyelanlar

Landslides triggered by the 23 October 2011 Van earthquake

Tolga Görüm*^a

^a İstanbul Üniversitesi, Edebiyat Fakültesi, Coğrafya Bölümü, İstanbul.

MAKALE BİLGİ

Geliş/Received: 14.02.2016
Kabul/Accepted: 23.03.2016

Anahtar Kelimeler:

Deprem
Heyelan
Jeomorfoloji
Erciş
Van

Keywords:

Earthquake
Landslide
Geomorphology
Erciş
Van

*Sorumlu yazar/Corresponding author
(T.Görüm) tolga.gorum@istanbul.edu.tr

<http://dx.doi.org/10.17211/tcd.69854>

ÖZ / ABSTRACT

23 Ekim 2011 Van Depremi (Mw 7.1) ~2480 km²lik bir alanda 70'in üzerinde heyelan tetiklemiştir. Bu heyelanları genel olarak düşme kayma ve yanal yayılma türü heyelanlar oluşturmaktadır. Heyelanların küçük bir kısmı yapıları ve ulaşım ağını doğrudan etkilemiştir. Bu heyelanlar içerisinde en ciddi ve kalıcı hasara neden olan Erciş ilçesi, Çelebibağ Mahallesi'ndeki yanal yayılmalardır. Çalışmada yenilmelerin jeomorfolojik ve jeolojik karakteristiklerine bağlı olarak beş farklı ortamda yoğunlaştığı ortaya koyulmuştur. Bu alanlar: (1) eğim değerlerinin ortalamasının yüksek olduğu (32°) dağlık ve engebeli alanlar, (2) orta derecede eğimli (14°-18°) yıkanma yamaçları, (3) Kuvaterner alüvyonlarının egemen olduğu ve düşük yükselti farklarına sahip vadi ve ova tabanları, (4) eğim değerleri yüksek (15°- 40°) dik kıyı kuşağı ve (5) eski heyelan kütlelerinin yan yamaçlarıdır. Çalışmada heyelanların %98'inin deprem kaynak fayının tavan bloğunda olduğu tespit edilmiştir. Sismik faktörlerin yanı sıra topoğrafik ve litolojik koşulların heyelan oluşum ve mekansal dağılımı üzerinde birinci derecede rol oynadığı tespit edilmiştir. Dünyada gerçekleşmiş benzer faylanma mekanizması ve büyüklükteki depremlerle kıyaslandığında Van depreminin beklenenden daha az heyelan tetiklediği gözlenmiştir. Bu bakımdan heyelan sayısının ve heyelandan etkilenen alanın düşük olmasının temel nedeninin tavan bloğun (hanging-wall) ortalama eğim ve topoğrafik rölyef değerlerinin küresel eşlenik depremlere göre daha düşük olmasından kaynaklandığı sonucuna varılmıştır.

October 23, 2011 Van earthquake (Mw 7.1) triggered more than 70 landslides, over an area of ~2480 km². These landslides were mainly consisted of falls and slides, although lateral spreadings also occurred. Among these landslides, a small portion directly affected the structures and the transportation network. The most important permanent damage that was caused by these landslides was a lateral spreading which occurred in the Çelebibağ district in the Erciş County. In the study, it has been found out that the failures were geographically concentrated, which were associated with five characteristic geomorphic and geologic settings. These areas correspond to: (1) mountainous and hilly terrains with high average slope (32°), (2) moderately steep wash slopes (14°-18°), (3) plains and valley floors with low elevation differences and where Quaternary alluvials dominated, (4) the coastal belt with high steep slopes (15°- 40°), (5) flanks of the old landslides. The study revealed that 98% of the landslides were located on the hanging-wall of the earthquake source fault. It has been determined that in addition to the seismic factors, the topographical and lithological conditions played a vital role on the occurrence and spatial distribution of landslides. I observed that Van earthquake has triggered fewer landslides than expected compared to the earthquakes of similar magnitude and faulting mechanism from the world. In this respect, I conclude that the less number of landslides and the total area affected by landslides can be explained with the lower value of average hillslope gradient and topographic relief of the hanging-wall block with respect to the global equivalent earthquakes.

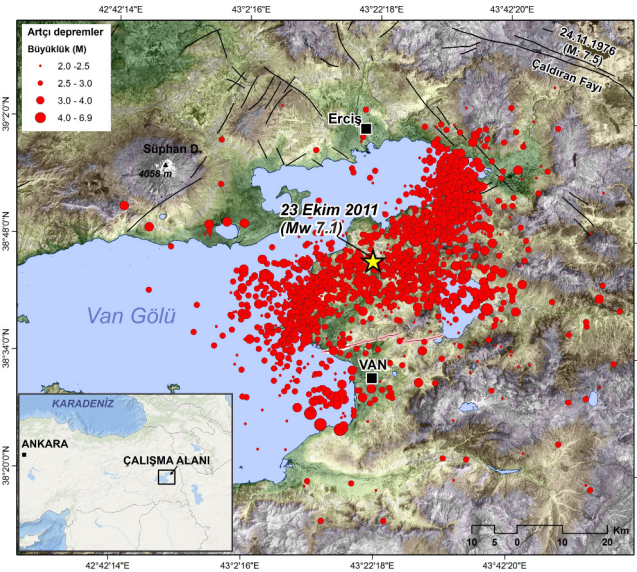
1. Giriş

23 Ekim 2011 Pazar günü yerel saate göre 13.41'de Van ilini ve özellikle kuzeyini etkileyen, büyüklüğü 7.1 (Mw) olan bir deprem (Şekil 1) meydana gelmiştir (USGS, 2011). Yerin yaklaşık 19 km derinliğinde meydana gelen bu depremde 1 Kasım 2011 tarihi itibarıyla 644 vatandaşımız hayatını kaybederken 1970'in üzerinde vatandaşımız yaralanmıştır (AFAD, 2014). Depremin merkez üssü Van'a yakın olmasına rağmen en büyük hasar Van

Gölü'nün kuzeyindeki Erciş ilçesinde meydana gelmiştir. Bu deprem 43,000'den fazla binanın bulunduğu Erciş'teki yapı stokunun %30'dan fazlasının oturulamayacak derecede hasar görmesine neden olmuştur. Oturulacak bina sayısı ise tüm yapı stokunun %25'ini geçmemektedir (AFAD, 2014).

Deprem verdiği doğrudan zararların dışında >2480 km²lik bir alanda farklı tipte heyelanın tetiklenmesine neden olmuştur.

Ülkemizde genel olarak deprem olayının içinde, ikincil tip tehlikeler olarak değerlendirilen ve bu olaylar sonrası nadir olarak envanteri çıkarılan heyelanların karakteristiklerinin ve dağılım özelliklerinin anlaşılması sismik tehlike-risk değerlendirme ve zarar azaltma çalışmalarının yanı sıra depremlerin jeomorfolojik gelişimin üzerindeki rolünün de anlaşılması açısından önemlidir. Depremi takip eden hafta sonrasında Kasım ayı başlangıcında gerçekleştirilen saha çalışmaları ile depremin tetiklediği heyelanların gelişimini ve dağılımını kontrol eden sismik, jeolojik ve jeomorfolojik etkenler değerlendirilmiştir. Bu çalışmanın amacı; saha gözlemleri boyunca haritalanan 70'in üzerinde heyelanın dağılım özellikleri ve karakteristiklerini ele alarak heyelan gelişim ve dağılımında etkili olan bölgesel faktörleri ortaya koymaktır.



