

DOKUZ EYLÜL ÜNİVERSİTESİ

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**TEKTONİK JEOMORFOLOJİ VE DENİZEL
TARAÇALARIN YAŞ VERİLERİ IŞIĞINDA
DOĞU KARADENİZ HAVZASI GÜNEY
KENARININ AKTİF TEKTONİĞİ**

Mustafa SOFTA

Temmuz, 2018

İZMİR

**TEKTONİK JEOMORFOLOJİ VE DENİZEL
TARAÇALARIN YAŞ VERİLERİ IŞIĞINDA
DOĞU KARADENİZ HAVZASI GÜNEY
KENARININ AKTİF TEKTONİĞİ**

Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü

Doktora Tezi

Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Uygulamalı Jeoloji Programı

Mustafa SOFTA

Temmuz, 2018

İZMİR

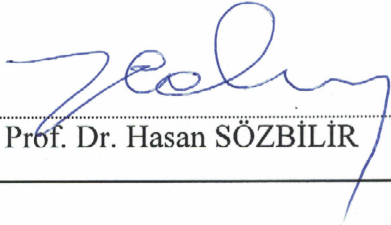
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU

MUSTAFA SOFTA, tarafından PROF. DR. TAHİR EMRE yönetiminde hazırlanan “TEKTONİK JEOMORFOLOJİ VE DENİZEL TARAÇALARIN YAŞ VERİLERİ IŞIĞINDA DOĞU KARADENİZ HAVZASI GÜNEY KENARININ AKTİF TEKTONİĞİ” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir doktora tezi olarak kabul edilmiştir.



Prof. Dr. Tahir EMRE

Yönetici



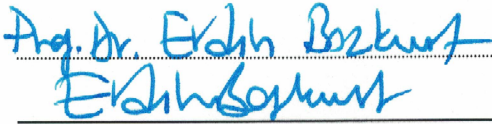
Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR

Tez İzleme Komitesi Üyesi

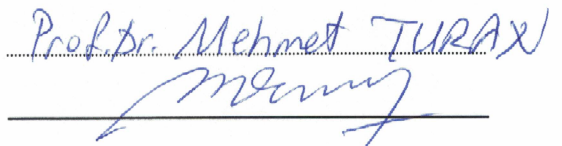


Prof. Dr. Mustafa AKGÜN

Tez İzleme Komitesi Üyesi



Jüri Üyesi



Jüri Üyesi



Prof. Dr. Latif SALUM

Müdür

Fen Bilimleri Enstitüsü

TEŞEKKÜR

4 seneyi aşkın süre boyunca bu çalışmanın başlangıcından sonuna kadar bilgi, deneyim ve tecrübesi, maddi ve manevi destekleriyle beni cesaretlendiren saygıdeğer hocam Prof. Dr. Tahir EMRE'ye, teşekkürü borç bilirim.

Önerileri ve her aşamasında bu çalışmaya koydukları olumlu yönde katkılarından dolayı, tez izleme komitesi üyeleri Prof. Dr. Hasan SÖZBİLİR ve Prof. Dr. Mustafa AKGÜN'e, ayrıca Karadeniz Teknik Üniversitesi'nde görev yaptığım sırada bu çalışmayı bana öneren ve desteğini hiç esirgememiş Prof. Dr. Mehmet TURAN teşekkürlerimi sunarım.

Radyometrik yaşlandırma konusunda Türkiye'de bana sağladığı çalışma, araştırma ortamı önerileri ve katkılarından dolayı Prof. Dr. Niyazi Meriç ve Ankara Üniversitesi Nükleer Bilimler Enstitüsü personellerine, Amerika'da ise bana laboratuvarını açan, maddi ve manevi açıdan sürekli yanımda olan, örneklerin hazırlanmasından analizine kadar her aşamada desteklerini esirgemeyen, OSL yaşlandırmanın temellerini ve inceliklerini öğrendiğim Doç. Dr. Joel Q. G. SPENCER'a, Doç. Dr. Sebastion HUOT'a ve Amerika'da üniversiteye hızlı adapte olmam konusunda desteklerini esirgemeyen *Kansas State University International Student and Scholar Services* sorumlusu olan Sara THURSTON ve Maria BEEBE'ye ve Dokuz Eylül Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü personellerine...

Paleontolojik örneklerin incelenmesinde ve tanımlanmasında yardımlarını esirgemeyen Prof. Dr. Funda AKGÜN, Doç. Dr. Bilal SARI ve Dr. Öğretim Üyesi İsmail İŞİNTEK'e ...

Bölgesel anlamda bilimsel olarak tartışıp, farklı düşüncelerle bana destek olan başta Dr. Ökmen SÜMER, Doç. Dr. Bora UZEL ve oda arkadaşlarım Arş. Gör. Çiğdem TEPE ve Öğretim Görevlisi Semih ESKİ'ye...

Hayatım boyunca bana destek olan, özellikle maddi ve manevi katkılarını esirgemeyen annem Semra SOFTA, babam Osman SOFTA, kardeşim Merve SOFTA, kayınvalidem Fatma AVCI ve ayrıca özellikle arazi çalışmaları sırasında jeokronolojik ve paleontolojik örnekleme için oldukça destek olan kayınpederim Mustafa AVCI ile Doktora çalışmamın başından sonuna kadar her zaman varlığını ve desteğini hissettiğim sevgili eşim Yüksek Mühendis Şükran AVCI SOFTA ve kızım Serra Atlas SOFTA'ya teşekkür ederim.

Bu çalışma, 2014-2018 yılları arasında Dokuz Eylül Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri 2014.KB.FEN.044 ve 2014-2015 yılları arasında 1059B141400632 numaralı TÜBİTAK 2214-A Doktora Sırası Yurtdışı Araştırma Bursu tarafından desteklenmiştir. Projelerin gerçekleşmesinde katkıları bulunan tüm Bilimsel Araştırma Projeleri Koordinasyon Birimi ve TÜBİTAK BİDEB çalışanlarına teşekkür ederim.

Mustafa SOFTA

TEKTONİK JEOMORFOLOJİ VE DENİZEL TARAÇALARIN YAŞ VERİLERİ IŞIĞINDA DOĞU KARADENİZ HAVZASI GÜNEY KENARININ AKTİF TEKTONİĞİ

ÖZ

Bu çalışma, Doğu Karadeniz havzası güney kenarı boyunca yükselen Doğu Pontidler'in, aktif tektonik dönem özelliklerini tanımlamayı amaçlar. Bu amaç çerçevesinde, Doğu Pontidler'de yüzeyleyen Pliyo-Kuvaterner birimleri 1/25000 ölçeğinde haritalanmış ve birimlerden stratigrafik, yapısal, tektonik jeomorfolojik ve jeokronolojik veri setleri elde edilmiştir.

Tektonik jeomorfolojik veriler, Doğu Pontidler'in asimetrik bir konumda olduğunu ve özellikle kıyı kesimlerini denetleyen diri fayların aktivitelerinin birbirlerine göre yüksek derecede olduğuna işaret etmiştir. Yapılan morfometrik analizlerde, bölgenin sıkışmalı fay geçişi zonu boyunca yılda 0,5 mm'den yüksek bir hızla yükseldiği saptanmıştır.

Yapısal ve kinematik verilere göre, Doğu Pontidler'de KD-GB, KB-GD ve D-B gidişli doğrultu atımlı ve eğim /verev atımlı faylar baskındır. Sahil kesimini denetleyen aneşlon (*en échelon*) faylar, çoğunlukla eğim/verev atımlı normal diri faylardır ve ilk kez bu çalışmada Doğu Karadeniz Fayı olarak haritalanmış ve adlandırılmıştır. Önceki jeofizik çalışmalar ile mevcut bulgular birlikte yorumlandığında, Doğu Pontidler'in yükselimini sağlayan mekanizmanın aktif olarak Karadeniz Fayı ve Borjomi-Kazbegi ters faylarının etkisinde olduğu saptanmıştır.

Jeokronolojik veriler, Doğu Pontidlerde deniz seviyesi değişimlerinin en önemli göstergelerinden biri olan, denizel taraçaların 3 farklı tortullaşma evresinde çökeldiğini,

Çökel hızlarının 1000 yılda 3 ile 25 cm arasında değiştiiğini ve bölgedeki deformasyonun 78 bin yıldan günümüze kadar aktif olduğunu göstermektedir.

Anahtar kelimeler: Aktif tektonik, tektonik jeomorfoloji, jeokronoloj, kinematik analiz, Kuzey Anadolu Fayı, Doğu Pontidler



ACTIVE TECTONICS OF SOUTHERN MARGIN OF EASTERN BLACK SEA BASIN IN THE LIGHT OF TECTONIC GEOMORPHOLOGY AND DATING OF MARINE TERRACE

ABSTRACT

This study attempts to describe the neotectonic setting of the Eastern Pontides that uplifting along the southern edge of the eastern Black Sea basin. Here, I present Plio-Quaternary units that are exposed in the Eastern Pontides (mapped at 1/25000 scale) and the stratigraphic, structural, tectonic geomorphologic and geochronological data sets obtained from the units.

Tectonic geomorphologic data indicate that the Eastern Pontides are in an asymmetric topography and the activities of the fault-controlled mountain front are particularly high relative to each other. In the morphometric analysis, the region was found to be uplifting more than 0.5 mm per year within a transpressional zone.

According to the structural and kinematic data, the NE-SW, NW-SE, and E-W trending strike-slip and normal/oblique faults are dominant in the Eastern Pontides. The faults that control the coastal area, which are normal faults/oblique faults, have an en-echelon geometry. These faults were described for the first time and I name them as an East Black Sea Fault in this study. When the findings are interpreted together with previous geophysical studies, it was determined that the mechanism of the uplift of the Eastern Pontides is actively influenced by the Black Sea Fault and Borjomi-Kazbegi reverse faults.

Geochronologic data shows that the marine terraces, one of the most important signs of sea level changes in the Eastern Pontides, deposit at three different sedimentation periods and that the sedimentation rates range from 3 cm/1000 yr to 25

cm/1000 yr. In conclusion, we deciphered that it is likely that this region has been remarkably tectonically active latest Pleistocene to earlier Holocene (78 ka).

Keywords: Active tectonics, tectonic geomorphology, geochronology, kinematic analysis, North Anatolian Fault, Eastern Pontides



İÇİNDEKİLER

	Sayfa
DOKTORA TEZİ SINAV SONUÇ FORMU.....	ii
TEŞEKKÜR	iii
ÖZ	v
ABSTRACT	vii
ŞEKİLLER LİSTESİ	xii
TABLolar LİSTESİ	xv
 BÖLÜM BİR - GİRİŞ	 1
1.1 Çalışmanın Amacı ve Literatürdeki Yeri	1
1.2 Tezin Organizasyonu	5
1.3 Yöntemler ve Terminoloji	7
 BÖLÜM İKİ - DOĞU PONTİDLER VE YAKIN ÇEVRESİNİN	
STRATİGRAFİSİ	9
2.1 Giriş	9
2.2 Senozoyik Stratigrafisi	12
2.2.1 Kabaköy Formasyonu	12
2.2.2 Kaymaklı Formasyonu	13
2.2.3 Beşirli Formasyonu	13
2.2.4 Taraçalar	17
2.2.4.1 T1 Taraçası	18
2.2.4.2 T2 Taraçası	19
2.2.4.3 T3 Taraçası	21
2.2.5 Alüvyonlar	21

BÖLÜM ÜÇ - DOĞU KARADENİZ GEÇ KUVATERNER DÖNEMİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN YAŞLANDIRILMASI23

3.1 Giriş	23
3.2 Önceki Çalışmalar	25
3.3 OSL Tarihleme Yöntemi	26
3.3.1 Metodoloji	26
3.3.2 Örnek Hazırlama Süreci	28
3.3.3 Tek Tablet Yenileme (SAR) Prosesi ve Eşdeğer Doz Ölçüm Basamakları	29
3.3.4 Yıllık Doz Ölçümleri	33
3.3.5 Bulgular ve Sonuçlar	33
3.3.5.1 Eş Değer Doz ve Doz Hızı Değerlendirmesi	33
3.3.5.2 Yükselim Hızı	38
3.3.5.3 Denizel İzotop Seviyeleri	41

BÖLÜM DÖRT - DOĞU PONTİDLERİN (TRABZON-RİZE ARASI) TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ43

4.1 Giriş	43
4.2 Yöntemler	44
4.2.1 Kaya Dayanımı	46
4.2.2 Dağ Önü Sinüslüğü İndeksi	46
4.2.3 Vadi Tabanı-Vadi Yükseltisi Oranı İndeksi	47
4.2.4 Dere Uzunluğu ve Eğim İndeksi	47
4.2.5 Asimetri Faktörü	48
4.2.6 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral	48
4.2.7 Havza Şekli Geometrisi İndeksi	49
4.3 Bulgular ve Sonuçlar	49
4.3.1 Kaya Dayanımı	49
4.3.2 Dağ Önü Sinüslüğü	50

4.3.3 Vadi Tabanı-Vadi Yükseltisi Oranı	50
4.3.4 Dere Uzunluğu ve Eğim İndeksi	52
4.3.5 Havza Şekli Geometrisi	52
4.3.6 Asimetri Faktörü	54
4.3.7 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral	54
4.4 Elde edilen Morfometrik İndislerin Yorumlanması	55

BÖLÜM BEŞ - DOĞU PONTİDLERİN (TRABZON VE RİZE ARASI) NEOTEKTONİK YAPISI VE SİSMOTEKTONİĞİ61

5.1 Giriş	61
5.2 Bölgenin Neotektonik Çerçevesi ve Sismotektoniği	61
5.3 Doğu Karadeniz Bölgesinin Depremselliği	63
5.4 Bulgular ve Tartışma	68
5.4.1 Eğim/Verev Atımlı Faylar	71
5.4.2 Doğrultu Atımlı Faylar	72

BÖLÜM ALTI - TARTIŞMA VE SONUÇLAR77

6.1 Jeomorfolojik İndislere Dayanarak Doğu Pontidlerin Görelî Tektonik Aktivitesi	77
6.2 Doğu Pontidler’de Gözlenen Denizel Taraçalarda Tarihleme Çalışmaları ve Yükselim Hızı	80
6.3 Doğu Pontidler’in Yükselim Modeli	81
6.4 Doğu Pontidlerin Sismik Aktivitesi Değerlendirmesi	86

KAYNAKLAR89

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa

Şekil 1.1 Doğu Pontidler'in ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş Neotektonik haritası üzerinde Kuzey, Güney ve Eksen Kuşakları'nın görünümü.....	2
Şekil 1.2 a: Trabzon-Rize arasının sadeleştirilmiş jeoloji haritası b: Doğu Pontidler ve yakın çevresinin ana tektonik yapıları.....	3
Şekil 2.1 Çalışma alanının jeoloji haritası.....	10
Şekil 2.2 Çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkilerinin kolon kesiti.....	11
Şekil 2.3 Kabaköy Formasyonu a: andezit-bazalt ve piroklastik, lav akıntıları, b: kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşı ara katkılı andezit ve bazalt.....	12
Şekil 2.4 Beşirli Formasyonunda gözlenen sıkı, tutturulmuş çakıltaşları.....	14
Şekil 2.5 a: Çalışma alanının jeoloji haritası, b: Yalıncağ bölgesinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası.....	15
Şekil 2.6 Trabzon-Rize arasında gerçekleştirilen c) Trabzon-Akçaabat, d) Trabzon-Çarşıbaşı, e) Rize-Derepazarı ve yakın çevresinde özellikle kıyı kesimine ait 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları.....	16
Şekil 2.7 59 metre yükseltili T1 taraçası, a-b: Trabzon-Yıldızlı (bakış yönü sırasıyla güney ve güneydoğu), c-d: Trabzon-Yalıncağ ve çevresi.....	18
Şekil 2.8 Taraçaların jeolojik ilişkisini gösteren arazi enine kesitleri.....	19
Şekil 2.9 37 metre yükseltili T2 taraçası, a: Trabzon-Küçükdere, b-c: Rize-Merkez, d: Trabzon-Of çevresi.....	20
Şekil 2.10 En genç (a: T3) ve (b) güncel taraçalar.....	21
Şekil 3.1 Kuvaterner yaşlı kayaların tarihlendirme yöntemlerinin sınır aralıkları....	24
Şekil 3.2 Lüminesans sürecinin enerji seviyesi diyagramı.....	27
Şekil 3.3 Trabzon ve Rize arası taraça örneklerinden elde edilen kuvars minerallerine göre eş değer doz diyagramları.....	35
Şekil 3.4 Trabzon ve Rize arasında yer alan taraçaların tarih ve çökelim hızlarının birbirleriyle karşılaştırılması.....	39

Şekil 3.5 Trabzon-Rize arasında yer alan üç farklı yükseltili denizel taraçaların karşılaştırıldığı enine kesitler.....	40
Şekil 3.6 Trabzon Rize arasın taraça seviyelerinin dünya ölçeğindeki deniz seviyesi eğrilerine göre karşılaştırılması.....	42
Şekil 4.1 Çalışma alanı jeoloji haritası ve çalışmada kullanılan morfometrik indislerin bölge jeolojisi ve akaçlama havzaları ile olan ilişkileri.....	51
Şekil 4.2 Çalışma alanındaki litolojilerin dayanımlarına göre bölümlenmesi ve ana dere profilleri boyunca S_L analizinin bölge litolojisinin dayanımlarıyla olan ilişkileri.....	53
Şekil 4.3 Çalışma alanındaki 46 akaçlama havzasının hipsometrik eğrileri.....	55
Şekil 4.4 Trabzon-Rize arasında yer alan 9 ayrı dağ önünün S_{mf} ve V_f analizlerinin şematik gösterimi.....	56
Şekil 4.5 Hesaplanan S_L indis değerlerinin boyuna dere profilleri ile gösterilmesi...	58
Şekil 5.1 a: Anadolu'nun ve Kafkasların genel hatlarıyla jeoloji haritası b) Doğu Pontidler'in ve yakın çevresinin Neotektonik haritası.....	64
Şekil 5.2 a: Çalışma alanında 1983-2018 yılları arasında oluşan büyüklüğü 3,0'dan büyük depremlerin odak derinliği dağılımları, b: Çalışma alanındaki deprem dağılımlarına göre üretilen b-değerlerinin bölgesel dağılımı.....	67
Şekil 5.3 Türkiye deprem riski haritasında ortalama yer ivmesi değerlerine göre çalışma alanının 475 yıllık dönemdeki konumu.....	68
Şekil 5.4 Yalıncağ bölgesinde haritalanan (1/25000 ölçekli) fayların kinematik verilerinin steografik projeksiyonu.....	69
Şekil 5.5 Trabzon-Rize arasında c: Trabzon-Akçaabat, d: Trabzon-Çarşıbaşı, e: Rize-Derepazarı ve yakın çevresinde haritalanan (1/25000 ölçekli) fayların kinematik verilerinin steografik projeksiyonu.....	70
Şekil 5.6 a: Pleyistosen-Kuvaterner birimlerini kesen Trabzon ve Rize Fayları, b: Rize ve yakın çevresinde karada gerçekleştirilen sismik profilde Miyosen'den genç kaya birimlerini etkileyen ters fayın sismik kesiti.....	72
Şekil 5.7 Çalışma alanındaki başlıca faylar ve sismik kesitte yer alan fayları gösteren şematik enine kesit.....	73
Şekil 5.8 Trabzon-Rize arasında yer alan eğim/verev atımlı normal faylar. a-b: Kretase yaşlı volkanik kayaları kesen verrev atımlı fay, c-d: Eosen yaşlı	

volkanik birimler üzerinde sahil boyunca devam eden eğim atımlı yüksek açılı normal faylar, e-f: Eosen yaşlı volkanik birimler üzerinde yüksek açılı eğim atımlı normal faylar, g-h: yeşil renkli Eosen yaşlı volkanik spilitleri kesen verev atımlı normal faylar.....	74
Şekil 5.9 Trabzon-Rize arasında yer alan doğrultu atımlı faylar. a-b: Eosen yaşlı volkanik birimleri kesen doğrultu atımlı fay, c-d: breşik yapı kazanmış Kretase yaşlı volkanik birimde gözlenen iki farklı faylanma hareketi, e: temel için açılan yol yarmasında yer alan Pliyosen yaşlı tortul birimler içerisinde eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylar, f: KD'ya akan Yanbolu Deresinin volkanik birimler içinde doğrultu atımlı fay kontrolünde 1260 m yer değiştirmesi.....	75
Şekil 6.1 S_{mf} ve V_f analizlerinin 9 ayrı dağ önü için hesaplanan R^2 değerlerinin karşılaştırmalı şematik gösterimi.....	79
Şekil 6.2 Analog modellerde rampa düzlük yapısında gözlenen deformasyonlar. I-IV Sıkışmanın başlangıç seviyelerinden ilerleyen aşamalarına doğru en büyük asal gerilmenin 90 derece yer değiştirmesi ve normal fayların oluşum mekanizması.....	83
Şekil 6.3 Doğu Pontidler'de Karadeniz Fayı etkisinde gözlenen deformasyonlar. a-d Sıkışmanın ilerlemesi ve yükselmenin artması ile Doğu Pontidler'in kıyı bölümünün çökmesi ve yeniden aktif olan normal fayların gelişimi.....	84
Şekil 6.4 Doğu Pontid dağ kuşağının Karadeniz Fayı ve Borjomi-Kazbegi Fayı etkisinde <i>Push-up</i> geometrisinde yükselen kurgusal modeli. a) Doğu Pontidler'in <i>Push-up</i> yükseliminin Twiss ve Moores (1992)'den değiştirilmiş modeli.....	85
Şekil 6.5 Çalışma alanında tespit edilen Kuvaterner ve olası Kuvaterner Fayları.....	88

TABLÖLAR LİSTESİ

	Sayfa
Tablo 3.1 Tek tablet yeniden oluşturma doz tekniğinin geliştirilmiş adımları....	30
Tablo 3.2 Trabzon-Rize arasındaki denizel taraçalardan alınan numunelerde kuvars verilerine göre OSL tarihleme sonuçları.....	36
Tablo 3.3 OSL yaş analizi örnekleri element analizi.....	37
Tablo 4.1 Çalışmada kullanılan morfolojik indisler.....	45
Tablo 4.2 Çalışma alanındaki akaçlama havzalarında ve dağ önlerinde hesaplanan morfometrik parametreler.....	59

BÖLÜM BİR

GİRİŞ

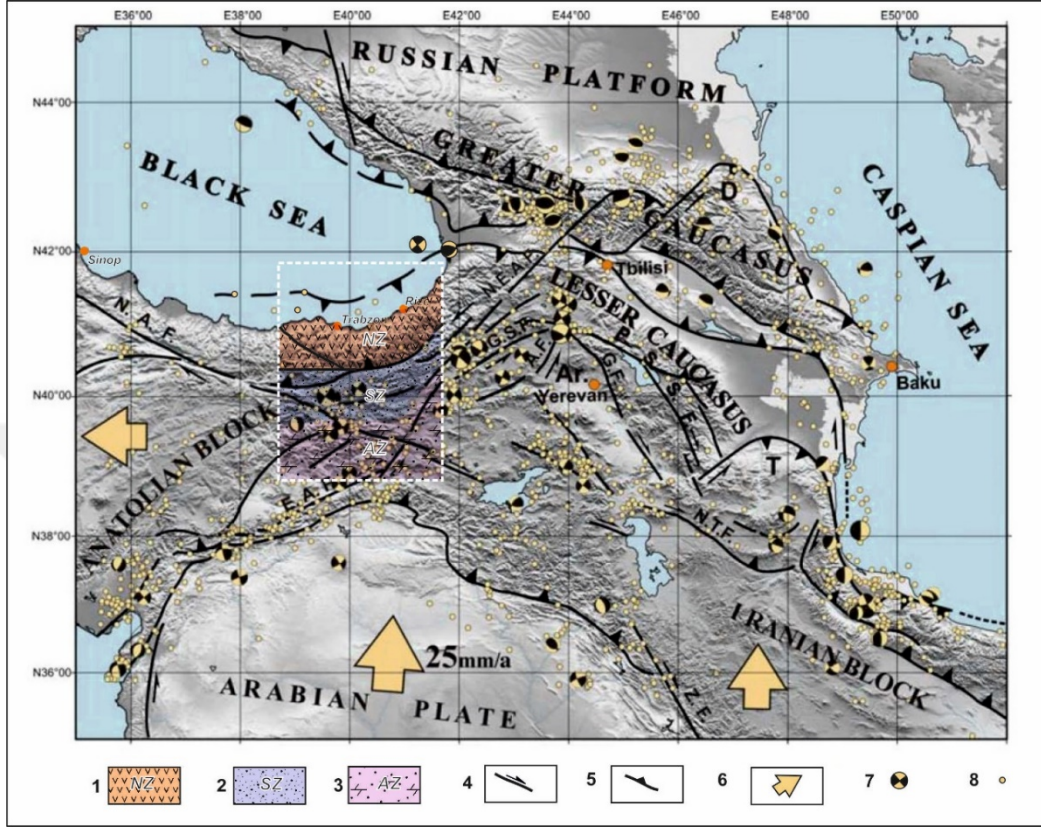
1.1 Çalışmanın Amacı ve Literatürdeki Yeri

İlk kez Hamilton (1842) tarafından adlandırılan ve Alp Himalaya Dağ Kuşağı'nın orta bölümünü oluşturan Doğu Pontidler, Tetis okyanusunun parçası olarak Doğu Karadeniz Dağ Kuşağı içinde yaklaşık 500 km uzunluk ve 200 km genişlikte, D-B yönünde uzanır. Bölgede çok sayıda çalışma yapılmasına karşın, yapısal, jeokimyasal, jeokronolojik veri eksikliği ve en önemlisi bölgenin Neotektonik çatısının günümüze kadar kurulamamış olması nedeniyle, bu kuşağın jeodinamik evrimi halen tartışmalıdır.

Doğu Pontidler'in bölgesel jeodinamik modeli konusunda farklı görüşler ortaya konmuştur. Adamia, Lordkipanidze ve Zakariadze (1977), Ustaömer ve Robertson (1996), Doğu Pontidler'in Paleozoik'ten Eosen sonuna kadar, kuzey yönde dalan bir levhadan oluştuğunu savunur. Buna karşın Doğu Pontidler'in kuzeyinde Paleotetis okyanusunun varlığından söz eden Şengör ve Yılmaz (1981), Paleozoik'ten Eosen'in sonu kadar önce güney sonra kuzey olmak üzere iki farklı yitim yönü belirtir. Diğer modelde; Karadeniz'in, Tetis okyanusunun kalıntısı olduğunu ifade eden Dewey, Pitman, Ryan ve Bonnin (1973), Chorowics, Dhont, ve Adıyaman (1998), Bektaş, Şen, Atıcı ve Köprübaşı (1999), Eyüboğlu ve diğer. (2006); Eyüboğlu, Bektaş ve Pul (2007), Eyüboğlu, Santosh, Bektaş ve Ayhan (2011), Paleozoik'ten Eosen sonuna kadar kesintisiz olarak güney yönlü bir yitim olduğunu belirtirler.

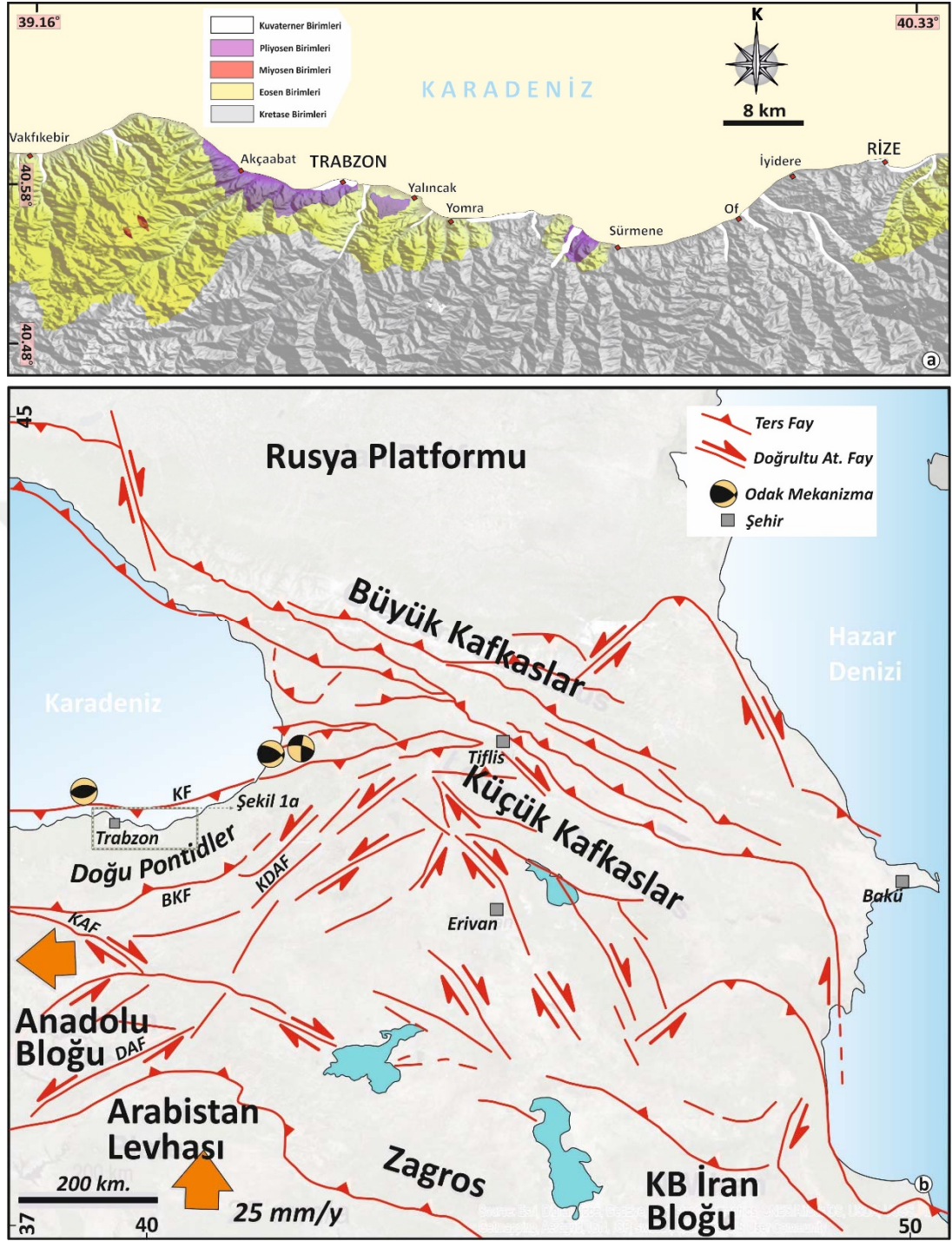
Yay gerisi havza konumunda olan Doğu Pontidler, birçok araştırmacı tarafından, tektonik, magmatik, sedimantolojik özelliklerine göre farklı kuşaklara ayrılmıştır (Şekil 1.1). Özsayar, Pelin ve Gedikoğlu (1981) tarafından Kuzey ve Güney kuşak olmak üzere ikiye ayrılan Doğu Pontidler'i, Bektaş, Yılmaz, Taslı, Akdağ ve Özgür

(1995) ile Eyüboğlu ve diğer. (2006, 2007), Kuzey, Güney ve Eksen Kuşağı olarak üçe ayırmaktadır. Bu ayırım D-B, KD-GB, KB-GD uzanımlı fay zonları ile sağlanır.



Şekil 1.1 Doğu Pontidler'in ve yakın çevresinin sadeleştirilmiş Neotektonik haritası üzerinde Kuzey, Güney ve Eksen Kuşakları'nın görünümü (Avagyan ve diğer., 2010'dan ve Eyüboğlu ve diğer. 2006'dan değiştirilerek ve birleştirilerek). 1: Kuzey Kuşak, 2: Güney Kuşak, 3: Eksen Kuşak, 4: Doğrultu atımlı faylar, 5: Ters ve bindirme fayları, 6: Blokların hareket yönü, 7: Odak mekanizma çözümleri, 8: M_w 3'den büyük aletsel depremler. Ar: Ermenistan, D: Dağıstan, T: Taliş, E.A.F.: Doğu Anadolu Fayı, N.E.A.F.: Kuzeydoğu Anadolu Fayı, N.A.F.: Kuzey Anadolu Fayı, P.S.S.F.: Pambak-Sevan-Sünik Fayı, Z.F.: Zagros Fayı, N.T.F.: Kuzey Tebriz Fayı, G.S.F.: Sarıkamış Fayı

Kuzey kuşak volkanik ve granitik kayaçlarca zenginken (Şekil 1.2a), Güney kuşak'da metamorfik masifler, granitik kayaçlar ve baskın olarak tortul kayaçlar yer alır. Eksen kuşağı, üst manto peridotitleri ve olistrostromal melanj ile karakterize edilir.



Şekil 1.2 a: Trabzon-Rize arasındaki (Doğu Pontidler Kuzey Kuşağı) sadeleştirilmiş jeoloji haritası (Güven, 1993'ten değiştirilerek). Sayısal yükseklik modeli 30 m çözünürlüklü SRTM verilerinden üretilmiştir. b: Doğu Pontidler ve yakın çevresinin ana tektonik yapıları (Tseretali ve diğer., 2016; Avagyan ve diğer., 2010; TPAO, 2010'dan birleştirilerek ve değiştirilerek). KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF; Doğu Anadolu Fayı, KDAF; Kuzeydoğu Anadolu Fayı, BKF; Borjomi-Kazbegi Fayı, KF; Karadeniz Fayı

Doğu Pontidler’de gerçekleştirilen çalışmalar yapısal olarak Kuvaterner dönem çökelleri ve bu döneme ait yapıların ortaya çıkarılmasından ziyade, jeolojik evrim, petrojenez ve maden yatakları konusunda yoğunlaşmaktadır. Kuvaterner dönemi çökel ve yapıları kapsayan çalışmalar 1900’lü yılların başından itibaren yaygınlaşmasına karşın, bölgesel ölçekte deniz seviyesi değişimlerinin, tektonizma ve iklim ile ilişkisini ayrıntılı açıklayan bir çalışma bulunmamaktadır.

Senozoyik zaman diliminde Doğu Pontidler’in yükseldiği konusunda birçok araştırmacı hem fikir olmasına karşın, “neden?”, “hangi mekanizma ile?”, “ne kadar hızla?” gibi sorular yanıt beklemektedir. Deniz seviyesi değişimlerinin en önemli göstergelerinden biri olan taraçalar, bir bölgenin hangi hızla yükseldiği ve o bölgenin deformasyon deseni hakkında açıklayıcı bilgiler sunmaktadır.

Oswald (1906); Karajıyan (1920); Ardel (1943); Erol (1952); Semerci (1990); Solmaz (1990); Yılmaz ve diğer. (1998) ve Yılmaz ve diğer. (2005), Doğu Pontidler sahil kesiminde, birbirinden farklı yükseltilerde denizel taraça seviyeleri saptamış, ancak yükselme hızı ve bölgesel tektonik açısından bir yaklaşım yapılmamıştır. Keskin (2007) ve Keskin, Pedoja ve Bektaş (2011), Doğu Pontidler’de, taraçaları 7 farklı yükseltide haritalayan, kıyıya yakın 4 seviyede buldukları mollusk ve gastropod fosil parçalarını, Elektron Spin Rezonans (ESR) tekniği ile tarihleyen araştırmacılar, taraça yükseliminin tektonik etkiye dayandığını ve bölgenin yıllık yükselme hızınının 0,07 mm/y ile 0,17 mm/y ve 0,6 mm/y ile 1,2 mm/y arasında değiştiğini vurgulamışlardır.

Doğu Pontidler’in tektonik özellikleri hakkında sismik veri sayısı kısıtlıdır (TPAO, 2010). Sismik profil verilerinde, Doğu Pontidler kuzey kesiminde, deniz içerisinde güneye eğimli bir ters fay saptanmış, bu fayı kesen sağ yönlü doğrultu atımlı fay, Trabzon Fayı olarak adlandırılmıştır (TPAO, 2010; Nikishin ve diğer., 2015). Karadeniz içerisinde, bu fay zonunda oluşan ve odak mekanizma çözümleri verev atımlı ters faya karşılık gelen güncel depremler (M_w : 5,5, M_w : 5,3 ve M_w : 4,2) söz konusu fayın günümüzde aktif olduğu düşüncesini ön plana çıkarmaktadır (Şekil 1.2b). Ancak Trabzon Fayı’nın Doğu Pontidler’i nasıl etkileyeceği daha önce

alışılmamıştır. Yılmaz (2017), Giresun dolaylarında kıyı kesimini zikzak geometrili normal fayların denetlediğini vurgulamıştır. Araştırmacı bu fayların sıkışarak gerilen yerkabuğunda gerilme farkını gidermek için oluştuğunu ileri sürmüştür.

Ancak Doğu Pontidler’de gözlenen fayların, tektonik anlamı, deformasyon deseni, kinematik özellikleri, Kuzey (KAF) ve Kuzeydoğu Anadolu (KDAF) Fayları ile etkileşimi, deniz seviyesi değişimi ve bölgesel yükselime etkisi; yapısal, kinematik, paleontolojik ve radyometrik veri eksikliği nedeniyle henüz çalışılmamıştır.

Bu çalışmanın amacı, Doğu Pontidler’in Kuvaterner döneminde maruz kaldığı tektonik deformasyonu ve aktif yükselim hızını belirlemektir. Jeokronoloji, yapısal jeoloji ve tektonik jeomorfoloji yöntemleri, tez çalışması kapsamında aşağıdaki sorulara cevap bulabilmek için uygulanmıştır.

- Doğu Pontidler’ in güney sınırını oluşturan KAF’ın ve doğusunda yer alan KDAF’ın bölgesel yükselimdeki rolü ve bölgenin yıllık yükselim hızı nedir?

- Sıkışmalı fay geçişi (*transpressional region*) içinde yer alan Doğu Pontidler’in kıyı bölümünde gözlenen normal ve doğrultu atımlı fayların deformasyon mekanizması nedir?

