



MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MÜDÜRLÜĞÜ

8 MART 2010 BAŞYURT-KARAKOÇAN (ELAZIĞ) DEPREM  DEĞERLENDİRME RAPORU

JEOLOJ  ET TLER  DAİRESİ

MART-2010

ANKARA



MADEN TETKİK VE ARAMA GENEL MüDüRLüğü

8 MART 2010 BAŞYURT-KARAKOÇAN (ELAZIĞ) DEPREMİ DEĞERLENDİRME RAPORU

Dr. Ömer EMRE
Dr. Tamer Y. DUMAN
Dr. Selim ÖZALP
Hasan ELMACI

Rapor No:

JEOLojİ ETÜTLERİ DAİRESİ

MART-2010

ANKARA

İÇİNDEKİLER

	Sayfa No
İÇİNDEKİLER	I
1. GİRİŞ	1
2. BÖLGEDEKİ DİRİ FAYLARIN ÖZELLİKLERİ	1
2.1. Doğu Anadolu Fayı	5
2.1.1. Genel Özellikleri	5
2.1.2. Karlıova-Hazar Gölü Arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Segment Yapısı ve Özellikleri	6
2.1.2.1. Gökdere Yükseliminin Yapısal ve Morfotektonik Özellikleri ...	9
3. 8 MART 2010 BAŞYURT-KARAKOÇAN DEPREMİ	15
3.1. Sismolojik Veriler	15
3.2. Olası Kaynak Fay ve Özellikleri	18
3.3. 8 Mart 2010 Depremi Sonrası Yakın Çevre Diri Faylarının Deprem Potansiyelinin Değerlendirilmesi	19
3.4. Depremde Gelişen Kütle Hareketleri	20
3.5. Hasar Dağılımına Etki Eden Jeolojik Faktörler	21
4. DEĞİNİLEN BELGELER	27

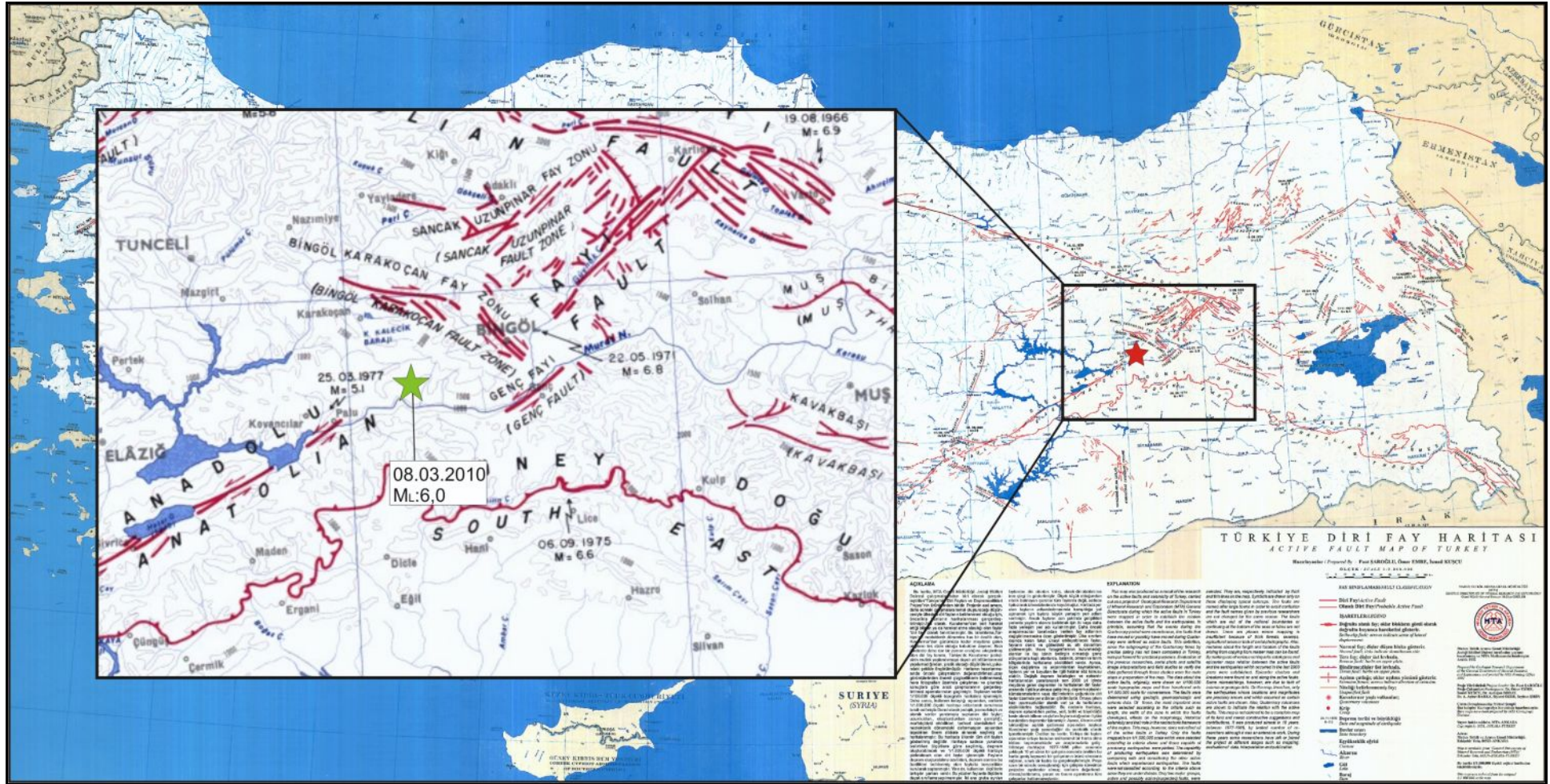
1. GİRİŞ

8 Mart 2010 günü saat 04:32'de Doğu Anadolu Bölgesi'nde Elazığ, Bingöl, Tunceli, Muş, Diyarbakır, Erzurum yöresinde geniş bir alanda hissedilen Mw:6.1 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir (Şekil 1). KRDAE kayıtlarına göre depremin dış merkezi (koordinatlar: 38,8070 K – 40,0998 D, KRDAE) Elazığ ili, Karakoçan ilçesi, Başyurt beldesi yakın doğusuna rastlar. Ana şoku takiben bölgede üçü M_L : 5.0 'dan büyük olmak üzere çok sayıda artçı sarsıntı gerçekleşmiştir. Deprem, Elazığ ilinin Kovancılar, Karakoçan ve Palu ilçeleri ile Bingöl merkez ilçeye bağlı bazı köylerinde can kaybı ve yapı hasarlarına yol açmıştır. 42 yurttaşımız hayatını kaybetmiş, 137 kişi yaralanmış, Elazığ iline bağlı 82 yerleşmede 1580'ini ağır olmak üzere toplam 2558 konut, Bingöl merkez ilçeye bağlı 4 köyde ise 115 konut ağır hasar görmüştür (Elazığ ve Bingöl valilikleri web sayfaları).

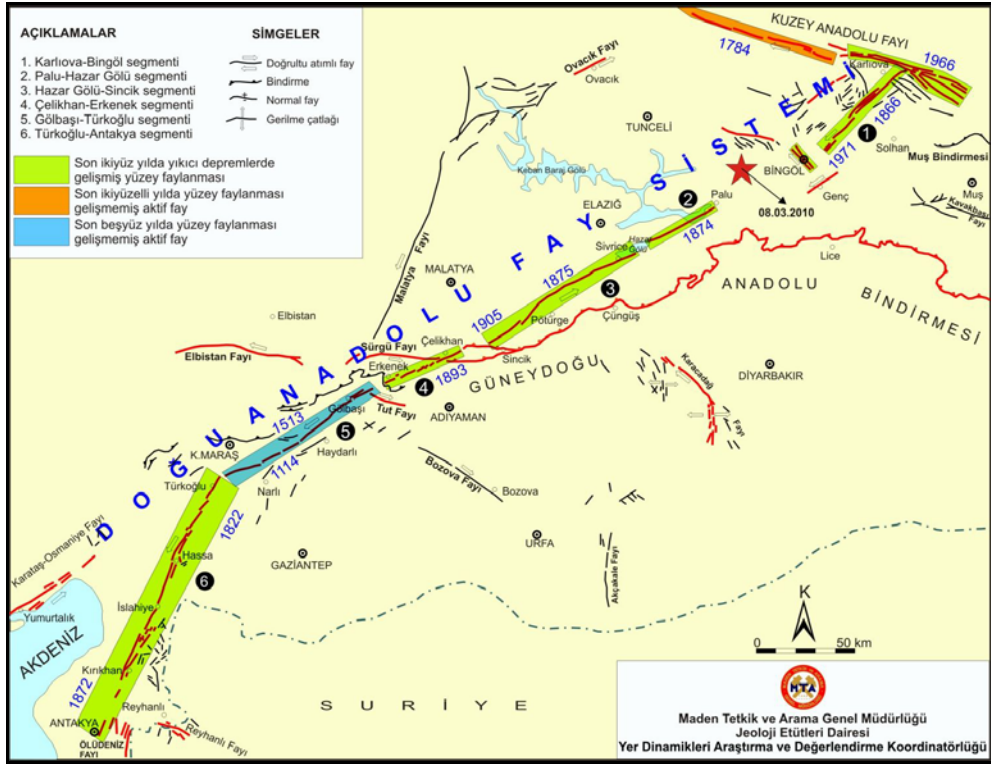
Depremin ilk günü Genel Müdürlüğümüzce afet bölgesinde jeolojik ve depremin kaynak fay özelliklerini incelemek üzere dört kişilik bir araştırma ekibi görevlendirilmiştir. Bu rapor, Genel Müdürlüğümüzün bölgeye ilişkin daha önceki çalışmaları ışığında adı geçen ekibin beş gün süren arazi çalışmaları sonucunda depreme yönelik olarak yaptığı jeolojik gözlem ve değerlendirme sonuçlarını içermektedir.