Şekil 1. 23 Ekim 2011 Van depremi ana şoku ve artçı sarsıntıları (Depremler Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Enstitüsü veri tabanından alınmış ve 21 Kasım 2011'e kadar olan depremleri içerir).

Figure 1. October 23, 2011 Van earthquake main and aftershocks (Source of the earthquake sequences is taken from Bogazici University Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute and includes the earthquake sequence up to 21 November 2011).

1.1. Depremin Etkilediği Alanın Genel Jeolojik ve Jeomorfolojik Özellikleri

Doğu Anadolu'da, neotektonik rejim başlangıcının günümüzden yaklaşık 14 milyon yıl önce Orta Miyosen'in son dönemlerinde olduğu kabul edilmektedir (Erinç, 1953; Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve Yılmaz, 1983; Dewey vd., 1986). Söz konusu alanda neotektonik rejimin, yaklaşık 12 milyon yıl önce Avrasya ile Arap levhalarının çarpışması sonucu bu alanda Neotetis Okyanus tabanının tamamen ortadan kalkması ile geliştiği bilinmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1983). Çarpışma ile birlikte eş zamanlı olarak ve Kuvaterner boyunca volkanik aktivite devam etmiştir (Keskin, 2005). Sıkışma sonucu kıtasal kabuk kalınlığının daha yüksek olması beklenen alanda volkanik birimlerin yaygınlığı bu dönemde dalma-batma zonunun önünde levhanın dalan kesiminin kopması sonucu yaygın bir yükselim ve kabuğun düşünülenden daha ince olduğu Keskin (2003) tarafından ortaya koyulmuştur. Bölgede neotektonik dönem boyunca, yaygın bir dağılım gösteren Batı-Doğu doğrultulu kıvrımlar, bindirmeler ve doğrultu-atımlı faylar etkin olmuşlardır (Arpat ve Şaroğlu, 1985; Şaroğlu ve Yılmaz, 1986). Neotektonik dönemle birlikte K-G yönlü açılma çatlakları boyunca Ağrı, Süphan ve

Tendürek gibi bir çok volkanik dağ da bu alanda gelişmiştir.

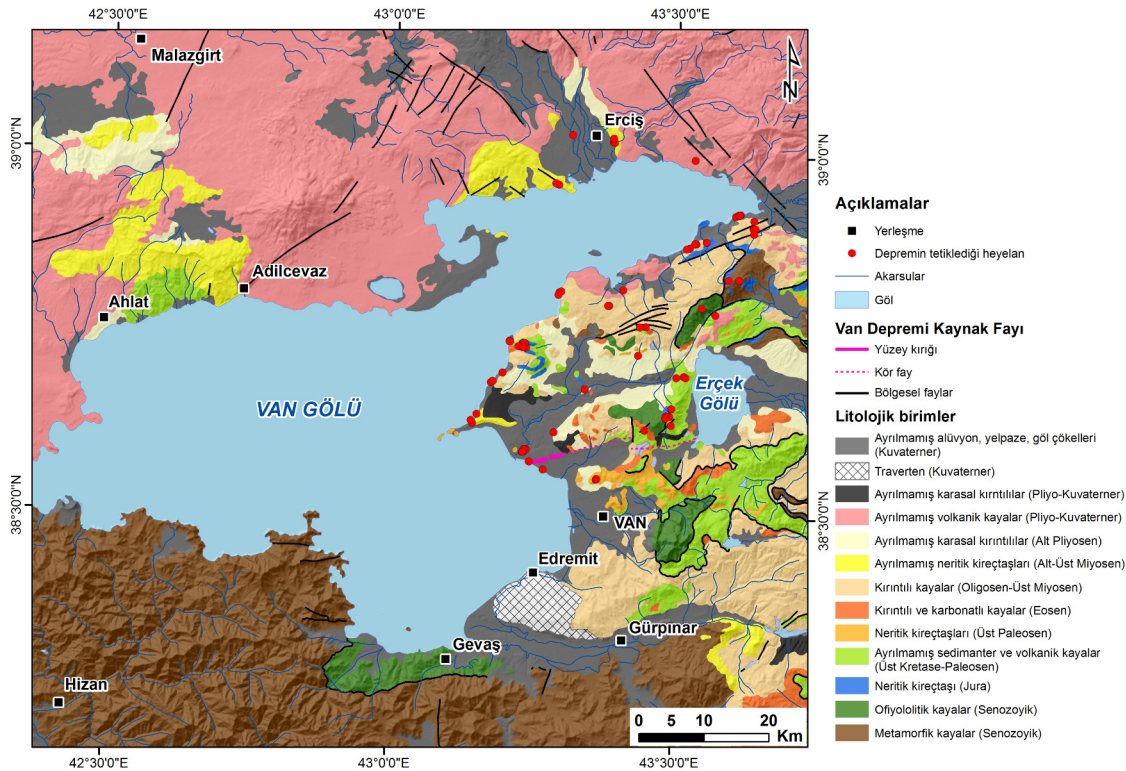
Depremin etkilediği alanın jeolojisi; kuzeyde ve batıda Nemrut ve Süphan volkanik çıkışlarının ürünleri olan volkanik ve volkanoklastik kayalar, güneyde Bitlis Masifi'ni oluşturan eski okyanus tabanına ait ofiyolitler ile değişik metamorfik seriler ve doğuda Eosen ve Miyosen yaşlı denizel kırıntılı ve karbonat serileri ile Neojen yaşlı gösel ve karasal kırıntılardan oluşmaktadır (Şekil 2). Yaklaşık olarak 2.5 milyon yıl önce bütün olan Muş-Van baseni Nemrut Volkanı'nın 2 milyon yıl önce başlayan aktivitesine bağlı olarak ayrılmış, Van Gölü havzası bu dönem sonrası kapalı bir havza haline geçmiştir (Şaroğlu ve Güner, 1981; Özkaymak, 2003). Kuvaterner birimlerinin yaygın olduğu depremin şiddetinin daha yüksek olduğu doğu kesim son buzul dönemi sonrası gösel seviye değişimlerinden ve tektonik hareketlere bağlı olarak yüzey yükselmelerinden etkilenmiş kesimi oluşturmaktadır. Son buzul dönemi sonrası (Geç Pleistosen) Van Gölündeki düşük ve yüksek su seviyelerine bağlı olarak oluşan akarsu ve göl çökelleri, Üst Pleistosen birimleri olarak değerlendirilmiştirlerdir (Kuzucuoğlu vd., 2010). Bu birimler eski göl çökelleri, eski göl-akarsu çökelleri ve eski yelpaze çökellerinden oluşmaktadır. Üst Pleistosen oluşukları daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örter ve seviye değişimlerine bağlı olarak içiçe geçmişlerdir (Özkaymak, 2003). Günümüzde bu çökellerin birçok alanda akarsular tarafından parçalandığı gözlenmektedir. Özellikle Karasu Nehri boyunca yüzeylenen bu birimler akarsu-yun derine kazmasının bir sonucu olarak daha üst kotlarda bulunmaktadır. Bölgede Kuvaterner çökellerinin oluşum ve yayılışında iklim kadar tektonik de büyük rol oynamıştır.