- Doğu Karadeniz seviye değişimleriyle tektonizma ve iklimi arasındaki ilişkisi nedir?

1.2 Tezin Organizasyonu

Çok disiplinli bir çalışma olan bu tez toplamda altı bölümden oluşmaktadır. İlk ve son bölümlerde çalışmanın hangi konuya odaklandığı, temel problemlerin ne olduğu ve elde edilen verilerle bu sorunlara küresel ve bölgesel boyutta nasıl çözüm getirildiği

sırasıyla açıklanmıştır. Diğer bölümlerde, bu problemlerin çözümünde kullanılan yöntemler ele alınmıştır. Bu bölümlere ilişkin ayrıntılı bilgiler aşağıda sunulmuştur.

Bölüm 1, çalışmanın amacı ve literatürdeki yeri konusunda kısa bilgiler içermektedir. Ayrıca önceki çalışmalara ve çalışmada kullanılan yöntemlere değinilmiştir.

Bölüm 2’de, Doğu Pontidler’in genelleştirilmiş kolon kesiti ve kaya birimlerinin Selby (1980)’e göre, kaya dayanım grubu verilmiştir. Bu bölümde, haritalanan Kuvaterner yaşlı taraçalar, alınan Optik Uyarmalı Lüminesans (OSL) örnekleri, deniz seviyesi değişimleri ve kinematik veriler hakkında ayrıntılı bilgiler verilmiştir.

Bölüm 3, Trabzon ve Rize illeri arasındaki taraçalarda, OSL tarihleme yöntemi ve terminolojisi açıklanmıştır. Bu veriler, bölgenin yeni güncel jeokronolojik veri setini oluşturur. Haritalanan taraça düzeyleri, beslenme alanından taşınmış, çoğunlukla, bazalt, andezit ve kireçtaşı parçalarından oluşmaktadır. OSL tarihleme örnekleri, bu düzeylerin özellikle kumlu seviyelerinden, tungsten-çelik malzemeden yapılmış 15 cm boyundaki tüplerle, ışık görmeyecek şekilde alınmıştır. Bu verilerle “*OSL chronology of Quaternary marine terrace deposits outcropping between the cities of Trabzon and Rize, NE Pontides, Turkey*” adlı hazırlanan makalenin, “*Quaternary Geochronology*” dergisine gönderilmesi planlanmıştır.

Bölüm 4, örneklerin alındığı kesimde, güncel morfoloji ile aktif tektonik arasındaki olası ilişki yorumlanarak, jeomorfolojik göstergelerle birlikte jeomorfolojik indisler değerlendirilmiştir. Bu kapsamda Trabzon ve Rize illeri arasında, 1/25000 ölçekli 63 adet pafta kullanılarak drenaj havzaları ayrıntılı olarak incelenmiştir. Jeomorfolojik indislerden dağ önü sinüslüğü indeksi, vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı indeksi, dere uzunluğu ve eğim indeksi, asimetri faktörü, hipsometrik eğri ve hipsometrik integral ve havza şekli geometrisi indeksi ayrıntılı olarak incelenmiştir. Bu bölümden elde edilen verilere dayanan “*Geomorphic evidence for active tectonic deformation in the*

coastal part of Eastern Black Sea, Eastern Pontides, Turkey” adlı makale “*Geodinamica Acta*” dergisinin 2018 Temmuz baskısında yer almıştır.

Bölüm 5, Trabzon ve Rize arasında, saptanan fay sistemleri ve kinematik özelliklerini içerir. Ayrıca, bölgede oluşan ve kataloglardan derlenen tarihsel ve aletsel depremlerin dağılımı ve sismik aktivitesi değerlendirilmiştir. Elde edilen veriler, önceki çalışmalarda sunulan sismik kesitler, gravite haritaları ve yer ivmesi değerleri ile karşılaştırılarak yorumlanmıştır. Bu bölümden elde edilen verilerle “*Tectonically driven uplift and seismicity of the Eastern Pontides, Trabzon-Rize, Turkey*” adlı makale hazırlanmaktadır.

Son bölümde (altıncı bölüm), çalışmadan elde edilen temel sonuçlara ve yorumlara yer verilmiştir. Yorumlama aşamasında elde edilen tüm sonuçlar adım adım önceki çalışmalarla tartışılmış ve Doğu Pontidler’in tektonik yapısına ait yeni bir senaryo ortaya konulmuştur.

1.3 Yöntemler ve Terminoloji

Yöntemler ve terminoloji bölümünde yukarıda belirtilen amaçlara ulaşmak için bu çalışmada kullanılan araçlara genel olarak değinilecektir. Bunun için gerek arazi ve laboratuvar çalışmalarında gerekse elde edilen verilerin değerlendirilmesinde kullanılan yöntem ve terminolojik kavramlar dünya standartlarına uyumlu hale getirilmiştir.

Arazi çalışmalarının yürütülmesinde, 1/25000 ölçekli topografya haritaları, Brunton tipi pusula, jeolog çekici, şerit-kırık metre, portatif merdiven ve Magellan tipi GPS kullanılmıştır. Taraça seviyelerinin haritalanması sırasında dokanak izlenme yöntemi ve Harita Genel Komutanlığı’ndan alınan 1/23000 ölçekli hava fotoğraflarından yararlanılmıştır. Yapısal jeolojik çalışmalar sırasında fay

düzlemlerinden elde edilen verilerin analizi FaultKin 7 programlarında görselleştirilmiştir.

Kayaların dayanım dereceleri sınıflaması, Schmidt çekici ile dayanımlarının kalitatif olarak ölçülmesine dayanmaktadır (Selby, 1980). Taraçaların içerdiği kırıntılar, Wentworth (1922) tane boyu ölçeğine göre sınıflandırılmıştır. Taraçaların içerdikleri mikro fosiller Olympus marka alttan aydınlatmalı polarizan mikroskopta incelenmiş, ayıklanan fosillere ait görüntüler CorelDraw X5 programında düzenlenmiştir.

Aktif fayların jeomorfolojik belirteçlerini ortaya çıkarmak için, akaçlama alanı geometrisi ve desenleriyle birlikte, morfometrik analizlerdeki kalitatif değerlerin yorumlanması Bull ve McFadden (1977), Cannon (1976), Hack (1976), Hare ve Gardner (1985) ve Keller ve Pinter (2002)'den yararlanılmıştır.

Tarihleme aşamasında, taraçalardan alınan örneklerin içerisindeki kuvars mineralleri ayıklanmış, eşdeğer doz ve yıllık doz saptamaya kadar yapılan işlemlerde, Aitken (1985), Murray ve Wintle (1998), Spencer ve Robinson (2008)'in yöntemleri kullanılmıştır. Yükselim hızı saptama ve yaş verilerinin deniz seviyesi eğrileriyle deneştirilmesinde Lajoie (1986), Siddal, Chappell ve Potter (2003), Rockwell, Keller ve Johnson (1984) temel alınmıştır. OSL tarihlemede Risø TL-DA-20C/D, verilerin yorumlanmasında Analyst ve RadialPlot programları kullanılmıştır.

Son olarak elde edilen tüm verilerin bilgisayar ortamına aktarılması, görselleştirilmesi ve değerlendirilmesi için çoklu programlardan yararlanılmıştır. Üç boyutlu sayısal modeller için 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalar ve 30 metre çözünürlüklü SRTM uydu görüntüleri kullanılarak ArcGIS 10.2 ve Global Mapper 10.0 programları, arazide çekilen fotoğrafların düzenlenmesinde Corel Draw X5 programları kullanılmıştır. Arazi, laboratuvar ve büro çalışmalarıyla üretilen bu tez Dokuz Eylül Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 2018 yılı Lisansüstü tez yazım kurallarına uygun olacak şekilde Microsoft Word programında tasarlanmıştır.

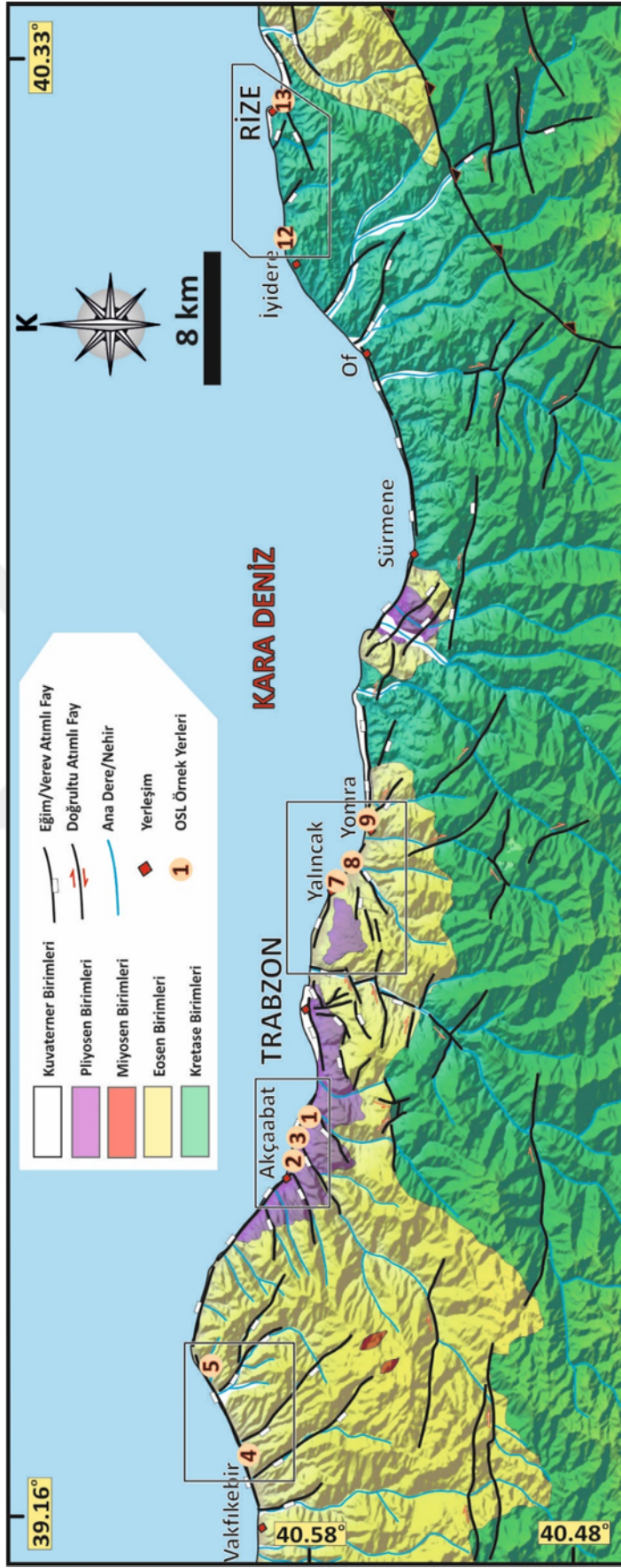
BÖLÜM İKİ

DOĞU PONTİDLER VE YAKIN ÇEVRESİNİN STRATİGRAFİSİ

2.1 Giriş

Bu bölümde çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin türleri, yaşları, oluşum ortamları, dayanım dereceleri ile ilgili bilgiler verilecektir. Kaya birimlerinin, aşınma ve tektonik kuvvetler etkisiyle değişimini, kalitatif olarak ölçmek için birimlerin dayanımı oldukça önemlidir. Kayaların dayanımlarını belirlenmede, daha çok türediği kaynak, deniz erozyonu ve aşınmaya karşı güçlü olan kayaların çimentolanma şekli ve türü dikkate alınarak ayırım yapılmaktadır.

Doğu Pontid Kuzey Kuşağı, Paleozoyik yaşlı şist, fillit ve metavolkanik, Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı volkanik (bazalt, andezit, piroklastikler ve tüf) ve granitik sokulum (granotoyid, granit ve granodiyorit); Pliyosen yaşlı kırıntılı ve karbonat (çoğunlukla kumtaşı, kireçtaşı, killi kireçtaşı) gibi kayalardan oluşmaktadır (Şekil 2.1 ve Şekil 2.2). En genç birim olan Kuvaterner yaşlı alüvyon birimleri ve taraçalar çoğunlukla faylarla denetlenen dağ önlerinde gözlenmektedir ve bu bölümde özellikle Pliyo-Kuvaterner döneminde oluşmuş birimlerin, stratigrafik-paleontolojik özelliklerine, denizel izotop evrelerine, çökelme hızlarına ve diğer kaya birimleri ile ilişkilerine detaylı olarak değinilecektir.



Şekil 2.1 Çalışma alanının jeolojisi haritası (Güven, 2003'den değiştirilerek). Kabartma harita SRTM 30 m çözünürlüklü uydu görüntülerinden üretilmiştir

SENOZOYİK			MESOZOYİK			PALEOZOYİK		
ÜST SİSTEM	SİSTEM	SERİ	KAT	FORMASYON	KALINLIK	LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	
	KUVATERNER	HOLOSEN	PALEOJEN	ALÜVYON			Blok, çakıl, kum, kil ve çamur	Kaya Dayanımı
	PLEYİSTO-KUV.			TARAÇA-KİL	1-12 m		Baskın olarak andezit, bazalt ve çakıltaşı parçaları içeren taraçalar ve kırmızı renkli kil	Çok düşük
	NEOJEN	PLİYOSEN		BEŞİRLİ	~60 m		İnce ve kaba taneli konglomera, kumtaşı, kıltaşı ardalanmaları ve bazaltik aglomera	Düşük
		MİYOSEN		KAYMAKLI	~30 m		Kıltaşı, killi silttaşı, kumtaşı ve marn	
	PALEOJEN	EOSEN	KABAKÖY	~1000 m		Kaçkar Granitoidi-II	Çok Yüksek	
						Andezit, bazalt, lav ve piroklastikleriyle ardalanmalı kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve marn	Ortaç	
						Kaçkar Granitoidi-I	Çok yüksek	
						Kumtaşı, marn		
	KRETASE	GEÇ KRETASE	KAMPAİYEN-MAASTRIHTİYEN	BAKIRKÖY	~200 m		Riyolit-riyodasitik lav ve piroklastikleri	Ortaç
				ÇAYIRBAĞ	~150 m		Bazalt, andezit lav ve piroklastikleri ile ardalanmalı olarak kırmızı çamurtaşı, marn, kumtaşı ve tuf	
				ÇAĞLAYAN	~800 m		Riyodasit-dasitik lav ve piroklastikleri	
				KIZILKAYA	~300 m		Bazalt, andezit lav ve piroklastikleri ile ardalanmalı olarak kumtaşı, silttaşı ve marn	
	JURA	GEÇ JURA ERKEN KRETASE	TURONİYEN-SANTONİYEN	ÇATAK	~900 m		Çörtlü, kumlu ve resifal kireçtaşları	Yüksek
				BERDİGA	~150 m		Bazalt-andezit lav ve piroklastikleri ile ardalanmalı olarak konglomera, kırmızı renkli kumtaşı, marnı	
				HAMURKESEN	~500 m		Metamorfik kayalar Gnays, mikaşist, klorit şist ve meta-volkanik kayalar	Çok yüksek
				SİNEMURİYEN				
	PALEOZOYİK			KRİSTALİN TEMEL KAYALAR				

Şekil 2.2 Çalışma alanında yüzeyleyen kaya birimlerinin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkilerinin kolon kesiti (Ağar, 1977; Baykal, 1952; Güven, 1993; Ketin, 1951; Stchepinsky, 1946; Neber, 1961; Yılmaz, 2002; Zankle, 1962 değiştirilerek). Taraçalar içerisindeki Y harfi OSL yaşlandırma yapılan seviyeleri göstermektedir. Açıklama bölümünde ayrı kolon halinde belirtilen sertlik dereceleri Selby (1980) çalışmasına göre düzenlemiştir

2.2 Senozoyik Stratigrafisi

2.2.1 Kabaköy Formasyonu

Çalışma alanında çoğunlukla kırıntılı çökellerle başlayan volkano-tortul seviye Güven (1993) tarafından Kabaköy Formasyonu olarak tanımlanmıştır. Vakfıkebir dolaylarından doğuya doğru ilerlendiğinde sahil kesiminden güneye doğru geniş bir yüzey kaplayan formasyon, doğuya doğru Araklı dolaylarına ilerlendiğinde yüzeyleme genişliği azalmaktadır. Birimin ortalama kalınlığı 1000 m 'dir.

Geç Kretase yaşlı birimlerin üzerine taban konglomerası ile birlikte açılal uyumsuz olarak gelen formasyon, bileşim olarak kumtaşı, kumlu kireçtaşı ve killi kireçtaşı ara seviyeleri içeren masif ve yer yer kalın katmanlanma içeren yaygın hornblend mineralli andezit, bazalt ve bunların piroklastiklerinin oluşturduğu volkano-tortul bir istiftir (Şekil 2.3a-b). Çoğunlukla koyu renklere halim olan volkanik seviyelerin tabanında gözlenen sarımsı-kahverengi renkli bol fosil içerikli tortullar klavuz seviye olarak gözlenmektedir.



Şekil 2.3 Kabaköy Formasyonu a: andezit-bazalt ve piroklastik, lav akıntıları (bakış yönü doğu), b: kireçtaşı, killi kireçtaşı ve kumtaşı ara katkılı andezit ve bazalt (bakış yönü güneybatı) (Kişisel arşiv, 2018)

Güven (1993) tarafından, *Nummulites cf. globus* LEYMERIE, *Assilina cf. exponens* SOWERBY, *Assilina cf. spira*, *Nummulite sp.*, *Discocyclina sp.*, *Asterocyclina sp.*, *Actinocyclina sp.*, *Amphistegina sp.* ve *Alveolina sp.* Formlarına

göre birimin yaşını Erken-Orta Eosen olarak tespit etmiştir. Kurt (2006) tarihleme çalışmalarında volkanik kayaçlarından aldığı örneklerden K-Ar yöntemiyle $38\pm0,8$ my yaşını elde etmiştir. Kabaköy Formasyonu çalışma alanında Akçaabat ve Yomra kıyı kesiminde Beşirli Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Formasyon, baskın litolojinin volkanik bir istif ile birlikte uyumlu olarak tortul seviyelerle birlikte Selby (1980) sınıflamasına göre, orta-yüksek sertlik derecesine sahip olduğu değerlendirilmiştir.

2.2.2 Kaymaklı Formasyonu

Çalışma alanında çoğunlukla Kaymaklı Mahallesi yüzeyleyen birim, Kalkınma Mahallesi civarında da yüzeyler. Genellikle sarımsı gri, bazen koyu gri renkte kumlu-killi silttaşı olarak tanımlanan birim Ponsiyen yaşlıdır. Ortalama kalınlığı 30 m olan söz konusu formasyon oldukça gevşek çimentoludur. Keskin (2007) tarafından kırmızı killer olarak anlatılan volkanik kayaların altere olmuş yüzeye yakın bölümleri bu çalışmada Kaymaklı Formasyonu adı altında anlatılmıştır. Aynı birimi Güven (1993) kumlu-killi silttaşı, kiltası seviyelerini içeren Kaymaklı Formasyonunu Beşirli Formasyonu içerisinde deşinmiştir.

Formasyon, Eosen yaşlı Kabaköy Formasyonunu aşısız uyumsuzlukla üzerler. Özsayar (1971) çalışmasında birimden toplanan örnekler içerisindeki *Congerina vuki*, *Dreissensia rostriformis*, *Limnocardium aquammulosum*, *Phyllicardium planum* fosillerine dayanarak Ponsiyen (Üst Miyosen) yaşı verilmiştir. Kaymaklı Formasyonu'nun hakim litolojisi göz önünde bulundurularak Selby (1980) sınıflamasına göre düşük-orta dayanımda olduğu yorumlamıştır.

2.2.3 Beşirli Formasyonu

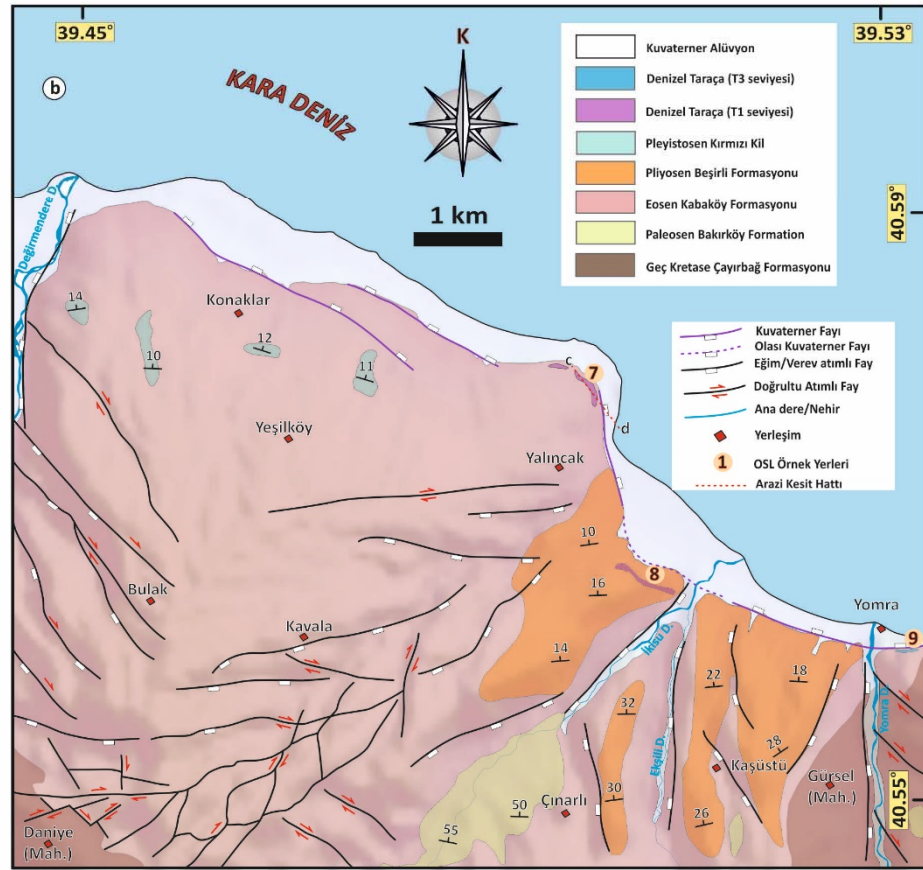
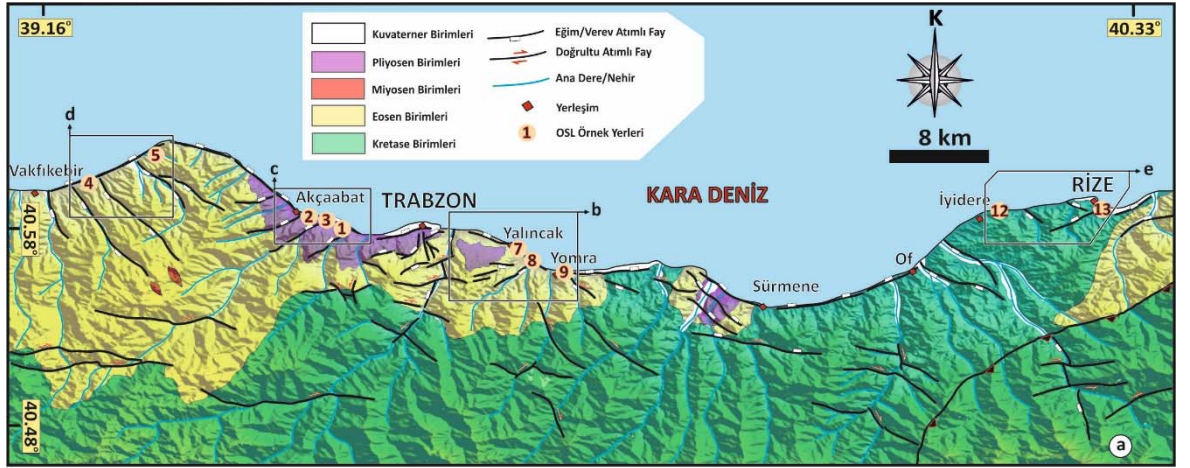
Kabaköy Formasyonu üzerine aşısız uyumsuzlukla gelen kaba taneli çakıltası ve kumtaşlarından oluşan Beşirli Formasyonu, Güven (1993) tarafından tanımlanmıştır.

Çalışma alanında sahile yakın kısımlarda Akçaabat-Yomra arasında haritalanan, gevşek tutturulmuş yaygın olarak iri taneli çakıltaşı, az miktarda kumtaşı ve kıltaşı seviyelerinden oluşan Beşirli Formasyonu’nun bileşenleri Kabaköy Formasyonundan türemiştir. Formasyonun kalınlığı ortalama olarak 60 m’dir. Yer yer iri andezit veya bazalt çakıl ve bloklardan oluşan konglomeralar, aglomeraya oldukça benzemektedir (Şekil 2.4a-b).

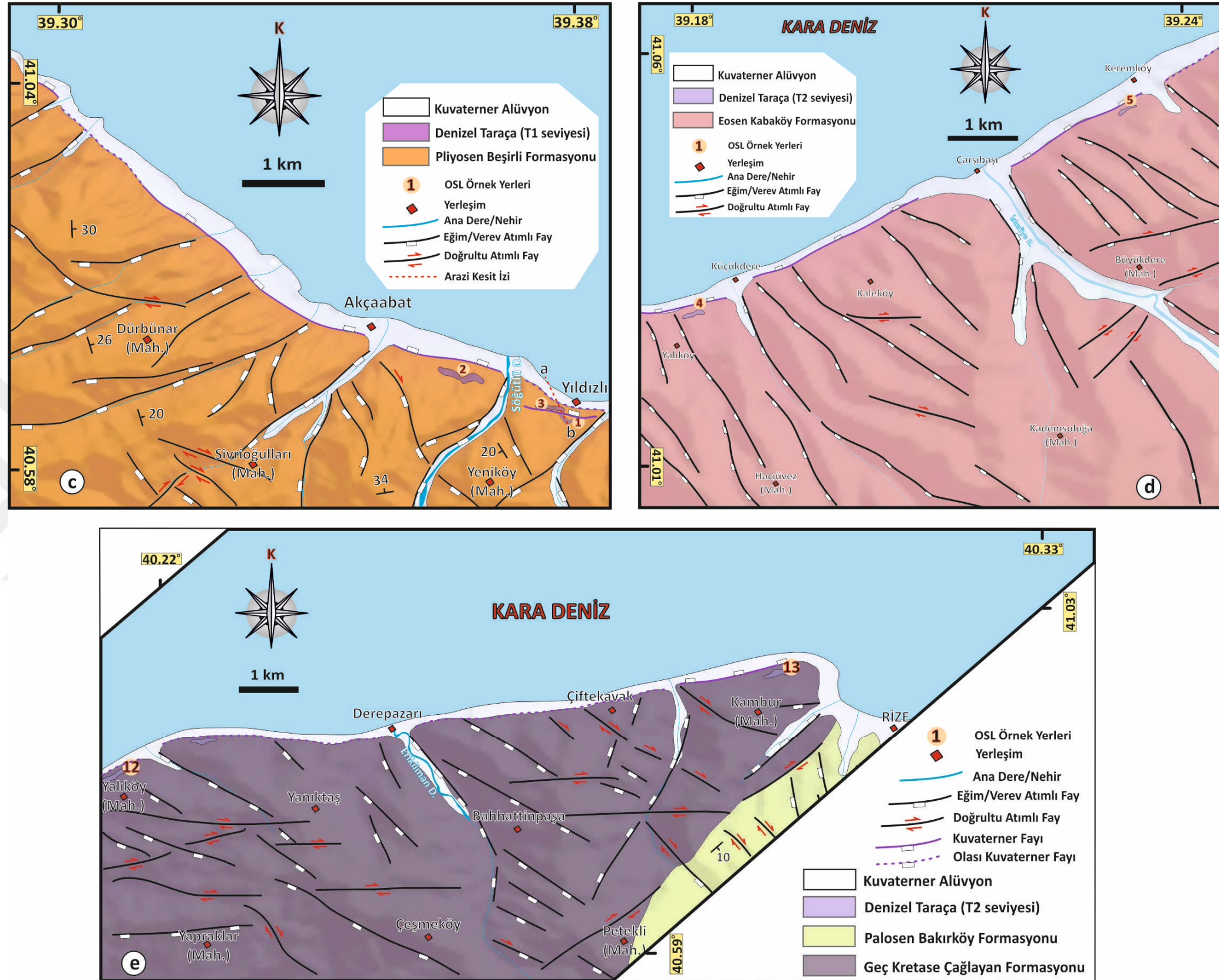


Şekil 2.4 a-b: Beşirli Formasyonunda gözlenen sıkı, tutturulmuş çakıltaşları (bakış yönü sırasıyla, doğu ve kuzey) (Kişisel arşiv, 2018)

İstifin bazı bölümlerinde iyi derecelenme ve çapraz tabakalanma hâkim olsa da çoğunlukla kısa mesafeli taşınma sonucu hızlı çökelmiş bir yığılma malzemesi görünümündedir. Güven (1993) çalışmasında, formasyonu tarihleyecek bir veri bulunamamıştır. Söz konusu formasyonun Eosen yaşlı formasyonun üzerinde uyumsuz olarak bulunuşu ve killi-kumlu seviyelerde taşınmış Miyosen yaşlı fosil parçaları içermesi göz önünde bulundurulduğunda, Pliyosen yaşında olduğunu değerlendirilmiştir. Çalışma alanında Akçaabat dolaylarında formasyon, taraçalar tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedir (Şekil 2.5 ve Şekil 2.6). Formasyon, hâkim litoloji olarak çakıltaşı, kumtaşı yer yer de kıltaşı seviyeler içerdiğinden Selby (1980) sınıflamasına göre düşük dayanım derecesine sahip olduğu yorumlanmıştır.



Şekil 2.5 a: Çalışma alanının jeoloji haritası (Güven, 2003'den değiştirilerek). Kabartma harita SRTM 30 m. çözünürlüklü uydu görüntülerinden üretilmiştir. b: Yalınçak bölgesinin 1/25000 ölçekli jeoloji haritası



Şekil 2.6 Trabzon-Rize arasında gerçekleştirilen c) Trabzon-Akçaabat, d) Trabzon-Çarşıbaşı, e) Rize-Derepazarı ve yakın çevresinde özellikle kıyı kesimine ait 1/25000 ölçekli jeoloji haritaları

2.2.4 Taraçalar

Doğu Karadeniz'in deniz seviyesi değişimlerinin önemli kayıtlarından olan taraçalar üzerinde 1800'lü yıllardan bu yana çalışmalar süre gelmektedir. Çalışmalar Hamilton (1842) ile başlamakta ve bu tez çalışmasının ve bu çalışmadan çıkan yayınların dışında literatürde bulunan son çalışma Keskin ve diğer. (2011)'dir. Yapılan önceki çalışmalarda taraçaların varlığından bahsedilmekte ve denizel kökenli oldukları vurgulanmaktadır. Ancak taraçaların içerisindeki bileşenleri arasında makro boyutta fosil ya da fosil parçalarına Keskin (2007), Keskin ve diğer. (2011) dışında rastlanılmamıştır. Taraçalar içerisinde buldukları fosiller üzerinde ESR tekniği ile tarihlleme yapan yazarlar, taraçaların çökelim yaşlarını yaklaşık 5 bin yıl ile 2,1 milyon yıl arasında değiştiğini tespit etmişlerdir.

Çalışma alanında Trabzon-Rize sahil kesimi boyunca üç farklı seviye halinde taraçalar haritalanmıştır (Şekil 2.5 ve Şekil 2.6). Bu seviyeler birbirlerinden renk ve doku olarak ayrılabilir. Taraçaların kalınlıkları 1 m' den 17 metreye kadar değişmektedir. Baskın litolojileri başlıca kum, çakıl boyutunda bazalt, andezit ve kireçtaşı parçalarından oluşmaktadır. Çakıllar çoğunlukla düz, elipsoidal ve yassı şeklindedir. Arazi incelemelerinde genel olarak tabanda kaba taneli yukarıya doğru incelen bir iç yapı sunmakta ve batıdan doğuya doğru gidildiğinde taraça yükseltilerinin arttığı görülmüştür. Sistemik olarak alınan taraça örneklerinde gerçekleştirilen OSL tarihlleme sonucunda oluşum zamanlarının yaklaşık olarak 8 bin yıl ile 78 bin yıl arasında değiştiği tespit edilmiştir. Bu tarihlerden yola çıkarak taraça istiflerinin çökelim hızlarının 1000 yılda 3 cm ile 25 cm arasında değiştiği ve arazi verilerinin bölgede genişleme rejimine işaret ettiği söylenilebilir. Belirtilen tarihlerdeki deniz seviyelerinin emarelerinden olan taraçalar, denizel izotop evreleri ile karşılaştırıldığında sırasıyla MIS 5a, MIS 3 ve MIS 1 seviyelerine karşılık gelmektedir. Bu bölümde taraçalar stratigrafik olarak yaşlıdan gence doğru anlatılacaktır. Jeomorfolojik açıdan bakıldığında dağ önlerinde yüzeyleyen taraçaların, Selby (1980) sınıflaması ve arazi, gözlemleri göz önünde bulundurulduğunda düşük dayanım derecesine sahip olduğu yorumlanmıştır.

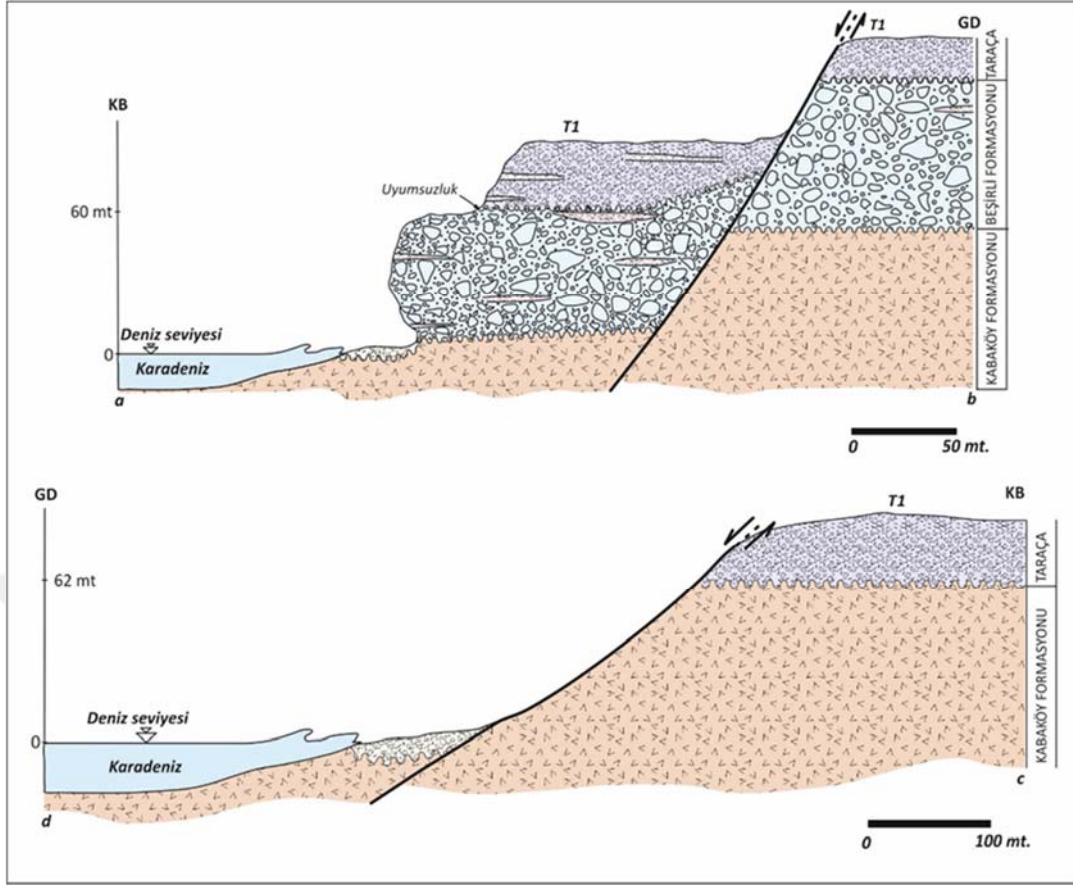
2.2.4.1 T1 Taraçası

Çalışma alanında en iyi Akçaabat ve Yalıncaak bölgelerinde yer alan T1 taraçası yükseklik olarak 55-59 metre kotlarında haritalanmıştır. Ölçülen taraçaların kalınlığı yaklaşık 8 m'dir. İstifin tabanından itibaren 1-3 metre kalınlıklarında kaba çakıl-kum, 1-4 metre arasında değişen kalınlıklarda iyi boylanmış kaba kum gözlenmektedir (Şekil 2.7a-d).

Kum seviyelerinin 50 cm ile 2 metre varan kalınlıklarında herhangi bir yapı gözlenmemiştir. Ancak taraça diri faylarla parçalanmıştır (Şekil 2.8). T1 taraçası yanal olarak 2 farklı alanda sırasıyla 0,2 km; 0,1 km izlenmiştir. Bu taraçalardan TR-1 ve TR-3 kodlu istiflerden toplam iki adet OSL örneği alınmış, bu seviyelerin tarihleri 73 bin yıl ile 78 bin yıl arasında değiştiği hesaplanmıştır. Aynı zamanda ölçülen bu taraçalarda makro yada mikro boyutta fosil yada fosil parçalarına rastlanılmamıştır.



Şekil 2.7 a-d) 59 metre yükseltili T1 taraçası, a-b: Trabzon-Yıldızlı (bakış yönü sırasıyla güney ve güneydoğu), c-d: Trabzon-Yalıncaak ve çevresi (bakış yönü güney), (Kişisel arşiv, 2018)



Şekil 2.8 Taraçaların jeolojik ilişkisini gösteren arazi enine kesitleri (Kesit hatları için bkz. Şekil 2.5b ve Şekil 2.6c)

2.2.4.2 T2 Taraçası

Fenerköy, Zeytinlik (Trabzon) dolaylarında oldukça iyi gözlenen T2 taraçası, genelde orta-kötü boylanmış 1 m kalınlığında tane destekli çakıltaşından oluşmaktadır. Toplam kalınlık 7 metreye ulaşmakta ve istif içerisinde yukarıya doğru azalan tane boyu ile karakteristik bir yapı sunmaktadır. İstifin alt kesimleri kaba çakıl, kum, çamurdan oluşmakta ve gözlenen kalınlığı 1 m ulaşmaktadır. İstifin üst kesimlerine doğru ilerlendiğinde kalınlığı 1 m ile 2 m arasında değişen orta kaba kum ve kil içeriği yoğunlaşmaktadır (Şekil 2.9a-d).