2. BÖLGEDEKİ DİRİ FAYLARIN ÖZELLİKLERİ

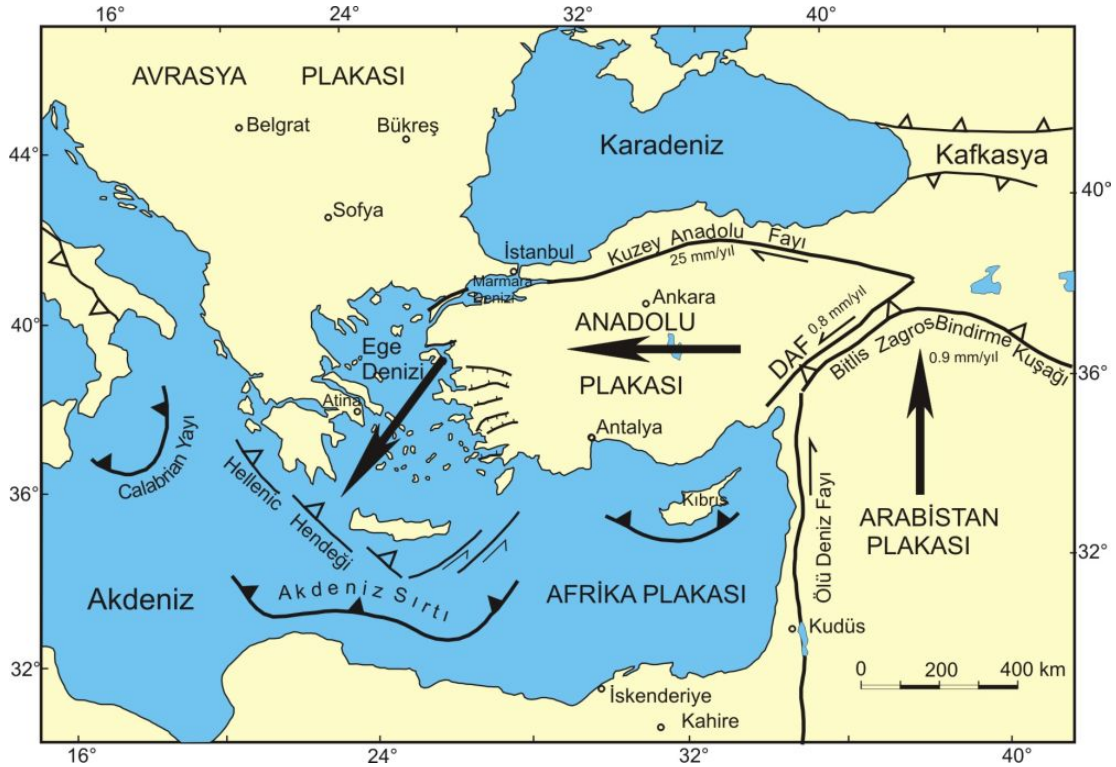
8 Mart 2010 depremi Türkiye'nin güncel tektonik çatısında Kuzey Anadolu Fayı (KAF)'ndan sonra ikinci büyük dönüşüm (transform) fay sistemi olan Doğu Anadolu Fayı (DAF) zonuna rastlar (Şekil 2). DAF, KAF ile birlikte Arap-Afrika levhası ile Avrasya levhası arasında gerçekleşen kıta-kıta çarpışması sonucu ortaya çıkan bir dönüşüm fayıdır. Bu iki fay Bingöl kuzeydoğusundaki Karlıova üçlü birleşmesinden başlar. Günümüz tektonik süreçleri altında Karlıova üçlü birleşmesi doğusunda kalan Doğu Anadolu K-G yönlü sıkışmalı tektonik rejimi altındadır. KAF ve DAF dönüşüm fayları tarafından sınırlandırılan Anadolu bloğu ise batıya doğru hareket etmektedir (Şekil 3) (Şengör ve diğerleri, 1985). En son deprem Anadolu bloğunun doğusunda, DAF zonunda meydana gelmiştir. Depremin merkez üstü bölgesi yakın çevresinin güncel tektoniğinde DAF ana tektonik yapıdır. Bölgesel neotektonik çatı içinde depremin meydana geldiği bölge aynı zamanda, Türkiye'nin neotektonik evriminde en önemli yapılardan biri olan Güneydoğu Anadolu bindirmesinin apeksinde yer alır. DAF ile bu bindirme arasında sağ yönlü doğrultu atımlı Yayla fayı uzanır (Şekil 4). Kuzeyde yer alan Bingöl-Karakoçan fay zonu ise KB-GD genel doğrultusunda DAF'na çapraz uzanan, sağ yönlü doğrultu atımlı diğer bir diri fay sistemidir. DAF'nın Palu-Göynük segmentleri arasında gelişmiş Gökdere yükselimine bağlanan bu fay yaklaşık 100 km uzunluğundadır. Son depremin kaynak fayının tanımlanması açısından DAF'nın genel ve bölgeye ilişkin yapısal ve morfolojik özellikleri önem taşımaktadır. Bu nedenle aşağıda DAF'na ilişkin genel bir bilgilendirme sunulmuştur.



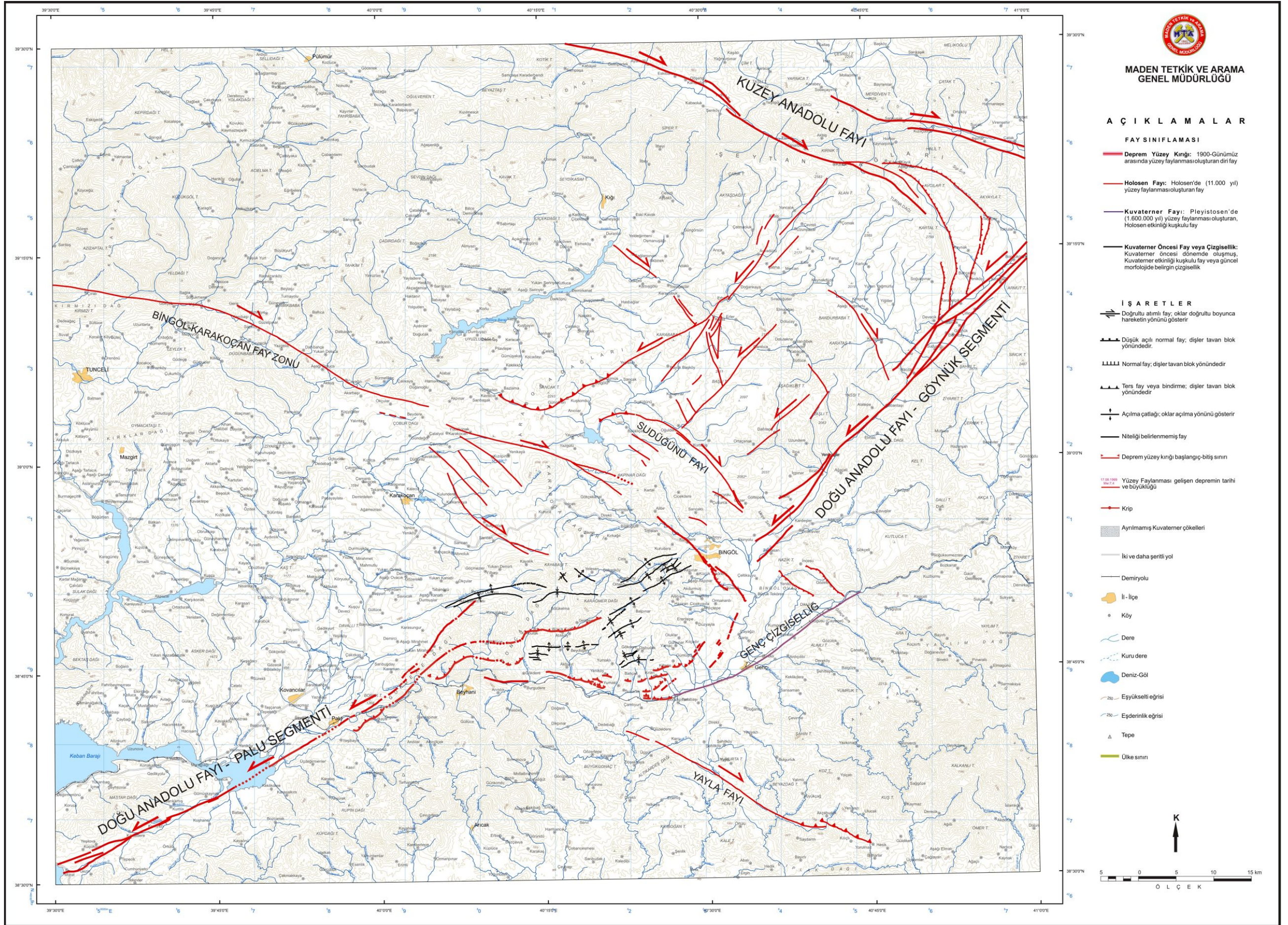
Şekil 1. 8 Mart 2010 Başyurt-Karakoçan (Elazığ) Depremi'nin MTA tarafından yayımlanmış Türkiye Diri Fay haritası (Şaroğlu ve diğ., 1992a) üzerindeki yeri.



Şekil 2. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun ana segmentleri ve 1822-1971 tarihleri arasında büyük depremlerde gelişmiş yüzey kırıkları ile 8 Mart 2010 depremini gösterir harita (Şaroğlu ve diğerleri, 1992b'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 3. Doğu Akdeniz'in aktif tektonik haritası. İçi dolu üçgenli çizgiler aktif dalma-batma zonlarını, içi boş üçgenli çizgiler karalardaki aktif bindirme kuşaklarını ve kalın çizgili hatlar normal fayları göstermektedir. Büyük koyu oklar litosferik plakaların hareket yönünü işaret etmektedir (Okay ve diğerleri, 2000'den değiştirilerek alınmıştır).



Şekil 4. Palu (Elazığ)-Bingöl dolayının diri fay haritası.

2.1. Doğu Anadolu Fayı

2.1.1. Genel Özellikler

8 Mart 2010 depreminin meydana geldiği Doğu Anadolu Fayı, Karlıova-Antakya arasında, KD-GB genel doğrultusunda, toplam 580 km uzunluğunda sol yönlü doğrultu atımlı bir dönüşüm (transform) fayıdır (Arpat ve Şaroğlu, 1972). Bu dönüşüm fayı, Doğu Akdeniz'in güncel tektonik yapısında Arap plakası ve Doğu Anadolu Yığılma Prizması ile Anadolu bloğu arasında levha sınırı oluşturur (McKenzie, 1972, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör ve diğerleri, 1985). Türkiye'yi de içine alan Doğu Akdeniz bölgesinin güncel tektoniğinde DAF, KAF ile birlikte Anadolu bloğunun batıya doğru kaçışını sağlayan ana tektonik yapılardan biridir (Şekil 3) (McKenzie, 1978; Şengör ve diğerleri, 1985). GPS ölçümleri fayın Karlıova-Türkoğlu arasındaki bölümünde güncel kayma hızının ortalama 9 ± 0.2 mm/yıl, Türkoğlu-Antakya bölümünde ise 6.8 ± 0.3 mm/yıl olduğunu göstermektedir (Reilinger ve diğerleri, 2006). Fayın geneline ilişkin yapılan çalışmalardan Şaroğlu ve diğerleri (1992b) oluşum yaşı için Geç Pliyosen ve toplam atım için 20-25 km, Herece (2009) ise oluşum yaşı için Geç Pliyosen-Pleyistosen sınırı ve değişik segmentler üzerinde 14.5 ile 24 km arasında değişen atımlar önermiştir. Önerilen bu yaş ve atımlara göre Karlıova-Türkoğlu arasında DAF boyunca jeolojik kayma hızının yaklaşık 8-9 mm/yıl olduğu söylenebilmektedir. Bu değer GPS ölçümlerinden elde edilen kayma hızı ile uyumludur.

