

**T.C.  
FIRAT ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DOĞU ANADOLU FAY SİSTEMİ'NİN  
KUZEYDOĞU BÖLÜMÜNDEKİ TRAVERTENLERİN  
NEOTEKTONİK ÖNEMİ**

**DOKTORA TEZİ**

**Yüksek Mühendis Serap ÇOLAK EROL**

**Anabilim Dalı: Jeoloji Mühendisliği**

**Programı: Genel Jeoloji**

**Danışman: Prof. Dr. Ercan AKSOY**

**İkinci Danışman: Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL**

T.C  
FIRAT ÜNİVERSİTESİ  
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ


DOĞU ANADOLU FAY SİSTEMİ'NİN  
KUZEYDOĞU BÖLÜMÜNDEKİ TRAVERTENLERİN  
NEOTEKTONİK ÖNEMİ


DOKTORA TEZİ

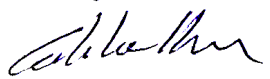
Yük. Müh. Serap ÇOLAK EROL


(07116201)

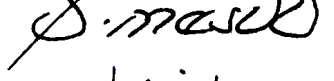
Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 21 Ekim 2014  
Tezin Savunulduğu Tarih : 21 Kasım 2014


Tez Danışmanı : Prof. Dr. Ercan AKSOY (F.Ü.) 

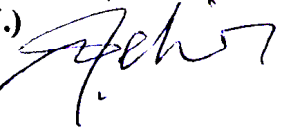
Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL (P.Ü.) 

Doç. Dr. Calibe KOÇ TAŞGIN (F.Ü.) 

Doç. Dr. Hasan ÇELİK (F.Ü.) 

Doç. Dr. B. Levent MESCİ (C.Ü.) 

Yrd. Doç. Dr. Murat İNCEÖZ (F.Ü.) 

Yrd. Doç. Dr. M. Şefik İMAMOĞLU (D.Ü.) 

KASIM-2014

## ÖNSÖZ

“Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Kuzeydoğu Bölümündeki Travertenlerin Neotektonik Önemi” başlıklı bu çalışma, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Genel Jeoloji Bilim Dalı'nda 2007-2014 tarihleri arasında doktora tez çalışması olarak gerçekleştirilmiştir.

Çalışma konusunun belirlenmesinden çalışmaların tamamlanmasına kadar önerilerini esirgemeyen değerli danışman hocam Prof. Dr. Ercan AKSOY'a (Fırat Üniversitesi) ve tez çalışmasının her aşamasında yanımda olup, yorumları ve gözlemleri ile beni destekleyen ikinci danışmanım Pamukkale Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL'a sonsuz teşekkürler.

Tez çalışmaları sırasındaki yapıcı eleştiri ve yorumlarından dolayı Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Yrd. Doç. Dr. Murat İNCEÖZ ve Doç. Dr. Zülfü GÜROCAK'a, Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Öğretim Üyesi Doç. Dr. B. Levent MESCI'ye, Orta Doğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü Emekli Öğretim Üyesi Prof. Dr. Ali KOÇYİĞİT'e teşekkürü bir borç bilirim.

U/Th yaşlandırma çalışmalarının yapılmasında sağladığı kolaylıklar ve yorumlanmasındaki yardımlarından dolayı Dr. Bassam Ghaleb'e (Geotop Lab., Kanada); izotop ve XRD analizlerini yapan Dr. Sándor KELE'ye (Hungarian Academy of Sciences, Macaristan); verdikleri destekten dolayı Fırat Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'den Arş.Gör. Sibel KAYGILI ve Arş. Gör. Mehmet KÖKÜM'e teşekkür ederim.

Saha çalışmalarında, traverten ocaklarını bize açan ve yardımlarını esirgemeyen Mesta ve Romer Mermercilik çalışanlarına teşekkürü bir borç bilirim.

Çalışmanın bir doktora projesi olarak sağlıklı bir biçimde yürütülmesine sağladığı maddî destekten dolayı, Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne (FÜBAP; Proje No: 2023) ve Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu'na (TÜBİTAK; Proje No: 110Y172) içtenlikle teşekkür ederim.

Tüm hayatım boyunca olduğu gibi, bu çalışma sırasında da verdikleri destek ve cesareten dolayı aileme; özellikle saha çalışmalarındaki katkılarından dolayı babam Alettin ÇOLAK ve kardeşim Akın ÇOLAK'a çok teşekkür ederim.

Son olarak tez çalışmamda, varlığı ve tüm kalbi ile yanımda olan ve sıkıntılarımı paylaşan değerli eşim Yrd. Doç. Dr. Yavuz EROL'a sonsuz teşekkür ederim.

**Serap ÇOLAK EROL**  
**ELAZIĞ – 2014**

## İÇİNDEKİLER

	<u>Sayfa No</u>
ÖNSÖZ.....	II
İÇİNDEKİLER.....	III
ÖZETİ .....	VI
SUMMARY .....	VII
ŞEKİLLER LİSTESİ .....	IX
ÇİZELGELER LİSTESİ .....	XV
KISALTMALAR LİSTESİ .....	XVI
1. GİRİŞ.....	1
1.1.Çalışmanın Amacı.....	1
1.2.Çalışma Alanının Coğrafi Konumu, Ulaşım Olanakları ve Morfoloji .....	2
2. MATERYAL ve METOT .....	5
2.1.Saha Öncesi Çalışmalar .....	5
2.2.Saha Çalışmaları.....	5
2.3.Verilerin Değerlendirmesi ve Tez Yazım Çalışmaları.....	6
3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR.....	7
3.1.Doğu Anadolu Fay Sistemi ile İlgili Önceki Çalışmalar.....	7
3.2.Travertenler ile İlgili Önceki Çalışmalar .....	24
4. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ VE SİSMİSİTESİ.....	32
4.1.Paleotektonik-Neotektonik Dönem .....	32
4.2.Doğu Anadolu Fay Sistemi (DAFS).....	37
4.2.1. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Yaşı.....	44
4.2.2. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Atımı.....	49
4.2.3. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Kayma Hızı .....	49
4.3. Depremsellik / Sismisite .....	50
4.3.1. Tarihsel Dönem Depremleri .....	50
4.3.2. Aletsel Dönem Depremleri.....	55

<b>5. TRAVERTEN .....</b>	<b>63</b>
<b>5.1.Traverten ve Tufa Sözcüğünün Kökeni, Tanımı ve Oluşumu.....</b>	<b>63</b>
<b>5.2.Travertenlerin Oluşum Koşulları .....</b>	<b>65</b>
<b>5.3.Traverten Oluşturan Suların Çözücülük Özellikleri ve Çökelmede Etkili Faktörler .....</b>	<b>66</b>
<b>5.4.Traverten Oluşturan Sulardaki CaCO<sub>3</sub> Kaynağı .....</b>	<b>69</b>
<b>5.5.Travertenlerin Sınıflandırılmaları .....</b>	<b>69</b>
<b>5.6.Travertenlerde Yaşlandırma .....</b>	<b>71</b>
<b>5.7.Traverten-Tektonik İlişkisi.....</b>	<b>73</b>
<b>5.8.Travertenlerin Ekonomik Önemi.....</b>	<b>80</b>
<b>6. TRAVERTEN DEPOLANMALARINA AİT BULGULAR .....</b>	<b>81</b>
<b>6.1.Hacılar Traverten Depolanması.....</b>	<b>85</b>
6.1.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler.....	86
6.1.2. Depolanma Özellikleri.....	94
6.1.3. Mineralojik Bileşim .....	101
6.1.4. Element Jeokimyası.....	102
6.1.5. Duraylı İzotop Bileşimi .....	103
6.1.6. U-Th Yaşları.....	104
6.1.7. İşletilme Durumu .....	104
<b>6.2.Elmalı Traverten Depolanması .....</b>	<b>106</b>
6.2.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler.....	106
6.2.2. Depolanma Özellikleri.....	110
6.2.3. Mineralojik Bileşim .....	112
6.2.4. Element Jeokimyası.....	114
6.2.5. Duraylı İzotop Bileşimi .....	114
6.2.6. U-Th Yaşları.....	116
6.2.7. İşletilme Durumu .....	116
<b>6.3.Baltaşı Traverten Depolanması .....</b>	<b>118</b>

6.3.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler .....	118
6.3.2. Depolanma Özellikleri.....	123
6.3.3. Mineralojik Bileşim .....	125
6.3.4. Element Jeokimyası.....	128
6.3.5. Duraylı İzotop Bileşimi .....	130
6.3.6. U-Th Yaşları.....	133
6.3.7. İşletilme Durumu.....	133
<b>6.4.Kılıçkaya Traverten Depolanması .....</b>	<b>135</b>
6.4.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler .....	135
6.4.2. Depolanma Özellikleri.....	140
6.4.3. Mineralojik Bileşim .....	142
6.4.4. Element Jeokimyası.....	142
6.4.5. Duraylı İzotop Bileşimi .....	143
6.4.6. U-Th Yaşları.....	144
6.4.7. İşletilme Durumu .....	145
<b>6.5.Bağdere Tufası .....</b>	<b>147</b>
6.5.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler.....	147
6.5.2. Depolanma Özellikleri.....	151
6.5.3. Mineralojik Bileşim .....	153
6.5.4. Element Jeokimyası.....	153
6.5.5. Duraylı İzotop Bileşimi .....	154
6.5.6. U-Th Yaşları.....	155
6.5.7. İşletilme Durumu.....	155
<b>7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR.....</b>	<b>157</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>162</b>
<b>ÖZGEÇMİŞ .....</b>	<b>184</b>

## ÖZETİ

Tez kapsamında incelenen traverten depolanmaları, büyük bir makaslama zonu olan sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni oluşturan segmentler ya da fay zonlarının aktivitesiyle ilişkili olarak genişlemeli alanlarda çökelmişlerdir. Traverten sahalarından Hacılar ve Elmalı, DAFS'nin Karlıova-Bingöl Segmenti; Baltaşı, Kılıçkaya ve Bağdere ise DAFS'nin en büyük segmenti olan Bingöl-Yarpuzlu Segmenti üzerinde gelişmişlerdir.

Traverten depolanmaları morfolojik açıdan sınıflandırıldığında, Hacılar sahası, sırt tipi; Elmalı sahası, sırt tipi ve yatay tabakalı; Baltaşı, Kılıçkaya ve Bağdere sahaları ise fay önü travertenleridir.

Traverten depolanmaları, haritada GB'dan KD'ya doğru Kılıçkaya, Bağdere, Baltaşı, Elmalı ve Hacılar şeklinde yer alırlar. Kılıçkaya sahası, bu dizilimin dışında tutulduğunda geriye kalan dört sahanın yaşları da, haritadaki konumları gibi GB'dan KD'ya doğru gençleşmektedir. Bu, travertenlerin oluşumun üzerinde bulunduğu kırığın çalışma dönemi içinde kaldığını ve çalışma aralığıyla uyumlu olduğunu gösterir.

Sr değerleri, 16292 ppm ile Hacılar'da en yüksek, 52 ppm ile Bağlarbaşı'nda (Baltaşı) en düşüktür. En yüksek Fe ve Mg değerleri ise Baltaşı sahası travertenleri içindeki hidrotermal kökenli kalsit damarlarında bulunmuştur.

Duraylı izotop değerleri de, traverten sahaları arasında belirgin farklılıklar göstermektedir. En yüksek  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, +7.7 ve +11.2 (‰ PDB) ile, Elmalı sahasındaki yamaç tipi örneklerden alınmıştır. Buna karşılık en düşük  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, Bağdere tufa sahasından alınan örneklere aittir.

Traverten sahalarından 525.000 yıl ile 301 yıl arasında değişen U-Th yaşları elde edilmiştir. Bölgedeki doğrultu atım rejiminin başlangıcı, Geç Pliyosen olarak kabul edildiğine göre bu yaş verileri, en azından travertenlerin üzerinde buldukları segmentlerin aktif oldukları dönemleri işaret eder.

**Anahtar Kelimeler:** Traverten, Doğu Anadolu Fay Sistemi, Elazığ, Bingöl, Neotektonik, Traverten Tektoniği

## SUMMARY

### **Neotectonic Significance of Travertines on the Northeast Part of the East Anatolian Fault System**

Travertine depositions investigated in frame of the thesis were precipitated in the extensional fields that are related to the activity of fault zones or segments of the East Anatolian Fault System (EAFS), which is a mega shear zone consisted of the left-lateral strike slip.

Hacılar and Elmalı travertines the deposited along the Karlıova-Bingöl Segments of the EAFS; on the other hand, Baltaşı, Kılıçkaya and Bağdere travertine deposits occurred along the Bingöl-Yarpuzlu Segment.

Based on the deposition of the travertine, while Hacılar and Elmalı travertine deposits are classified as fissure ridge-type travertine, Baltaşı, Kılıçkaya and Bağdere travertine deposits are classified as range-front travertines.

Travertine deposits in the map of the area aligned from southwest to northeast as Kılıçkaya, Bağdere, Baltaşı, Elmalı, and Hacılar. Travertine bodies get younger towards the northeast, except Kılıçkaya travertine. These results are consistent with the fault system that controls the deposition of the travertine.

Hacılar travertine deposits have the highest amount of the Sr with 16292 ppm, while Bağlarbaşı (Baltaşı) travertine deposits have the lowest amount of the Sr with 52 ppm. Hydrothermal veins in the Baltaşı travertine deposition area have the highest Fe and Mg elements.

Stable isotope values are various in different travertine depositions areas. Elmalı travertine deposition area is represented by the highest  $\delta^{13}\text{C}$  with +7.7 to +11.2 (‰ PDB). On the other hand, Bağdere tufa area where it is located in south of the city of Elazığ is represented by the lowest  $\delta^{13}\text{C}$ .

U-Th ages that range from 525.000 to 301 years have been yielded from the the travertines fields. Since the beginning of the strike-slip deformation regime was accepted as



Late Pliocene, these age data, at least, imply the active periods of the fault segments, on which travertine masses located.

**Key Words:** Travertine, East Anatolian Fault System, Elazığ, Bingöl, Neotectonic, Travertine Tectonics

## ŞEKİLLER LİSTESİ

### Sayfa No

- Şekil 1. a- Çalışma alanının sayısal arazi modeli üzerinde görünümü; b- 1/100.000 ve 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar üzerindeki konumu ..... 3
- Şekil 2. Üst Kretase’de Doğu Akdeniz’deki Neotetis Okyanusu’nun konumu (Şengör ve Yılmaz, 1981) ..... 32
- Şekil 3. Doğu Akdeniz Bölgesi’ndeki levhaların günümüzdeki konumları (Koçyiğit vd., 2003)..... 34
- Şekil 4. Türkiye’nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör vd., 1985)..... 35
- Şekil 5. GPS ölçümlerine göre levhaların hareket yönleri (Reilinger vd., 2010’dan)..... 37
- Şekil 6. DAFS’nin Türkoğlu’ndan güneybatıya uzanımı hakkındaki farklı görüşler.  
a- DAFS, Türkoğlu’ndan sonra güneybatıda Akdeniz’e kadar uzanmaktadır;  
b- DAFS, Türkoğlu’ndan sonra Karasu vadisi boyunca uzanmakta ve Amik Ovası’nda ÖDFS ile birleşmektedir; c- DAFS, Türkoğlu yakınlarında sonlanmaktadır ..... 40
- Şekil 7. DAFS’nin Şaroğlu vd. (1992)’e göre segmentasyonu (URL-1, 2014) ..... 42
- Şekil 8. DAFS çevresindeki tarihsel dönem depremlerinin sayısal yükseklik modeli üzerindeki konumları..... 52
- Şekil 9. DAFS çevresindeki aletsel dönem depremlerinin sayısal yükseklik modeli üzerindeki konumları..... 57
- Şekil 10. Doğu Anadolu Fay Sistemi üzerinde ve yakınında meydana gelen bazı depremlerin fay düzlemi çözümleri (Taymaz vd., 1991) ..... 58
- Şekil 11. Çalışma alanı ve çevresindeki aletsel dönem depremlerinin episantr konumları..... 62
- Şekil 12. a- Tufa el örneği; b- Traverten el örneği (URL-3, 2014) ..... 64
- Şekil 13. Başlangıçta  $^{230}\text{Th}$  bulumayan kapalı sistemdeki  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ve  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  oranları (Smart, 1991) ..... 73
- Şekil 14. Fay önü travertenlerinin blok diyagram görünümü (Ayaz, 2002a)..... 74
- Şekil 15. Kanal tipi traverten morfolojisinin blok diyagram görünümü (Mesci, 2004)..... 75
- Şekil 16. Sırt tipi traverten morfolojisinin blok diyagram görünümü (Mesci, 2004)..... 76

Şekil 17. Çatlak eksenlerinde a-Orantılı açılma, b- Kademeli açılma.....	78
Şekil 18. Çalışma alanındaki traverten depolanmalarının ve fay segmentlerinin a- Türkiye'deki; b- Elazığ çevresindeki konumları.....	82
Şekil 19. a-Doğu Akdeniz Bölgesi'nin ana levhaları ve bunları sınırlayan fayları gösteren sadeleştirilmiş harita; b-Bingöl-Elazığ çevresinde Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni oluşturan ana fay zonları ve doğrultu atım havzalarını gösteren sadeleştirilmiş tektonik harita (Çolak vd., 2012'den değiştirilerek).....	83
Şekil 20. Hacılar sırt tipi traverten çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu .....	87
Şekil 21. Hacılar sırt tipi traverten çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti ....	88
Şekil 22. Hacılar sırt tipi traverten oluşum modeli.....	88
Şekil 23. Hacılar ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği .....	89
Şekil 24. Bitlis Metamorfitleri ile Solhan Volkanitleri arasındaki tektonik sınır; Hacılar Köyü'nün de üzerinde bulunduğu uzamış sırtlar ve 1 no'lu sırt tipi traverten. Bakış, kuzeydoğuya .....	89
Şekil 25. Hacılar Köyü'nün 1.5 km GB'sında Solhan Volkanitleri üzerinde yer alan 2 no'lu sırt tipi travertenin arazi görünümü; by: bin yıl. Bakış, batıya .....	91
Şekil 26. Hacılar Köyü güneyinde Bitlis Metamorfitleri'nin mermerleri ile Solhan Volkanitleri'nin piroklastikleri ve aralarındaki oklarla işaretlenmiş tektonik sınır. Bakış, güneydoğuya .....	92
Şekil 27. Hacılar Köyü'nün 2 km GB'sında Göynük Vadisi boyunca gözlenen doğrultu atımlı fayların karakteristiklerinden çizgisel dizilimli heyelanlar. Bakış, güneybatıya .....	92
Şekil 28. a- 2 no'lu sırt haritası; b- çatlak eksenini doğrultu gül diyagramı .....	93
Şekil 29. Hacılar sırt tipi travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu.....	94
Şekil 30. Hacılar sırtının ana çatlağından arazi görünümleri, a- tek; b- birbirine paralel gelişmiş ve kısmen ya da tamamen bantlı travertenlerle doldurulmuş açılma çatlakları. bt: bantlı traverten, tt: tabakalı traverten. Bakış, güneybatıya .....	95
Şekil 31. Hacılar sırt tipi traverten ekseninin çatlaklarında (beyaz ve siyah oklarla işaretlenmiştir) gözlenen sıçramalar.....	96

Şekil 32. Hacılar sırt tipi traverteninden mikroskop görüntüleri, a-kristalin kabuk seviyesinden alınan bir örneğin SEM görüntüsü, sedir ağacı şeklindeki kalsit büyümeleri; b-kristalin kabuğu oluşturan kalsit kristallerinin SEM görüntüsü; c-ana çatlak boyunca yer alan kaynak ağzlarında oluşmuş pizolitlerin SEM görüntüsü; d-ana çatlak duvarında oluşmuş düşey konumlu bantlı/ damar tipi traverten örneğinin SEM görüntüsü.....	97
Şekil 33. Hacılar sırt tipi travertenin ana eksenini boyunca gözlenen yapılar, a- sırtın GB ucuna yakın kâse/çanak şeklinde, uzun eksenini 220 cm olan bir kaynak ağzı; b- ana çatlak tarafından kesilmiş 15 cm çaplı bir kaynak ağzı; c- sırt ekseninin doğusunda yöre halkının yakın yıllara kadar kullandıkları dikdörtgen şekilli havuzun görünümü.....	98
Şekil 34. a-Sırt ekseninin GB ucu yakınında bulunan ılık su kaynağı; b-kaynağın yakından görünümü (T=36.4°C); c ve d-sırtın KB sında bulunan sıcak su kaynakları (T=64.5°C) .....	99
Şekil 35. Sırt yamaçlarında eğimleri 40° ye varan tabakalı travertenler .....	100
Şekil 36. Hacılar sırt tipi traverteninden arazi görüntüleri, a-ana çatlağın her iki tarafında yer alan eğimli, tabakalı travertenler içinde 10 cm kalınlığında bir kristalin kabuk seviyesi; b-kristalin kabuk seviyesinin yakından görünümü; c- yamaçlarda gözlenen mikroteraslar; d-sırttan suyu tahliye eden kanallarla kanalların sonunda bir havuzun görünümü .....	101
Şekil 37. Hacılar traverten örneklerinin XRD difraktogramı .....	102
Şekil 38. Hacılar sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı.....	104
Şekil 39. Elmalı traverteni çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu.....	107
Şekil 40. Elmalı traverten depolanması çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti .....	108
Şekil 41. Elmalı traverteni oluşum modeli.....	108
Şekil 42. Elmalı ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği .....	109
Şekil 43. Elmalı travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu .....	109

Şekil 44. Elmalı traverteninden arazi görünümleri, Göynük Vadisi batı yamaçları, a- üstte yamaç üzerindeki X kırığı üzerinde gelişmiş sırt tipi traverten; altta yatay, ince tabakalı travertenler; b- a'nın yakından görünüşü .....	111
Şekil 45. Elmalı traverteninden arazi görünümleri, Göynük Vadisi batı yamaçları, a- yamaçta çökelmiş, doğuya, Göynük Vadisi tabanına doğru eğimli sırt tipi traverten tabakaları; b- kesikli beyaz çizginin altında bulunan detritik malzeme, metamorfik anakayadan türemiş olan kaba ve köşeli mermer parçalarıdır; c- yatay, ince tabakalı travertenler, arka planda Göynük vadisi; d- vadi tabanından yaklaşık 5 metre yukarıda, yamaç üzerinde aşağı doğru sızan termal suların çökelttiği güncel traverten.....	112
Şekil 46. Elmalı traverten örneklerinin XRD difraktogramı .....	113
Şekil 47. Elmalı traverten örneklerinden SEM görüntüleri. a- Mikrit ve mikrosparitik (rombik) kalsitten oluşan bir traverten örneği, mikrosparitik romboederler daha çok boşluk çeperlerinde gelişmiştir; b-boşluk çeperlerinde gelişmiş mikrosparitik romboedrik kalsitin yakından görünümü; c- mikrobiyal bileşenlerden kırılmış bir diatom kavrısı; d- mikrobiyal filamentler, kalsit kristallerinin gelişiminde ve birbirlerine tutunmalarında uygun bir zemin oluştururla.....	113
Şekil 48. Elmalı sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı.....	115
Şekil 49. Baltaşı travertenleri çevresinin a- jeolojik haritası; b ve c- enine jeolojik kesitleri .....	120
Şekil 50. Baltaşı travertenleri çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.....	121
Şekil 51. Baltaşı travertenleri oluşum modeli .....	121
Şekil 52. Baltaşı ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği .....	122
Şekil 53. Baltaşı traverten yüzleklerinden biri olan Bağlarbaşı traverten yüzleği. Kg: Guleman Ofiyolitleri, AFZ: Adıyaman Fay Zonu, SFZ: Sivrice Fay Zonu. Bakış batıya .....	122
Şekil 54. Kaf olarak isimlendirilen alandaki travertenlerde, fayların aktivitesine bağlı olarak GD'dan KB'ya doğru gelişen basamaklı yapı. tr: traverten yüzleği. Bakış doğuya .....	123

Şekil 55. a- Kaf; b- Bağlarbaşı alt sahalarındaki travertenlerde ölçülen çatlakların doğrultu gül diyagramı; c- her iki alt sahadaki (Baltaş) çatlak doğrultularından hazırlanmış gül diyagramı .....	124
Şekil 56. Bağlarbaşı traverten örneklerinin XRD difraktogramı.....	125
Şekil 57. Baltaş travertenlerinden SEM görüntüleri, a- Mikritik dokulu traverten; b- kristalin kabuk tipi traverten örneğinde uzunlamasına gelişmiş iri kalsit kristalleri; c ve d- traverten örnekleri içinde diyatom kavkuları (D: Diyatom) ...	126
Şekil 58. a- Bağlarbaşı alt sahasında 8.2 m kalınlığındaki traverten seviyesinin altında yer alan smektit bakımından zengin yeşil renkli kıltaşı; b- yeşil renkli kıltaşının yakın görünümü. Beyaz renkli kısımlar, kaliş oluşumlarıdır .....	126
Şekil 59. Bağlarbaşı alt sahasında 8.2 m kalınlığındaki bir traverten seviyesinin tabanında yer alan yeşil renkli kıltaşının (BB-15) XRD grafiği. Kıltaşı %50 smektit, %15 kaolinit, % 10 klorit, %10 kuvars, % 10 kalsit ve % 5 amfibolden oluşmaktadır.....	128
Şekil 60. Kaf alt sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı.....	132
Şekil 61. Bağlarbaşı sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı .....	133
Şekil 62. Kılıçkaya travertenini çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu.....	136
Şekil 63. Kılıçkaya travertenini çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti.....	137
Şekil 64. Kılıçkaya travertenini oluşum modeli .....	137
Şekil 65. Kılıçkaya ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği .....	138
Şekil 66. Maden Grubu Karadere Formasyonu'nun (Tm) volkanik ara katkılı bordo-şarabi renkli çamurtaşları. Kılıçkaya Köyü yakın güneydoğusu. Bakış kuzeye.....	138
Şekil 67. Sivrice Fay Zonu ana kırığının denetlediği Değirmen Dere boyunca Pütürge Metamorfikleri (PzMzp) ile Maden Grubu Karadere Formasyonu'nun (Tm) yanyana gelişi. Bakış güneybatıya .....	139
Şekil 68. Kılıçkaya travertenlerinden bir arazi görünümü. Yamaç duraysızlığı nedeniyle, traverten kütlesi yer yer parçalanmıştır. Bakış kuzeybatıya.....	140

Şekil 69. a- Traverten istifinin tabanı. İstif, üzerinde uyumsuz olarak yer aldığı Maden Grubu Karadere Formasyonu üzerinde kırıntılı bir seviye ile başlar ve yukarı doğru masif travertenlere geçer. (Fotoğraftaki kişinin boyu 1.65 m), b- a'daki kutucukta bulunan kırıntılı seviyenin yakından görünümü .....	141
Şekil 70. Birbirine paralel, açık ve koyu renkli düzeyler içeren az boşluklu traverten.....	142
Şekil 71. Kılıçkaya traverten örneklerinin XRD difraktogramı .....	143
Şekil 72. Kılıçkaya sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı.....	144
Şekil 73. Bağdere tufası çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- tufanın deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu .....	148
Şekil 74. Bağdere tufası çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti .....	149
Şekil 75. Bağdere tufası oluşum modeli.....	149
Şekil 76. Bağdere ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtf: tufa yüzleği ....	150
Şekil 77. Bağdere Köyü'nün (Elazığ) yakın kuzeydoğusunda yer alan tufa yüzleğinden bir görünüm. Bakış kuzeydoğuya .....	150
Şekil 78. Bağdere tufa istifinin üst kesimlerinde bir onkolit seviyesi. Onkolit tanelerinin çapları 3 cm'ye kadar çıkmaktadır. İstifin en üstündeki ~ 6 metrelik aynanın tabanı .....	152
Şekil 79. Bağdere tufa istifinde bir çamurtaşı ara düzeyi.....	153
Şekil 80. Bağdere sahası tufa örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı.....	155
Şekil 81. Traverten yaşlarının haritadaki konumları gibi GB'dan KD'ya doğru gençleştiğini gösteren grafik. by:binyıl .....	159
Şekil 82. Çalışılan traverten sahaslarının $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri grafik dağılımı ...	160

## ÇİZELGELER LİSTESİ

### Sayfa No

Çizelge 1. DAFS'nin yaşı, atımı ve kayma hızı hakkında veriler .....	45
Çizelge 2. DAFS çevresinde 1500-1905 yılları arasında meydana gelen tarihsel depremler. Ambraseys (1989)'den yararlanarak .....	52
Çizelge 3. DAFS üzerinde aletsel dönemde meydana gelen önemli depremler; deprem verileri Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır .....	57
Çizelge 4. Traverten oluşturan sulardaki CaCO <sub>3</sub> kaynağı (Okay, 1976'dan) .....	69
Çizelge 5. Travertenlerin makroskopik ölçekteki yaygın sınıflandırılmaları .....	70
Çizelge 6. Hacılar traverten örneklerinin element konsantrasyonları .....	102
Çizelge 7. Hacılar sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri....	103
Çizelge 8. Hacılar traverteninin U-Th yaşlandırma analiz sonucu .....	105
Çizelge 9. Elmalı traverten örneklerinin element konsantrasyonları .....	114
Çizelge 10. Elmalı sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri...	115
Çizelge 11. Elmalı traverteninin U-Th yaşlandırma analiz sonucu .....	117
Çizelge 12. Baltaş (Kaf+Bağlarbaşı) sahası traverten örneklerinin mineralojik bileşimi .....	127
Çizelge 13. Baltaş sahası traverten örneklerinin element konsantrasyonları .....	129
Çizelge 14. Kaf alt sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri ..	131
Çizelge 15. Bağlarbaşı alt sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri .....	132
Çizelge 16. Baltaş traverteninin U-Th yaşlandırma analiz sonucu .....	134
Çizelge 17. Kılıçkaya traverten örneklerinin element konsantrasyonları .....	143
Çizelge 18. Kılıçkaya sahası traverten örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri .....	144
Çizelge 19. Kılıçkaya traverteninin U-Th yaşlandırma analiz sonucu .....	146
Çizelge 20. Bağdere tufa örneklerinin element konsantrasyonları .....	154
Çizelge 21. Bağdere tufa örneklerinin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ duraylı izotop değerleri .....	154
Çizelge 22. Bağdere tufasının U-Th yaşlandırma analiz sonucu .....	156



## KISALTMALAR LİSTESİ

B	: Batı
by	:bin yıl
BSZ	: Bitlis Sütur Zonu
D	: Doğu
DAFS	: Doğu Anadolu Fay Sistemi
DKD	: Doğu-Kuzeydoğu
FÜBAP	: Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi
G	: Güney
GB	: Güneybatı
GD	: Güneydoğu
GPS	: Global Positioning System (Küresel Konumlandırma Sistemi)
K	: Kuzey
ka	: bin yıl
KAFS	: Kuzey Anadolu Fay Sistemi
KB	: Kuzeybatı
KD	: Kuzeydoğu
KKD	: Kuzey-Kuzeydoğu
km	: kilometre
KOERI	: Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute
KRDAE	: Kandilli Rasathanesi Deprem Araştırma Enstitüsü
m	: metre
my	: milyon yıl
ÖDFS	: Ölü Deniz Fay Sistemi
TPAO	: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı
TÜBİTAK	: Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu
USGS	: Amerika Jeolojik Araştırmalar Birimi

# 1. GİRİŞ

## 1.1. Çalışmanın Amacı

Travertenler, oluştukları bölgenin jeolojik geçmişine ait ortamsal, iklimsel ve tektonik verileri içeren arşiv görevi yapmaktadırlar. Bu özellikten faydalanarak, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin (DAFS) kuzeydoğu bölümünde depolanmış olan travertenlerden jeokimya, duraylı izotop ve jeokronolojik çalışmalarla elde edilmiş veriler değerlendirilerek, bunların oluşumlarını kontrol eden DAFS'nin aktivitesi ile söz konusu travertenlerin yaşları, kökenleri ve depolanma mimarîlerinin ortaya konulması amaçlanmıştır. DAFS'nin yaşının ve aktivitesinin daha sağlıklı olarak ortaya konmasıyla bu konudaki literatür boşluğunun doldurulmasına katkıda bulunulmuş olacaktır. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin kuzeydoğu bölümündeki travertenlerle ilgili olarak tezin amacı doğrultusunda, ilk kez bu çalışmada, analizlere dayalı veriler elde edilmiştir. Bu verilerin, bundan sonra her bir sahada yapılacak olan ve özellikle de daha fazla analize dayalı ayrıntılı çalışmalar için bir temel oluşturacağı düşünülmektedir.

Tez çalışması kapsamında çalışma alanlarında yeralan travertenler, ayrıntılı bir şekilde incelenerek bölgesel tektonizma ile olan ilişkileri belirlenmiş ve Türkiye'nin önemli tektonik hatlarından biri olan Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin yaşına, ilk defa sayısal verilerle yaklaşımda bulunulmuştur. Bu veriler, daha önce arazi verileriyle ortaya konulan yaşlarla deneştirilerek daha sağlıklı yorumların yapılmasına katkı sağlamıştır. İncelenen travertenler, Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni oluşturan çeşitli fay zonları üzerinde yer aldığından, her bir fay zonunu yaşının ve aktivitesinin anlaşılması bakımından da önem taşıdığına inanılmaktadır. Çalışma sonunda yapılacak ulusal ve uluslararası düzeyde yayınlarla, Doğu Anadolu Fay Sistemi'yle ilgili literatüre önemli katkılarda bulunulması beklenmektedir.

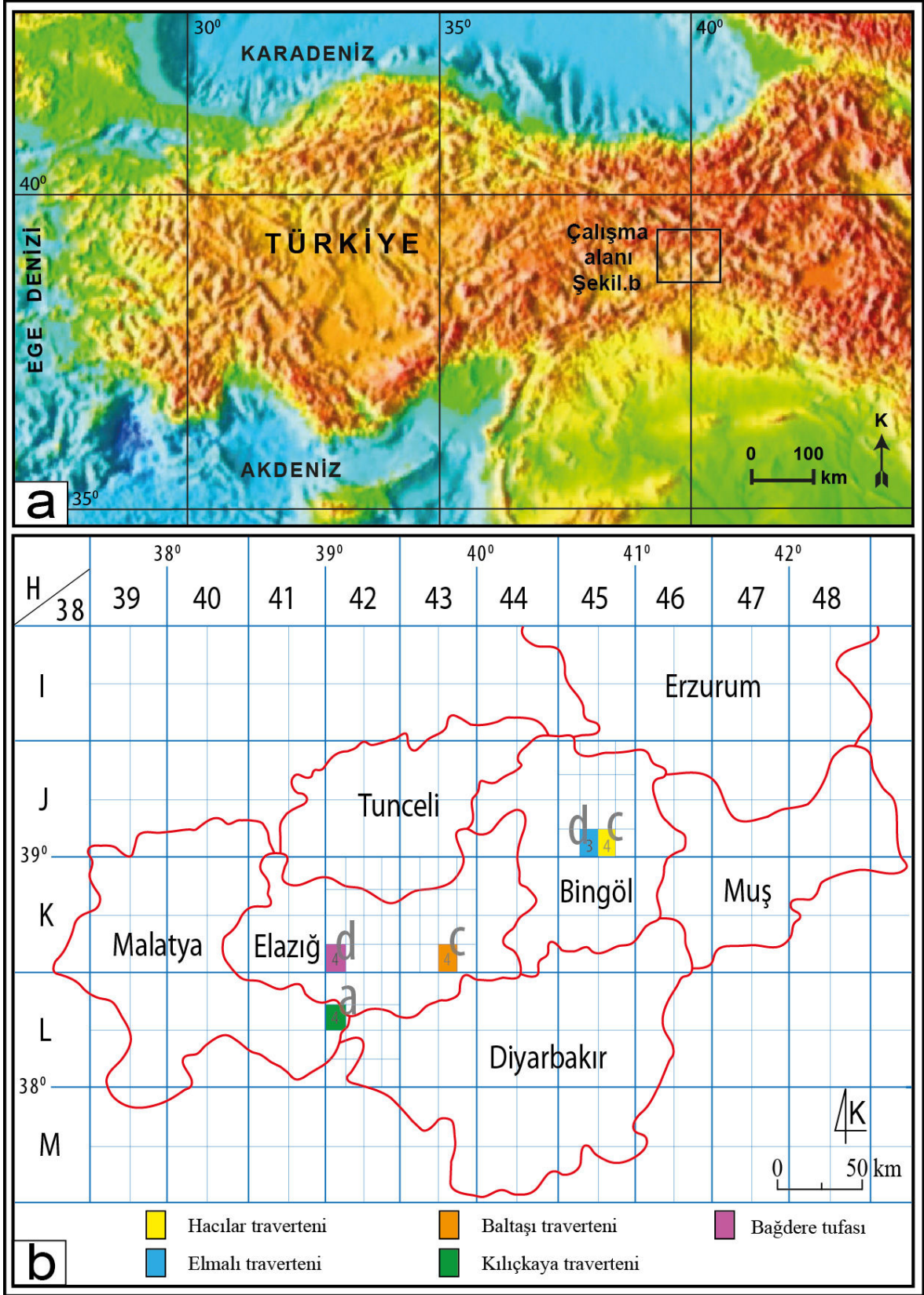
## 1.2. Çalışma Alanının Coğrafi Konumu, Ulaşım Olanakları ve Morfoloji

Çalışma alanı, Türkiye'nin ana tektonik yapıları göz önünde bulundurulduğunda KD-GB gidişli sol yanal doğrultu atımlı DAFS'nin içinde yer almaktadır. Yaklaşık 150 km'lik bir hat boyunca dizilmiş, her biri farklı 1/25.000 ölçekli paftalarda bulunan traverten yüzlekleri, beş lokasyonda yer almaktadır (Şekil 1). Bu lokasyonlar, KD'dan GB ya doğru incelenecek olursa:

**Hacılar Lokasyonu**, 1/ 100.000 ölçekli Erzurum J45 ve 1/ 25.000 ölçekli Erzurum J45-c4 paftasında yer alır. Lokasyona ismini veren Hacılar Traverteni, Bingöl-Karlıova karayolunun (Erzurum-Bingöl D950 nolu devlet karayolu ) 43. km'sinde bulunan Hacılar Köyü'nün (Karlıova / Bingöl) yaklaşık 1,5 km GB'sında yüzeylemektedir. Traverten sahasına ulaşım, köyün hemen batısındaki ya da güneybatısındaki stabilize yoldan sağlanır. Göynük Çayı'nı köprü ile aşıp çayın batısında yüzeyleyen traverten sahasına ulaşılır. Morfolojik olarak sarp alanlardan oluşmaktadır. Doruklar, baskın olarak KD olmak üzere KD ve KB gidişlidir. Traverten alanına en yakın yükselti, Hamam Tepe'dir (1650 m). Göynük Çayı, çalışma alanının en önemli akarsuyudur ve bu lokasyonda deniz seviyesinden itibaren yaklaşık 1400 m yükseklikten geçer. Bu lokasyonda bulunan Hacılar Traverteni ise 1580 m yüksekliğinde yer alır.