1.2. Bölgenin Sismotektonik Özellikleri ve Deprem Kaynak Fayı

CATDAT (Integrated Historical Global Catastrophe Database) deprem veritabanındaki kayıtlara göre, Van dolayında 6.5 - 7.0 büyüklüklerinde pek çok yıkıcı deprem meydana gelmiştir (Daniell vd., 2012). Bunlardan 1111 yılında gerçekleşmiş deprem büyük hasara neden olmuştur. 1646 ya da 1648 yılında, Van merkezi etkileyen 6.7 büyüklüğündeki bir deprem gerçekleşmiş ve bu depremde 2000 kişinin hayatını kaybettiği rapor edilmiştir (Ambraseys ve Melville, 1982). Yine aynı bölgede 1881 yılında 6.3 büyüklüğünde meydana gelen bir depremde 95 kişi hayatını kaybetmiş, altmış yıl sonra, 1941 yılında 5.9 büyüklüğünde gerçekleşen diğer bir depremde Erciş ve Van'da 600'e yakın kişi hayatını kaybetmiştir (Ambraseys ve Melville, 1982). Bunun yanı sıra, son yüz yılda gerçekleşen diğer bir yıkıcı deprem 1976'daki 7.5 büyüklüğündeki Çaldıran'da (Van) yaşanmıştır (AFET, 1982). Bu depremde 3840 kişinin hayatını kaybettiği, 51,000 kişinin ise evsiz kaldığı rapor edilmiştir (AFET, 1982).

Doğu Anadolu bölgesi Arap levhasının Anadolu levhasını sıkıştırdığı yüksek dağlık bir bölgedir. Bu sıkıştırma Doğu Anadolu bölgesinin merkezi kesiminde (Bingöl Karlıova'dan itibaren) Kuzey Anadolu Fayı ile Doğu Anadolu Fayı arasında orta Anadolu'nun batıya kaçışına neden olurken, doğu Anadolu'da bindirme fayı ile yanal atımlı faylara neden olmaktadır. Nitekim bu depremde bu sıkışma nedeniyle biriken enerji, ters bir kör fayın oluşturduğu depremlerle ortaya çıkmıştır (Şekil 1).

Depremin ilk günleri Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü'nün açıkladığı artçı depremlerin merkez üslerine bakılarak olası fayın kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu olduğu düşünülmüştür. Buna karşın yapılan saha incelemelerinden sonra Van Depremi'nin kabaca Doğu-Batı uzanımlı ve kuzeyden gü-

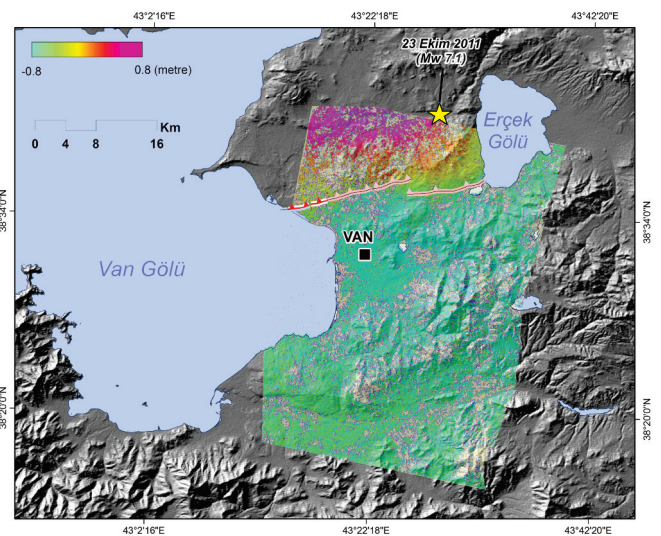


Şekil 2. Çalışma alanının basitleştirilmiş jeoloji haritası (MTA, 2002).
Figure 2. Simplified geology map of the study area (MTA, 2002).

neye doğru bindiren bir ters fayla meydana geldiği ortaya konmuştur (Şekil 1). Başlangıçta depremin bilinmeyen bir fayda meydana geldiği düşünülmüşse de bu fay 1977 yılında Prof. Dr. İhsan Ketin tarafından 1966 ile 1945 depremlerini incelemek için gittiği Erçek gölü çevresinde bulunmuş ve Adıgüzel Fayı adıyla haritalanmıştır. MTA'nın çeşitli tarihlerde yayınlanmış jeoloji haritalarında da bu fay belirtilmiştir (Ketin, 1977; Acarlar vd., 1991). Bu bakımdan fay bilinmeyen bir fay olmamasına karşın, 2011 Van depremine kadar fayın diriliği ve geometrisi hiç bir yerde belirtilmemiştir. Bu tarihten sonra InSAR görüntüleri ve saha çalışmaları ile Emre vd., (2011) tarafından haritalanarak MTA diri fay haritalarına dahil edilmiştir (Emre vd., 2011). Bunun yanı sıra yüzey kırığı ve ilişkin gözlemler deprem sonrası bir çok araştırmacı tarafından ele alınmıştır (Akyüz vd., 2011; Ersoy vd., 2011; Doğan vd., 2011; Doğan ve Karakaş, 2013; Özaçar vd., 2011). Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü verilerine göre 38.75 Doğu - 43.36 Kuzey koordinatlarında başlayıp Kuzeydoğu ve Güneybatı yönünde ilerleyen deprem ters faylanma özelliği gösteren yaklaşık 60x20 km boyutlarında bir kırılma sonucu meydana gelmiştir. Artçı deprem konumlanmaları da bu bulguyu doğrulamaktadır. Bu fay düzlemi üzerinde yaklaşık 10-15 km derinlikteki ortalama yer değiştirme 2 m'dir (Hayes, 2011). Fay kırılması (enerji boşalma süresi) yaklaşık 50 saniye kadar sürmüştür. Fayın kırılma doğrultusu kuzeye göre yaklaşık 250 derece, kuzeye eğimli ve fayın eğimi yaklaşık 45-51 dereceler arasındadır (Hayes, 2011; Akyüz vd., 2011). Bunun yanı sıra çok sayıdaki artçı sarsıntı ile çözümleri ve özellikle InSAR verileri fayın geometrisinin anlaşılmasına büyük katkı sağlamıştır (Şekil 3). Faya ilişkin detaylı gözlem ve sonuçlara Ersoy vd. (2011) tarafından hazırlanmış ön raporda yer verilmiştir.