580 km uzunluğundaki DAF, kuzeydoğu ucunda KAF ile kesiştiği Karlıova üçlü birleşmesinden başlar. Güneydoğu ucunda ise fay Ölü Deniz Fayı, Reyhanlı Fayı ve kendisi arasındaki üçlü birleşmede yer alan Amik Gölü'nde sonlanır. Karlıova-Türkoğlu arasında K50-67°D arasında değişen genel doğrultularda uzanan fayın Türkoğlu-Antakya arasında kalan bölümü ise K34°D genel doğrultuludur (Şaroğlu ve diğerleri, 1992b). Karlıova-Bingöl arasında genelde neotektonik dönem kaya topluluklarında izlenen DAF, Palu-Kahramanmaraş arasında Güneydoğu Anadolu Bindirme kuşağı ve bu kuşakta yer alan çeşitli yaş ve türdeki kaya topluluklarını keser. Güneybatı ucunda ise fay Amanos dağı yükselimini oluşturan paleotektonik dönem kaya toplulukları ile Karasu grabeni arasında uzanır. Segmentler arasındaki sıkışmalı sıçramalarda gelişmiş basınç sırtı ve dağları, açılmalı sıçramalarda gelişmiş çek-ayır havzaları, çizgisel gidişli fay vadileri, sol yönde ötelenmiş akarsu ağı ve diğer topografik yapılar DAF'nın Kuvaterner ve Holosen aktivitesini gösteren jeomorfolojik oluşumlardır.

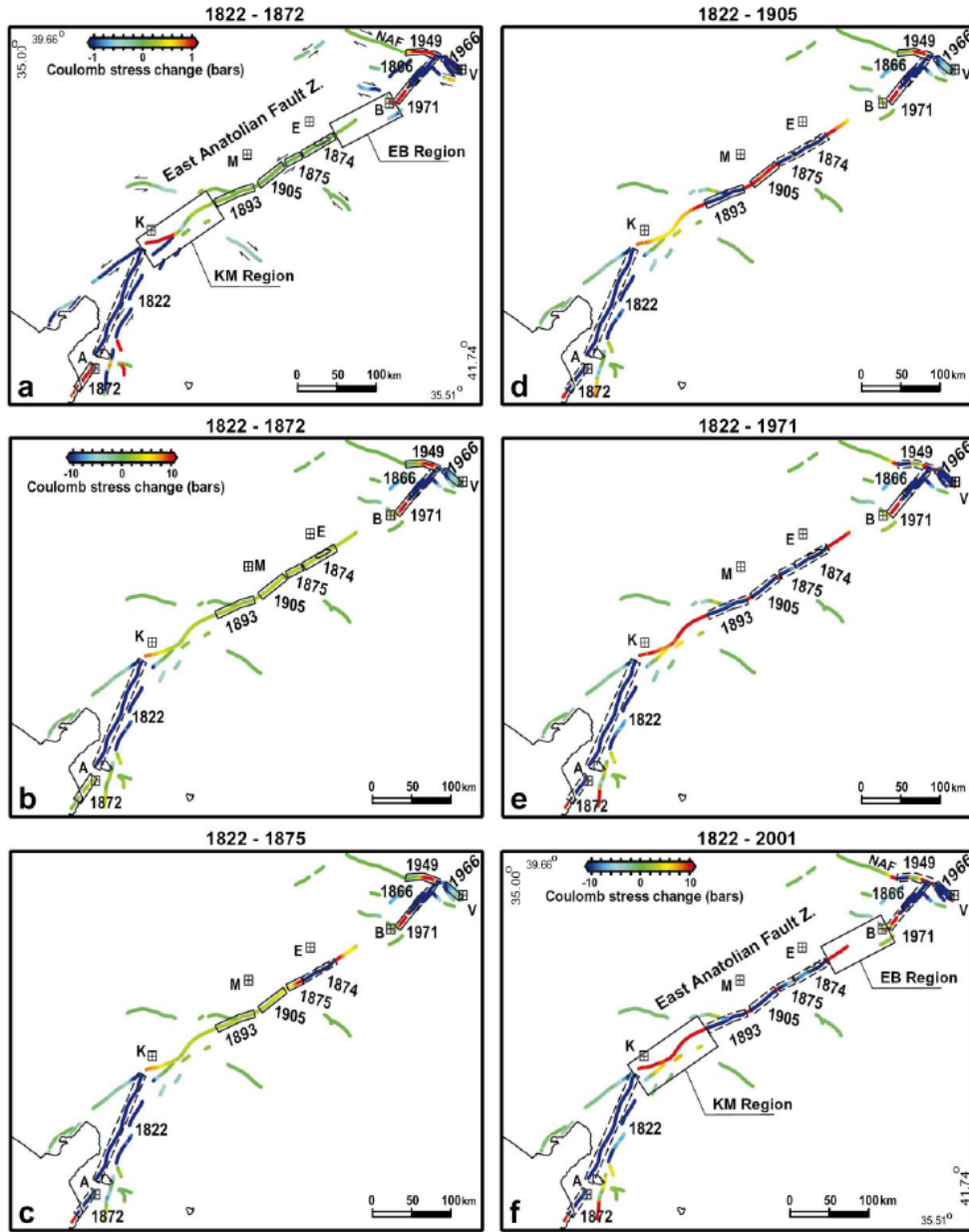
DAF, uzunlukları 45 ile 145 km arasında değişen 6 ana yapısal bölümden oluşur (Şekil 2). Kuzeydoğudan güneybatıya doğru bunlar Karlıova-Bingöl, Palu-Hazar Gölü, Hazar Gölü-Sincik, Çelikhhan-Erkenek, Gölbaşı-Türkoğlu ve Türkoğlu-Antakya bölümleridir (Şaroğlu ve diğerleri, 1992b). Fayın bu ana bölümleri aralı-aşmalı açılmalı ve sıkışmalı sıçrama veya bükümlerle birbirinden ayrılmaktadır. Söz konusu yapısal bölümlerden bazıları kendi içinde fay segmentlerine ayrılır. Karlıova-Bingöl ve Palu-Hazar Gölü bölümleri arasında Gökdere yükselimi, Hazar Gölü-

Sincik ve Çelikhhan-Erkenek bölümleri arasındaki Sincik yükselimi fayın ana yapısal bölümleri arasındaki sıkışmalı sıçramalarda gelişmiş morfotektonik yapılardır (Şaroğlu ve diğerleri, 1987, 1992b; Herece, 2009). Palu-Hazar Gölü ile Hazar Gölü-Sincik bölümü arasındaki Hazar Gölü havzası, Çelikhhan-Erkenek bölümü ile Gölbaşı-Türkoğlu bölümleri arasındaki Gölbaşı havzaları ise fayın sayılan ana bölümleri arasındaki açılmalı sıçramalarda gelişmiş çek-ayır havzalarıdır. Türkoğlu-Antakya ile Gölbaşı-Türkoğlu bölümleri ise açılmalı bir büküm (bend) ile birbirine bağlanır.

Tarihsel ve aletsel dönemde DAF yıkıcı büyüklükte depremler üretmiştir. Tarihsel depremlerde fay zonu ve yakın çevresinde yer alan kentlerde yapı hasarları ve çok sayıda can kaybı meydana geldiği bilinmektedir (Ambraseys, 1989). 19. yüzyılda, 1866-1893 yılları arasında fayın değişik segmentlerinde yıkıcı büyüklükte altı deprem meydana gelmiştir (Şekil 2). 20 yüzyılda ise fay boyunca bu deprem serisi içindeki sismik boşluklara karşılık gelen bölümlerde orta büyüklükte yıkıcı depremler gelişmiştir. 1905 Sincik, 1971 Bingöl, 1977 Palu depremleri bu sismik boşluklardan kaynaklanmıştır. Yapılan modellemeler, DAF üzerindeki 19 ve 20. yüzyıldaki deprem serisinde, KAF'ndaki 20.yüzyıl deprem serisi gibi birbirini düzenli izleyen bir seyir izlemese de her depremin komşu segmentlere stres aktararak, bu segmentler üzerinde yeni depremlerin hazırlayıcısı olduğu göstermektedir (Şekil 5) (Nalbant ve diğerleri, 2002). 19 ve 20 yüzyılda gelişen büyük depremler açısından değerlendirildiğinde fayın Gölbaşı-Türkoğlu bölümü ile Bingöl-Palu arasında yaklaşık 50 km uzunluktaki Gökdere sıkışmalı sıçramasında herhangi bir büyük depremin gelişmediği görülür (Şekil 5). 19 ve 20 yüzyıldaki deprem oluşumlarının seyri dikkate alınarak 8 Mart 2010 depremi öncesinde bu iki alan, DAF zonunda deprem beklentisi en yüksek olan sismik boşluklar olarak önerilmiş bulunuyordu (Şekil 5) (Nalbant ve diğerleri, 2002). Fayın Gökdere sıkışmalı sıçramasında gerçekleşen Mw: 6.1 büyüklüğündeki 8 Mart 2010 Başyurt-Karakoçan depremi söz konusu öngörüü doğrulamıştır.

2.1.2. Karlıova-Hazar Gölü Arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Segment Yapısı ve Özellikleri

8 Mart 2010 depreminin ana şoku ve artçı depremleri DAF'nın Palu-Bingöl arasında kalan kesimine rastlar. Sol yönlü doğrultu atımlı bir dönüşüm fayı olan DAF, Bingöl- Palu arasında yaklaşık 45 km uzunluk ve 20-25 km genişlikte bir alanda, Palu ve Göynük segmentleri arasındaki sağa sıçramada gelişmiş ters fay ve kıvrımlardan oluşan sıkışmalı tektonik yapılarla temsil edilen geniş bir deformasyon zonuna dönüşür. Bingöl ovası ile Palu arasında Murat Nehri tarafından antosedant yerleşimli derin boğazlarla kat edilen (Şaroğlu ve diğerleri, 1987) bu sıkışma bölgesi morfotektonik olarak Gökdere yükselimi olarak adlanmıştır (Emre ve diğerleri, 2003).



Şekil 5. 1822'den günümüze DAF boyunca stresin evrimi. Her panelde, kırılmış fay segmentleri kesikli çerçeve ile, kırılmamış olanlar ise koyu çerçeve ile gösterilmiştir (Nalbant ve diğerleri, 2002).