**Elmalı Lokasyonu**, 1/ 100.000 ölçekli Erzurum J45 ve 1/ 25.000 ölçekli Erzurum J45-d3 paftasında yer alır. Lokasyona ismini veren Elmalı Traverteni, Bingöl-Karlıova karayolunun (D300 ve Erzurum-Bingöl D950 nolu devlet karayolu ) 30. km'sinde bulunan Elmalı Köyü'nün (Bingöl) yaklaşık 750 m KKD sında yüzeylemektedir. Traverten sahasına ulaşmak için KD-GB doğrultusunda akan Göynük Çayı'nı, köydeki köprüden geçmek gerekir. Üzerinde bulunduğu yamacın zirve noktası 1813 m ile Tarlalı Tepe olan traverten sahası, 1450 m ile 1238 m arasında yüzeylemektedir. Göynük Çayı ise bu lokasyonda 1235 m'den akmaktadır. Elmalı Traverteni ile Hacılar Traverteni, birbirine yaklaşık 10 km gibi yakın bir mesafede bulunduğundan arazinin jeomorfolojik yapısı, çok fazla değişmeyip yine burada da doruklar, baskın olarak KD olmak üzere KD ve KB gidişlidir.

**Baltaşı Lokasyonu**, 1/ 100.000 ölçekli Elazığ K43 ve 1/ 25.000 ölçekli Elazığ K43-c4 paftasında yer alır. Lokasyona ismini veren Baltası Travertenleri, birbirine yaklaşık 1.5



Şekil 1. a- Çalışma alanının sayısal arazi modeli üzerinde görünümü; b- 1/100.000 ve 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar üzerindeki konumu

km mesafede bulunan, Bağlarbaşı ve Kaf olmak üzere iki alt yüzlektan meydana gelir. Bu iki yüzlek, Elazığ-Alacakaya karayolunun (D300 nolu devlet karayolu) 62. km'sinde bulunan Baltaş Beldesi (Palu / Elazığ)'nin sırasıyla yaklaşık 750 m GB ve KD'sunda yüzeylemekte, mermer ocağı olarak işletilmektedir. KD doğrultulu sırtlar, baskındır.

**Bağdere Lokasyonu**, 1/ 100.000 ölçekli Elazığ K42 ve 1/ 25.000 ölçekli Elazığ K42-d4 paftasında yer alır. Lokasyona ismini veren Bağdere Tufası (1090-1140 m), Elazığ-Baskil karayolunun (D260 ve D850 nolu devlet karayolu) 30. km'sinde bulunan Bağdere Köyü'nün (Elazığ) yaklaşık 3 km KD'sunda yüzeylemektedir. Morfolojik açıdan fazla sarp olmayan bir arazidir.

**Kılıçkaya Lokasyonu**, 1/ 100.000 ölçekli Elazığ L42 ve 1/ 25.000 ölçekli Elazığ L42-a4 paftasında yer alır. Lokasyona ismini veren Kılıçkaya Travertenini (950-750 m), Sivrice (Diyarbakır-Elazığ karayolu / D885 nolu devlet karayolu 30. km'si) ilçesinden (Elazığ)'den 25 km GB da bulunan Kılıçkaya Köyü (Sivrice / Elazığ) 'nün 750 m güneyinde bulunmaktadır. Morfolojik olarak fayların etkinliğiyle çok sarp bir özellik kazanmıştır. En büyük akarsu, traverten sahasının GD'sundan geçip Karakaya Baraj Gölü'ne dökülen Değirmen Dere'dir. Doruklar, KD gidişlidir.

## **2. MATERYAL ve METOT**

Çalışmaları, Fırat Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi (FÜBAP) ve Türkiye Bilimsel ve Teknolojik Araştırma Kurumu (TÜBİTAK)'nın sağladığı destekler ile gerçekleştirilmiştir. Yukarıda belirtilen hedeflere ulaşmak için gerekli çalışmalar, üç aşamada yürütülmüştür.

### **2.1. Saha Öncesi Çalışmalar**

Tez çalışmasının başlangıcında, gerekli belge ve bilgileri sağlamak amacıyla çalışmanın ana konusunu oluşturan travertenler hakkında, şimdiye kadar yapılmış olan makale, dergi ve kitap gibi yayınlar taranarak ayrıntılı bir literatür çalışması yapılmıştır.

Yine travertenlerin oluşmasına sebep olan DAFS'nin bilinen jeolojik ve sismolojik özelliklerini ortaya koymak amacıyla yapılmış olan araştırmalar derlenmiştir.

Çalışma alanında 1900 yılından günümüze kadar meydana gelmiş depremler, Boğaziçi Üniversitesi Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Afet ve Acil Durum Yönetimi Başkanlığı (AFAD) ve Deprem Dairesi Başkanlığı kataloglarından derlenmiştir.

İnceleme alanına ait 1/10.000, 1/25.000, 1/100.000 ölçekli topoğrafik ve jeolojik haritalar; hava ve uydu fotoğrafları temin edilip incelenmiştir. Bu incelemeler, çalışılacak olan sahaların topoğrafik ve jeolojik özellikleri hakkında bilgi edinilmesine yardımcı olmuştur.

### **2.2. Saha Çalışmaları**

Saha çalışmaları, 2010 ve 2011 yılı içerisinde farklı dönemlerde yapılmıştır. Bu çalışmalarda, 1/10.000 ve 1/25.000 ölçekli topoğrafik haritalar kullanılmıştır. Lokasyonlar ve çevrelerinin jeolojik ve tektonik haritalaması yapılmış, travertenler hakkında ayrıntılı veri toplanmasına yönelik incelemeler yapılmıştır.

Ayrıca, belirtilmiş olan amaçlara ulaşabilmek için haritalama sırasında lokasyonlardan SEM çalışmaları, mineralojik analiz (XRD yöntemi ile), duraylı izotop ( $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$ ) analizi, jeokimyasal analiz ve jeokronolojik amaçlı örnekler alınmıştır. Tüm bu çalışmalarda, konum belirlemesinin hassasiyetle yapılabilmesi amacıyla GPS alıcısından yararlanılmıştır.

### **2.3. Verilerin Değerlendirmesi ve Tez Yazım Çalışmaları**

Bu çalışmalar, saha çalışmaları sırasında yapılan jeolojik ve tektonik harita, çekilen fotoğraflar, analizlerden elde edilen sonuçlar ve traverten yüzleklerinin özelliklerinin yansıtıldığı çizim ve materyallerin, değerlendirme ve yazım çalışmaları sırasında kullanılmak üzere tamamen bilgisayar ortamına aktarılmasıyla başlatılmıştır.

Sahadan alınan SEM çalışmaları için 18 örnek, TPAO laboratuvarlarında Jeol JSM 6490 LV model taramalı elektron mikroskopuyla; mineralojik analizler (XRD yöntemi ile) için 32 örnek, 45 kV ve 35 mA koşullarında  $\text{CuK}\alpha$  ışıklı Philips PW 1710 cihazıyla ve duraylı izotop analizleri için 88 örnek, McCrea'nın (1950) fosforik asit yöntemi kullanılarak Finnigan delta Plus XP mass spectrometer ile Macaristan Bilimler Akademisi Jeokimyasal Araştırma Enstitüsü laboratuvarlarında; jeokimyasal analiz için 52 örnek, Kanada ACME laboratuvarlarında ve jeokronoloji amaçlı U-Th yaş tayinleri için de 12 örnek, Kanada Quebec Üniversitesi GEOTOP (Jeokimya ve Jeodinamik Araştırma Merkezi) laboratuvarında analiz edilmiştir.

Saha ve laboratuvar aşamalarından elde edilen tüm veriler, bölgesel çalışmalar ve ilgili literatürdeki bilgiler ışığında yorumlanmış; ulaşılan sonuçlarla birlikte Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Tez Yazım Kılavuzu'na uygun olarak doktora tezi haline getirilmiştir.

### 3. ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

#### 3.1. Doğu Anadolu Fay Sistemi ile İlgili Önceki Çalışmalar

Doğu Anadolu Fay Sistemi (DAFS), kuzeydoğuda Karlıova (Bingöl) ile güneybatıda Akdeniz arasında uzanan, ülkemizin depremselliği açısından en önemli fay sistemlerinden biridir. Fay sistemi, Arap-Afrika plakaları ile Anadolu bloğu arasında ortaya çıkan etkileşimi yanal bir hareketle karşılamaktadır (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985; Gülen vd., 1987; Muehlberger ve Gordon, 1987; Lyberis vd., 1992; Şaroğlu vd., 1992b; Westaway, 1994; Westaway, 2003; Gürsoy vd., 2003). Bu özelliği ile Doğu Akdeniz'in en önemli aktif tektonik yapılarından olan fay sistemi, günümüze kadar birçok araştırmacı tarafından farklı disiplinler kullanılarak çalışılmıştır.

**Ketin (1968)**, "Türkiye'nin Genel Tektonik Durumu ile Başlıca Deprem Bölgeleri Arasındaki İlişkiler" adlı çalışmasında Türkiye'nin ana tektonik bölgelerini tarif etmiştir. Yazar; çalışmasında, ülkemizde yer alan aktif fay zonları ve mobil depresyon alanlarının, şiddetli depremlerin meydana geldiği bölgeler olduğunu, bu bölgelerin genel hatlarıyla Kuzey Anadolu deprem kuşağı, Marmara Denizi ve çevresi, Batı Anadolu Bölgesi ve Hatay-Kahramanmaraş arasındaki bölgeler olduğunu belirtmiştir.

**McKenzie (1972)**, "Active tectonics of the Mediterranean region" başlıklı, oldukça geniş bir bölgenin aktif tektoniğini irdelediği araştırmasında Türkiye ve yakın çevresindeki tektonik aktivite hakkında da bazı bilgiler vermiştir. Türkiye'nin belirleyici tektonik unsurunun Kuzey Anadolu Fay Sistemi olduğu iddia edilen çalışmada, 1966 Varto depremlerinin beklenmedik bir şekilde KAFS'nin faylanma karakterine aykırılıklar gösterdiği ve yaklaşık kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu sol yönlü büyük başka bir fayın, KAFS'nin doğu kesimindeki sonunda KAFS ile birleşerek bir üçlü eklem (triple junction) meydana getirdiği belirtilmektedir.

**Arpat ve Şaroğlu (1972)**, "Doğu Anadolu Fay Sistemi ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler" konulu çalışmalarında, Doğu Anadolu Fay Sistemi (DAFS) ismini ilk kez kullanmışlardır. Araştırmacılar, 22 Mayıs 1971 (Ms=7) Bingöl depreminde, Bingöl-Genç



çevresinde meydana gelen yüzey kırıklarını haritalamışlar; Göynük Vadisi boyunca, sol yönlü mekanizma içerisinde oluşmuş kademeli yüzey kırıkları saptamışlar ve vadi boyunca 22 km sol yönlü atım önermişlerdir. Fay sisteminin Palu-Hazar Gölü arasındaki bölümü için ise toplam 27 km sol yanal atım önermişlerdir. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Hazar Gölü-Genç arasında kalan kesiminin iki büyük levhanın sınırını oluşturan bir zon içerisine yerleştiğini; fayın, Hatay İli yakınlarında kollara ayrıldığını ve bu bölgede Ölü Deniz Fay Sistemi ile birleşebileceğini belirtmişlerdir. Çalışmada, fayın, Güneydoğu Anadolu'daki bindirmelerle birlikte Miyosen sonrası bir dönemde, K-G doğrultulu sıkışma sonucu meydana geldiği ileri sürülmüştür.

**Seymen ve Aydın (1972)**, 22 Mayıs 1971 Bingöl depremini makrosismik gözlem verileriyle incelemiş, depremin Göynük vadisi boyunca uzanan sol yönlü bir yırtılma fayının GB kesiminin harekete geçirmesiyle oluştuğunu ve Karlıova-Göynük-Ağaçeli-Bingöl arasındaki kırık hattının, en az Kuzey Anadolu Fay Sistemi kadar tehlikeli olduğunu belirtmişlerdir.

Çalışmada, günümüzde Karlıova-Bingöl segmentini oluşturduğu bilinen, yazarlarca Bingöl Fayı adıyla anılan fayın, Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS) ile  $55^{\circ}$ - $60^{\circ}$  açı yaparak birleştiği ve aynı yaşta olduğu, üzerinde toplam 15 km lik sol yanal atım olduğunu ileri sürmüşlerdir. Araştırmacılar, 1971 Bingöl depreminde fay üzerinde 35 km uzunluğunda yüzey kırığı ve 25 cm lik sol yanal atım ölçmüşlerdir.

**Arpat ve Şaroğlu (1975)**, "Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar" adlı çalışmalarında, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin o döneme kadar hiç incelenmemiş olan batı yarısını haritalamışlardır. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin büyük depremler üreten diri faylardan meydana geldiğini ve bu fayların gelecek dönemlerde büyük depremler meydana getirebileceklerini ileri sürmüşlerdir. Daha önce fayın, sadece Karlıova ile Hazar Gölü arasındaki kısmı için "Doğu Anadolu Fay Sistemi" ismini kullandıkları halde bu çalışmalarında DAFS'nin Hazar Gölü'nden Antakya'ya kadar uzandığını belirtmişlerdir. Fayın Palu-Sincik arasında kalan kesiminde, zonun birbirine paralel birkaç koldan meydana geldiğini ve bu kollardan bir tanesinin diğerlerine göre daha diri olduğunu; DAFS'nin Ölü Deniz Fay Sistemi ile doğrudan bağlantılı olduğunu belirtmişlerdir. Doğu Anadolu Fay Sistemi boyunca, Kahramanmaraş doğusunda sol yanal, Kahramanmaraş-Antakya arasında ise eğim atımlı hareketin hâkim olduğunu; bunun da Arap bloğu hareketinin kuzeye değil, kuzeydoğuya doğru olmasından kaynaklandığını ifade

etmişlerdir. Kahramanmaraş-Çukurova arasındaki bölgede yer alan, ikinci derecede önem taşıyan fayların da sistemle ilgili olabileceği ileri sürülmüştür. Fay boyunca Fırat Nehri yatağında 15 km dolayında sol yanal, Kahramanmaraş-Antakya arasında 400 m dolayında düşey atımın geliştiğini ve bu ötelenmelerin, Üst Pliyosen-Kuvaterner hareketleri ile meydana geldiğini saptamışlardır.

**McKenzie (1976)**, uydu görüntülerinden yararlanarak Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin yapısal özelliklerini, bölgesel tektonik içinde değerlendirmiştir. Çalışmada DAFS'nin KAFS ile birleşerek bir üçlü eklem (triple junction) meydana getirdiği, fayın birleşme noktasından 1971 depreminde yıkılan Bingöl üzerinden devam ettiği belirtilmektedir. Yazar, fayın izlediği güzergâhı genel hatlarıyla tarif etmiş; faylar arasındaki bir sıçramanın fay gölü (sag-pond) karakterindeki Hazar Gölü'nü meydana getirdiğini ileri sürmüştür. Çalışmaya göre, fayın karadaki toplam uzunluğu 560 km olup kuzey izi güney parçasından daha düzdür ve bir bindirme bileşenine sahip olabilir; ayrıca DAFS, Türkoğlu'ndan sonra Bahçe yakınlarından geçerek Misis dağ kuşağı ve İskenderun körfezinin kuzeybatı kıyısını takip ederek Akdeniz'e girmektedir. Uydu görüntülerinde DAFS ile KAFS arasında önemli benzerlikler olduğu ve bu benzerliğin kayma hızları arasındaki benzerlik için bir delil olabileceğini ileri sürülmüştür. Fayın düz ve doğrusal olması, özellikle kuzeydoğu kesimlerde hareketin doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir. Çalışmada DAFS'nin bir bölümünde bindirme bileşeninin olmasının, Ölü Deniz Fay Sistemi'nin DAFS'a göre daha yavaş hareket etmesi ile açıklanabileceği ileri sürülmüştür.

**Arpat (1977)**, Karakaya Barajı'nın içinde bulunduğu deprem riskini araştırmak için yaptığı çalışmada, Doğu Anadolu Fayı'nın Palu-Pütürge arasındaki kesimi üzerine yoğunlaşmıştır. Doğrultu atımlı faylar boyunca gelişen yapıları, belirginlikleri, boyutları, kendilerini meydana getiren fayların büyüklüğü ve meydana geliş zamanları bakımından incelemiştir; DAFS'nin Palu-Pütürge arasında kalan kesimi boyunca gözlenen yapıların oldukça yaygın, büyük ve yakın zamanda meydana geldiklerini belirtmiştir. Yazar, fay zonunu oluşturan fay bölümlerinin bölgede çok doğrusal ve uzun (yaklaşık 20 km) oluşlarına da dikkat çekmiştir. Fayın Karakaya baraj gövdesinin kuzeyindeki 20 km lik uzanımı boyunca, depremler nedeniyle harabe haline gelmiş 12 tane yerleşim birimi bulunduğunu ve tüm bu verilerin Doğu Anadolu Fayı'nın Hazar Gölü ile Pütürge arasında kalan kesiminde meydana gelen, 7-8 büyüklüğündeki depremlerin göstergeleri olduğunu belirtmiştir.

**Ercan (1979)**, Geç Miyosen sonrası yaşlı olarak kabul ettiği Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Hazar Gölü-Pütürge arasında kalan kesiminde yapmış olduğu 105 günlük mikrodeprem araştırmasında, bölgede, günde, büyüklüğü 3'ten az ortalama 5 sarsıntı meydana geldiğini; depremleri oluşturan düzlem çözümlerinin sol yanal olduğunu saptamıştır. Stres boşalımının suskunluk döneminde de devam etmesinin, fayın aktifliğinin bir göstergesi olduğunu belirtmiştir. Çalışma sonuçlarına göre, 30 yıl içinde %100 olasılıkla 5'ten büyük, %26 olasılıkla 6'dan büyük ve 100 yıllık dönem içinde %63 olasılıkla 6 dan büyük bir deprem olabileceği ortaya çıkmıştır.

**Kuran (1980)**, Doğu Anadolu Fayı üzerinde önümüzdeki dönemlerde, Kuzey Anadolu Fay Sistemi'nde olduğu gibi yıkıcı depremlerin olacağını, fay zonu boyunca iki tane eliptik alan içinde makrosismik aktivitenin yoğunlaştığını belirtmektedir. Yazar, Doğu Anadolu Fayı üzerinde, Elazığ-Karlıova arasında 7.4 büyüklüğünde; Malatya-Kahramanmaraş-Adana bölgelerinde 8.1 büyüklüğünde depremler meydana gelme olasılığının oldukça yüksek olduğunu ifade etmektedir.

**Muehlberger (1981)**, "Türkiye'de Kıvrılarak Parçalanmış Ölü Deniz Fay Sistemi" başlıklı çalışmasında, bölgede etkin olan yapısal unsurlar ve bunların bölgesel anlamları üzerinde durmuştur. Araştırmada odaklanan esas yapı olan Ölü Deniz Fay Sistemi'nin, Kızıldeniz'den Türkiye'nin güneyine kadar uzanan ve bu bölgede Doğu Anadolu Fayı ile birleşen, 1000 km'den daha uzun bir yapı olduğunu belirtmiştir. Ölü Deniz Fayı üzerinde tanımlanan Garb ve Karasu segmentleri, Türkiye sınırları içinde yer almaktadır. Fay zonundaki bükülme ve bölünmelerin, hareketin ilk evresinden sonraki bir aşamada başladığını ve bunun, Anadolu ve Arap levhaları arasında kıta-kıta çarpışması sonucu olduğu düşünülmektedir. Yazara göre, bu kinkleşme nedeniyle Ölü Deniz Fayı boyunca oluşan hareketin yönü, yaklaşık 4-5 milyon yıl önce başlayan kaymanın bugünkü bölümünde KD ya sarmış ve bu bileşen, Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni oluşturmuştur.

**Soysal vd. (1981) ve Güçlü vd. (1986)**, DAFS boyunca tarihsel ve aletsel kayıt dönemlerindeki episantr dağılımlarının önemlerini vurgulamışlar; sismik ağın yetersizliğinden büyük bir saçılma gösteren episantr dağılımının yanlılılığına dikkat çekmişlerdir.

**Hempton ve Dewey (1983)**, Hazar Gölü'nde genç, gölsel, yumuşak sedimanlarda meydana gelen deformasyon yapılarını inceledikleri çalışmalarında gölde, uzun mesafelerce yanal devamlılıkları olan deformasyon horizonları bulunduğunu

saptamışlardır. Bu seviyelerin, depremlerin denetiminde gelişen sıvılaştırma mekanizması tarafından oluşturulduğu belirtilmiştir. Deforme horizonların deforme olmamış, yaygın, yatay görsel çökeller tarafından örtüldüğüne dikkat çeken araştırmacılar, Hazar Gölü'nde saptanan 5 adet deformasyon horizonunun, büyüklükleri 6 veya üzeri olan depremleri temsil ettiğini belirtilmişlerdir.

**Dunne ve Hempton (1983)**, Hazar Gölü aktif havzasının, Doğu Anadolu Transform Fayı'nın devamsız iki kolu arasında geliştiğini belirtmişlerdir. Gölde iki farklı deltaik çökelim meydana geldiğini; bunların yelpaze deltası (fan delta) ve ağız barı deltası (mouth bar delta) fasiyeslerinde çökeldikleri belirtilmiştir. Çalışmacılar, deltaların gölün güneybatı kenarı boyunca geliştiğini ve her iki deltanın oluşum ve dağılımının havza yapısı tarafından denetlenen delta pozisyonu ile ilişkili olduğunu ve gradyanın bir fonksiyonu olarak geliştiğini ifade etmişlerdir.

**Hempton ve Dunne (1984)**, Türkiye'deki çek-ayır (pull-apart) havzaları, dünyadaki başka güncel ve eski çek-ayır havzalarla karşılaştırarak sediman kalınlığı ile havza uzunluğu ve ana fayların havzayı etkileme oranı arasındaki ilişkileri incelemişlerdir. Çalışmada, sediman kalınlığını bu faktörlerin belirlediği ifade edilmektedir. Hazar Gölü üzerinde yapılan araştırmaya göre, havzanın yarı paralel birçok oblik fay tarafından denetlendiği; bunlardan doğrudan atım bileşeni baskın olan iki tanesinin, en aktif kollar olduğu ve Doğu Anadolu Fay Sistemi üzerinde biriken deformasyonun, büyük ölçüde bu kollar üzerinden aktarıldığı ileri sürülmektedir. Gölün güney sahilini kontrol eden ana fayın güneydoğusunda, birçok normal bileşenli doğrudan atımlı fay yer almaktadır. Araştırmacılar, gölün güney sahilinin fay denetimi nedeniyle çizgisel bir kıyı hattına sahip olduğunu, yamacın dik ve basamaklı bir morfoloji ve 1.3 km'lik bir rölyefle temsil edildiğini; kuzey sahilin ise fay denetiminde olmaması sebebiyle daha girintili-çıkıntılı olduğunu, yamacın daha yumuşak bir eğim ve 0.5 km'lik bir rölyefle temsil edildiğini saptamışlardır.

**Şengör vd. (1985)**, Türkiye'nin son dönem (neotektonik) tektonik çatısı hakkında önemli saptamalar yapmışlardır. Çalışmacılar, Geç Serravaliyen'den (~12 milyon yıl) beri Türkiye'nin tektoniğinin, Doğu Anadolu yakınsama (covergent) zonunun, Doğu Akdeniz'in okyanusal litosferi üzerine itilmesi nedeniyle Anadolu bloğunun, esas olarak Kuzey ve Doğu Anadolu doğrudan atımlı fay sistemleri boyunca batıya kaçıışı tarafından karakterize edildiğini belirtmişlerdir. Çalışmada bu tektonik rejimin: 1. Doğu Anadolu

daralma (contractional) bölgesi: DAFS ve KAFS'nin kesiştiği noktanın doğusunda, kabaca K-G doğrultulu sıkışmayla karakterize edilen bölge, 2. Türkiye'nin KAFS'nin kuzeyinde kalan ve sınırlı şekilde D-B doğrultulu kısılma ile temsil edilen bölge, 3. K-G doğrultulu genişleme ile karakterize edilen Batı Anadolu bölgesi ve 4. KD-GB doğrultusunda kısılma ve KB-GD doğrultusunda açılma ile temsil edilen Orta Anadolu "ova" bölgesi olmak üzere dört farklı tektonik bölgenin oluşumuna neden olduğu vurgulanmaktadır. Türkiye ve çevresindeki tektonik kaçma rejimine, kabuksal kalınlık farklılıklarının sonucu olan itme kuvvetlerinin neden olmadığı; fakat bu unsurların, kaçma rejiminin devamında bir rolü olabileceği belirtilmiştir. Tektonik kaçmaya bağlı olarak oluşan havzaların jeolojisi hakkındaki veriler, hem kaçışın doğasının anlaşılması hem de jeolojik kayıtlarda tanınması açısından önem taşımaktadır. Yazarlar, Türkiye'nin güncel tektonik şemasının "kaçmanın" neden ve sonuçlarının anlaşılması ve fosil belirtilerinin tanınması için mükemmel bir kılavuz oluşturduğunu ifade etmektedirler.

**Şaroğlu ve Yılmaz (1986)**, Doğu Anadolu bölgesinde Orta Miyosen'de başlayan neotektonik dönem aktivitesi ile havza modelleri arasındaki ilişkileri irdeledikleri çalışmada, neotektonik dönemde, bölgede K-G doğrultulu sıkışma sonucunda kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlakları geliştiğini belirtmişlerdir. Bölgede neotektonik dönemde, D-B uzanımlı ve senklinallere karşılık gelen havzalar ile antiklinallere karşılık gelen sırtlar, K-G doğrultulu açılma çatlakları ve sıçrama yapan doğrultu atımlı faylar arasında havzalar geliştiği; ayrıca K-G doğrultulu akarsuların yarma vadiler, D-B doğrultusundakilerin ise menderesli yataklar geliştirdiği belirlenmiştir. Çalışmacılar, neotektonik dönem kayalarının, Geç Miyosen'den günümüze kadar karasal ortamda gelişip, etkin tektonizma ve volkanizma ile temsil edildiğini ve paleotektonik dönemin en genç kayalarının ise Erken Miyosen yaşlı olduğunu ifade etmişlerdir.

**Muehlberger ve Gordon (1987)**, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin bireysel, tek bir yapı şeklinden çok, farklı kayma özellikleri gösteren segmentler şeklinde hareket ettiğini belirtmişlerdir. Fay zonunun; K-G doğrultulu sıkışma denetiminde, sıkışma bileşenli ve sıkıştırılan büklüm geometrisi geliştirmiş segmentler ile fay zonuna daha paralel ve çizgisel, çek-ayır havzalar geliştiren segmentler olarak iki tip segmentasyon oluşturduğu saptanmıştır. Çalışmacılar, farklı tarzda segmentasyon gelişiminin sebebinin; Türkiye'nin farklı rijitlikte bloklar içermesi nedeni ile daha rijit olan Arap kıtasal bloğunun bu bölgenin

içerisine girerken her biri farklı rijitlikteki bloklarda farklı miktarda girintiler ve deformasyon meydana getirmesi olabileceğini ileri sürmüşlerdir.

**Perinçek vd. (1987)**, “Doğu ve Güneydoğu Anadolu Bölgesindeki Yanal Atımlı Faylar İle İlgili Yeni Gözlemler” başlıklı çalışmalarında Türkiye’nin, söz konusu kesiminde etkin durumda olan çok sayıda doğrultu atımlı fay üzerinde yoğunlaşmışlardır. Oldukça geniş kapsamlı olan çalışmada, Doğu Anadolu Fay Sistemi üzerinde de ayrıntılı olarak durulmuş, zon içindeki fayların geometrik özelliklerine bağlı olarak gelişen çöküntü ve yükselim alanları irdelenmiştir. Ayrıca, Doğu Anadolu Fay Sistemi ile Ölü Deniz Fay Sistemi arasındaki ilişkileri ortaya koyan yaklaşımlarda bulunulmuştur.

**Barka ve Kadinsky-Cade (1988)**, Türkiye’deki doğrultu atımlı fayların geometrilerinin deprem davranışı üzerindeki etkilerini araştırmak üzere yaptıkları çalışmada, Doğu Anadolu ve Kuzey Anadolu fay sistemlerini, depremsellik ve geometrik açıdan karşılaştırmışlardır. Doğu Anadolu Fay Sistemi’nin de Kuzey Anadolu Fay Sistemi gibi ana fay izi boyunca uzanan, sıçrama (step-over) ve bükümler (bend) ile birbirinden ayrılan ana süreksizliklerle karakterize edildiğini, kayma hızının 0.5 mm/yıl olduğu; buna karşın tekrarlanma aralığının ise Kuzey Anadolu Fay Sistemi’ne (Erzincan yakınlarında 300–400 yıl) göre çok daha büyük (1.000 yıl gibi) olduğunu ileri sürmüşlerdir. Bunun yanında, karakteristik deprem büyüklüklerinin de farklı olduğunu belirtmişlerdir. Dolayısıyla bu çalışmada, faylar arasında geometrik bir benzerlik olmasına karşılık, depremsellik açısından önemli farklılıklar bulunduğu ifade edilmektedir. Çalışmaya göre Palu-Bingöl arasındaki sıkıştıran büküm (restraining-bend) Doğu Anadolu Fay Sistemi üzerinde, büyük bir deprem için uygun yapısal koşulları sağlayan kesimlerin başında gelmektedir.

**Ambraseys (1989)**, GD Türkiye’nin uzun dönem sismik aktivite davranışına sahip olduğunu ve kısa süreli sismik analizlerin yanıltıcı sonuçlar verebileceğini belirtmektedir. Bölgede, 1513 Tarsus-Malatya depremi sırasında meydana gelen büyük depremler ayrıntılı şekilde verilmiştir. Araştırmacı, söz konusu tarihsel depremlerin ve 20. yy’daki sismik suskunluğun, GD Türkiye’de tipik bir uzun dönem sismik aktivite modelini işaret ettiğini ileri sürmektedir. Çalışmada, DAFS’nin, KAFS ile birleştiği noktadan GB’ya doğru uzanarak, Antakya yakınlarında Ölü Deniz Fay Sistemi ile birleştiği ve 1796, 1822 ve 1872 depremlerinin de bu durumun delili olduğu ileri sürülmektedir. Ayrıca 1822, 1872, 1874 ve 1905 depremlerinin, DAFS içerisindeki faylanmaları işaret ettiği ve hem bu yüzyıl hem de

daha önceki dönemlerde, sığ sismik aktivitenin varlığının göstergesi olduğu belirtilmektedir.

**Perinçek ve Çemen (1990)**, Doğu Anadolu ve Ölü Deniz fay zonları arasındaki ilişkiyi irdeledikleri çalışmalarında bu iki fayın birleşebileceği üç bölge önermişlerdir. Olası birleşim noktalarından ilki, Amik ovasının güneydoğusu; ikincisi, fayların birbirine çok yakın oldukları Narlı kasabasının kuzeydoğusu; üçüncüsü, Ölü Deniz fayının kuzeydoğu devamı olarak kabul edilebilecek Adıyaman Fayı üzerinden Hazar Gölü'nün kuzeydoğusudur. Çalışmada, Türkiye'nin GD'sunu etkileyen en önemli yapısal faktörler olan Doğu Anadolu ve Ölü Deniz faylarının denetiminde gelişen Hatay çek-ayır havzası üç bölüme ayrılmıştır. Havzanın güney kesiminin, batı bloğu düşüren normal (listric) faylar denetiminde geliştiği; merkezi kesimin, iraksayan bir doğrultu atımlı havza (divergent strike-slip basin) karakterinde olduğu ve kuzey bölümünün, yarı graben (half graben) yapısıyla temsil edildiği belirtilmektedir.

**Taymaz vd. (1991)**, 14.06.1964 Malatya, 06.09.1975 Lise, 05.05-06.06.1986 Doğanşehir depremleri üzerinde yaptıkları incelemede, DAFS için kayma hızını yaklaşık 29 mm/yıl olarak hesaplamışlardır. Bu depremler için saptanan kayma vektörünün ( $063^{\circ} \pm 10^{\circ}$ ), Türkiye ve Arap levhaları arasındaki bağıl hareketin yönünü temsil edebileceği belirtilmiştir.

**Herece ve Akay (1992)**, “Karlıova-Çelikhhan Arasında Doğu Anadolu Fayı” başlıklı çalışmalarında Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin söz konusu alanda belirgin, sol yanal atımlı iki ana faydan oluştuğunu belirtmişlerdir. Bu iki fay segmenti arasında Hazar Gölü'nün bir çek-ayır havza olarak geliştiğini ve bu alanda faylar arasında yaklaşık 3 km'lik bir sıçramanın bulunduğunu öne sürmüşlerdir. Çalışmada, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Geç Pliyosen'den bu yana hareket etmeye başladığı ve bu aktiviteler sonucu, 9–13 km sol yanal atım kazandığı ileri sürülmektedir. Doğu Anadolu Fay Sistemi üzerinde saptadıkları atım değerlerinin örtüşmesi ve diğer jeolojik verilerden yola çıkarak iki fayın birleştiklerini savunmaktadırlar.

**Lyberis vd. (1992)**, Geç Miyosen'den beri DAFS boyunca devam eden hareketin sol yanal bileşenli kısalma ile uyumlu yapılar meydana getirdiğini belirtmişlerdir. Anadolu bloğu içinde geniş kıvrımlanma ve bindirmelerin olmasına dikkat çeken araştırmacılar, Anadolu-Arap levhalarının bağıl hareketlerinin önemli derecede bir yakınsama bileşeninin olduğunu ve bu iki levha arasındaki dokunağın basit bir transform fay olamayacağını ileri

sürmüşlerdir. Araştırmacılar, kinematik bulguların, Anadolu-Arap levhalarının bağıl hareketlerinin hem sol yanal hem de yakınsak olduğunu ispat ettiğini ve DAFS'nin sol yanal doğrultu atımlı faylarının, Anadolu-Arap bloğunun K-G doğrultulu çarpışmasının ikincil ve yerel sonuçları olduğunu iddia etmişlerdir. Kayma hızı, 19 mm/yıl olarak saptanmıştır.