2. Depremi Tetiklediği Heyelanlar ve Dağılım Özellikleri

Çalışmada toplam 29 lokasyonda 77 adet heyelan arazi çalış-

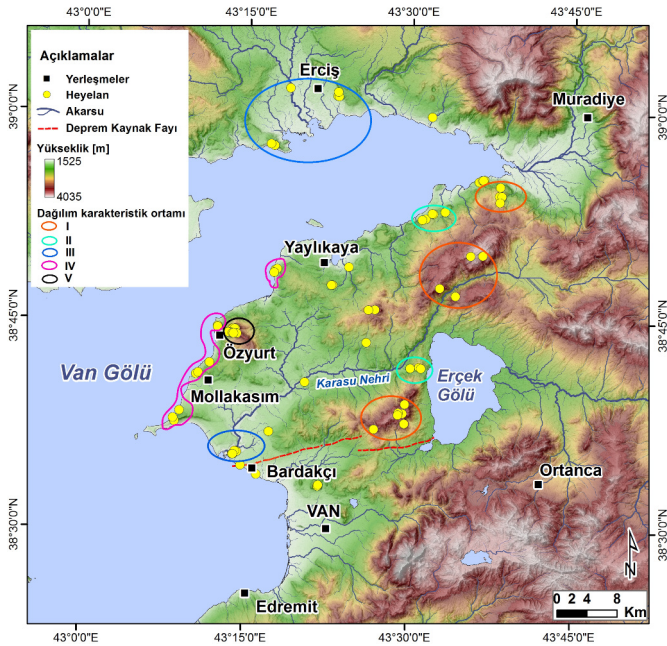


Şekil 3. 23 Ekim 2011 Van Depremi sonrasında COSMO-SkyMed (CSK) verilerinden üretilen InSAR deformasyonuna ilişkin görüntü (Fielding vd., 2013). CSK verileri tarihleri: 10/10/2011 ve 26/10/2011. Şekilde faya ilişkin koyu kırmızı ile vurgulanan kesimler saha bulgularına dayanan yüzey deformasyonlarının geliştiği kesimleri gösterir. Morfolojik ve InSAR verilerinden tayin edilen fayın olası izi açık kırmızı ile belirtilmiştir.

Figure 3. InSAR deformations produced from COSMO-SkyMed (CSK) data after October 23, 2011 Van earthquake (Fielding et al., 2013). Date of the CSK data: 10/10/2011 and 10/26/2011. The dark red colors related to the faults infer the surface deformations based on the our field survey. The light red colors indicates the possible trace of the blind rupture segments from morphology and result of InSAR deformation data.

maları ile haritalanmıştır (Şekil 4). Heyelan lokalitelerinin haritalanmasında el tipi Küresel Konum Belirleyici (GPS) ve 1: 25,000 ölçekli topoğrafya haritalarından faydalanılmıştır. Taç bölgelerine ulaşamadığımız heyelanlar lazer mesafe ölçer ve GPS aracılığıyla topoğrafya paftalarına işlenmiştir. Heyelanların haritalanmasındaki hata oranları GPS hata oranının ($\pm 5m$) dışında doğrudan taç bölgesine ulaşamayan heyelanlar için ortalama olarak $\pm 18 m$ olarak belirlenmiştir. Nokta temelli olarak

haritalanan heyelanların boyutları küçük ($<100 \text{ m}^2$) olduğundan alansal bakımdan haritalanamamıştır. Heyelan sınıfları bakımından (Varnes, 1978) depremde en fazla tetiklenen heyelan tipinin kaya düşmeleri olduğu gözlenmiştir. Bunun yanında kayma ve yanal yayılma tipindeki heyelanlar da deprem sonucu tetiklenenler arasındadır.



Şekil 4. 23 Ekim 2011 Van deperimi arafından tetiklenen heyelanların dağılım haritası. Renkli poligonlar jeolojik ve jeomorfolojik bakımdan karakteristik heyelan dağılımlarının gözlemlendiği alanları belirtir.

Figure 4. Distribution map of the landslides triggered by the 23 October 2011 Van earthquake. Colorful polygons highlighting the areas of characteristic landslide distributions in terms of geology and geomorphology.

Arazi çalışmaları sırasında 2480 km^2 lik bir alanda dağılım gösteren depremin tetiklediği heyelanların jeolojik ve jeomorfolojik açıdan belirgin zonlarda yoğunlaştığı belirlenmiştir. Jeolojik ve jeomorfolojik bakımdan heyelanların dağılım karakteristiğine göre beş adet ana ortam belirlenmiştir (Şekil 4). Bu tip ortamlarda dağılım gösteren heyelanlar dağılım karakteristikleri bakımından ana başlıklar altında ele alınmıştır.

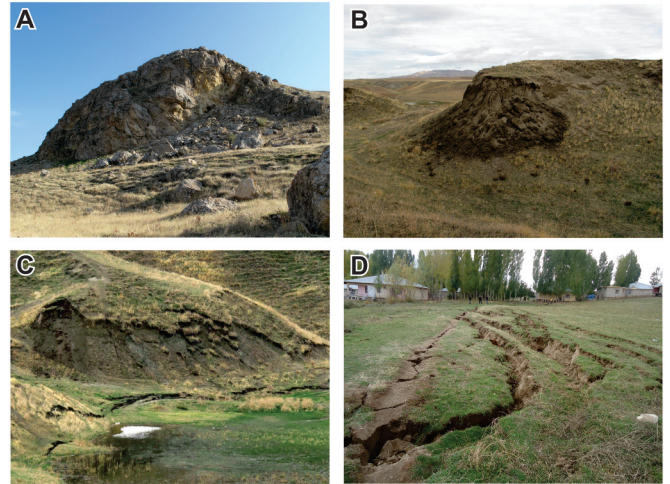
Ortam I

Bu alanlar genel olarak dağlık ve engebeli alanlara karşılık gelmektedirler. Genel olarak bu alanlarda gelişmiş heyelanların eğim ortalama değerleri (32°) diğer alanlara nazaran yüksektir. Heyelan tipi bakımından egemen olarak kaya düşmelerinin hakim olduğu alanların litolojisi Oligosen-Miyosen kırıntılı kayaları ve Kretase-Paleosen volkanik birimlerdir (Şekil 5a). Bu birimlerin özellikle eklem ve çatlakların sıklığının daha yüksek olduğu kesimlerde gerçekleşen heyelanlarda blok çapları çok yüksek olmadığı gözlenmiştir. Kaya düşmelerinin yanı sıra moloz ve toprak düşmelerine de rastlanılmaktadır (Şekil 5b).

Ortam II

Jeolojik ve jeomorfolojik bakımdan heyelanların dağılım karakteristiğine göre sınıfladığımız ikinci tip alanlar genel olarak orta derecede eğimli yamaçlardır. Bu alanlarda egemen olarak sığ kaymalar gözlenmiştir (Şekil 5c). Ortalama eğimleri 14° - 18° dereceleri arasında olan heyelanların gerçekleştiği bu yamaçların egemen litolojisi Oligosen-Miyosen kırıntılı kayalarıdır. Söz konusu bu litolojilerin ayrılmış kesimlerinde gözlenen kayma dü-

lem derinlikleri 5 m'den düşüktür.



Şekil 5. Jeolojik ve jeomorfolojik bakımdan heyelanların dağılım karakteristiğine göre sınıflandırılmış alanlarda gelişmiş heyelan örnekleri. (A ve B) Ortam I'de gelişmiş kaya ve moloz düşmeleri, (C) Ortam II'de gelişmiş sığ kaymalar ve (D) Ortam III'e örnek olarak Çelebibağ Mahallesi'nde (Erciş) meydana gelmiş yanal yayılma.

Figure 5. Landslide examples which were occurred in the certain settings that classified according to geological and geomorphological distribution characteristic of the landslides. (A and B) Rock and debris falls in the Setting I, (C) Shallow slides in the Setting II and (D) Lateral spreading example for Setting III which occurred in the Çelebibağ district (Erciş).