DAF zonundaki en büyük sıkışmalı sıçramayı temsil eden Gökdere yükselimi fayın Karlıova-Bingöl ve Palu-Hazar Gölü bölümleri arasında yer alır (Arpat ve Şaroğlu, 1972). Karlıova-Bingöl bölümü toplam 68 km uzunluğundadır. Bu bölümü Karlıova ve Göynük olmak üzere iki fay segmentinden oluşur (Şekil 6). DAF'nın kuzeydoğu ucunda yer alan Karlıova segmenti 37 km uzunluğundadır. Bu segment 1866 Karlıova depremine kaynaklık etmiştir (Ambraseys ve Jackson, 1998). 42 km uzunluğundaki Göynük segmenti Göynük ve Bingöl kent merkezleri arasında K45°D genel doğrultuludur. Segment Ms: 6.8 büyüklüğündeki 22 Mayıs 1971 depremine kaynaklık etmiştir (McKenzie, 1978; Jackson ve McKenzie, 1984; Taymaz ve diğerleri, 1991). Bu depremde segment boyunca belirli aralıklarla parçalar halinde izlenebilen sol yönlü doğrultu atımlı yüzey faylanması izlenmiştir (Arpat, 1971; Seymen ve Aydın, 1972). Aynı depremde KB-GD genel uzanımında

DAF'na çapraz uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı Bingöl-Karakoçan fay zone (Şaroğlu ve diğerleri, 1987, 1992a)'nın Bingöl ovası batısına rastlayan güney ucunda sağ yönlü doğrultu atımlı yüzey faylanması oluşmuştur (Arpat, 1971). Göynük segmentinin batı ucundaki KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı yüzey faylanması geliştiği Bingöl-Karakoçan fay zone Gökdere yükselimini doğudan sınırlar. DAF'nın Karlıova-Bingöl arasındaki kesimi için paleosismolojik veri yoktur. Bu nedenle fayın bu kesiminde büyük depremlerin tekrarlanma aralığı bilinmemektedir.

Şekil 6. DAF'nın Karlıova-Hazar Gölü arasında izlenen kesimine ilişkin harita (Arpat ve Şaroğlu, 1972).

sırt ve dereler, topografik boyunlar ve doğrultu atımla gelişmiş fay basamakları fayın sol yönlü doğrultu atımlı ve diri olduğunu gösteren jeomorfolojik bulgulardır. İsağılı mezrası yakın batısındaki vadide bu fayın düzlemi 70-75° GD'ya eğimlidir. Palu segmentinin doğu kuyruğunda yer alan diğer bir fay ise yukarıda açıklanan fay parçasının güneyinde, toplam 8 km uzunluğundadır. Yüksekova karmaşığı içindeki volkanitlerde izlenen KD-GB uzanımlı bu fay parçası doğu ucunda D-B doğrultusunu kazanarak daha doğuda Gökdere yükselimi içinde yer alan bir ters faya birleşir (Şekil 4). 8 Mart 2010 depreminin ana şoku ve artçı depremleri Palu segmentinin doğu ucunda yer alan ve toplam 15 km uzunluğundaki bu parçalı fay zonunda yoğunlaşır.

Palu segmenti üzerinde ilki 14 Ocak 1874, ikincisi ise 29 Nisan 1874 tarihinde olmak üzere yıkıcı büyüklükte iki deprem meydana gelmiştir (Ambraseys, 1989; Ambraseys ve Jackson, 1998; Herece, 2009). Tarihsel kayıtlara göre bu depremlerdeki hasar dağılımı ilk depremde segmentin doğusundaki yerleşmelerde, ikincisinde ise Hazar Gölü yakın çevresinde yoğunlaşır. Depremlerdeki hasar dağılımı ile fayın geometrisi karşılaştırıldığında ilk depremin Palu segmentinin ana gövdesi üzerinde, ikinci depremin ise hazar Gölü çek-ayır havzasını sınırlayan fay üzerinde meydana geldiği yorumlanabilir. Tarihsel ve paleosismolojik bulgular her iki depremde yüzey faylanması geliştiğini göstermektedir (Ambraseys ve Jackson, 1998; Çetin ve diğerleri, 2003). 1874 deprem kırığına ilişkin mikromorfolojik yapılar günümüzde izlenebilmektedir. Segmentin batı bölümünde bu deprem kırığı üzerinde 2.6 m sol yönlü yerdeğiştirme ölçülmüştür (Herece, 2009). Palu segmenti üzerinde 1874 depremi öncesinde yüzey faylanması ile sonuçlanmış daha eski depremleri belirleyebilecek doğrudan paleosismolojik veri yoktur. Bu nedenle segment üzerinde yüzey faylanması gelişen büyük depremlerin tekrarlanma aralığı konusunda yorum yapılamamaktadır. Holosen'deki yerdeğiştirmelere dayalı yaşlandırmalar segmentin kayma hızını 11 mm/yıl olarak önermektedir (Çetin ve diğerleri, 2003). Uzun dönem jeolojik ötelenmeler bu segment için 8-9 mm/yıllık kayma hızı önermektedir (Herece, 2009). GPS ölçümleri ise DAF'nın bu kesimi için 9-10 mm'lik güncel kayma hızı önermektedir (McClusky ve diğerleri, 2003; Reilinger ve diğerleri, 2006). 1874 depremi esas alındığında önerilen bu kayma hızlarına göre 1874-Günümüz arasında segment üzerinde yaklaşık 1.4 m'lik yerdeğiştirmeye karşılık gelen strain birikimi olduğu söylenebilmektedir.

2.1.2.1. Gökdere Yükseliminin Yapısal ve Morfotektonik Özellikleri

Şekil 4'te yapı haritası verilen Gökdere Yükselimi, DAF'nın Göynük ve Palu segmentleri arasındaki sıkışmalı sıçramada gelişmiş bir morfotektonik yapıdır. Yükselim D-B uzanımında yaklaşık 45 km uzunlukta, K-G uzanımında ise 20-25 km genişlikte olup dünyada, kıta içi aktif dönüşüm faylarında izlenen büyük boyutlu sıkışmalı sıçramalara örnektir. Bu sıçramada, DAF'nın genel geometrisinde 17°'lik bir doğrultu değişimi gerçekleşir. Yapısal olarak yükselim doğuda DAF'nın Göynük segmenti ile KB-GD uzanımlı sağ yönlü doğrultu atımlı Bingöl-Karakoçan fay zonu kesişmesinden başlar. Literatürde aktif olarak tanımlanmış Genç Fayı (Arpat, 1971; Arpat ve Şaroğlu, 1972; Şaroğlu ve diğerleri, 1987, 1992a,b) yükselimi güneydoğudan sınırlar. Ancak,

tarafımızca yapılan hava fotoğrafı analizi ve arazide birkaç alanda yapılan sınırlı gözlemler, Genç fayının varlığının tartışmalı olabileceğini göstermiş ve bu nedenle Şekil 4'de verilen haritada bu yapı çizgisellik olarak tanımlanmıştır. Dolayısıyla Genç fayının Gökdere yükselimi ile olan yapısal ilişkileri belirsizdir. Yükselim batıda Palu segmenti ile bağlantılıdır. Palu segmentinin doğusunda yer alan iki fay parçasından kuzeyde, Aşağı Demirci-Sarıbuğday arasında uzanan fay Gökdere yükseliminin kuzeybatısını dıştan sınırlar. Aynı alanda güneydeki fay parçası ise Palu segmenti ile Gökdere yükselimi içindeki yapıları birbirine bağlar.

Gökdere yükseliminin jeoloji haritası Şekil 7'de verilmiştir. Yükselim güneyden Murat Nehri vadisi tarafından sınırlanır. Gökdere-Genç arasında bu vadinin güneyinde Pötürge ve Bitlis metamorfikleri, kuzeyinde ise Erken Pliyosen yaşlı detritik ve volkanitler ile Murat Nehri'nin taraçaları ve alüvyon yelpazesi çökellerinden oluşan Kuvaterner çökelleri yer alır. Yükselimin batı yarısının tektono-stratigrafisinde Bitlis kenet kuşağını oluşturan metamorfikler en alt kaya topluluğunu oluşturur. Metamorfikler üzerine tektonik dokanakla Maden karmaşığı, bunun üzerinde ise yine tektonik dokanakla Yüksekova karmaşığı içindeki magmatikler (Elazığ magmatitleri) yer alır. Üst Eosen yaşlı Kırkgeçit formasyonu bu birimleri uyumsuz olarak üzerler (Perinçek ve diğerleri, 1987). Şekil 7'de verilen jeoloji haritasına göre Gökdere-Bingöl arasında, yükselimde genelde Erken Pliyosen yaşlı sedimenter bir istif olan Karabakır formasyonu (Perinçek ve diğerleri, 1987) ile bunun üzerinde gelen Solhan formasyonu yüzeylemektedir. Ancak, tarafımızca yapılan saha gözlemlerinde yükselimin Bingöl batısına rastlayan kesimlerindeki antiklinal çekirdeklerinde, Solhan formasyonu olarak tanımlanmış volkanitlerin muhtemelen Yüksekova karmaşığı içindeki Elazığ magmatitlerine karşılık geldiği ve Solhan formasyonu ile bu volkanitler arasında Adilcevaz kireçtaşlarının yer aldığı görülmüştür.

Yükselim morfolojik olarak doğudan Kuvaterner alüvyonları ile doldurulmuş Bingöl havzası ile sınırlanır. Bingöl havzası ile Palu arasında yükseltisi 2000 m'yi aşan (Karaömer dağı 2245 m) Gökdere yükselimi D-B akışlı Murat Nehri tarafından dar bir antesedant boğazla katedilir. Geç Pliyosen-Kuvaterner'de Murat Nehri vadisinde bu antesedant boğazda yaklaşık 1000 m'lik gömülme gerçekleşmiştir. Boğazdaki vadi gömülmesi Gökdere sıkışmalı sıçramasında aynı zaman aralığındaki tektonik yükselmeye karşılık gelir. Gökdere yükselimin Bingöl havzasına bakan GD yamaçlarında alüvyon yelpazesi ve Murat Nehri'nin taraçalarından oluşan Pleyistosen ve Holosen çökelleri yaygındır. Bu alandaki taraçalar tektonik yükselme nedeniyle topografik olarak Murat vadisinin güneyindeki eşlenikleri olan taraçalardan daha yüksek kotlarda yer alır.