**Şaroğlu vd. (1992b)**, “The East Anatolian Fault Zone of Turkey” adlı çalışmalarında fayın Geç Pliyosen’de oluştuğunu ve yaklaşık 580 km uzunluğunda olduğunu belirtmişlerdir. Fay zonu ayrıntılı şekilde haritalanmış; faylar arasındaki sıçramalar ve doğrultudaki önemli değişiklikleri baz alarak altı segment tanımlamışlardır. Fayın, Türkoğlu (Kahramanmaraş)’dan sonra güneye doğru devam ederek Türkoğlu-Antakya adını verdikleri segmentle son bulduğunu ileri sürmüşler ve güney uzanımının tartışmalı olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmada, Türkiye’de yüzey kırığı meydana getiren depremlerin  $M > 6$  ve  $M = 7$ ; depremlerin ortalama tekrarlanma aralığının ise 300–400 yıl olduğunu ifade etmişlerdir.

**İmamoğlu (1993)**, DAFS'nin Gölbaşı-Pazarcık, Narlı arasındaki bölümü üzerinde yaptığı doktora çalışmasında, fay boyunca fay kaması nitelikli havzalar, basınç sırtları, küçük bindirmeler, aktif heyelanlar ve çizgisel fay vadileri belirlemiş olup 2300, 4250, 4500 ve 4750 m’lik solyanal atımlar ile 185m’ya varan düşey atımlar ölçmüştür.

**Kiratzi (1993)**, Doğu Anadolu Fay Sistemi boyunca meydana gelen aktif kabuksal deformasyonu araştırdığı çalışmasında, sistem içerisinde açılmanın yaklaşık olarak D-B doğrultusunda 9 mm/yıl, sıkışmanın K-G doğrultusunda 6 mm/yıl hızında geliştiğini hesaplamıştır. Çalışmada, DAFS boyunca oluşan deformasyonun büyük bir bölümünün, Arap levhasının kuzeye hareketi nedeniyle batıya kaçan Anadolu levhasının hareketi tarafından üstlenildiği ve bölgede sismojenik tabaka kalınlaşma hızının da 0.2 mm/yıl olduğu saptanmıştır.

**Turan (1993)**, Elazığ çevresindeki önemli tektonik yapıların bölgenin jeolojik evrimindeki etkilerini araştırdığı çalışmasında, DAFS'nin Palu-Pütürge arasında kalan kesiminin de yer aldığı geniş bir bölgedeki ana tektonik çatıyı ortaya koymaya çalışmıştır. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin kuzeyinde yer alan kademeli nitelikte bazı kıvrımların genç çökeltilerde önemli derecede deformasyonlar yarattığı; bunların, fayın kontrolünde gelişen neotektonik yapılar olduğu ve kıvrımlı yapıların, bölgede yalnızca neotektonik dönemde geliştikleri belirtilmiştir. Çalışmada DAFS ve Bitlis Kenet Kuşağı dışında başka aktif



fayların da varlığına dikkat çekilmiş; özellikle Baskil, Elazığ ve Çaybağı yakınlarındaki bindirme faylarının neotektonik dönem ürünü oldukları vurgulanmıştır. Yazar, tüm bu neotektonik yapıların, DAFS'nin oluşturduğu basit makaslama gerilim ortamında oluştuğunu ve fayın, bu bölgede 10–15 km'lik bir sol yanal atıma sahip olduğunu ileri sürmüştür. Yaş, Geç Miyosen sonrası olarak belirlenmiştir.

**Tonbul ve Özdemir (1994)**, Palu çevresinde DAFS'nin jeomorfolojik birimler üzerindeki etkilerini irdeledikleri çalışmalarında, Erken-Orta Miyosen aşınım yüzeylerinin (DI) penneplen morfolojili olup daha alçak yükselti seviyelerindeki yer şekilleri için ilksel yüzeyi oluşturduklarını saptamışlardır. Bölgedeki Geç Miyosen aşınım düzlükleri (DII), DI yüzeylerinden 150-200 m'lik bir basamakla ayrılmaktadır. Bunlar “pediment” morfolojisi görünümündedir. Pliyosen aşınım yüzeylerinin (DII), %5–6 eğimli olduğu; Erken Pliyosen başlarındaki yüzeyleri (DIV) oluşturan Murat Nehri vadisi kenarlarındaki düzlük dolguları, örtülü-menderesli akarsu çökelleri, kolüvyal yelpazeler ve alüvyal yelpaze dolgularının, tektoniğin çok etkin olmadığı kesimlerde %2-3 eğim kazandıkları belirtilmiştir. DAFS'nin bölgedeki aktivitesine Erken Pliyosen'de başladığı, zamanla gençleştiği, Erken Pliyosen başlarındaki dolgu yüzeylerinin blok faylanmalarla deforme edilip yükseldiği, toplam sol yanal ötelenmenin 10 km olduğu ve fay ile Murat Nehri arasındaki kökensel ilişkinin Erken-Orta Pliyosen'den beri sürdüğü ifade edilmektedir. Çalışmacılar, DAFS'nin Kuvaterner'de birden fazla gençleşme dönemi gösterdiğini ve fay morfolojisinin yüksek derecede bir depremselliği yansıttığını belirtmişlerdir.

**Westaway (1994)**, Ortadoğu ve Doğu Akdeniz bölgelerinin güncel kinematığını irdelediği çalışmasında Türkiye ve çevresi üzerinde de durmuştur. Çalışmada, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin, 5 milyon yıldan beri aktif olduğu ve yaklaşık 14 mm/yıl'lık sol yanal bir kayma hızına sahip olduğu belirtilmiştir. Yazar, Türkiye ve Arap blokları arasındaki kısalmanın da 2 mm/yıl olduğunu ileri sürmektedir.

**Özdemir (1996)**, “Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Sincik (Adıyaman) ile Hazar Gölü arasındaki jeomorfolojik özellikleri” adlı çalışmasında, fayın Geç Miyosen'de oluşarak jeomorfolojik birimleri deforme ettiğini ileri sürmektedir. Fay boyunca yanal yönde atım, akarsu ve vadi ötelenmelerine göre maksimum 10–13 km; jeolojik yapılara göre ise 15–25 km'dir. Bu da akarsu ağının, yapıya göre daha genç olduğunu göstermektedir. İnceleme alanında saptanan maksimum düşey atım ise 500 m'dir ve fayın her iki yamacında bulunan kafesli drenaj sistemi, sol yanal doğrultu atım geometrisini yansıtacak şekilde 12°-30°

bükülmüştür. Fay boyunca birçok kaynak ve fay gölü (sag-pond) yerleşmiş durumdadır. Şiro Çayı'nda, faya bağlı çökmenin devam etmesi nedeniyle taşkın yatağına yeni alüvyonların geldiği ve çayın sediman yükünü taşıyamaması nedeniyle "alüvyal boğulma" olduğu belirtilmiştir. Yazar, vadi içindeki rölyefin, tamamen fay denetiminde meydana geldiğini, 2.000 m'den yüksek düzlüklerin (zirve düzlükleri) Miyosen öncesi, 1650-1900 m'ler arasındaki aşınım düzlüklerinin Erken-Orta Miyosen (DI), 1300-1450 m'ler arasındaki Geç Miyosen (DII), 1100-1250 m'ler arasındaki Pliyosen (DIII) ve 700-950 m'ler arasındaki Erken Pliyosen başlangıcında (DIV) olduğunu ve bu şekilde vadi içinde dört ana seki basamağın oluştuğunu, özellikle genç alüvyal yelpazeler üzerinde, Geç Pleyistosen-Holosen dönemi tektonik aktiviteyi yansıtabilecek şekilde, faylanma sonucu oluşan 3 farklı tali seki sisteminin geliştiğini belirtmektedir.

**Reilinger vd. (1997)**, Arap-Afrika-Avrasya levhalarının güncel hareketlerini incelemek için yaptıkları GPS ölçümlerine dayalı araştırmalarında, Arap Levhası'nın  $20 \pm 3$  mm/yıl hızla  $N38^\circ \pm 13B$  yönünde hareket ettiğini, KAFS'nin  $30 \pm 2$  mm/yıl, DAFS'nin ise  $15 \pm 3$  mm/yıl lık kayma hızlarıyla hareket ettiğini belirlemişlerdir. Çalışma sonuçlarına göre Doğu Türkiye, dağınık bir deformasyonla temsil edilirken Orta ve Batı Türkiye, düzenli bir levha hareketiyle batıya doğru ilerlemektedir.

**Koçyiğit ve Beyhan (1998)**, "Orta Anadolu Fay Zonu" adını verdikleri yeni bir fay zonu tanımlamışlardır. Çalışmacılar, Anadolu'da Orta Miyosen-Erken Pliyosen'de başlayan uzun dönem kıtasal yakınsama sürecinde kabuk kalınlaşması, yükselme, yukarı doğru kabalaşan istifler, bölgesel ölçekli açılı diskordanslar, kıvrımlar ve bindirme fayları geliştiğini belirtmişlerdir. Çalışmada, bu dönem sonunda tektonik kaçma rejiminin başladığı ve buna bağlı olarak diyagnostik yapılar olan KAFS, DAFS ve Anadolu levhalarının oluştuğu belirtilmektedir. Ayrıca, Erken Pliyosen'de Anadolu levhasının, KAFS ve DAFS boyunca batıya doğru kaçmaya başlamasının, Afrika levhasının kuzeye doğru olan hareketini hızlandırdığı ve böylece Doğu Anadolu'da neotektonik dönemin başladığı öne sürülmüştür.

**Yürür ve Chorowicz (1998)**, Anadolu-Afrika-Arap levhalarının birleşim alanı yakınlarında güncel volkanizma, tektonik ve levha kinematiki üzerinde durarak özellikle Türkiye'nin güneydoğusunu etkileyen tektonizmayı araştırmışlardır. Çalışmada, bu üç levhanın birleşim yeri olan Maraş üçlü eklemine olduğu GD Türkiye'de iki ana tektonik fazın varlığından söz edilmektedir. İlk faz sonucu oluşan deformasyonlar, K-G doğrultulu

sıkışma ile bağlantılıdır. Daha genç hareketler ise esas olarak batıya doğru yönlendirilen, doğrultu atımlı ve açılmalı tektonik ile birleşen bir deformasyonla temsil edilmektedir. Araştırmada, üçlü eklem yakınında, Ölü Deniz Fay Sistemi'nin kuzeyindeki son segmenti olan Amanos Fayı boyunca 2 milyon yıldan beri bir açılma (fissure) volkanizmasının geliştiği belirtilmektedir. Birleşme alanında lokal tektonik rejimin değişim yaşı, 2 milyon yıl olarak bulunmuş ve Ölü Deniz Fay Sistemi'nin kuzey ucunda (Amanos Fayı), DAFS'nin oluşumuyla deformasyonun değişikliğe uğradığı saptanmıştır. Ayrıca çalışmacılar, DAFS'nin oluşum yaşını, 1.9 milyon yıl; kayma hızını ise 7.8–9 mm/yıl olarak bulmuşlardır.

**McClusky vd. (2000)**, Doğu Akdeniz ve Kafkasya bölgesinin levha kinematığı ve dinamiğini araştırmak için yaptıkları GPS ölçümlerinde, Arap platformunun Avrasya platformuna göre  $18 \pm 2$  mm/yıl hızla,  $K24^\circ \pm 5B$  yönünde hareket ettiğini saptamışlardır. Araştırmadan elde edilen bulgulara göre, Kuzey ve Doğu Anadolu faylarının kayma hızları sırasıyla  $24 \pm 1$  mm/yıl ve  $9 \pm 1$  mm/yıl dır. KAFS ve DAFS arasında kalan Türkiye'nin merkezi kesiminin ise içsel deformasyonunun 2 mm/yıl'dan daha az olduğu ve saat ibresinin tesisi yönünde bir rotasyonla batıya doğru hareket ettiğini belirlemişlerdir.

**Koçyiğit vd. (2001)**, Türkiye'de neotektonik dönemin başlama yaşı konusunda yeni görüşler öne sürmüşlerdir. Çalışmada, Türkiye için Serravaliyen ile Erken-Geç Pliyosen'deki bir geçiş evresinden sonra neotektonik dönemin Pliyo-Kuvaterner'de başladığı belirtilmektedir.

**Nalbant vd. (2002)**, "Coulomb Stres Modelleme" tekniğini kullanarak, DAFS'nde 1822 yılından günümüze kadar olan dönemdeki stres birikimini hesaplamaya çalışmışlardır. Bu çerçevede, DAFS üzerinde meydana gelen ve sonuçları iyi bilinen 10 tarihsel depreme ait veriler kullanılmış ve DAFS üzerinde stresin yoğun olarak biriktiği alanlar Çelikhhan ve Palu olarak belirlenmiştir. Araştırmacılar, elde ettikleri sonuçların tarihsel depremlerin özelliklerine dayandığını, bu depremlerin meydana geldiği segmentlerin, kırılma geometrilerinin de göz önüne alınarak ayrıntılı bir şekilde incelenmesi gerektiğini belirtmişlerdir.

**Güneyli (2002)**, DAFS'nin Palu-Hazar Gölü segmenti üzerinde yapmış olduğu neotektonik ve paleosismolojik çalışmada, segment için yüzey kırığı oluşturabilecek büyüklükteki ( $M \geq 7$ ) depremler açısından tekrarlanma aralığının maksimum  $280 \pm 55$  yıl, minimum  $190 \pm 40$  yıl olduğunu belirlemiştir. Palu-Hazar Gölü segmenti üzerinde meydana

gelen en son yıkıcı depremin, 1874 Hazar Gölü depremi ( $M_s=7.1$ ) olduğunu belirten araştırmacı, segment üzerinde 128 yıllık bir sismik enerji birikiminin söz konusu olduğunu vurgulamıştır.

**Çelik (2003)**, Hazar Gölü'nün KD sında DAFS üzerinde yaptığı çalışmada, önceki araştırmacılar tarafından ileri sürüldüğü gibi fayın bu alanda sıçrama yapmadığını; kuzey ve güney olmak üzere iki farklı koldan oluştuğunu belirtmiştir. Güneydeki kolun daha aktif olduğunu belirten araştırmacı, Hazar Gölü'nü güney kenarını doğrultu atımlı, kuzey kenarını listrik normal faylarla sınırlanan asimetrik bir graben olarak yorumlamış ve DAFS için yaklaşık 30 km'lik bir atım önermiştir.

**Koçyiğit (2003a)**, Türk-Arap levha sınırını, sol yanal kıta içi bir fay sistemi olan Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin oluşturduğunu; DAFS'nin KD da KAFS ile GB ise ÖDFS ile birleşerek Karlıova ve Reyhanlı adlarındaki iki adet transform-transform üçlü eklem oluşturduğunu belirtir. Araştırmacı, DAFS'nin, serbestleten ve sıkıştıran basamaklar ve bükümler, ayrılmalar gibi doğrultu atımlı faylanma karmaşıklıklarının yer aldığı en az 19 farklı boyutlu yapısal segmentten oluştuğunu vurgular. Bu yapısal segmentler, KD dan GB ya doğru: 1-Göynük, 2-Genç, 3-Palu-Sivrice, 4-Adıyaman, 5-Uluova, 6-İçme, 7-Çelikhan-Sürgü, 8-Erkenek, 9-Gölbaşı, 10-Pazarcık-Narlı, 11-Amanos, 12-Hatay, 13-Başpınar, 14-Sakarkaya, 15-Kahramanmaraş, 16-Düziçi, 17-Osmaniye, 18-Karataş ve 19-Yumurtalık. Bunlara ek olarak Çermik-Lice Fayı'nı da DAFS'ne dâhil etmiştir. Çalışmacı, ana doğrultu atımlı faylanma karmaşıklıklarının, KD'dan GB'ya doğru: Genç serbestleten basamağı, Gökdere sıkıştıran bükümü, Palu ayrılması (bifurcation), Çelikhan-Sürgü sıkıştıran basamağı, Kahramanmaraş ayrılması, Narlı ve Türkoğlu serbestleten bükümü ve Osmaniye sıkıştıran bükümü olduğunu belirtir. Çalışmada genellikle doğrultu atımlı faylanma karmaşıklıklarının, farklı geometri ve kinematik davranışa sahip fay segmentleri arasındaki hareket kilitlenmesine bağlı olarak nispeten uzun dönemli elâstik stres enerjisinin biriktiği yerler olduğu; doğrultu atımlı faylanma karmaşıklıklarının, aynı zamanda gelecekteki yıkıcı depremlerin potansiyel yerleri olduğu belirtilir.

**Koçyiğit vd. (2003)**, DAFS'nin sıkıştıran basamaklar, ayrılmalar ve serbestleten bükümlerle birbirinden ayrılan en az 7 yapısal bölümden meydana geldiğini belirtir. Araştırmacılar, bunların en büyüğü olan Palu-Yarpuzlu bölümünün, 180 km uzunluğunda,  $240^\circ$  K yönünde ve KD'da Bingöl'ün kuzeybatısı ile GD'da Yarpuzlu arasında yer alıp üç

fay zonundan oluştuğunu ve bunların kuzeyden güneye doğru Elazığ, Sivrice ve Adıyaman fay zonları olduğunu belirtir.

**Özdemir ve İnceöz (2003)**, DAFZ'nun Karlıova-Türkoğlu arasındaki bölümünde akarsu ötelenmeleri ile tektonik verileri karşılaştırdıkları çalışmalarında, fay zonundaki akarsu ötelenmelerinin, Karlıova'dan Türkoğlu'na doğru arttığını, bu veriye göre de DAFZ'nun başlangıçta Antakya-Kahramanmaraş arasında oluştuğunu ve daha genç dönemlerde segmentler halinde kırılarak Karlıova'ya ulaştığını ileri sürmüşlerdir.

**Çıplak (2004)**, “Erkenek-Gölbaşı (Adıyaman) arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Özellikleri” adlı yüksek lisans çalışmasında, Erkenek-Gölbaşı arası boyunca sistemin geometrisini, lokalitesini belirleyerek yaşı, atımı ve deprenselliğine ilişkin kinematik verileri araştırmıştır. Bu kapsamda, yaklaşık 8 km genişliğinde, 40 km uzunluğunda bir zon 1/25.000 ölçekte haritalanmıştır. İnceleme alanındaki birimler, Permilen-Kuvaterner yaş aralığında değişmekte olup sahanın kuzeydoğusunda ve güneybatısında iki ayrı istifin varlığına dikkat çekilmiştir. Kuzeydoğuda, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Koçali Karmaşığı ile başlayan istif, bunu açısız uyumsuzlukla örten Eosen yaşlı Midyat Grubu ve bunların üzerine bindirmeyle gelen Orta-Üst Permilen yaşlı Malatya Metamorfileri şeklinde devam eder. Güneybatıda ise, temelde Koçali Karmaşığı ve Senomaniyen-Alt Turoniyen yaşlı Karadut Karmaşığı ile başlayan istif, bunları açısız uyumsuzlukla örten Orta Maastrichtiyen- Alt Paleosen yaşlı Germav Formasyonu, bunun üzerine uyumsuzlukla gelen Orta-Üst Lütésiyen yaşlı Hoya Formasyonu ve bunu üzerleyen Pliyosen çökelleri ile devam eder. Her iki istif de, Kuvaterner çökelleriyle örtülür. Kıvrım eksenleri, hemen hemen D-B uzanımlıdır ve bu da genel tektonik yapıyla uyumludur. Zon boyunca derelerde ve yelpazelerde 100-450 m arasında değişen küçük atımlar ölçülmüştür. İnceleme alanının da içinde bulunduğu bölgede uzun dönemden beri büyük deprem meydana gelmediğini belirten araştırmacı, deprem olma riskinin yüksek olduğunu ifade eder.

**Ergin vd. (2004)**, Anadolu, Arap ve Afrika levhaları arasındaki etkileşme doğasının Kuzeydoğu Akdeniz tektoniğinin önemli bir problemi olduğunu; Ölü Deniz ve Doğu Anadolu fay zonlarının bu alanda en çok göze çarpan yapısal elementler olduğunu belirtirler. Bu fayların kesiştikleri yerde bulunan Kilikya havzasının çok aktif bir sismik geçmişe sahip olduğu bilinmektedir. Bununla beraber âletsel gözlemler, yeterli bir sismik ağın yokluğundan ötürü eksiktir. Araştırmacılar, Kilikya bölgesinin sismo-tektoniğini

analiz etmek ve devam eden sismik aktiviteyi gözlemek için 1993 yılından beri TÜBİTAK'ın Yer ve Deniz Bilimleri Enstitüsü tarafından sağlanan, hız iletilicili 18 adet istasyondan oluşan dijital bir sismik ağ kullanılmaktadır. Bu bölgede kabuksal yapılar için, hiçbir ön çalışma yapılmamıştır. Araştırmada uygun bir 1D hız modeli kullanılarak 1993–2002 yılları arasında yerel büyüklüğü 1.5 ten büyük olan ortalama 2500 depremin yeri belirlenmiştir. Araştırma sonuçları gösteriyor ki Kilikya bölgesi, Afrika, Arap ve Anadolu levhaları arasında yayılmış bir levha sınırını işaret eden geniş bir sol yanal makaslama zonu meydana getirmektedir.

**Kaya (2004)**, “Gezin (Maden-Elazığ) çevresinin jeolojisi” başlıklı çalışmasında Hazar Gölü'nün doğu kesimindeki 95 km<sup>2</sup>'lik sahada, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Guleman Ofiyoliti, Maastrichtiyen-Alt Eosen yaşlı Ceffan, Simaki ve Gehroz formasyonlarından oluşan Hazar Grubu ve Orta Eosen yaşlı Maden Karmaşığı'nın yüzeylediğini belirtmektedir. Guleman Ofiyoliti'nin, üstündeki Hazar Grubu ile beraber Orta Eosen sonrasında kuzeyden güneye doğru, Maden Karmaşığı üzerine, naplar şeklinde itildiği vurgulanmaktadır. Araştırmacı, çalışma alanından geçen sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fayı'nın, burada yaklaşık 5–6 km genişliğinde bir zon şeklinde olup KD-GB doğrultulu (K60°D), yüksek eğim atım bileşenli, birbirine yaklaşık paralel birkaç büyük faydan oluştuğunu saptamıştır.

**Parlak (2004)**, “Çelikhhan-Erkenek arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Özellikleri” adlı yüksek lisans çalışmasında, Çelikhhan-Erkenek segmentini 1/25.000 ölçeğinde haritalamış; bölgenin yapısal, jeolojik ve jeomorfolojik özellikleri incelenmiştir. İnceleme kapsamında, fay zonu boyunca yaklaşık 360 km<sup>2</sup> lik bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır.

Doğu Anadolu Fayı üzerinde tarihsel ve aletsel dönemde gerçekleşen depremler incelendiğinde, fayın Çelikhhan'dan güneybatıya doğru uzanan kesiminde çok uzun zamandan beri büyük bir depremin meydana gelmediği görülmektedir. Uzun süredir enerji biriktiren fayın bu bölümünün, gelecekte büyük bir deprem üretebileceği ve bölgenin büyük risk taşıdığı düşünülmektedir.

**Aksoy vd. (2007)**, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin kuzeybatıda Anadolu ve güneydoğuda Arap-Afrika levhaları arasında yer alan, ortalama 30 km genişlikte, 700 km uzunlukta ve KD-gidişli sol yanal doğrultu atımlı büyük bir makaslama kuşağı olduğunu; kuzeydoğuda Karlıova ilçesi ile güneybatıda Karataş (Adana) - Samandağ (Antakya)

arasında yer aldığını belirtirler. Çalışmada DAFS'nin Hazar Gölü bölgesinde 5 fay kuşağından oluştuğu ve bunların kuzeyden güneye doğru, Elazığ, Uluova, Sivrice, Adıyaman ve Lice-Çermik fay kuşaklarından oluştuğu vurgulanmıştır. Hâlbuki önceki çalışmalarda DAFS, yalnızca Sivrice fay kuşağı olarak tanıtılmıştır. Hazar Gölü'nün içinde bulunduğu doğrultu atımlı fay çöküntüsü, daha önceki çalışmalarda, DAFS'nin ana kırığının Hazar Gölü'nün kuzeydoğu köşesinde sola sığramasıyla oluşmuş, klâsik bir çekayır havza ya da eşkenar dörtgen biçimli bir graben havzası olarak yorumlanıp rapor edilmiştir.

Araştırmacılar ise bu görüşün aksine, aktif fayların ayrıntılı haritalanması ve fayların geometrisine (dağılım biçimi ve birbirleriyle ilişkisi) göre ana fayın Hazar Gölü kuzeydoğu köşesinde sola sığrama yapmadığını; bunun yerine ana fayın, daha doğuda yer alan Kartaldere Köyü yakınlarında iki alt kola ayrılmakta olduğunu ve bu iki alt kolun güneybatı yönünde Hazar Gölü boyunca güneybatıya doğru devam ederek birbirinden bir yükselti ile ayrılan, yarı paralel ve mercek biçimli iki çöküntünün oluşumuna yol açtığını belirtirler. Doğrultu atımlı bu yeni geometri, negatif çiçek yapısı olarak yorumlanıp, adlandırılmıştır. Bu yorum aynı zamanda, önemli miktarda normal atım bileşeni olan ve havzaya doğru iç bükey kenar fayları ve Hazar Gölü'nün geometrisi tarafından da desteklenmektedir.

**Çolak vd. (2012)**, “Palu-Uluova strike-slip basin on the East Anatolian Fault System, Turkey: transition from paleotectonic period to neotectonic period” adlı çalışmalarında, DAFS üzerinde çok sayıda doğrultu atımlı havza yer aldığı; bunlardan birinin de Palu-Uluova doğrultu atımlı fay havzası olduğunu belirtirler. Araştırmacılar, “Palu-Uluova havzası, doğrultu atımlı faylanmalara özgü karmaşıklıklardan kaynaklanmış Karaömerdağı, Mastardağı ve Askerdağı gibi bazı bindirme (ters faylanma) yükselimleriyle çevrelenir. Palu-Uluova havzası, üç alt bölümden oluşur. Bunlardan ikisi KD-gidişli doğrultu atımlı alt havza, üçüncüsü ise, D-B gidişli bir dağarası havza olup ilk iki alt havzayı birbirine bağlar. Bunlar sırayla KD-gidişli Uluova, Palu-Kumyazı ve Yolüstü alt havzalarıdır. Palu-Uluova havzası 130 m kalınlıkta neotektonik bir havza dolgusu (Palu Formasyonu) ve bir seri kenar fay zonu ile karakterize edilir ve şekillenir. Önemli kenar fay zonları Adıyaman, Sivrice, Uluova, Elazığ, Pertek ve Yolüstü fay zonlarıdır. Neotektonik havza dolgusu, Palu Formasyonu ile temsil edilir. Palu Formasyonu deformasyon geçirmemiş (yatay konumlu) bir göl-akarsu sedimanter istifinden oluşur. En genç paleotektonik birim, Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Çaybağı

Formasyonu'dur. Çaybağı Formasyonu, ters faylarla sınırlanıp denetlenmiş bir dağarası havzada çökelmiştir. Çaybağı Formasyonu, bölgesel ölçekte (haritalanabilir) ve yeğince deformasyon geçirmiştir (dikçe eğimlenmiş, kıvrımlanmış ve ters faylanmıştır). Çaybağı Formasyonu'nun sıkışmaya bağlı deformasyon biçimi, Pliyo-Kuvaterner yaşlı ve deformasyon geçirmemiş olan Palu Formasyonu tarafından yer yer üstten aşındırılarak kesilmiş ve açılı bir uyumsuzlukla örtülmüştür. İki formasyon arasındaki bölgesel ölçekli bu açılı uyumsuzluk, aşağıdaki sonuçları yansıtmaktadır: (a) Geç Pliyosen öncesi gerçekleşmiş bir seri tektonik dönüşümü (örneğin: tektonik rejimin türü, deformasyon biçimi ve magmatik etkinliğin karakterindeki değişme gibi), (b) kıvrımlanma ve bindirme faylarıyla karakterize edilen paleotektonik dönemden, doğrultu atımlı faylanma ile karakterize edilen neotektonik döneme geçişin Geç Pliyosen'de gerçekleştiği, başka bir deyişle neotektonik dönemin başlangıç yaşının Geç Pliyosen olduğunu yansıtmaktadır.” ifadelerinde bulunurlar.

**Yönlü (2012)**, “Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Gölbaşı (Adıyaman) İle Karataş (Adana) Arasındaki Kesiminin Geç Kuvaterner Aktivitesi” adlı doktora tez çalışmasında, DAFZ'nun Gölbaşı İlçesi'nden güneybatıya olan uzanımının jeolojik, jeomorfolojik, jeofizik, arkeosismolojik ve paleosismolojik veriler ile incelendiğini belirtir. Jeolojik, jeomorfolojik ve sismolojik veriler, DAFZ'nun Türkoğlu İlçesi'nden sonra Amanos Dağları'nı geçerek Toprakkale ve Yumurtalık fayları ile Akdeniz'e uzandığı ifade edilmiştir. DAFZ üzerinde Kartal yakınlarındaki sıkışmalı bükümün, segment sınırı olabileceği belirlenmiş ve fayın bu kesimi Gölbaşı ile Türkoğlu olarak iki segmente ayrılmıştır. Haritalanan faylar üzerinde yapılan paleosismoloji çalışmalarında eski büyük depremlerin izlerine ulaşılmıştır. Tarihsel kaynaklarda yer alan 1513 depreminin Türkoğlu segmenti üzerinde, 1114 depreminin Gölbaşı segmenti üzerinde ve 526 veya 561 depreminin Toprakkale Fayı üzerinde meydana geldiği belirlenmiştir. Fay zonunun Gölbaşı ile Türkoğlu segmentleri üzerinde ötelenen dere yatakları ile iklim verilerinin değerlendirilmesi ile fay üzerinde son 10.000 yıl için kayma hızı  $7.3 \pm 2$  mm/yıl hesaplanmıştır. Bunun yanında, Türkoğlu segmenti üzerinde yapılan paleosismoloji çalışmalarında,  $5.2 \pm 0.5$  mm/yıl kayma hızı elde edilmiştir. Bu veriler birlikte değerlendirildiğinde Gölbaşı ile Türkoğlu segmenti için,  $6 \pm 1.2$  mm/yıl kayma hızı belirlenmiştir. Gölbaşı Havzası civarında yapılan arazi gözlemlerinde Gölbaşı Havzası'nın oluşumu ile ilgili jeolojik ve morfolojik verilere ulaşılmıştır. Bu veriler aynı zamanda Aksu Çayı'nın DAFZ tarafında,  $16.5 \pm 0.5$  km sol yanal ötelendiğini ortaya koymuştur. Bu



ötelenme verisi ile mevcut kayma hızları değerlendirildiğinde, faylanmanın günümüzden önce en az  $2.9 \pm 0.7$  My önce başladığını belirlenmiştir. Türkoğlu civarında yapılan arazi çalışmalarında DAFZ ile Ölü Deniz Fay Zonu'nun aktivitesini kuzeye aktaran Karasu Fayı'nın Türkoğlu kuzeydoğusunda kesiştiği belirlenmiştir. Türkoğlu üçlü eklem noktasının kinematik analizi sonucu, Amanos Dağları batısındaki faylar üzerinde yatay kayma hızının, en az 2 mm/yıl olabileceği önerilmiştir.

**Duman ve Emre (2013)**, "The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics" adlı çalışmalarını, mevcut sismolojik ve paleosismolojik verilerle destekleyip aktif fayların haritalanmasına dayanarak Doğu Anadolu Fay Zonu'nun fay geometrisi ve segment yapısını araştırmışlardır. Bu çalışmada araştırmacılar, Doğu Anadolu Fay Zonu'nu güney ve kuzey olmak üzere iki kola ayırmışlardır. Ana kol olan güney kol, 580 km uzunlukta olup Karlıova ve Antakya arasında uzanır. Amik üçlü eklemde, Kıbrıs Yayı ve Ölü Deniz Fay Zonu ile bağlanır. 350 km uzunluğundaki kuzey kol ise Sürgü-Misis Fay Sistemi olarak da adlandırılmakta olup İskenderun Körfezi altından Girne (Kyrenia)-Misis Fay Zonu ile bağlanır. Araştırmacılar, Çelikhhan-Adana-Antakya civarında Doğu Anadolu Fayı'nın sol yanal atım bölümlenmesinin (slip partitioning), güney kolda 2/3, kuzey kolda 1/3 oranında paylaşıldığını belirtmişlerdir. Aynı zamanda, Pazarcık ve Amanos Segmentlerinin, yakın gelecekte yıkıcı depremler üretme potansiyeline sahip olduğu ifade edilmiştir.

### 3.2. Travertenler ile İlgili Önceki Çalışmalar

Çalışma alanındaki traverten depolanmalarından bazılarının yüzeyletiği alanların jeolojik özelliklerine yönelik araştırmalar da yapılmıştır (Özkan, 1983, Çetindağ, 1985; Özkul, 1988; Aksoy 1993; İnceöz ve İnce 1999; Bal, 2002). Özkan (1983), Palu'nun yaklaşık 5 km kadar GB'sında, Baltaş (Nacaran) köyü çevresindeki travertenleri "Nacaran Kireçtaşları" (Geç Miyosen) olarak adlandırmış ve haritalamıştır. Çetindağ (1985), Örençay Havzası'ndaki benzer oluşumları "Pliyosen Gölsel Kireçtaşları" olarak adlandırmış ve haritalamıştır. Üstündağ (1996) ise Elazığ yakın çevresindeki bu karbonat oluşumlarının petrografik özelliklerini incelemiştir. Dolayısıyla travertenlerin kökeni, yaşı, bölgesel ve yerel tektonikle ilişkisine yönelik bir araştırma yapılmamıştır.

**Chafetz ve Folk (1984)**, Roma'nın doğusundaki Tivoli yakınında bulunan travertenler üzerinde yaptıkları çalışmalarında ilk defa travertenleri, 1) teras, 2) sırt, 3) fay önü, 4) tabaka ve 5) kanal tipi travertenler şeklinde morfolojik sınıflara ayırmışlardır.

**Altunel ve Hancock (1993b)**, “Active Fissuring and faulting in Quaternary Travertines at Pamukkale, Western Turkey” adlı çalışmalarında, en az 400.000 yıldan beri oluşan ve Romalılardan kalan tarihi şehir Hierapolis'in de (Pamukkale) bir kısmını kaplayan travertenlerin, çatlaklar ve en az bir fay zonundan çıkan, sıcaklıkları 35-56 °C arasında değişen sıcak sular tarafından meydana getirildiğini ifade etmişlerdir. Morfolojik olarak üç çeşit travertenin, yapısal açıdan önemli olduğunu ve bunların: 1) Fay önündeki alüvyon ve koni sedimanlarını çimentolayan fay-önü travertenleri, 2) İnsanların yönlendirdikleri suların kanallar içinde akması sonucu kendiliğinden oluşan kanal travertenleri, 3) Uzun eksenleri boyunca merkezi çatlaklar tarafından kesilen sırt tipi travertenler olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar ifadelerinde, “Fay önü travertenlerinin yaşı, Th/U yaş metodu ile yaklaşık 60.000 yıl olarak hesap edilmiş ve bölgede yaygın olmamalarına rağmen, fay önü travertenleri ile yakınındaki metamorfik ana kayaç, genç bir fay tarafından kesilmektedir. Bu fayın, M.S. 60 yılında Hierapolis şehrini tahrip eden deprem sırasında oluştuğu düşünülmektedir. Roma devrinden sonraki döneme ait, kendiliğinden oluşan kanal tipi travertenleri kesen BKB doğrultulu iki tane sol yanal doğrultu atımlı fay, bölgede aktif tektoniğin devam ettiğini göstermektedir. Bu faylar üzerindeki hareketin yönü, bölgenin güney kısmını yaklaşık K-G doğrultusunda etkileyen gerilme ile uyumludur. Bazıları sıcak su ile dolu olan sırt tipi travertenleri uzun eksenleri boyunca kesen çatlaklar, genel olarak KKB-GGD ve D-B konumlandırılır. Çok iyi gelişmiş bu çatlaklardaki bölgesel açılma oranının, yüzeyde sadece % 1'dir” olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılar, aynı zamanda yaklaşık 10 km<sup>2</sup> lik alan kapsayan bu travertenlerin Büyük Menderes ve Gediz Grabenleri boyunca başka yerde görülmeşi, Pamukkale'de altta karbonat kayacın varlığına, değişik yöndeki birçok çatlak ağının bu bölgede birleşmesine ve de bu düğüm noktalarının, suyun yüzeye çıkmasına imkân sağlamasına bağlamaktadırlar.