Ortam III

Bu alanlar eğim değerlerinin çok düşük olduğu ($<5^\circ$) vadi ve ova tabanlarına karşılık gelmektedir. Bu alanlarda gözlenen heyelanların tamamı yanal yayılmalarından oluşmaktadır (Şekil 5d). Kuvaterner alüvyonları üzerinde gelişen bu yanal yayılmaların alansal bakımdan en büyüğü Erciş ilçesi Çelebibağ mahallesinde gerçekleşmiştir (Şekil 5d). Gerçekleşen diğer heyelanların aksine bu yanal yayılma yapılarına doğrudan hasar vermiştir. Toplam beş adet evi oturulmaz hale getiren bu heyelan hayvan barınağının yıkılmasına ve mal kaybına yol açmıştır. Yanal yayılma sonucu Çelebibağ mahallesinde oluşan çatlakların uzunlukları 290 m'nin üzerindeyken derinlikleri 0.3-1.62 m arasında değiştiği belirlenmiştir. Bunun yanı sıra yanal yayılmaların depremin merkezine yakın kesimlerde Topaktaş, Arısu, Dibekdüzü köylerinin de içinde olduğu Karasu Çayı taşkın ovası boyunca geniş düzlük alanda yaygın olarak gelişmişlerdir (Şekil 6a).

Ortam IV

Bu alanlar Van Gölü'nün eğim değerleri yüksek (15° - 40°) dik kıyı kuşağına karşılık gelmektedir. Bu alanlarda gelişen heyelanlar jeomorfolojik bakımdan Van Gölü'nün eski kıyı çizgilerinin bulunduğu kesimlerde ve gölsel taraça dikliklerinde gözlenmişlerdir (Şekil 6b). Kuvaterner yaşlı eski göl ve yelpaze çökel birimlerinde gelişmiş heyelanlar ağırlıklı olarak düşme ve kayma tipindedir. Genel olarak derinlikleri ($<3\text{m}$) düşük olan kaymaların düzlemleri göl ve yelpaze çökellerinin dokanaklarına karşılık geldiği belirlenmiştir.

Ortam V

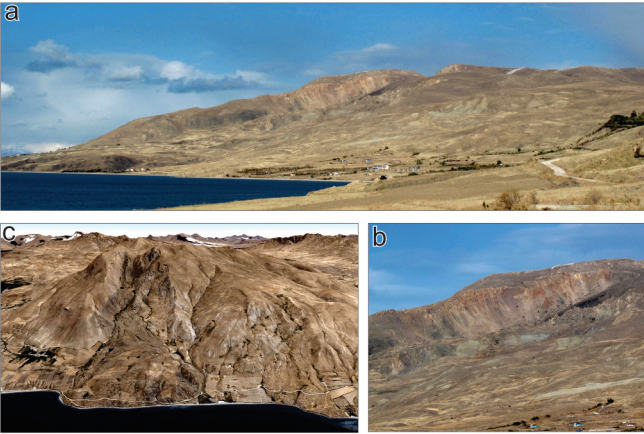
Jeolojik ve jeomorfolojik bakımdan heyelanların dağılım karakteristiğine göre sınıfladığımız sonuncu ortam; eski heyelan kütleleri içerisinde gelişmiş kütle hareketlerine karşılık gelir. Bölgede bir çok eski heyelan kütleli bulunmasına karşı depremin tetiklediği heyelanlar sahanın kuzeyinde, Özyurt Köyü'nün hemen kuzeydoğusunda bulunan kompleks tipte derin anakaya

kaymasının yan yamaçlarında gerçekleşmiştir (Şekil 7a-c). Tamamen kaya düşmelerinden oluşan bu heyelanların toplam sayısı on üçtür. Heyelanın kaynak bölgesinin sağ kanadında (ing. flank) gelişen bu kaya düşmelerinin kopma bölgelerinin eğimleri 40°'nin üzerindedir. Bu eski heyelanın dışında depremin etkili olduğu başka eski kütleler içerisinde heyelanlara rastlanılmamıştır.



Şekil 6. (A) Karasu Nehri'nin güneye bakan yan yamaçlarındaki sığ kaymalar, (B) Eski göl ve alüvyal yelpaze çökeltileri üzerinde gelişmiş sığ kayma ve moloz düşmeleri.

Figure 6. (A) Shallow slides southern side slopes of the Karasu River, (B) Shallow slides and debris falls on the paleo-lake and alluvial fan deposits.



Şekil 7. (A) Özyurt Köyü'nün kuzeydoğusunda gelişmiş derin kompleks anakaya heyelanının genel görünümü, (B) Heyelanın üçboyutlu görünümü (batından bakış), (C) Heyelanın güneye bakan kanadındaki depremin tetiklediği kaya düşmeleri.

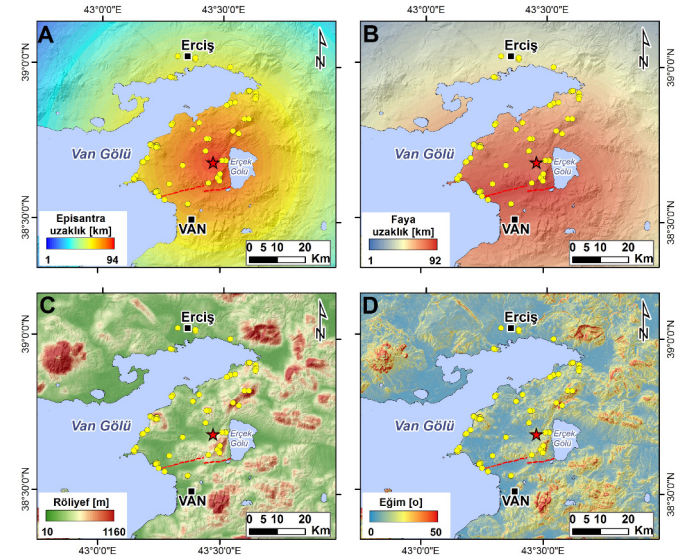
Figure 7. (A) General view of the deep-seated complex bedrock landslide formed at the northeastern side of the Özyurt Village, (B) Three-dimensional view of the landslide (view from the west), (C) Earthquake triggered rockfalls in the southern flank of the landslide.

3. Tartışma ve Bulguların Sentezi

3.1. Sismik ve Topoğrafik Faktörlerin Heyelan Gelişimi ve Dağılımı Üzerindeki Etkileri

Depremin tetiklediği heyelanlar konusunda yapılan bir çok çalışma (örn. Keefer 1984 ve 2002; Rodriguez vd., 1999; Görüm vd., 2011) heyelan dağılımının episantra ve kaynak faya olan uzaklığı gibi sismik parametrelerle heyelan yoğunluğu arasında üstsel bir azalım ilişkisi olduğunu belirtmişlerdir. Özellikle bunlardan kaynak faya olan uzaklığın azalım ilişkisi bakımından daha dengeli bir parametre olduğunu belirtmişlerdir (Keefer,

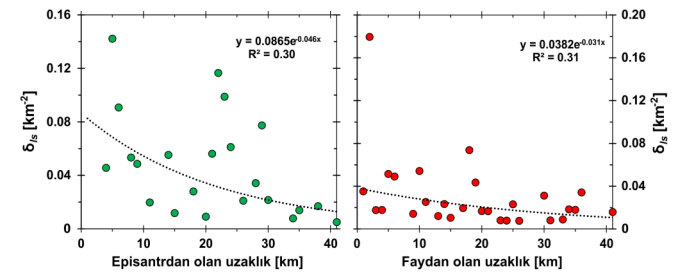
2002; Görüm vd., 2013). Sismik parametrelerin doğrudan etkisinin dışında litoloji, yükselti, eğim ve topoğrafik röliyef de heyelan oluşumunu ve yamaçların heyelanlamadaki duyarlılığını arttırabilecek diğer parametrelerdir (Wasowski ve Del Gaudio, 2000; Meunier vd., 2008).