Gökdere yükselimi içindeki aktif tektonik yapılar sol yönlü doğrultu atımlı bileşenli ters fay ve kıvrımlardan oluşur. Doğrultuları açısından değerlendirildiğinde bu yapılar yükselimin batısında yaklaşık 20-25 km uzunluğundaki bir alanda D-B genel doğrultulu, buna karşın yine yaklaşık 20-25 km uzunluğundaki doğu yarısında ise KD-GB genel doğrultuludur. Yükselimi kuzeyden çevreleyen en dış faylar güneye eğimlidir. Buna karşın yükselim içindeki ters faylar ise kuzeye dalımlıdır. Bu faylar kıvrımlar ile birlikte değerlendirildiğinde Gökdere yükseliminin sıkışmalı bir itki (push up) yapısı olduğu ortaya çıkmaktadır. Yükselimin Palu segmentiyle bağlantılı Gökdere yöresinde ters faylar ana yapıları oluşturur (Şekil 4). Bu alanda birbirine paralel olarak D-B genel doğrultusunda uzanan iki ters fay belirgindir. Bunlardan kuzeyde yer alan fay yaklaşık 15 km uzunluğundadır (Şekil 4). Kırkbulak-Büyükçaltı arasında düzlemi 35-40° kuzeye dalımlı olan bu fay boyunca Şekil 7'de verilen jeoloji haritasında Elazığ magmatikleri içinde diyabaz kütlesi olarak haritalanmış ancak, tarafımızca yapılan saha gözlemlerinde gabro, diyabaz, granit ve bunları kesen diyorit dayklarından oluşan magmatik kompleks olduğu anlaşılan paleotektonik dönem kaya topluluğu, fayın güney (taban) bloğundaki Erken Pliyosen yaşlı Solhan formasyonunu oluşturan volkano-sedimenter istif üzerine itilmiştir (Şekil 4). Bu fay boyunca Kuvaterner yaşlı alüvyon yelpazelerinin yüzeyinde izlenen kuzeye eğimlenmeler (tilt) fayın Kuvaterner aktivitesini belgeler. Söz konusu ters fay doğu ucunda KD-GB uzanımlı bir antiklinal eksinine, batı ucunda ise Palu segmentinin doğu ucundaki sol yönlü doğrultu atımlı fay parçasına birleşir. Güneyde yer alan ikinci ters fayın uzunluğu ise yine yaklaşık 12 km'dir. Düzlemi ortalama 40° kuzeye eğimli olan bu fay boyunca Elazığ magmatikleri olarak tanımlanan Üst Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı kırıntılılardan oluşan Karabakır formasyonu ve volkano-tortullardan oluşan Solhan formasyonu (Şekil 7) üzerine kuzeyden güneye itilmiştir (Şekil 8 ve 9). Gökdere-Yamaç arasında kalan güney yarısında ters fay veya bindirmeler Gökdere yükseliminin güney cephesini sınırlar. Hava fotoğraflarında Murat Nehri Pleyistosen taraçalarında gelişmiş bazı akarsu yataklarındaki yanal ötelenmeler ve taraça yüzeylerinde, fayların taban bloklarında gelişmiş geriye eğimlenmeler (Şekil 10 ve 11) bu alandaki fayların sol yönlü doğrultu atımlı ters faylar olduğuna (verev) işaret etmektedir.



Şekil 8. Kırkbudak köyü yöresinde diyoritlerin volkanitler üzerine bindirmesi (bakış güneybatıya).



Şekil 9. Büyükhayan yöresinde diyoritlerin volkanitler üzerine bindirmesi (bakış doğuya).



Şekil 10. Kıran köyü batısında Pleyistosen yaşlı yelpazelerde izlenen fay sarplığı (bakış doğuya).



Şekil 11. Kıran köyü batısında Pleyistosen yaşlı yelpazelerde izlenen geriye eğimlenmeler (tiltler). Bakış güneye Murat nehrine doğru.

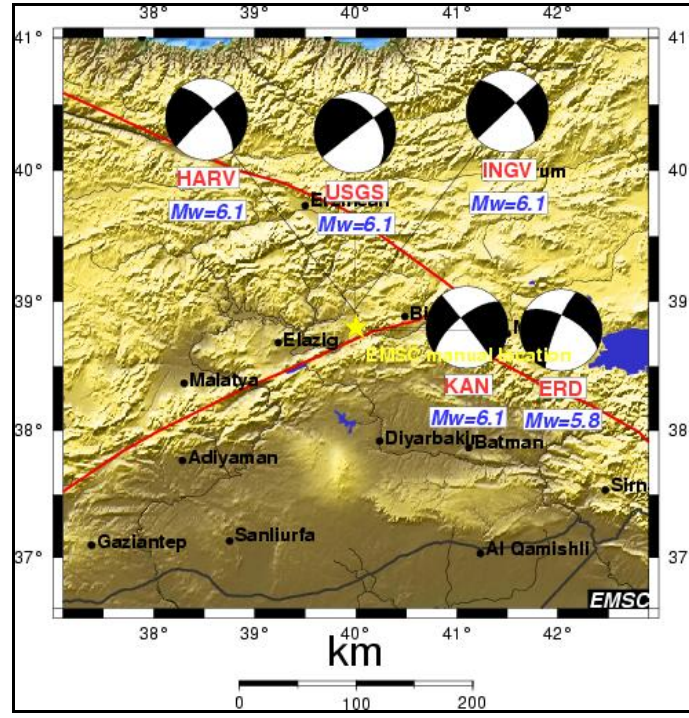
3. 8 MART 2010 BAŞYURT-KARAKOÇAN DEPREMİ

3.1. Sismolojik Veriler

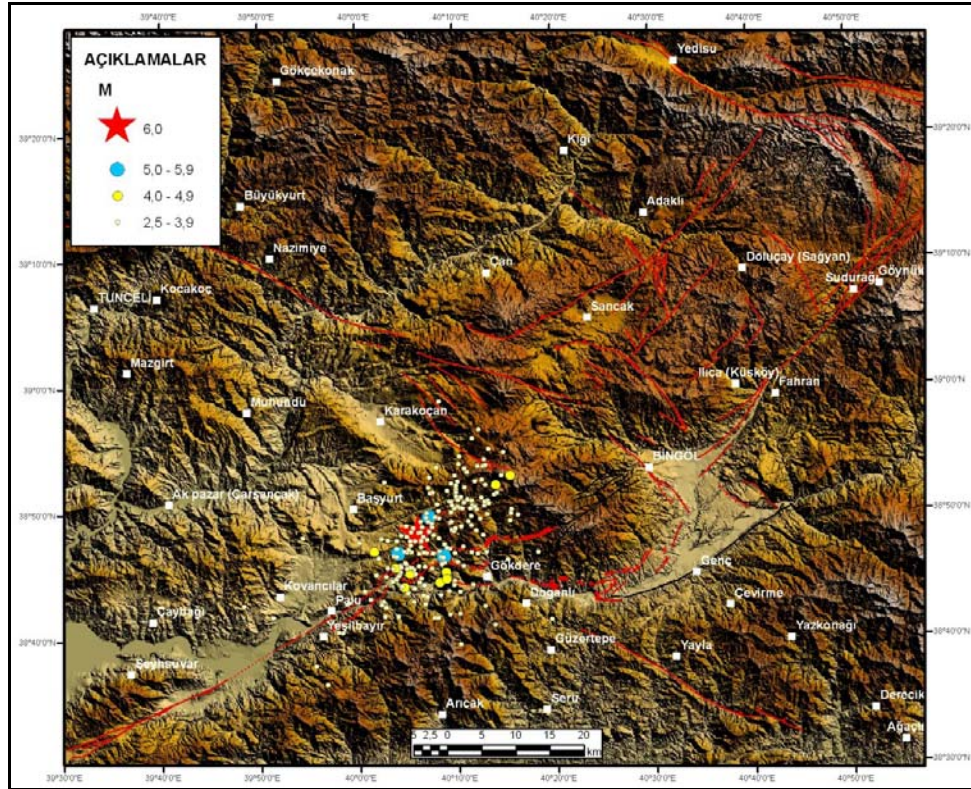
8 Mart 2010 Başyurt-Karakoçan depremi ana şokuna ilişkin çeşitli kurum ve kuruluşlarca önerilen dışmerkez lokasyon koordinatları ve diğer sismolojik parametreler Çizelge 1’de gösterilmiştir. KRDAE tarafından önerilen dışmerkez lokasyonu Karakoçan-Gökdere arasındaki Karasungur köyü doğusuna rastlar. KRDAE tarafından önerilen aletsel dışmerkez aynı zamanda makrosismik olarak da en fazla hasarın meydana geldiği bölgeye karşılık gelmektedir. Ana şok M_w : 6.1 büyüklüğündedir (Çizelge 1). Çeşitli kurumlar tarafından yapılan hızlı fay düzlemi çözümlerinden depremin doğrultu atımlı faylanma mekanizmasıyla geliştiği anlaşılmaktadır (Şekil 12). Ana şoku çok sayıda artçı deprem izlemiştir (Şekil 13). Artçı depremlerden üç tanesinin büyüklüğünün M_L :5.0 dan daha yüksek olduğu dikkati çeker (Çizelge 2). TÜBİTAK-MAM tarafından depremin ikinci günü kayıt almaya başlayan ve 6 istasyondan oluşan mikro-deprem ağından elde edilen episantr dağılımları, Aşağı Demirci Köyü ile Murat nehri arasında KD-GB uzanımında çizgisel bir kümelenme oluşturmaktadır (Şekil 14 ve 15).

Çizelge 1. 8 Mart 2010 Başyurt-Kovancılar (Elazığ) Depremi’nin değişik kaynaklara göre sismolojik parametreleri (KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü; DDB: Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığı; USGS: United States Geological Survey; EMSC: European-Mediterranean Seismological Centre; LDEO: Lamont-Doherty Earth Observatory, The Earth Institute, Columbia University; HARV: Harvard Seismology)

Kaynak	Tarih	Saat	Koordinat		Derinlik (km)	Büyüklik			
			Enlem (K)	Boylam (D)		M_w	M_d	M_L	M_b
KRDAE	08.03.2010	02:32:30 (UTC)	38.795	40.098	12.0	6.1	-	6.0	-
DDB	08.03.2010	04:32:29	38.7752	40.0295	6.0	5.8	-	5.8	-
EMSC	08.03.2010	02:32:33.5 (UTC)	38.82	40.05	2.0	6.1	-	-	5.9
USGS	08.03.2010	02:32:48.59 (UTC)	38.873	39.981	10.0	6.1	-	5.9	-
LDEO	08.03.2010	02:32:39 (UTC)	38.89	40.02	15.6	6.1			
HARV	08.03.2010	02:32:39.6 (UTC)	38.95	40.00	14.7	6.1			