**Altunel ve Hancock (1993a)** ile **Altunel (1996)**, sırasıyla “Morphology and Structural Setting of Quaternary Travertines at Pamukkale, Turkey” ile “Pamukkale Travertenlerinin Morfolojik Özellikleri, Yaşları ve Neotektonik Önemleri” adlı çalışmalarında, Denizli havzasının kuzey kenarında yer alan Pamukkale travertenlerini,

morfolojik özelliklerine göre beş kategoride sınıflandırmıştır. Bunlar: 1) Teras tipi travertenler; 2) sırt tipi travertenler; 3) fay önü travertenleri, 4) kendiliğinden oluşan kanal travertenleri ve 5) aşınmış örtü travertenlerdir. Bu beş kategoriden fay önü travertenleri, kendiliğinden oluşan kanal travertenleri ve sırt tipi travertenlerinin, traverten oluşum sırasına ve sonrasına ait tektonik özellikler içermelerinden dolayı tektonik açıdan önemli oldukları belirtilmiştir. Araştırmacılar, Pamukkale travertenlerine uyguladıkları uranyum serisi yaş yöntemiyle travertenlerin 400.000 yıldan bu yana değişik lokasyonlarda çökmeye devam ettiklerini ortaya koymuştur. Bölgede, traverten oluşturan suların yüzeye çıkmasını sağlayan açılma çatlaklarının, yaklaşık olarak 0.02 ile 0.1 mm/yıl oranında doğrultuya dik yönde açılırken, yaklaşık 20 mm/yıl oranında da doğrultu yönünde açıldıklarını tespit edip Pamukkale bölgesinin son 200.000 yıldan bu yana KD-GB doğrultusunda 0.23 ile 0.6 mm/yıl hızıyla açılmakta olduğunu belirtmiştir.

**Altunel (1994)**, “Active Tectonics and the Evolution of Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey” adlı doktora tez çalışmasında, Pamukkale’deki travertenleri morfolojik olarak sınıflandırmış, yaşlandırmasını yapmış, petrografik, arkeosismolojik ve yapısal açıdan incelemiştir.

**Çakır (1996)**, Gediz ve Menderes grabenlerindeki Kuvaterner travertenlerinin tektonik önemlerini araştırmıştır.

**Ayaz (1998)**, “Sıcak Çermik (Yıldızeli-Sivas) Yöresindeki Traverten Sahalarının Jeolojisi ve Travertenlerin Endüstriyel Özellikleri” adlı doktora tez çalışmasında, çalışma alanındaki travertenlerin jeolojik ve endüstriyel özelliklerini incelemiştir. Travertenleri, yataklanma şekline göre damar ve tabaka tipi olarak ikiye ayırıp endüstriyel özelliklerini belirlemek için yapılan jeoteknik testlere göre de endüstriyel kullanım için uygun olduğunu belirtmiştir.

**Guo ve Riding (1998)**, İtalya Rapolano Terme’de gözlemlediği yapıları baz alarak travertenleri, litofasiyes özelliklerine göre kristalin kabuk, çalı, pizoid, zarflı hava kabarcıkları, sal, kamış, litoklast ve paleotoprak olarak; depolanma ve fasiyes özelliklerine göre ise yamaç depolanma sistemi, çöküntü depolanma sistemi ve tümsek depolanma sistemi ile alt dallarına ayırmışlardır.

**Çakır (1999)**, Denizli havzasının kuzeybatı kenarı boyunca traverten kütlelerinin, tercihli olarak eğim atımlı normal fay parçalarının sıçrama yaptığı alanlarda depolandığını

ortaya koymuş ve Kuvaterner yaşlı travertenlerin, aktif fay parçalarının uç kısımlarının belirlenmesinde kullanılabileceğini önermiştir.

**Ayaz (2002a)**, “Travertenlerde Gözlenen Morfolojik Yapılar ve Tabiat Varlığı Olarak Önemleri” adlı çalışmasında Chafetz ve Folk’un (1984) yaptığı travertenlerin morfolojik sınıflandırmasını [1) teras (set) tipi, 2) sırt tipi, 3) kanal tipi, 4) tabaka tipi, 5) fay önü tipi] geliştirerek bu sınıflamaya 6) damar tipi, 7) dom (koni) tipi ve 8) mağara (damlataşlar) travertenlerini ekleyip ayrıntılı bir şekilde incelemiştir. Yüzey kaplama taşı (mermer), yapıtaşı, hediyelik süs eşyası, kireç ve çimento üretimi gibi endüstriyel kullanımına ve tabiat varlığı olarak ise tipik ve estetik morfolojik yapılarından ötürü turizm sektöründe değerlendirilme olanaklarına dikkat çekmiştir.

**Karabacak (2002)** “Ihlara Vadisi Civarındaki Traverten Oluşumları ve Tektonik Önemleri” adlı yüksek lisans çalışmasında bölgedeki traverten kütlelerini morfolojilerine göre sınıflandırmıştır. Çalışma alanında aktif fayların varlığını gösteren yeterli arazi verisi olmamasına istinaden yazar, traverten oluşumunda önemli rol oynayan yapısal elemanların oluşum ve gelişiminin faylanma ile değil, bölgedeki volkanik faaliyet ile ilişkili olduğu sonucuna varmıştır.

**Özkul vd. (2002)**, yaygın olmaları münasebetiyle Denizli havzasındaki travertenlerde yaptıkları çalışmalarında Guo ve Riding (1998) tarafından yapılan travertenlerin depolanma ve fasiyes özelliklerine göre sınıflandırılmasını geliştirerek bunlara sırt ve kanal depolanma ortamlarını eklemiştir.

**Atabey (2003)**, konuyla ilgili Türkçe kaynak oluşturmak amacıyla hazırladığı “Tufa ve Traverten” adlı derleme kitabında, sırasıyla tufa ve traverten tanımlamaları, sınıflamaları, çökeltme modelleri, traverten fasiyesleri, diyajenezi, travertenlerde gelişen bakteri çalılırları anlatılmış ve bunların paleo-ortam, U/Th yaşlandırması, neotektonik açıdan önemleriyle birlikte, Türkiye ve Dünya’daki önemli bazı tufa ve traverten oluşumlarına, mühendislik sorunları ve endüstriyel özelliklerine yer vermiştir.

**Karabacak ve Altunel (2003)**, Ihlara Vadisi’ndeki travertenleri, morfolojik özellikleri ve kabuksal deformasyon açısından değerlendirmişlerdir.

**Koçyiğit (2003b)**, Karakoçan Fay Kuşağı’ndaki etkin gerilme yönleriyle traverten sırtlarının doğrultularının birbiriyle uyumlu olduklarını ve aktif tektonik çalışmalarında kullanılabileceğini belirtmiştir.

**Mesci (2004)**, “Sıcak Çermik ve Yakın Yöresindeki (Sivas) Travertenlerin Gelişimi ve Aktif Tektonikle İlişkisi” adlı doktora tez çalışmasında ve **Mesci vd. (2008)**, “The Evolution of Travertine Masses in the Sivas Area (Central Turkey) and Their Relationship to Active Tectonics” adlı çalışmalarında, çalışma alanındaki travertenlerin büyük bölümünü, morfolojik sınıflamaya göre çatlak sırtı tipi; az oranda aşınmış tabaka tipi; birkaç lokasyonda ise teras ve kanal tipi olarak sınıflamıştır. Paleomanyetik analizlerin de yapıldığı bu çalışmada U/Th yaşlandırma analizlerine göre bölgedeki traverten oluşumu, 400.000 yıl önce başlamıştır. Sırt tipi travertenlerin yaşlarının ise 364.000 (+201.000/-76.000) ile 11.400 ( $\pm 500$ ) yıl aralığında değiştiğini belirtmiştir. Sırt tipi travertenlerin genişliklerini ve yaş sonuçlarını kullanarak Sivas Havzası içinde sıkışmaya bağlı açılma hızı, 0.0633 mm/yıl olarak saptanmıştır. Yine sırt tipi travertenlerdeki hidrotermal etkinliğin, 56.000 yıllık bir periyotta aktifleşme ve pasifleşme dönemi geçirdiğini ve buna göre Sivas ve çevresinde hidrotermal etkinliği tetikleyen büyük bir sismotektonik etkinliğin, 56.000 yıllık tekrarlanma periyodunda yaklaşık 7.4 büyüklüğünde bir depremin oluşması gerektiğini ortaya koymuştur.

**Pentecost (2005)**, “Travertine” adlı kitabında traverten tanımına, bileşenlerinin kökenine, morfoloji ve fasiyeslerine, kaynak sularının kimyasal bileşenine, mineralojisi ve element bileşimine, duraylı izotoplara, travertenle birlikte bulunan organizmalara, depolanma proseslerine, yaşlandırmaya, Kuvaterner travertenlerinin paleobiyolojisi ve biyostratigrafisi, ilgili sediment ve endüstriyel çökellere, kullanım alanlarına ve ekonomik özelliklerine yer vermiştir.

**Uysal vd. (2007)**, Uranyum serisi yaşlandırma teknikleri kullanarak, Batı Anadolu’da Geç Kuvaterner sismik olayları ile ilişkili çatlakların açılma zamanlarını, daha doğru bir şekilde belirlemeye yönelik yöntem sunmuşlardır. Yazarlara göre, çatlak dolgusu travertenlerin oluşumu, bölgedeki hidrolik rejimle ilişkili değildir. Ayrıca duraylı izotop ve nadir toprak elementleri, çatlak dolgusu travertenleri oluşturan suların, bölgedeki jeotermal kökenli sulardan ve spelit oluşturmuş sulardan farklı bir kökene sahip olduklarını işaret etmektedir.

**Uysal vd. (2009)**, Türkiye’de aktif fay zonlarında doğal CO<sub>2</sub> boşalımının, fazla olduğunu; bu zonlarda oluşan damar tipi ve bunlara eşlik eden breşik travertenlerin, deprem aktivitesine bağlı bir tür hidrotermal fişkırmaya ürünleri olduklarını belirtmişlerdir. Jeotermal sahalarda, fayların hareketine bağlı olarak oluşan ezilme zonlarındaki kırık

ağlarının, hidrotermal sıvıların dolaşımı ve yeryüzüne çıkmasında önemli rol oynadığı düşünülmektedir.

**Brogi vd. (2010)**, Kuzey Apenninlerin orta bölümünde, Doğu Anadolu Fay Sistemi'ne benzer şekilde, sol yanal atımlı Bagni S. Filippo Fayı ile ilişkili traverten depolanmalarından bahsederler. Araştırmacılar, bölgedeki travertenlerin, söz konusu fayın oluşturduğu transtansiyonel makaslama zonu içinde yer aldığını belirtmekle birlikte, fayın doğrultusu ile traverten yüzlekleri arasında herhangi bir geometrik ilişkiye değinmemişlerdir.

**Özkul vd. (2010)**, "Depositional Properties and Geochemistry of Holocene Perched Springline Tufa Deposits and Associated Spring Waters: A Case Study from the Denizli Province, Western Turkey" adlı çalışmalarında Güney (Denizli) İlçesi yakınında Büyük Menderes Nehri'nin GD yamacındaki asılı bir kaynak tufa hattı modelinde gelişmiş Güney Şelalesi alanını incelemişlerdir. Çalışma alanında kaynak suları, Paleozoyik mermer ve şistleri ile tufa depolanmaları arasındaki sınırdan türemiştir. Çalışmacılar, aktif ve pasif tufa örneklerinin  $^{13}\text{C}$  ve  $^{18}\text{O}$  değerlerini sırayla -9.13 ila -6‰ ve -8.44 ila -7.4‰ arasında değişmekte olduğunu; pasif tufaların 2000-5800 yıl arası değişen  $^{14}\text{C}$  yaşları verip buna göre pasif tufaların Holosen'den yaşlı olmadığını belirlemişlerdir.

**Kele vd. (2011)**, "Stable Isotope Geochemical Study of Pamukkale Travertines: New Evidences of Low-Temperature Non-Equilibrium Calcite-Water Fractionation" adlı çalışmalarında yapay kanal ve göl, teras havuzu, yakın yamaç basamakları ve uzak yamaç bataklık ortamı gibi farklı depolanma ortamlarını ayırt edip buralardan aldıkları örneklerle ayrıntılı bir jeokimyasal çalışma yapmışlardır. Çalışmalarında, Pamukkale'de yüksek  $^{13}\text{C}$  değerlerinin kaynağa en yakın yerlerden elde edilmesinin,  $\text{CO}_2$  nin magmatik kaynağın yanı sıra termometamorfik dekarbonasyonla serbest kaldığını desteklediğini belirtirler. Aynı zamanda çalışmacılara göre, Pamukkale termal su kaynaklarının duraylı izotop bileşimi, Denizli Yerel Su Çizgisi'nin Global Meteorik Su Çizgisi ve Batı Anadolu Meteorik Su Çizgisi arasında olduğunu göstermektedir.

**De Filippis vd. (2012)**, "Growth of Fissure Ridge Travertines from Geothermal Springs of Denizli Basin, Western Turkey" adlı çalışmalarında tabakalı ve bantlı travertenlerin, çeşitli iç ve dış faktörler tarafından kontrol edilerek ardalandığını belirtirler. Bu faktörler, yerel ölçekte, çatlak sırtı kenarlarının yanal çökmesi, kimyasal korozyon,

akışkan ve kristallenme basıncı; bölgesel ölçekte ise tektonizma tarafından kontrol edilen paleoiklim ve jeotermal gaz çıkışıdır.

**De Filippis vd. (2013)**, “Plateau Versus Fissure Ridge Travertines from Quaternary Geothermal Springs of Italy and Turkey: Interactions and Feedbacks Between Fluid Discharge, Paleoclimate and Tectonics” adlı çalışmalarında Denizli havzasındaki çatlak sırtı travertenler ile İtalya Tivoli’deki plato travertenlerini, farklı oluşum sebeplerini ortaya koymak için incelemişlerdir. Lokasyonlardan alınan U-serisi yaşlar, bölgesel ve global ölçekte paleoiklim salınımlarıyla korele edilmiştir. Paleoiklim korelasyonu ile birlikte arazi kanıtları ortaya koymaktadır ki, her iki traverten depolanmasının (tabakalı traverten) ana kütleli, tercihli olarak su tablasının yüksek olduğu ılık ve/veya nemli periyotlarda büyür. Aksine, su tablası düşük olduğu soğuk ve/veya kuru periyotlarda Tivoli travertenleri kısmi erozyon geçirir; Denizli sırt tipi travertenleri ise bantlı sparitik travertenle dolgulu yanal sil benzeri yapılar ve aksiyal damarlar tarafından kesilmekte olduğu ortaya konmuştur.

**Mesci (2013a)**, “Özgün Niteliklere Sahip Travertenler ve Önemleri: Sivas Yöresi Travertenlerinden Örnekler” adlı çalışmada, travertenlerin sahip oldukları aktif tektonik veriler ve jeolojik nitelikleri bakımından bilimsel araştırmalar ve yerbilimi eğitimi açısından sahip olduğu büyük öneme, antropolojik, arkeolojik ve turizm değerlerine yer vermiştir. Bunlara istinaden traverten oluşumlarının taş ocağı olarak işletilmeye açılmadan önce, varsa özgün niteliklerinin değerlendirilmesi, koruma altına alınarak tahribatların engellenmesi ve jeolojik miras olarak değerlendirilmesi konusuna vurgu yapmıştır.

**Mesci (2013b)**, “Active Tectonics of the Ortaköy Fissure-Ridge-Type Travertines: Implications for the Quaternary Stress State of the Neotectonic Structures of the Central Anatolia, Turkey” adlı çalışmada Sivas’ın 83 km GB’sında yer alan Ortaköy travertenlerini incelemiştir. Ortaköy traverten sahasında KB-GD doğrultulu sıkışmanın ürünü olan sırt tipi travertenlerde yaptığı GPR çalışmalarında, çatlak dolgusu kalınlığının derinlikle arttığını; U/Th radyometrik yaşlandırma sonucu, çalışma alanındaki en genç travertenin yaşını 17.761 ( $-268/^{+269}$ ) yıl, en yaşlı travertenin yaşını ise 128.286 ( $-3537/+3662$ ) yıl; sırt tipi travertenlerdeki bantlı travertenin açıklığını kullanarak ta Sivas havzasındaki açılma oranını, 0.06 ( $-0.01/+0.05$ ) yıl mm/yıl olarak belirlemiştir.

**Özkul vd. (2013)**, “Comparison of the Quaternary Travertine Sites in the Denizli Extensional Basin Based on their Depositional and Geochemical Data” adlı çalışmalarında Denizli havzasında gelişmiş altı lokasyonu kökenlerini etkileyen faktörler göz önünde

bulundurularak karşılaştırmışlardır. Bunun sonucunda, havzanın kuzey bölümünü oluşturan kaynak sularının en yüksek sıcaklık, elektriksel kondüktivite, çözülmüş CO<sub>2</sub>, Sr ve CaCO<sub>3</sub> doygunluk seviyelerine sahip olduğu ve diğer lokasyonları oluşturan sulara göre daha derin dolaşımli sular olduğunu tespit etmişlerdir. Araştırmacılar, traverten çökelinin iklimden ziyade büyük oranda tektonik aktivitenin bir sonucu olduğunu; eski sıcaklık hesaplamalarıyla da tüm kaynaklarda Pleyistosen'den Holosen'e az oranda bir düşüş olduğunu belirtmişlerdir.

**Yalçın (2013)**, "Investigation of the Subsurface Geometry of Fissure-Ridge Travertine with GPR, Pamukkale, Western Turkey" adlı Pamukkale'deki sırt tipi travertenlerde yaptığı GPR çalışmasında, bantlı traverten kalınlığının derinlikle arttığını göstermiştir. GPR profillerinin 3D modellenmesine dayanarak sırt eksenini uzunluğunun, derinde daha kısa olduğu ve yukarı doğru uzunluğunun arttığını belirtip bunu sırtın gelişimine bağlayarak traverten kütlesinin maksimum kalınlığının, sırt oluşumunun ilk başladığı yerde yani en derinde olduğunu ifade eder.

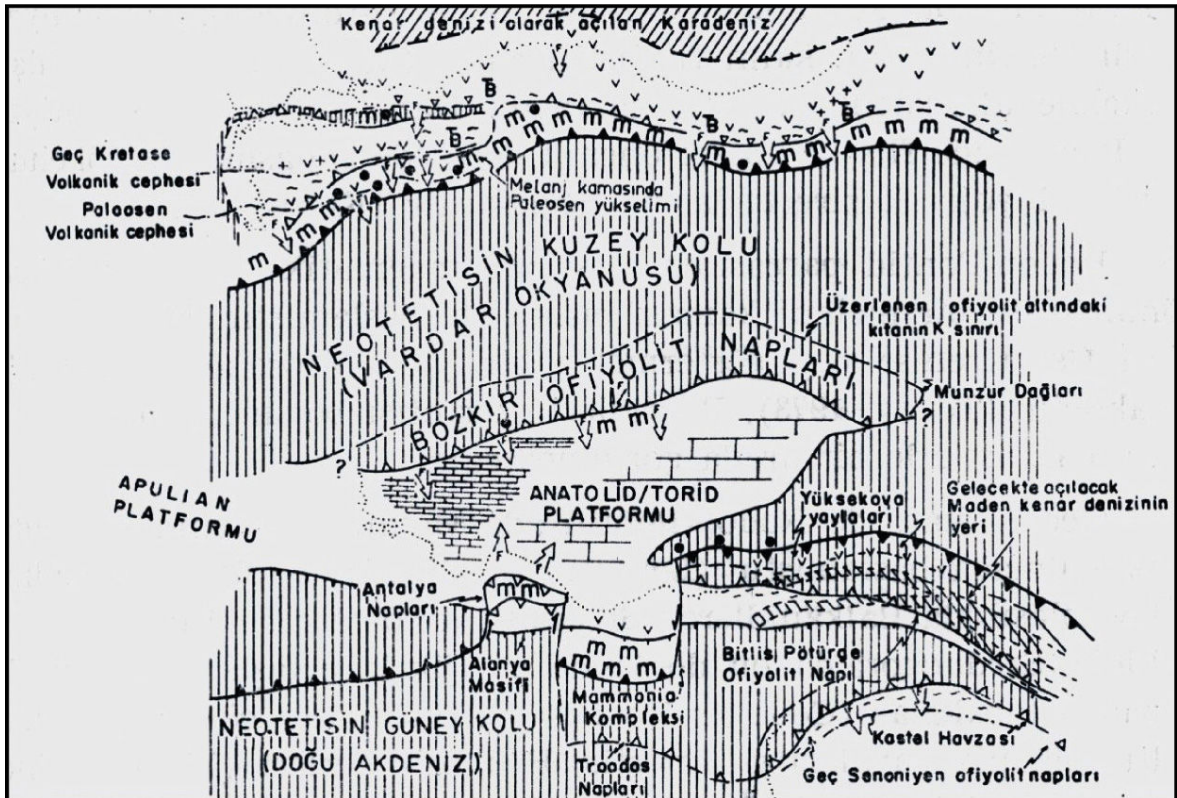
**Özkul vd. (2014)**, "Sedimentological and Geochemical Characteristics of a Fluvial Travertine: A Case from the Eastern Mediterranean Region" adlı çalışmalarında Uşak jeotermal alanının güney bölümündeki travertenleri, sedimentolojik ve jeokimyasal açıdan inceleyip, fay ve kırık sistemi sonucu oluşan akarsu vadileri boyunca gelişmiş Geç Kuvaterner traverten depolanmalarını yorumlamada, flüvyal tufa fasiyes modelinin uygulanabilirliğini değerlendirmiştir.



## 4. ÇALIŞMA ALANI VE ÇEVRESİNİN TEKTONİĞİ VE SİSMİSİTESİ

### 4.1. Paleotektonik-Neotektonik Dönem

Anadolu'nun içinde yer aldığı Doğu Akdeniz Bölgesi olarak tanımlanan bölge; Hazar Denizi ve Adriyatik Denizi arasında kalan, Kafkasya, Anadolu, Ege Denizi ve Yunanistan'a doğru uzanmakta olup Dünya'da sismik aktivitenin en yoğun olduğu yerlerden biridir. Paleotetis Okyanusu'nun tamamen kapanmasından sonra Doğu Akdeniz'deki kıtasal riftleşme, Geç Triyas'ta başlamış ve bunun sonucunda Mesozoyik Neotetis Okyanusu oluşmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981). Afrika ve Avrasya levhaları arasında Geç Kretase'de başlayan yakınlaşmada (Şekil 2), Afrika Levhası'nın kuzeye dalımı, Kıbrıs'ın güneyinde Erken Miyosen sırasında başlamıştır (Eaton ve Robertson, 1993).

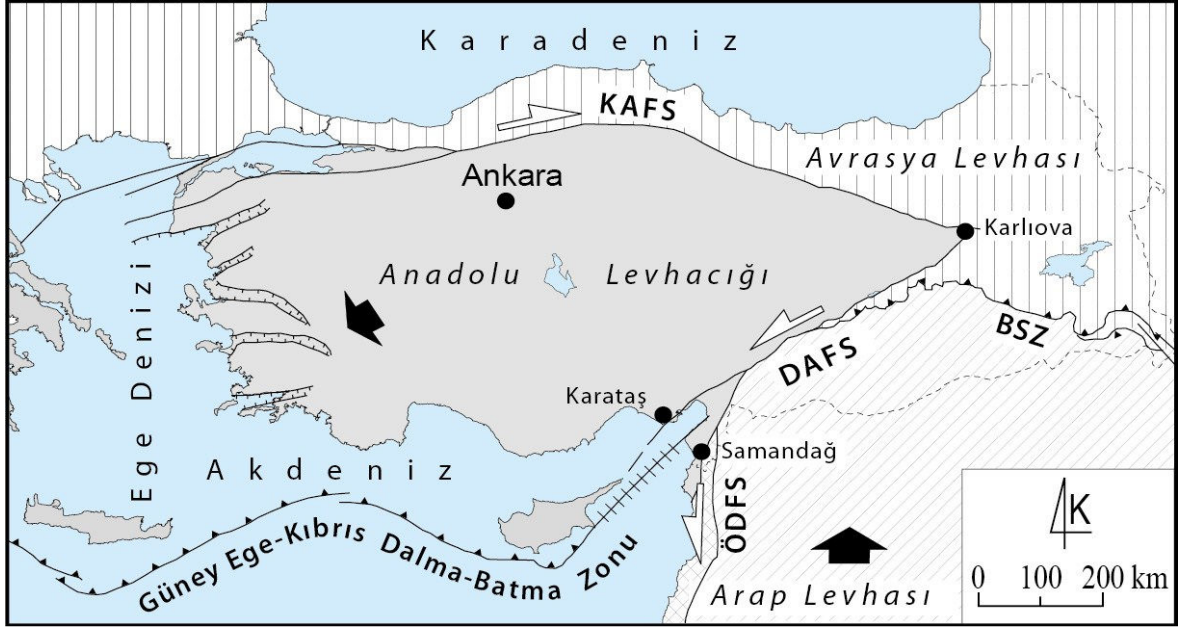


Şekil 2. Üst Kretase'de Doğu Akdeniz'deki Neotetis Okyanusu'nun konumu (Şengör ve Yılmaz, 1981)

Yine Anadolu'nun içinde yer aldığı Alp-Himalaya dağ oluşum kuşağı, Afrika/Arabistan ve Hindistan levhalarının kuzeye doğru hareket etmeleri ve Avrasya Levhası ile çarpışmaları sonucunda oluşmuş bir kuşaktır. Doğu Akdeniz Bölgesi'nin günümüzdeki jeodinamiği, bu görelî hareketlerle oluşmaktadır. Neotetis Okyanusu'nun kuzey kolu (Vardar Okyanusu), kuzeydeki Avrasya plakası ile güneydeki Anadolu-İran platformunun Geç Paleosen-Geç Burdigaliyen (Erken Miyosen) döneminde, İzmir- Ankara ve Kafkas kenet zonları boyunca çarpışması sonucu kapanmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981; Adamia vd., 1981). Güneydoğu Anadolu'da Geç Triyas'tan beri varlığını sürdüren Neotetis Okyanusu'nun güney kolu (Bitlis Okyanusu) ise Erken Kretase'den Orta Miyosen'e kadar olan zaman içerisinde, kuzeye eğimli bir dalma batma zonu tarafından tüketilmiş (Dewey vd., 1973; Hall, 1976; Dewey ve Şengör, 1979) ve tamamen yitimi ise Bitlis Sütur Zonu boyunca, doğuda Geç Miyosen'de, batıda ise Geç Pliyosen-Kuvaterner aralığındaki kıta-kıta çarpışmasıyla olmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Robertson ve Grasso, 1995). Bu çarpışma, Hindistan-Asya çarpışması ile yaklaşık aynı döneme rastlar.

Neotektonik, herhangi bir bölgede meydana gelmiş olan son tektonik rejim değişikliğinden günümüze kadar geçmiş olan zaman içindeki tektonizmanın tümüne denir. Bu tanım gereği, Türkiye'deki neotektonik dönem, Bitlis Kenet Kuşağı boyunca Anadolu ve Arap kıtalarının çarpışmasıyla başlamıştır. Bu çarpışmadan önceki tektonizma, paleotektoniktir (Şengör, 1980). Kıtasal çarpışma, geniş bir deformasyon zonu oluşturmuş ve çarpışma sonucu doğuda Bitlis-Zagros Bindirme Kuşağı, batıda ise Afrika levhasının Anadolu bloğunun altına dalması sonucu Helenik Yayı ve Kıbrıs Yayı oluşmuştur (McKenzie, 1970,1972; Şengör ve Yılmaz, 1981; Dewey vd.,1986). Doğu Akdeniz'in günümüzde okyanusal litosferle altlanan kesimi, Neotetis Okyanusu güney kolunun henüz kapanmamış bir kalıntısıdır (Şengör, 1980; Şekil 3).

Geç Serravaliyen'de, Erken Tortoniyen zamanında, Doğu Anadolu bölgesi boyunca, bu okyanusun çarpışmalı kapanmasından dolayı temel bir paleocoğrafik, sedimantolojik ve tektonik değişiklik oluşmuştur (Dewey vd., 1986). Dalma-yığışım komplekslerinin son hali ve ofiyolit yerleşimi, günümüzde Türkiye ve Kıbrıs'ta görülen kabuğu oluşturmuştur (Şengör ve Yılmaz, 1981; Malpas vd.,1992).

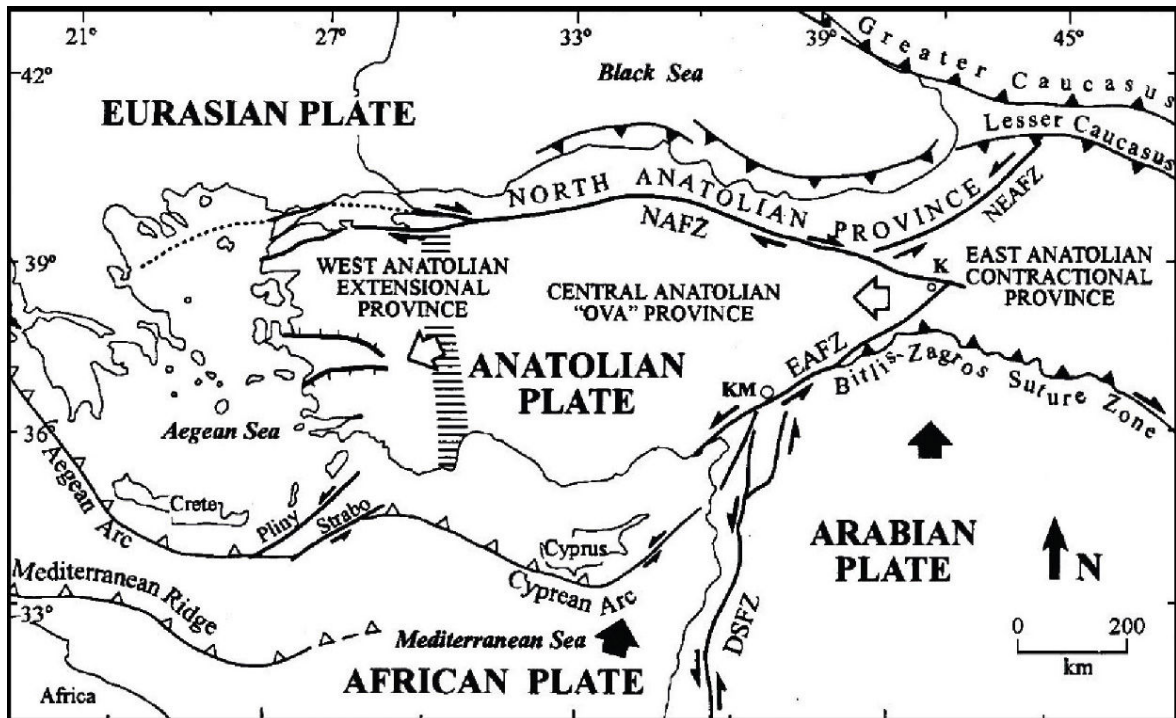


Şekil 3. Doğu Akdeniz Bölgesi'ndeki levhaların günümüzdeki konumları (Koçyiğit vd., 2003)

Orta Miyosen ile Erken Pliyosen dönemi arasında Anadolu şiddetli bir sıkışmaya maruz kalmıştır. Çarpışma sonrası dönemdeki (McKenzie, 1969; Hempton, 1987; Koçyiğit vd., 2001) K-G doğrultulu sıkışma, Arap Plakası'nın kuzeye doğru ilerlemesini imkansız kılmış ve böylece Orta Miyosen ve Erken Pliyosen aralığındaki zamanda, Anadolu'nun doğu kısmı uzun süren şiddetli bir kıta içi yaklaşmaya maruz kalmış (McKenzie, 1969); bu yaklaşma, bölgesel ölçekli uyumsuzluklar, kıvrımlanmalar, bindirme faylarının oluşmasını sağlamış (Koçyiğit ve Beyhan, 1998) ve bunun sonucunda Anadolu-İran platosunda kabuk kalınlaşması (kıta kabuğu kalınlığı, 50 km; Canitez ile sözlü görüşen Yılmaz vd., 2000'den) ve maksimum 2 km'ye ulaşan yükselim meydana gelmiştir (Şengör ve Kidd, 1979). Kızıl Deniz'in ve Aden Körfezi'nin açılması, Arabistan ve Avrasya plakaları arasında fazladan bir litosferik kısalmaya neden olmuştur (Cochran, 1981,1983; LaBrecque ve Zitellini, 1985; Kahle vd., 2000). Bitlis-Zagros suture zonu boyunca olan kıta içi çarpışmayı takiben, kısalmayla oluşan fazla kalınlaşmayı önlemek için Doğu Anadolu'daki önceki sıkışmalı-kısalmalı tektonik rejimin yerini, Erken Pliyosen'de yeni bir sıkışma-açılma tektonik rejimi almıştır (DeMets vd., 1990; Oral vd., 1992; Barka ve Reilinger, 1997; Reilinger vd., 1997). Kuzey-Güney doğrultulu sıkışmalı deformasyonun, Doğu Anadolu'da kısalıp kalınlaşma ile karşılanamadığı bir aşamaya gelindiğinde sıkışmanın oluşturduğu deformasyon artık yanal hareketlerle karşılanmaya başlamıştır (Şengör ve Yılmaz, 1983). Doğu Anadolu konverjan zonu, Anadolu orojeninin önemli bir kısmını, Kuzey ve Doğu Anadolu transform fayları boyunca kamalamıştır (Şekil 4;

McKenzie, 1972; Dewey ve Şengör, 1979). Böylece Anadolu “Bloğu” ya da “Kaması” oluşmuştur (Dewey vd., 1986). Erken Pliyosen sonunda başlayan “tektonik kaçma” olarak adlandırılan bu yeni rejimle beraber büyük tektonik yapılar oluşmuştur (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Avrasya Levhası ile Anadolu Bloğu arasındaki sınır Kuzey Anadolu Fay Zonu, Anadolu ile Arabistan arasındaki yakınsama Doğu Anadolu Fay Zonu, Arabistan-Afrika levhaları arasındaki sınır ise Ölü Deniz Fay Zonu ile belirlenmiştir. Afrika ile Anadolu arasındaki hareket, Helenik yayı ve Kıbrıs yayı ile karşılanmaktadır (McKenzie, 1972; Harch vd., 1981; Şengör ve Yılmaz, 1981; Şengör vd., 1985). KAFZ ve DAFZ tarafından sınırlandırılan Anadolu levhası, fayların yanal hareketlerinin denetiminde batıya doğru hareket etmektedir (Ketin, 1948a, b; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör vd., 1985; Şengör ve Yılmaz, 1981) ve bu kayma hareketi, Yunan Makaslama Zonu tarafından sınırlandırılmaktadır. KAFZ ve DAFZ’nun oluşumu ve Anadolu plakasının batıya doğru kaçıışı, Türkiye’de 4 farklı neotektonik bölgenin meydana gelmesine neden olmuştur (Şekil 4).

- (1) Doğu Anadolu Sıkışma Bölgesi
- (2) Kuzey Anadolu Bölgesi
- (3) Orta Anadolu ‘Ova’ Bölgesi
- (4) Batı Anadolu Genişleme Bölgesi

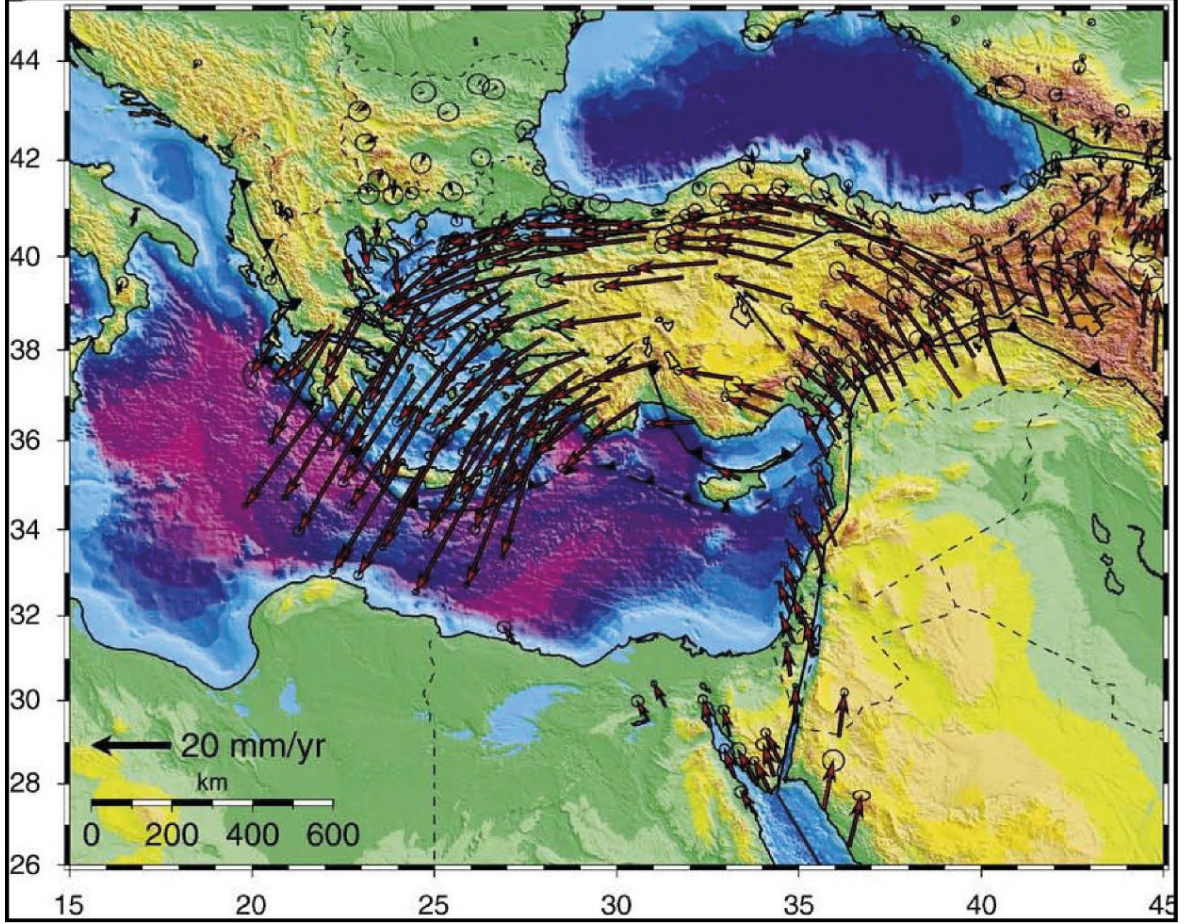


Şekil 4. Türkiye’nin önemli neotektonik yapıları ve neotektonik bölgeleri (Şengör vd., 1985)

Bu kompleks jeolojik sürecin Doğu Akdeniz bölümünde, Anadolu-Ege Bloğu, saatin tersi yönünde dönmeli bir hareketle Girit merkezli Helenik yayına doğru kaçmaktadır (Şengör, 1979) ya da çekilmektedir (Mercier vd., 1989). Kıbrıs ve Helen yayları boyunca Afrika Kıtası'nın kuzey kenarındaki okyanusal litosfer, Anadolu ve Ege'nin altına dalarak yitilmektedir. Isparta Dirseği, bu iki yayın birleşim alanıdır ve son derece kompleks bir yapıya sahiptir (Blumenthal, 1963; Brunn vd., 1971; Poisson, 1984; Poisson vd., 1984; Kissel vd., 1993; Frizon vd., 1995).