Şekil 2.9 a-d) 37 metre yükselteli T2 taraçası, a: Trabzon-Küçükdere (bakış yönü güneydoğu), b-c: Rize-Merkez (bakış yönü güney), d: Trabzon-Of çevresi (bakış yönü güneybatı). Paleontolojik olarak incelenen denizel form, b fotoğrafının kumlu seviyelerinden alınmıştır (Kişisel arşiv, 2018)

T2 taraçasının günümüz kıyı çizgisi yüksekliği 37 metre, yanal olarak ortalama 0,2 km devam etmektedir. Ancak 59 metre yükseltilerinde de bu taraçaya ait istifler gözlenmiştir. Çalışma alanında TR-2, TR-4, TR-5, TR-6, TR-7, TR-8, TR-10, TR-12, TR-13 kodlu istiflerden toplanan OSL sonuçlarına göre taraçanın yaşı 12 ile 52 bin yıl arasında değişmektedir. Araziden toplanan örneklerin incelenmesi sonucunda taraça çökelleri içerisinde makro fosillere yada fosil parçaları bulunmamaktadır. Ancak TR-5 kodlu taraça örneklerinde yapılan mikro incelemeler sonucunda istif içerisinde 1 adet denizel forma rastlanılmıştır (Şekil 2.9b). Denizel formun foraminifer olabileceği yorumuna varılmıştır (Sözlü görüşme, İ. İşintek, 10 Kasım 2017).

2.2.4.3 T3 Taraçası

Çalışma alanı içerisinde en genç seviye olan T3 taraçası, Yomra dolaylarında kalınlığı 1 m ile 4,5 m arasında değişen oldukça iyi bir kesit sunmaktadır. Genel olarak kotu -orta boylanmış çakıltaşlarıyla baskın olan T3 taraçası, sistematik olarak yukarıya doğru tane boyu azalan bir istif sunar. İstifin alt kesimlerinde yaklaşık 2 m kalınlığında kaba kum ve çamur içeriği gözlenirken istifin üst bölümlerine doğru kalınlığı 1 ile 2 metre arasında değişen orta kaba kum ve kil arıdanması yaygın olarak yer kaplamaktadır (Şekil 2.10a-b ve Şekil 3.6). Ayrıca içerisinde makro yada mikro boyutta fosil yada fosil parçası barındırmamaktadır. T3 taraçası günümüz deniz seviyesinin 27 metre seviyelerinde olduğunu göstermektedir. Birim yanal olarak 0,2 km izlenebilen seviyelerden TR-9 kodlu bir adet OSL örneği alınmıştır. Elde edilen veriler sonucunda birim 8 bin yıl yaşındadır.



Şekil 2.10 En genç (a: T3, bakış yönü güney) ve (b) güncel taraçalar, bakış yönü doğu (Kişisel arşiv, 2018)

2.2.5 Alüvyonlar

Trabzon-Rize arasında sahil kesiminde Vakfıkebir-Akçaabat-Yomra-Sürmene (Trabzon) dolaylarında ve İyidere-Merkez (Rize) yakınlarında gözlenen alüvyonlar çoğunlukla K-G ve KD-GB yönlü derelerin denize bağlanan bölümlerinde de yaygın olarak bulunmaktadır. Bloktan kum boyuna kadar değişen malzemeyi içeren alüvyonlar başlıca andezit, bazalt, kireçtaşı parçaları içermektedir. Buna göre çalışma

alanında en genç birim olan alüvyon birimleri Selby (1980) sınıflamasına göre düşük dayanım derecesine dahil edilmiştir.



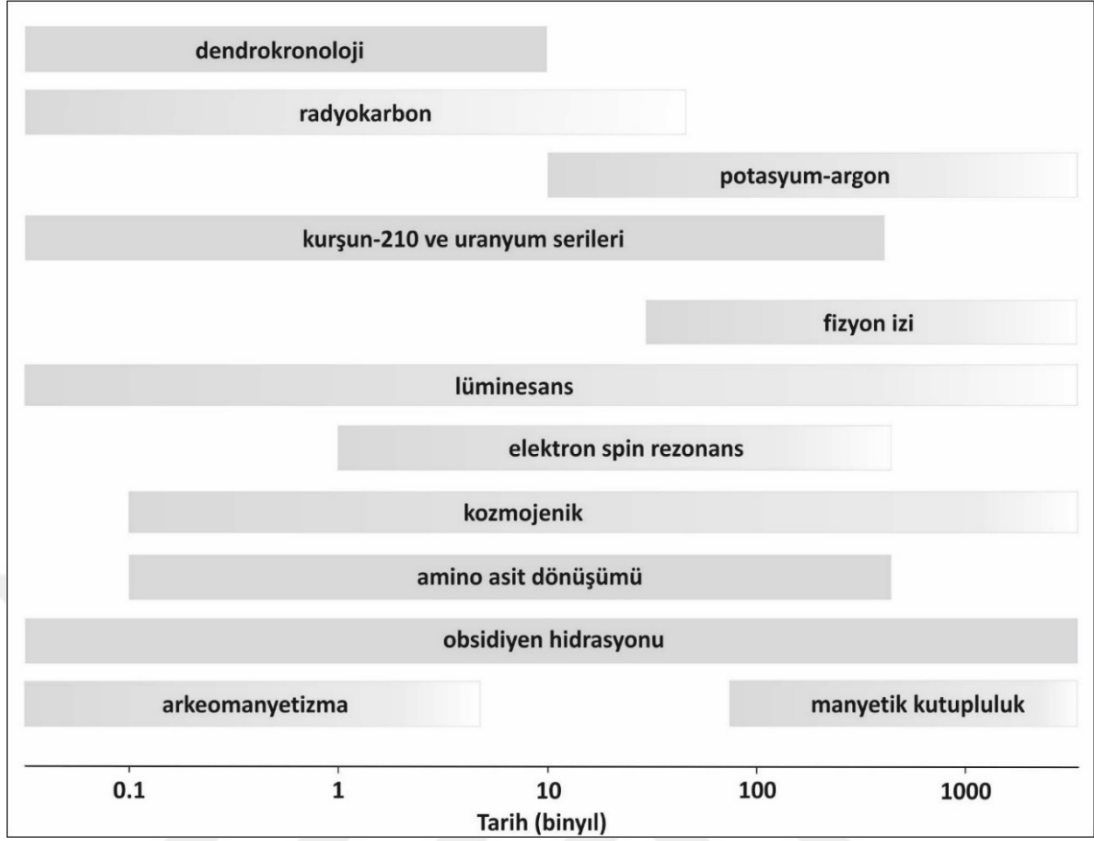
BÖLÜM ÜÇ

DOĞU KARADENİZ GEÇ KUVATERNER DÖNEMİ DENİZ SEVİYESİ DEĞİŞİMLERİNİN YAŞLANDIRILMASI

3.1 Giriş

Denizel çökellerin tarihlendirilmesi, çökellerin birbirleriyle olan stratigrafik ilişkilerinin, çökelim zamanlarının, bölgenin deformasyon deseninin ve tektonik evriminin aydınlatılması için kullanılan en önemli araçlardan biridir. Taraçaların deniz seviyesi değişimi, bölgenin, görece, hangi derecede tektonik etki ve iklim değişikliğinden etkilendiğini ortaya çıkarır. Bu tür jeolojik olayları yaşlandırabilmek için çeşitli jeokronolojik yöntemler bulunmaktadır. Ancak bu yöntemlerin güvenilirliği ve tarihlleme sınır aralığı kullanılan malzemenin türü ile doğrudan ilişkili olduğundan, sınırlı sayıdaki yöntemler genç çökellerde başarılı sonuçlar vermektedir.

Kuvaterner çalışmalarında paleontolojik yaş tayini ve radyometrik yaş tayinlerinden ^{14}C (Radyokarbon) ilk akla gelen ve en yaygın kullanılan tarihlendirme yöntemlerinden biridir. Ancak çalışılan alanda organik materyal bulunmaması ve tarihlleme aralığının maksimum 60,000 yıla dayanması bu yöntemlerin kullanımını kısıtlamaktadır. Bunun yanında optik ve ısı uyarımla Lüminesans (OSL-TL), Kozmojenik (CRN) ve Elektron Spin Rezonans (ESR) tarihlleme teknikleri organik materyallere de gereksinim duymadan (ESR hariç) Kuvaterner dönemi çökellerinin üzerinde Türkiye’de kullanılan güvenilir ve dolaylı yöntemlerin başında gelmektedir (Şekil 3.1).



Şekil 3.1 Kuvaterner yaşlı kayaların tarihlendirme yöntemlerinin sınır aralıkları (Aitken, 1990; Aitken, 1998; Schäfer ve diğer., 1999; Dunai, Gonzáles Lopez ve Juez-Larre, 2005; Ivy-Ochs ve Kober, 2008’ den birleştirilerek ve değiştirilerek)

Kolay örnekleme, maliyetin az ve sonuçların güvenilir, sağlam ve hızlı olması nedeniyle çalışma alanında optik uyarımla tarihleme (OSL) tekniğinin kullanılması uygun görülmüştür.

Arabistan Levhasının K-KB yönlü hareketi neticesinde hızlı ve aşamalı olarak yükselen Doğu Pontidler’in deformasyon desenini, bölgenin hangi hızla yükseldiğini ortaya çıkarabilmek ve bu olaylara ışık tutmak için yapılan tarihleme çalışmalarına bu bölümde yer verilecektir.

Bu bağlamda çalışma alanında denizel taraçalarda yeni bir jeokronolojik veri seti (OSL) sunulmuştur. Elde edilen sonuçlar daha önce çalışma alanı içerisinde ESR

tekniki ile tarihlenen denizel taraça sonuçlarıyla ve küresel deniz seviyesi eğrileriyle karşılaştırılmıştır.

İlerleyen paragraflarda örnekleme ve OSL yönteminin prosedürü ve aşamalarına ve elde edilen sonuçlara detaylı olarak değinilecektir. Varılan sonuçlar, Doğu Pontidler kuzey kesimi yükselme hızının ortaya çıkarılmasına katkı koyacak niteliktedir.

3.2 Önceki Çalışmalar

Doğu Karadeniz havzasının güney sınırı boyunca Sinop-Artvin illeri arasında denize yakın kesimlerde çeşitli yükseltilerde denizel taraçalar yer alır. Bu taraçalar üzerinde (i) fosil topluluklarına dayanarak ESR yöntemi ile ve (ii) taraçaların oluşum sırasında bağlayıcı malzemenin içerdiği kuvars ve feldspat mineralleri yardımıyla OSL yöntemi ile tarihleme çalışmaları gerçekleştirilmiştir.

Ertek ve Aytaç (2001), İstanbul-Sinop çevresinde, farklı yükseltili makro fosilce zengin olan denizel taraça seviyeleri saptamıştır. Aytaç (2010) İzmit-Kefken bölgesinde denizel taraçaları OSL tekniğiyle tarihlemiştir. Elde ettikleri sonuçlar 50 ± 38 yıl ile 1000 ± 100 yıl arasında değişmektedir. Yazarlar Orta ve Batı Pontidler için yükselim hızını ortalama 0,3 mm/y hesaplamıştır.

Yıldırım ve diğer. (2013), İnceburun, Bozburun ve Ayancak-Gerze arasındaki denizel taraçaları haritalamış ve OSL tekniği ile taraçaların oluşum yaşlarının 176 ± 17 ile 638 ± 59 bin yıl arasında değiştiğini saptamış ve Orta Pontidler için 0,08 mm/y ile 0,26 mm/y değişen hızlarla yükselim modeli ortaya konulmuştur.

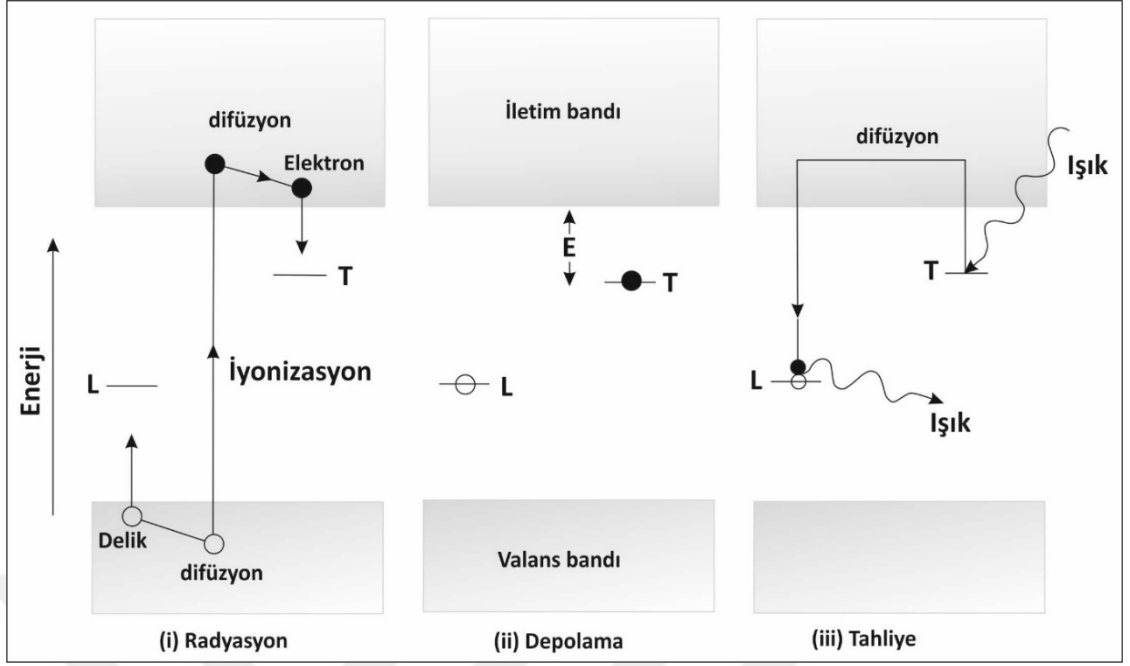
Keskin ve diğer. (2011) Trabzon-Merkez ve yakın çevresinde 7 farklı yükseltide denizel taraça seviyesi haritalamış ve bu seviyelerden denize yakın olan ilk 4 seviyeyi içerisindeki denizel makro fosilleri kullanarak ESR tekniği ile yaşlandırmıştır.

Buldukları sonuçlar $5,141 \pm 0,294$ bin yıl ile 1,4-2,1 milyon yıl arasında değişmektedir. Yazarlar, diğer seviyeleri ekstrapolasyon yöntemiyle değerlendirmiş ve Doğu Pontidler için yükselim hızının 0,07mm/y ile 0,17mm/y arasında değiştiğini vurgulamıştır. Keskin (2007) aynı alan için, 0,6 mm/y ile 1,2 mm/y arasında değişen yükselim hızı önerir.

3.3 OS� Tarihleme Yöntemi

3.3.1 Metodoloji

^{238}U , ^{232}Th ve ^{40}K gibi uzun yarı ömürlü radyonüklidlerin bozunumları sırasında, salınan dalga, parçacık halindeki ışınlamalar ve kozmik ışınlar doğal minerallerin kristal kafes sisteminde kusurlar ve serbest elektronlar oluşturur. Enerji yükü taşıyıcıların bir kısmı kristal kafeslerindeki kusurlarda veya safsızlıklarda tuzaklanabilir ve uzun zaman boyunca ışık ya da ısı tarafından uyarılana kadar buralarda kalabilir. Tuzaklarda biriken yük taşıyıcıların sayısı, mineral tarafından çevreden soğurulmuş radyasyon dozu ile orantılıdır. Tuzaklanmış elektronlar ve kusurlar laboratuvar ortamında ısısal veya optik uyarılma ile tuzaklarından ayrılabilirler. Bu olaya lüminesans saatin sıfırlanması adı verilir. Yeniden birleşme merkezlerine dönüşte oluşan lüminesans sinyallerinin şiddeti ölçülerek örneklerin çevreden soğurmuş oldukları doz değeri belirlenebilir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 Lüminesans sürecinin enerji seviyesi diyagramı (i) Radyasyona uğrayan atomlar iyonizasyondan sonra, bir elektron valans bandından iletim bandına geçer ve valans bandında bir delik oluşur. Sonrasında elektronlar ve delikler sırası ile T ve L kusurlarında tuzaklanırlar. (ii) Birkaç saniye-milyonlarca yıl zaman aralığında yeniden birleşme merkezlerindeki delik ve elektron tuzaklarında elektronların birikimi. (iii) Elektronlar ya ısı ya da ışık uyarılması ile tuzaklardan iletim bandına geçer. Tuzaklanmış delik ile yeniden birleşen elektronlardan bazıları ışık üretirken, bazıları da ısı üretir (Aitken, 1985; 1998)

Volkanik kayalar, eski seramik ve tortul kayalardan çıkarılan kuvars ve feldspat gibi mineraller, lüminesans yöntemleri ile tarihlendirmede paleodozimetre olarak yaygın bir biçimde kullanılmaktadırlar (McKeever, 1985; Boter-Jensen, McKeever, ve Wintle, 2003).

Bir jeolojik örneğin lüminesans saati bir önceki konumundan son konumuna taşınması sırasında maruz kaldığı gün ışığıyla sıfırlanır. Tarihlendirme çalışmalarının temel varsayımı, tarihlendirilecek örnek için sıfırlanma olayının gerçekleşmiş olmasıdır.

Başka bir ifadeyle, tortul kayalardan çıkarılan kuvars ya da feldspat mineralleri ile bu sediment örneklerinin oluşumunda maruz kaldığı en son ısı ya da ışıktan günümüze kadar geçen sürede çevreden soğurdukları toplam doz değeri belirlenir. Bu soğrulan doz miktarına eşdeğer doz (ED) adı verilir (Aitken, 1985). Lüminesans değeri TL ve OSL olmak üzere iki şekilde elde edilebilir: TL, minerallerin ısıtılması sırasında üretilir ve OSL, herhangi bir sabit dalga boyunda ışığa maruz kalma sırasında belirlenebilir (Aitken, 1985).

Huntley, Godfrey-Smith, ve Tewalt (1985), tortulların tarihlendirmesinde, OSL yöntemini ilk kullanan araştırmacılarıdır. Özellikle tortul kayaların tarihlendirilmesinde etkin ve hassas olan bu yöntem, 20 yılda oldukça gelişmiştir. Özellikle OSL’de kullanılan lazerin tanecik yüzeyinin 20 µm çapına kadar odaklanması ile her biri ince kum taneciği boyutundaki minerallerin sinyal şiddeti hassas olarak ölçebilmektedir. Ölçüm süreci, SAR protokolü olarak adlandırılan ve her birinde birkaç bin kuvars taneciği bulunan tek bir tablet üzerinden doz belirleme çalışmalarının ölçümüyle geliştirilmiştir.

3.3.2 Örnek Hazırlama Süreci

Her lüminesans çalışmasında mutlaka kullanılan yöntemle göre kuvars ve feldspat mineralleri birbirinden ayrıştırılmalıdır. Bu aşamada ise laboratuvarında mutlaka beyaz ya da sarı ışık ortamından uzak, dalga boyu çok düşük olan kırmızı ışık altında örnekler incelenmelidir. İlk aşamada, araziden alınan karotiyer tüpler yüksek hassasiyetle açılmalı, ağırlığı ölçülmeli ve ıslak ve kuru olmak üzere çeşitli aralıklardaki eleklerden geçirilmedir. İkinci aşamada ise ilk aşamadaki elek sonucunda elde edilen 125-180 µm boyutundaki kırıntılılar bir cam beher içerisine konularak üzerine, sırasıyla HCL ve H₂O₂ dökülerek 1 ile 3 gün arası bir süre beklenir. Bu işlemin amacı kırıntılıların içerdiği karbonatları ve organik materyalleri ortamdan uzaklaştırmaktır. Ardından örnekler 3 kez saf su ile yıkanır ve etüvde 30 dakika ısıtılır. Çalışmanın başında da belirtildiği gibi kuvars ve feldspat mineralleri birbirlerinden ağır sıvı yardımıyla

ayrıştırılır. İzleyen aşamada, elde edilen örneklerin üzerlerine sırasıyla HF ve HCL dökülerek örneğin içerdiği alfa ışınları ve floritler yok edilir.

Çalışmanın amacına göre paslanmaz çelikten yapılmış olan disklerin üzerine yapılan analize göre değişiklik gösteren boyutlarda (1 mm, 3 mm ve 5 mm çapında) tabletler hazırlanır. Bu işlemler esnasında özenli davranmak gerekmektedir. Disklerin üzerine istenilen boyutta kuvars taneleri yapıştırabilmek için özel altlık ve sıvı silikon kullanılır. Her analizde toplamda hazırlanan 24 adet disk Tek Tablet Yenileme (SAR) prosesine göre incelenir.

3.3.3 Tek Tablet Yenileme (SAR) Prosesi ve Eşdeğer Doz Ölçüm Basamakları

Jeolojik örneklerin tarihlendirilmesi için ölçülmesi gereken büyüklüklerden biri eşdeğer dozdur (ED), diğeri ise yıllık dozdur (D). SAR yönteminin temeli her bir doz verilmesinin ardından ve bunu izleyen her bir uyarım çevriminden sonra bir sinyali şiddetini ölçmeye dayanır. Her bir uyarım çevriminde, bir önceki uyarım çevriminden elde edilen hassasiyet ölçüm değeri kullanılarak hem doğal sinyaller hem de yeniden üretilmiş sinyaller için düzeltilmiş olan hassaslık değişimlerinin etkisi belirlenmiş olur.

Birinci yeniden oluşturma dozu D_0 , birinci basamakta sıfır olarak verilmiş ise, doğal OSL sinyali L_0 (2. adımda) ön ısıtmadan sonra ardışık uyarmalar (3. basamakta) sırasında ölçülür. D_i olarak adlandırılan belirlenmiş test dozları, 200°C'ye kadar örneği ısıtmadan önce 110°C TL tuzaklarını boşaltmak için verilir. Birçok uygulamada bu yöntem kullanılmasa da 110°C TL tepe noktası bu noktada bize bazı veriler verebilir. Sonuç olarak lüminesans test dozu sinyali T_0 , doğal OSL ölçümü ile ilgili olarak gözlenir. Bu çevrim 1. adımda istenildiği kadar tekrar edilebilir (Tablo 3.1).

İzleyen aşamada örneğe birinci yeniden oluşturma dozu D_1 verilir ve birinci yeniden oluşturulmuş OSL sinyali L_1 ve buna karşılık gelen test doz OSL sinyali T_1

ölçülür. Test doz, deney boyunca sürekli sabit tutulur. SAR ölçüm protokolünde, bir materyale ölçümden önce (radyasyon kazası veya gömülme süresi boyunca) bir D_n dozu verildiğinde, laboratuvarında örnekler bir T_{ph} sıcaklığında (10 s için tutulur ve genellikle 200°C ile 280°C arasında) ön ısıtma uygulanır. Doğal sinyal L_n , sinyal önemsiz bir seviyeye bozulana kadar (yani OSL tuzakları boşalınca kadar) optik uyarma ile ölçülür. Doğal dozun $D_n \sim 10\%$ ’u test dozu D_t olarak örneğe uygulanır. Örnekler ardışık olarak bir sıcaklığa T_{ch} (tipik olarak 110°C’lik TL tuzakını boşaltmak için 200°C’ye) ısıtılır, soğutulur ve hemen ardından test dozu ile OSL sinyali T_n ölçülür.

Tablo 3.1 Tek tablet yeniden oluşturma doz tekniğinin geliştirilmiş adımları (Murray ve Wintle, 2000’den değiştirilerek)

Aşama	Süreç ^a	Gözlenen ^b
1	Doz verme, D_i	-
2	Ön ısıtma ^c (10 saniye için 200-280 °C)	-
3	125 °C’de 40 saniye için mavi ışık ile uyarma ^d	L_i
4	Test dozu verme, D_t	-
5	160 °C ‘de ısıtma ^c	-
6	125 °C’ de 40 saniye için mavi ışık ile uyarma ^d	T_i
7	1. aşamaya dönüş	-

^a Doğal örnek için, $i = 0$; ve $D_0 = 0$ Gy.

^b L_i and T_i varsayılan uyarma eğrisinin uç kısmındaki 0.65 saniyelik OSL sinyalinden elde edilmiştir.

^c Tabletler ısıtma sonrasında <60 ‘ye kadar soğutulur. Aşama 5’de test dozunun TL sinyali gözlenebilir, fakat genelde uygulamalarda bu durum kullanılmaz.

^d Uyarma zamanı uyarılan ışığın dalga boyu ve yoğunluğuna göre değişir. Bu çalışmada mavi ışık kullanılmıştır.

Örneğe ilk yeniden oluşturma dozu D_t ’in verilmesi ile SAR protokolünde ikinci ölçüm zinciri başlatılır. Örneğe radyasyon verildikten sonra ilk ölçüm zincirindeki gibi aynı ön ısıtma sıcaklığı T_{ph} ’a ısıtılır ve yeniden oluşturulan sinyal L_t ölçülür. Örneğe daha sonra bir diğer test dozu D_t verilir (aynı ilk çevrimde olduğu gibi), T_{ch} ’ye ön ısıtma ve elde edilen OSL sinyali T_t ölçülür. İkinci yeniden oluşturma zinciri büyüme eğrisinin oluşması için tekrarlanır, sadece değişen yeniden oluşturma dozu D_t ’nin

büyükliğıdür. Ölçüm protokolünde oluşan hassaslık değışimlerini gözlemlemek için kullanılan sabit bir test dozu olan D_i ise bir OSL ölçümüdür. Eğer hassasiyet değışimi oluşmazsa T_i 'nin bütün değeri benzer olacaktır, fakat pratikte T_i 'nin bütün değeri sıklıkla kayda değeri bir şekilde değışkendir. Doğal ve ardışık test dozları ile elde edilmiş OSL sinyali, sinyal şiddetinin hassaslık düzeltme ölçümü için elde edilir. Yeniden üretilmiş dozların doğal hassaslığının düzeltilmiş değeri;

$$R_i = (L_i/T_i) \quad R_n = (L_n/T_n) \quad (3.1)$$

Bu değerde 1) $R_1 < R_n$, 2) $R_2 \approx R_n$ ve 3) $R_3 > R_n$ 'dir.

Bir hassaslık düzeltme büyüme eğrisi D 'nin bir fonksiyonu olarak R değeri çizilmesi ile, Doğal (Eşdeğer) doz D_n sonradan hassaslığı düzeltilmiş büyüme eğrisi üzerine R_n oranının bulunması ile elde edilir. Eğer hassaslık değışimin düzeltilmiş OSL oranı R_i ise, sabitlenmiş bir D_i ölçüm çevrimi boyunca sabit kalabilir, yani doz ve ısısal işlem öncesi bağımsız olması gerekir. Bu SAR protokolünde yeniden oluşturma çevrimlerinin birinin tekrar edilmesi ile test edilir. Genel olarak 6. çevrim 2. çevrimin tekrarıdır, yani $D_5 = D_1$. Eğer protokol, hassaslık değışimini düzeltirse, sonrasında $R_5 = R_1$ veya eşdeğeri olarak $R_5/R_1 = 1$ 'dir. R_5/R_1 oranı tekrarlanabilirlik oranı olarak adlandırılır ve ideal olarak 1'e eşit olmalıdır. Eğer örnek üzerine $D_0 = 0$ Gy uygulanmazsa, ölçülebilir bir OSL sinyali gözlemlenemez. Fakat teoride, belirlenebilir tekrarlanmış OSL sinyali görülebilir (Aitken ve Smith, 1988).

SAR protokolünde tekrarlama (genel olarak $i=4$), $D_i = 0$ Gy ile bir ölçüm çevrimi yerine koyulması ile elde edilir. R_4 oranının ideal olarak sıfır olması gerekir, fakat pratikte sınırlıdır. Ön ısıtmanın en önemli amaçlarından birisi de ısısal olarak kararsız fakat ışığa hassas tuzakların katkıları ile yeniden üretilmiş sinyallerin karışmasını önlemektir (Aitken, 1985).

Murray ve Wintle (2000) iyileştirici sinyalin düşük ısılar T_{ch} (genel olarak 160°C) ile boşalmayan fakat orta ısıtma T_{ph} (genel olarak 260°C) ile boşalan ve kısmen OSL

tuzağı ile tekrar tuzaklanmış ışığa hassas olmayan tuzaklar içine, test dozu ile yerleştirilen yükten ortaya çıktığını ortaya koymuşlardır.

Kuvars için standart bir SAR süreci genel olarak 6 ölçüm çevriminden oluşur: 1) doğal 2) $D_1 < D_n$, 3) $D_2 \approx D_n$, 4) $D_3 > D_n$, 5) $D_4 = 0$ ve 6) $D_5 = D_1$. OSL ölçümleri alışılmış olarak 110°C TL tuzağı ile birleşen tuzakta tekrar tuzaklanmayı önlemek için 125°C’de yürütülür (Murray ve Wintle, 1998).

Büyüme eğrilerinin sık olarak düşük doz seviyelerinde doğrusal bir yol izlediği görülürken, yüksek doz seviyelerinde ise lüminesans sinyali mevcut yük tuzaklarının sayısı sınırlı olduğundan doyuma ulaşmaktadır. Büyüme eğrisi genel olarak I bir D dozun lüminesans şiddeti olarak verildiğinde, I_{∞} maksimum erişilebilir sinyal; D_0 eğrinin biçimine bağlı karakteristik bir parametre olarak verildiğinde $I = I_{\infty}(1 - e^{-D/D_0})$ elde edilir. Eğer doz cevap eğrisinin lineer olduğu varsayılır ise, doğal doz toplam doğal veya yeniden oluşturulan sinyalin oranı (D_i ile çarpılarak) basit bir hesap ile elde edilebilir.

SAR protokolü temelde bir doz cevap eğrisi oluşturmak ve eşdeğer dozu belirlemek için (D_e) her bir tablette (L_x) tekrarlanmış OSL ölçümlerini, doz cevap eğrisinin doğal lüminesans şiddeti ile (L_n) kıyaslayarak hassaslık değişimlerinin ölçülmesini sağlar. Bu protokol yeniden oluşturma dozu R_x ile ilişkili olarak her bir L_x ölçümünden sonra verilen bir test dozu T_d için OSL karşılığı T_x ’i kullanır. Hassaslığı sağlanmış lüminesans eğrisi (L_n/T_n ve L_x/T_x) doğal ve yeniden oluşturulan şiddetleri sırası ile onlarla ilgili ve şiddetlerine bölündüğünde belirlenir (Jacobs, Wintle ve Duller, 2006). SAR protokolünde temel varsayım yeniden oluşturma dozunun IRSL (L_x) ve test dozunun IRSL (T_x) merkezden geçen düz bir çizgi göstermesi ve hassasiyet düzeltmesinin doğru şekilde çalışmasıdır (Murray ve Wintle, 2000). Tarihleme aşağıda 3.2 eşitliğinden elde edilir.

$$Y \text{ (Yaş)} = \text{Eşdeğer Doz (D}_e\text{)} / \text{Yıllık doz (D)} \quad (3.2)$$

3.3.4 Yıllık Doz Ölçümleri

Örneklerin gömülme sürecinde soğurduğu doz miktarının (eşdeğer doz) kaç yılda biriktiğini bulmak için bir yılda soğrulan doz miktarını belirlemek gerekir. Jeolojik örnekler, kendi yapılarını oluşturan, kayaçlarda ve toprakta bulunan radyoaktif elementlerden ve atmosferden gelen kozmik ışınlarla, sürekli radyasyona maruz kalır.

Tarihleme çalışmalarında kullanılan malzemenin tanecik boyutları ve türüne göre yıllık doz hızının hesabı farklılık gösterir (Aitken, 1998). İnce tanecik yöntemi kullanılarak yıllık dozun hesaplanmasında aşağıdaki 3.3 eşitliği kullanılır.

$$\text{Doz hızı (D)} = D_{\alpha} + D_{\beta} + D_{\gamma} + D_{\text{kozmetik}} \quad (3.3)$$

Burada: D_{α} ; α - verimlilik faktörü, α , kuvars için $0,04 \pm 0,01$ olarak alınmaktadır (Jones, Scott, Cowan ve Roberts, 1995). D_{β} ; β - parçacıklarından gelen doz miktarı, D_{γ} : Toplam gama doz oranı, D_{kozmetik} : Kozmik ışınlardan gelen radyasyon miktarı olarak verilmektedir. Bu çalışmada, iç doz oranı, alfa sayım tekniği kullanılarak (Aitken, 1985) alfa, beta ve gama oranları elde edilmiştir. Kozmik katkı hesabında, Prescott ve Hutton'ın (1982) çizelgesi kullanılmıştır. Örneklerin U, Th, K oranlarının belirlenmesinde yüksek hassasiyetli gama spektrometresi kullanılmış ve içerdikleri doğal nem miktarlarıyla birlikte değerlendirilmiştir.

3.3.5 Bulgular ve Sonuçlar

3.3.5.1 Eş Değer Doz ve Doz Hızı Değerlendirmesi

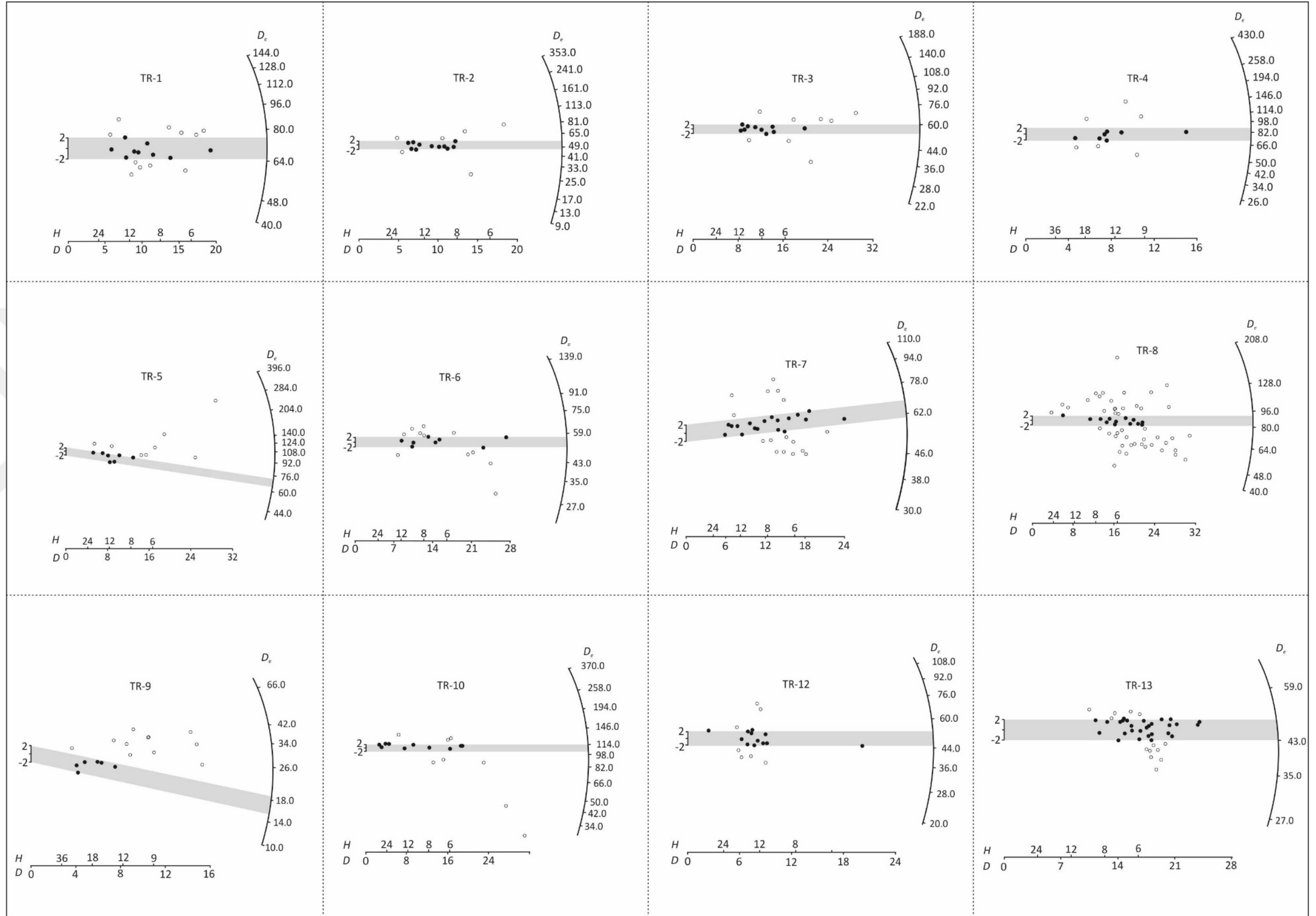
Trabzon-Rize arasından üç farklı yükseltiden alınan denizel taraça örneklerinin tarihleme analizleri, *Kansas State University* OSL laboratuvarında, sorunsuz olarak tamamlanmış, yorumlanmış ve deniz seviyesi izotop evrelerine (MIS) göre değerlendirilmiştir. Örneklerin tamamına yakını tarihlendirilmiştir. Ancak, yeterli

miktarda kuvars ve feldspat minerali içermeyen, TR-11 ve TR-14 kodlu 2 adet örnekte, OSL mineral sinyalizasyonuna rastlanılmadığından tarihleme yapılamamıştır.