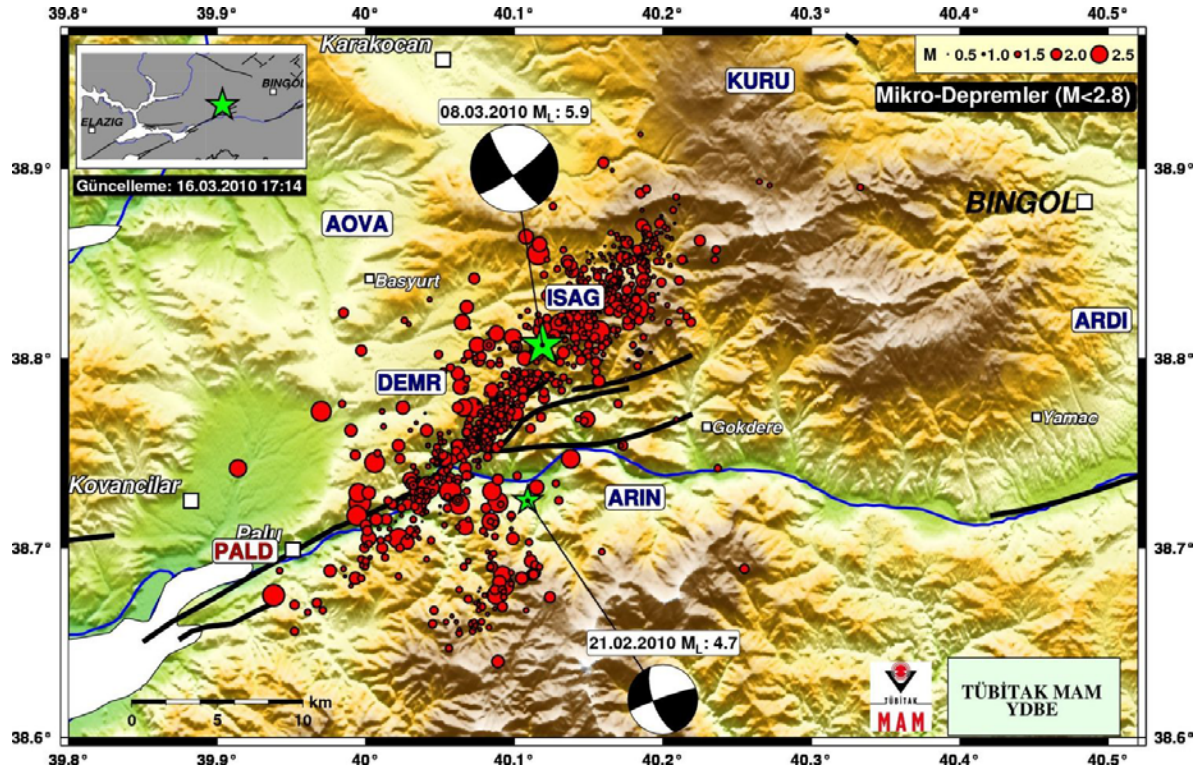
Şekil 12. 8 Mart 2010 Başyurt-Karakoçan (Elazığ) Depremi'nin çeşitli kuruluşlarca önerilen lokasyonu ve hızlı fay düzlemi çözümleri (Kaynak: <http://www.emsc-csem.org/Images/MT/GSFX7.jpg>; EMSC: European-Mediterranean Seismological Centre) KAN: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute; ERD: Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi; INGV: Italian National Seismic Network; HARV: Harvard Seismology, USGS: U.S. Geological Survey Earthquake Hazards Program.



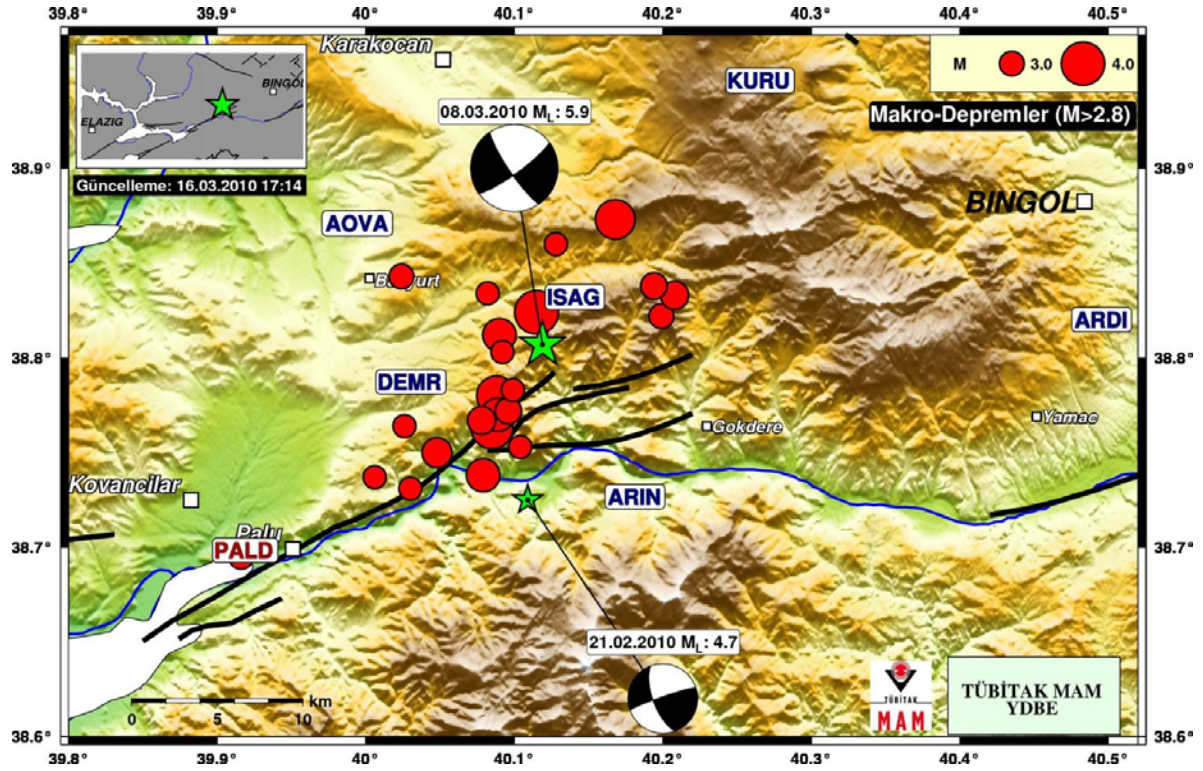
Şekil 13. 8 Mart 2010 Başyurt-Karakoçan (Elazığ) depreminin ana ve artçı şok lokasyonları ile DAFZ Palu-Hazar Gölü Segmenti'nin Sayısal Yükseklik Modeli üzerindeki görüntüsü (Fay bilgileri Şaroğlu ve diğ., 1987, 1992a ve b'den; ana ve artçı şokların lokasyon bilgileri KRDAE'den alınmıştır).

Çizelge 2. 8 Mart 2010 Başyurt-Kovancılar (Elazığ) Depremi'nin ana şoku ile artçı şoklarına ($M_w \geq 4,0$) ait deprem parametreleri (KRDAE: Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü).

SIRA	TARİH	SAAT	ENLEM (K)	BOYLAM (D)	BÜYÜKLÜK (Mw)	DERİNLİK (km)	YER
1	08.03.2010	04:32:31	38,8070	40,0998	6,1	5,0	Başyurt-Karakoçan (ELAZIĞ)
2	08.03.2010	05:20:24	38,8698	40,2325	4,1	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
3	08.03.2010	09:47:38	38,7805	40,0660	5,5	5,0	Başyurt-Karakoçan (ELAZIĞ)
4	08.03.2010	10:11:21	38,7357	40,0760	4,3	5,1	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
5	08.03.2010	11:00:46	38,7610	40,0615	4,8	5,0	Başyurt-Karakoçan (ELAZIĞ)
6	08.03.2010	12:14:23	38,8280	40,1187	5,1	5,0	Başyurt-Karakoçan (ELAZIĞ)
7	08.03.2010	13:12:10	38,7760	40,1433	5,3	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
8	08.03.2010	16:17:34	38,7462	40,1477	4,1	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
9	08.03.2010	17:04:51	38,7828	40,0252	4,7	5,0	Başyurt-Karakoçan (ELAZIĞ)
10	09.03.2010	02:09:18	38,7533	40,0858	4,0	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
11	09.03.2010	08:14:57	38,7412	40,1357	4,2	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
12	09.03.2010	09:21:23	38,8825	40,2568	4,2	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)
13	09.03.2010	09:34:35	38,7552	40,1472	4,1	5,0	Gökdere-Palu (ELAZIĞ)



Şekil 14. 8 Mart 2010 Başyurt-Karakoçan (Elazığ) Depremi'nin TÜBİTAK MAM YDBe istasyonları tarafından tespit edilen artçı mikro-deprem ($M < 2.8$) aktivitesi (http://www.ydbe.mam.gov.tr/DEPAR/2010_03_08_Elazig/index.html).



Şekil 15. 8 Mart 2010 Karakoçan (Elazığ) Depremi'nin TÜBİTAK MAM YDBe istasyonları tarafından tespit edilen artçı makro-deprem ($M>2.8$) aktivitesi (http://www.ydbe.mam.gov.tr/DEPAR/2010_03_08_Elazig/index.html).

3.2. Olası Kaynak Fay ve Özellikleri

Depremi ana şok ve artçıların dağılımı ile önceki bölümlerde verilen bölgesel fay geometrisi karşılaştırıldığında depreme kaynaklık eden fay ve niteliği hakkında aşağıdaki yorumlar yapılabilmektedir.

8 Mart 2010 depremi DAF zonunda, Palu segmenti ile Gökdere yükseliminin birbirine bağlandığı karmaşık fay geometrisi sergileyen bir alanda gerçekleşmiştir. Artçı depremlerin kümelenmesi kırılmanın KD-GB yönlü bir fayda gerçekleştiğini göstermektedir. Tarafımızca yapılan hava fotoğrafı incelemeleri ve saha gözlemlerine dayalı diri fay haritalaması bu alanda Palu segmentinin doğu ucunu oluşturan 15 km uzunluğundaki bir alanda uzunlukları 2 ile 10 km arasında değişen, sol yönde aralı-aşmalı alt fay parçalarından oluştuğunu göstermektedir (Şekil 4). Bu faylardan kuzeyde, Aşağı Demirci-Sarıbuğday köyleri arasında uzanan parça 10 km uzunluğunda olup doğrultusu $K55^{\circ}D$ 'dir. Jeomorfolojik ötelenmelere göre bu fay sol yönlü doğrultu atımlıdır. Bir noktada gözlenebilen fay düzleminin eğimi $75^{\circ}G$ ölçülmüştür. Bu fay Gökdere yükselimini KB'dan sınırlayan bir yapıdır ve doğu ucunda D-B genel uzanımlı kıvrım eksenlerinde sonlanır. Güney ucunda heyelanlı bir alanda belirginliğini yitirir. Palu segmentinin doğu ucundaki ikinci fay parçası ise 8-9 km uzunluğundadır (Şekil 4). $K60^{\circ}D$ genel doğrultulu olan bu parça doğu ucunda D-B doğrultusuna dönerek sonlanır.