GPS ölçümlerine göre Arabistan Plakası, Avrasya'ya göre  $23\pm 1$  mm/yıl oranında, kuzeye doğru hareket etmektedir (Şekil 5). Bu hareketin 10 mm/yıl'ı Kafkaslar'daki sıkışma tarafından karşılanmaktadır. Doğu Anadolu'daki iç deformasyon, eşlenik doğrultu atımlı faylar ve Bitlis Ön Bindirmesi'ni de içeren D-B uzanımlı bindirmelerle gerçekleşmekte olup, yaklaşık 15 mm/yıl oranında bir kayma hızına sahiptir. Erzincan havzasından Kafkaslar'a kadar uzanan Kuzeydoğu Anadolu Fayı, yaklaşık  $8\pm 5$  mm/yıl oranında sol yönlü hareket eder. Doğu Anadolu'daki bu neotektonik yapı, KD Anadolu Bloğunun D-DKD yönünde Hazar Denizi'nin güneyine doğru hareket ettiğini önermektedir. Yine GPS verileri (Reilinger vd., 1997), Anadolu bloğunun doğu ve orta kesimlerde, batı yönünde 18-22 mm/yıl hareket ettiğini göstermektedir. Hareket, batıda saatin tersi yönünde bir rotasyonel harekete dönüşerek Ege Hendeğine doğru yüksek bir hızla (40 mm/yıl) ilerlemektedir (Mueller vd., 1997). Anadolu bloğunun batıya hareketinin motoru, Şengör ve Kidd (1979)'e göre Doğu Anadolu'da kısalıp kalınlaşma, McKenzie (1972)'e göre ise bu kalınlaşmanın depo ettiği gravitasyonel potansiyel enerjidir. McClusky vd. (2000)'nin GPS ölçümlerine göre KAF'ındaki kayma hızı,  $24\pm 1$  mm/yıl iken DAF'ındaki ise  $9\pm 1$  mm/yıl'dır. Aynı yöntem, Orta Anadolu rijit bir blok gibi davrandığını gösterirken neotektonik çalışmalar, eşlenik doğrultu atımlı faylarla dilimlendiğini göstermektedir. Batı Anadolu grabenleri, KD-GB doğrultusunda toplam 15 mm/yıl oranında genişlemektedir. Anadolu-Ege bloğundaki tektonik stil ve hızlardaki değişiklik, Kıbrıs ve Helenik yaylarının altındaki dilimler arasındaki farklılıktan kaynaklanmaktadır (Barka ve Reilinger, 1997). Global kinematik modellere göre (DeMets vd., 1990, 1994) Arabistan plakası, Avrasya plakasına göre K-KB yönünde yaklaşık 25 mm/yıl oranında hareket etmektedir. Bu hareket, Bitlis-Zagros Bindirme ve kıvrım kuşağı boyunca oluşan kıtasal çarpışma ile sonuçlanmıştır ve bu da, şiddetli sismik aktivite oluşturmuştur. Afrika plakası ise Avrasya'ya göre yaklaşık 10 mm/yıl oranında kuzey yönünde hareket etmektedir. Afrika ve Arabistan plakaları arasındaki hız farkı ( $\sim 15$

mm/yıl), sol-yanal Ölü Deniz Transform Fayı ile karşılaşmaktadır (Freund vd.,1970; DeMets vd., 1990; Jestin vd., 1994).



Şekil 5. GPS ölçümlerine göre levhaların hareket yönleri (Reilinger vd., 2010'dan)

#### 4.2. Doğu Anadolu Fay Sistemi (DAFS)

DAFS, KD'da Karlıova (Bingöl) doğusundaki Karlıova üçlü ekleminden başlayıp GB'da Karataş (Adana) ve Samandağ (Antakya) ilçeleri arasında uzanan, yaklaşık KD gidişli, 30 km genişliğinde, 700 km uzunluğunda, sol yanal bir doğrultu atımlı fay sistemidir (Şekil 3). Ülkemizin depremselliği açısından, en önemli fay kuşaklarından biridir. Boyut ve geometrileri birbirine benzeyen bir dizi paralel ve yarı paralel fay zonları, fay takımları ve tekil faylardan oluşmaktadır. Fay sistemi, uzanımı boyunca Karlıova'da (Bingöl) ve Türkoğlu'nda (Kahramanmaraş) üçlü eklem meydana getirmektedir. Bu iki nokta arasındaki uzunluğu, en az 400 km'dir (Dewey vd.,1986; Gülen vd.,1987). Fay

sistemi, Arap-Afrika ile Anadolu-Avrasya plakaları arasındaki sıkışmayı, sol yanal bir hareketle karşılamaktadır (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Jackson ve McKenzie, 1984; Şengör vd., 1985; Gülen vd., 1987; Muehlberger ve Gordon, 1987; Şaroğlu vd., 1992b; Westaway, 1994; Westaway, 2003; Gürsoy vd., 2003). Fay sistemi boyunca olan bu sol yanal hareket, Anadolu'nun batıya kaçışına katkıda bulunmaktadır.

Türkiye'nin en önemli aktif tektonik yapılarından olan fay sistemi, günümüze kadar birçok araştırmacı tarafından çalışılmıştır. İlk olarak Allen (1969), küçük ölçekli şematik haritalarda Karlıova ile Hazar Gölü arasında uzanan bir fayın konumunu ve KAFS ile ilişkisini tartışmıştır. Fayın Karlıova ile Bingöl İl Merkezi arasındaki bölümünün bir parçası, MTA Enstitüsü tarafından yayımlanan 1/500.000 ölçekli jeoloji haritasında gösterilmiştir. Türkiye Tektonik Haritası'nda (Ketin, 1966) ve Türkiye Sismotektonik Haritası'nda (Ketin, 1968), Karlıova-Bingöl arasındaki aynı fay parçası gösterilmiştir. 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi (Ms: 6.8), dikkatleri bu fay üzerine çekmiştir. Deprem sonrasında bölgede çalışan Seymen ve Aydın (1972), fayın Karlıova-Bingöl arasındaki bölümünü haritalayıp "Göynük Fayı" olarak adlandırmışlardır. Depremde oluşan yüzey kırığını detaylı olarak haritalayan Arpat (1971), yüzey kırığının Kızıldeniz'in açılması ile gelişen ÖDFS'ne bağlı olabileceğini belirtmiştir. Bu görüş ile beraber ilk olarak Arpat ve Şaroğlu (1972) tarafından "Doğu Anadolu Fay Sistemi" ismi önerilmiştir. Daha sonra DAFS'nin diri fayları, Arpat ve Şaroğlu (1975) tarafından bölgesel ölçekte detaylı olarak ilk kez haritalanmış ve bu çalışma ile fayın ana bölümleri (segmentleri), bunların arasında gelişen yükselim ve çöküntü alanları belirginleştirilmiştir. Daha sonraki yıllarda bu çalışmaları, bazı yerel incelemeler ve çoğunlukla da modelleme çalışmaları izlemiştir (Şengör, 1979; Şengör vd., 1985; Dewey vd., 1986; Chorowicz vd., 1994). Ambraseys (1971), sismik olarak aktif olan bu kuşağı "Sınır Zonu (Border Zone)" olarak tanımlamıştır.

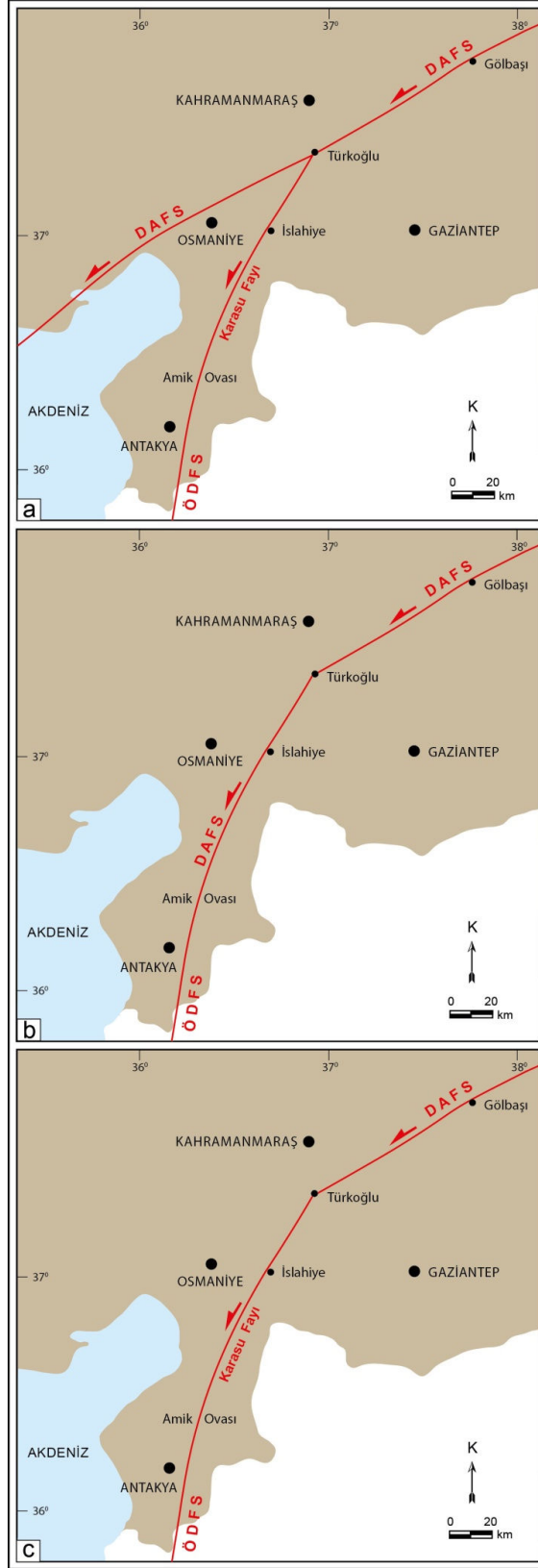
DAFS, ülkemizin en aktif fay sistemlerinden biri olmasına rağmen, 20. yy boyunca, üzerinde hasar yapıcı büyük bir deprem olmaması ve son yıllarda ülkemizin içinde bulunduğu olumsuz sosyo-ekonomik şartların bir sonucu olarak güncel aktivitesi, diğer ana deprem kaynakları (KAFS ve Batı Anadolu Graben Sistemi) kadar iyi bilinen ve Kuvaterner aktivitesi detaylı şekilde çalışılmış bir fay sistemi değildir. Fayın varlığının anlaşılmasından, yani 1969 yılından bu yana yapılan çalışmalarda fay sisteminin türü konusunda ortak fikir, sol yanal doğrultu atımlı hareket olsa da, fayın segmentasyonu,

uzanımı, üzerindeki yerdeğiştirme miktarı, kayma hızı, tarihsel deprem aktivitesi ve ÖDFS ile ilişkisi, halen tartışma konusudur.

Fay sisteminin uzanımı ile ilgili farklı görüşler mevcuttur. DAFS, en kuzeydoğuda Kuzey Anadolu Fay Sistemi (KAFS) ile geniş ve karmaşık bir zonda kesişmektedir. Palu (Elazığ) yakınlarından itibaren ise güneybatı yönünde basit bir geometri sunmakta ve tek bir yapısal çizgi halinde Bitlis Sütur Zonu'nu kestiği Çelikhan (Adıyaman) yakınlarına kadar uzanmaktadır. Çelikhan (Adıyaman) kuzeydoğusundaki fay uzanımı çoğu araştırmaya konu olmuş ve bu alandaki kinematik özellikleri ayrıntılı bir şekilde ortaya konulmuştur (Herece ve Akay, 1992; Güneyli, 2002; Çetin vd., 2003; Koçyiğit vd., 2003; Aksoy vd., 2007). Fay zonunun Çelikhan (Adıyaman) ile Gölbaşı (Adıyaman) arasında kalan kesimi ise Bitlis Sütur Zonu ile etkileşimde olduğundan (Şaroğlu vd., 1992a) karmaşık bir yapıda bulunmaktadır.

DAFS'nin Gölbaşı'ndan güneybatıya doğru uzanımı konusunda da farklı görüşler ileri sürülmüştür (Şekil 6). Bazı araştırmacılar (Barka ve Kadinsky-Cade, 1988; Dewey vd., 1973; Gülen vd., 1987; Hempton, 1987; Jackson ve McKenzie, 1984; Karig ve Kozlu, 1990; Kempler ve Garfunkel, 1991; McKenzie, 1970, 1972, 1976; Taymaz vd., 1991; Westaway, 1994; Westaway ve Arger, 1996; Arger vd., 2000; Koçyiğit ve Erol, 2001; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Yurtmen vd., 2000; Robertson vd., 2004), DAFS'nin Akdeniz'e kadar uzandığını ileri sürmektedir (Şekil 6a). Bazı araştırmacılar ise (Dewey ve Şengör, 1979; McKenzie, 1976; Muehlberger ve Gordon, 1987; Aksu vd., 1992a, b, 2005; Hall vd., 2005; Kempler ve Garfunkel, 1994; Kahle vd., 2000) DAFS'nin Akdeniz içinde güneybatıya devam ederek Kıbrıs yayına bağlandığını savunur. Bazı araştırmacılar (Allen, 1969; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Büyükasıkoğlu, 1980; Kelling vd., 1987; Kiratzi, 1993; Rotstein, 1984; Şaroğlu vd., 1992b; Şengör vd., 1985; Över vd., 2004) ise DAFS'nin Antakya'ya kadar uzandığı ve ÖDFS ile Amik Ovası'nda birleştiğini ileri sürmektedirler (Şekil 6b). DAFS'nin Kahramanmaraş yakınlarındaki Türkoğlu civarında sonlandığı, bazı araştırmacılar (Chorowicz vd., 1994; Lovelock, 1984; Muehlberger ve Gordon, 1987; Görür vd., 1984; Perinçek ve Çemen, 1990; Yürür ve Chorowicz, 1998), tarafından ileri sürülen başka bir görüştür (Şekil 6c).





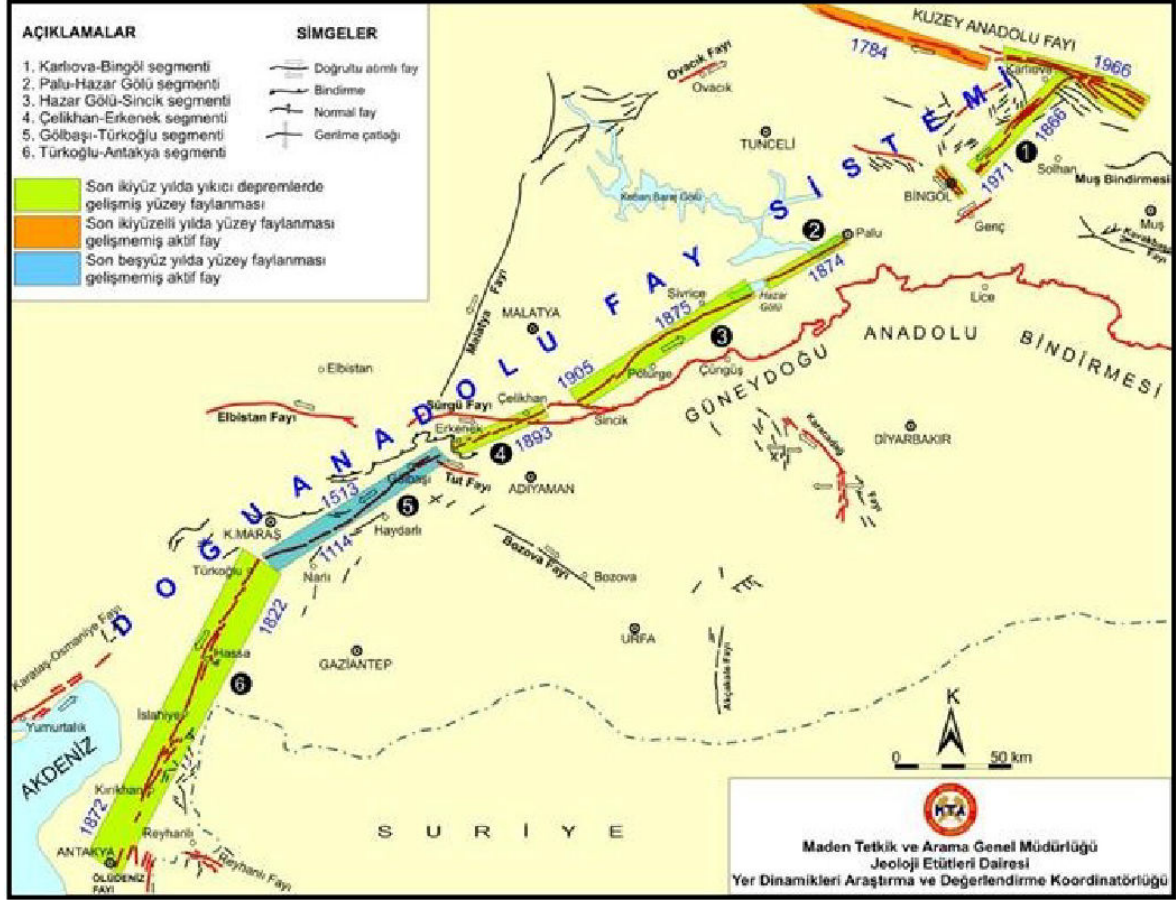
**Şekil 6.** DAFS'nin Türkoğlu'ndan güneybatıya uzanımı hakkındaki farklı görüşler. a- DAFS, Türkoğlu'ndan sonra güneybatıda Akdeniz'e kadar uzanmaktadır; b- DAFS, Türkoğlu'ndan sonra Karasu vadisi boyunca uzanmakta ve Amik Ovası'nda ÖDFS ile birleşmektedir; c- DAFS, Türkoğlu yakınlarında sonlanmaktadır

DAFS, segmentasyon açısından fay doğrultusundaki değişimlere, sıçrama yaptığı yerlere göre farklı araştırmacılar (Arpat ve Şaroğlu, 1972, 1975; Perinçek vd., 1987; Herece ve Akay, 1992 vd.) tarafından değişik sayıda segmente ayrılarak incelenmiştir. Örneğin, Hempton ve Dewey (1983), Muehlberger ve Gordon (1987) ile Westaway (1994) tarafından 5; Barka ve Kadinsky-Cade (1988) tarafından 14; Perinçek ve Çemen (1990) tarafından 3; Şaroğlu vd. (1992b) tarafından 6; Koçyiğit vd. (2003) tarafından 5; Herece (2008) tarafından 11 ve Duman ve Emre (2013) tarafından ana (güney) kol, 7 segmente ayrılarak incelenmiştir. Bu segmentasyonlardan en çok kabul göreni Şaroğlu vd. (1992b) tarafından önerilenidir (Şekil 6b). Şaroğlu vd. (1992b) tarafından Karasu Fayı, DAFS'nin güneybatı ucu olarak kabul edilmektedir; ancak bu halen tartışma konusudur. Özellikle son yıllarda yapılan çalışmalar Karasu Fayı'nı, ÖDFS üzerindeki hareketi DAFS'ne aktaran bir fay olarak tanımlamaktadır (Karabacak, 2007; Karabacak vd., 2007, Karabacak vd., 2010). Aynı çalışmalarda Karasu Fayı, düşey atım bileşenli sol yönlü doğrultu atımlı fay olarak belirtilmekte ve üzerinde 4 mm/yıl civarında kayma hızı olduğu önerilmektedir.

Şaroğlu vd. (1992b) tarafından ayırt edilen segmentlerin özellikleri kısaca şöyledir (Şekil 7).

**Karlıova-Bingöl Segmenti:** En doğudaki bu segment, Karlıova'nın doğusunda yer alan üçlü eklem noktasında başlar (Şaroğlu ve Yılmaz, 1990). Yaklaşık 65 km uzunluğunda olup K50°D doğrultuludur. Bingöl'e kadar fay izi, rahat izlenir. DAFS, Karlıova'nın doğusunda, KAFS ile yaklaşık 50°'lik bir açı yapmaktadır ve GB yönünde 38 km'lik bir mesafeyi, maksimum 4 km genişliğe sahip bir zon içinde kateder. Göynük Vadisi boyunca ise 27 km uzunluğunda tek bir fay izi takip edilebilir ve Bingöl ovasında fay izi, belirsizleşir.

**Palu-Hazar Gölü Segmenti:** Palu'nun (Elazığ) doğusunda başlar ve Hazar Gölü'ne kadar uzanır. K60°D doğrultulu olup, yaklaşık 50 km uzunluğundadır. Fayın izi, Palu güneybatısında Keban Baraj Gölü'nün sularıyla örtülüdür. Murat Nehri vadisi, fay kontrollüdür ve nehir terasları, DAFS tarafından kesilmiş ve deforme olmuştur.



Şekil 7. DAFS'nin Şaroğlu vd. (1992)'e göre segmentasyonu (URL-1, 2014)

**Hazar Gölü-Sincik Segmenti:** Hazar Gölü ile Sincik (Adıyaman) arasında uzanır. Hazar Gölü-Sincik Segmenti yaklaşık  $K65^{\circ}D$  doğrultulu olup, yaklaşık 85 km uzunluğundadır. Sistemin segment boyunca olan genişliği ise 100 m ile 2 km arasında değişir. Palu-Hazar Gölü ve Hazar Gölü-Sincik segmentleri, birbirlerinden Hazar Gölü çek-ayır (pull-apart) havzasıyla (Hampton, 1985) ayrılırlar. Bu çek-ayır havzası görüşüne karşı olarak Aksoy vd., (2007), aktif fayların ayrıntılı haritalaması ve fayların geometrisine dayanarak Hazar Gölü'nü “negatif çiçek yapısı” olarak yorumlamışlardır. Yaptıkları çalışmada, Hazar Gölü'nün KD köşesinde sola sıçrama yapmadığını, doğudaki Kartaldere Köyü civarında iki alt kola ayrıldığını ve bu iki alt kolun, GB yönünde Hazar Gölü boyunca devam ederek gölün içinde birbirinden bir yükselti ile ayrılan iki adet yarı paralel mercekleşmiş çöküntünün oluşumuna yol açtığını belirtirler. Doğrultu atımlı bu yeni geometri, negatif çiçek yapısı olarak adlandırılıp önemli miktarda normal atım bileşenli, havzaya doğru içbükey kenar fayları ve gölün batimetrisi tarafından da desteklenmiştir.

Koçyiğit vd. (2003), Palu-Hazar Gölü ve Hazar Gölü-Sincik segmentlerinin Hazar Gölü’de sıçrama yapıp birbirinden ayrılmadığını, gölün altından devam eden tek bir segment olduğunu belirtip “Palu-Yarpuzlu (Sincik, Adıyaman) Segmenti” adını verdikleri bu segmentin, DAFS’nin en büyük segmenti olduğunu belirtmişlerdir.

**Çelikhan-Erkenek Segmenti:** Hazar Gölü-Sincik segmenti, Sincik’in kuzeyine doğru belirginliğini kaybeder. Çelikhan (Adıyaman) - Erkenek (Doğanşehir, Malatya) Segmenti, Çelikhan’ın 8 km doğusundan başlar. Bu iki segment arasındaki alanda, fay sistemi izlenemez. Pütürge kuzeyine kadar bir-iki fayla temsil edilen DAFS, bundan sonra kollara ayrılarak geniş bir zonda izlenir. Çelikhan doğusunda DAFS, D-B doğrultulu bir fay ile temsil edilir. Çelikhan’dan sonra ise tekrar güneybatıya yönelir. Çelikhan güneybatısında bir gevşeme alanı mevcuttur. Burada DAFS, iki kola ayrılmaktadır. Bir kol batı yönünde ana kolla yaklaşık 30° lik bir açı yaparak Sürgü Fayı (Arpat ve Şaroğlu, 1975) olarak devam etmekte; ana kol ise Gölbaşı yönünde uzanmaktadır. Çelikhan-Erkenek segmenti, K67°D doğrultusunda ve yaklaşık 45 km uzunluğundadır. Bu segmentin bulunduğu kısımda yer alan fayların uzunluğu, 2-17 km arasında değişir ve faylar sağa sıçramalı kademeli (en-echelon) yapı sunarlar.

**Gölbaşı-Türkoğlu Segmenti:** 90 km uzunluğunda ve genel olarak K55°D doğrultuludur. Genel olarak, doğrultu atımının yanında sıkışma bileşeni de içermektedir. Pervari ve Karaağaç arasında fay, çizgiseldir; Kartal Köyü kuzeydoğusundan itibaren kuzeye doğru bükülüm yapar. Gölbaşı’nın 30 km kadar güneybatısında DAFS’nin, 20° batıya döndüğü ve Türkoğlu yönünde uzandığı görülür. Türkoğlu güneyindeki, Türkoğlu-Bahçe ve Islahiye-Dört Yol arasındaki faylar, DAFS’nin Amanos Dağlarındaki bileşenleridir.

**Türkoğlu-Antakya Segmenti:** Karlıova-Türkoğlu (Kahramanmaraş) arasındaki bölgede DAFS, K50°-70°D doğrultu aralığında uzanmaktadır. Ancak Türkoğlu güneybatısında fayın yönelimi, K30°D olarak değişmektedir. Türkoğlu-Antakya arasında, yaklaşık 145 km’lik bir mesafede, fay çok sayıda küçük segmentle temsil edilir. Bunlar, özellikleri birbirlerine benzer, kademeli (en-echelon) faylar olduklarından, aynı segmente ait olarak kabul edilebilirler. Segmentin genel doğrultusu, K30°D’dir. Segmentin genişliği ise yaklaşık 3 km’dir. Sol yönlü ötelenmiş nehirler, faya paralel uzanan sırtlar, fay vadileri ve alüvyon yelpazeleri bölgede yaygındır. Antakya havzası, doğuda sol yönlü doğrultu atımlı ÖDFS ile GB’da ise sağ yönlü doğrultu atımlı Reyhanlı Fayı ile sınırlandırılmıştır.

Bu faylar arasında kalan bölge ise genişleme havzasıdır. Depresyonun temelinde yer alan Kuvaterner bazaltik kayalar da, bu gerilmeli rejimin kanıtıdır.

Duman ve Emre (2013) ise yaptıkları segmentasyon çalışmasında, DAFS'nin fay geometrisini ve segment yapısını ortaya çıkarmak amacıyla paleosismolojik ve sismolojik verilerle destekleyerek aktif fayları haritalamışlardır. Ve öncelikle DAFS'ni kuzey ve güney olmak üzere iki kola ayırmışlardır. Bunlardan ana kol olan 580 km uzunluğundaki güney kol, Karlıova ve Antakya arasında uzanıp Amik üçlü eklemi vasıtasıyla ÖDFS'ne ve Kıbrıs Yayı'na bağlanır. Sürgü-Misis Fay Sistemi olarak adlandırılan 350 km uzunluğundaki kuzey kol ise İskenderun Körfezi altından Girne (Kyrenia)-Misis Fay Zonu'na bağlanır. Araştırmacılar, Çelikhana-Adana-Antakya bölgesinde DAFS'nin Arap-Anadolu levhaları arasındaki yanal atım bölümlenmesinin (slip partitioning), ana güney kol ve kuzey kol arasında sırasıyla 2/3 ve 1/3 oranında paylaşıldığını önermişlerdir. DAFS üzerinde meydana gelen en son büyük depremden itibaren geçen süreyi dikkate alarak, Pazarcık ve Amanos segmentlerinin yakın gelecekte yıkıcı deprem üretme potansiyeline sahip olduğuna işaret etmişlerdir.

Ana güney kol, 7 segmente ayrılmıştır. Bunlar; Karlıova, Ilıca, Palu, Pütürge, Erkenek, Pazarcık ve Amanos segmentleridir. Bu segmentler, birbirilerinden sırasıyla Göynük çift büklümü, Gökdere sıkıştırıcı büklümü, Hazar Gölü serbestleten büklümü, Yarpuzlu sıkıştırıcı çift büklümü, Gölbaşı serbestleten basamağı (step-over), Türkoğlu serbestleten büklümüyle ayrılır. Kuzey kol ise Sürgü, Çardak, Savrun-Çokak-Toprakkale, Yumurtalık-Karataş-Yakapınar-Düziçi-İskenderun fay segmentlerinden oluşur. Bu segmentler de birbirinden sırasıyla Nurhak fay kompleksi, Göksun serbestleten büklümü ve Delihalil serbestleten basamağı (step-over) ile ayrılmışlardır.

#### **4.2.1. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Yaşı**

DAFS'nin yaşı için farklı araştırmacılar tarafından, O. Miyosen sonrası - Geç Pleyistosen aralığında değişen öneriler yapılmıştır (Çizelge 1).

**Çizelge 1. DAFS'nin yaşı, atımı ve kayma hızı hakkında veriler**

Araştırma	Yer	Önerilen		
		Yaş	Atım (km)	Kayma Hızı (mm/yıl)
Herece (2008)	Karlıova-Sincik	1.9 my ve daha genç		
Aksoy vd. (2007)	Palu-Hazar Gölü	G.Pliyosen (2.6my)		9±1
Reilinger vd. (2006)				10±1
Bertrand (2006)				9,7±0,9
Westaway (2004, 2006)	Gölbaşı-Türkoğlu			8,85
Westaway (2003)		4 my		8
Herece (2003)		Üst Pliyosen		5-8
Gürsoy vd. (2003)	İskenderun Körfezi kuzeyi	0.78 my		6
Çetin vd. (2003)	Palu-Hazar Gölü	Pliyosen sonu (2my)	27	13,5
Güneyli (2002)	Palu-Hazar Gölü	Pliyosen sonu (2my)	27	13,5
Koçyiğit vd. (2001)	Hazar Gölü-Sincik			5
McClusky vd. (2000)				9±1
İnceöz ve İnce (1999)	Palu civarı		10	
Barka vd. (1999)	Osmaniye-Karataş			5,3
Yürür ve Chorowicz (1998)		1.9 my		7.8-9
Reilinger vd. (1997)				15±3
Barka ve Reilinger (1997)				11±1
Westaway ve Arger (1996)		3 my	30	14±2

Reilinger vd. (1996)				11±2
Arger vd. (1996)		3 my	30	
Westaway (1994)		5 my		14±2
Trifanov vd. (1994)		Geç Pliyosen		
Turan vd. (1993)		O. Miyosen sonrası		
Turan (1993)	Palu-Pütürge	G. Miyosen sonrası	10-15	
Kiratzi (1993)				6
İmamoğlu (2003)	Gölbaşı- Türkoğlu			1.18
Şaroğlu vd. (1992b)	Göksu Nehri vadisi	G. Pliyosen	13	
	Karlıova-Bingöl Segmenti		17	
	Gökdere		3,5-4	
Oral vd. (1992)				10±5
Lyberis vd. (1992)				19
Herece ve Akay (1992)	Karlıova-Bingöl Segmenti		13	
	Hazar Gölü- Kartaldere	Pliyosen	9	
	Hazar Gölü- Sincik Segmenti		10	
Barka (1992)		Pliyosen		
Taymaz vd. (1991)				25-31
Barka ve Kadinsky-Cade (1988)				0,5
Şaroğlu vd. (1987)		Geç Pliyosen		
Tatar (1987)		Miyosen sonrası		
Kasapoğlu (1987)				9

Gülen vd. (1987)	Maraş Bindirmesi	Miyosen sonrası	25	
Şengör vd. (1985)		yaklaşık 12 my		
Hempton (1985)			21	
Jackson ve McKenzie (1984)				34
Koçyiğit (1983)		G. Miyosen sonrası		
Ketin (1983)		G. Miyosen sonrası		
Muehlberger (1981)		4-5 my		
Şengör (1979)		12-13 my dan genç		
Dewey ve Şengör (1979)		G. Miyosen-Pliyosen		
Ercan (1979)		G. Miyosen sonrası		
Erdoğan (1975)	Gölbaşı-Türkoğlu		20	
Arpat ve Şaroğlu (1975)	Hazar Gölü GBsı		15	
	Maraş-Antakya Grabeni		400 m düzey atım	
Seymen ve Aydın (1972)	Göynük Vadisi		15	6
Arpat ve Şaroğlu (1972)	Karlıova-Bingöl	G. Miyosen sonrası	22	6
	Palu-Hazar Gölü		27	

Arpat ve Şaroğlu (1972), Göynük Vadisi'nde fayın Miyosen yaşlı kireçtaşlarını kesmesinden hareket ederek, fay sisteminin yaşının Miyosen'den genç olduğunu belirtmişlerdir.

Herece ve Akay (1992), Ilıcalar Beldesi (Bingöl) kuzeyinde Pliyosen yaşlı volkanit ve volkano tortulların altındaki metamorfik kayaların ötelenmeden önceki pozisyonlarına geri döndürüldüklerinde, bunları güneylerinde açısız uyumsuzlukla örten Miyosen kireçtaşlarıyla karşı karşıya geleceğini belirtirler. Bu durum, Miyosen kireçtaşlarının



faylanma öncesinde volkanik örtü altında devamlılık sunduğunun ve DAFS'nin Miyosen'den önce hareket etmediğinin göstergesi olarak yorumlanmıştır. Aynı yazarlara göre, DAFS'nin Karlıova-Bingöl Segmenti boyunca görülen volkanitler, Muş dolaylarında görülen Solhan Volkanitleri'ne karşılık gelir. Daha önce Üst Miyosen yaşında kabul edilen (Yılmaz vd., 1987) lavların altındaki çökellerden derlenen mikromemeli faunasına göre Alt Pliyosen yaşını bulmuşlardır. Buradan yola çıkarak, en Üst Miyosen'de oluşmaya başlayan Solhan Volkanitleri'nin havzasının Üst Pliyosen'in ortasına kadar sedimantasyonun sürmüş olduğunu, Pliyosen'de kıvrımlandığını (Akay vd., 1989) ve Muş havzasındaki bu kıvrımlanma sırasında DAFS'nin hareket etmeye başlamış olacağını belirtmişlerdir. Ayrıca, Palu-Çaybağı arasındaki Pliyosen havzasında yaklaşık D-B uzanımlı kıvrımlar ile volkanitler içerisinde görülen kıvrımların K-G yönlü sıkışmanın ileri evresinde oluştuğunu belirtip bu verilerden yola çıkarak DAFS'nin oluşum yaşının başlangıcını, Pliyosen olarak sınırlandırmışlardır.

Westaway (1994)'e göre DAFS, ~5 my önce aktif olmaya başlamıştır. Bunun için önerilen nedenler ise şöyle sıralanmıştır; hem KAFS hem de DAFS, Türkiye Plakası'nın batıya hareketini sağlamakta olup, tahminen aynı zamanda oluşmuşlardır. KAFS'nin yaşı, 5 my olarak bulunmuştur. İkinci olarak, DAFS'ni güneybatıya bağlayan Aslantaş Fay Zonu, yaklaşık Pliyosen'in başında gelişmiştir (~5 my). DAFS'deki maksimum atım, 27 km olup (Arpat ve Şaroğlu, 1972) bu atım miktarı, ÖDFS'ninde son 5 my içinde gelişen atım miktarına eşittir.