Trabzon-Rize arasında, üç seviye olarak saptanan denizel taraçalar birbiri ile aynı özelliktedir. Bileşenleri kireçtaşı, kumtaşı, marn, andezit ve bazalt kırıntılarından oluşmaktadır. Karadeniz sahili boyunca, denizel taraçaların yükseltileri, deniz seviyesine göre, 27 ± 5 ile 60 ± 7 metre arasında değişmektedir. Batıdan doğuya doğru taraça seviyelerinin yükseltileri artmakta, jeolojik ve yapısal özellikleri farklılık göstermektedir.

Eş değer doz analizine göre iyi derecede lüminesans özelliği sunan örnekler, göz ardı edilebilecek seviyede kızıl ötesi ışınlar (IR) içerir. Saçınım dereceleri ise %12,5 ile %43,7 arasında değişmektedir. Örneklerin eş değer doz sonuçları, ortalama tarihleme yöntemine (CAM) ve en küçük tarihleme yöntemine (MAM)' a göre 30,2 Gray ile 110,1 Gray arasında değişmektedir (Şekil 3.3 ve Tablo 3.2).

Doz hızı analizinde yüksek saflıkta gama spektrometresi kullanılmış, örneklerin içerdikleri U-226Ra-, 232Th, 40K ve 137Cs miktarları saptanmıştır. Elde edilen değerler sırasıyla, $4,8 \pm 0,3$ - $51,3 \pm 1,45$; $9,6 \pm 0,2$ - $44,9 \pm 0,9$; 119 ± 5 - $660 \pm 14,5$; $0,2 \pm 0,1$ - $5,4 \pm 0,5$ Bq k-1'dir (Tablo 3.3).



Şekil 3.3 Trabzon ve Rize arası taraça örneklerinden elde edilen kuvars minerallerine göre eş değer doz diyagramları (Değerlendirilen tüm örnekler CAM ve MAM'a göre (Galbraith, Roberts, Laslett, Yoshida, ve Olley, 1999) düzenlenmiştir

Tablo 3.2 Trabzon-Rize arası denizel taraça örneklerinin kuvars verilerine göre OSL tarihleme sonuçları

Örnek	Derinlik (m)	Su içeriği ^a (%)	Tablet boyutu (mm)	T ^b (°C)	Tablet sayısı	SD (%)	Eşdeğer doz (D _e , Gy)	Doz hızı ^d (Gy/by)	OSL tarih ^e (by)
TR-1	2,3	7	1	280	21	38	69,68 ± 4,56	0,89 ± 0,04	78,30 ± 6,11
TR-2	2,4	10	3	240	17	34,7	51,56 ± 3,9	2,11 ± 0,08	24,46 ± 2,79
TR-3	1,2	4	1	220	18	20,1	57,01 ± 4,4	0,78 ± 0,04	73,26 ± 6,56
TR-4	1,3	9	1	280	14	53,7	79,53 ± 1,3	1,88 ± 0,07	42,39 ± 1,77
TR-5	2,3	8	1	260	14	43,4	67,78 ± 1,4	2,31 ± 0,10	29,33 ± 1,38*
TR-6	2,1	4	1	220	19	24,1	56,0 ± 3,95	1,58 ± 0,07	35,33 ± 2,92
TR-7	4,4	12	1	220	35	34,8	64,17 ± 4,07	2,44 ± 0,09	26,25 ± 1,95
TR-8	2,8	10	1	220	37	39,3	96,1 ± 6,07	2,91 ± 0,12	33,0 ± 2,46
TR-9	2,7	9	1	260	16	26,2	17,6 ± 5,2	2,13 ± 0,08	8,26 ± 2,46*
TR-10	0,9	20	1	260	47	49,0	108,65 ± 18,7	2,06 ± 0,09	52,78 ± 9,39
TR-12	2,6	11	1	260	22	43,7	48,8 ± 5,8	2,47 ± 0,11	21,16 ± 2,65
TR-13	2,2	10	3	220	41	12,5	45,9 ± 1,2	2,06 ± 0,09	16,08 ± 0,78

^a Örneklerin su içeriğini göstermektedir. Tarihlemede bu değerler göz önünde bulundurulmuştur.

^b Eş değer doz sonuçları için elde edilen ön ısıtma sıcaklıkları kullanılmış olup, tüm örneklerin son sıcaklık değeri 160 °C olarak belirlenmiştir.

^c Ortalama Tarihleme Modeli (MAM)'e göre hesaplanan yüksek saçınım değerleri.

^d Radyoaktif izotop olan U, Th, K miktarı yüksek saflıkta gama spektrometresi ile hesaplanmıştır. Kozmik düzeltme değerleri ise Prescott & Hutton (1982)' a göre düzenlenmiştir. β ekleme değeri için örnekteki kuvarsın boyu 125-180 mm seçilmiştir.

^e Doz hızı ve tarih hesapları için örnekteki tanelerin boyu 125-180 mm seçilmiştir. Eşdeğer doz hesaplamaları için üstel eğri kullanılmıştır. OSL tarihleme ise MAM* ve CAM modeline göre belirlenmiştir.

Tablo 3.3 OSL yaş analizi örnekleri element analizi

Örnek	U ²³⁸	Hata	Ra ²²⁶	Hata	Pb ²¹⁰	Hata	Th ²³²	Hata	Ac ²²⁸	Hata	Ra ²²⁴	Hata	K ⁴⁰	Hata	Cs ¹³⁷	Hata
TR-1	3,5	1,1	6,5	0,3	5,4	1,3	10,1	0,4	10,2	0,5	10,1	0,5	160	6	-	-
TR-2	10,9	1,6	15,4	0,6	12,7	2,2	22,4	0,7	22,5	1,5	22	0,7	469	11	-	-
TR-2*	16,5	2,8	17	0,8	13,8	3,4	27,5	0,7	28,9	1,7	27,1	0,7	679	19	-	-
TR-3	2,9	1	4,8	0,3	4,6	1,4	9,6	0,2	9,3	0,6	9,7	0,3	119	5	-	-
TR-4	6,4	1,4	9,4	0,4	7,6	1,5	14,2	0,3	14,4	0,6	14,1	0,3	250	7	-	-
TR-4*	30,5	2,8	29,5	0,9	21,2	3,3	46,4	1,1	46,8	1,8	45,7	0,9	852	19	-	-
TR-5	9,6	1,8	13,1	0,5	11,2	2,2	19,2	0,5	19,5	1,2	19,1	0,6	546	12	-	-
TR-5*	13,5	2,3	17,8	0,6	12,7	2,6	26,2	2,1	25,1	3,7	23,6	0,8	773	17	-	-
TR-6	5,3	1,6	9,5	0,5	9,1	1,9	15,5	0,5	15,2	1,6	15,1	0,4	340	9	-	-
TR-7	30,6	2,1	37,8	1,1	34,3	3,7	45,4	0,8	46,1	1,4	44,8	1	393	10	-	-
TR-7*	31,5	3,1	30,3	1,1	30,7	4,1	36,6	1	33,8	1,6	37,5	1,2	455	15	-	-
TR-8	37,4	2,3	48,4	1,3	35,7	3,9	44,2	0,7	44,1	1,4	44,5	0,8	453	11	-	-
TR-8*	38,5	3,3	54,2	1,6	38,7	5,1	45,6	1,1	44,9	1,5	46,7	1,4	504	16	-	-
TR-9	20,4	2,1	25	0,8	25,8	3,1	39,7	0,7	41,4	1,3	39,2	0,7	343	9	-	-
TR-9*	19,3	3,1	20,5	0,8	14,2	2,7	27,8	0,9	29,7	1,5	26,3	1,2	495	15	-	-
TR-10	48,3	8,2	45,5	3,3	28,2	8	36,8	2	34	1,6	40,3	1,9	274	23	-	-
TR-11	11	1,4	15,3	0,5	15,5	2,1	20,1	0,5	19,6	1,0	20,1	0,6	315	8	0,2	0,1
TR-12	21,7	2,2	39,4	1,1	24,8	3,3	33,6	0,7	34,5	1,4	32,8	0,9	411	11	1	0,2
TR-12*	11,3	2	13	0,6	6,8	1,7	12,9	0,8	11	1,9	12	0,6	238	9	0,1	0,1
TR-13	31,1	2,3	22,9	0,8	26,6	3,3	28,2	0,6	28,1	1,5	28,1	0,8	681	15	4,3	0,3
TR-13*	16,6	1,9	22,8	0,8	17,9	2,7	18,7	0,4	17,7	1	18,9	0,5	337	11	1,1	0,2

* Tane boyu 2 mm'den büyük örnekler değerlendirilmiştir.

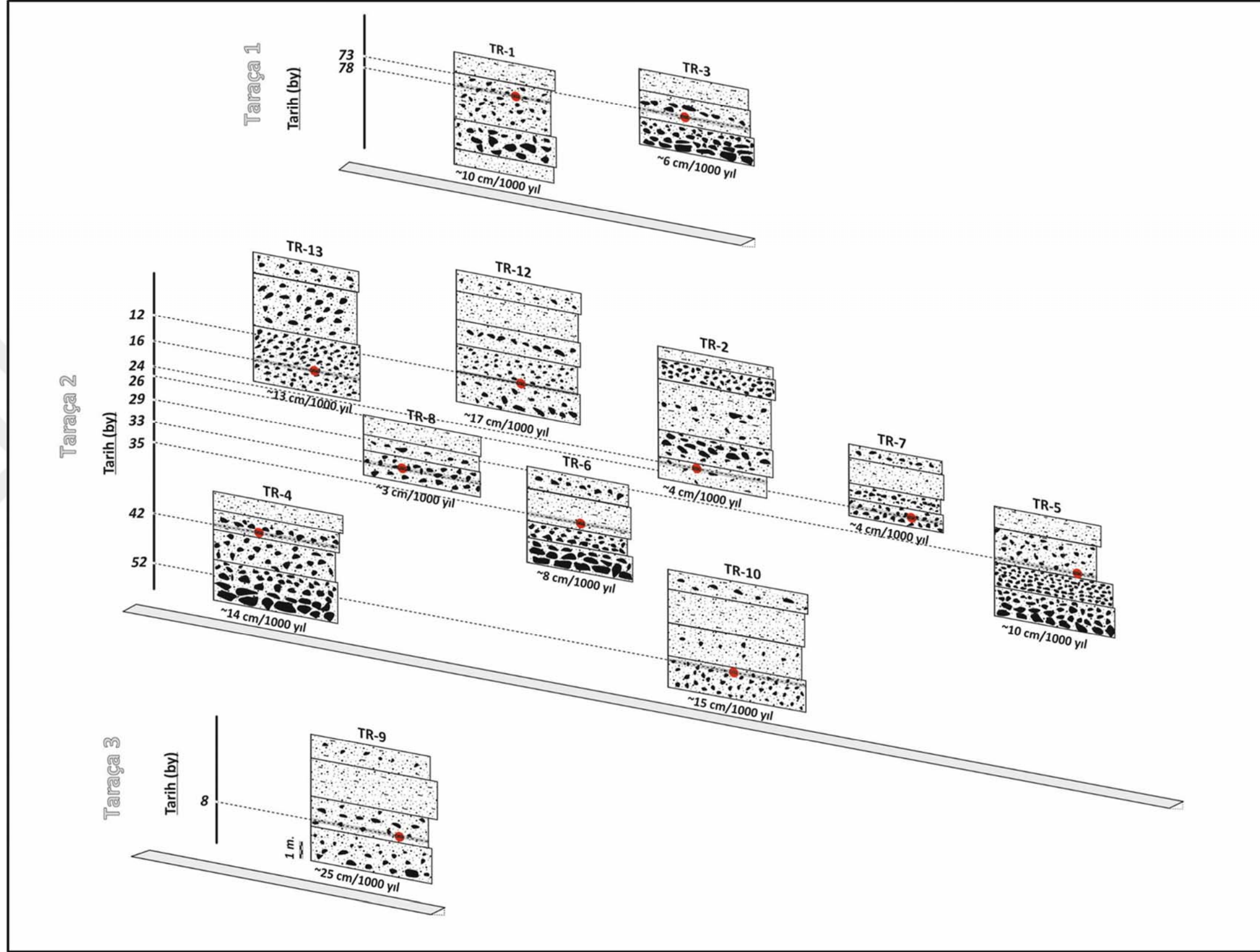
Verilere göre, OSL tarihleme sonuçları üç grup halinde toplanmıştır. Bunlar, 8 binyıl, 12 ile 52 binyıl arası ve 73 ile 78 binyıldır (Şekil 3.4). Elde edilen bu sonuçlar denizel taraçaların en az üç adet tortullaşma evresi geçirdiği ve bölgenin tektonik yapısının son 78 bin yıldan beri aktif olduğunu göstermektedir. Saptanan üç taraça seviyesinin yaşları ve yükseltileri göz önüne alındığında, en yaşlı olan 1. taraçanın bulunduğu 60 m yükseltisinde 2. seviyedeki taraçalara ait istiflerin de görülmesi, bölgede, taraça seviyelerinin oluşumundan bu yana, iklim değişiklikleri, tektonizma ve heyelanlarında etkili olduğuna işaret etmektedir (Şekil 3.5).

3.3.5.2 Yükselim Hızı

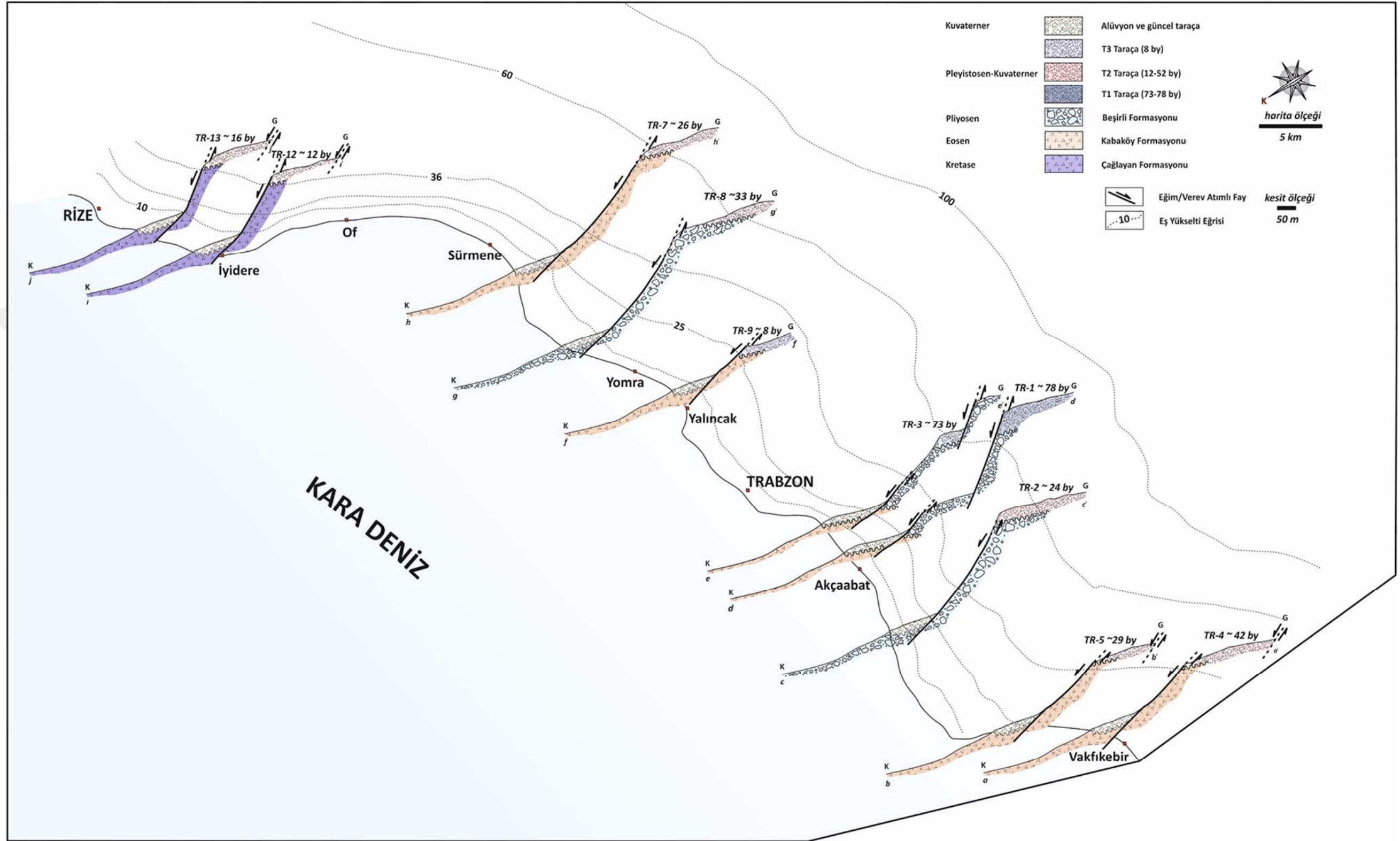
Deniz seviyesi, iklim ve tektonik olaylar ya da her ikisinin birden etkili olduğu durumlarda değişiklik göstermektedir. Bu değişikliklerin en önemli göstergelerinden biri olan denizel taraçalarda yapılan tarihleme çalışmaları, jeomorfolojik ve jeolojik çalışmalar eşliğinde değerlendirildiğinde, bölgenin yıllık yükselim hızları hesaplanabilir. Bu çalışmalar Türkiye’de ve diğer dünya ülkelerinde başarıyla uygulanmaktadır (Örnek: Lajoie, 1986; Hanson, Wesling, Lettis, Kelson, ve Mezger, 1994; Marquardt, Lavenue, Ortlieb, Godoy, ve Comte, 2004; Yıldırım ve diğer. 2013). Özellikle tarihlemeyi esas alan çalışmalarda, bir taraça seviyesini yükselim hızı, taraçanın güncel yükseltisi ile paleo-yükseltisi arasındaki farkının (E-e), tarihlenen taraçanın MIS seviyesine göre karşılığına (A) eşittir. Taraçaların paleo-yükseltisini belirlemek güç olduğu için bazı çalışmalarda bu veri ihmal edilmektedir (Pedoja ve diğer. 2011). Yükselim hızı aşağıdaki 3.4 eşitliği ile tespit edilir (Lajoie, 1986).

$$\text{Yükselim hızı (U)} = (E-e) / A \quad (3.4)$$

Bu çalışmada, üç denizel taraçanın yükselim hızları, $0,59 \pm 0,06$ mm/y, $0,83 \pm 0,08$ mm/y, $1,0 \pm 0,04$ mm/y olarak saptanmış, ayrıca, jeomorfolojik analiz ve jeolojik gözlemlere dayalı yükselim hızları belirlenmiştir. Sonuçlar biri birleriyle uyum içerisindedir. Bu konuya bölüm dördte ayrıntılı olarak değinilecektir.



Şekil 3.4 Trabzon ve Rize arasında yer alan taraçaların tarih ve çökelim hızlarının birbirleriyle karşılaştırılması



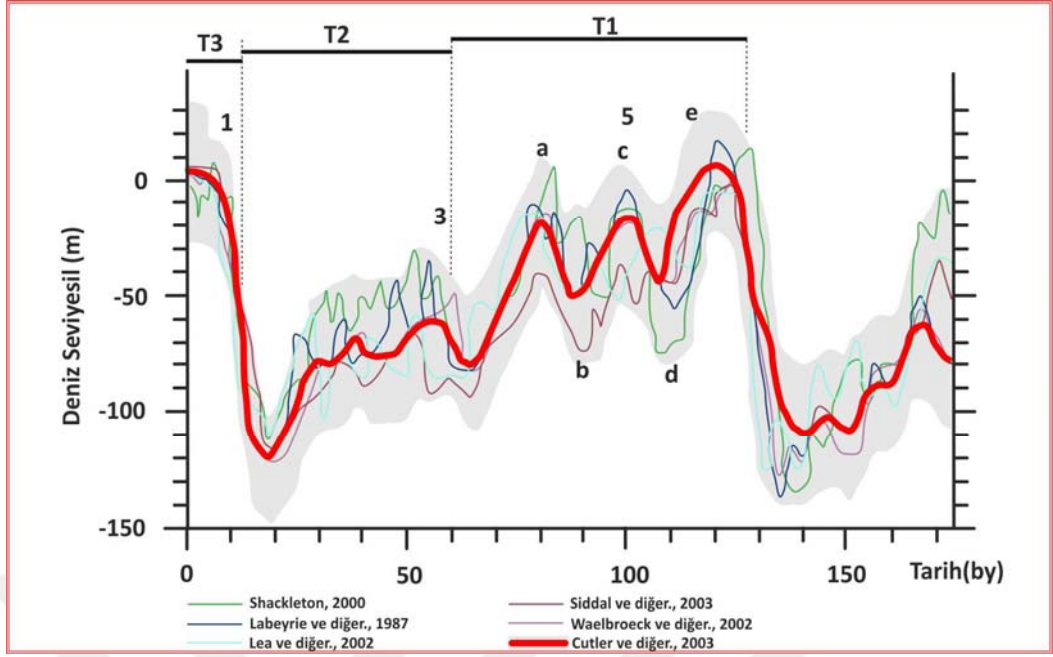
Şekil 3.5 Trabzon-Rize arasında yer alan üç farklı yükseltili denizel taraçaların karşılaştırıldığı enine kesitler

3.3.5.3 Denizel İzotop Seviyeleri

Oksijen izotop kayıtları buzullar arası dönemlerde, deniz seviyesi değişikliklerinin yaklaşık tahminlerinde yaygın olarak kullanılmaktadır. Deniz seviyesi değişikliklerinin önemli göstergelerinden biri olan taraçaların ve denizden alınan karotların üzerinde farklı tarihleme yöntemlerinin uygulanması, deniz seviyesi değişikliklerinin ortaya konulmasına yardımcı olmaktadır. İklim ve deniz seviyesi değişiklikleri farklı yöntemleri kullanarak birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır (Shackleton, 2000; Labeyrie, Duplessy ve Blanc, 1987; Lea, Martin, Pak ve Spero, 2002; Siddall ve diğer., 2003; Waelbroeck ve diğer., 2002, Cutler ve diğer., 2003).

Lajoie (1986); Siddall ve diğer. (2003); Cutler ve diğer. (2003); Haq, Hardenbol ve Vail (1986) gibi iklim konusunda çalışmış araştırmacıların izotop seviyelerine göre düzenlemiş oldukları denizel izotop seviyesi çizelgeleri üzerinde, 3 numaralı en genç denizel taraçanın MIS 1 seviyesine, orta seviyede bulunan 2 numaralı taraçanın MIS 3, en yaşlı 1 numaralı taraçanın MISs 5a seviyesine karşılık geldikleri, bu seviyelerin regresyon dönemlerini ifade ettiği saptanmıştır (Şekil 3.6).

OSL tarihleme tekniği ile bulunan yaş verileri çalışılan alanının yalnızca tektonik kuvvetlerin değil aynı zamanda iklimsel döngünün de etkisinin olduğunu göstermektedir. Çalışma alanında, tarih aralıkları farklı denizel taraçaların, 3 farklı yükseltide bulunması, her birinin sedimantasyon evresinin farklı oluşunu işaret etmektedir.



Şekil 3.6 Trabzon Rize arasın taraça seviyelerinin dünya ölçeğindeki deniz seviyesi eğrilerine göre karşılaştırılması

BÖLÜM DÖRT

DOĞU PONTİDLERİN (TRABZON-RİZE ARASI) TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ

4.1 Giriş

Yeryüzü şekilleri deformasyonun dağılımının ve hızının en önemli arşivlerinden biridir (Kirby ve Whistle, 2012). Tektonik sürecin izlerini taşıyan arazi şekilleri ve çökeller, tektonizma hakkında veri kaynaklarından biridir. En tipik arazi şekilleri, orojenik alanlarda, tektonik olarak aktif yarı kurak alanlarda ve faylarla denetlenen dağ önlerinde görülmektedir. Aynı zamanda aktif olarak denetlenen dağ önlerinde erozyonla ilgili süreçler bölgeyi çok uzun zaman boyunca etkilemektedir (Mayer, 1986).

Bir bölgenin tektonik evrimini ve tektonik jeomorfolojisini aydınlatmak için başlıca; dağ önü çizgiselliği (S_{mf}), vadi tabanının vadi yüksekliğine oranı (V_f), akaçlama havzasının asimetri faktörü (AF), akaçlama havzasının hipsometrik eğrisi ve hipsometrik integral değerleri (HI) ile birlikte dere boyu gradyan indeksi (*Hack-S_L*) gibi morfometrik analizler yapılmalıdır. Tektonik jeomorfolojinin amacı aktif tektoniğin jeomorfolojiye verdiği cevabı kalitatif olarak elde etmektir.

Bu kapsamda aktif tektonik çalışmalarda yaygın olarak kullanılan morfometrik analizlerden dağ önü çizgiselliği (S_{mf}), vadi tabanı-vadi yükseltisi oranı (V_f) analizleriyle birlikte diğer morfometrik analizler bu çalışma kapsamında uygulanmıştır. Bu yöntem farklı tektonik alanların aktivitelerin test etmek için Türkiye, Amerika, İtalya, İran ve İspanya’da başarıyla uygulanmaktadır (örn. El Hamdouni, Irigaray, Fernández, Chacón ve Keller, 2008; Özkaymak ve Sözbilir, 2012; Bagha ve diğer., 2014; Traoini, Galve, Piacentini, Della Seta ve Guerrero, 2014; Yıldırım, 2014; Özkaymak, 2015; Pavano, Pazzaglia ve Catalano, 2016). Ancak Doğu Pontidler’de ve yakın çevresinde jeomorfoloji tabanlı çalışma ve bölgenin aktif tektoniği ile birlikte değerlendiren bir çalışma bulunmamaktadır.

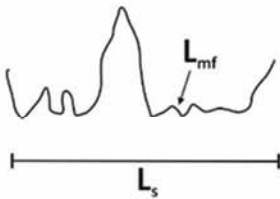
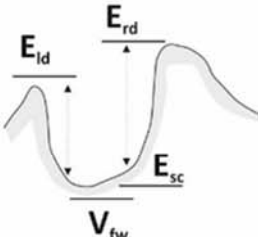
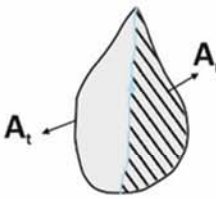
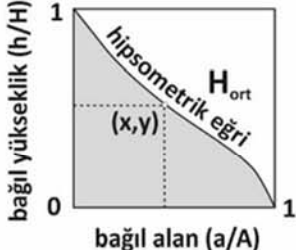
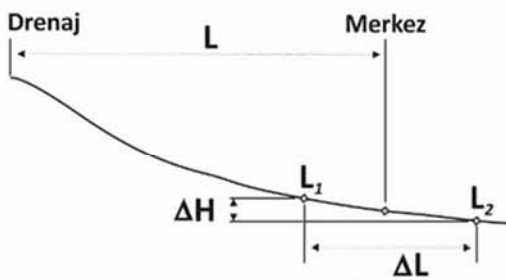
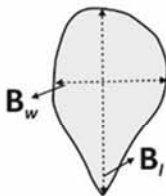
D-B uzanımlı Kuzey Anadolu Fay Zonu, Doğu Pontidler'in kuzey bloğunu oluşturan ve Arap Levhasının kuzeye hareketine karşılık gelen bölgenin en aktif yapılarından biridir (örn. Mckenzie, 1972;1978; Dewey ve Şengör, 1979; Barka, 1992). Doğu Pontidler'in günümüzdeki rölyefi, çarpışma sonrası kabuksal ölçekte gelişen olaylarla ilgilidir. Bu süreçte, güncel çökeller ve dağ önlerini denetleyen faylar oluşmuştur.

Çalışma alanında yer alan, dağ önlerinin denetleyen 9 adet fay sistemi, bölgenin yükselim modeli ve hızıyla birlikte değerlendirilmiş, söz konusu fayların göreceli tektonik aktiviteleri belirlenmiştir. Bu bölümde tektonik jeomorfolojide yaygın olarak kullanılan yöntem ve indislere değinilecek, elde edilen sonuçlar ayrıntılı olarak anlatılacaktır.

4.2 Yöntemler

Bu çalışmada, çalışma alanı dağ önü morfolojisi ve boyuna derelerin profilleri incelenmiştir. Aynı zamanda morfometrik indislerden dağ önü çizgiselliği (S_{mf}); vadi tabanı-vadi yüksekliği oranı (V_f); akarsuların boyuna eğim indeksi ($Hack-S_L$); asimetri faktörü (AF); hipsometrik eğri-hipsometrik integral (HI) ve havza şekli geometrisi (B_s) analizleri (Tablo 4.1) , 1/25000 ölçekli topografik haritalarının sayısal hale getirilmesi, arazi çalışmalarıyla birlikte üretilen jeoloji haritaları ve MTA tarafından üretilen 1/100.000 ölçekli jeoloji haritaları (Güven, 1993) kullanılarak, Trabzon-Rize arasında kalan bölgenin tektonik evrimi değerlendirilmiştir.

Tablo 4.1 Çalışmada kullanılan morfolojik indisler

MORFOMETRİK İNDİSLER						
	Dağ önü sinüslüğü S_{mf}	Vadi tabanı-vadi yükseliği oranı- V_f	Asimetri faktörü AF	Hipsometrik eğri-hipsometrik integral-HI	Dere uzunluğu ve eğimi Hack- S_i	Havza şekli geometrisi B_s
Ölçüm yöntemi	 (Harita görünümü) $S_{mf} = L_{mf}/L_s$	 (Kesit görünümü) $V_f = 2V_{fw}/[(E_{fd}-E_{sc})+(E_{fd}-E_{sc})]$	 (Harita görünümü) $AF = 100(A_r/A_t)$	 (Blok diyagram) $HI = (H_{ort}-H_{min})/(H_{mak}-H_{min})$	 (Kesit görünümü) $S_i = (\Delta H)L/\Delta L$ $S_i = (\Delta H)/(\log_e L_2 - \log_e L_1)$	 (Harita görünümü) $B_s = B_f/B_w$
	Dağ önünün toplam uzunluğu-nun dağ önünün bir çizgisel hat boyunca ölçülen uzunluğuna oranıdır. $S_{mf} = 1.0-1.5$ ise tektonik aktivite yoğun, $S_{mf} > 1.5$ ise tektonik aktivite daha az yoğun.	Vadi tabanı genişliğinin vadi-talama yüksekliklerine oranıdır. Vadi şekli V ise tektonik aktivite yoğun ve V_f oranları nispeten düşük, Vadi şekli U ise tektonik aktivite daha az yoğun ve V_f oranları nispeten yüksek.	Drenaj havzasının akış yönünde sağında kalan alanın toplam alana oranıdır. AF= 50 simetrik AF<50 asimetrik AF>50	Drenaj havzasının kapladığı alanların yükseklik dağılımı ile eğri altında kalan alanı tanımlamaktadır. Dışbükey eğriler genç havzaları ve aşınmanın az olduğunu, İçbükey eğriler yüksek derecede aşınma ve yaşlı havzaları işaret etmektedir. HI= 1'e yakın tektonik olarak aktif HI= 0'a yakın tektonik olarak durgun	Derelerin kaya litolojilerine ve tektonik süreçlere verdiği tepkinin sayısal ifadesi olarak kullanılmaktadır. Yüksek anomali değeri aktif tektonik ve litolojinin nispeten sert alanlarını işaret etmektedir.	Drenaj havzası uzunluğunun onun maksimum olduğu yerdeki alanının uzunluğuna oranıdır. Yüksek B_s değerleri tektonik olarak aktif bölgeleri işaret ederken nispeten düşük B_s değerleri tektonizmanın derecesinin düşük olduğunu gösterir.
Referans	Bull ve McFadden, 1977	Bull ve McFadden, 1977	Hare ve Gardner, 1985	Keller ve Pinter, 2002	Hack, 1973	Cannon, 1976

4.2.1 Kaya Dayanımı

Çalışma alanında yer alan dağ önü aktif fay zonlarında, taban ve tavan blok kaya birimlerinin, kaya dayanım sınıflaması (Selby, 1980) göz önünde tutularak, çalışma alanının tektonik jeomorfolojik değerlendirmesi gerçekleştirilmiştir. Kaya dayanım sınıflamasında, daha çok, türediği kaynak, deniz erozyonu ve çimentolanma dikkate alınmıştır. Buna göre, çok az dayanımlı (alüvyon birimleri), az dayanımlı (çakıлтаşı), orta dayanımlı (kumtaşı, kireçtaşı, tuf), yüksek dayanımlı (bazalt, andezit, riyolit, dasit) ve çok yüksek dayanımlı (granit, metavolkanitler, gnays) olmak üzere 5 farklı dayanım grubu belirlenmiştir.

4.2.2 Dağ Önü Sinüslüğü İndeksi

Faylarla denetlenen dağ önlerinin morfometrik ifadesi 4.1’de belirtilmiştir. Burada L_{mf} , çalışılan noktalar arasında birbirini izleyen eşyükselti eğrileri arasındaki ara eşyükselti eğrisinin uzunluğu, L_s ise aynı noktalar arasındaki en kısa uzaklıktır (Bull ve McFadden, 1977).

$$S_{mf}=L_{mf}/L_s \quad (4.1)$$

Erozyon ve tektonik aktivitenin ürünü olan S_{mf} , bölgedeki yükselim ile de ilişkilidir (Rockwell ve diğer. 1984). Erozyonal süreçler ile tektonizmanın birlikte şekillendirdiği topoğrafyada, dağ önleri daha geniş ve daha sinüslü yapıdadır (Bull ve McFadden, 1977). Tektonik olarak aktif bölgelerde çoğunlukla düşük S_{mf} oranları (1-1,5) elde edilir. S_{mf} oranları 3’den büyükse bu bölgedeki dağ önleri büyük oranda erozyonal süreçlerden etkilenmiştir. Eğer oran 3’den büyükse dağ önlerindeki aktif faylanma ya da yoğun tektonizma şu anki erozyonal süreçlerin yaşandığı yerden en az 1 km daha uzaktadır (Bull ve McFadden, 1977; Silva, Goy, Zazo ve Bardaji, 2003; Bull, 2007;).

4.2.3 Vadi Tabanı-Vadi Yükseltisi Oranı İndeksi

Vadilerin oluşum ve gelişiminin tektonizma ile ilişkili olduğunun sayısal olarak ifadesinde 4.2 eşitliği kullanılır. Burada V_{fw} , vadi tabanı genişliğini; E_{ld} ve E_{rd} , akaçlama havzasında suyun aktığı yönde sırasıyla sağ ve sol tarafta kalan vadi yamacının yükseltisini gösterir. E_{sc} , vadi tabanının ya da içinde bulunduğu kanalın yükseltisini tanımlar (Bull ve McFadden, 1977). Yüksek V_f oranları yaygın olarak U şekilli vadileri belirtir. Düşük V_f oranı, gelişiminde aktif tektoniğin önemli rol oynadığı, V şekilli vadileri tanımlar (Bull ve McFadden, 1977; Rockwell ve diğer. 1984; Silva ve diğer. 2003; Peréz-Peña, Azor, Azañon ve Keller, 2010).

$$V_f = -2V_{fw}/(E_{ld}-E_{sc})-(E_{rd}-E_{sc}) \quad (4.2)$$

4.2.4 Dere Uzunluğu ve Eğim İndeksi

Çalışma alanındaki vadiler kaya dayanımlarına ve aktif tektonik süreçlere göre verdiği tepkinin sayısal ifadesi 4.3 eşitliği kullanılır. Burada $\Delta h / \Delta L$ ifadesi kanalın ya da vadinin yükseltisi ile uzunluğu arasındaki orana, l akaçlama alanı uzunluğunun yarısına eşittir (Hack, 1973). S_L topografik parametrelerde her 10 metrede bir hesaplanmıştır. *Hack* indeksi bir bölgenin göreceli aktiflik derecesini belirlemek için en çok kullanılan yöntemlerden biridir (Keller ve Pinter, 2002; Troiani ve Della Seta, 2008; Alipoor, Poorkermani, Zare ve El Hamdouni, 2016).

$$S_L = (\Delta h / \Delta L) * l \quad (4.3)$$

Bu analizde anomali veren alanların fay zonlarına mı yoksa litolojik değişim alanlarına mı karşılık geldiği saptanarak yorumlanmıştır. Çalışma alanında dağ önünde kadar ulaşan ve tektonik olarak denetlenen 12 adet dere boyunca vadi profili çizilmiştir. S_L değerleri litolojinin değiştiği yerlerde karşılaşılan sertliklere değişimlerine ve faylarla aktif yükselen alanlarda oldukça yüksek anomali verirken, kaya dayanımının az olduğu ve göreceli olarak bölgesel yükselimin az olduğu alanlarda düşük anomali vermektedir (Keller ve Pinter, 2002). Sertlik derecesi az olan kayalarda

aniden yükselen S_L değerleri ise genellikle aktif tektonik deformasyonu göstermektedir (Yıldırım, 2014).

4.2.5 Asimetri Faktörü

Akaçlama havzalarının tektonizma etkisi ile ilişkisinin sayısal olarak tayinlerinden biri olarak 4.4’de belirtilen eşitlik kullanılır. Burada A_r , derenin akış yönüne göre sağ tarafında kalan alan toplamı; A_t ise toplam akaçlama alanını temsil etmektedir. Asimetri Faktörü, akaçlama havzasının oluşumu ve gelişimindeki tektonik denetimi ortaya çıkarmak için kullanılan yöntemlerden biridir (Hare ve Gardwell, 1985; Cox, 1994). Bu eşitliğe göre 50’den büyük ve küçük olan değerler için havza asimetrik, 50’ye yakınsa havza denge durumundadır. Değer 50’den küçükse havza sağa yakın, 50’den büyük ise de sola yakındır (Socitti, Molin, Faccenna, Soligo ve Casas-Sainz, 2014).

$$AF = (A_r/A_t) * 100 \quad (4.4)$$

Peréz-Peña ve diğer. (2010) çalışmasında ise asimetri faktöründe elde edilen değer 50 değerinden çıkarılması oluşturduğu skalayı kullanır. Bu skalada ise $AF < 5$, simetrik; $AF = 5-10$, Hafif asimetrik; $AF = 10-15$, Orta asimetrik; $AF > 15$ ise de çoğunlukla asimetrik havza olarak değerlendirilir.