Şekil 8. Depremin episantrına (A) ve kaynak faya (B) olan uzaklıklar ve topoğrafik röliyef (C) ve eğim değerleri (D). Kırmızı yıldız episantra ve kesikli çizgiler deprem kaynak fayını ifade eder.

Figure 8. Distance to earthquake epicentre (A) and fault, topographic relief (C) and slope values (D). Red star and dashed red lines denote the epicentre and earthquake source fault, respectively.

Sismik ve topoğrafik bakımdan Van depreminin tetiklediği heyelanların faya ve episantra olan uzaklıkları, topoğrafik röliyef ve eğim açısından değerlendirilmiştir (Şekil 8). Episantra ve faya en uzakta yer alan heyelanlar kuzeyde Erciş ilçesi dolaylarında sırasıyla 41 ve 48 km uzaklıkta yer almaktadırlar (Şekil 8a ve b). Episantrın ilk kilometrelerinde heyelana rastlanılmazken fayın ilk kilometrelerinde birden fazla heyelanının gerçekleştiği gözlenmektedir. Bu heyelanlar genel olarak Karasu Nehri taşkın yatağındaki yanal yayılmalara karşılık gelmektedirler. Heyelan yoğunluğunun sismik faktörlerle olan azalım ilişkisi açısından deprem kaynağından uzaklaştıkça üstsel bir azalım trendi gözlenmesine karşın literatürdeki genel kabüllerin aksine bu ilişki çok belirgin değildir (Şekil 9). Bu sonuç özellikle 2011 Van depreminin tetiklediği heyelanların yalnızca sismik faktörler tarafından kontrol edilmediğine işaret etmektedir.



Şekil 9. Heyelan noktasal yoğunluğunun (δ_{ls}) episantrdan ve faydan uzaklığa bağlı azalımı.

Figure 9. Decay of landslide point density (δ_{ls}) with distance from epicenter and surface rupture.

Çalışmada topoğrafyanın heyelan oluşum ve dağılımı üzerindeki etkisinin anlaşılması açısından röliyef (maksimum – minimum yükseklik farkı) ve eğim faktörleri de değerlendirilmiştir

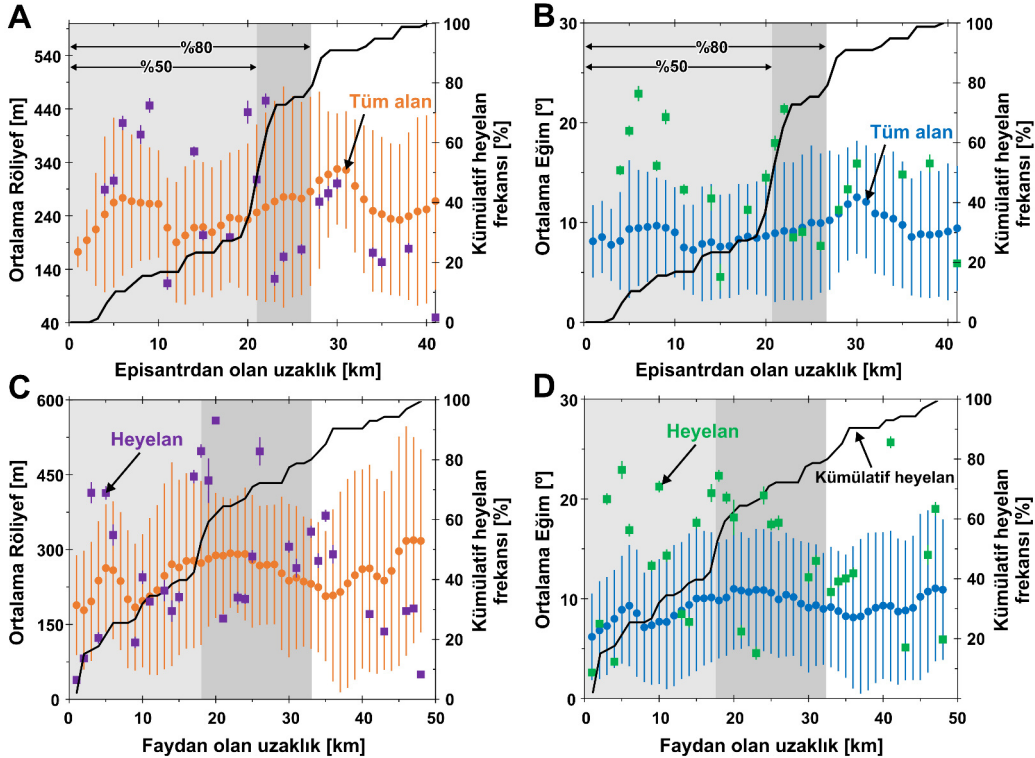
(Şekil 8c ve d). Bu bakımdan yanal yayılmalar hariç diğer heyelanların depremin etkilediği alanının ortalama röliyef (268 m) ve eğim (8°) değerlerinin üstünde olduğu belirlenmiştir. Yanal yayılmalar hariç tutulduğunda heyelanların ortalama röliyef değerleri 284 m ve eğim değerleri ise 15° 'dir. Heyelan yoğunluk değerlerinin özellikle yüksek ve engebeli alanlarda topoğrafik bakımdan bölgesel ortalamaların üzerinde olması deprem sonucu oluşan sismik dalgaların büyütme (ing. amplification) etkisinden kaynaklandığı söylenebilir. Söz konusu bu durum diğer bir çok deprem sonucu tetiklenen heyelanların oluşum ve dağılımlarını esas alan çalışmalarda da benzerdir (örn. Meunier vd., 2008; Owen vd., 2008; Dai vd., 2011; Görüm vd., 2014). Buna karşın sismik ve topoğrafik faktörlerin ortak etkisine bakıldığında (Şekil 10) dağılıma ilişkin belirsizliklerin her iki faktör dikkate alındığında azaldığı söylenebilir. Bu bakımdan episantra ve faya olan uzaklık için oluşturduğumuz 1 km'lik uzaklık bantları içindeki ortalama röliyef ve eğim değerlerine bakıldığında bunlar sırasıyla 140 m – 500 m ve 2° - 18° arasında değişmektedir. Genel olarak her iki sismik faktör için heyelanlar genel ortalamaların üzerindedir. Bölgesel ortalamaların altında kalan değerler ağırlıklı olarak yanal yayılmalara karşılık gelmektedir. Örneğin faydan olan uzaklıktaki heyelanların topoğrafik röliyef ve eğim değerlerine bakıldığında (Şekil 10c ve d); bu yanal yayılmaların fayın ilk üç kilometresinde, yirminci, yirmiüçüncü ve son kilometrelerinde düşük röliyef ve eğim değerlerine karşılık gelen kesimlerde geliştiği gözlenmektedir. Hem episantrdan hem de faydan olan uzaklıklara bakıldığında heyelanların %80'inin 1-32 km arasında olduğu ortaya konulmuştur. Bu zon aynı zamanda yapı stoğunun en fazla hasara uğradığı kesimdir.