Westaway ve Arger (1996, 2001), DAFS'nin kuzeybatısında yer alan sol yönlü Malatya-Ovacık Fay Sistemi (MOFS)'nin Arabistan-Türkiye plakaları arasındaki sınırı DAFS'ninden önce oluşturduğunu; bu sırada KAFS'nin doğu ucunun MOFS ile Erzincan yakınlarında birleştiğini söylemektedir. Arger vd. (1996), 5-3 my arasında MOFS'nin, 3 my'dan beri de DAFS'nin bu sınırı oluşturduğunu belirtmişlerdir. Toplam kayma miktarının ise 30 km olduğunu söylemişlerdir. Westaway ve Arger (1996), DAFS'nin  $14 \pm 2$  mm/yıl (Westaway, 1994) olarak belirlenen kayma hızını ve 30 km'lik kaymayı kullanarak, DAFS'nin ~3 my önce oluştuğunu söylemişlerdir.

Herece (2008), Karlıova-Sincik arasında Pliyosen-Pleyistosen ile korele edilebilen MN-17 memeli zonunun fayın bu kesimi için üst yaş olarak kabul etmekte ve buna bağlı olarak Karlıova ile Sincik arasındaki kesimini, 1.9 my ve daha genç olarak yaşlandırmaktadır.

#### 4.2.2. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Atımı

Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin değişik kesimlerinde çalışan araştırmacılar, fayın toplam atımı ile ilgili olarak farklı görüşler (3,5-30 km) ileri sürmektedirler (Çizelge 1).

Karlıova-Bingöl segmenti boyunca, Ilıca kuzeyinde Arpat (1971), 22 km; Seymen ve Aydın (1972), 15 km; Şaroğlu vd. (1992b) ise aynı kısımda maksimum 17 km'lik bir atım önermişlerdir. Herece ve Akay (1992), bu segmentte metamorfik kayalarda, fay boyunca sol yanal ötelenme miktarını 13 km olarak gözlemlemişlerdir.

Palu-Hazar Gölü segmenti boyunca Arpat (1971) tarafından, 27 kmlik sol yanal hareket önerisine karşın Herece ve Akay (1992), Simaki Formasyonu üzerinde 9 km lik bir atım belirlemişlerdir.

Hazar Gölü-Sincik segmentinde, Keferdiz (Doğanyol'un eski adı, Malatya) yakınlarında Fırat Nehri'ndeki atım miktarı Arpat ve Şaroğlu (1975)'e göre 15 km iken, Herece ve Akay (1992), yaklaşık 10 km'lik bir atım belirlemişlerdir.

Herece ve Akay (1992), Çelikhan dolaylarında tektonik bir dokunakta, DAFS tarafından oluşturulan 10 km'lik bir sol yanal ötelenme belirlemişlerdir.

Gölbaşı-Türkoğlu segmenti boyunca Erdoğan (1975), 20 km lik bir ötelenme tespit etmiştir. Şaroğlu vd. (1992b), Göksu Nehri vadisi boyunca, 13 km'lik sol yanal ötelenme olduğunu ve bu ötelenmenin, DAFS ile açıklanabileceğini belirtmişlerdir. Aynı yazarlar, Karaağaç civarında, Kısık Dere ve Köse Dere üzerinde 4 km, Gökdere üzerinde ise 3.5-4 km atım belirlemişlerdir.

Türkoğlu-Antakya segmenti boyunca sol yanal ötelenmiş nehirler, fay vadileri oldukça yaygındır (Şaroğlu vd., 1992b). Arpat ve Şaroğlu (1975), Maraş-Antakya grabeninde Kuvaterner volkanitlerinde 400 m civarında bir düşey atım belirlemişlerdir.

#### 4.2.3. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Kayma Hızı

DAFS üzerindeki kayma hızı ile ilgili literatürde, 0,5-34 mm/yıl arasında değişen farklı görüşler ortaya çıkmaktadır (Çizelge 1). Sismik etkinlik verilerine göre, 6-31 mm/yıl arasında (Taymaz vd., 1991; Kiratzi, 1993); GPS verilerine göre 4-15 mm/yıl arasında (Oral vd., 1992; Reilinger vd., 1996; Reilinger vd., 1997; Barka ve Reilinger, 1997; McClusky vd., 2000; Westaway, 2003; Reilinger vd., 2006) değişen hızlar önerilmiştir.

Kinematik analizler ile 7.8-19 mm/yıl (Lyberis vd., 1992; Yürür ve Chorowicz, 1998; Westaway, 2004, 2006); jeolojik veriler ile 4-13.5 mm/yıl (Arpat ve Şaroğlu, 1972; Seymen ve Aydın, 1972; Kasapoğlu, 1987; Kiratzi, 1993; Yürür ve Chorowicz, 1998; Koçyiğit vd., 2001; Güneyle, 2002; Çetin vd., 2003; Aksoy vd., 2007) arasında değişen hız verileri önerilmektedir.

### **4.3. Depremsellik / Sismisite**

#### **4.3.1. Tarihsel Dönem Depremleri**

Depremler hakkındaki tarihsel kaynaklar, aktif faylanma ve sismik tehlikenin ortaya çıkarılmasında önemli katkılar sağlamaktadır. Büyük depremler, çok geniş alanlarda hissedildiğinden, depremin merkez üssü farklı yerlere atfedilebilmektedir. Ayrıca dönemin büyük şehirleri civarında meydana gelen depremlerde hasar gören kent, depremin meydana geldiği şehir olarak belirtilebilmektedir. Ambraseys ve Jackson (1998) ile Bellettati vd. (1993)'nin belirttiği gibi, tarihsel depremlere ait ikinci veya üçüncü elden kaynaklardan elde edilen bilgilerde, depremlerin tarihlerinde ve konularında önemli hatalar olabilmektedir.

Çalışma alanı, antik dönemde büyük medeniyetlere ev sahipliği yapmış (Batı Anadolu, Yunanistan, Suriye gibi) bir alan olmadığından çok eski tarihlerde (2000 yıl öncesi) meydana gelmiş depremlerin kayıtları mevcut değildir. Ancak yakın tarihsel dönemde Palu, Hazar Gölü, Malatya ve Tarsus yakınlarındaki yerleşimler, tarihsel depremlerden etkilenmişler ve buralarda gözlenen hasar, kayıt altına alınmıştır.

Günümüzde geçici bir sismik durgunluk içerisinde gibi görünen DAFS, tarihsel dönemlerde çok büyük depremlere sahne olmuştur. Sistem boyunca tarihsel dönemde gerçekleşen depremler, Ambraseys (1989) ve Ambraseys ve Jackson (1998) tarafından verilir. Yunan-Latin, Bizans, Suriye, Arap, Ermeni, Gürcü ve Osmanlı kaynaklarına dayanarak Doğu Akdeniz civarındaki tarihsel depremleri inceleyen Ambraseys (1971), DAFS ve KAFS'nin depremsellik bakımından birbirine benzediğini ve farklı dönemlerde etkinlik gösterdiklerini belirtmiştir. Yazar, M.S. 10-1000 yılları arasında Solhan, Palu KD'sundaki Çapakçur (1944'e kadar olan Bingöl il merkezinin resmi ismi), Keferdiz (Malatya'nın Doğanyol ilçesi) ve Kahramanmaraş'ın en az 4 kez depremlerle yıkıldığını

ifade etmiştir. 995 yılında meydana geldiği söylenen depremde, Solhan (Haykaber), Çapakçur (Djapajur), Palu (Balı), Harput (Arsomasata) ve Keferdiz (Claudias) boyunca yüzeyde büyük ölçüde faylanmaların meydana geldiği, nehirlerin yataklarını değiştirdikleri belirtilmektedir.

DAFS boyunca 1500-1905 yılları arasında meydana gelen büyük depremler (Çizelge 2; Ambraseys, 1989'dan yararlanarak hazırlanmıştır ve Şekil 8), aşağıda açıklanmıştır (Ambraseys, 1989).

#### **1513; Tarsus-Malatya; 7.4**

Ambraseys (1989), Osmanlı Padişahı Yavuz Sultan Selim'in 1514 yılının ilk aylarında Konya'ya yaptığı ziyaret sırasında Tarsus, Adana ve Malatya'ya bağlı yerleşimlerin, depremle neredeyse tamamının yıkıldığını öğrendiğinden bahseder. Dolayısıyla deprem, 1514 yılından önce olmuştur ve geniş bir alanda, en az 340 km'lik bir zon boyunca yıkıma yol açmıştır. Deprem, Kilikya Bölgesi'ni şiddetli şekilde etkilemiş ve Kayseri'den Suriye'ye kadar geniş bir alanda hissedilmiştir. Bu, 28 Mart 1513 tarihinde Mısır'da hissedilen deprem olabilir.

15. yüzyılda veya 16. yüzyılın başlarında Tarsus'un içinden aktığı söylenen Berdan Deresinin yönünün değiştiği ve o zamandan beri Tarsus'un dışından aktığı belirtilmektedir.

#### **Ocak 1544; Zitun-Malatya; 6.7**

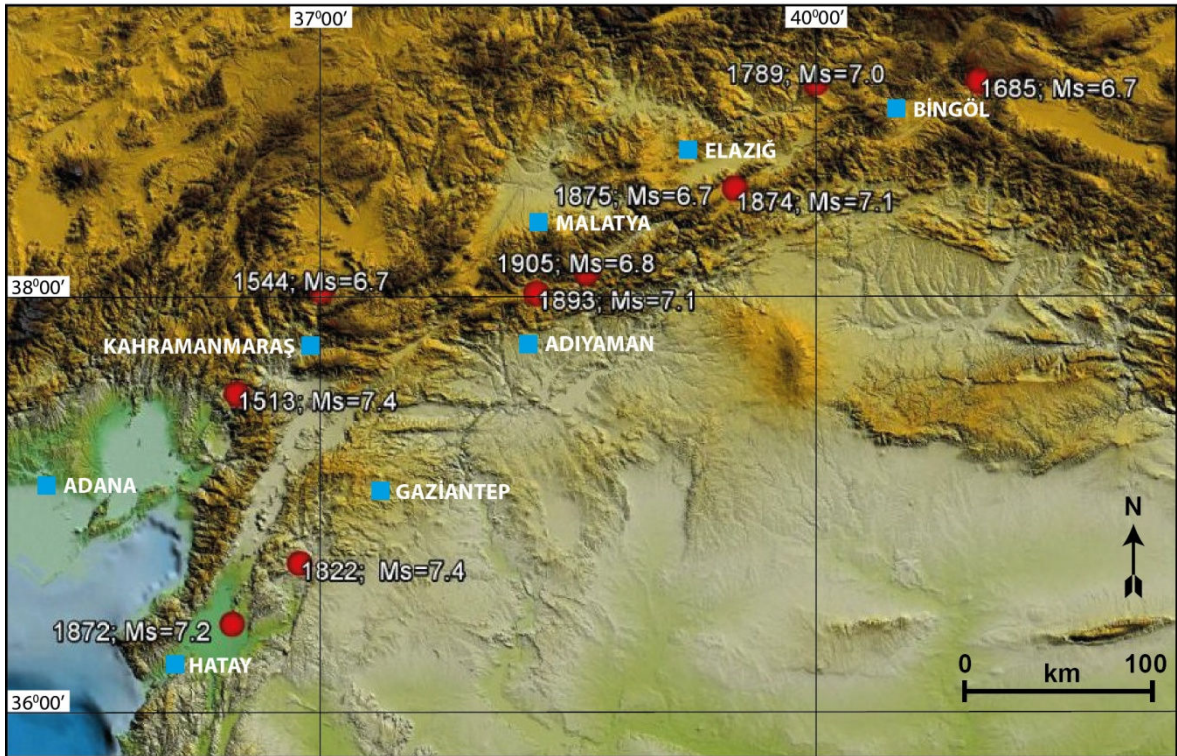
1513 depreminin yaklaşık olarak kuzeyindeki bölgede meydana geldiği söylenen depremde Zitun'un tamamının, Elbistan'ın ise yarısının yıkıldığı ve sarsıntıların 6 ay devam ettiği belirtilmektedir. Bir Yunan kaynağına göre, büyük bir depremle tüm doğu sallanmış, Zitun harap olmuştur. Bu deprem, Doğu Anadolu ve Suriye'yi kapsayan oldukça geniş bir alanda etkili olmuştur.

#### **22 Kasım 1685; Gönek; 6.7**

Bu deprem, Avrupalı bir gezgin tarafından Ermenice not edilmiştir. Gece yarısından biraz önce meydana gelen deprem, Erzurum'un yaklaşık 50 km GB'sındaki köylerde ciddi hasara ve yüzeyde deformasyona yol açmıştır. Erzurum'da 15 dakika boyunca birbirini izleyen şoklar hissedilmiştir ve artçı şoklar 8 gün devam etmiştir. Erzurum'un güneyinde ve özellikle Van'da şiddetli olarak hissedilmiştir. Odak merkezi, tam olarak bilinmeyen depremin, Erzurum-Diyarbakır yolu üzerinde, Karlıova-Bingöl arasında bir yerde olduğu belirtilmektedir.

**Çizelge 2. DAFS çevresinde 1500-1905 yılları arasında meydana gelen tarihsel depremler. Ambraseys (1989)'den yararlanarak**

Tarih	Episantr		Ms	Lokasyon
	K	D		
1513	37.5	36.5	7.4	Tarsus-Malatya
Ocak 1544	38.0	37.0	6.7	Zitun-Malatya
22 Kasım 1685	39.0	41.0	6.7	Gönek
29 Mayıs 1789	39.0	40.0	7.0	Palu
13 Ağustos 1822	36.7	36.9	7.4	Afrin
3 Nisan 1872	36.4	36.5	7.2	Amik Gölü
3 Mayıs 1874	38.5	39.5	7.1	Gölcük Gölü I
3 Mart 1875	38.5	39.5	6.7	Gölcük Gölü II
2 Mart 1893	38.0	38.3	7.1	Malatya güneyi
4 Aralık 1905	38.1	38.6	6.8	Malatya



**Şekil 8. DAFS çevresindeki tarihsel dönem depremlerinin sayısal yükseklik modeli üzerindeki konumları**

### **22 Kasım 1685; Gönek; 6.7**

Bu deprem, Avrupalı bir gezgin tarafından Ermenice not edilmiştir. Gece yarısından biraz önce meydana gelen deprem, Erzurum'un yaklaşık 50 km GB'sındaki köylerde ciddi hasara ve yüzeyde deformasyona yol açmıştır. Erzurum'da 15 dakika boyunca birbirini izleyen şoklar hissedilmiştir ve artçı şoklar 8 gün devam etmiştir. Erzurum'un güneyinde ve özellikle Van'da şiddetli olarak hissedilmiştir. Odak merkezi, tam olarak bilinmeyen depremin, Erzurum-Diyarbakır yolu üzerinde, Karlıova-Bingöl arasında bir yerde olduğu belirtilmektedir.

### **29 Mayıs 1789; Palu; 7.0**

Bu deprem, 18 Temmuz 1784 Kuzey Anadolu Fayı depremiyle harap olan alanın hemen güneyinde etkili olmuştur. Depremle ilgili bilgi, İstanbul'dan alınan bir yazışmadandır ve bu yazışmada yetkililer, Palu bölgesinde bir felakete neden olan depremin, yaklaşık 75 km yarıçapındaki bir alanda yıkıma yol açtığı ve 51.000 kişinin hayatını kaybettiği konusunda bilgilendirilmektedir. Depremle ilgili bilgiler, eksik olmasına rağmen bölgedeki büyük depremlerden birisi olduğu açıktır.

### **13 Ağustos 1822; Afrin; 7.4**

Yaklaşık 7,4 büyüklüğündeki depremin, çok geniş bir alanda hissedildiği, artçı şoklarının 2,5 yıl sürdüğü, Gaziantep, Antakya, Halep ve Suriye kuzeybatısında çok büyük hasara ve can kaybına yol açtığı belirtilmiştir. Deprem sonrası heyelanlar, nehir yataklarındaki değişimler ve İskenderun civarında kıyı boyunca sıvılaşmalar gözlenmiştir. Ölü sayısının, 30.000 ile 60.000 arasında değişebileceği söylenen depremin, Doğu Akdeniz Bölgesindeki en büyük depremlerden biri olduğu ifade edilmektedir.

### **3 Nisan 1872; Amik Gölü; 7.2**

Antakya'nın ve Suaidiya limanının neredeyse tamamında yıkıma yol açan bu büyük deprem, Rodos'tan Diyarbakır'a, Konya'dan Gaza'ya kadar bütün Doğu Akdeniz'de hissedilmiştir.

Antakya'daki 3003 evden 1960'ı tamamen yıkılmış, 894'ü kullanılmayacak derecede ağır hasar görmüştür. 500 kişi hayatını kaybetmiştir. Suaidiya ve Beilan arasındaki 38 köy, Suaidiya'daki 2150 ev yıkılmış, yüzlerce kişi yaralanmış ve hayatını kaybetmiştir. Ağır hasar, Amik Gölü'nün doğusuna kadar uzanmıştır. Burada, yerde çatlaklar oluşmuş ve sıvılaşmalar meydana gelmiştir.

Antakya'ya 90 km uzaklıktaki Halep'te hasara ve can kaybına yol açan deprem, Adana, Antep, Birecik, Hama, Hams ve Tripoli'de de çok kuvvetli bir şekilde hissedilmiştir.

13 Ağustos 1822 ve 3 Nisan 1872 depremleri ÖDF ile DAF'nın bağlantılı olabileceği bir bölgede gerçekleşmiştir. Deprem episanturlarının, Adrin ve Amik kırık zonunda olduğu ve her iki depremde de yüzey kırığı geliştiği belirtilmektedir (Herece, 2003). Bu depremlerin, DAF üzerinde mi ÖDF üzerinde mi olduğu tartışmalıdır.

### **3 Mayıs 1874; Gölcük Gölü (I); 7.1**

14 Ocak 1874'deki ilk şokta, Sarıkamış'ın (Palu-Hazar Gölü arasında) tamamı yıkılmış, Tenik, Norgek, Güliskir ve Haraba adlı Ermeni köyleri kısmen etkilenmişlerdir. 3 Mayıs 1874'deki ana şok, yaklaşık 1 dakika sürmüş, Hazar ve Ulu Ova civarındaki köylerin çoğu tamamen yıkılmıştır. Deprem sonucunda, Hazar Gölü'nün güney kenarı 1-2 metre yükselmiş, akış durmuş, göl kıyısındaki yapı ve yollar su altında kalmıştır. Kizin (Gezin) güneydoğusundaki yollarda birkaç km boyunca heyelanlar olmuş ve yollar kullanılamayacak duruma gelmiştir. Takip eden 3 gün boyunca bölgede, şiddetli artçı şoklar hissedilmiştir.

Gölcük (Hazar) Gölü kuzeyinde ciddi hasar meydana gelmiş ve günümüzde Keban Barajı suları altında kalan 2500 nüfuslu Habusu Köyü'nde birkaç ev dışında hemen hemen tüm evler yıkılmıştır.

### **27 Mart 1875; Gölcük Gölü (II); 6.7**

Bu deprem, 1874 depreminden etkilenen yerlerin hemen hemen tamamında etkili olmuştur; fakat Gölcük (Hazar) Gölü'nün güneyindeki alanlarda, daha fazla hasar meydana gelmiştir. Ulu Ova ve Hazar bölgelerinde çok can kaybı olduğu belirtilmesine rağmen hasar hakkında detaylı bilgi yoktur.

Gölcük Gölü'nün Dicle (Tigris) nehrine boşaldığı vadinin yükselmesi sonucu göl seviyesi de, 4 metre yükselmiş ve buna bağlı olarak gölden eski vadiye su akışı olmuştur.

### **2 Mart 1893; Malatya güneyi; 7.1**

2 Mart 1893 günü saat 22:51'de olan deprem Malatya güneyindeki bölgede çok etkili olmuştur. Bu deprem, 2700 km uzaklıktaki sismograflarca kaydedilmiştir (Roma ve Strazburg).

Kubeli, Besni, Hisn-i Mansur, Akçadağ, Karakiahta ve Mirdis bölgelerini içine alan 220 km uzunluğunda, 120 km genişliğindeki alanda çok etkili olmuştur. Akçadağ'da

11740 evden 2719'u tamamen yıkılmış ve 885 kişi hayatını kaybetmiştir. Malatya ve Pütürge arasındaki dağ köylerinde ise 7000 evden 5100'ünün yıkıldığı ve 285 kişinin öldüğü belirtilmiştir. 10000 nüfuslu Adıyaman'da 3500 evin yaklaşık üçte biri tamamen yıkılmış, üçte biri ise ağır hasar görmüştür. Adıyaman'daki can kaybı ise 26 olarak kaydedilmiştir. Besni bölgesindeki hasarla ilgili olarak detaylı bilgi yoktur; fakat Erkenek ve Tut'a kadar yıkım olduğu belirtilmektedir.

Ulu Ova civarında geniş alanda yıkım olmuş ve 124 kişi hayatını kaybetmiştir. Yaklaşık 300 kişinin öldüğü 30000 nüfuslu Malatya'da ise birçok ev tamamen yıkılmış ve hasar görmüştür. Depremde 47 cami, 3 kilise, 14 okul, 1 kışla ve 2 telgraf istasyonu yıkılmıştır.

Urfa, Antep ve Elbistan'da birkaç ev yıkılmış; fakat can kaybı, olmamıştır. Deprem Kilis, İskenderun, Antakya, Harim, Idlib ve Maarat'da şiddetli bir şekilde hissedilmiştir.

#### **4 Aralık 1905; Malatya; 6.8**

Saat 07:04'de Malatya güneydoğusunda meydana gelen deprem 62 istasyonda kaydedilmiştir. Pütürge ve Sürgü arasındaki dağ köylerinde ağır hasar olup, çok sayıda can kaybı olmuştur. Kozluk, Abdülharap, Guzhane ve Erkenek kasabaları neredeyse tamamen yıkılmıştır. Malatya ovasında da geniş alanda yıkım olmuş ve sivilaşma meydana gelmiştir. Kâhta'da bir kalenin yıkıldığı, Malatya-Kâhta arasında birçok yerde toprağın yarıldığı ve heyelanlarla yolların kapandığı belirtilmektedir.

Malatya'da can kaybı olmamıştır; fakat bazı evler, hasar görmüştür. 1893 depreminden sonra yapılan evlerin çoğu şoku az hasarlı olarak atlatmışlardır. Bununla birlikte bir önceki depremde hasar gören birçok ev yıkılmıştır. Ana şoku, az sayıda ama oldukça şiddetli artçı şoklar (Ms: 5.5) izlemiştir ve artçı şokların etkisi 2 hafta sürmüştür.

#### **4.3.2. Aletsel Dönem Depremleri**

Türkiye'de aletsel döneme ait kayıtlar, 1900'lü yıllardan sonra deprem istasyonlarının kurulması ile başlamıştır. Fakat modern aletsel çalışmalar 1970'li yıllardan sonra başlar. 1900-1970 yılları arasında birkaç deprem istasyonu ile sismisitenin belirlendiği dönem, aletsel dönemin ilk yarısını ve 1970'li yıllardan sonra deprem istasyonlarının sayısının artması sonucu depremlerin daha sağlıklı kaydedilmiş olduğu dönem ise aletsel dönemin ikinci yarısını oluşturmaktadır. Bununla birlikte istasyon



sayısının yetersiz olmasından dolayı DAFS boyunca episantr lokasyonunun belirlenmesinde çok büyük hatalar olabilmektedir (Alsan vd., 1975). Ayrıca düzensiz ve yetersiz sismik ağ sebebiyle DAFS boyunca gelişen sismik aktivite sağlıklı bir şekilde kaydedilememektedir.

Son yüzyılda fay sistemi üzerinde, büyüklüğü (Ms) 5 in üzerinde çok sayıda deprem kaydedilmiştir (Tan vd., 2008; Kalafat vd., 2011). DAFS’de, aletsel dönemde günümüze kadar 7 önemli deprem meydana gelmiştir. Bu depremlerin yerleri ve bunlarla ilgili parametreler, Çizelge 3 de; depremlerin sayısal yükseklik modeli üzerindeki yerleri ise Şekil 9 de sunulmuştur.

#### **14 Haziran 1964; Malatya; 6.0**

Tarihsel kayıtlar, Malatya şehri ve çevresinin geçmişte pek çok depremden etkilendiğini göstermektedir (Ergin vd., 1967; Ambraseys, 1989). 14 Haziran 1964 depremi, tektonik kaynağı belirsiz küçük yüzey deformasyonlarına yol açmıştır (Barut ve Gürel, 1964). Bunlardan bir tanesi, büyük ihtimalle heyelanlarla ilintili çatlaklardır. Fay düzlemi çözümleri, büyük bir doğrultu atım bileşeni olan normal fay mekanizmasını göstermektedir. Depremin kaynak parametreleri: Doğrultu:  $227^{\circ}\pm 5^{\circ}$ , eğim:  $29^{\circ}\pm 5^{\circ}$ , yatım:  $-28^{\circ}\pm 10^{\circ}$  ve derinlik:  $11\pm 2$  km dir (Taymaz vd., 1991).

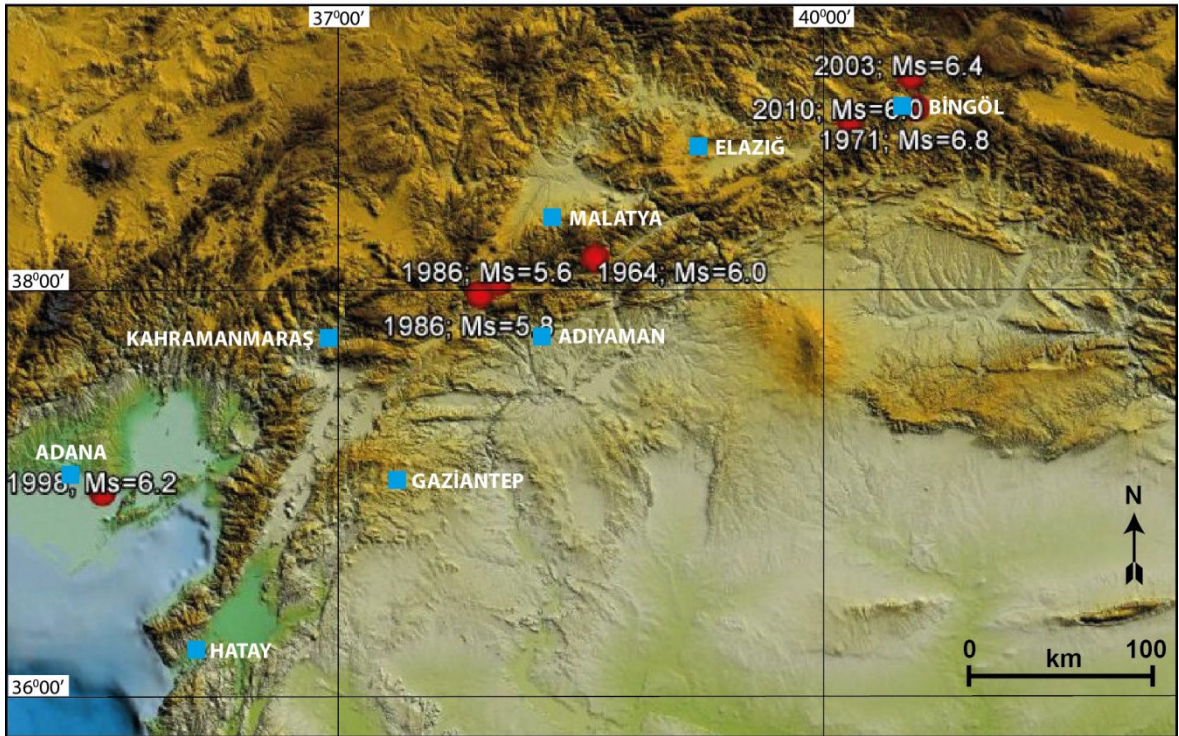
#### **22 Mayıs 1971; Bingöl; 6.8**

Doğu Anadolu’da Bingöl şehri ve çevre köylerini en fazla hasara uğratmış olan 22 Mayıs 1971 Bingöl depremi, yerel saatle 18:43 de meydana gelmiştir. USGS verilerine göre, depremin aletsel episantrı,  $38^{\circ} 80$  N -  $40^{\circ} 50$  E; büyüklüğü,  $M_b=6.0$  ve  $M_s=6.7$ ; odak derinliği, 3 km dir (Kalafat vd., 2011). Sol yanal atımlı faylanma,  $40^{\circ}$ - $45^{\circ}$  uzanımlıdır ve yaklaşık 35 km boyunca izlenebilmiştir. Kırık boyunca gelişen sol yanal ötelenme 25 cm olarak ölçülmüştür (Seymen ve Aydın, 1972). Depremden sonra makrosismik gözlemler, Arpat (1971), Arpat ve Şaroğlu (1972) ve Seymen ve Aydın (1972) tarafından yapılmıştır.

Ana sarsıntıdan bir gün önce, orta şiddette bir deprem olmuş ve ana depremi, bir ay süre ile artçı sarsıntılar izlemiştir. Çevre illerde de şiddetli bir şekilde duyulan deprem, Bingöl ili ve köyleri ile Palu’nun Bingöl’e yakın bazı köylerini hasara uğratmıştır. En fazla hasara uğrayan bölge, kuzeyde Ilıca, Ağaçeli; doğuda, Tekören, Ardıçtepe; güneyde, yamaç köyleri ile Bingöl’ü içine alacak şekildedir. Depremin merkez üssü, makrosismik gözlemlere göre Bingöl’ün 10 km kuzeydoğusunda, şiddeti ise 8’dir (Seymen and Aydın

**Çizelge 3. DAFS üzerinde aletsel dönemde meydana gelen önemli depremler; deprem verileri Kandilli Rasathanesi'nden alınmıştır**

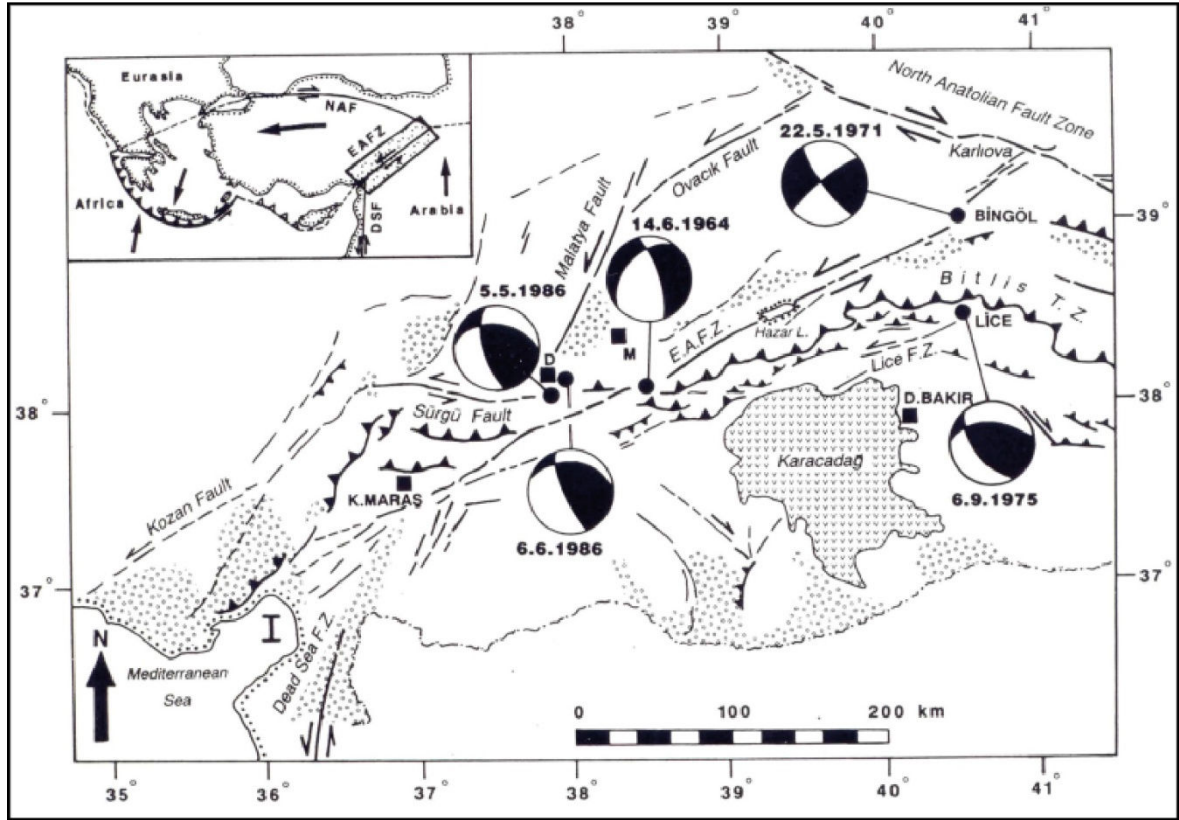
Tarih	Episantr		Ms	Lokasyon
	K	D		
14 Temmuz 1964	38.13	38.51	6.0	Malatya
22 Mayıs 1971	38.85	40.52	6.8	Bingöl
5 Mayıs 1986	37.95	37.80	5.8	Doğanşehir (Malatya)
6 Haziran 1986	38.01	37.91	5.6	
27 Haziran 1998	36.95	35.52	6.2	Ceyhan (Adana)
1 Mayıs 2003	39.01	40.49	6.4	Bingöl
8 Mart 2010	38.80	40.10	6.0	Karakoçan (Elazığ)



**Şekil 9. DAFS çevresindeki aletsel dönem depremlerinin sayısal yükseklik modeli üzerindeki konumları**

1972). Bingöl-Genç arasında deprem sırasında gelişmiş çok sayıda K 25° B doğrultulu, kademeli (en-echelon) tansiyon çatlakları gözlenmiş olup bunlar, Seymen ve Aydın (1972) ve Arpat ve Şaroğlu (1972) tarafından haritalanmıştır. Yanal atıma ek olarak bu bölgedeki çatlaklarda, güneybatı bloğun 5-10 cm dolayında alçalmış olduğu saptanmıştır (Arpat ve Şaroğlu, 1972).

Episantır tayini ve fay düzlemi çözümü çalışmalarına göre (Şekil 10), depremin episantırının DAFS üzerinde yer aldığı ve sol yönlü doğrultu atımlı olduğu belirtilmiştir (McKenzie, 1976; Jackson ve McKenzie, 1984; Eyidoğan, 1983, Taymaz vd., 1991).



Şekil 10. Doğu Anadolu Fay Sistemi üzerinde ve yakınında meydana gelen bazı depremlerin fay düzlemi çözümleri (Taymaz vd., 1991)

Depremde, 878 kişi hayatını kaybetmiş, 3965 yapı yıkılmış ve 6950 yapıda ise ağır hasar gözlenmiştir. Depremdeki parametreleri: Doğrultu:  $231^\circ \pm 8^\circ$ , eğim:  $82^\circ + 2^\circ/-5^\circ$ , yatım:  $3^\circ \pm 10^\circ$ , derinlik:  $10 \pm 2$  km dir (Taymaz vd., 1991).

### **5 Mayıs-6 Haziran 1986; Doğanşehir (Malatya); 5.8 - 5.6**

5 Mayıs 1986'da (Ms: 5.8) ve 6 Haziran 1986 (Ms: 5.6)'da, Malatya'nın Doğanşehir ilçesi güneyinde ve Sürgü civarında iki deprem olmuştur. Bu bölge, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Bitlis Bindirme Kuşağı'nı kestiği (Perinçek ve Çemen, 1990) ve fayın Çelikhhan civarında sıkıştırılmalı büklüm yaptığı alanın batısında yer alır. Bu bölgedeki önemli tektonik unsurlardan biri olan Sürgü Fayı, sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olup Doğanşehir depremlerinin odak merkezlerine çok yakındır. Sürgü Fayı, arazi gözlemlerine göre odak merkezlerine olan yakınlığı nedeniyle ve de diğer parametrelere göre bu depremlerle ilintilidir (Taymaz vd., 1991).

5 Mayıs 1986 depreminde 7 kişi hayatını kaybetmiş, 24 kişi yaralanmış ve 824 bina yıkılmış veya ağır hasar görmüştür. 5 Mayıs 1986'da olan ana şok için parametreler, doğrultu:  $273 \pm 10^\circ$ ; eğim:  $49 \pm 5^\circ$ ; yatım:  $31 \pm 10^\circ$  ve derinlik:  $4 \pm 1$  km olarak belirlenmiştir.