4.2.6 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral

Tektonizma ve erozyonun akaçlama havzaları üzerindeki etkisinin sayısal olarak tayininde 4.5 eşitliği kullanılır. Hipsometrik eğri ve integral, çoğunlukla göreceli olarak akaçlama havzasının dengede olup olmadığı ve yetkinliğini ölçer. Hipsometrik eğri ve integral akaçlama havzasının tektonik, iklim ve litolojik faktörlerin altında nasıl değiştiğini gösteren araçlardır (Wilgoose ve Hancock, 1998; Hurtez, Sol ve Lucazeau, 1999).

$$HI = (h_{\text{mean}} - h_{\text{min}}) / (h_{\text{max}} - h_{\text{min}}) \quad (4.5)$$

Akaçlama havzasının şekli ve yükseltisi Hipsometrik eğriyi etkilemeyeceğinden farklı boyutlardaki havzalar Hipsometrik eğri kullanılarak birbirleri ile kıyaslanabilir (Strahler, 1952; Keller ve Pinter, 2002;). Analiz sonucunda elde edilecek değerler 0 ile 1 arasında değişir. HI değerleri 1'e yakınsa aktif tektonik ile ilişkili genç yüzeyleri simgelerken, değerin 0'a yakın olması tektonik olarak durgun, yaşlı ve aşınmış yüzeyleri vurgular. Hipsometrik eğri sonucunda ise konveks şekiller daha çok genç ve zayıf derecede erozyona uğramış alanları yani tektonik açıdan aktif alanları simgelerken, Konkav şekilli eğriler ise daha çok yaşlı alanlar ve tektonizma açısından durağan alanları simgelemektedir. Bu iki eğrinin arasında duran kompleks olarak adlandırılan S şekilli-düz eğriler ise bölgedeki etkili olan erozyon ile tektonizmanın birlikte geliştiği alanları simgelemektedir.

4.2.7 Havza Şekli Geometrisi İndeksi

Akaçlama havzası geometrisinin oranı B_s , akaçlama havzası uzunluğunun (B_l), genişliğinin maksimum değerine (B_w) oranına eşittir (4.6 eşitliği). İndeks sonucunda elde edilen değerin yüksek olması, akaçlama havzalarındaki uzunlamasına geometriye sahip olmaları ve bu durumunda daha çok tektonik açıdan aktif ve bölgedeki deformasyonun hızlı olduğunu göstermektedir (Bull ve McFadden, 1977; Ramírez-Herrera, 1998; Burbank ve Anderson, 2001).

$$B_s = B_l / B_w \quad (4.6)$$

4.3 Bulgular ve Sonuçlar

4.3.1 Kaya Dayanımı

Fay zonu boyunca dağ önü ve tavan bloğunda alüvyon, kumtaşı, çakıltası, bazalt, andezit, riyalit ve dasit gibi kayalar bulunmaktadır (Şekil 4.1). Selby, (1980)

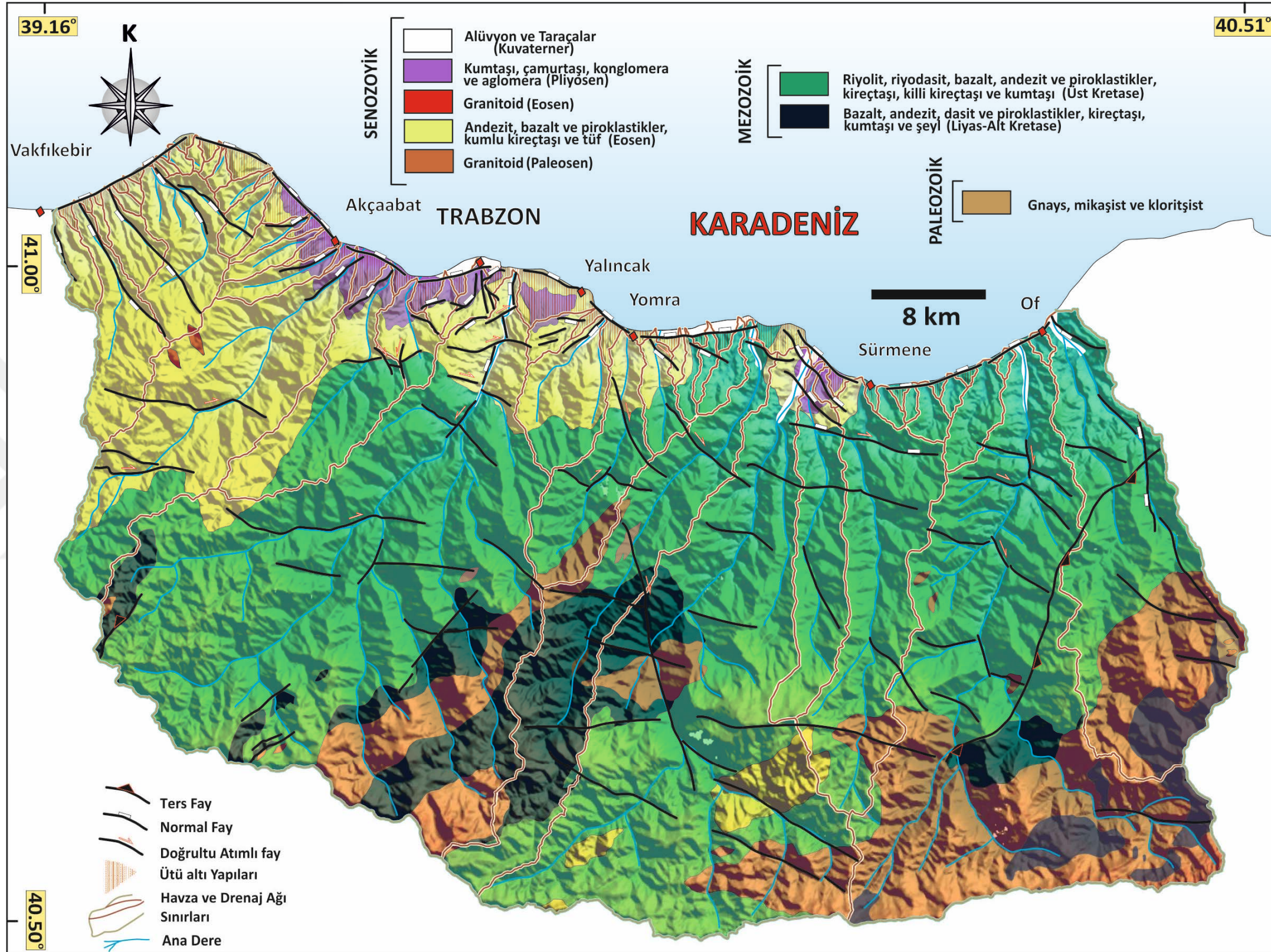
sınıflamasına göre bu kayalar dağ önlerinde ve yakın çevrede çok az sert, az sert ve orta dayanımda kayalar dağılmıştır. Yüksek derecede dayanımlı kayalar dağ önlerinde gözlenmemektedir. Dağ önlerine bakıldığında 5 ve 7 numaralı dağ önleri çok az dayanımlı, diğerleri ise dağ önleri orta derecede dayanımlı kaya grubuna dâhildir. Bu indis sonucuna göre yüksek ve çok yüksek dayanımlı kaya grupları dağ önlerinden çok Doğu Pontidler'in güney zonları boyunca gözlenmiştir (Şekil 4.2).

4.3.2 Dağ Önü Sinüslüğü

Dağ önü sinüslüğü için değerler 1,2 ile 1,5 arasında değişmektedir. Söz konusu indekste göz önünde bulundurulan tüm alanlar (1'den 9'a kadar) tektonik olarak aktif olabilecek topoğrafik izler taşımaktadır. Doğu Pontidler'in doğu-orta ve batı bölümleri bir bütün olarak değerlendirildiğinde hesaplanan neredeyse tüm alanlar yüksek-orta derecede aktif olarak saptanmıştır. S_{mf} değerleri en yüksek değerlerini 9 numaralı dağ önünde alırken en düşük değerleri ise 2 ve 3 numaralı dağ önlerinde almaktadır (Şekil 4.3). Doğu Pontidler'in kıyı kesimi boyunca fay denetimli dağ önlerinde yapılan bu analizde değerler birbirlerine tekdüze bir eğilim izlemektedir (Tablo 4.2).

4.3.3 Vadi Tabanı-Vadi Yükseltisi Oranı

Ortalama V_f değerleri 0,4 ile 1,2 arasında değişmektedir. Bu değerler ve vadi profilleri vadilerin çoğunun U ve V şekiller arasında bir geçiş olduğunu ifade etmektedir. Analizler sonucunda 9 numaralı dağ önü hariç olmak üzere S_{mf} ile V_f sonuçlarının bir uyum içinde olduğu gözlenmiştir. Ayrıca morfolojinin keskin dönüş yaptığı 2 ve 8 numaralı dağ önlerinde V_f değerlerinde gözle görülebilir bir düşüş gözlenmektedir (Şekil 4.4 ve Tablo 4.2). S_{mf} ve V_f değerleri arasındaki bu çakışma ve V_f değerlerinin morfolojiye göre değişmesi bu iki indisin bölgenin görece tektonik aktivitesi sınıflamasında kullanılmasını makul kılmaktadır. Bu durumda fay parçalarının birbirlerine göre görece tektonik aktiviteleri jeomorfolojik olarak karşılaştırılacaktır.



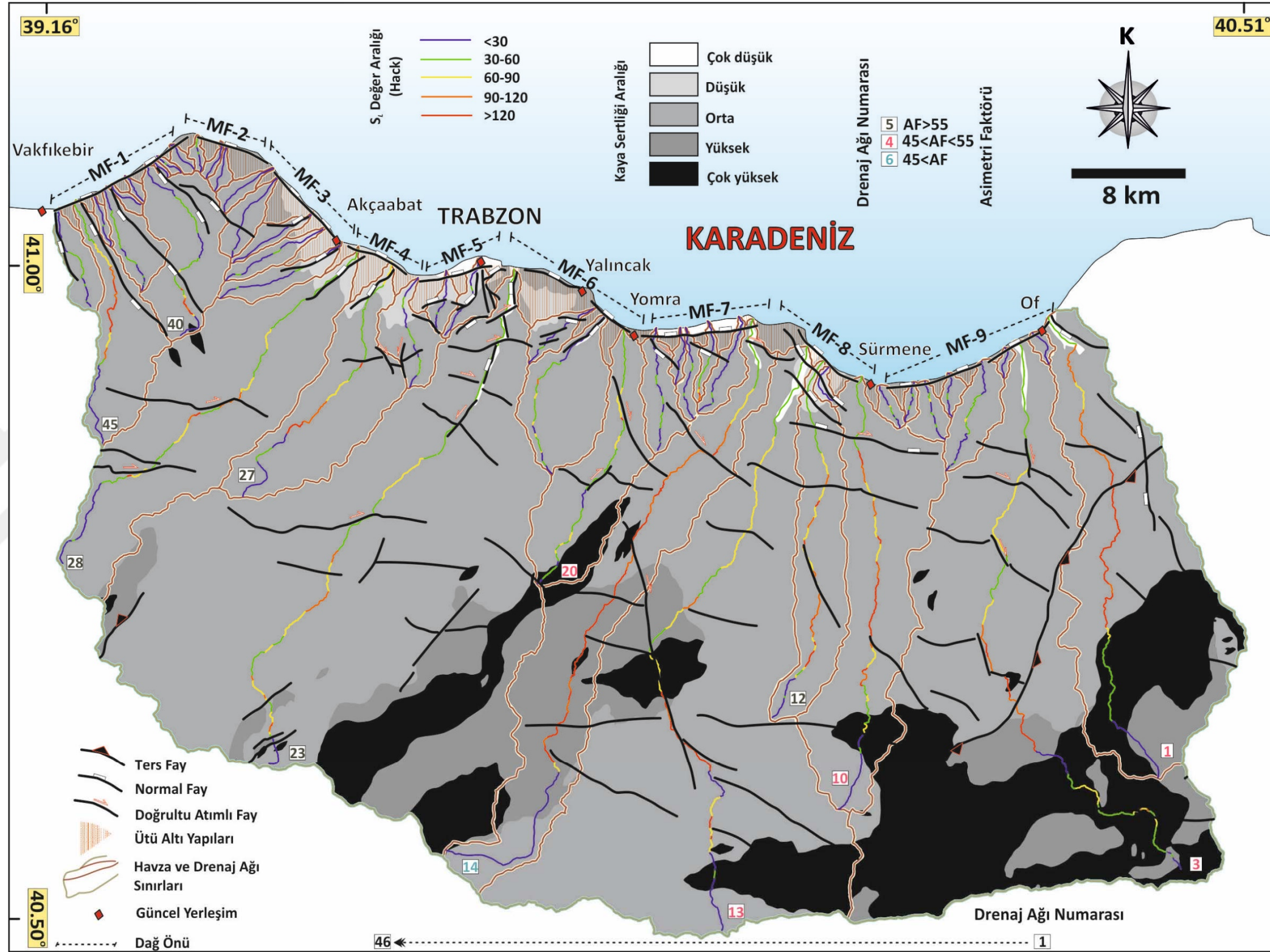
Şekil 4.1 Çalışma alanı jeoloji haritası (Güven, 1993'den değiştirilerek) ve çalışmada kullanılan morfometrik indislerin bölge jeolojisi ve akaçlama havzaları ile olan ilişkileri (arazide aktif çalışılan alan, kıyı şerididir)

4.3.4 Dere Uzunluğu ve Eğim İndeksi

Yapılan analizde *Hack* İndeksi değerleri 30 ile 120 arasında değişmektedir. En az değerler fayın tavan bloğu ve dağ önlerindeki alüvyon kısımlarında ve fayın taban bloğunda akaçlama ağının ulaştığı üst kısımlara kadar gözlenir (Şekil 4.2). Bu iki değer arasında S_L indeksi litolojiye ve tektonik etkiye bağlı olarak artıp azalan eğilim sergiler. Analizi yapılan bir derenin S_L profili düşük alanlara kıyasla oldukça yüksektir. Ancak S_L indeksinin alansal dağılımına bakıldığında dağ önlerindeki fay zonlarına yakın yerlerde farklı bir nitelik sergiler. Özellikle 5, 7, 8 ve 9 numaralı dağ önlerinde bulunan fay zonları boyunca dereler çok yüksek eğime sahiptir. S_L indeksinin alansal dağılımına ek olarak litolojik faktörler de göz önünde bulundurularak S_L değerleri boyuna vadi profilleri değerlendirilmiştir. Buna göre boyuna vadi profillerinde litolojiye bağlı olmayan anomali veren yerler, açıkça faylanma geometrisi sunmaktadır. Her bir nehir bir yükselim noktasına sahip olup bu bölgeler arazide tespit edilen fay zonlarına karşılık gelmektedir. S_L değerlerinin pik yaptığı değerler buradaki fay zonlarına yani, yükselim noktalarına karşılık gelmektedir. Boyuna vadi profilleri ile S_L indeksinin birlikte değerlendirildiğinde, her bir nehir, kuzeye doğru eğimli birden fazla sentetik faylardan etkilenmiş ve bölgenin tektonik olarak aktif olduğunu göstermiştir (Şekil 4.5). Aynı zamanda S_L değerlerinin yüksek değerlere ulaşarak yükselim noktalarına sahip olması, analiz yapılan akaçlama havzalarının dengede olmayıp günümüzde de devam eden bir yükselmeye işaret etmektedir.

4.3.5 Havza Şekli Geometrisi

Analiz sonucunda B_s değerlerinin 1,2 ile 7 arasında değişmekte olup, bölgedeki akaçlama havzalarının büyüklükleri göz önüne bulundurulduğunda birçoğunun uzunlamasına geometriye sahip oldukları saptanmıştır (Tablo 4.2). Buna göre B_s değeri 2'den büyük olanlar bölgedeki aktif yükselime bağlı olarak uzunlamasına ve dar bir geometriye sahip olup, diğerlerine göre göreceli tektonik aktivelerinin yüksek olduğunu göstermektedir.



4.3.6 Asimetri Faktörü

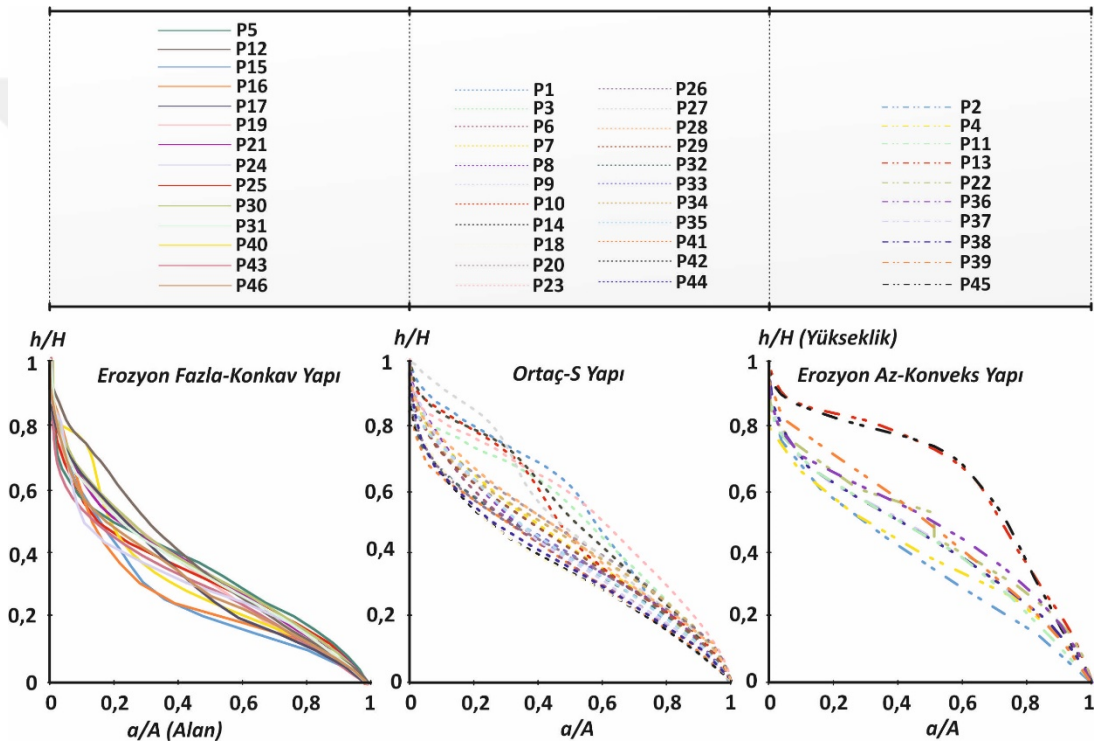
Asimetri faktörü için gerçekleştirilen analizlerde Hare ve Gardwell (1985) bağıntısında değerler 35 ile 81 arasında değişmektedir (Tablo 4.2). Bu sonuçlara göre AF değerleri Özkaymak ve Sözbilir (2012) çalışmasında belirlediği gibi 3 ana gruba ayrılmıştır. Bunlar; $45 < AF < 55$ (simetrik havza); $AF > 55$ (asimetrik-doğuya doğru yönelmiş havza); $AF < 45$ (asimetrik-batıya doğru yönelmiş havza) şeklinde sıralanmıştır. Bu değerler haritada sırasıyla mavi, kırmızı ve yeşil renkli ok skalalarıyla gösterilmiştir (Şekil 4.2). AF değerlerinin %61'i asimetrik bir havza yapısını yansıtırken, %39'u ise simetrik bir havzayı işaret etmektedir. Bu da Doğu Pontidler'de çoğunlukla asimetrik havzanın baskın olduğunu bu durumda bölgenin tektonik açıdan aktif olduğunu göstermektedir.

Aynı zamanda bu çalışmada Pérez-Peña ve diğer. (2010) eşitliği göz önünde bulundurularak değerlendirildiğinde AF değerleri 4 farklı kategoriye ayrılmış, akaçlama havzalarının çoğunluğu asimetrik deformasyon yapısını işaret ettiği saptanmış olup şiddetleri hafif asimetrik (%26,1), orta asimetrik (%28,2) ve çoğunlukla asimetrik (%6,5) arasında değişmektedir.

4.3.7 Hipsometrik Eğri ve Hipsometrik İntegral

Yapılan analizlerde Hipsometrik eğrilere göre, akaçlama havzaları kuzeye, hafifçe KB'ye ve hafifçe KD' ye doğru akan dereler içeren bir profil sergilemektedir. Çalışmada Doğu Pontidler'in doğusundan başlayarak batısına doğru P1-P46 arasında numaralandırılmıştır. Analiz edilen tüm akaçlama havzaları kuzeye doğru eğimli faylarla denetlenmektedir. Hipsometrik indis hesaplamalarında ve yorumlanmasında tektonik etkinin yanı sıra akaçlama havzasının içinde kalan litolojik faktörlerde göz önünde bulundurulmuştur. Yapılan analiz sonucunda Hipsometrik İntegral değerleri 0,37 ile 0,67 arasında değişmektedir (Tablo 4.2). HI değerleri 0,57 ile 0,67 arasında olan değerlerin hipsometrik eğrileri konveks şekle sahiptir. Hipsometrik eğrileri konkav şekle sahip olan akaçlama havzalarının HI değerleri 0,37 ile 0,47 arasında

değişmektedir. Kompleks yani S şekilli-düz hipsometrik eğriye sahip olan akaçlama havzaları ise 0,47 ile 0,57 arasında değişen HI değerlerine sahiptir. Genel olarak bakıldığında hipsometrik eğrilerin %21,8'i konveks şekilli, %30,4'si konkav şekilli ve %47,8'ü düz-S şekillidir. (Şekil 4.3). Bu sonuçlara göre yüksek HI değerlerine sahip şekli konveks olan akaçlama havzaları görece olarak yüksek topoğrafik alanlardaki kaya gruplarının dayanımlarının azdan çok dayanımlıya kadar değişen değerlere sahip olduğunu gösterir. Bu yüksek değerler ve konveks eğriler bölgedeki güncel morfolojinin üzerinde aktif tektoniğin izlerinin olduğunu göstermektedir.



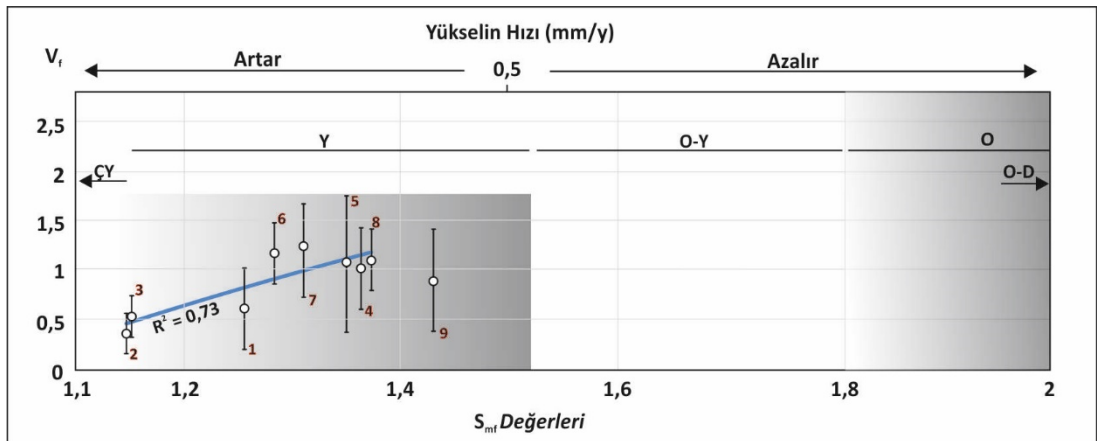
Şekil 4.3 Çalışma alanındaki 46 akaçlama havzasının hipsometrik eğrileri (Akaçlama havzaları şekil 4.2'de gösterilmiştir)

4.4 Elde edilen Morfometrik İndislerin Yorumlanması

Bu çalışmada tektonik olarak denetlenen dağ önlerinin aktivitelerini test etmek için Doğu Pontidler'in kuzeyinde Trabzon-Rize illeri arasında gerçekleştirilen tüm jeomorfolojik indislerin sonuçları irdelenmiştir. S_{mf} ve V_f analizlerinin birlikte değerlendirilmiş olup, sonuçlar (R) regresyon analiziyle karşılaştırılarak edilerek %73

doğrulukla iyi derecede olumlu bulunmuştur (Şekil 4.4). Ancak 9 numaralı dağ önü bu sonuçlar ile uyumlu olmadığından bu oranın dışında tutulmuştur. 9 numaralı dağ önü diğerleri ile neredeyse aynı V_f değerine sahipken, S_{mf} değerinin diğerlerinden daha fazla olduğu görülmüştür. Diğer dağ önlerinin aksine, 9 numaralı dağ önü daha dar ve daha az sinüslü yapıya sahiptir. Bu veri, tektonizma ile erozyon süreçlerinin birlikte geliştiklerini ve erozyon sürecinin daha yoğun olduğunu ifade etmektedir.

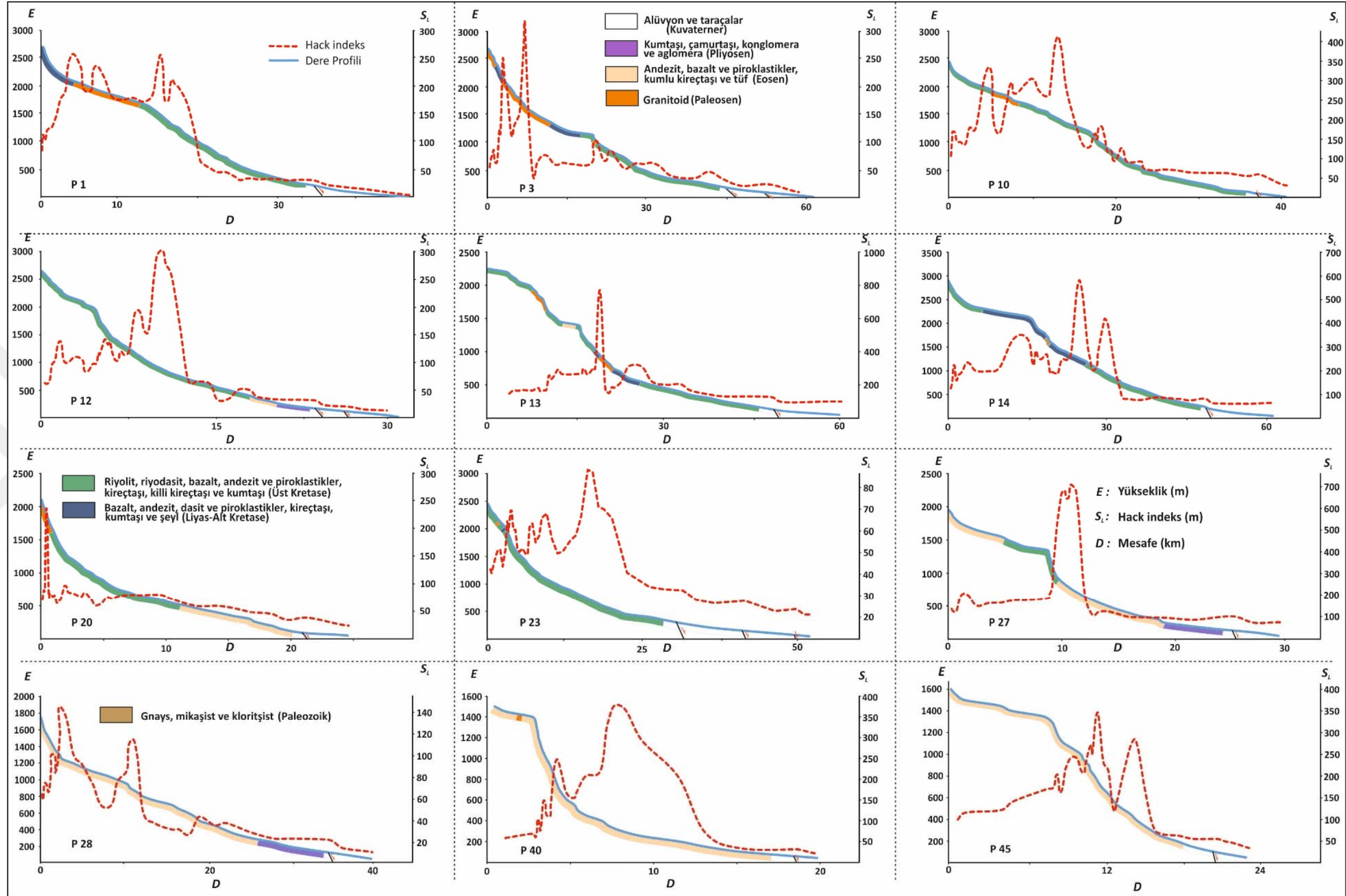
Bu sebeple jeomorfolojik indisler ayrı ayrı değerlendirmenin yanında S_{mf} değeri ile V_f değerlerinin birlikte düşünülerek bölgenin göreceli tektonik aktivitesini sınıflanması daha anlamlı olmaktadır. Bull ve McFadden, (1977) ve Rockwell ve diğer. (1984) tarafından gerçekleştirilen S_{mf} ve V_f bağlı olarak değerlendirilen tektonik aktivite sınıflanması bu çalışmada referans olarak alınmıştır. Buna göre Doğu Pontidler'in kuzey kısmı yüksek derecede aktif sınıfta bulunmakta ve bölgesel olarak yılda 0,5 mm'den daha fazla hızla yükselmektedir (Şekil 4.4). Doğu Pontidler'de taraçalar üzerinde gerçekleştirilen OSL sonuçları bölgenin yılda 0,59 ile 1 mm arasında değişen hızlarla yükseldiğini göstermektedir (Softa, Spencer, Emre, Sözbilir ve Turan, 2017). Hem morfolojik analizler hem de tarihleme çalışmalarından elde edilen yükselme hızı oranları birlikte değerlendirildiğinde Doğu Pontidler'in kıyı kesiminin yüksek derecede aktif olduğu tespit edilmiştir.



Şekil 4.4 Trabzon-Rize arasında yer alan 9 ayrı dağ önünün S_{mf} ve V_f analizlerinin şematik gösterimi. V_f için düşey skalalar standart sapma değerlerini (σ_{n-1}), grafiğin üzerindeki rakamlar ise bölgede hesaplanan yükselme hızlarını (Rockwell ve diğer., 1984) göstermektedir. ÇY: Çok yüksek, Y: Yüksek, O-Y: Orta-yüksek, O: orta, O-D: Orta-düşük

Yüksek pik değeri gösteren S_L değerlerinin litolojik etki ya da tektonizma etkisinde oluştuğunu saptamak için vadi profillerinin altında kalan alanların jeolojisiyle birlikte boyuna vadi profilleri değerlendirilmiştir. Bu değerlere göre S_L değerleri litolojik faktörlere bağlı olmadan aniden artıp azalmakta ve S_L değerleri bu düzensiz dağılımı her bir dağ önünü denetlenen fay segmentlerinden kaynaklanmaktadır (Şekil 4.5).

Tektonik olarak denetlenen dağ önleri ve geniş üçgen yüzeyler tipik olarak fay zonu boyunca tavan bloğunun çökmesi ve taban bloğunun ise hızlı olarak yükselmesi sonucu oluşurlar (Burbank ve Anderson, 2001). Bu yapılar Doğu Pontidler'in kıyı kesiminde Trabzon ve Rize arasında yoğun olarak gözlenmiştir. Diri normal faylanmayla gelişen dağ önleri ve geniş üçgen yüzeyler değişken derecede tektonizma sonucu gerçekleşen yükselmeden dolayı taban bloğunun kalıntılarını simgeler (Wallace, 1978). Ayrıca tektonizma açısından aktif alanlarda morfolojik olarak üçgen yüzeylerin yansıra çokgen yüzeyler sık olarak görünmektedir. Bu yüzeyler bölgedeki yükselmenin ve erozyon süreçlerinin izlerini taşımaktadır (Wallace, 1978). Çalışma alanındaki karmaşık hipsometrik eğri olarak kabul edilen S şekilli-düz hipsometrik eğriler de, bölgedeki erozyon süreçleri aktif tektoniğin birlikte geliştiğini göstermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 4.5 Hesaplanan S_L indis değerlerinin boyuna dere profilleri ile gösterilmesi (Dere numaraları şekil 4.2’de gösterilmiştir)

Tablo 4.2 Çalışma alanındaki akaçlama havzalarında ve dağ önlerinde hesaplanan morfometrik parametreler. HI: Hipsometrik integral, B_s: Havza şekli geometrisi, AF: Asimetri faktörü (a) Hare ve Gardwell, (1985); (b) Pérez-Peña ve diğer. (2010), V_f: Vadi Tabanı-Vadi Yükseltisi Oranı (c) ortalama V_f değerleri; (d) V_f değerlerinin standart sapma değerleri, S_{mf}: Dağ önü sinüslüğü

	Akaçlama Numarası	HI	B _s	AF ^a	AF ^b	V _f	V _f ^c	$\sigma n-1^d$	S _{mf}
MF 9 (Dağ Önü)	P1	0,53	2,59	45	5	1,31	0,89	0,44	1,25
	P2	0,65	2,01	46	4	0,94			
	P3	0,49	1,52	54	4	1,75			
	P4	0,63	2,53	55	5	1,02			
	P5	0,43	2,33	62	12	0,41			
	P6	0,5	1,95	58	8	0,41			
	P7	0,52	1,50	52	2	0,89			
	P8	0,51	3,29	58	8	0,28			
	P9	0,5	2,35	53	3	0,98			
	P10	0,49	4,01	55	5	0,93			
MF 8	P11	0,65	2,06	54	4	1,67	1,09	0,34	1,15
	P12	0,41	6,22	63	13	1,22			
	P13	0,63	1,59	51	1	1,57			
	P14	0,5	7,12	43	7	0,91			
MF 7	P15	0,37	3,10	64	14	0,78	1,23	0,52	1,15
	P16	0,39	3,84	48	2	1,25			
	P17	0,42	4,51	56	6	1,75			
	P18	0,51	3,64	39	11	1,76			
	P19	0,42	2,75	51	1	1,54			
	P20	0,47	3,04	54	4	0,32			
MF 6	P21	0,41	1,83	65	15	1,15	1,16	0,26	1,36
	P22	0,58	2,33	38	12	0,77			
	P23	0,54	1,23	59	9	1,24			
	P24	0,42	2,24	48	2	1,5			
MF 5	P25	0,46	2,0	62	12	1,76	1,07	0,69	1,34
	P26	0,46	1,6	46	4	0,38			

Tablo 4.2 devamı

MF 4	P27	0,52	3,16	64	14	0,42			
	P28	0,46	3,17	57	7	1,29	1,01	0,41	1,28
	P29	0,48	4,55	59	9	1,31			
MF 3	P30	0,45	5,06	54	4	0,6			
	P31	0,44	3,71	35	15	0,87			
	P32	0,47	2,45	50	0	0,4	0,53	0,19	1,31
	P33	0,52	2,57	44	4	0,36			
	P34	0,54	1,74	57	7	0,42			
MF 2	P35	0,56	2,76	36	14	0,41			
	P36	0,62	1,64	37	13	0,15	0,35	0,15	1,37
	P37	0,58	1,97	50	0	0,51			
MF 1	P38	0,59	2,41	54	4	0,19			
	P39	0,67	2,56	62	12	0,43			
	P40	0,38	2,33	59	9	0,69			
	P41	0,5	1,96	62	12	0,37			
	P42	0,5	2,75	44	6	0,74	0,61	0,44	1,44
	P43	0,38	2,20	77	27	1,78			
	P44	0,49	4,36	47	3	0,39			
	P45	0,64	3,32	81	31	0,46			
	P46	0,39	2,78	61	11	0,45			

BÖLÜM BEŞ

DOĞU PONTİDLERİN (TRABZON VE RİZE ARASI) NEOTEKTONİK YAPISI VE SİSMOTEKTONİĞİ

5.1 Giriş

Aktif deformasyon zonları hızlı yükselim ile ilgili olarak depremlerin sıklıkla görüldüğü alanlardır. Doğu Pontid Orojenik Kuşağı, Neotektonik dönem deformasyon yapıları çok az çalışılmış bir alandır. Önceki çalışmalarda Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Senozoyik dönem deformasyonlarına ilişkin herhangi bir veri bulunmamaktadır. Bu tez kapsamında, Trabzon ve Rize arasında, aktif faylanma ürünü morfolojik veriler ve fay kayma yüzeyleri belirlenmiş, bu veriler yoğun bitki örtüsü ve kentleşmenin el verdiği ölçüde, 1/25000 ölçekli haritaya aktarılmıştır. Bu bağlamda, yörenin Neotektonik dönem deprenselliğine ışık tutacak faylara odaklanılmıştır. Ayrıntılı olarak yapılan haritaların lokasyonları Doğu Pontidler'in stratigrafik yapısının vurgulandığı şekil 2.8a üzerinde gösterilmiştir.

5.2 Bölgenin Neotektonik Çerçevesi ve Sismotektoniği

Güncel GPS verileri, Arabistan Levhasının K-KB yönlü hareketinin yol açtığı, Geç Orojen sonrası deformasyon sürecinde, Anadolu'nun batıya hareketini göstermektedir (Şekil 5.1a). K-KB yönünde hareket eden Arap levhasının hızı batıya doğru, görece artarak (15-20 mm/y-30-35 mm/y) artarak devam eder (Reilinger ve diğer., 1997; Kahle ve diğer., 2000; Reilinger ve diğer., 2006; Taymaz, Yılmaz ve Dilek, 2007).

Arap levhasının ilerleyişi, Doğu Anadolu'da kısalan deformasyon ile karşılanmıştır. Bu deformasyon ile oluşan ve Doğu Karadeniz havzasının güneyinde yer alan Kuzey Anadolu Fayı (KAF), Anadolu'nun en aktif faylarından biridir (Mckenzie, 1972;1978; Dewey ve Şengör, 1979; Barka, 1992). KAF yaklaşık 1200 km uzunluğunda, dış bükey yay şeklinde Karadeniz kıyılarına koşut olarak uzanmaktadır. Yapılan jeodezik çalışmalar fayın kayma hızının 24 mm/y olduğunu

göstermektedir (Reilinger ve diğer., 2006). Yapılan insar çalışmaları ve morfolometrik çalışmalar bölgedeki gerilimin transfer fayı olan KAF tarafından aktarıldığını göstermektedir (Şengör ve diğer., 1985; 2005; Emre, Tüysüz ve Yıldırım, 2009; Yıldırım ve diğer., 2013).