Heyelan dağılımında dikkati çeken en belirgin olgu heyelanların %98'inin deprem kaynak fayının kuzeyinde, tavan bloğunda

gerçekleşmiş olmasıdır. Özellikle fay tipini dikkate alan önceki çalışmalarda (örn. Görüm vd., 2013) ters faylanmanın egemen olduğu depremlerde tetiklenen heyelanların %80'den fazlasının fayın tavan bloğunda yer aldığı ortaya koyulmuştur (Görüm vd., 2013 ve 2014). Söz konusu bu durum deprem anında görece olarak sabit taban bloğunda kalıcı deformasyonların gelişmemesinin yanı sıra düşük açılı faylarda kırılan fay düzleminin yüzeyde etkilediği alanın fazla olması ve geri yansıyan dalgalar için bir ayna görevi görmesinden kaynaklandığı nümerik modellerle ortaya koyulmuştur (Oglesby vd., 2000a ve 2000b). Deprem büyüklüğü ve benzer ters faylanma egemen depremlerle Van depreminin tetiklediği heyelan sayısı ve heyelandan etkilenen toplam alan açısından karşılaştırıldığında, Van depremi diğerlerine göre kıyaslanamayacak kadar düşük heyelan üretmiştir. Yüzey kırığı oluşturmayan kör fayların ürettiği depremler için de durum aynıdır. Buna karşın Van depremini benzer büyüklükteki ve fay tipindeki depremlerden ayıran en büyük özellik ise tavan bloğunun ortalama ve maksimum röliyef ve eğim değerlerinin düşüklüğüdür. Örneğin kör bir bindirme fayının kırılmasıyla oluşmuş 1994 Northridge depremi (Mw 6.7) tavan bloğunun ortalama topoğrafik röliyefi 460 m'nin üstündeyken yine benzer faylanma mekanizması ile oluşmuş 2010 Haiti depreminde (Mw 7.0) ise bu değerler 500 m'dir (Görüm vd., 2013). Bu değerler Van depremini oluşturan fayın tavan bloğunun röliyef değerlerinin hemen hemen iki katı kadardır.

3.2. Litolojinin Heyelan Gelişimi ve Dağılımı Üzerindeki Etkisi

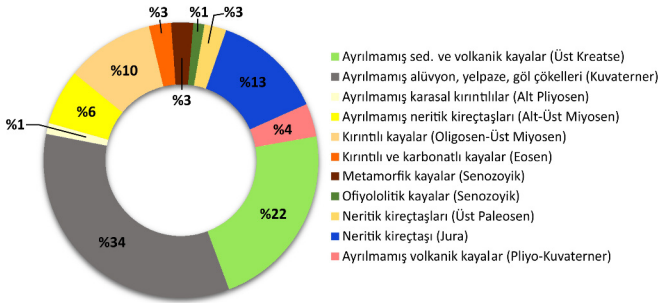
Litoloji de en az sismik ve topoğrafik faktörler kadar heyelan gelişimi ve dağılımı üzerinde etkin bir role sahiptir. Bu bakımdan depremden etkilenen alanda en fazla heyelan içeren litolojik birimler Kuvaterner alüvyon, yelpaze ve göl çökelleri ile Üst Kreteze sedimenter ve volkanikleridir (Şekil 11). Özellikle



Şekil 10. Episantrdan (A ve B) ve kaynak faydan uzaklığa (C ve D) bağlı olarak değişen bölgesel ve heyelanlara ait ortalama röliyef ve eğim değerleri. Çubuk barlar ± 1 standart sapmayı ifade eder.

Figure 10. Regional and landslide mean relief and slope values with respect to the distance from epicenter (A and B) and source fault (C and D). Linear bars denotes the ± 1 standart deviations.

dağlık alanları etkileyen küresel ölçekteki depremlerle litolojik bakımdan karşılaştırıldığında; Kuvaterner birimlerinin heyelan oluşumu bakımından bu denli öne çıkması çok sık gözlenen bir olgu değildir. Buna karşın Van depreminin gerçekleştiği alanda Kuvaterner çökellerinin mekansal yaygınlığı ve görel olarak küresel eşlenik (deprem büyüklüğü ve derinliği açısından) depremlere göre Van depreminde gerçekleşen düşük heyelan sayısı ve yoğunluğu bunun başlıca nedeni olarak gösterilebilir.



Şekil 11. Litolojik birimlerin heyelan oluşumlarına göre yüzdelik dağılımları.
Figure 11. Percentage distribution of lithological units with respect to the landslide occurrences.

Yapılan saha gözlemleri sırasında ortalama eğim ve röliyef değerlerinin üstündeki belirli litolojilerin duyarlılığının daha yüksek olduğunu gözlenmiştir. Özellikle düşmelerinin egemen olduğu depremde dayanımı görel olarak düşük, eklem ve çatlak sıklığı yüksek litolojik birimlerde heyelan sayısında belirgin artışlar belirlenmiştir. Depremden etkilenen alanın büyüklüğü dikkate alındığında litolojik birimlerin jeoteknik özellikleri buraya yansıtılmadığından bu konuda nicel değerlendirmelere yer verilememiştir.

4. Sonuç

23 Ekim 2011 Van depremi sonucu 2480 km²'lik bir alanda değişik tip ve boyutlarda 77 adet heyelan tetiklenmiştir. Bu heyelanlar egemen olarak düşmelerden oluşmaktadır. Genel olarak alanları 100-150 m²'nin altında olan heyelanlardan en yıkıcı olanı Erciş ilçesi Çelebibağ Mahallesi'nin güneyini etkileyen yanal yayılmadır. Saha gözlem ve haritalamalarına dayanan çalışmada, heyelanların jeolojik ve jeomorfolojik karakteristiklerine bağlı olarak beş farklı ortamda yoğunlaştığı tespit edilmiştir. Bu alanlardaki litoloji, yapı, jeomorfolojik süreçler ve topoğrafik koşullara göre oluşturulan alanlar içerisinde en fazla heyelan Özyurt Köyü'nün hemen kuzeydoğusunda bulunan kompleks tipte derin anakaya kaymasının yan yamaçlarında gerçekleşmiştir.

Çalışmada heyelan oluşum ve mekansal deseninin yalnızca tetikleyici faktörün (sismisite) dağılım özellikleri ile açıklanamayacağı, bunun topoğrafik ve litolojik koşullarla birlikte değerlendirildiğinde bir anlam ifade ettiği belirlenmiştir. Bu bakımdan heyelanların episantra ve faya uzaklık bakımından %80'inin 1-32 km arasında gerçekleştiği ve yanal yayılmalar hariç tutulduğunda ortalama röliyef ve eğim eşik değerlerinin sırasıyla 200 m ve 10° olduğu sonucuna ulaşılmıştır. Ayrıca çalışmada, gerçekleşmiş heyelanların %98'i deprem kaynak fayının tavan bloğunda olduğu tespit edilmiştir. Bununla birlikte, 23 Ekim 2011 Van depremi sonucu gerçekleşen heyelanları dünyada benzer faylanma ve büyüklük özelliklerine sahip depremlerle karşılaştığımızda Van depremi sonucu tetiklenen

heyelan sayısının ve heyelandan etkilenen alanın düşük olmasının temel nedeninin tavan bloğun ortalama eğim ve topoğrafik röliyef değerlerinin düşük olmasından kaynaklandığı sonucuna varılmıştır.