Bu depremden yaklaşık 1 ay sonra 6 Haziran 1986'da odak merkezi, ilk depremin yaklaşık 10 km KD'sunda olan ikinci bir deprem meydana gelmiş ve ilk şoktan az etkilenmiş olan evlerde daha fazla hasara neden olmuştur. 1 kişinin hayatını kaybettiği bu depremde 20 kişi yaralanmış, 1174 bina hasar görmüştür. İkinci depremin parametreleri: Doğrultu:  $273^\circ \pm 10^\circ$ , eğim:  $27^\circ \pm 10^\circ$ , yatım:  $30^\circ \pm 08^\circ$  ve derinlik:  $2 \pm 1$  km dir (Taymaz vd., 1991).

Ayrıca depremler sonucunda, Sürgü Barajı'nın gövdesinde büyük derecede hasar yapan çökme ve oturma türü zemin yenilmeleri oluşmuştur.

### **27 Haziran 1998; Ceyhan (Adana); 6.2**

27 Haziran 1998 günü yerel saatle 16:55'te Misis dağlarının batı kenarını sınırlayan Misis-Ceyhan Fayı üzerinde meydana gelmiştir (Barka vd. 1999). Boğaziçi Üniversitesi'ne bağlı Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü (KRDAE) tarafından depremin merkez üstü koordinatları,  $36^\circ 57' 25''$  kuzey enlemi,  $35^\circ 31' 22''$  doğu boylamı, derinliği de 18 km olarak açıklanmıştır. Depremin aletsel büyüklüğü, Ms: 6,2 dir. Deprem, Mersin, Niğde, Kayseri, Kıbrıs, Suriye ve İsrail'de de hissedilmiştir.

Depremde, Misis Kasabası ve Ceyhan İlçesi'nde önemli hasar meydana gelmiştir. Depremin merkez üssü, Adana-Misis arasında hesaplanmıştır (Ergin vd. 1999). Bu depremden elde edilen mekanizma çözümü bir miktar normal bileşene sahip sol yanal faylanma olarak verilmektedir (USGS). Deprem sonrasında Ceyhan bölgesinde yoğun sivilaşma gözlenmiş ancak yüzey faylanmasına ait hiçbir kayıt bulunamamıştır (Barka ve Akyüz, 1998; Demirtaş, 1998; Barka vd. 1999).

Deprem sonucunda Afet İşleri Genel Müdürlüğü'ne bağlı Deprem Araştırma Dairesi (DAD) verilerine göre 146 kişi ölmüş, 940 kişi yaralanmıştır. Yaralı sayısını bazı kaynaklar, 1517 olarak vermektedir. Depremde 1113 konut ile 11 işyeri yıkılmış, 9067 konut ve 210 işyeri oturulamaz hale gelmiş, 21052 konut ve 581 işyeri hafif derecede hasar görmüştür. Deprem, Adana ve Ceyhan çevresinde 150 km yarıçapındaki dairesel bir alanda kuvvetli biçimde hissedilmişse de hasar, 30 km yarıçaplı bir alanla sınırlı kalmıştır (URL-2, 2014).

#### **1 Mayıs 2003; Bingöl; 6.4**

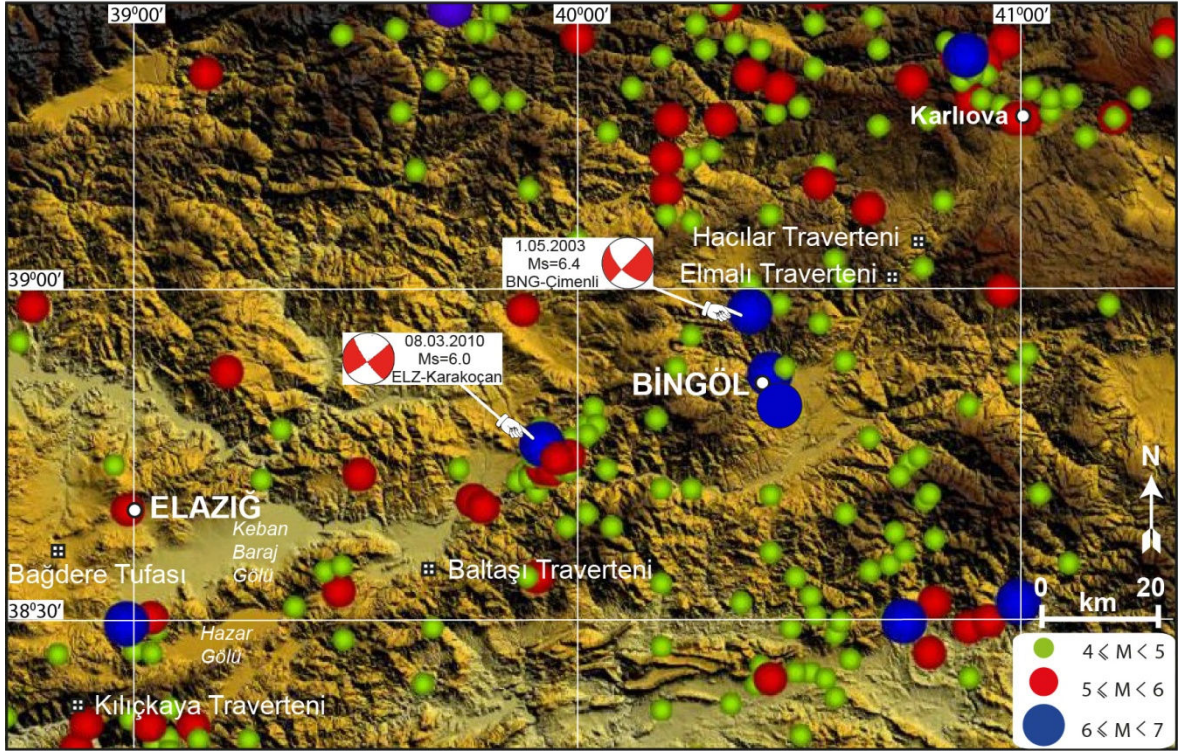
1 Mayıs 2003 Bingöl depremi (Ms: 6.4), Doğu Anadolu'da Bingöl kuzeyindeki Sütgölü-Kurtuluş Fay Zonu üzerinde yerel saat ile 03:27'de meydana gelmiştir (Emre vd., 2003). KB-GD uzanımlı, sağ yanal atımlı bu fayın kırılması sonucunda sürekli izlenebilir bir yüzey kırığı oluşmamış; buna karşılık zemin niteliği ve topoğrafik konuma bağlı olarak fayın çevresindeki 30-40 km lik bir kuşakta açılma çatlakları, sıvılaşma, oturma, kayma, heyelan gibi zemin hareketleri ve kaya düşmeleri oluşmuştur (Tüysüz vd., 2003). İlk belirlemelere göre, 176 kişinin ölümü ve 522 kişinin yaralanmasına yol açan depremde, 300 kadar bina çökmüş, 2500 civarında bina ağır, 2500 kadar bina orta hasar görmüştür. Depremdeki kaynak parametreleri: Doğrultu:  $225^{\circ} \pm 8^{\circ}$ , eğim:  $90^{\circ} + 2^{\circ}/-5^{\circ}$ , yatım:  $28^{\circ} \pm 10^{\circ}$  ve derinlik:  $10 \pm 2$  km dir (KOERİ).

#### **8 Mart 2010; Karakoçan (Elazığ); 6.0**

8 Mart 2010 günü saat 04:32'de Doğu Anadolu Bölgesi'nde Elazığ, Bingöl, Tunceli, Muş, Diyarbakır, Erzurum yöresinde geniş bir alanda hissedilen Mw: 6.0 büyüklüğünde bir deprem meydana gelmiştir. KRDAE kayıtlarına göre depremin dış merkezi, Elazığ ili, Karakoçan ilçesi, Başyurt beldesi yakın doğusuna rastlar. Çeşitli kurumlar tarafından yapılan hızlı fay düzlemi çözümlerinden depremin, doğrultu atımlı faylanma mekanizmasıyla geliştiği anlaşılmaktadır. Ana şoku takiben bölgede üçü Ml: 5.0 'dan büyük olmak üzere, çok sayıda artçı sarsıntı gerçekleşmiştir. Deprem, Elazığ ilinin Kovancılar, Karakoçan ve Palu ilçeleri ile Bingöl merkez ilçeye bağlı bazı köylerinde can kaybı ve yapı hasarlarına yol açmıştır. 42 yurttaşımız hayatını kaybetmiş, 137 kişi yaralanmış; Elazığ iline bağlı 82 yerleşmede 1580'ini ağır olmak üzere toplam 2558 konut, Bingöl merkez ilçeye bağlı 4 köyde ise 115 konut ağır hasar görmüştür (Elazığ ve Bingöl valilikleri web sayfaları). 8 Mart 2010 depreminin ana şoku ve artçı depremleri, Palu segmentinin doğu ucunda yer alan ve toplam 15 km uzunluğundaki birkaç parça halinde

uzanan fay zonu üzerinde yoğunlaşmaktadır. Depremden sonra farklı ekipler tarafından yapılan saha araştırmalarında geniş bir alan yayılmış kütlesel hareketlerine bağlı gelişmiş deformeasyonların dışında, yüzey faylanmasına ait veri bulunamamıştır.

2007-2011 tarihleri arasında TÜRDEP projesi kapsamında Türkiye genelindeki önemli fay hatları boyunca sismolojik ağlar kurulmuş ve faylar üzerindeki mikro-depremler ölçülmüştür. TÜRDEP projesi kapsamında çalışma sahası içerisinde kalan bölgede sismogramlar kurulmuş ve 1 büyüklüğüne kadar olan depremler kaydedilmiştir. Elde edilen deprem verileri harita üzerine işlendiğinde, depremlerin belirli hatlar üzerinde dizilim sergilediği görülmektedir. Tan vd. (2008), tarafından oluşturulan Türkiye Deprem Kataloğu verileri, sayısal yükseklik modeli üzerine düşürüldüğünde de aletsel dönem depremlerinin belirli hatlarda dizilim gösterdiği görülür.  $M_s \geq 6$  olan depremlerin çalışma alanında, Göynük Vadisi içine yerleşen KD gidişli sol yanal DAFS ana kırığı üzerine düştüğü görülür (Şekil 11). İkincil baskın deprem episantr dizilimi ise KB gidişli DAFS'nin sağ yanal antitetik fayları üzerinde gerçekleşir. 8 Mart 2010 Elazığ-Karakoçan depremi ( $M_s:6$ ), DAFS'nin ana kırığı üzerinde meydana gelmiştir. Bu depremden elde edilen mekanizma çözümü, sol yanal faylanma olarak verilmektedir (Kandilli Rasathanesi). 1 Mayıs 2003 Bingöl-Çimenli depremi ( $M_s:6.4$ ) ise DAFS'de antitetik karakterli sağ yanal Sütgölü-Göltepe Fay Zonu üzerinde meydana gelen depremlere örnektir. Daha küçük büyüklükteki depremler ise DAFS çevresinde saçılı olarak yer almaktadır. Bu depremden elde edilen mekanizma çözümü ise sağ yanal faylanma olarak verilmektedir (Kandilli Rasathanesi).



Şekil 11. Çalışma alanı ve çevresindeki aletsel dönem depremlerinin episantır konumları

## 5. TRAVERTEN

### 5.1. Traverten ve Tufa Sözcüğünün Kökeni, Tanımı ve Oluşumu

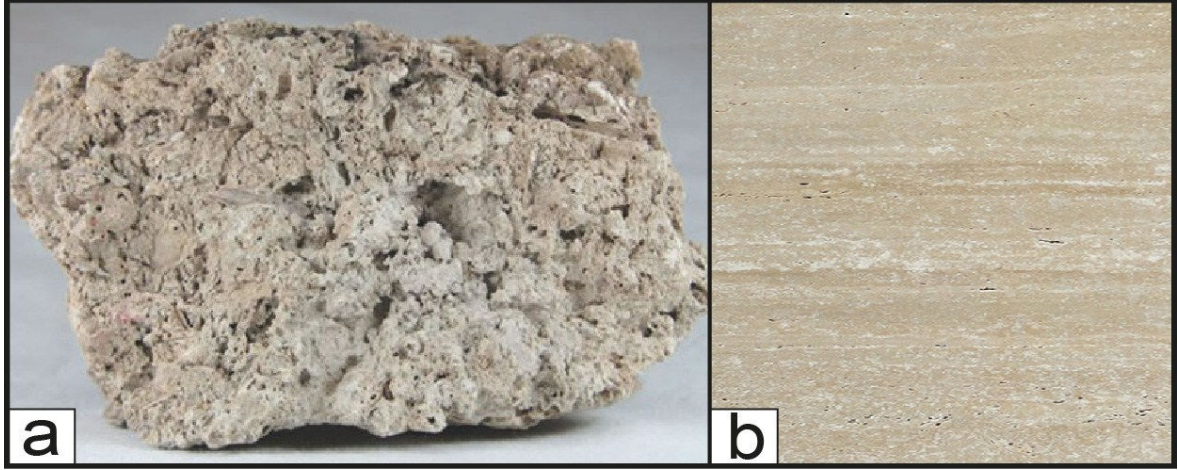
Challinor'un Jeoloji Sözlüğü (Wyatt, 1986), Lyell (1833)'e değinerek traverten sözcüğünün kökeninin İtalyanca'ya uzandığını belirtir. Traverten sözcüğü, İtalya'da Tivertino (Eski Roma adı; günümüzdeki adı Tivoli; Roma'nın 26 km doğusunda) kentinin içinden geçen Tibur (Eski Roma adı; günümüzdeki adı Tiber) nehrinden türeyen traverten çökellerinden dolayı Latinceye "*Lapis Tiburtinus* (Tiburtinus taşı)" olarak geçmiştir. Zaman içinde değişerek Latince'de "*Tiburtinus*" ve "*Tivertino*" sözcüklerine dönüşmüştür. Sözcük, İtalyanca'ya *travertino*, Fransızca'ya *travertiné*, Almanca'ya *travertin* ve Türkçe'ye de *traverten* olarak geçmiştir.

Traverten terimi için birçok araştırmacı, birbirine benzeyen tanımlar yapmışlardır. Bates ve Jackson (1980), traverteni yüzey ve yeraltı sularında bulunan kalsiyum karbonatın hızlı kimyasal çökeliyle oluşan, çoğunlukla lifsi ya da konsantrik yapıya sahip beyaz, sarımsı, bej ya da kahverengi renklerinde, yoğun, iyi kristallenmiş, masif ya da konsantrik kireçtaşları şeklinde tanımlar. Julia (1983), traverteni bataklıklarda, küçük nehirlerde, kaynaklarda (karstik ya da hidrotermal), genellikle kabuk bağlama (biyokimyasal çökelleme ve/veya çimento çökeli) şeklinde oluşan kalsiyum karbonat yığılımları biçiminde tanımlar. Chafetz ve Folk (1984), kaynak sularından organik ya da inorganik evreler ile çökeltilen tatlı su karbonatlarının bir türü olarak ifade eder. Wyatt (1986), kaynak ve ya süzülen sulardan çökelen sert ve kompakt bir çeşit kireçtaşı şeklinde tanımlar. Guo ve Riding (1998) ise traverteni, su kaynaklarından çıkan bikarbonat ve kalsiyumca zengin olan yer altı sularından oluşan kireçtaşları olarak ifade etmiştir. Genel olarak **traverten**, karstik ve sıcak su kaynakları çevresinde, küçük nehirler ve bataklıklarda oluşabilen, çimentolanmayla ve/veya biyokimyasal yolla çökelebilen sık dokulu kalsiyum karbonat ( $\text{CaCO}_3$ ) birikimleridir (Şekil 12a). Travertene sutaşı, taşlaşmış yosun veya yollu mermer de denmektedir.

Tufa teriminin kökenini ise Ford ve Pedley (1992) şöyle belirtirler: "Tufa, kelime olarak Eski Roma devirlerinde ince tanelere ufalanabilen kayacı (günümüzde tufa olarak adlandırılır) ve ince taneli beyazımsı volkanik tozları (günümüzde tuf olarak adlandırılır)



içeren beyaz kayalara verilen bir Eski Roma sözcüğü olan *tophus* 'dan gelir". Ünlü Romalı bilim adamı, tarihçi, filozof ve yazar olan Pliny tarafından kalkerli tufa, taşlaşmış bitkisel malzeme ve volkanik tuf içeren gevrek, beyazımsı çökelleri tanımlamak için kullanılmıştır.



Şekil 12. a- Tufa el örneği; b- Traverten el örneği (URL-3, 2014)

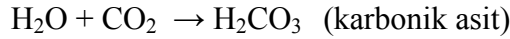
Tufa terimi için de birçok araştırmacı, birbirine benzeyen tanımlar yapmışlardır. Bates ve Jackson (1980), bir göl içinde ya da kıyısında, suyu karbonatlı bir ırmak kenarında, sıcak ve soğuk kalkerli kaynak ağzlarında çökelen kalın soğansı yapıda ve yığılım şeklinde, bazen ince kabuksu yapıda, kırılğan ve süngerimsi, gözenekli olan kimyasal kökenli sedimanter kayaç olarak tanımlayıp tufaların, algler ve bakteriler tarafından çökeltildiğini belirtirler. Challinor'un Jeoloji Sözlüğü (Wyatt, 1986) tufayı, kaynak veya süzülen sulardan oluşan yumuşak ve poröz bir çeşit kireçtaşı olarak tanımlar. Pedley (1990), ılık ve soğuk su kaynakları çevresinde çökelen yoğun gözenekli ve süngerimsi yapılı, yaprağımsı ve odunsu dokulu karbonat oluşumu şeklinde niteler. Ford ve Pedley'e (1992) göre ise tufa, ABD dışındaki İngilizce konuşulan ülkelerde kullanılan, Kuvaterner ve günümüzde yaygın olan kalkerli tatlı su çökeltilerini ifade eder. Bunlar, serin, ılıman ve yarı kurak bölgelerdeki çağlayanlar ve kaynaklarda oluşmaktadır. ABD, İspanyolca konuşan ülkeler ve günümüz Avrupa'sında ise çoğunlukla tufa teriminin yerine traverten kullanılmaktadır (Atabey, 2003). Genel olarak **tufa**, tüm soğuk ya da ılık tatlı su ortamında yaşayan algler ya da bakterilerce çökeltilen, organik madde içeriğinden dolayı gözenekli ve süngerimsi yapıdaki kalsiyum karbonat ( $\text{CaCO}_3$ ) çökeltileridir (Şekil 12b).

Traverten ve tufaların ortak yönü, kalsiyum karbonatlı (CaCO<sub>3</sub>) kaynak veya diğer sulardan çökelmiş karasal kökenli karbonat kayalar olmalarıdır. Birbirinden dokularını yansıtan özellikleri baz alınarak ayrılırlar. Bazı araştırmacılara göre 'traverten', genellikle sert ve kompakt, sıcak su (hidrotermal) çökeli için; buna karşılık 'tufa' ise soğuk su kaynağından ya da göllerde, birikmeyle oluşan gözenekli, süngerimsi çökelim için kullanılmıştır (Şekil 12; Muir-Wood, 1993; Ford ve Pedley, 1996).

**Kalksinter** ise traverten ve tufa ile karıştırılmakla birlikte Jones ve Renaut (2010) tarafından, kayalar ve zemin üzerindeki sert kabuklaşmalar olarak tanımlanmıştır.

## 5.2. Travertenlerin Oluşum Koşulları

Travertenler, kimyasal ve / veya biyokimyasal yolla oluşmaktadır. **Kimyasal yolla** oluşumu şu şekilde olmaktadır: Yüzey ve / veya yeraltı suları (H<sub>2</sub>O), yağışların etkisiyle atmosferden ya da çevre kayalardan etkileşim yoluyla bünyelerine karbondioksit (CO<sub>2</sub>) alıp karbonik asit (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) oluşturarak suyun eritici özelliğini artırır.



Karbonik asitli bu sular (H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> li), kireçtaşlarını katederken, onlardan bol miktarda kalsiyum karbonatı (CaCO<sub>3</sub>) eriterek bünyesine alır ve kalsiyum bikarbonatça (Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) yoğun hale gelir.



Başta tektonik süreksizlikler olmak üzere, zayıf zonlar boyunca yeryüzüne ulaşan kalsiyum bikarbonatça (Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) zengin bu sular, üzerlerindeki dış basıncın düşmesine bağlı olarak, içerdiği karbondioksit atmosferdeki karbondioksit ile dengeye gelinceye kadar bünyesindeki karbondioksiti kaybeder. Topoğrafya üzerinde akarken bünyesindeki su (H<sub>2</sub>O) ve karbondioksitin (CO<sub>2</sub>) ayrılmasıyla kalsiyum bikarbonat (Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>) bileşimi parçalanır ve karasal ortamda ikincil kalsiyum karbonat çökeliminin ürünü olan bu oluşum, traverten (CaCO<sub>3</sub>) meydana getirir.



Travertenlerin **biyokimyasal yolla** oluşumu ise şu şekilde olmaktadır: Kalsiyum bikarbonatlı sular ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ), topoğrafya üzerinde bulunan bitkileri ya da mikroorganizmaları [algler, bakteriler...] katederken, suyun  $\text{CO}_2$  içeriğinin bir kısmı atmosfere karışır; bir kısmı da fotosentez amacıyla bitki tarafından alınır (dolayısıyla su basıncı da düşer) ve bitki,  $\text{CO}_2$ 'yi harcarken etrafında  $\text{CaCO}_3$  içerikli zar şeklinde bir çökeltim meydana gelir. Çökeltimin devamıyla konsantrik halkalar halinde kalınlaşır; içeride kalan bitki kök / gövdesi veya mikroorganizma, çürüyerek yerinde bir boşluk bırakır. Koşullar devam ettiğinde  $\text{CaCO}_3$  çökeltimi, bu boşluğu içe doğru konsantrik halkalar halinde daraltır ya da doldurur. Böylece kalsiyum bikarbonat ( $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ ) bileşimi parçalanır ve bitki dokulu traverten tipi ( $\text{CaCO}_3$ ) oluşur. Ayrıca mikroorganizmalar, doğrudan  $\text{CaCO}_3$  üreterek parçaları birbirine tutturma işlevi görürler. Mikroorganizmalar,  $\text{CaCO}_3$  çökeltimine doğrudan ya da kırıntıları birbirine tutturarak veya ortamdaki  $\text{CO}_2$ 'yi kullanıp pH'ı düşürerek katkıda bulunurlar. Travertenlerin çökeltiminde, özellikle bitki mikroorganizmaları etkili olur. Bunların başında, mavi-yeşil ve yeşil algler olmak üzere, sarı-yeşil, kırmızı, kahverengi algler ile diyatomeler de bulunur.

Paleotopoğrafyanın şekline bağlı olarak, kaynak sularının laminar-yavaş veya türbülanslı-hızlı akımıyla paleotopoğrafyanın bitki ve kayaç taneciği içeriği, traverten tiplerinin oluşumunu etkiler. Kaynak suyunun yavaş akımı,  $\text{CO}_2$ 'in dereceli kaybını ve masif travertenin oluşumunu; hızlı akımı,  $\text{CO}_2$ 'in ani kaybını ve süngerimsi ya da bitki boşluklu travertenin oluşumunu; ortamdaki yabancı tanecikler ise **oolitik travertenin** oluşumunu sağlar. Topoğrafyada bulunan bazı kayaç tanecikleri, kaynak suyunun akış hızına bağlı olarak taşınırlar. Kendi eksenleri etrafında dönerek taşınan yabancı taneciklerin etrafında  $\text{CaCO}_3$  çökerek onları sarar. Taneciklerin ağırlığı, suyun taşıma kuvvetini yendiğinde, tanecikler biriktirilir; basınçla sıkılanma sonucunda oolitik traverten tipini oluştururlar.

### **5.3. Traverten Oluşturan Suların Çözücülük Özellikleri ve Çökeltmede Etkili Faktörler**

Traverten oluşumuna neden olan kalsiyum ( $\text{Ca}^{++}$ ) ve karbonatlı ( $\text{CO}_3^{--}$ ) çözeltilerin zenginleşmesinde; karbonatlı kayalar içindeki su dolaşımı hızı, sıcaklık, basınç, pH

(asitlik-baziklik), Eh (redüksiyon/indirgen - oksidasyon/yükseltgen) ve suda çözülmüş CO<sub>2</sub> gazı oranı önemli rol oynamaktadır (Atabey, 2003).

Kayaç içinde suların dolaşım hızı, çözünürlüğü kontrol eder. Yavaş su dolaşımı, daha çok çözünürlüğe yol açmaktayken hızlı su dolaşımı, daha az çözünürlüğe neden olur (Atabey, 2003).

Sıcaklık artışında ortalama 20°C de elementlerin sudaki çözünürlükleri artmaktadır. Özellikle evaporit minerallerinden jips ve anhidrit, sıcaklık artışıyla daha fazla çözünür. Sweeting (1973)'e göre karbonat minerallerinin çözünürlükleri, sudaki çözülmüş CO<sub>2</sub>'in oranıyla ilgilidir. CO<sub>2</sub> arttıkça, suların çözücü özellikleri artar. Ford ve Cullingford'a (1976) göre sıcak sularda, CO<sub>2</sub> daha az çözülmekte; karbonat minerallerinin depolanması hızlanmakta ve karbonat minerallerinin çözünürlüğü azalmaktadır. Birçok sıcak su çevresinde traverten depolanmasının olması bu özellikten kaynaklanmaktadır. Soğuk sularda ise CO<sub>2</sub>, daha çok çözülmekte; karbonat minerallerinin depolanması, yavaşlamakta ve karbonat minerallerinin çözünürlüğü artmaktadır. Kimyasal reaksiyonlar da, sıcaklık artışına neden olmaktadır. Örneğin, jipsin anhidrite dönüşümünde, 42080 kal/mol enerji açığa çıkmakta ve dolayısıyla da sıcaklık artmaktadır. Faylar boyunca meydana gelen sürtünmeye bağlı olarak derinlere inildikçe, volkanizma etkisiyle ve hidrotermal çözeltilerle karışma sırasında da sularda sıcaklık artışı olmaktadır (Atabey, 2003).

İçerisinde suların serbestçe dolaşabildiği kayaçlarda çözünürlülük, litostatik basınç artışı nedeniyle zorlaşmakta, tersine basınç azaldığında ise çözünürlülük kolaylaşmaktadır. Basınç altındaki yeraltısuları, kırık ve çatlaklardan yukarı doğru yükseldiklerinde basınçtan kurtularak bünyelerindeki CO<sub>2</sub>'yi kaybederler. Bu durumda CaCO<sub>3</sub> çökeli mi yani traverten çökeli mi gerçekleşir. Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> lı sulardan CO<sub>2</sub>'nin hızlı ayrılması, hızlı çökelmeye ve iri gözenek oluşumuna; yavaş ayrılması ise yavaş çökelmeye ve küçük gözenek oluşumuna neden olan petrografik özelliklerin oluşmasını sağlar (Atabey, 2003).

Diğer bir etken, suların pH ve Eh durumudur. Sulu çözeltilerin pH'ı 1 ila 14 arasındadır. Çözeltinin pH'ı 7 den küçük olursa asidik, Ph'ı 7 den büyük olursa bazik ve pH'ı 7 ve dolayında olursa nötr olmaktadır. Sweeting (1973)'e göre yağmur suyunun pH'ı 4 ile 7 arasında, ortalama 5.5 olup asidik özelliktedir. Kalsiyum, magnezyum, sodyum, potasyum, ribidyum, stronsiyum ve klor gibi bazı elementler, pH değişiminden fazla etkilenmezler (Atabey, 2003).

Eh ise ortamın yükseltgen ve indirgen olup olmadığını yani oksidasyon ya da redüksiyon olduğunu işaret eder. Suyun Eh'ı sıfırdan büyükse yükseltgen, sıfırdan küçük

olunca indirgen özellikte olmaktadır. Oksidasyon ortamında, oksijenli bazı elementler kolayca çözünürlerken bazıları ise çökelirler. Oksijence fakir ve demirce zengin yeraltı suları, yüzeyle ulaştıkları anda, hava ile temas geçerek önce magnetite, sonra hematite ve en sonra da limonite dönüşürler. Bu şekilde bir dönüşümün izleri, traverten yüzleklerinde demirce zengin traverten şeklinde görülebilir (Atabey, 2003).

Suyun Eh ile pH'ı minerallerin çözünmelerinde olduğu gibi çökelmelerinde de oldukça önemlidir. Sülfürlü mineraller (S), bazik ve indirgen ortamlarda ( $\text{pH}>7$ ;  $\text{Eh}<0$ ); oksitli mineraller (O), bazik ve yükseltgen ortamlarda ( $\text{pH}>7$ ;  $\text{Eh}>0$ ) ve karbonat mineralleri ise bazik ortamlarda ( $\text{pH}>7$ ) çökelmektedirle (Atabey, 2003).

Suda çözünebilir gazlardan  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$  ve  $\text{H}_2\text{S}$ , çözelti oluşumunda etkilidir.  $\text{CO}_2$ , karbonat minerallerinin çözünürlüğünde pozitif bir etkiye sahiptir.  $\text{O}_2$  de, birçok elementin çözünürlüğünü sağlar.  $\text{H}_2\text{S}$  ise bakır, kurşun, çinko, gümüş, kadmiyum, uranyum ve molibden elementlerinin kükürt bileşikleride şeklinde traverten kayalarında çökmesine yol açmaktadır (Atabey, 2003).

Nemli ve yağışlı alanlarda karbonat çökmesi, olumsuz etkilenir. Yağış, çözülmüş  $\text{CO}_2$  konsantrasyonunu artırır ve  $\text{CaCO}_3$  çökmesini zorlaştırır (Atabey, 2003).

Traverten çökeliminde önemli olan bir başka faktör de, topoğrafyadır. Fazla eğimli yüzeylerde daha hızlı  $\text{CO}_2$  kaybı olmakta; su, daha fazla mesafelere taşınmakta ve daha fazla traverten çökeltilmektedir. Eğimi az olan yüzeylerde ise daha yavaş  $\text{CO}_2$  kaybı olmakta ve bakteri etkinliğinde daha az traverten çökeltilmektedir (Atabey, 2003).

Bitki örtüsü,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 'lı suların akış hızını yavaşlatarak traverten çökmesine katkıda bulunur. Travertenlerin bol gözenekli ve içi boş tüpsü yapıda görünmeleri, bünyelerindeki bitkiler sayesinde olur. Bitki, sap, yaprak ve otçul bitkilerin gövdeleri çevresinde biriken  $\text{CaCO}_3$  tabakası, zamanla bitkinin çürümesine yol açmakta; çürüyen sap, dal ve gövdeler, dış kabuk içinde borucuk veya tüpçük şeklinde yapı oluşturmaktadır (Atabey, 2003).

Bunlardan başka,  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 'ça zengin suların, yeryüzüne yükselme hızlarındaki değişim ve suyun miktarı, traverten çökmesinde önemli rol oynamaktadır (Atabey, 2003).

#### 5.4. Traverten Oluşturan Sulardaki CaCO<sub>3</sub> Kaynağı

Bünyesinde Ca<sup>+2</sup> ve CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> içeren bileşiklerden kalsiyumlu silikatlar ve kalsiyumlu karbonatlar, başlıca Ca kaynağını oluştururlar. CO<sub>3</sub> kaynağı da, yapısında CO<sub>3</sub><sup>-2</sup> iyonu bulunduran karbonat mineralleridir. Traverten için bunlardan en önemli kaynak konumunda olan karbonat mineralleri, kalsit, aragonit ve dolomittir (Çizelge 4).

Çizelge 4. Traverten oluşturan sulardaki CaCO<sub>3</sub> kaynağı (Okay, 1976'dan)

Susuz karbonat mineralleri	Sulu karbonat mineraller
Kalsit (CaCO <sub>3</sub> )	Malakit [CuCO <sub>3</sub> . Cu (OH) <sub>2</sub> ]
Aragonit (CaCO <sub>3</sub> )	Azurit [2CuCO <sub>3</sub> . Cu (OH) <sub>2</sub> ]
Manyezit (MgCO <sub>3</sub> )	Gaylussit [Na <sub>2</sub> Ca (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> . 5H <sub>2</sub> O]
Siderit (FeCO <sub>3</sub> )	Trona [Na <sub>3</sub> H (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> . 2H <sub>2</sub> O]
Rodokrozit (MnCO <sub>3</sub> )	Hydroçinkit [2ZnCO <sub>3</sub> . 3Zn(OH) <sub>2</sub> ]
Simitsonit (ZnCO <sub>3</sub> )	
Dolomit [CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ]	
Ankerit [CaFe(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub> ]	
Vitherit (BaCO <sub>3</sub> )	
Stronsiyonit (SrCO <sub>3</sub> )	
Seruzit (PbCO <sub>3</sub> )	

#### 5.5. Travertenlerin Sınıflandırılmaları

Chafetz ve Folk'un (1984) belirttiği gibi birçok traverten oluşumu, organik ve inorganik işlemlerin sonucu olup, bu işlemler sonucu oluşan materyalin miktarı, birçok değişkene bağlıdır. Örneğin, fiziko-kimyasal etkenler (sudaki çalkantı, güneş ısı vb.), karbonatın inorganik çökmesini etkilerken; organizmaların çokluğu ve büyüme oranları da, karbonatın organik çökmesini denetler. Heimann ve Sass'ın (1989) belirttiği gibi travertenler, anı litolojik değişiklikler gösterdikleri için belirli stratigrafik birimlere bölünemezler. Travertenleri normal stratigrafik birimlere ayırma zorluğuna rağmen birçok

araştırmacı litoloji, gözeneklilik, bitki içeriği, morfoloji, fiziksel özellikler ve depolanma şartlarına bağlı olarak çeşitli sınıflandırmalara tabii tutulmuşlardır (Irion ve Müller, 1968; Meredith, 1980; Julia, 1983; Chafetz ve Folk, 1984; Pedley, 1990; Ford ve Pedley, 1996; Pentecost, 1993; Altunel ve Hancock, 1993a).

Bunlardan en sık kullanılanları makroskopik ölçekte litofasiyes, depolanma ve fasiyes ile morfoloji temel alınarak yapılan sınıflandırmalardır (Çizelge 5).

**Çizelge 5. Travertenlerin makroskopik ölçekteki yaygın sınıflandırmaları**

<b>Litotip Özelliklerine Göre (Guo ve Riding, 1998)</b>	<b>Depolanma ve Fasiyes Özelliklerine Göre (Guo ve Riding, 1998)</b>	<b>Morfolojik Özelliklerine Göre (Chafetzve Folk, 1984; Altunel, 1996)</b>
1. Kristalin kabuk 2. Çalı 3. Pizoid 4. Zarflı gaz kabarcıkları 5. Sal 6. Kamış 7. Litoklast 8. Paleotoprak	1. Yamaç depolanma sistemi a. Teraslı yamaç fasiyesi b. Düz yamaç fasiyesi c. Şelale fasiyesi 2. Çöküntü depolanma sistemi a. Çalı düzlüğü fasiyesi b. Bataklık-havuz fasiyesi 3. Tümsek depolanma sistemi a. Kamış tümseği fasiyesi 4. Sırt depolanma ortamı 5. Kanal depolanma ortamı	1. Şelale 2. Göl çökelleri 3. Koni 4. Teras 5. Çatlak sırtı 6. Fay önü 7. Aşınmış tabaka 8. Kendiliğinden oluşan kanal 9. Damar 10. Dom 11. Mağara (spelotem)

Litotip, bileşimi, dokusu, tabakalanma karakteristiği ve sedimanter yapıları gibi litolojik özellikleriyle ayrılan sedimanter kayaç kütesidir. Litotip özelliklerine göre ayırım, Guo ve Riding'in (1998) İtalya Rapolano Terme'de gözlemlediği yapılar esas alınarak yapılmıştır. İdeal bir sınıflandırma, farklı çevrelerde oluşan travertenlere, eski (aktif olmayan) ve yeni (aktif) traverten oluşumlarına ve değişik ölçeklerdeki traverten

kütlelerine uygulanabilir. Bu nedenle travertenleri sınıflandırmada en kullanışlı ölçüt, morfoloji olarak kabul edilmektedir (Altunel, 1996). İlk defa Chafetz ve Folk (1984), Roma'nın doğusundaki Tivoli yakınında bulunan travertenler üzerinde yaptıkları çalışmalarında, şelale, göl çökelleri, koni, teras ve sırt tipi travertenler şeklinde morfolojik sınıflara ayırmışlardır. Altunel ve Hancock (1993a), Denizli çevresinde yaptıkları çalışmalarında bunlara, fay önü travertenleri, aşınmış örtü travertenleri ve kendiğilinden oluşan kanal tipi travertenleri eklemiştir. Ayaz (2002a) ise damar, dom ve mağara (spelotem; sarkıt, dikit, akmataş vs.) travertenlerini sınıflamaya dâhil etmiştir.

Travertenlerde gözlenen morfolojik yapılar, bu sekiz maddelik yatak boyutundaki sınıflandırmanın dışında, el örneği ve dokusal olarak (mikroskopik boyutta) çeşitli şekillerde tanımlanabilmektedirler. El örneği boyutunda, oolitik-pizolitik, böbreğimsi ve bitki yapılı (Chafetz ve Meredith, 1983; Tekin vd. 2000; Ayaz, 2002a); dokusal olarak ise (pizoyidleri oluşturan kalsit kristallerinde) yumrular, çubuklar/filamentler, loblu kürecikler ve üzüm salkımı demetleri (Tekin vd., 1999) gibi özel morfolojik yapılar tanımlanmıştır.