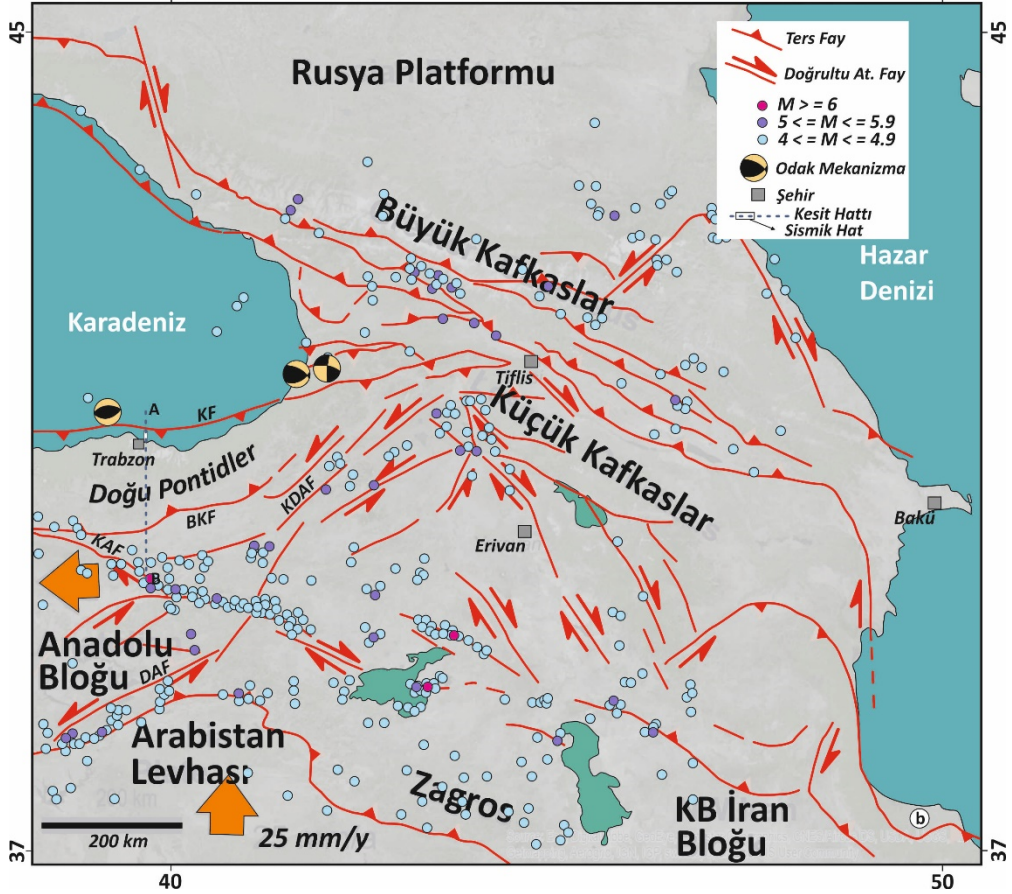
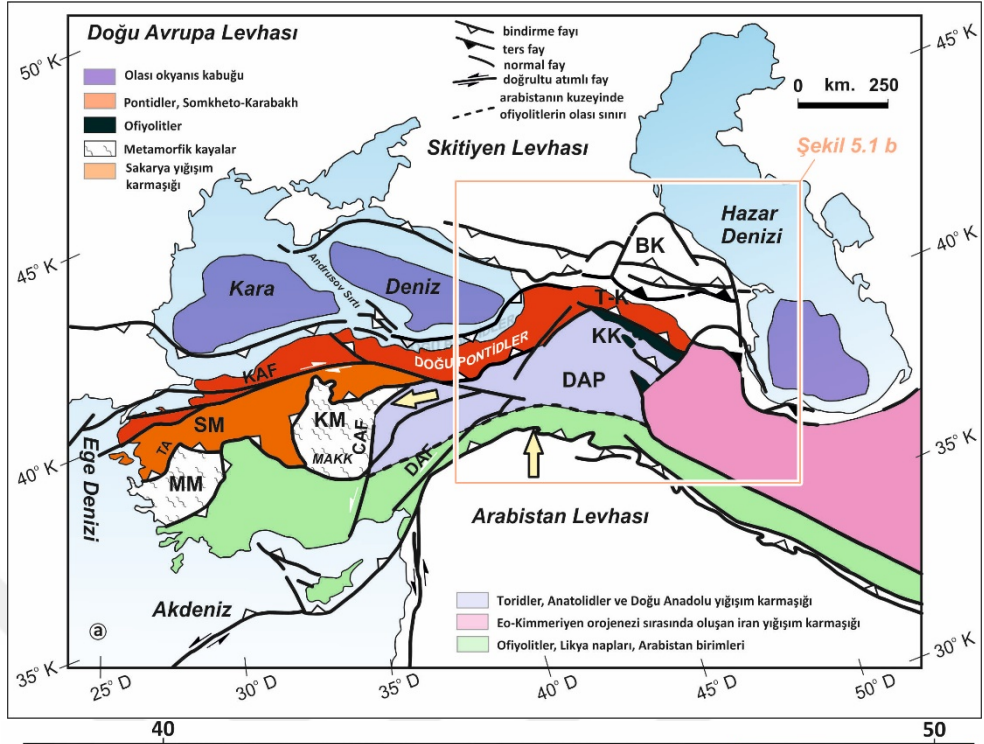
Arap Levhasının ilerlemesiyle gerilen yer kabuğu, Pontidler'in doğusunda yükselme ve kabuk kalınlaşması olarak karşılanmakta ve bu sıkışma sonucu Anadolu Levhası, Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ile Doğu Anadolu Fayı (DAF) eşliğinde, saat ibresi yönünün tersinde, günümüzde de hareket etmektedir (Şekil 5.1a). Buna bağlı olarak, Doğu Pontidler'de gözlenen Moho derinliği 42-46 km arasında değişmektedir (Gök ve diğer., 2016). Arap ve Avrasya Levhalarını birbirlerine doğru ilerlemesi, günümüzde, Doğu Pontidlerde bir sıkışma zonu oluşturmaktadır. Bu sıkışmanın yansımaları, kara ve denizdeki sismik kesitlerde, Miyosen'den sonraki çökellerde görülmektedir (TPAO, 2010; Robinson, 1995).

Doğu Pontidler'de, Karadeniz ile KAF arasında kalan kesimde, Kuzey Doğu Anadolu Fayı (KDAF) ve bu faya ait, ters fay bileşenli, aktif fay segmentleri bulunmaktadır. Kurgusal modele göre, KAF hattı, birden çok sentetik ve antitetik faydan oluşmaktadır (Riedel, 1929; Badgley, 1965; Wilcox, 1973; Vialon, Ruhland ve Grolier, 1976). Bu faylardan KDAF, KAF hattının antitetiği olarak tanımlanmıştır (Bektaş, Çapkinoğlu ve Akdağ, 2001). Yaklaşık KD uzanımlı ve sol yönlü doğrultu atımlı fay olan KDAF, Bayburt ve yakın çevresinde kuzey yönlü bindirme fayı karakterindedir (Şekil 5.1b). Pontidler'in yükselimine eşlik eden faylardan biri olan Borjomi-Kazbegi Fayı, KDAF'a bağlı aktif bir faydır (Westaway, 1994). Yükselmeyi karşılayan ters fayların yanında, Pontidler'in kıyı kesimlerinde kuzeye doğru eğimlenen, birçoğu listrik geometriye sahip normal faylar bulunmaktadır. Bu normal faylar, K-G yönlü sıkışma ile yükselen Pontidler'in morfolojisini dengelemek için oluşmuştur. Kıyı morfolojisini ve dağ önlerini denetleyen normal faylar aynı zamanda sismik kesitlerde de gözlenmiştir.

Sismik kesitlerde Rize dolaylarında Miyosen'den genç kayaları etkilemiş olan ters bir fay gözlenmişken (Şekil 5.6b) (Robinson, 1995), Rioni kura havzası dolaylarında genç tortullar kıvrımlanmıştır (Banks, Robinson ve Williams, 1997). İki aynı tür fay tarafından gerçekleşen bu sıkışma, Pontidler'in doğu kenarında, batısına göre daha fazladır bir aktif yükselime yol açmaktadır (Şekil 5.6). Doğu Pontidler'de deprem aktivitelerine bakıldığında 1900-2018 yılları arasında $M_w > 3$ olan yaklaşık 300 deprem listelenmiştir. Deprem dağılımları, deniz içerisinde ve karada tektonik hatlar boyunca yoğunlaşmaktadır. Deniz içerisinde 5,5; 5,3 ve 4,2 büyüklüğünde, odak mekanizması çözümleri ters fay olan üç deprem oluşmuş (Şekil 5.1b).

5.3 Doğu Karadeniz Bölgesinin Depremselliği

Çalışma alanında, deniz içerisinde, büyüklüğü 4'ün üzerinde olan depremler, bölgenin, önceki çalışmalarda belirtilenin aksine, depremselliği orta-yüksek derecede aktif bir bölge olduğunu göstermektedir. 1900-2018 yılları arasında çalışma alanı ve yakın çevresinde gözlenen 3'den büyük deprem aktivitesine bakıldığında, depremlerin özellikle diri fay zonları üzerinde ve deniz içerisinde kümelendiği görülmektedir (Şekil 5.1b). Deprem odak mekanizması çözümlerinde, özellikle deniz içerisinde gelişen depremler verrev atımlı ters faylar boyunca gelişmişlerdir. Bu durum, deniz içerisinde geçen güneye eğimli ters fay olan Karadeniz Fayı'nın günümüzde halen aktivitesini koruduğu düşüncesini desteklemektedir.



Şekil 5.1 a) Anadolu'nun ve Kafkasların genel hatlarıyla jeoloji haritası (Hässig ve diğer., 2016, Sosson ve diğer. (2010)'dan değiştirilerek. KAF: Kuzey Anadolu Fayı, CAF: Orta Anadolu Fayı, DAF: Doğu Anadolu Fayı, BK: Büyük Kafkaslar, KK: Küçük Kafkaslar, T-K: Trans Kafkaslar, KM: Kırşehir

Masifi, MM: Menderes Masifi, SM: Sakarya Kıtası, MAKK: Orta Anadolu Kristalin Kayalar, DAP: Doğu Anadolu Platosu. b) Doğu Pontidler'in ve yakın çevresinin neotektonik haritası (Tsereteli ve diğer. 2016; Avagyan ve diğer. 2010 ve TPAO, 2010'dan birleştirilerek ve değiştirilerek). Harita üzerindeki depremler Uluslararası Sismoloji Merkezinden derlenmiştir. KAF: Kuzey Anadolu Fayı, DAF; Doğu Anadolu Fayı, KDAF; Kuzeydoğu Anadolu Fayı, BKF; Borjomi-Kazbegi Fayı, KF; Karadeniz Fayı

Katalogdan derlenen depremlerin derinlik magnitüd dağılımlarına bakıldığında, depremlerin ilk 15 km ye kadar oldukça yoğun ve 50 km derinlikte daha az yoğun olduğu görülmektedir (Şekil 5.2a). Depremler, KAF ve KDAF üzerinde yoğunlaşmıştır. Çalışma alanının yakın çevresindeki Büyük ve Küçük Kafkaslar bölgesinde yoğun depremlerin yaşanması ve ana mekanizmanın sıkışma olması, bölgenin hem makaslama hem de sıkışmanın hâkim olduğu bir alan olduğunu göstermektedir. Arap-Avrasya yaklaşması nedeniyle sıkışan yer kabuğu doğu Anadolu civarında en yoğun enerjiye ulaşmaktadır. Bu enerji Anadolu Levhasının batıya hareketi ile KAF ve KDAF üzerinden kuzey ve batı yönlerinde aktarılır. Bölgede yapılan GPS çalışmaları özellikle Pontidler'in kuzeyinde düşük hızlar saptamıştır (Reilinger ve diğer., 2006), ancak bu durum depremselliğin olmayacağı anlamında değildir.

Önceki çalışmalara göre, Trabzon bölgesi 0,07-0,17 mm/y, Orta Pontidler 0,02-0,26 mm/y arasında yükselirken, Karadeniz'in kuzeyindeki Kafkaslar bölgesi, ortalama 0,45 mm/y hızda yükselmektedir (Nesmeyanov, 1995; Keskin ve diğer., 2011; Yıldırım ve diğer., 2013).

Bu tez kapsamında gerçekleştirilen çalışmalar, yükselim hızının Doğu Pontidler için yılda 0,5 mm'den fazla olduğunu göstermektedir (Şekil 4.4), (Bkz. Bölüm 3 ve 4).

Türkiye'de 1945 yılından 2018 yılına kadar (1945, 1947, 1963, 1972, 1996 ve 2018) 6 adet resmi deprem risk bölgeleme haritaları yapılmıştır (Pampal ve Özmen, 2007). 1996 yılına kadar, yer sarsıntıları ve oluşan depremlere göre bölgeleme yapılmışken, 1996 yılından itibaren, bir öncekine ek olarak depremlerin kaynak zonları belirlenmiş, her bir kaynak zonu içerisinde kalan depremler istatistik olarak

değerlendirilmiş, kaynak zonlarında depremlerin azalım ilişkisi belirlenmiş ve yer hareketi için seçilen ivme göz önünde bulundurulmuştur.

2018 yılında gerçekleştirilen çalışmalarda, çalışma alanı, düşük-orta grup deprem bölgesinde yer almaktadır. Ancak bu çalışmalarda, diri fayların, deniz altındaki uzantıları ve deniz tabanındaki olası faylar dikkate alınmamıştır.

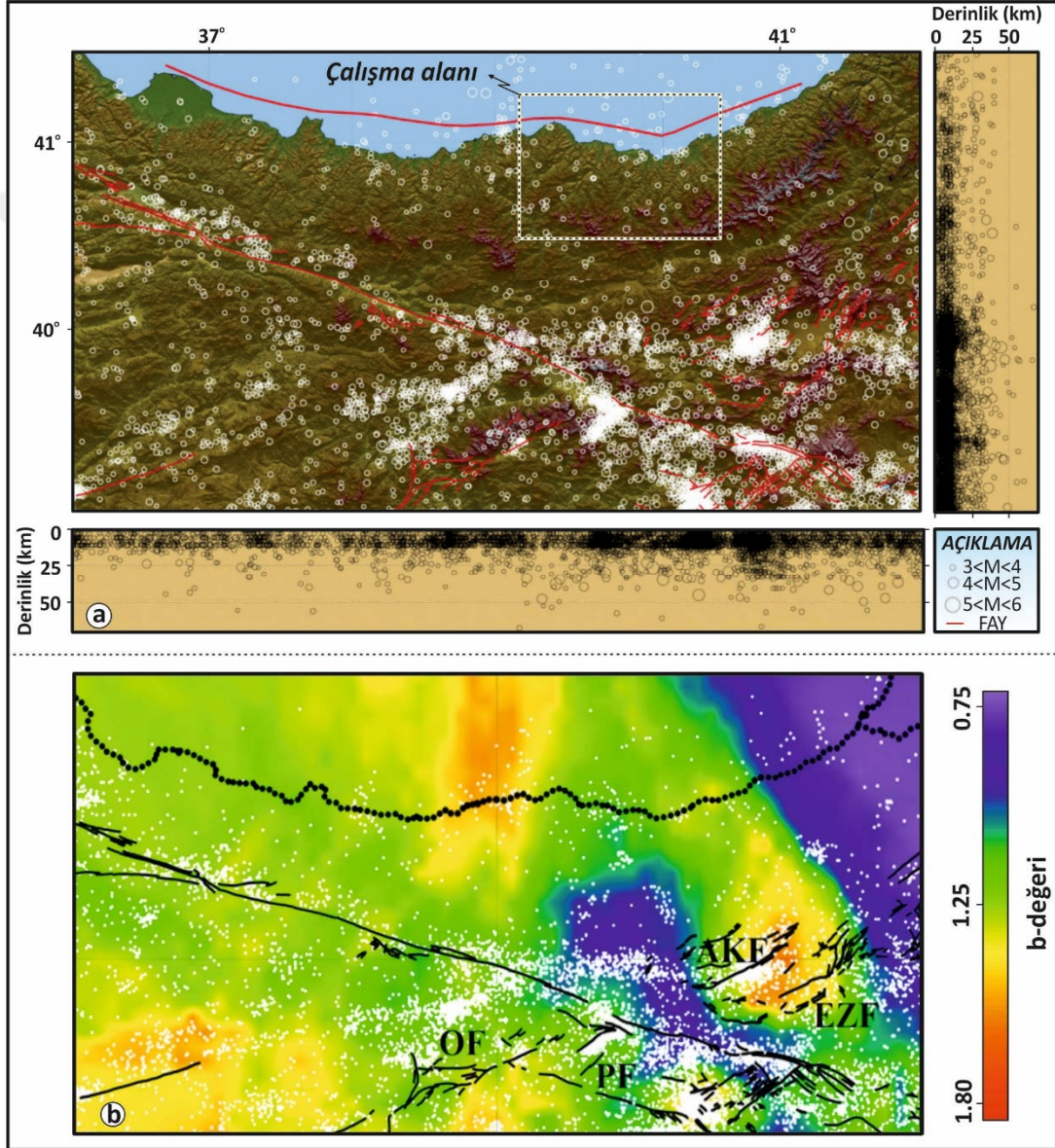
Son yıllarda yapılan çalışmalarda bu eksiklikte giderilerek, deprem ivme değeri (PGA) ve deniz ve karadaki faylar dikkate alınarak bölgesel deprem risk haritası gerçekleştirilmiştir. Bu kapsamda çalışma alanı orta derecede aktif ve risk taşıyan bölge grubuna dahil edilmiştir (Şekil 5.3), (Demircioğlu ve diğer., 2017; Akkar ve diğer., 2018).

Çalışma alanı ve yakın çevresinde yapılan jeofiziksel çalışmalarda deprem büyüklük dağılımı için yaygın olarak bilinen en basit eşitlik 5.1’de belirtilen bağıntıya göre a ve b değerlerine ait anomaliler oluşturulmuştur (Maden ve Öztürk, 2015). Burada a parametresi inceleme alanının genişliğine, gözlem dönemine ve deprem odak derinliğine bağlıyken, b değeri deprem oluşumunun fiziki ile ilişkili bir parametre olarak tanımlanmaktadır (Allen, Amand, Richter ve Nordquist, 1965; Hatzidimitriou, Papadimitriou, Mountrakis ve Papazachos, 1985; Wang, 1988; Tsapanos, Galanopoulos ve Burton, 1994; Olsson, 1999; Manakou ve Tsapanos, 2000).

$$\text{Log}N=a-bM \quad (5.1)$$

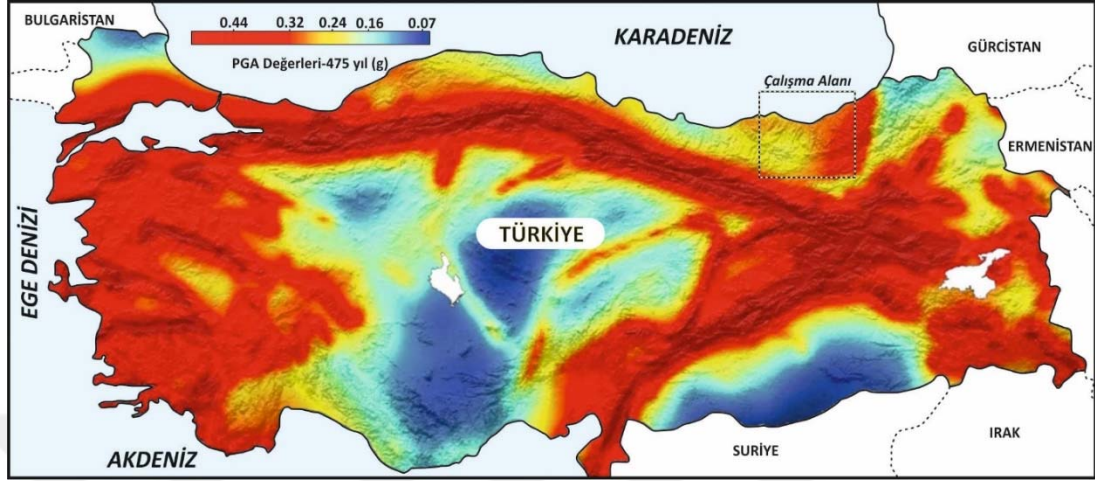
Miyamura (1962) b parametresinin sismotektonik zon ve jeolojik yaşla ilişkili olduğunu, Mogi (1967) b değerinin materyalin mekanik yapısına ve gerilme şartlarına bağlı olduğunu, Scholz (1968), b katsayısının kaya tipi, gerilme durumu ve kayaçtaki deformasyon artışı ile ilişkili olduğunu ve gerilme artışının b değerinde düşüşe yol açtığını ileri sürmüştür.

Yapılan çalışmalar incelendiğinde çalışma alanı ve yakın çevresinde b değerinin 0,7 ile 1,25 arasında dağılım gösterdiği görülmektedir. Özellikle Doğu Pontidler'in kuzey bölümünü oluşturan KAF üzerinde ve Doğu Anadolu ile Karadeniz arasında kalan bölümdeki diri faylar ve yakın çevresinde düşük b değerlerinin görülmesi bu bölgede deprem yoğunluğunun ve gerilmenin göreceli olarak fazla olduğuna işaret etmektedir (Şekil 5.2b).



Şekil 5.2 a: Çalışma alanında 1983-2018 yılları arasında oluşan büyüklüğü 3,0'dan büyük depremlerin odak derinliği dağılımları. Harita üzerindeki faylar Emre ve diğer. (2016)'nın diri fay haritasından derlenmiştir (Elmas, 2017'den değiştirilerek), b: Çalışma alanındaki deprem dağılımlarına göre üretilen b-değerlerinin bölgesel dağılımı (Maden ve Öztürk, 2015'den düzenlenerek). Deprem dağılımları

Uluslararası sismoloji merkezi kataloğundan derlenmiştir. OF: Ovacık Fayı, PF: Pülümür Fayı, AKF: Aşkale Fayı, EZF: Erzurum Fayı

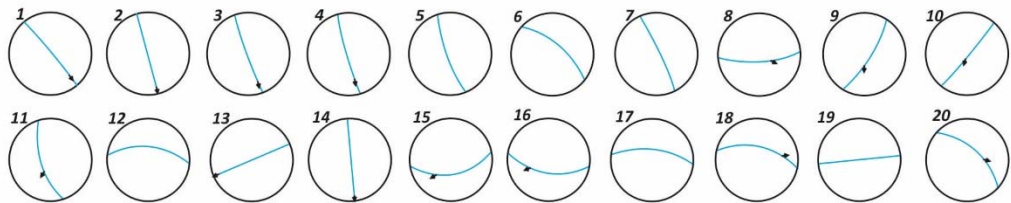
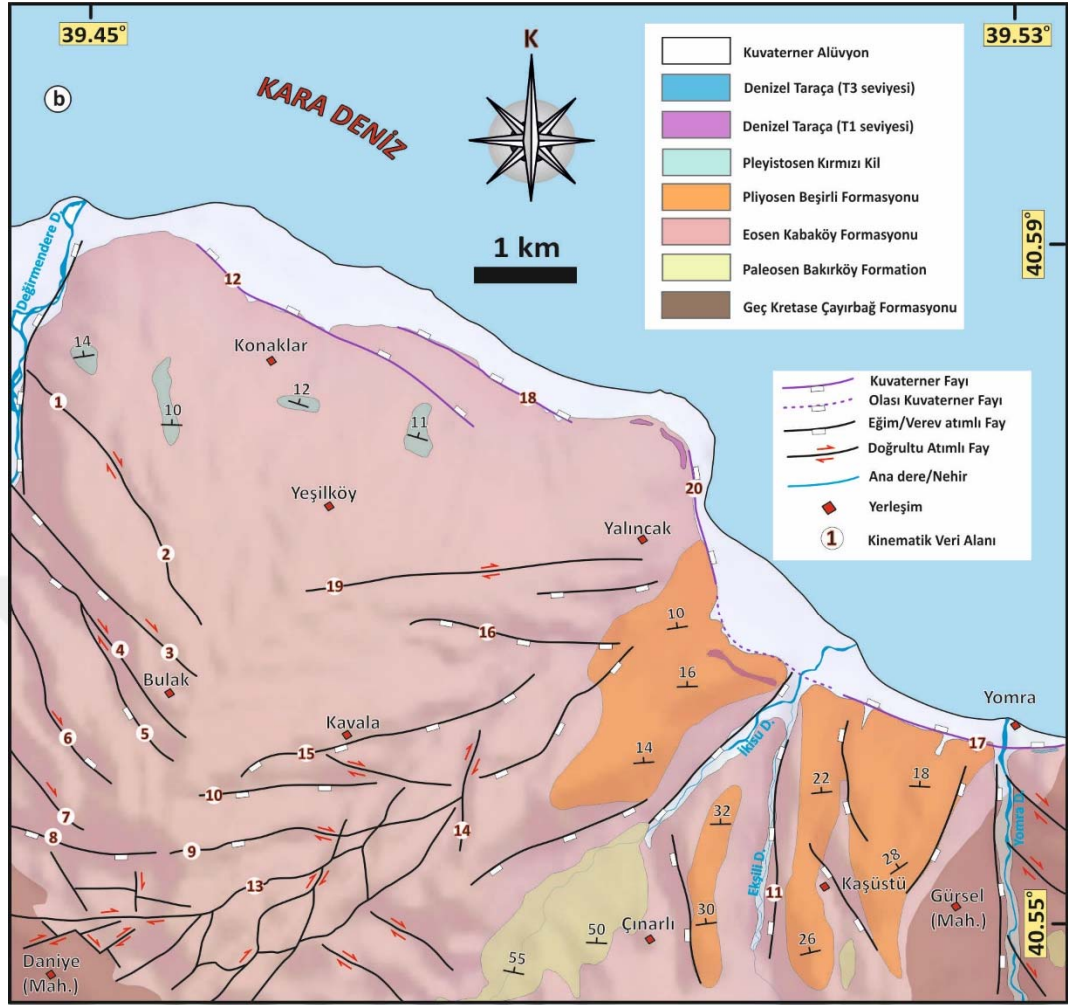


Şekil 5.3 Türkiye deprem riski haritasında ortalama yer ivmesi değerlerine göre çalışma alanının 475 yıllık dönemdeki konumu (Demircioğlu ve diğer. 2017'den düzenlenerek)

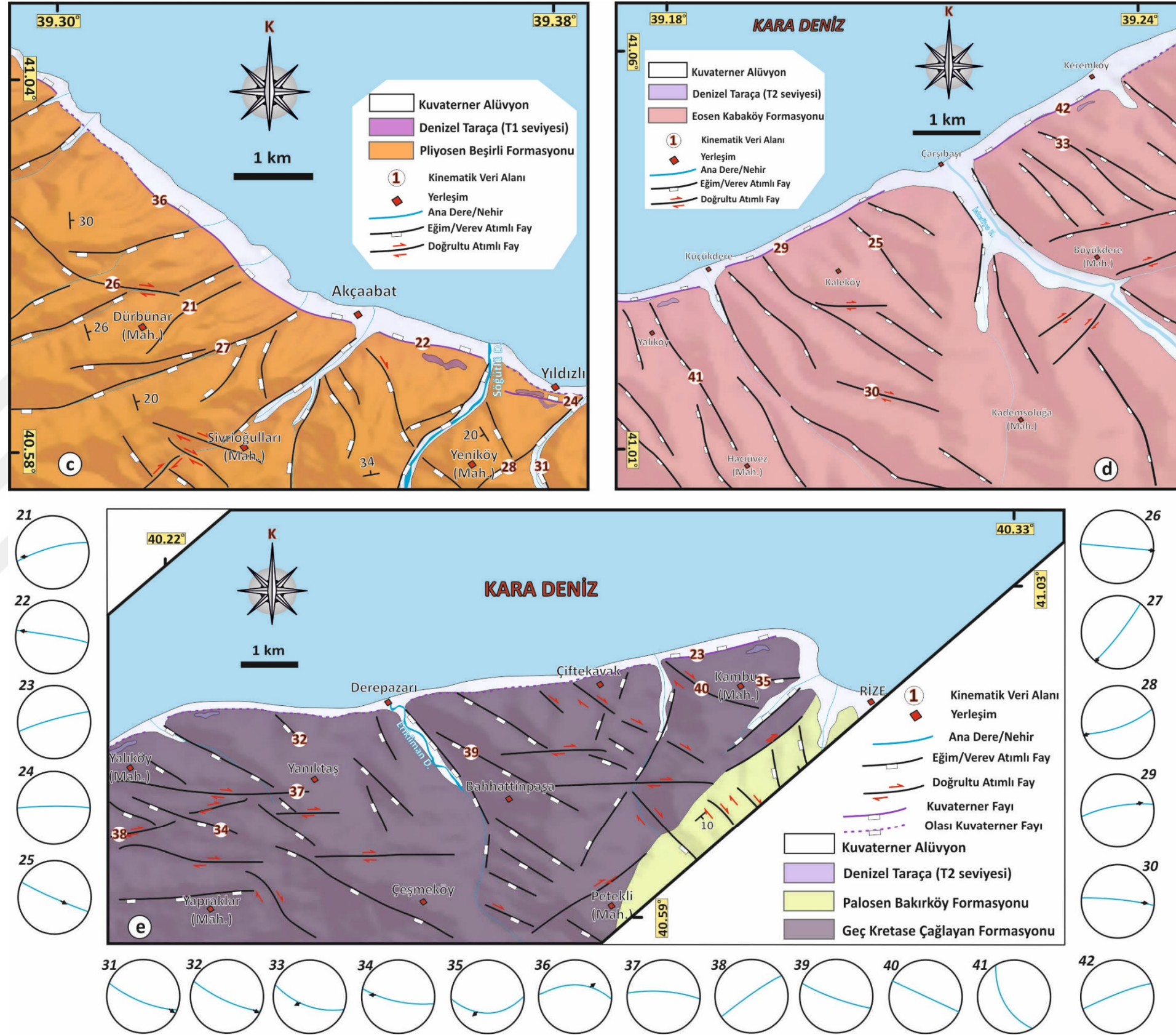
Ancak elde edilen tüm veriler, çalışma alanının orta-yüksek gerilme altında kaldığını ve yapıların aktif olabileceğini gösterse de bölgede $M_w > 6$ depremlerin görülmemesi, bölgede asismik krip olabileceğine işaret etmektedir. Aynı zamanda bölgede oluşan depremlerin çözümlerinde normal faylanma mekanizmasının görülmemesi, asismik krip olabileceği ihtimalini güçlendirmektedir.

5.4 Bulgular ve Tartışma

Trabzon ve Rize arasında, dört farklı alanda, 1/ 25 000 ölçekli jeolojik harita alımı yapılmıştır. Şekil 2.8a' da belirtilen alanlarda haritalanan faylar ayrıntılı olarak incelenmiş, türleri saptanmıştır. Dağ önlerini denetleyen eğim/verev atımlı faylar, vadileri ve akaçlama havzalarını etkileyen doğrultu atımlı sağ yönlü faylar, Senozoyik yaşlı kayaları etkileyen yapısal hatları oluşturmaktadır.



Şekil 5.4 Yalıncağ bölgesinde haritalanan (1/25000 ölçekli) fayların kinematik verilerinin steografik projeksiyonu. Sayısal yükseklik modeli SRTM 30 m. çözünürlüklü uydu görüntülerinden üretilmiştir. Ayrıntılı haritalanan alanlar şekil 2.8a’ da gösterilmiştir



Şekil 5.5 Trabzon-Rize arasında c: Trabzon-Akçaabat, d: Trabzon-Çarşıbaşı, e: Rize-Derepaşarı ve yakın çevresinde haritalanan (1/25000 ölçekli) fayların kinematik verilerinin stereografik projeksiyonu

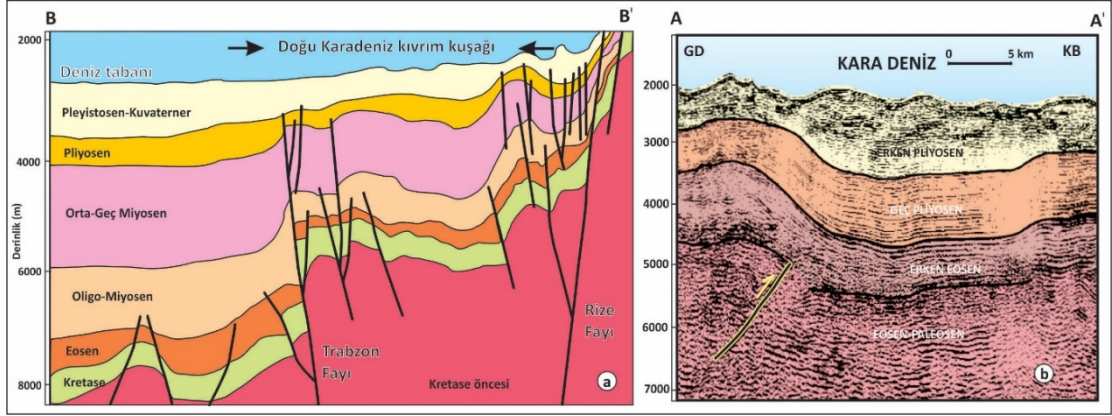
5.4.1 Eğim/Verev Atımlı Faylar

Derepazarı, Yalınca, Akçaabat ve Çarşıbaşı yörelerinde yapılan ayrıntılı jeoloji harita alımında, kuzeye doğru eğimli, listrik geometriye sahip verev atımlı ve eğim atımlı normal faylar saptanmıştır (Şekil 5.4 ve Şekil 5.5). Tüm doğu Karadeniz kıyısı boyunca izlenen bu normal faylar aneşlon bir geometriye sahiptir (örn. Ferrill, Stamatakos ve Sims, 1999; Bozkurt ve Sözbilir, 2006). Giresun ve yakın çevresi sahil kesiminin, benzer şekilde, zik-zak çizen normal faylardan oluştuğunu vurgulamaktadır (Yılmaz, 2017).

Trabzon-Rize arasındaki derin sismik kesitlerde (TPAO, 2010 ve Gündüz, 2015) kuzeye eğimli normal faylar saptanmıştır (Şekil 5.6a ve Şekil 5.7). Ayrıca Karadeniz’de, yaklaşık KD-GB uzanımlı güneye eğimli ters fay TPAO’nun derin sismik kesitlerinde ve Robinson (1995) çalışmasında açıkça görülmektedir. Birden çok parçadan oluşan ve yaklaşık 400 km uzunluğunda olan bu fay Karadeniz Fayı olarak adlandırılmaktadır.

Trabzon-Rize arasında, sahil kesimi boyunca, yaklaşık 65 km uzunluk ve 1 km genişlikteki, 9 farklı dağ önünün yer aldığı kesimde, eğim açıları 60-90° derece arasında değişen verev atımlı normal faylar yer alır. Bu fayların kayma açıları (rake) 32-90° derece arasında değişmektedir (Şekil 5.8). Bu fayları verev ve dik olarak kesen ve görece daha yaşlı olan verev/eğim atımlı normal faylar, K-G yönlü, D-B, KD-GB ve KB-GD gidişli vadileri denetlemektedir.

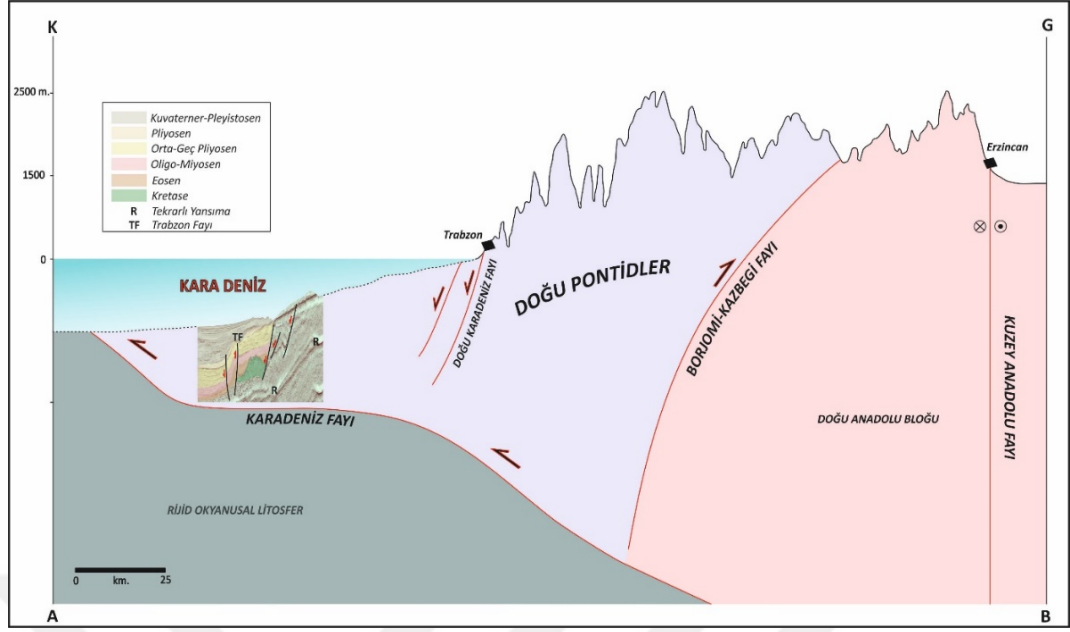
Geniş açıdan bakıldığında, Twiss ve Moore (1992)’un belirttiği gibi, doğrultu atımlı faylar, başlangıç ve bitiş kısımlarından çatallanarak sıkışmalı ya da genişlemeli at kuyruğu yapısı kazanabilirler. Bu bağlamda, Doğu Karadenizin Güney Zonu’nda bulunan Borjomi Kazbegi Fayı (BKF), yaklaşık 250 km uzunluğunda KD-GB doğrultulu ve KB’ye doğru eğimli olan ters faydır (Şekil 5.1b). Westaway (1994) ve Avagyan ve diğer. (2010)’a göre 800 km uzunluğunda olan bu fay, KDAF’a bağlı çalışan bir diri faydır.