Katkı Belirtme

Saha çalışmaları süresince eşlik eden ve çalışmanın gerçekleşmesinde değerleri görüşleriyle katkı koyan Prof. Dr. Şükrü Ersoy'a, Y. Doç. Dr. İskender Dölek'e ve Jeolog Fevzi Arbatlı'ya ve ayrıca göstermiş oldukları misafirperverlik ve lojistik desteklerinden ötürü Silahtaroğlu Beton'a teşekkür ederim.

Kaynakça

- Acarlar, M., Bilgin, E., Elibol, E., Erkal, T., Gedik, İ., Güner, E., Hakyemez, Y., Şen, A.M., Oğuz, M.F., Umut, M., (1991). Van Gölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi. MTA Genel md. Jeoloji Etüt Dairesi Yayını, Rapor No: 9469, 94 s. (yayınlanmamış).
- AFAD (2011). Van depremi (23 ekim 2011) raporu. Deprem Dairesi Başkanlığı, Aralık 2011.
- Akyüz, S., Zabcı, C., Sacar, T. (2011). Preliminary report on the 23 October 2011 Van Earthquake, ITU, Istanbul, Turkey.
- Ambraseys, N. N., Melville, C. P. (1982). A history of Persian earthquakes. Cambridge university press, 213s.
- Arpat, E., Şaroğlu, F. (1975). Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 18(1), 91-101.
- Dai, F. C., Xu, C., Yao, X., Xu, L., Tu, X. B., Gong, Q. M. (2011). Spatial distribution of landslides triggered by the 2008 Ms 8.0 Wenchuan earthquake, China. Journal of Asian Earth Sciences, 40(4), 883-895.
- Daniell, J.E. and Vervaeck A. (2012). The CATDAT Damaging Earthquakes Database – 2011 – Year in Review. CEDIM Research Report 2012-01, Karlsruhe, Germany.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. And Şengör, A.M.C., (1986). Shortening of Continental Lithosphere: The Neotectonics of Eastern Anatolia-A Young Collision Zone. Geol. Soc. Spec. Publ., 19:3-37.
- Doğan, B., Karakaş, A., Karaağaç, S., 2011. 23.10.2011 tarihli Van (Bardakçı-Kozluca köyleri) Depremi Ön Değerlendirme Raporu. Kocaeli Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Kocaeli, İstanbul.
- Doğan, B., Karakaş, A. (2013). Geometry of co-seismic surface ruptures and tectonic meaning of the 23 October 2011 Mw 7.1 Van earthquake (East Anatolian Region, Turkey). Journal of Structural Geology, 46, 99-114.
- Emre, Ö., Duman T.Y., Özalp, S., Elmacı, H. (2011). 23 Ekim 2011 Van depremi saha gözlemleri ve kaynak faya ilişkin ön değerlendirmeler. MTA, Ankara.
- Eriç, S., 1953. Doğu Anadolu Coğrafyası. İstanbul Üniversitesi Edebiyat Fakültesi Coğrafya Enstitüsü yayınları No.15, İstanbul (IV), 124 syf.
- Ersoy, S., Görüm, T., Arbatlı, F., Dölek, İ., (2011). 23 Ekim Van Depremi (Mw 7.2) Jeolojik ve Jeomorfolojik Ön Değerlendirme Raporu. Yıldız Teknik Üniversitesi, Doğa Bilimleri Araştırma Merkezi, İstanbul.
- Gorum, T., Fan, X., vanWesten, C.J., Huang, R., Xu, Q., Tang, C., Wang, G., (2011). Distribution pattern of earthquake-induced landslides triggered by the 12 May 2008 Wenchuan earthquake. Geomorphology 133, 152–167.
- Gorum, T., Korup, O., van Westen, C. J., van der Meijde, M., Xu,

- C., van der Meer, F. D. (2014). Why so few? Landslides triggered by the 2002 Denali earthquake, Alaska. *Quaternary Science Reviews*, 95, 80-94.
- Gorum, T., van Westen, C. J., Korup, O., van der Meijde, M., Fan, X., van der Meer, F. D. (2013). Complex rupture mechanism and topography control symmetry of mass-wasting pattern, 2010 Haiti earthquake. *Geomorphology*, 184, 127-138.
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406-421.
- Keefer, D. K. (2002). Investigating landslides caused by earthquakes—a historical review. *Surveys in Geophysics*, 23(6), 473-510.
- Ketin, İ., (1977). Van Gölü ile İran Sınırı Arasındaki Bölgede Yapılan Jeoloji Gözlemlerinin Sonuçları Hakkında Kısa bir Açıklama. *T. J. K. Bülteni*, 20-2: 79-85.
- Kuzucuoğlu C, Christol A, Mouralis D, Doğu AF, Akköprü E, Fort M, Brunstein D, Zorer H, Fontugne M, Karabiyikoğlu M, Scaillet S. (2010). Formation of the Upper Pleistocene terraces of Lake Van (Turkey). *Journal of Quaternary Science*, 25(7), 1124-1137.
- MTA, (2002). 1:500 000 ölçekli Türkiye jeoloji haritaları, Van Paftası. MTA Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Meunier, P., Hovius, N., Haines, J. A. (2008). Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(3), 221-232.
- Oglesby, D. D., Archuleta, R. J., & Nielsen, S. B. (2000a). The three-dimensional dynamics of dipping faults. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(3), 616-628.
- Oglesby, D. D., Archuleta, R. J., & Nielsen, S. B. (2000b). Dynamics of dip-slip faulting: Explorations in two dimensions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B6), 13643-13653.
- Owen, L. A., Kamp, U., Khattak, G. A., Harp, E. L., Keefer, D. K., & Bauer, M. A. (2008). Landslides triggered by the 8 October 2005 Kashmir earthquake. *Geomorphology*, 94(1), 1-9.
- Özkaymak, Ç. (2003). Van Şehri ve Yakın Çevresinin Aktif Tektonik Özellikleri. *Yüzüncü Yıl Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (Yüksek Lisans Tezi, basılmamış)*, 76 s.
- Rodriguez, C. E., Bommer, J. J., Chandler, R. J. (1999). Earthquake-induced landslides: 1980–1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18(5), 325-346.
- Şaroğlu, F., Güner, Y., (1981). Doğu Anadolu'nun Jeomorfolojik Gelişimine Etki Eden Ögeler; Tektonik, Volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24: 39-50.
- Şengör A.M.C. and Kidd W.S.F., (1979). Post-collisional Tectonics of the Turkish Iranian Plateau and a Comparison with Tibet. *Tectonophysics*, 55: 361-376.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., (1983). Türkiye'de Tetis'in Evrimi: Levha Tektoniği Açısından bir Yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri Özel Dizisi*, no. 1, İstanbul.
- USGS, (2011). U.S. Geological Survey National Earthquake Information Center, <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2011/usb0006bqc/>
- Varnes, D.J., (1978). Slope movement types and processes. In R.J. Schuster and R.J. Krizek (editors), *Landslides, Analysis and Control: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington, DC., Special Report 176*, pp. 11-33.
- Wasowski, J., Del Gaudio, V. (2000). Evaluating seismically induced mass movement hazard in Caramanico Terme (Italy). *Engineering Geology*, 58(3), 291-311.