Sahada bu iki fay boyunca yapılan gözlemlerde depremde gelişmiş yüzey faylanmasına yorumlanabilecek herhangi bir bulguya rastlanmamıştır. Bu nedenle yüzey verisine göre depremin kaynak fayı hakkında bir değerlendirme yapılamamaktadır. Ancak Şekil 4’de verilen fay geometrisi ile TÜBİTAK-MAM tarafından kurulan sismik ağdan elde edilen artçı depremlerin dağılımları karşılaştırıldığında, artçı depremlerin Palu segmentinin doğu ucunu meydana getiren bu iki fay boyunca çizgisel uzanımlı bir kümelenme gösterdiği dikkati çekmektedir (Şekil 14 ve 15). Depremin ana şoku Mw:6.1 büyüklüğündedir. Ana şoku takiben gelişen artçı depremlerden üç tanesinin manyitüdü M_L :5.’ten büyüktür. KRDAE tarafından verilen ana şok lokasyonu Şekil 13’te gösterilen Aşağı Demirci-Sarıbuğday köyleri arasındaki 10 km uzunluğundaki sol yönlü doğrultu atımlı fay yakınına rastlar. Yüzeydeki fay geometrisi ve sismolojik veriler birlikte değerlendirildiğinde 8 Mart 2010 depremi ana şokunun bu faydan kaynaklandığı ileri sürülebilir. Ana şoku izleyen M_L :5’ten büyük artçıların ise Palu segmenti doğu ucundaki diğer fay parçalarından kaynaklandığı speküle edilebilir.

3.3. 8 Mart 2010 Depremi Sonrası Yakın Çevre Diri Faylarının Deprem Potansiyelinin Değerlendirilmesi

DAF zonunun Palu-Bingöl arasındaki kesimi ve bu alan yakın çevresindeki diğer faylar üzerinde meydana gelen en son deprem oluşumları incelendiğinde 8 Mart 2010 depremi sonrasında bu faylar üzerindeki deprem tehlikesi üzerine bazı değerlendirmeler yapılabilmektedir. Bölgede DAF’nın iki ana segmenti niteliğindeki Göynük ve Palu segmentleri son 140 yılda yüzey yırtılması gerçekleşen büyük depremler üretmiştir. Palu segmenti üzerinde meydana gelen 1874 depreminde (Ms:7.1) 45-50 km uzunlukta yüzey faylanması gelişmiştir (Ambraseys ve Jackson, 1998). Şekil 4’teki fay geometrisi dikkate alındığında bu depremde gelişen yüzey faylanmasının Hazar Gölü-Palu arasında segmentin gövdesini kapsadığı, 1977 Palu (Ms:5.1) ve 8 Mart 2010 depremlerinin ise segmentin 1874 depreminde kırılmamış olan kuyruk bölümünde geliştiği ileri sürülebilir. Palu segmenti üzerindeki jeodezik (GPS) ve jeolojik kayma ortalama 8-10 mm/yıl’dır. Kayma hızı ve en son depremden geçen süre (2010-1874=136 yıl) dikkate alındığında DAF’nın Palu segmenti üzerinde günümüzde, yaklaşık 1.3-1.4 m’lik yanal ötelenmeye karşılık gelen yamulma enerjisi (strain) birikmiş olmalıdır. Segment üzerinde yüzey yırtılması gelişen büyük depremlerin tekrarlanma aralığı bilinmemektedir. Ancak, segmentin batı ucuna yakın bir alanda 1874 depremine ilişkin olarak 2.6 m’lik yerdeğiştirme ölçülmüştür (Herece, 2009). Bu ötelenme miktarı kayma hızı ile karşılaştırıldığında segment üzerinde yüzey faylanması gelişen büyük depremlerin tekrarlanma aralığının 260 yıl veya daha geniş olduğu yönünde bir sonuca ulaşılır. Buradan hareketle bu segment üzerinde yakın gelecekte 1874 depremi ile aynı büyüklükte bir depremin meydana gelme olasılığının düşük olduğu söylenebilmektedir.

8 Mart 2010 depremi (Mw:6.1) ve 1971 depremi (Ms:6.8) DAF zonundaki fay geometrisi ile birlikte değerlendirildiğinde Palu ve Bingöl segmentleri arasında yer alan Gökdere

yükselimiinde deprem tehlikesinin arttığı yönünde değerlendirme yapılabilmektedir. Bu iki deprem Gökdere yükselimiyle doğrudan bağlantılı fay segmentleri üzerinde meydana gelmiştir. Dolayısıyla söz konusu depremlerin sıkışmalı sıçramaya yapılarına (Gökdere yükselimi) yamulma enerjisi aktarmış olması olağandır. Bu raporun yazımı esnasında 1971 depremi artçılarının Gökdere yükselimiindeki yapılarla etkisini tartışabilecek veriye ulaşılammıştır. Ancak, 8 Mart 2010 depremi artçılarının dağılımı dikkate alındığında (Şekil 13, 14 ve 15), artçıların Palu segmentinin doğu ucunda yoğunlaştığı, buna karşın depreme kaynaklık eden faylarla bağlantılı Gökdere yükselimi içinde yer alan D-B doğrultulu, aktif oldukları bilinen ters fay/bindirmelerde hemen hemen hiç artçı deprem gelişmediği görülür. Depreme kaynaklık eden faylar ile yükselim içindeki bu ters fay veya bindirmeler yaklaşık 30°'lik büklümlerle birbirine bağlıdır. Gökdere yükselimi batısındaki ortalama 30° fay büklümlerinin 8 Mart 2010 depremindeki kırılmanın doğuya doğru ilerlemesinde bir bariyer görevi üstlendiği ve bu bariyerin Gökdere yükselimi içindeki yapılarda bir seri depremi tetikleyebileceği olasılığı ihtimal dahilindedir. Segment üzerinde yüzey yırtılması gelişen büyük depremlerin tekrarlanma aralığı bilinmemektedir. Bu nedenle 8 Mart 2010 depremi sonrası Gökdere yükselimi bölgede deprem potansiyeli en yüksek alanlardan biri olarak değerlendirilmektedir. Yükselim içinde uzunlukları birkaç km'den 15 km'ye değişen çok sayıda fay ve kıvrım bulunmaktadır. Fay uzunluğu ile deprem büyüklüğü arasındaki görgül (ampirik) ilişkiler açısından değerlendirildiğinde (Wells ve Coppersmith, 1994) bu sıkışmalı sıçramada olabilecek depremlerin büyüklüğünün Mw:6.4'e ulaşması beklenir.

Bölgede meydana gelen depremler incelendiğinde KB-GD genel doğrultusunda DAF'na çapraz uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı ve yaklaşık 90 km uzunluğunda olan Bingöl-Karakoçan fayında da deprem potansiyelin arttığı yönünde yorum yapılabilmektedir. Bu fay zone iki alt bölümden oluşur (Şekil 4). 1971 depreminde bu fay zoneunun güneydoğu ucunda Göynük fayı üzerinde gelişmiş ana kırılma zoneuna çapraz (konjuget) uzanan birkaç km uzunluğunda bir alanda aralıklarla izlenen tetiklenmiş yüzey kırılması gelişmiştir (Arpat, 1971). Öte yandan, 2003 yılında Bingöl kuzeyinde meydana gelmiş Mw: 6.4 büyüklüğündeki deprem, 1971 depremi yüzey kırığına (DAF-Göynük segmenti) çapraz uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı Sudüğünü fayından kaynaklanmıştır (Emre ve diğerleri, 2003). Bu veriler Gökdere yükselimi yakın çevresinde DAF zoneuna çapraz uzanan sağ yönlü doğrultu atımlı fayların DAF'nda meydana gelen depremler tarafından tetiklendiğine yorumlanabilir. Bu yaklaşım nedeniyle 1971 ve 2010 depremlerinin kaynak faylarına çapraz uzanan Bingöl-Karakoçan Fay zoneu bölgede deprem potansiyeli artan diğer bir aktif tektonik yapı olarak önerilmektedir.

3.4. Depremde Gelişen Kütle Hareketleri

Deprem heyelan yoğunluğu bilinen ve bu heyelanların alansal dağılımlarının haritalandığı (Duman ve diğerleri, 2009) bir bölgede meydana gelmiştir (Şekil 16). Deprem merkez üstü civarında yaklaşık 45 km uzunluğunda ve 15 km genişliğinde bir bölgede yeni heyelanların

meydana geldiği veya mevcut heyelanların yeniden depremle tetiklenerek aktivite kazandığı gözlenmiştir.

Deprem sonrasında bölgede meydana gelen hasar dağılımında heyelanların doğrudan veya dolaylı olarak etkili olduğu gözlenmiştir. Depremde yoğun can kaybı ve hasarların meydana geldiği Okçular ve Yukarı Kanatlı köyleri ile İsağa Mezrasında hasar dağılımında yeni gelişen veya var olan heyelanların etkisi bulunmaktadır.

Eki bir heyelan kütlesi (Duman ve diğerleri, 2009) üzerinde kurulu olan Yukarı Kanatlı Köyünde yoğun hasar meydana gelmiştir (Şekil 17). Bu köyde meydana gelen hasarlarda eski heyelan kütlesinin zayıf mühendislik özelliklerinin etkisi olduğu düşünülmektedir. Okçular Köyünde ise meydana gelen hasarların bazıları doğrudan deprem sırasında oluşan heyelanlarla ilgilidir.

Deprem sırasında meydana gelen veya yeniden aktivite kazanan heyelanların sadece binaların hasar görmesinde etkili olmadığı bölgedeki yol, menfez gibi yapılarda da hasara neden olarak ulaşımın kısa süreli de olsa kapanmasına neden olmuştur. Köklüce, Bahçeli ve Suvaran köylerinin ulaşım yolları heyelan nedeniyle hasar görmüştür (Şekil 18).

Bölgede herhangi bir hasara neden olmayan kırsal alanda çok sayıda var olan heyelanın yeniden etkinlik kazandığı veya yeni heyelanların oluştuğu gözlenmiştir (Şekil 19). Deprem sırasında yeni oluşan heyelanların büyük çoğunluğu toprak akması tipinde meydana gelmiştir. Kayma, düşme ve kompleks tipinde de heyelanların da meydana geldiği gözlenmiştir (Şekil 20). Düşme tipinde meydana gelen kütle hareketlerinin çoğunluğu yolların yüksek yapay yamaçlarında moloz veya kaya düşmesi şeklinde meydana gelmiştir (Şekil 21).