Şekil 5.6 a: Pleyistosen-Kuvaterner birimlerini kesen Trabzon ve Rize Fayları (TPAO, 2010), b: Rize ve yakın çevresinde karada gerçekleştirilen sismik profile Miyosen'den genç kaya birimlerini etkileyen ters fayın sismik kesiti (Robinson, 1995)

5.4.2 Doğrultu Atımlı Faylar

Haritalanan alanlarda doğrultu atımlı faylar sağ yönlüdür. KD-GB, D-B ve KB-GD doğrultulara ve yüksek eğime sahip olan fayların, kayma düzlemlerindeki çiziklerin sapma açıları 2-20° arasında dağılım göstermektedir (Şekil 5.9). Bazı fay yüzeylerinde, iki farklı hareketin (Eğim atımlı ve doğrultu atımlı fayların) göstergesi olan fay çizikleri yer alır. Ancak fay çizikleri, gözlem alanında birbiri ile kesişmediği için, hareketlerin görece yaş ilişkisi saptanamamıştır. Doğu Karadeniz'deki derin sismik kesitlerde (TPAO, 2010; Nikishin ve diğer. 2015) yaklaşık 10 km uzunluğunda, KD-GB doğrultulu, doğrultu atımlı sol yönlü olan Trabzon Fayı saptanmıştır. Bu fayın karadaki izi net değildir. Trabzon Fayı, Karadeniz Fayı'na verev olarak gelişmiştir. Doğrultu atımlı fayların, sentetik ve antitetik bileşenleri, ters ve normal fay türünde oluşabilmektedir. Normal fayların hâkim olduğu bölgelerde kuvvet çiftelerine bağlı olarak açılmalar görülmektedir (Sylvester, 1988).

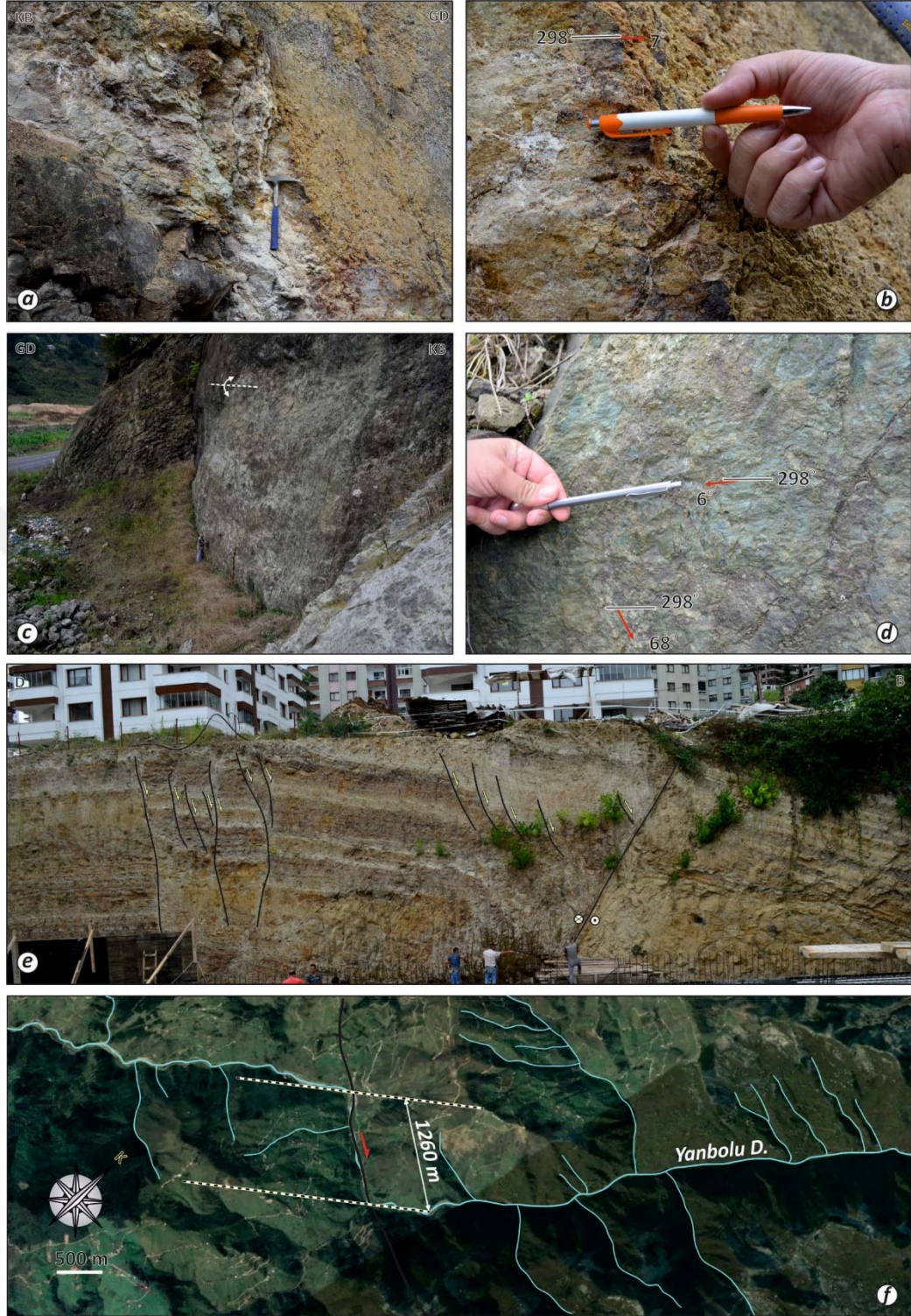


Şekil 5.7 Çalışma alanındaki başlıca faylar ve sismik kesitte yer alan fayları gösteren şematik enine kesit. Kesit hatları için bkz. Şekil 5.1b. Denizde gerçekleştirilen sismik profil Gündüz (2015)'den yeniden düzenlenerek alınmıştır

Güven (1993), özellikle KD-GB doğrultulu, magmatik kayaç yerleşiminin, aynı doğrultulu faylarla ilişkili olduğuna işaret eder. Bu fayların oluşum zamanı, Rize çevresinde KD-GB, D-B ve KB-GD doğrultulu faylar vasıtasıyla yüzeyleyen obsidiyenleri füzyon tarihleme tekniği ile Pleyistosen olarak tarihlenmiştir (Yeğingil, Boztuğ, Er, Oddone ve Bigazzi, 2002).



Şekil 5.8 Trabzon-Rize arasında yer alan eğim/verev atımlı normal faylar. a-b: Kretase yaşı volkanik kayaları kesen verev atımlı fay (64740D/29885K), c-d: Eosen yaşı volkanik birimler üzerinde sahil boyunca devam eden eğim atımlı yüksek açılı normal faylar (82100D/35160K), e-f: Eosen yaşı volkanik birimler üzerinde yüksek açılı eğim atımlı normal faylar (63301K/28154D), g-h: yeşil renkli Eosen yaşı volkanik spilitleri kesen verev atımlı normal faylar (60880D/28670K), (Kisisel arşiv, 2018)



Şekil 5.9 Trabzon-Rize arasında yer alan doğrultu atımlı faylar. a-b: Eosen yaşlı volkanik birimleri kesen doğrultu atımlı fay (62650 D/285502K), c-d: breşik yapı kazanmış Kretase yaşlı volkanik birimde gözlenen iki farklı faylanma hareketi (84150D/32300K), e: temel için açılan yol yarmasında yer alan Pliyosen yaşlı tortul birimler içerisinde eğim atımlı ve doğrultu atımlı faylar (52350D/39500K), f:

KD'ya akan Yanbolu Deresinin volkanik birimler içinde doğrultu atımlı fay kontrolünde 1260 m yer değiştirmesi (Kisisel arşiv, 2018)



BÖLÜM ALTI

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Doğu Karadeniz Kıvrım Kuşağında, yaklaşık D-B doğrultusunda ve 500 km boyunca uzanan Doğu Pontidler'in güney sınırı KAF tarafından denetlenmektedir. Doğu Pontidler'de her biri D-B, KB-GD, KD-GB doğrultulu faylarla denetlenen 3 ana tektonik sınır yer alır (Bektaş ve diğer., 1995; Eyüboğlu ve diğer., 2006).

Denizde, güneye eğimli Karadeniz Fayı, karada KAF tarafından sınırlanan çalışma alanı, yapısal ve morfolojik olarak, KB-GD, D-B, KD-GB doğrultulu faylarla denetlenen ve kıyı ile deniz arasında aneşlon şekilde uzanan, eğim/verev atımlı normal ve doğrultu atımlı faylarla denetlenen asimetrik yükselmiş bölge konumdadır.

İlerleyen paragraf ve bölümlerde elde edilen jeomorfolojik, tektonik ve tarihleme çalışmalarının sonuçları önceki çalışmalarla karşılaştırarak, sıkışmalı fay geçişi içerisinde yer alan Doğu Pontidler'in, Doğu Karadeniz Bölgesi'ndeki tektonik yeri, yükselim hızı, kıyı bölümünde gözlenen normal ve doğrultu atımlı fayların deformasyon mekanizması ve Doğu Karadeniz seviye değişimleriyle tektonizma ve iklimi arasındaki ilişkisi irdelenmiştir.

6.1 Jeomorfolojik İndislere Dayanarak Doğu Pontidler'in Görelî Tektonik Aktivitesi

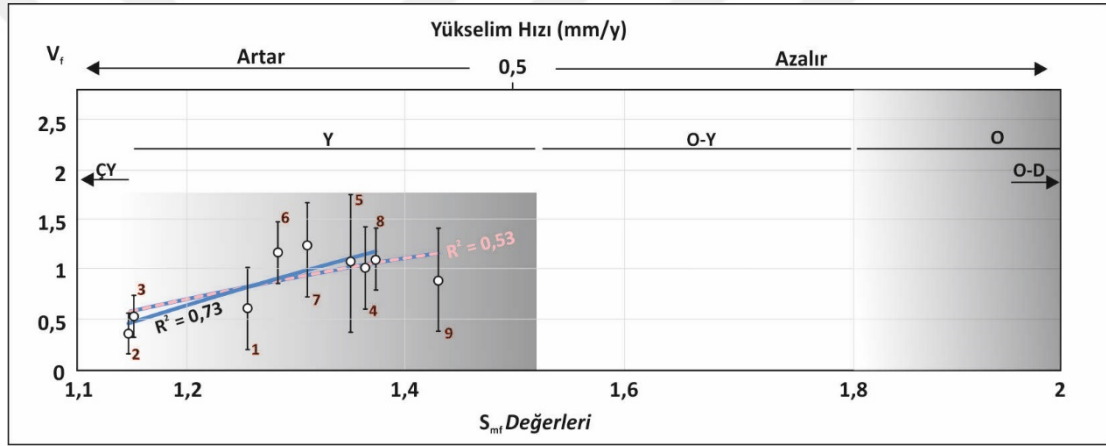
Bu çalışmada dağ önlerinin tektonik aktivitelerini ortaya çıkarmak için Doğu Pontidler'in kuzeyinde Trabzon-Rize arasında gerçekleştirilen tüm jeomorfolojik indislerin sonuçları sentezlenmiştir. S_{mf} ve V_f analizlerinin birlikte değerlendirilmiş sonuçlar (R) regresyon analiziyle karşılaştırılarak %73 doğrulukla iyi derecede olumlu bulunmuştur. Ancak 9 numaralı dağ önü bu sonuçlarla uyumlu olmadığından oranın dışında tutulmuştur. 9 numaralı alan diğerleri ile aynı V_f değerine sahipken S_{mf} değeri diğerlerinden fazladır. Diğerlerinin aksine, 9 numaralı dağ önü daha dar ve daha az sinüslü yapıdadır (Şekil 6.1). Bu durum söz konusu alanda erozyon sürecinin daha

yoğun olduğunu belirtir. Bölgenin göreceli tektonik aktivitesinin sınıflanması için jeomorfolojik indisler hem ayrı ayrı değerlendirilmiş hem de S_{mf} değeri ile V_f değerleri birlikte ele alınmıştır. Elde edilen tüm jeomorfolojik veriler 9 numaralı dağ önüyle birlikte değerlendirildiğinde R ifadesi %53 olarak bulunmaktadır. Bull ve McFadden (1977) ve Rockwell ve diğer. (1984) tarafından belirlenen yöntemlerden bu çalışmada yararlanılarak Doğu Pontidler'in bölgesel olarak yılda 0,5 mm'den daha fazla hızla yükselmekte olduğu ve kuzey kısmının yüksek derecede aktif sınıf içerisinde yer aldığı saptanmıştır.

Yüksek pik değeri gösteren S_L değerleri ile vadi profillerinin altında kalan alanların jeolojisi arasındaki ilişkiyi incelemek için boyuna vadi profilleri ile jeolojik faktörler birlikte değerlendirilmiştir. S_L değerleri kayaların dayanımlarına bağlı olmadan aniden artıp azalmaktadır. Çok düşük ve düşük derecedeki dayanımlı kayaların oluşturduğu ve faylarla denetlenen dağ önlerinde litolojik faktörlerin yüksek pik değeri gösteren S_L değerleri ile ilişkisi bulunmamaktadır. Söz konusu durum tektonik olarak denetlenen dağ önlerinin göreceli aktivitelerinin yüksek olduğunu ve bu fayların diri olduğunu gösteren morfolojik verileri barındırdığını göstermektedir.

Trabzon ve Rize arasında, diri normal faylarda denetlenen dağ önlerinde, yoğun olarak gözlenen üçgen fay şevleri, faylanma ve erozyon süreçlerinin izlerini taşımaktadır (Wallace, 1978). Ayrıca tektonizma açısından aktif alanlarda morfolojik olarak üçgen yüzeylerin yansira çokgen yüzeyler sık olarak görünmektedir. Bu yapılar Doğu Pontidler'in kıyı kesiminde Trabzon ve Rize arasında yoğun olarak gözlenmektedir.

Her ne kadar Hipsometrik İntegral (HI) direkt olarak aktif tektonik ile ilgili olmasa da HI değerleri kayaların aşınmaya karşı dirençleri ve iklim tarafından etkilenmektedir (El Hamdouni ve diğer., 2008). HI sonuçlarına göre, yüksek HI değerleri gösteren konveks şekle sahip akaçlama havzaları, çalışma alanında sertlik dereceleri düşükten yükseğe doğru değişen göreceli olarak yüksek topografik alanlarda gözlenir. Bu yüksek HI değerleri ve konveks eğriler güncel morfolojinin aktif tektoniğin izlerini taşıdığını göstermektedir. Karmaşık hipsometrik eğri olarak kabul edilen S şekilli-düz hipsometrik eğriler, bölgedeki iklim, erozyon ve tektoniğin birlikte çalıştığını ve derelerin uç kısımlarında çatallanma aşamalarının izlerinin taşıdığını göstermektedir (Şekil 4.3).



Şekil 6.1 S_{mf} ve V_f analizlerinin 9 ayrı dağ önü için hesaplanan R^2 değerlerinin karşılaştırmalı şematik gösterimi. V_f için düşey skalalar standart sapma değerlerini ($\sigma-1$), grafiğin üzerindeki rakamlar bölgede hesaplanan yükselme hızlarını (Rockwell ve diğer., 1984) göstermektedir. ÇY: Çok yüksek, Y: Yüksek, O-Y: Orta-yüksek, O: orta, O-D: Orta-düşük

Bölgesel jeomorfoloji, kaya direnci, iklim ve tektonizmadan yoğun olarak etkilenmektedir. Elde edilen S_L ve HI sonuçları, bölgesel yükselme ve deformasyon üzerinde iklim etkilerinin de önemli derecede etkili olabileceğini yansıtmaktadır.

Akaçlama havzaları, genellikle deformasyon zonuna dik olarak gelişir ve devam eden deformasyon boyunca yönü ve eğimi kademeli olarak değişim gösterebilmektedir (Castellort ve diğer., 2012; Gören, Castellort ve Klinger, 2015; Yıldırım ve Tüysüz, 2017). Akaçlama havzası asimetrisi (AF), ortalama akış yönüne dik olan akaçlama

havzalarının eğimindeki değişime duyarlıdır (El Hamdouni ve diğer., 2008). Akaçlama havzaları içerisinde kaya birimi göz önüne alındığında, tabakalardaki yapısal yönlenme, aşamalı olarak yükselen alanlardaki akaçlama havza asimetrisi gelişiminde önemli rol oynamaktadır (Alipoor ve diğer., 2011). Çalışma alanının doğusunda tektonik olarak dengede olan akaçlama havzaları hariç tutulduğunda, orta ve batı bölümdeki akaçlama havzalarının AF değerleri eğimlenmeyi ve görelî olarak aktif yükselimi işaret etmektedir. Bu durum Doğu Pontidler'in çoğunlukla asimetrik olarak yükseldiğini göstermektedir. Bu asimetri Borjomi-Kazbegi Fayı ile Karadeniz Fayı'nın verev hareketi ve yükselimi ile açıklanabilir. Havza şekli geometrisi (B_s) değeri 2' den büyük olan alanlarda tektonik kuvvetlerin diğer alanlardakinden daha fazla etkisi altında kaldığını göstermektedir.

6.2 Doğu Pontidler'de Gözlenen Denizel Taraçalarda Tarihleme Çalışmaları ve Yükselim Hızı

Doğu Pontidler'de denizel taraçalar, tektonik ve iklimsel etkiler sonucu, farklı yükseltilerde gözlenmektedir. Bu taraçalar hakkında 1800'lü yılların başından bu yana çalışmalar yapılsa da, taraçalar sadece Keskin (2007), Keskin ve diğer. (2011) tarafından ESR yöntemiyle $5,141 \pm 0,294$ bin yıl ile 1,4-2,1 milyon yıl arasında tarihlemiştir. Ancak, römaniye olabilen fosilleri kullanarak saptanan yaşlar ve bölgesel yükselim hızları tartışmaya açıktır.

Bu çalışma kapsamında 3 ana seviye olarak saptanan denizel taraçalar, Optik Uyarımlı Lüminesans (OSL) Tekniği ile tarihlenmiştir. Taraça 1 seviyesi 73 ile 78 bin yılları arasında, Taraça 2'nin 12 ile 52 bin yıl arasında, en genç seviye olan Taraça 3 seviyesinin 8 bin yıldan günümüze kadar olduğu saptanmıştır. Trabzon Rize arasında Taraça 2'nin seviyeleri birbirlerinden farklı yükseltilerde bulunmuştur. Bu durum, taraça seviyelerinin çökelişlerinden bu yana iklim değişikliklerinin yanı sıra tektonizma ve heyelanın da bölgede etkili olduğunu göstermektedir.

Keskin ve diğer. (2011) bölgesel yükselim hızını Trabzon'daki taraçalardan yola çıkarak yılda 0,07 mm ile 0,017 mm arasında değiştiğini saptamıştır. Keskin (2007) aynı bölgedeki çalışmasında yükselim hızlarının 0,60 mm/y ile 1,2 mm/y arasında değiştiğini belirtmektedir. Yıldırım ve diğer. (2013) Orta Pontidler 'in 0,23 mm/yıl hızla yükseldiğini ve Doğu Pontidler'e kıyasla bölge morfolojisi göz önünde bulundurulduğunda yükselme hızının Doğu Pontidler için 0,23'ten daha yüksek olması gerektiğini vurgulamıştır.

Tez kapsamında gerçekleştirilen OSL sonuçlarına göre, Doğu Pontidler 0,59 ile 1 mm/y arasındaki hızlarla yükselmektedir. Hem morfolojik analizler hem de tarihleme ile elde edilen yükselme hızı oranları birlikte ele alındığında, Doğu Pontidler 'in kıyı kesimi, aşamalı olarak yükselen ve yüksek derecede aktif konumlu asimetrik bir bölge özelliğindedir.

6.3 Doğu Pontidler'in Yükselim Modeli

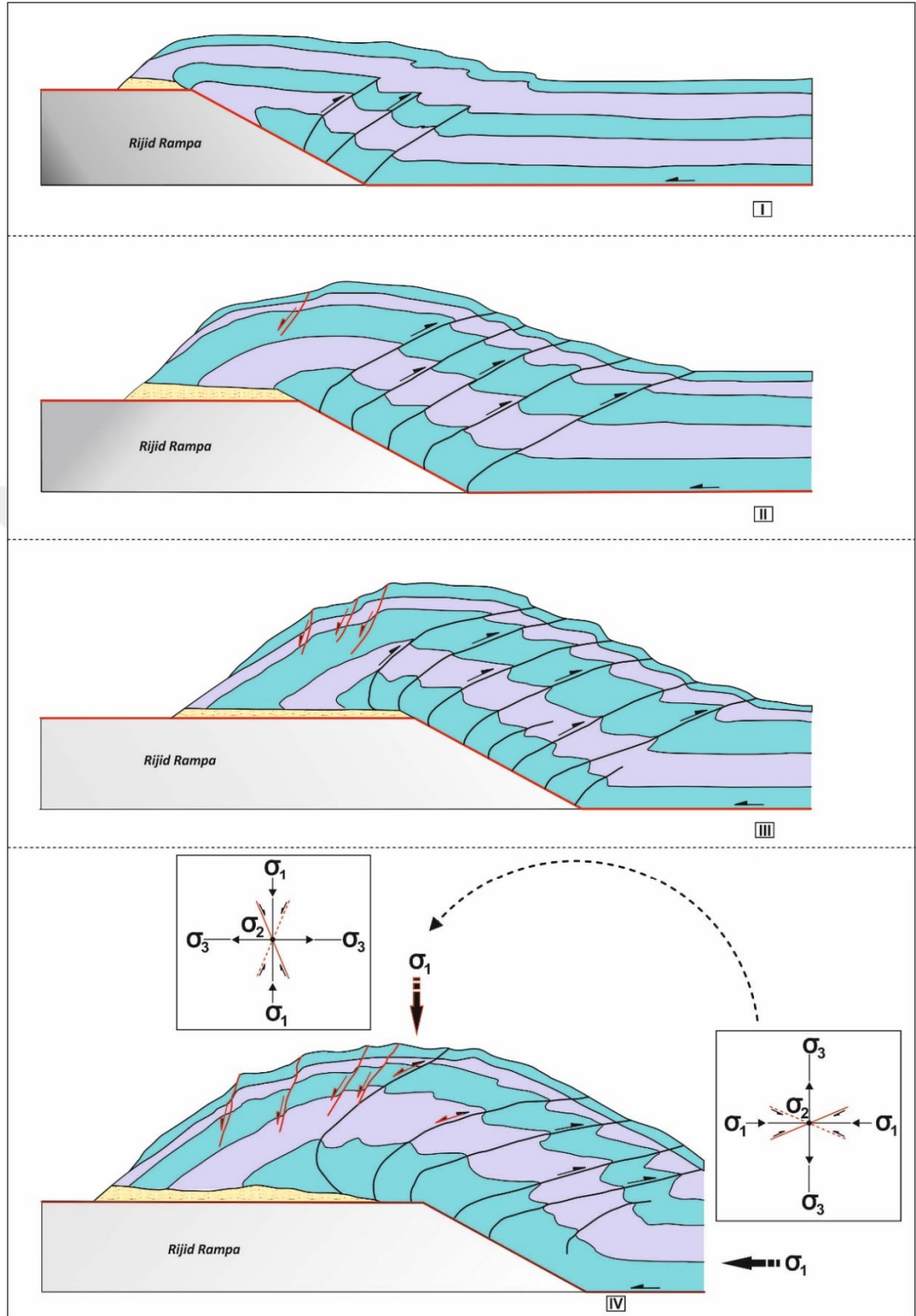
Önceki çalışmalarda belirtildiği gibi (Bektaş ve diğer., 2001; Keskin ve diğer., 2011), KAF hattının Doğu Pontidler'in evriminde önemli bir etkisinin olduğu, bu tez kapsamında yapılan morfometrik ve kinematik çalışmalarda da saptanmıştır. KAF hattı, Anadolu plakasının iç kısmından kuzeyine kadar olan bölgeye aktardığı düşünülen bu deformasyon, Karadeniz ile KAF arasında kalan bölgeye dağıtılmaktadır. Bu aktif deformasyon, arazide ve sismik kesitlerde gözlenen ters ve normal faylarla karşılamakta ve bu fayların Senozoyik zamanından bu yana yeniden harekete geçen faylardan kalıtsalı olduğu düşünülmektedir. Gözlenen bu yapılar, Doğu Pontidler'in asimetrik topografyasını oluşturmakta ve bölgedeki yükselimi karşılamaktadır (Şekil 6.2).

Doğu Pontidler ve onun güney ve kuzey sınırları boyunca gözlenen ters faylar, batıda KAF, doğuda KDAF ile ilişkilidir. Sıkışmalı alanların yükselim modellemelerinde, *push-up*, *pop-up* ve ekstrüzyon kaması gibi geometrili modeller en sık kullanılanlar arasındadır (Örn. Ring ve Reischmann, 2002; Giaconia, Booth-Rea,

Martinez-Martinez, Azanon, ve Perez-Pena, 2012). Çalışma alanı güncel yitim zone içerisinde olmadığı ve küçük ölçekli olup kabukta kısılmaya neden olduğundan bu model için *pop-up* ve ekstrüzyon kaması uygun görülmemiştir. *Push up* yapısı boyunca görülen sağ yönlü doğrultu atım bileşenli verrev atımlı ters faylar, kabuk ölçeğinde kısılmaya neden olmaktadır. Doğu Pontidler'in tektonik yapısı göz önünde alındığında; ileri sürülen tektonik senaryo, aşamalı olarak yükselen Pontid dağ kuşağının ters faylar sonucunda yükseltildiği ve zamanla ağırlaşan yer kabuğunun burun kısımlarından normal faylanmayla çökmesi ile açıklanabilir (örn. Kurushin ve diğer., 1997; Bull, 2007).

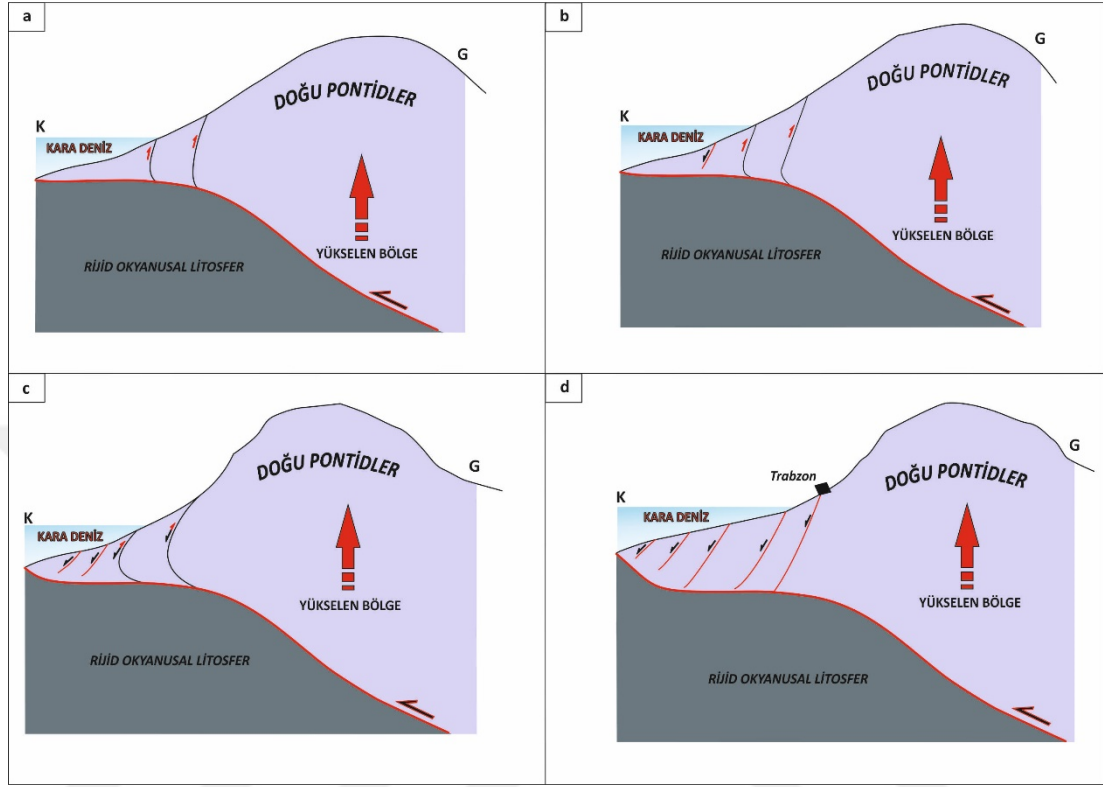
Önerilen bu mekanizmada normal faylanma daha derindeki ters fay mekanizması ile birleşebilir (Şekil 6.2). Birçok araştırmacı bu mekanizmayla ilgili analog modelleme yapmıştır (Beaumont ve diğer., 1994; Merle ve Abidi, 1995; Beaumont ve diğer., 1996; Bonini ve diğer., 1999; 2000; Persson, 2001; Persson ve Sokoutis, 2002; Mulugeta ve Sokotis, 2003; Maillot ve Koyi, 2006). Analog modellemelerde, rampa-düzlük yapısı gösteren düşük açılı ters fayın tavan bloğunda yükselime ve sürüklenmeye bağlı olarak ters fayların geliştiğini, bu yükselimin ve sürüklenmenin ilerleyen aşamalarında özellikle rampa-düzlük geometrisinin düzlük bölümlerinde oluşan ters fayların zamanla yeniden harekete geçerek normal faylanmaya dönüştüğü belirtilmektedir (Şekil 6.2).

Sıkışmalı ortamlarda en küçük asal gerilme eksenini olan σ_3 düşey, genişlemeli ortamlarda ise en büyük asal gerilme σ_1 düşey konumdadır. Rampa-düzlük geometrisi gösteren Karadeniz Fayı'na bağlı olarak Doğu Pontidler'deki ters fayların oluşumu, başlangıçta σ_1 'in yatay konumlu olduğunu göstermektedir. Rampa-düzlük etkisinde Doğu Pontidler'in hareketi sırasında kabuk kalınlaşmış ve özellikle çalışma alanının Karadeniz'e cephe olan kısımları çökmeye başlamıştır. Bu aşamada yükselmeye ve ilerlemeye bağlı olarak ağırlığın etkisiyle yatayda olan σ_1 'in düşey konuma gelmesi, çalışma alanındaki ters fayların yeniden aktif duruma geçerek normal faylanmayı oluşturmalarını sağlamıştır (Şekil 6.3).



Şekil 6.2 Analog modellerde rampa düzlük yapısında gözlenen deformasyonlar. I-IV Sıkışmanın başlangıç seviyelerinden ilerleyen aşamalarına doğru en büyük asal gerilmenin yataydan düşey konuma geçmesi ve normal fayların oluşum mekanizması. Sarı renkli alan deforme olan tortulları

simgelemektedir (Bonini, Sokoutis, Mulugeta, Katrivanos, 2000; Rosas ve diğer., 2017'den değiştirilerek ve birleştirilerek)

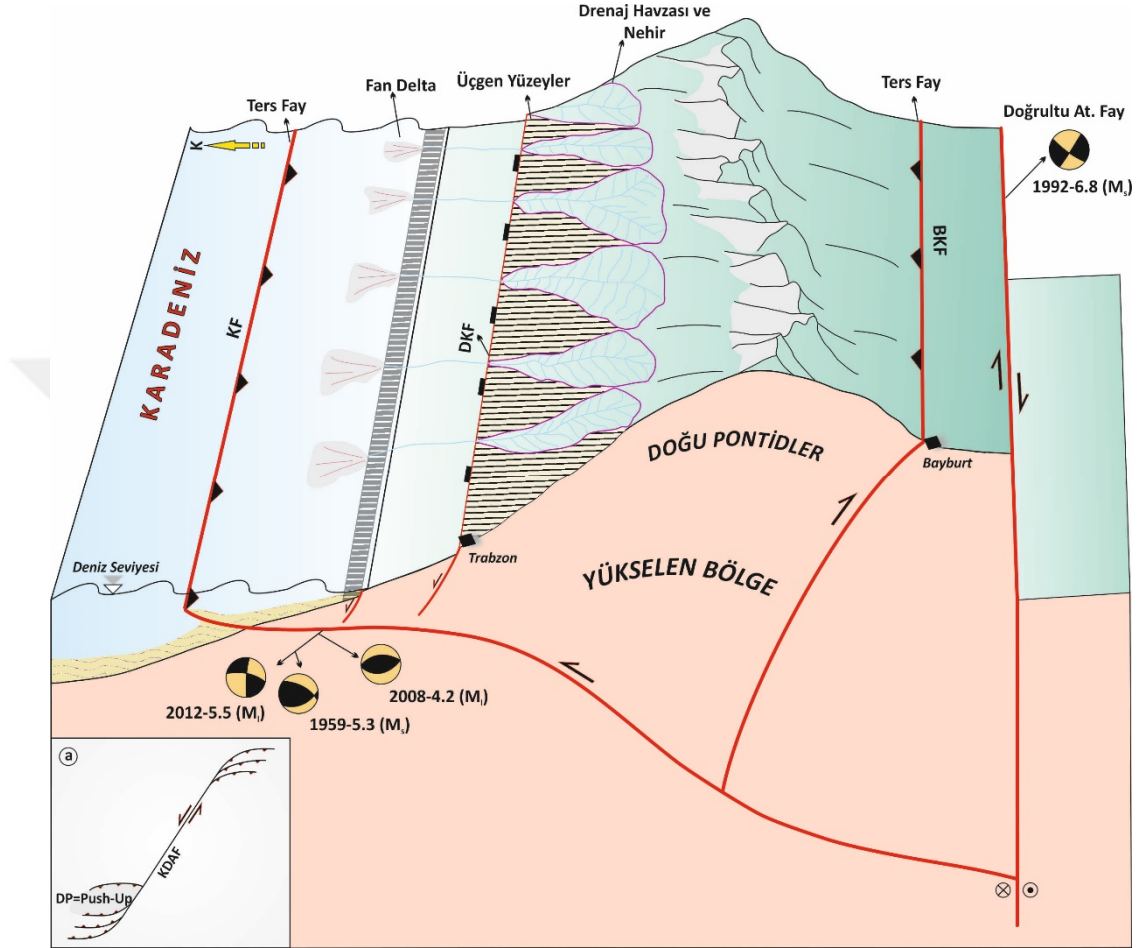


Şekil 6.3 Doğu Pontidler’de Karadeniz Fayı etkisinde gözlenen deformasyonlar. a-d Sıkışmanın ilerlemesi ve yükselmenin artması ile Doğu Pontidler’in kıyı bölümünün çökmesi ve yeniden aktif olan normal fayların gelişimi

Pontidler’in kuzey kesimi denizde güneye eğimli Karadeniz Fayı ile denetlenmektedir. Çalışma alanı ve yakın çevresinde 2012 yılında Batum yakınlarında ve 2008 yılında Trabzon çevresinde oluşan 5,5, 5,3 ve 4,2 büyüklükteki depremlerle aktivitesini sürdürür. Aynı zamanda bu depremlerin odak çözümlerinin verrev atımlı ters fay olması bu depremlerin güneye eğimli ters fay olan Karadeniz Fayı üzerinde oluştuğuna işaret etmektedir.

Bu tez kapsamında gerçekleştirilen tektonik jeomorfolojik ve jeolojik çalışmalarımız, sismik yansıma profilleriyle birlikte ele alındığında, Karadeniz ile KAF arasında kalan bölümün aktif ve aşamalı olarak *push-up* yapısı ile yükselen bir blok olduğu görülmektedir. Bölgesel olarak değerlendirildiğinde, Doğu Pontidler

denizde güneye eğimli Karadeniz Fayı, karada kuzeye eğimli Kuzey Doğu Anadolu Fayı'nın diri parçalarından olan (Westaway, 1994) Borjomi-Kazbegi ters fayı tarafından yükseltilmektedir (Şekil 6.4).



Şekil 6.4 Doğu Pontid dağ kuşağının Karadeniz Fayı ve Borjomi-Kazbegi Fayı etkisinde *Push-up* geometrisinde yükselen kurgusal modeli. Şematik modelde sarı-çizgili alanlar Trabzon bölgesinde deforme olan Neojen yaşlı sedimanları temsil etmektedir. a) Doğu Pontidler'in *Push-up* yükseliminin Twiss ve Moores (1992)'den değiştirilmiş modeli. DP: Doğu Pontidler, KF: Karadeniz Fayı, DKF: Doğu Karadeniz Fayı, BKF: Borjomi-Kazbegi Fayı, KDAF: Kuzeydoğu Anadolu Fayı

Doğu Pontidler 'in sahil kesimi boyunca dağ kuşağının uzanımı KAF hattının uzanımına benzemektedir. Doğu Pontidler'in morfolojisi kuzeyden güneye doğru incelendiğinde güney ile kuzey arasında bir asimetri bulunmaktadır. Bu asimetrik desenli topoğrafya, Doğu Pontidler 'in KAF etkisinde yükselimi, karada ve denizdeki fayların alansal olarak dağılımı ve onların geometrisi ile açıklanabilir. Tez kapsamında

ortaya konulan kurgusal model, önceki çalışmalarla birlikte değerlendirildiğinde, Doğu Pontidler'in kuzeye doğru sürüklendiği söylenilebilir (Sarıbudak, 1989 a,b; Hisarlı, 2011).

6.4 Doğu Pontidler'in Sismik Aktivitesi

Günümüzde sismik risk çalışmaları çoğunlukla yüksek deprem aktivitesi görülen yerlerde ve yüksek gerilmenin olduğu yerlerde yoğunlaşmıştır. Doğu Pontidler 'in kuzey kısmında K-G sıkışmadan dolayı gerilme birikimi yoğunlaşmış ve deniz içerisinde büyük magnitüdlü depremler oluşmuştur. Ancak şu ana kadar yapılan sismik risk çalışmaları daha çok karada ve ana fay zonlarına yakın bölgelerde değerlendirilmiş, deniz içindeki diri faylar kapsam dışı bırakılmıştır.