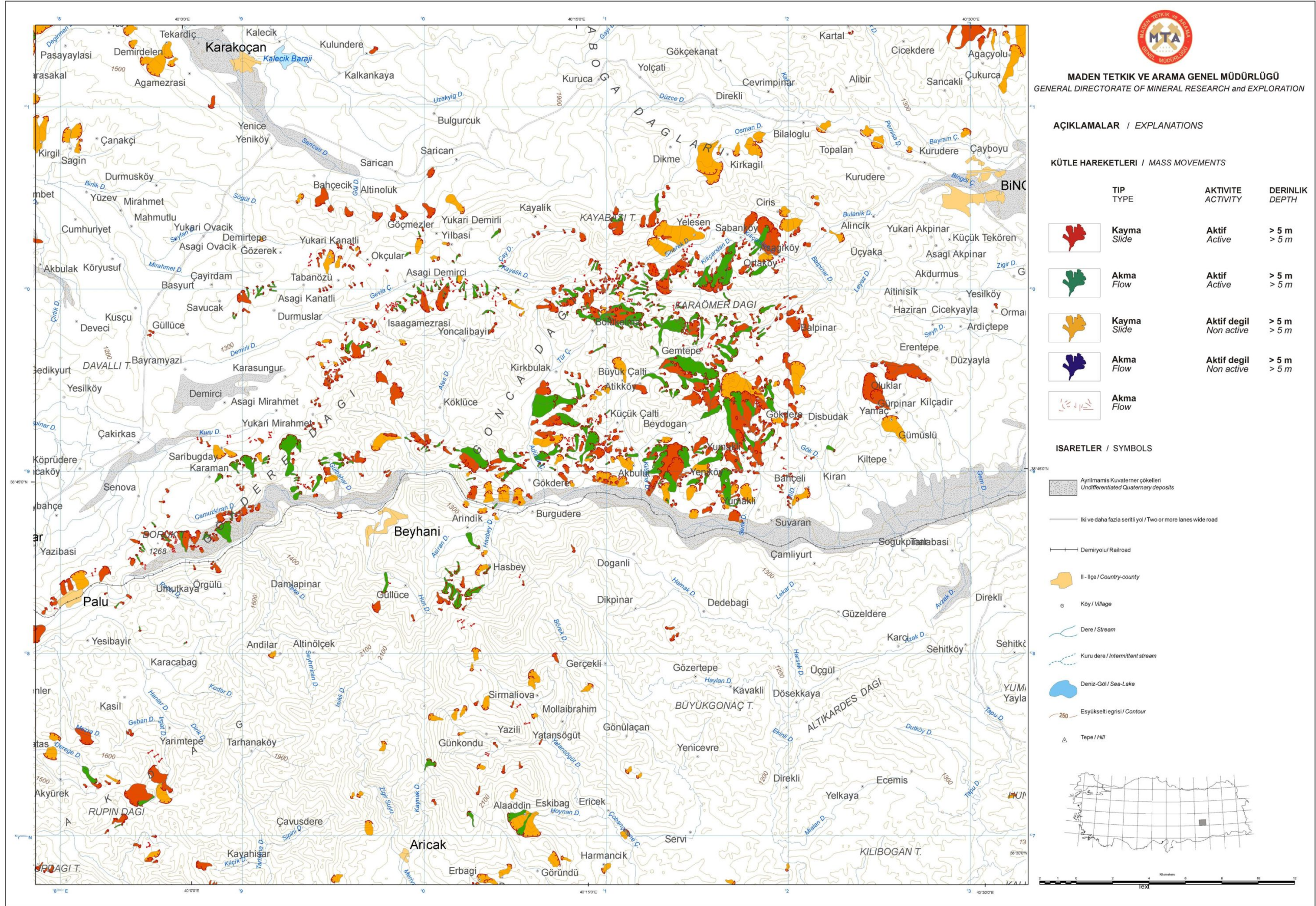
3.5. Hasar Dağılımına Etki Eden Jeolojik Faktörler

Deprem sırasında meydana gelen hasarları kontrol eden en önemli faktörlerden birisinin yapı stili ve kalitesi olduğu gözlenmiştir. Bölgede yaygın olarak kullanılan kerpiç yapı stili orta büyüklükteki bu depremin yoğun hasar yaratmasına neden olmuştur (Şekil 22). Bu yapı stili yanı sıra yığma ve betonarme yapılar da bulunmaktadır. Bu yapılardan yığma olanlarda daha fazla hasar meydana gelmiştir (Şekil 23).

Bunlarla birlikte kırsal kesimdeki bazı yerleşim alanlarında (örneğin Tabanözü Köyü) tüm yapı stillerinin hasar gördüğü gözlenmiştir. Ancak bu yerleşim yerleri genellikle alüvyon dolgulu vadi tabanları üzerinde kuruludur. Bu nedenle bölgedeki hasar dağılımının bir etkisinin de zemin büyütmesi olduğu düşünülmektedir.

Deprem bölgesinde hasar dağılımını etkilediği düşünülen bir diğer etken ise yamaç büyütmesi etkisidir. Deprem sırasında can kaybıyla birlikte yoğun hasarların gözlemlendiği yerleşim yerlerinin büyük bir çoğunluğu yüksek eğimli yamaçlarda kuruludur (Şekil 24)

8 MART 2010 BASYURT - KARAKOÇAN (ELAZIG) DEPREMI BÖLGESİNİN HEYELAN HARITASI





Şekil 17. Eski bir heyelan üzerinde kurulu olan Yukarı Kanatlı köyünün deprem sonrası genel görünümü.



Şekil 18. Suvaran ile Bahçeli köyleri arasındaki yolda hasar neden olan yeniden aktivite kanmış heyelan (bakış batıya).



Şekil 19. Deprem sırasında Suvaran Köyü yöresinde meydana gelen yeni bir kayma.



Şekil 20. Bahçeli köyü batısında meydana gelen kompleks heyelanın topuk kısmı (bakış kuzeye).



Şekil 21. Köklüce yolu yamaçlarında deprem sırasında meydana gelen moloz ve kaya düşmeleri.



Şekil 22. Tabanözü Köyü'nde kerpiç sitili yapıda meydana gelen hasar ve hemen yanındaki betonarme yapı.



Şekil 23. Aşağı Kanatlı köyünde yığma yapılarda deprem sırasında meydana gelen hasarlar.



Şekil 24. Okçular köyünde deprem sırasında yamaç etkisi ve heyelan nedeniyle meydana gelen hasarlar.

4. DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N.N., 1989. Temporary seismic quiescence: SE Turkey. *Geophysical Journal* 96, 311–331.
- Ambraseys, N.N., Jackson, J.A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. *Geophysical Journal International* 133, 390–406.
- Arpat, E., 1971, 22 Mayıs, 1971 Bingöl Depremi-Ön Rapor, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi-Kütüphane
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili gözlemler ve düşünceler. *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, 78, 44-50.
- Çetin, H., Güneyli, H. and Mayer, L., 2003, Paleoseismology of the Palu-Lake Hazar segment of the East Anatolian Fault Zone, Turkey. *Tectonophysics*, 374, 163-197.
- DDB, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı, Deprem Dairesi Başkanlığı, <http://www.deprem.gov.tr/>
- Duman, T.Y., Ş. Olgun, T. Çan, H.A. Nefeslioğlu, S. Hamzaçebi, H. Elmacı, S. Durmaz ve Ş. Çörekçioğlu, 2009, Türkiye Heyelan Envanteri Haritası-1/500000 ölçekli Erzurum Paftası, MTA Özel Yayınlar Serisi-16, 26 s. Ankara.
- Emre, Ö., Herece, E., Doğan, A., Parlak, O., Özaksoy, V., Çıplak, R. ve Özalp, S., 2003, 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi değerlendirme raporu. MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütleri Dairesi, Rapor No: 10585, 21s., Ankara.
- EMSC, European-Mediterranean Seismological Centre, <http://www.emsc-csem.org/>
- HARV, Harvard Seismology, <http://www.seismology.harvard.edu/>
- Hempton, M.R., Dunne, L.A., Dewey, J.F., 1983. Sedimentation in an active strike-slip basin, southeastern Turkey. *Journal of Geology* 91, 401– 412.
- Herece, E., 2009, Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası. MTA Özel Yayın Serisi, No: 13, 359 s., Ankara.
- INGV, Italian National Seismic Network, <http://www.ingv.it/>
- Jackson, J. ve Mckenzie, D., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Western Turkey and Pakistan *Geoph. J.R. astr. Soc.*, 77, 185-264
- KRDAE-UDİM, Boğaziçi Üniversitesi, Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Ulusal Deprem İzleme Merkezi, <http://www.koeri.boun.edu.tr/sismo/>
- LDEO, Lamont-Doherty Earth Observatory, The Earth Institute, Columbia University, <http://www.ldeo.columbia.edu/>
- McClusky, S., Reilinger, R., Mahmoud, S., Ben Sari, D. and Tealeb, A., 2003, GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions. *Geophys. J. Int.*, 155, 126-138.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of the Mediterranean Region. *Geophysical Journal of Royal Astronomical Society* 30, 109– 185.
- McKenzie D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 55, 217-254.
- Nalbant, S., McCloskey, J., Steacy, S., Barka, A., 2002, Stres accumulation and increased seismic risk in eastern Turkey, *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 291-298
- Okay, A.İ., Kaşlılar-Özcan, A., İmren, C., Boztepe-Güney, A., Demirbağ, E. ve Kuşçu, İ., 2000. Active faults and evolving strike-slip basins in the Marmara Sea, northwest Turkey: a multichannel seismic reflection study. *Tectonophysics*, 321, 189-218.
- Perinçek, D., Günay, K., Kozlu, H., 1987, Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni gözlemler, *Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildirileri*, 89– 103, Ankara
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S.V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R., Karam, G., 2006. GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions. *Journal of Geophysical Research* 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051

- Seymen, İ., Aydın, A., 1972. Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu fay zone ile ilişkisi. Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 79, 1 – 8.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987, Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri, MTA Rapor no. 8174 (yayınlanmamış), Ankara, 394s.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Kuşçu, İ., 1992a, Türkiye Diri Fay Haritası, MTA yayını
- Şaroğlu, F., Emre, E. ve Kuşçu, İ., 1992b, The East Anatolian Fault zone of Turkey, Annal. Tecn., 6, 99-125
- Şengör, A.M.C., Görür, N., Şaroğlu, F., 1985, Strike slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape; Turkey as a case study, in: Biddle K.T., Christie-Blick N. (Eds.), Strike-slip Faulting and Basin Formation, Soc.Econ. Paleontol. Mineral.Sp. Pub., 37, 227-264
- Taymaz T., Eyidoğan, H., Jackson, J., 1991, Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault (Turkey), Geophysical Journal International, 106, 537-550
- USGS, U.S. Geological Survey Earthquake Hazards Program, <http://earthquake.usgs.gov/>
- Wells, D. and Coppersmith, K., 1994, New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.