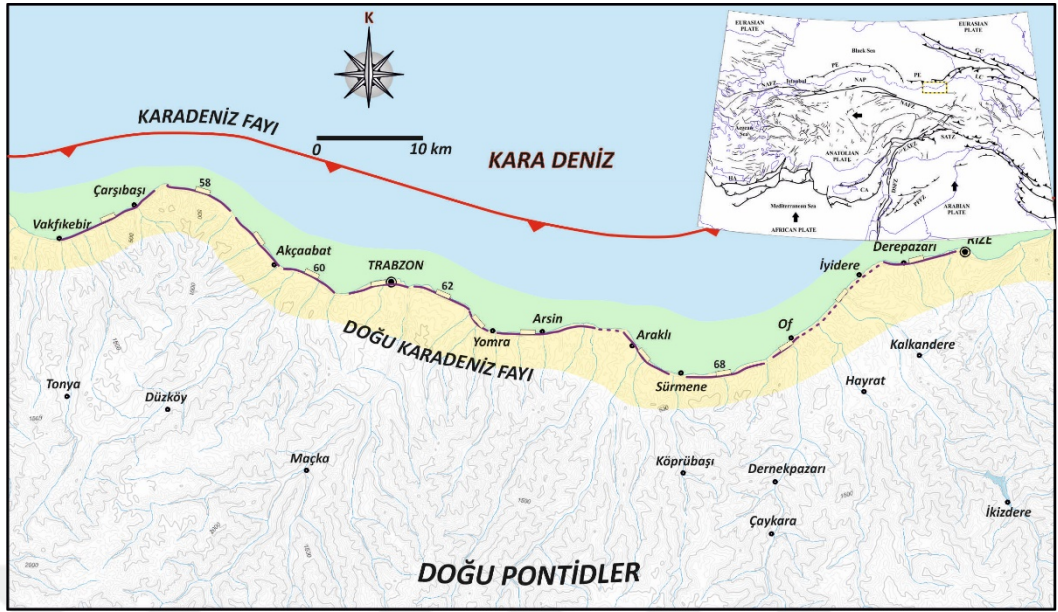
Pontidler gibi aktif deformasyon zonları düşük-orta-yüksek magnitüdlü depremlerin görüldüğü ve hızlı yükselimin olduğu alanlardır. 1900 ile 2018 yılları arasında magnitüdlü 3'den büyük 300'den fazla deprem Uluslararası sismoloji merkezinden listelenmiştir. Çalışma alanının sismik aktivitesi, Doğu Pontidler 'in kuzeye hareketi ile uyumlu, güneye eğimli, düşük açılı verrev atımlı ters faylarla temsil edilen, orta-büyük depremlerle karakteristiktir (Şekil 5.1 b). Ancak çalışma alanında oluşan depremler arasında normal faylanma mekanizma ile oluşanlar saptanmamıştır. Çifçi ve diğer. (2002) Trabzon çevresinde krip ve kayma yapıları tespit etmiştir.

Fay zonları ya da parçaları üzerinde aktif olarak krip gözlenen bölgelerde genellikle düşük magnitüdlü depremler gözlenir ve bu depremler zaman içerisinde sürekli tekrar ederler (Nadeau ve diğer., 1995; Rau ve diğer., 2007). Bölgesel yükselim hızı olarak tespit ettiğimiz sonuçlar yılda 0,5 mm'den daha fazla olmasına karşın, çalışma alanında büyük magnitüdlü depremler fazla sayıda gözlenmez. Bu durum bölgede gözlenen fayların krip yapması ile açıklanabilir. K-G sıkışmadan dolayı Doğu Pontidler 'de biriken gerilmeye karşılık çalışma alanında ters faylar üzerinde orta-büyük magnitüdlü depremler gözlenmektedir. Fayların krip yapması neticesinde,

Çalışma alanında yoğun olarak düşük-orta magnitüdlü depremlerin oluştuğu düşünölmektedir.

Demircioğlu ve diğeri. (2017); Akkar ve diğeri. (2018) bölgesel olarak sismik risk değeriendirmeleri gerçekleştirmiş ve Doğu Pontidler 'in güneyinde KDAF ve KAF arasında kalan bölgenin orta-yüksek risk grubunda olduğunu belirtmişlerdir. Bölgesel yükselim hızlarına bakıldığında Doğu Pontidler'in orta-yüksek derecede hızlarla yükselmesi, çalışma alanının sismik aktivitesiyle uyumlu olduğunu göstermektedir. Morfometrik analiz çalışmaları ve bölgede özellikle denizde oluşan depremler bu bölgenin günümüzde yüksek aktivite taşıdığını göstermektedir. Dağ önlerinde yapılan morfometrik çalışmalardan elde edile sonuçlar bölgedeki diğeri çalışmalarla birleştirildiğinde anlamlı bir bütün ifade etmektedir. Bu verilere dayanarak Doğu Pontidler'in sismik değeriendirmesi, morfometrik analiz sonuçları ile birlikte sismik yansıma profilleri, bölgesel gerilme dağılım haritaları ve GPS verileriyle birlikte değeriendirilerek çalışma alanında görölen orta-yüksek magnitüdlü depremlerin son 20 yıl içerisinde yüksek sismisiteye sahip bölge içerisinde kaldığını göstermektedir.

Emre ve diğeri. (2016) alışmalarına göre, diri fay haritasında Doğu Pontidler ve yakın çevresinde diri olabilecek faylar bulunmamaktadır. Tez kapsamında elde edilen veriler ışığında, ortalama 65 km uzunluğunda olan Doğu Karadeniz Fayı ilke kez bu çalışmada haritalanmış, adlandırılmış ve bu çalışma sonucunda söz konusu fay, Kuvaterner Fayı olarak yorumlanmıştır (Şekil 6.5). Fayın aktivitesine ilişkin veriler fay boyunca hendek tabanlı paleosismoloji çalışmaları yapılarak saptanabilir. Wells ve Coppersmith (1994) eşitliğine göre, Doğu Karadeniz Fayı tek parça olarak kırıldığında yaklaşık M_w : 7,3 büyüklüğünde deprem üretebilir. Bu alışma kapsamında Doğu Karadeniz Fayı'nın Türkiye diri fay haritasına Kuvaterner fayı olarak eklenmesi önerilmektedir.



Şekil 6.5 Çalışma alanında tespit edilen Kuvaterner ve olası Kuvaterner Fayları. İç harita, Duman ve diğer. (2016) ve Emre ve diğer. (2016) tarafından hazırlanan Türkiye diri fay haritasını göstermektedir

KAYNAKLAR

- Adamia, S. A., Lordkipanidze, M. B., & Zakariadze, G. S. (1977). Evolution of an active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus. *Tectonophysics*, 40, 183-189.
- Ağar, Ü. (1977). *Demirözü (Bayburt) Köse (Kelkit) Bölgesinin Jeolojisi*. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Aitken, M. J. (1985). *Thermoluminescence Dating*. Academic Press: London.
- Aitken, M. J., Smith, B. W. (1988). Optical dating: recuperation after bleaching. *Quaternary Science Reviews*, 7, 387-393.
- Aitken, M. J. (1990). *Science-based dating in archaeology*. Longman: London.
- Aitken, M. J. (1998). *Introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence*. Oxford University Press: New York.
- Akkar, S., Azak, T., Çan, T., Çeken, U., Demircioğlu-Tümsa, M.B., Duman, T. Y., Erdik, M., Ergintav, S., Kadirioğlu, F. T., Kalafat, D., Kale, Ö., Kartal, R. F., Kekovalı, K., Kılıç, T., Özalp, S., Altuncu Poyraz, S., Şeşetyan, K., Tekin, S., Yakut, A., Yılmaz, M. T., Yüçemen, M. S, & Zülfikar, Ö. (2018). Evolution of seismic hazard maps in Turkey. *Bull Earthquake Eng*, <https://doi.org/10.1007/s10518-018-0349-1>.
- Allen, C. R., Amand, P., Richter, C. F., & Nordquist, J. M. (1965). Relation between sismicity and geological structure in the South California region. *Bull. Seismol. Soc.* 55, 752-797.

- Alipoor, R., Poorkermani, M., Zare, M., & El Hamdouni, R. (2011). Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dams site, high Zagros belt (SW of Iran). *Geomorphology*, 128(1-2), 1-14.
- Ardel, A. (1943). Trabzon ve Civarının Morfolojisi Üzerine Gözlemler. *Türk Coğrafya Dergisi*, 1, 71-82.
- Avagyan, A., Sosson, M., Karakhanian, A., Philip, H., Rebai, S., Rolland, Y., Melkonyan, R., & Davtyan, V. (2010). Recent tectonic stress evolution in the Lesser Caucasus and adjacent regions M. Sosson, N. Kaymakci, R.A. Stephenson, F. Bergerat, V. Starostenko (Ed.). *Sedimentary Basin Tectonics from the Black Sea and Caucasus to the Arabian Platform* (393-408), Geological Society, London.
- Aytaç, A. (2010). *Kerpe-karasu arasındaki Karadeniz kıyılarının kıyı jeomorfolojisi*. Doktora Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.
- Badgley, P.C. (1965). *Structural and Tectonic Principles*. Harper: New York.
- Bagha, N., Arian, M., Ghorashi, M., Pourkermani, M., El Hamdouni, R., & Solgi, A. (2014). Evaluation of relative tectonic activity in the Tehran basin, Central Alborz, Northern Iran. *Geomorphology*, 213, 66-87.
- Banks, C. J., Robinson, A. G., & Williams, M. P. (1997). Achara Trialeti fold belt and the adjacent Riouni and Kartli foreland basins, Republic of Georgia. In: A. G. Robinson (ed.). *AAPG Memoir 68: Regional and Petroleum Geology of the Black Sea and Surrounding Region* (331-346).
- Barka, A. A. (1992). The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tectonicae*, 6, 164-195.
- Baykal, A. F. (1952). Recherches Geologique dans la Region de Kelkit-Şiran (NE de e Anatolie). *İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Mecmuası*, B, 289-304.

- Beaumont, C., Fullsack, P., & Hamilton, J. (1994). Styles of crustal deformation in compressional orogens caused by subduction on the underlying lithosphere. *Tectonophysics*, 232, 119-132.
- Beaumont, C., Ellis, S., Hamilton, J., & Fullsack, P. (1996). Mechanical model for subduction-collision tectonics of Alpine-type compressional orogens. *Geology*, 24, 675-678.
- Bektaş, O., Yılmaz, C., Taslı, K., Akdağ, K., & Özgür, S. (1995). Cretaceous rifting of the eastern Pontide carbonate platform (NE Turkey): the formation of carbonates breccias and turbidites as evidences of a drowned platform. *Geologia*, 57 (1-2), 233-244.
- Bektaş, O., Şen, C., Atıcı, Y., & Köprübaşı, N. (1999). Migration of the Upper Cretaceous Subduction Related Volcanism Towards the Back-arc Basin of the Eastern Pontide Magmatic Arc (NE Turkey). *Geological Journal*, 34, 95-106.
- Bektaş, O., Çapkinoğlu, S., & Akdağ, K. (2001). Successive extensional tectonic regimes during the Mesozoic as evidenced by neptunian dikes in the Pontide Magmatic Arc, Northeast Turkey. *International Geology Review*, 43(9), 840-849.
- Bonini, M., Sokoutis, D., Talbot, C.J., Boccaletti, M., & Milnes, A.G. (1999). Indenter growth in analogue models of Alpine-type deformation. *Tectonics*, 18, 119-128.
- Bonini, M., Sokoutis, D., Mulugeta, G., & Katrivanos, E. (2000). Modelling hanging wall accommodation above rigid thrust ramps. *J. Struct. Geol.* 22, 1165-1179.
- Bozkurt, E., & Sözbilir, H. (2006). Evolution of the large-scale active Manisa Fault, southwest Turkey: Implications on fault development and regional tectonics. *Geodinamica Acta*, 19, 427-453.

- Bøtter-Jensen, L., McKeever, S. W., & Wintle, A. G. (2003). *Optically stimulated luminescence dosimetry*. Elsevier science:Amsterdam.
- Bull, W. B., & McFadden, L. D. (1977). Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: D.O. Doehering, (Ed.). *Geomorphology in arid regions* (115-138), Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium, State University of New York, Binghamton, NY.
- Bull, W. B. (2007). *Tectonic geomorphology of mountains: A new approach to paleoseismology* (1th ed.). Wiley-Blackwell, Oxford.
- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2001). *Tectonic Geomorphology* (1th ed.). Blackwell Science: Malden.
- Cannon, P. J. (1976). Generation of explicit parameters for a quantitative geomorphic study of the Mill Creek drainage basin. *Oklahoma Geology Notes*, 36(1), 3-16.
- Castelltort, S., Goren, L., Willett, S.D., Champagnac, J.D., Herman, F., & Braun, J. (2012). River drainage patterns in the New Zealand Alps primarily controlled by plate tectonic strain, *Nat. Geoscience*, 5(10), 744-748.
- Chorowicz, J., Dhont, D., & Adıyaman, Ö. (1998). *Black Sea–Pontid relationship:interpretation in terms of subduction*. Abstract of Third International Turkish Geology Symposium, Ankara, 258.
- Cox, R. T. (1994). Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: An example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.
- Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C. D., Cutler, P. M., Burr, G. S., & Bloom, A. L. (2003). Rapid sea-level fall and deep-

ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 206, 253-271.

Çifçi, G., Dondurur, D., & Ergun, M. (2002). Sonar and high resolution seismic studies in the Eastern Black Sea. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 11(1), 61-81.

Demircioğlu, M. B., Şeşetyan, K., Duman, T. Y., Çan, T., Tekin, S., & Ergintav, S. (2017). A probabilistic seismic hazard assessment for the Turkish territory: Part II- fault source and background seismicity model, *Bull Earthq Eng.* <https://doi.org/10.1007/s10518-017-0130-x>.

Dewey, J. F., Pitman, W. C., Ryan, W. B. F., & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 3137-3180.

Dewey, J. F. & Şengör, A. M. C. (1979). Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone, *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.

Duman, T. Y., Can, T., Emre, Ö., Kadirioğlu, F. T., Başarır Baştürk, N., Kılıç, T., Arslan, S., Özalp, S., Kartal, R. F., Kalafat, D., Karakaya, F., Eroğlu Azak, T., Özel, N. M., Ergintav, S., Akkar, S., Altınok, Y., Tekin, S., Cingöz, A., & Kurt, A. (2016). Seismotectonics database of Turkey. *Bull Earthq Eng.* <https://doi.org/10.1007/s10518016-9965-9>.

Dunai, T. J., Gonzáles Lopez, G. A., Juez-Larre, J. (2005). Oligocene-Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology*, 33, 321-324.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., & Keller, E. A. (2008). Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150-173.

- Elmas, A. (2017). Trabzon Civarındaki Fay Türü Jeolojik Yapıların Gravite Verileri Kullanılarak Belirlenmesi. *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 41(2), 137-154.
- Emre, O., Tüysüz, O., & Yıldırım, C. (2009). Uplift of Pontide orogenic belt since the late Miocene. *Abstract book of Second International Symposium on the Geology of the Black Sea Region* (66-67), Ankara.
- Emre, Ö., Duman, T. Y., Özalp, S., Olgun, S., Elmacı, H., Şaroğlu, F., & Çan, T. (2016). Active fault database of Turkey. *Bull Earthq Eng.* <https://doi.org/10.1007/s10518-016-0041-2>.
- Erol, O. (1952). Trabzon Sekileri Hakkında Bir Not. *Dil ve Tarih Coğrafya Fakültesi Dergisi*, 10, 125-136.
- Ertek, T. A. ve Aytaç, A. (2001). Karadeniz kıyılarımızda denizel taraçaların korelasyonu. *Kuvaterner Sempozyumu*, 3, 71-74.
- Eyuboglu, Y., Bektaş, O., Seren, A., Maden, N., Jacoby, W. R., & Özer, R. (2006). Three directional extensional deformation and formation of the Liassic rift basins in the eastern Pontides (NE Turkey). *Geologica Carpathica*, 57(5), 337-346.
- Eyuboglu, Y., Bektaş, O., & Pul, D. (2007). Mid-Cretaceous olistostromal ophiolitic melange developed in the back-arc basin of the eastern Pontide magmatic arc (NE Turkey). *International Geology Review*, 49(12), 1103-1126.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Bektaş, O., & Ayhan, S. (2011). Arc magmatism as a window to plate kinematics and subduction polarity: Example from the eastern Pontides belt, NE Turkey. *Geoscience Frontiers*, 2(1), 49-56.

- Ferrill, D. A., Stamatakis, J. A., & Sims, D. (1999). Normal fault corrugation: Implications for growth and seismicity of active normal faults. *Journal of Structural Geology*, 21, 1027-1038.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G., Yoshida, H., & Olley, J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from jinnium rock shelter, northern Australia: part 1 experimental design and statistical models. *Archaeometry*, 41, 339-364.
- Giaconia, F., Booth-Rea, G., Martínez-Martínez, J.M., Azañón, J.M., Pérez-Peña, J.V. (2012). Geomorphic analysis of the Sierra Cabrera, an active pop-up in the constructional domain of conjugate strike-slip faults: The Palomares and Polopos fault zones (eastern Betics, SE Spain). *Tectonophysics*, 580, 27-42.
- Goren, L., Castelltort, S., Klinger, Y., 2015. Modes and rates of horizontal deformation from rotated river basins: application to the Dead Sea fault system in Lebanon, *Geology*, 43(9), 843-846.
- Gök, R., Mellors, R. J., Sandvol, E., Pasyanos, M., Hauk, T., Takedatsu, R., Yetirmishli, G., Teoman, U., Turkelli, N., Godoladze, T., & Javakishviri, Z. (2016). Lithospheric velocity structure of the Anatolian plateau-Caucasus-Caspian region, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B5), 2156-2202.
- Gündüz, S. (2015). *Investigation of Active Tectonism Structure of The Eastern Black Sea with Using Multichannel Seismic Data*. MSc Thesis, Dokuz Eylül University, Izmir.
- Güven, İ. H. (1993). Geological and Metallogenic Map of the Eastern Black Sea Region; 1:250,000 Map. General Directorate of Mineral Research and Exploration, Trabzon.

- Hack, J. T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey*, 1, 421-429.
- Hamilton, W. J. (1842). *Researches in asia minor, pontus and armenia with some account of their antiquities and geology* (1th ed.). London: J. Murray.
- Hanson, K., Wesling, J., Lettis, W., Kelson, K., & Mezger, L. (1994). Correlation, ages, and uplift rates of Quaternary marine terraces: South-central coastal California. In: I. B. Alterman, R. B. McMullen, L. S. Cluff, D. B. Slemmons (Ed.). *Seismotectonics of the Central California Coast Range. Geological Society of America, Boulder, CO, Special Paper*, 292, 45-71.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156-1167.
- Hare, P. W., & Gardner, T. W. (1985). Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In M. Morisawa & J. T. Hack (Ed.). *Tectonic geomorphology* (75-104), Proceedings of the 15th Annual Binghampton Geomorphology Symposium, Boston, MA: Allen&Unwin.
- Hässig, M., Duretz, T., Rolland Y., & Sosson M. (2016). Obduction of old oceanic lithosphere (80 Ma) due to thermal rejuvenation and the role of post-obduction extension, insights from NE Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite and numerical modelling. *Journal of Geodynamics*, 96, 35-49.
- Hazidimitriou, P. M., Papadimitriou, E. E., Mountrakis, D. M., Papazachos, B. C. (1985). The seismic parameter b of the frequency-magnitude relation and its association with the geological zones in the area of Greece. *Tectonophysics*, 120, 141-151.

- Hisarlı, Z. M. (2011). New paleomagnetic constraints on the late Cretaceous and early Cenozoic tectonic history of the Eastern Pontides, *Journal of Geodynamic*, 52, 114-128.
- Huntley, D. J., Godfrey-Smith, D. I., Tewalt, M. L. W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature*, 313, 105-107.
- Hurtez, J. E., Sol, C., Lucazeau, F. (1999). Effect of drainage area on hypsometry from an analysis of small-scale drainage basins in the Siwalik Hills (Central Nepal). *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 799-808.
- Ivy-Ochs, S., Kober, F. (2008). Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal*, 57(1-2), 179-209.
- Jacobs, D., Wintle, A. G., & Duller, G. A. T. (2006). Evaluation of SAR procedures for De determination using single aliquots of quartz from two archeological sites in South Africa. *Radiation Measurements*, 41(5), 520-533.
- Jones, L. A., Scott, D., Cowan, R., & Roberts, S. A. (1995). Abnormal radiosensitivity of lymphocytes from breast cancer patients with excessive normal tissue damage after radiotherapy: chromosome aberrations after low dose-rate irradiation. *International Journal of Radiation Biology*, 67(5), 519-528.
- Kahle, H. G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. A., & Veis, G. (2000). GPS-derived strain rate field within the boundary zones of the Eurasian, African, and Arabian Plates, *Journal of Geophysical Research*, 105, 23353-23370.
- Karajiyani, H. (1920). *Mineral Resources of Armenia and Anatolia* (1th ed.). Newyork: Armenia Press.
- Keller, E. A., & Pinter, N. (2002). *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*, Prentice Hall: Upper Saddle River, NJ.

Keskin, S. (2007). *Güneydoğu (GD) Karadeniz Sahil Kesiminin (Trabzon Yöresi) Denizel Taraçaları ve Aktif Tektoniği*. Yüksek Lisans Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.

Keskin, S., Pedoja, K., & Bektaş, O. (2011). Coastal uplift along the eastern Black Sea coast: new marine terrace data from Eastern Pontides, Trabzon (Turkey) and a Review. *J. Coast. Res.* 27, 63-73.

Ketin, İ. (1951). Bayburt bölgesinin jeolojisi. *Rev. Fac. Sci. Univ.*, B16, 113-122.

Kirby, E., & Whipple, K. X. (2012). Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, 44, 54-75.

Kurushin, R. A., Bayasgalan, A., Ölziybat, M., Enkhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K. W., & Lin, J. (1997). The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake, *Geological Society of America*, 320, *Special Paper*.

Kurt, İ., Özkan, M., Karşlı, Ş. ve Topçu, T. (2006). Doğu Karadeniz Bölgesinin Jeodinamik ve Metalojenik Evrimi. MTA Genel Müdürlüğü, Rapor No: 10875.

Labeyrie, L., Duplessy, J. C., & Blanc, P. L. (1987). Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125.000 years. *Nature*, 327, 477-482.

Lajoie, K. R. (1986). Coastal tectonics. In: R. E. Wallace (Ed.). *Active Tectonics: Impact on Society* (95-124). The National Academies Press, Washington, DC.

Lea, D. W., Martin, P. A., Pak, D. K., & Spero, H. J. (2002). Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic mg/ca and oxygen isotope records from a cocos ridge core. *Quaternary Science Review*, 21, 283-293.

- Maden, N., & Ozturk, S. (2015). Seismic b-values, bouguer gravity and heat flow data beneath Eastern Anatolia, Turkey: Tectonic implications. *Surv Geophys.* 36, 549-570.
- Maillot, B., & Koyi, H.A. (2006). Thrust dips and thrust refraction in fault-bend faults: analogue experiments and theoretical predictions. *J. Struct. Geol.* 28, 36-49.
- Manakou, M. V., Tsapanos, T. M. (2000). Seismicity and seismic hazard parameters evaluation in the island of Crete and surrounding area inferred from mixed data files. *Tectonophysics*, 321, 157-178.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., & Comte, D. (2004). Coastal Neotectonics in southern central andes: Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, 394, 193-219.
- Mayer, L. (1986). Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In R. E. Wallace (Ed.). *Active tectonics: Studies in geophysics* (125-135). National Academy Press: Washington, DC.
- McKeever, S. W. (1988). *Thermoluminescence of solids*. Cambridge University Press.
- McKenzie, D. (1972), Active tectonic of the Mediterranean region, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 30, 109-185.
- McKenzie D. (1978). Active tectonics of the Alpine–Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 55, 217-254.
- Merle, O., & Abidi, N. (1995). Approche experimentale du fonctionnement des rampes emergentes. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 166, 439-450.

- Miyamura, S. (1962). Magnitude-frequency relations and its bearing to geotectonics. *Proc. Japan. Acad.*, 38, 27-30.
- Mogi, K. (1967). Earthquakes and fractures. *Tectonophysics*, 5, 35-55.
- Mulugeta, G., Sokoutis, D. (2003). Hanging wall accommodation style in ramp-flat thrust models. In: D.A. Nieuwland (Ed.). *New Insights into Structural Interpretation and Modelling* (197-207), Geological Society of London Special Publication.
- Murray, A. S., Wintle, A. G (1998). Factors controlling the shape of the OSL decay curve in quartz. *Radiation Measurements*, 29, 65-79.
- Murray, A. S., Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32(1), 57-73.
- Nadeau, R., Foxall, W., & McEvilly, T. (1995). Clustering and periodic recurrence of microearthquakes on the San Andreas fault at Parkfield, California. *Science*, 267, 503-507.
- Neber, K. (1961). Kelkit çayı ve Kızılırmak (Kuzeydoğu Anadolu) nehirleri mecra bölgelerinin jeolojik yapısı. *MTA Dergisi*, 57, 1-49.
- Nesmeyanov, S. A., 1995. Pleistocene deformation of Black Sea terraces along the Caucasus coast. *Geotectonics*, 29(3), 259-269.
- Nikishin, A. M., Okay, A., Tüysüz, O., Demirer, A., Wannier, M., Amelin, N., & Petrov, E. (2015). The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography. *Marine and Petroleum Geology*, 59, 656-670.

- Olsson, R. (1999). An estimation of maximum b-value in the gutenbergrichter relation. *Journal of Geodynamics*, 27, 547-552.
- Oswald, F. (1906). *Geology of Armenia*. PhD Thesis, University of London, London.
- Özkaymak, Ç., & Sözbilir, H. (2012). Tectonic geomorphology of the Spildağı high ranges, western Anatolia. *Geomorphology*, 173-174, 128-140.
- Özsayar, T. 1971. *Palaontologie und Geologie des Gebietes Ostlich Trabzon (Anatolien)*. PhD Thesis. Universität Giessen.
- Özsayar, T., Pelin, S. ve Gedikoğlu, A. (1981). Doğu Pontidler'de Kretase. *K.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, 1, 65-114.
- Pampal, S. ve Özmen, B. (2007). Türkiye Deprem Bölgeleri Haritalarının Gelişimi. *Ulusal Deprem Mühendisliği Konferansı Genişletilmiş Özet*, 6, 105-116.
- Pavano, F., Pazzaglia, F. J., & Catalano, S. (2016). Knickpoints as geomorphic markers of active tectonics: A case study from northeastern Sicily (Southern Italy). *Lithosphere*, 8(6), 633-648.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P. R., Ostanciaux, E., Johnson, M. E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., & Delcaillau, B. (2011). Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? *Earth Science Review*, 108(1-2), 1-15.
- Pelin, S. (1977). *Alucra (Giresun) güneydoğu yöresinin petrol olanakları bakımından incelenmesi*. Doçentlik Tezi, Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Peréz-Peña, J. V., Azor, A., Azañon, J. M., & Keller, E. A. (2010). Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119, 74-87.

- Persson, K., (2001). Effective indenters and the development of double-vergent orogens; insights from analogue sand models. In: H.A. Koyi, N.S. Mancktelow, (Eds.). *Tectonic Modelling; a Volume in Honor of Hans Ramberg (191-206)*, Geological Society of America Memoir.
- Persson, K.S., & Sokoutis, D. (2002). Analogue models of orogenic wedges controlled by erosion. *Tectonophysics*, 356, 323-336.
- Prescott, J. R., & Stephan, L. G. (1982). The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating. latitude, altitude and depth dependences. *PACT Journal*, 6, 17-25.
- Rockwell, T. K., Keller, E. A., & Johnson, D. L. (1984). Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: M. Morisawa (Ed.). *Tectonic Geomorphology* (183-207). Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium. Allen and Unwin Publishers, Boston, MA.
- Ramírez-Herrera, M. T. (1998). Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic Belt. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Rau, R.-J., Chen, K. H., & Ching, K.-E. (2007). Repeating earthquakes and seismic potential along the northern Longitudinal Valley fault of Eastern Taiwan. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L24301.
- Reilinger, R., McClusky, S. C., Oral, M. B., King, R. W., Toksöz, M. N., Barka, A. A., Kinik, I., Lenk, O., & Sanlı, I. (1997). Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia- Africa-Eurasia plate collision zone, *Journal of Geophysical Research*, 102, 9983-9999.

- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Çakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliyev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., & 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(B5), B05411.
- Riedel, W. (1929). Zur mechanik geologischer brucherscheinungen. Zentralblatt für Mineralogie. *Geologie und Paläontologie*, 1929(B), 354.
- Ring, U., & Reischmann, T. (2002). The weak and superfast Cretan detachment, Greece: exhumation at subduction rates in extruding wedges. *Journal of the Geological Society*, 159, 225-228.
- Robinson, A. G., Banks, C. J., Rutherford, M. M., & Hirst, J. P. P. (1995). Stratigraphic and structural development of the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 152, 861-872.
- Rosas, F.M., Duarte, J.C., Almeida, P., Schellart, W.P., Riel, N., Terrinha, P. (2017). Analogue modelling of thrust systems: Passive vs. active hanging wall strain accommodation and sharp vs. smooth fault-ramp geometries. *Journal of Structural Geology*, 99, 45-69.
- Saribudak, M. (1989a). A paleomagnetism approach to the origin of the Black Sea, *Geophysical Journal International*, 99, 247-251.
- Saribudak, M. (1989b). New results and palaeomagnetic overview of the Pontides in Northern Turkey, *Geophysical Journal International*, 99(3), 521-531.
- Schäfer, J. M., Ivy-Ochs, S., Wieler, R., Leya, I., Baur, H., Denton, G. H., & Schlüchter, Ch. (1999). Cosmogenic noble gas studies in the oldest landscape on

- earth: surface exposure ages of the dry valleys, Antarctica. *Earth and Planetary Science Letters*, 167, 215-226.
- Scholz C. H. (1968). The frequency-magnitude relation of microfracturing in rock and its relation to earthquakes. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 58, 399-415.
- Scotti, V. N., Molin, P., Faccenna, C., Soligo, M., & Casas-Sainz, A. (2014). The influence of surface and tectonic processes on landscape evolution of the Iberian Chain (Spain): Quantitative geomorphological analysis and geochronology. *Geomorphology*, 206, 37-57.
- Selby, M. J. (1980). A rock strength classification for geomorphic purposes: with tests from Antarctica and New Zealand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 24, 31-51.
- Semerci, A. (1990). *Trabzon İli Yerleşim Alanının Mühendislik Jeolojisi Açısından İncelenmesi*. Yüksek Lisans Tezi. Karadeniz Teknik Üniversitesi, Trabzon.
- Shackleton, N. J. (2000). The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* 289(1), 897-902.
- Siddall, M., Chappell, J., Potter, E. K. (2006). Eustatic Sea level during past interglacials. In: F. Sirocko, T. Litt, M. Claussen, M.-F. Sanchez-Goni (Ed.). *The Climate of Past Interglacials*. Elsevier, Amsterdam.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., & Smeed, D. A. (2003). Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423, 853-858.
- Solmaz, F. (1990). *Vakfikebir-Yomra Arası Kıyı Şeridinin Morfolojisi ve Taraçalar*. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Üniversitesi, İstanbul.

- Spencer, J. Q. G., Robinson, R. A. J. (2008). Dating intramontane alluvial deposits from NW Argentina using luminescence techniques: Problems and potential. *Geomorphology*, 93, 144-155.
- Strahler, A. N. (1952). Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, 63, 1117-1141.
- Stchepinsky, V. (1946). Fossiles Caractéristique de Turquie. MTA. A Matereaux Carte Geologique, No: 1, Ankara.
- Softa, M., Spencer, J. Q. G., Emre, T., Sözbilir, H., & Turan, M. (2017). Late Quaternary rapid uplift deduced from marine terraces in Eastern Pontides, Turkey. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 49(6). doi: 10.1130/abs/2017AM-305129.
- Sosson, M., Stephenson, R., Sheremet, Y., Rolland, Y., Adamia, S., Melkonian, R., Kangarli, T., Yegorova, T., Avagyan, A., Galoyan, G., Danelian, T., Hässig, M., Meijers, M., Müller, C., Sahakyan, L., Sadradze, N., Alania, V., Enukidze, O., & Mosar, J. (2016). The Eastern Black Sea-Caucasus region during the Cretaceous: new evidence to constrain its tectonic evolution. *C. R. Geosci.* 348, 23-32.
- Sylvester, A. G. (1988). Strike-slip faults. *Geological American Society Bulletin*, 100, 666-1703.
- Şengör, A. M. C., & Yılmaz, Y. (1981). Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A. M. C., N. Görür, & Şaroğlu, F. (1985). Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study, In: K. T. Biddle and N. Christie-Blick (Ed.). *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*, 227-264, Dordrecht, Kluwer Academic.

- Şengör, A. M. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., & Rangin, C. (2005). The North Anatolian fault, a new look. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37-112.
- Taymaz, T., Yılmaz, Y., & Dilek, Y. (2007). The geodynamics of the Aegean and Anatolia: introduction in the Geodynamics of the Aegean, Anatolia, *Geological Society London, Special Publications*, 291, 1-16.
- TPAO, (2010). *Sismik kesitler*. 2010, <http://www.tpao.gov.tr>
- Troiani, F., & Della Seta, M. (2008). The use of the stream length-gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: a case study from Central Italy. *Geomorphology*, 102, 159-168.
- Troiana, F., Galve, J. P., Piacentini, D., Della Seta, M., & Guerrero, J. (2014). Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: A case of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology*, 214, 183-197.
- Tsapanos, T. M., Galanopoulos, D. G., Burton, P. W. (1994). Seismicity in the Hellenic volcanic arc: Relation between seismic parameters and the geophysical fields in the region. *Geophys. J. Int.*, 117, 677-694.
- Tsereteli, N., Tibaldi, A., Alania, V., Gventsadse, A., Enukidze, O., Varazanashvili, O., & Müller, B. I. R. (2016). Active tectonics of central-western Caucasus, Georgia. *Tectonophysics*, 691, 328-344.
- Twiss, R. J., & Moores, E. M. (1992). *Structural Geology* (1th ed.). W.H. Freeman and Company: New York.
- Ustaömer, T., & Robertson, A. H. F. (1996). Paleotethyan tectonic evolution of the north Tethyan margin in the central Pontides, N Turkey. In: A. Erler, T. Ercan, E.

- Bingol, S. Orcen, (Ed.). *Proceedings of the International Symposium on the Geology of the Black Sea Region* (24-33). Ankara.
- Vialon, P., Ruhland, M., & Grolier, J. (1976). *Eléments de tectonique analytique*. Masson édit: Paris,
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J. C., McManus, J. F., Lambeck, K., Balbon, E., & Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21, 295-305.
- Wallace, R. E. (1978). Geometry and rates of change of fault generated range fronts, North-central Nevada. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 6, 637-650.
- Wang J. H. (1988). B-values of shallow earthquakes in Taiwan. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 78, 1243-1254.
- Wells, D., & Coppersmith, K. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 974-1002.
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geology*, 30, 377-392.
- Westaway, R. (1994). Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *J. Geophys. Res.*, 99, 12071-12090.
- Wilcox, R. E., Harding, T. P., & Seely, D. R. (1973). Basic wrench tectonics. *AAPG Bulletins*, 57, 74-96.

- Willgoose, G., & Hancock, G. (1998). Revisiting the hypsometric curve as an indicator of form and process in transportlimited catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 611-623.
- Yeğingil, Z., Boztuğ, D., Er, M., Oddone, M., & Bigazzi, G. (2002). Timing of Neotectonic fracturing by fission-track dating of obsidian in-filling faults in the İkizdere-Rize area, NE Black Sea region, Turkey. *Terra Nova*, 14, 169-174.
- Yıldırım, C., Melnick, D., Ballato, P., Schildgen, T. F., Echtler, H., Erginal, A. E., Kıyak, N. G., & Strecker, M. R. (2013). Diferential uplift along the northern margin of the Central Anatolian Plateau: inferences from marine terraces. *Quaternary Science Reviews*, 81, 12-28.
- Yıldırım, C. (2014). Relative tectonic activity assessment of the Tuz Gölü fault zone; Central Anatolia, Turkey. *Tectonophysics*, 630, 183-192.
- Yıldırım, C., & Tüysüz, O. (2017). Estimation of the long-term slip, surface uplift and block rotation along the northern strand of the North Anatolian Fault Zone: Inferences from geomorphology of the Almacık Block, *Geomorphology*, 297, 55-68.
- Yılmaz, B.S., Güç, A.R., Gülibrahimoğlu, İ., Yazıcı, E.N., Konak, O., Yaprak, S. ve Köse, Z. (1998). Trabzon İlinin Çevre Jeolojisi ve Doğal Kaynakları. *Maden Tetkik ve Arama Genel Müdürlüğü. Rapor No: 9997*.
- Yılmaz, C. (2002). Gümüşhane-Bayburt Yöresindeki Mesozoyik Havzalarının Tektono-Sedimentolojik Kayıtları ve Kontrol Etkenleri. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 45, 141-164.
- Yılmaz, C., Şen, C., Şener, S., Kandemir, R., Karşı, O. ve Bak, T. K. (2005). Trabzon Kıyı Bölgesinin Pliyo-Kuvaterner Stratigrafisi. *Türkiye Kuvaterner Sempozyumu*, 5, 111–117.

Yılmaz, Y. (2017). Morphotectonic Development of Anatolia and the Surrounding Regions, In: I. Çemen, Y. Yılmaz, (Ed.). *Active Global Seismology: Neotectonics and Earthquake Potential of the Eastern Mediterranean Region* (11-91). American Geophysical Union.

Zankle, H. (1962). Gümüşhane-Kelkit bölgesinin jeolojisi (Rapor). MTA, Ankara (yayımlanmamış).