## 5.6. Travertenlerde Yaşlandırma

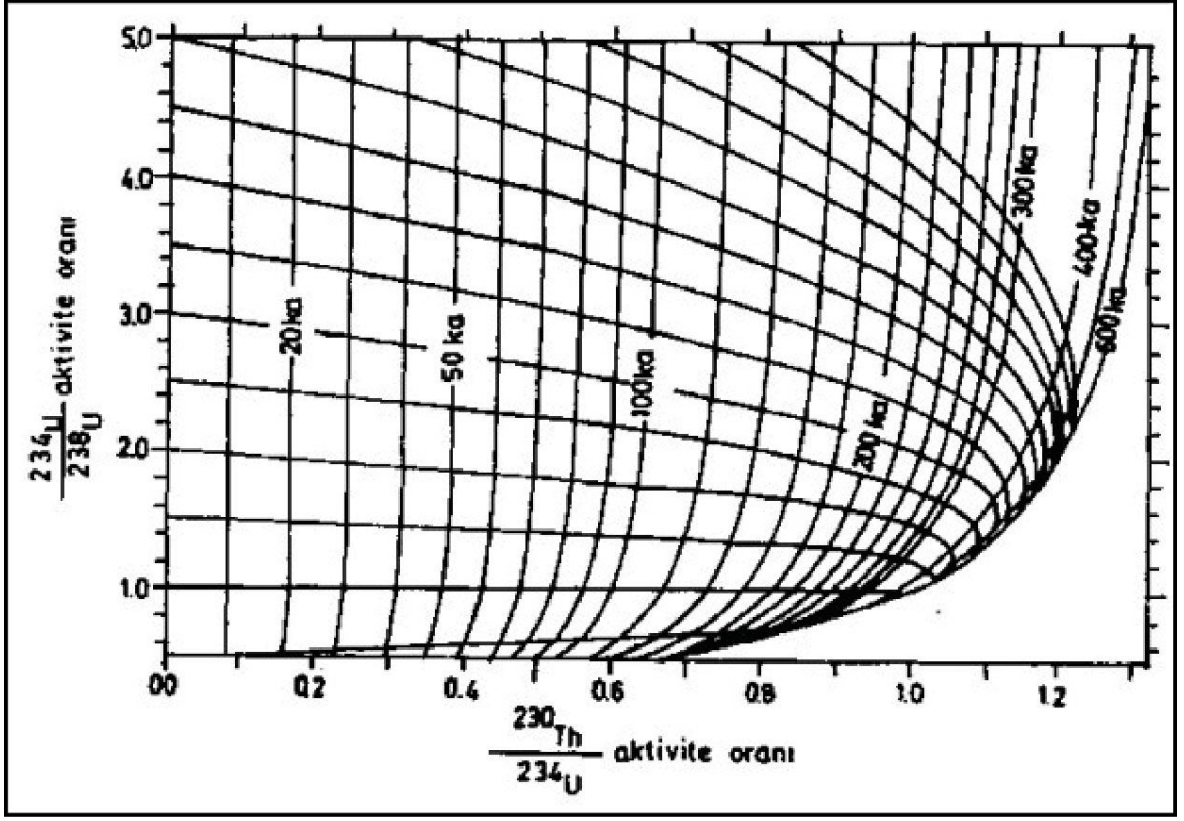
Uranyum-Toryum yaş analizi tekniğinin genel prensipleri için Smart (1991) esas alınmıştır. Teorik olarak U, kalsiyum içeren doğal sularda kolaylıkla çözülebilir ve kolaylıkla anyon kompleksleri oluşturur. Buna karşın Th, çözültide hızlıca hidroliz olur ve kil mineralleri ile diğer katı yüzeyler üzerine sıkıca adsorblanır (tutunur). Yani U, kalsiyum karbonatın ( $\text{CaCO}_3$ ) kimyasal ya da biyolojik çökmesi sırasında, aynı zamanda çökelmekte ve kalsit kristalleri arasında korunmaktadır. Ancak Th, çökmemektedir ve doğal sulardaki Th miktarı, dikkate alınmamaktadır. Bundan dolayı ana izotop  $^{234}\text{U}$ 'a karşın  $^{230}\text{Th}$  eksikliği vardır. Zaman içinde  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  oranı eşitlik sağlanıncaya kadar kademeli olarak artar. Çünkü  $^{234}\text{U}$  ve  $^{238}\text{U}$  arasında da bir eşitsizlik vardır ve  $^{234}\text{U}$ 'nun ayrışması, zamanla  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  oranını yavaş yavaş artırır (Şekil 13). Şekil 13'teki izokronlar, kapalı bir sistem için başlangıçtaki değişken  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  oranı ve sıfır olan  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  oranı arasında zamana bağlı ilişkiyi göstermektedir.

Uranyum serisi yaş tekniğinin herhangi bir karbonat örneğinde başarılı uygulanabilmesi, aşağıdaki varsayımlar ve kriterler üzerine inşa edilmiştir. 1) Karbonat örneği aynı çözültiden hemen kristallenmiştir. 2) Depolanma sırasında kristallerde  $^{230}\text{Th}$



mevcut olmayıp ve tane yüzeylerinde toryum,  $^{232}\text{Th}$ 'dir. Bundan dolayı bu uzun ömürlü izotop, sonradan gelen toryum kirliliğini izlemek için kullanılabilir. Eğer  $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$  oranı 20'den düşük ise  $^{230}\text{Th}$  için düzeltme gereklidir; onun için kırıntılı ve bol gözenekli örneklerden kaçınmak gerekir. Bu düzeltme için değişik yöntemler kullanılmaktadır. Ancak çalışmada Schvvarcz'deki (1980) sekiz numaralı formül kullanılmıştır. 3) Sistem, çökme tamamlandıktan sonraki uranyum ve toryum dolaşımına kapalıdır. Rekrystalleşme, ikincil kristalleşme ve yüksek porozite belirtileri gösteren örneklerden kaçınılmalıdır. Smart (1991)'a göre U-Th yaş metodu, özellikle 400.000 yıl ila 5.000 yıl arasında uygulanabilir.

Özellikle 1980'li yıllardan itibaren kütle spektrometrelerinin geliştirilmesi ve hassas ölçümler yapılabilmesi sayesinde, U serileri tarihlendirmelerinde büyük ilerlemeler kaydedilmiştir. Kütle spektrometrelerinin kullanımı,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  ve  $^{230}\text{Th}$  atomlarının doğrudan ölçülebilmelerini sağlamıştır. Örneğin, *Termal İyonizasyon Kütle Spektrometresi (TIMS)*, yüksek hassasiyeti sebebiyle mağara çökelleri, denizel ve gölsel karbonatlar, devekuşu yumurtasının kabukları, mağaralardaki tabakalı kalsitik kayalar ve erken dönemde insan aktiviteleriyle ilgili diğer delilleri kapsayan çökelleri örten kalsitik kayalar gibi geniş bir uygulama sahası bulmuştur. Ayrıca günümüzde *Multicollector Inductively Coupled-Plasma Mass Spectrometry (MC-ICP-MS)* tekniğiyle sarkıtlarda gelişen halkaların yaşları ayrı ayrı tespit edilebilmektedir. Bu analiz yöntemleriyle daha az miktar (miligram ölçeğinde) ve boyutta örnekler kullanılabilmekte, böylelikle mümkün olan kirlenmeler, azaltılabilmekte; hesaplama istatistikleri, geliştirilebilmekte ve böylece de çok daha düşük hata payları içerisinde sonuçlar elde edilebilmektedir. Kütle spektrometreleri vasıtasıyla ölçümlerde, 50-100 yıldan 600.000 yıla kadar yaşlar elde edilebilmektedir (Çelik, 2012).



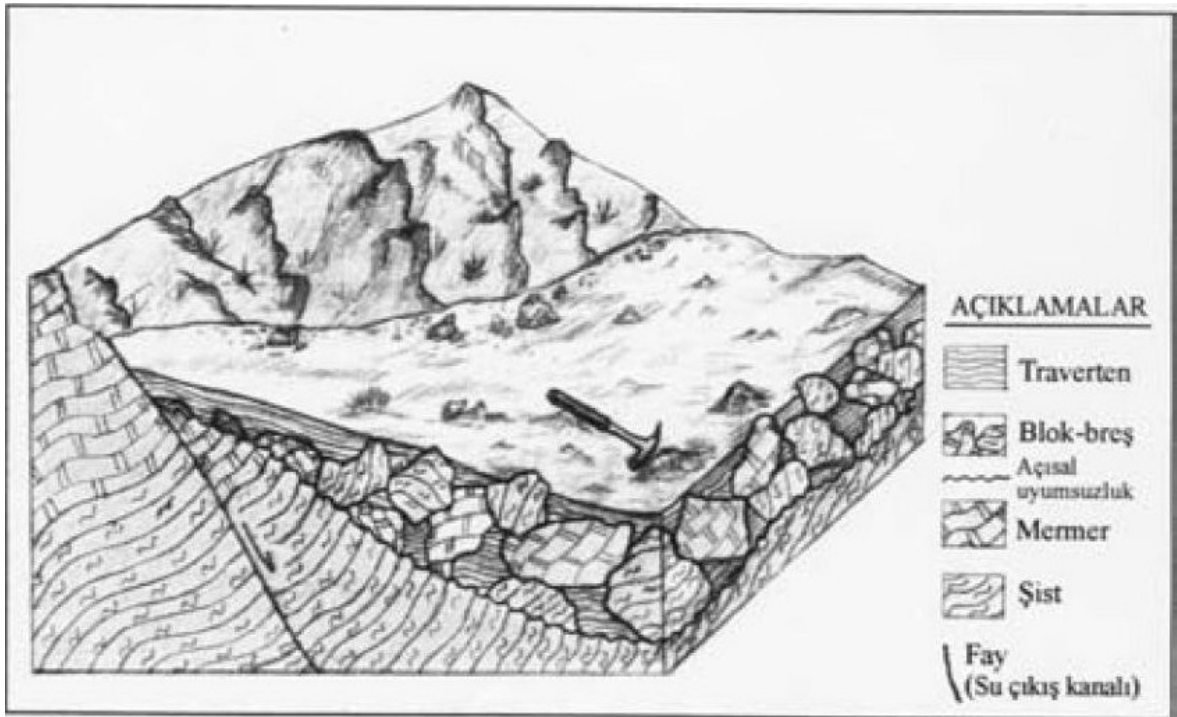
Şekil 13. Başlangıçta  $^{230}\text{Th}$  bulunmayan kapalı sistemdeki  $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$  ve  $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$  oranları (Smart, 1991)

### 5.7. Traverten-Tektonik İlişkisi

Barnes ve diğerlerinin (1978) belirttiği gibi, tektonik olarak aktif olan zonlar ile traverten çökelişi arasında dünya çapında çok yakın bir ilişki vardır. Çünkü faylanmalar, hidrotermal akışkanın yüzeye taşınmasında önemli rol oynarlar (Sibson vd., 1975). Dolayısıyla travertenler, bölgesel tektoniğin bazı belirtilerini yansıtır. Birçok traverten kütlesi, Pleyistosen'den bu yana oluşmaya devam ettiğinden (Schwarcz ve Latham, 1984; Goff ve Shevenell, 1987; Kronfeld vd., 1988; Heimann ve Sass, 1989), aktif ve aktif olmayan travertenlerin varlığı, tektonik aktivitenin günümüzde veya yakın geçmişte devam ettiğinin bir göstergesidir. Aynı bölgede aktif ve aktif olmayan travertenlerin varlığı, tektonik aktivitenin binlerce yıldır devam ettiğinin işaretidir. Travertenler, çökme sırası ve sonrasına ait tektonik kayıtları içerdiğinden, çökme sırasındaki ve sonrasındaki tektonizma hakkında önemli bilgiler sağlar (Altunel, 1996).

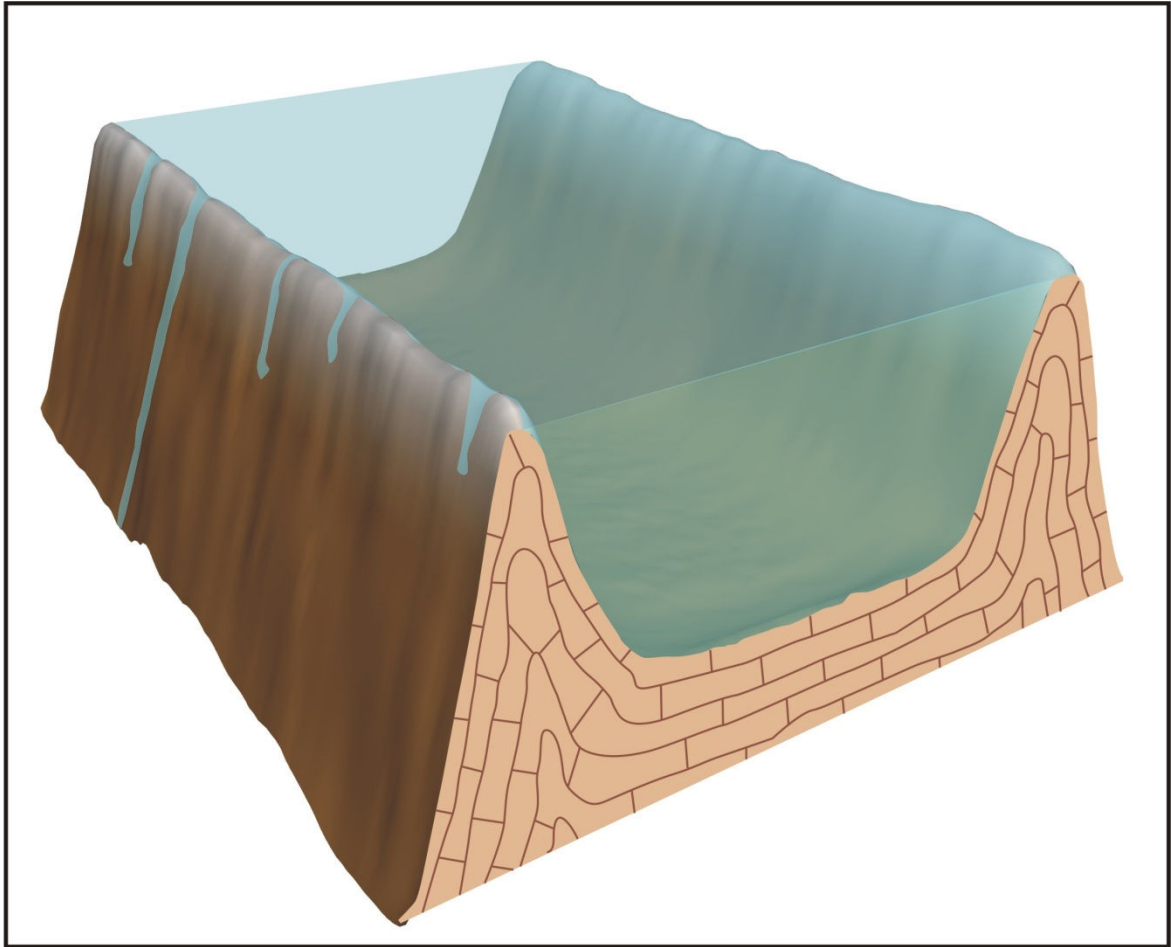
Travertenler, morfolojik özelliklerine göre sınıflandırıldığında, tektonik açıdan üç tanesi önem kazanır. Bunlar, fay önü travertenleri, kendiliğinden oluşan kanal tipi travertenler ve sırt tipi travertenlerdir (Altunel, 1996).

*Fay önü travertenleri (range-front travertines)*, fayların düşen bloklarında topoğrafyaya uyumlu olarak gelişirler (Şekil 14). Bu travertenlerin tabanında, yamaç molozu veya kırıntılı malzeme, traverten ile çimentolanmışken üst seviyelere doğru yok denecek kadar azdır. Fay önlerinde çökelmiş bu travertenleri oluşturan kaynaklar, fay boyunca yer aldıklarından tabakalı fay önü travertenlerinin eğimleri, travertenin üzerinde çökeldiği yamaç eğimine paralel gelişir. Ancak düşen blok üzerindeki tabakalı fay önü travertenleri, faya doğru eğimliyse bu orijinal eğimi olmayıp muhtemelen fayın aktivitesine bağlı olarak geriye doğru eğim kazanmıştır. Ana faya yakın fay önü travertenlerdeki boşluklarda (Örneğin Pamukkale travertenlerindeki boşlukların boyları yaklaşık 1 m, açıklıkları 20 cm) yatay traverten laminaları, oluşmuştur. Bu yatay laminaların çökmesine neden olan boşluklar, muhtemelen traverten oluşumu sırasında, faydaki ani hareketler sonucu açılmış ve yükselen sıcak suların, bu boşluklara sızmasıyla dolmuştur. Travertenlerin içerdiği bu yapılar, tektonik aktivitenin traverten oluşumu ve sonrasında da devam ettiğini gösterir (Altunel, 1996).



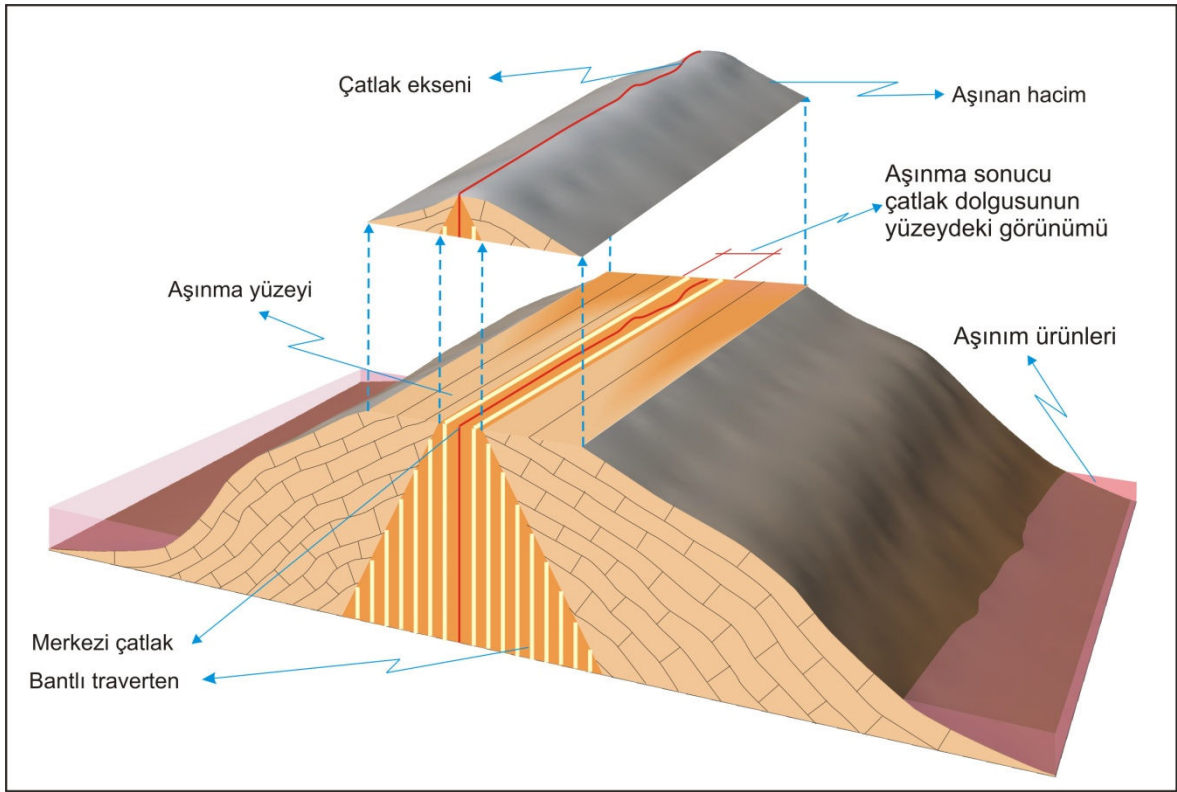
Şekil 14. Fay önü travertenlerinin blok diyagram görünümü (Ayaz, 2002a)

*Kendiliğinden oluşan kanal tipi travertenler (self-built channel travertines),* kalsiyum karbonatça ( $\text{CaCO}_3$ ) zengin suyun kanal içinde akması sonucu, kanal tabanında ve kenarlarında travertenin çökmesiyle oluşan duvar şeklindeki travertenlerdir (Şekil 15). “Self-built” terimi, ilk kez Bean (1971) tarafından Pamukkale’de duvar şeklindeki traverteni tanımlamak için kullanılmıştır. Traverten oluşumunu sağlayan kanallar, teraslardan drene olan suların aktığı doğal kanallar veya insanların sulama amaçlı yaptıkları kanallar olabilir. Kanal içindeki suyun akışı, kanal kenarlarında, kanal merkezine göre daha çalkantılı olduğu için traverten çökelişi kenarlarda daha fazladır. Dolayısıyla kanal tipi travertenlerin düşey kesitleri, genellikle “M” şeklinde bir görünüm sunarlar. Bu travertenler, duvar şeklinde oldukları için kendilerini kesen kırıkların türleri hakkında çok sağlıklı bilgiler verirler. Ayrıca içinde oluşmaya başladıkları kanalların bazıları, insan yapımı olduğu için bu travertenlerden deformasyonun yaşı hakkında da, bilgi edinmek mümkündür.



**Şekil 15. Kanal tipi traverten morfolojisinin blok diyagram görünümü (Mesci, 2004)**

*Sırt tipi travertenler (fissure-ridge travertines)*, çatlaklar boyunca yüzeye çıkan sıcak suların yüzeyde çöktüğü travertenlerin, zamanla çatlak boyunca sırt oluşmasıyla meydana gelirler (Şekil 16). Travertenler, hem çatlak içinde (bantlı traverten / fissure travertine) hem de yüzeyde (tabakalı traverten / bedded travertine) çökler. Çatlak boyunca yüzeye yükselen sıcak su, çatlakın her iki yüzeyinde onikse benzeyen beyazdan kırmızımsı beyaza değişen renklerde, sert ve sıkı dokulu, çatlak duvarına paralel gelişmiş olan bantlı traverten çökeltir. Tabakalı traverten ise çatlaktan çıkan suyun yüzeyde, çatlakın her iki tarafında akmasıyla oluşur. Traverten tabakalarının eğimleri, sırt ekseninden uzağa doğrudur. Yani sırt tipi travertenler, bir nevi çatı şeklindedir (Altunel, 1996).



**Şekil 16. Sırt tipi traverten morfolojisinin blok diyagram görünümü (Mesci, 2004)**

Uzun eksenleri boyunca bir uçtan diğer uca yaklaşık düşey bir merkezi çatlak içeren traverten sırtlarını, ilk kez Hayden (1872), Mammoth Hot Spring (ABD) travertenlerinde fark etmiş fakat bunlara “tomruk gibi tepe (oblong mounds)” adını vermiştir. Weed (1887), yine Mammoth bölgesinde sırt tipi travertenleri yüzeyde dalgalı çizgiler halindeki küçük tepcikler şeklinde tanımlamıştır. Ancak sırt tipi traverten, ilk kez Jones (1925) tarafından

Bridgeport travertenlerini tanımlamak için yayımlanmış bir raporda kullanılmıştır. Daha sonra Bargar (1978), Mammoth (ABD) travertenlerini; Chafetz ve Folk (1984), Tivoli (Roma) yakınlarındaki travertenleri; Altunel ve Hancock (1993a), Pamukkale travertenlerini sınıflandırmada “sırt tipi” terimini kullanmışlardır. Bütün traverten sırtları, uzun eksenleri boyunca uzanan merkezi bir çatlak içerirler. Sıcak sular, bu merkezi çatlak boyunca yüzeye yükselirler. Sırt tipi travertenlerde tabaka kalınlığı, birkaç santimetreden bir metreye kadar değişir.

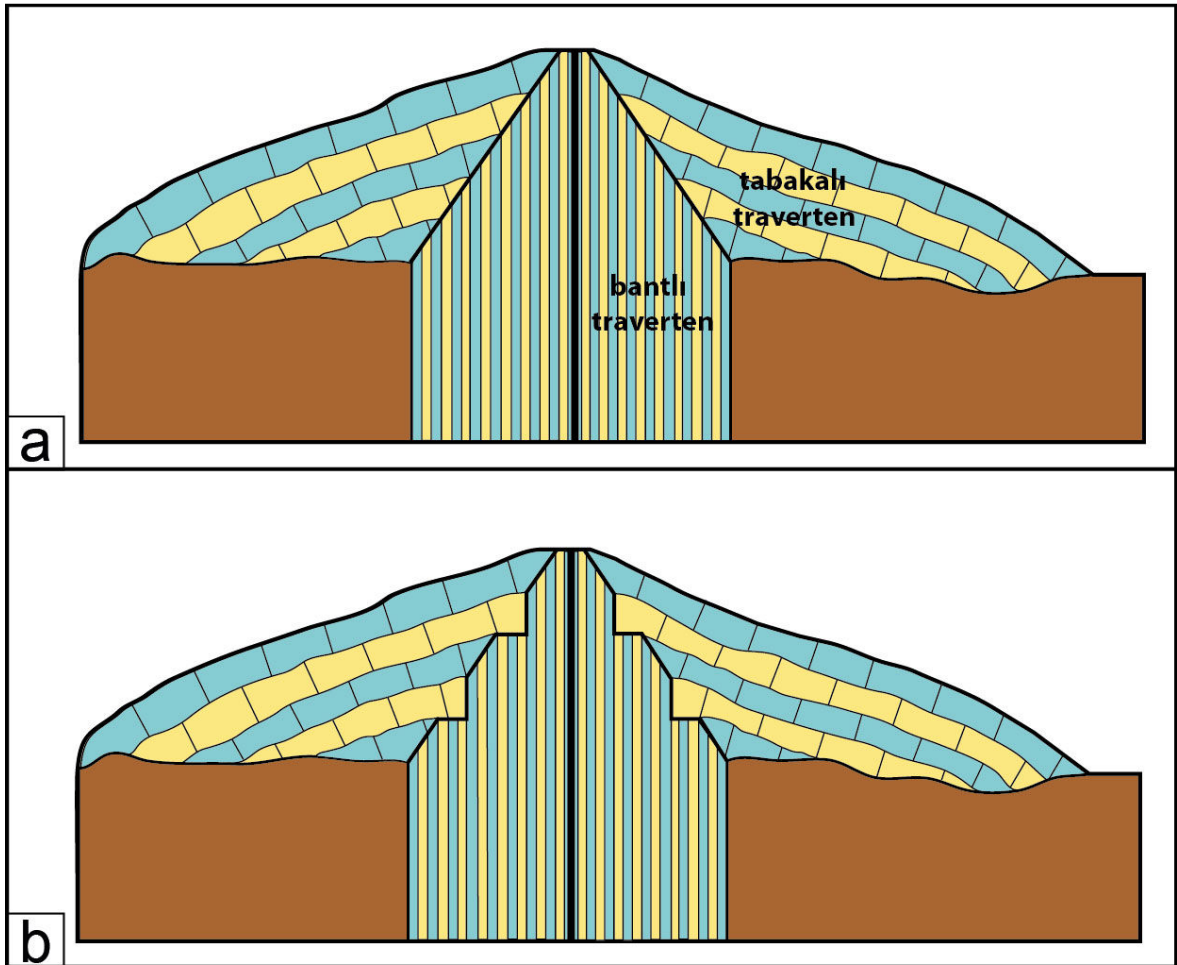
Sırt tipi travertenleri oluşturan tabakalı ve çatlak içlerindeki bantlı travertenlerin işletilmesi, traverten sırtlarının üç boyutlu geometrilerini ve içyapılarını incelemeye olanak sağlamaktadır. Altunel and Hancock (1996), Pamukkale travertenlerinde; Mesci (2004) ise Sıcak Çermik travertenlerindeki arazi gözlemlerinde, sırt tipi travertenlerin bantlı traverten kalınlığının derinlikle arttığını belirtmişlerdir. Mesci (2004), bunu sismik yansıma kesitleriyle de pekiştirmiştir. Yalçiner (2013), Pamukkale’deki sırt tipi travertenlerde yaptığı GPR çalışmasında bantlı traverten kalınlığının derinlikle arttığını göstermiştir. Çalışmacı aynı zamanda, GPR profillerinin 3D modellemesine dayanarak sırt eksen uzunluğunun derinde daha kısa olduğu ve yukarı doğru uzunluğunun arttığını belirtip bunu sırtın gelişimine bağlayarak traverten kütesinin maksimum kalınlığının, sırt oluşumunun ilk başladığı yerde yani en derinde olduğunu ifade eder.

Şekil 17’de görüldüğü gibi merkezi çatlak boyunca oluşmuş travertenlerin en önemli özelliği, derinliğe bağlı olarak traverten kalınlığının doğru orantılı veya kademeli olarak artmasıdır. Şekil 17 a’da açıkça görüldüğü gibi, sıcak suyun yukarıya yükselmesi sırasında merkezi çatlak içinde çökelen bantlı traverten, genellikle simetriktir. Şekil 17 b’de ise derinliğe bağlı olarak bantlı traverten kalınlığının basamaklı artışı, kademeli olarak açılmayı göstermektedir. Merkezi çatlakların kademeli olarak açıldığını destekleyen arazi gözlemleri şunlardır: 1) Bantlı travertenler genellikle düşey ve çatlak kenarlarına paralel olarak çökelmişlerdir. Ancak bu düşey bantlı travertenler içinde cep şeklindeki boşluklarda oluşmuş yatay traverten laminaları (sal tipi traverten) vardır. Bu yatay laminalar ile düşey bantlı travertenler aynı anda depolanmış olamazlar. Dolayısıyla düşey bantlı travertenler içindeki bu cepler, traverten oluşumu sırasında ani bir hareket sonucu (örneğin deprem gibi) oluşmuş açıklıklar olabilir. Yatay traverten laminaları da daha sonra bu açıklıklara sızan sular tarafından oluşturulmuştur. 2) Düşey bantlı travertenler içinde tabakalı travertenlere ait çakıllar mevcuttur. Bu traverten çakılları, bantlı traverten tarafından kabuk gibi sarılmıştır. Bu çakılların bantlı travertenler içinde bulunması; traverten oluşumu

sırasında çatlağın ani olarak açılması sonucu (yine deprem gibi) tabakalı travertenlerden koparılan parçaların çatlak içine düşmesi şeklinde açıklanabilir.

Sıcak suyun merkezi çatlak boyunca yükselmesi sırasında, çatlağın her iki yüzeyinde çökelen bantlı travertenlerin kalınlıkları, traverten sırtının aktif olarak kalma süresine bağlıdır. Bantlı travertenler, çatlak kenarından merkeze doğru geliştikleri için çatlak içindeki bantlı travertenin toplam kalınlığı ve yaşlarının bilinmesi halinde, toplam kalınlığın, kenar ve merkezden alınan örneklerin yaşları arasındaki farkla oranlamasından; çatlağın traverten oluşumu sırasındaki açılma oranı yaklaşık olarak elde edilebilir.

$$\text{açılma oranı} = \frac{\text{çatlaklardaki bantlı travertenin toplam kalınlığı}}{(\text{kenar} - \text{merkez}) \text{ den alınan örnek yaşı}}$$



Şekil 17. Çatlak eksenlerinde a-Orantılı açılma, b- Kademeli açılma

Pamukkale'de aktif olmayan bütün traverten sırtları, traverten oluşumu durduktan sonra bölgedeki açılmaya bağlı olarak uzun eksenleri boyunca açılmıştır. Bu açıklıkların bazıları, her ne kadar eski devirlerde bantlı travertenlerin işletilmesinin bir sonucu ise de çatlaklardaki açıklıklar, genellikle tektonik hareketlere bağlı olarak gelişmiştir. Bantlı travertenlerin işletildiği yerlerde çatlak yüzeyi, genellikle düzgündür ve yüzeylerde işletim sırasında kullanılan aletlerin izleri mevcuttur. Bölgede 25-30 cm açıklığında, 25-30 m derinlikte çatlaklar mevcuttur. Bu açıklık ve derinlikte insanın çalışması mümkün değildir. Yukarıda açıklanan nedenlerden dolayı Pamukkale'deki merkezi çatlaklarda görülen açıklıklar, traverten oluşumu durduktan sonra çatlakların açılmaya devam etmelerinin bir sonucudur. Toplam açıklık miktarının merkezden alınan örneğin yaşına oranı, traverten oluşumu durduktan sonraki çatlak açılma oranını verir. Ancak çatlaklar orantılı ve kademeli olarak açıldıkları için, açılmanın şekli belirlenmediği takdirde hesaplanan değer, ortalama açılma oranıdır. Pamukkale bölgesinde açılma çatlakları ortalama olarak 0.02 ile 0.1 mm/yıl hızında açılmaktadırlar (Altunel, 1996).

$$\text{trav. oluşumu durduktan sonraki çatlak açılma oranı} = \frac{\text{toplam açıklık miktarı}}{\text{merkezden alınan örnek yaşı}}$$

Sırt tipi travertenlerdeki çatlak eksenlerinin gidişi, uzunluğu, genişliği gibi özellikleri, bölgeyi etkileyen tektonik rejim hakkında önemli bilgiler sunar. Ayrıca sırt tipi travertenlerde oluşan çatlaklar, genişleme rejiminin ürünleri olduğu için bu yapılar, bölgesel açılma yönlerine ve oranlarına ilişkin somut sonuçlar vermektedir. Bu yöntem daha önce Altunel ve Hancock (1993a, b), Altunel (1994, 1996) ve Çakır (1996) tarafından kullanılarak Pamukkale travertenleri için önemli sonuçlar elde edilmiştir. Bu araştırmacılar, travertenlere yaş vermede kullanılacak en uygun yöntemin, Uranyum-Toryum yöntemi olduğunu belirtmişlerdir (Mesci, 2004). Sivas çevresindeki travertenleri yaşlandırmada ise Mesci (2004, 2013b) ve Mesci vd. (2008) de aynı yöntemi kullanmışlardır.

Bantlı travertenler, tabakalı travertenlere ait kırıntılı malzemeler içerirler ve bunlar bantlı traverten tarafından kabuk şeklinde çevrelenmiştir. Aktif traverten sırtlarında çatlak içindeki bantlı travertenlerin yüzeydeki kalınlıkları birkaç santimetre iken, aktif olmayan



traverten sırtlarında yüzeyde birkaç metreye varan kalınlıklarda bantlı travertenler mevcuttur. Bu bantlı travertenlerin kalınlıkları, traverten sırtından o noktada su çıkma süresine bağlıdır. Bantlı travertenlerin yüzeydeki kalınlıkları, sırt merkezine yakın yerlerde maksimum, merkezden uzun eksen boyunca uçlara doğru gidildikçe kalınlık azalmakta ve sırtın uçlarında bantlı traverten yok olmaktadır. Pamukkale bölgesindeki bütün traverten sırtlarının uzun eksenleri boyunca genişlikleri 5 m, derinlikleri 30 m'yi bulan açıklıklar mevcuttur. Bu açıklıkların bazıları, her ne kadar çatlak içindeki bantlı travertenlerin süs taşı olarak işletilmesinin bir sonucu ise de bu çatlaklar, bölgedeki tektonik hareketlerin traverten depolanması durduktan sonrada devam etmesi sonucu açılmışlardır (Altunel, 1996).

### **5.8. Travertenlerin Ekonomik Önemi**

Travertenler, günümüz endüstrisinde önemi gittikçe artan bir hammadde durumundadır. Endüstriyel alanda; yüzey kaplama taşı (mermer), yapıtaşı ve hediyeelik süs eşyası yapımında kullanılabilirler gibi, kireç ve çimento üretiminde de hammadde olarak değerlendirilebilmektedirler. Ayrıca, ayrışıp toprağımsı yapı kazananları, suyu emip çamurlaşmayı önlemesi nedeniyle toprak yollarda sergi malzemesi olarak kullanılabilirler (Ayaz, 1998).

Tabiat varlığı olarak ise; bazı traverten yataklarının tipik ve estetik morfolojik yapıları nedeniyle turizm sektöründe değerlendirilmeleri olanaklıdır. Bu nedenlerle travertenlerin en uygun kullanım yerinin belirlenebilmesi için bazı inceleme yöntemleriyle ayrıntılı bir şekilde incelenmesi gerekir. Bunlar; saha incelemeleri, petrografik incelemeler, kimyasal incelemeler ve jeoteknik incelemeler şeklinde sıralanabilir (Ayaz, 2002b). Saha incelemeleri sırasında belirlenen anıtsal nitelikli morfolojik yapılar, tabiat varlığı olarak büyük önem taşımaktadırlar.

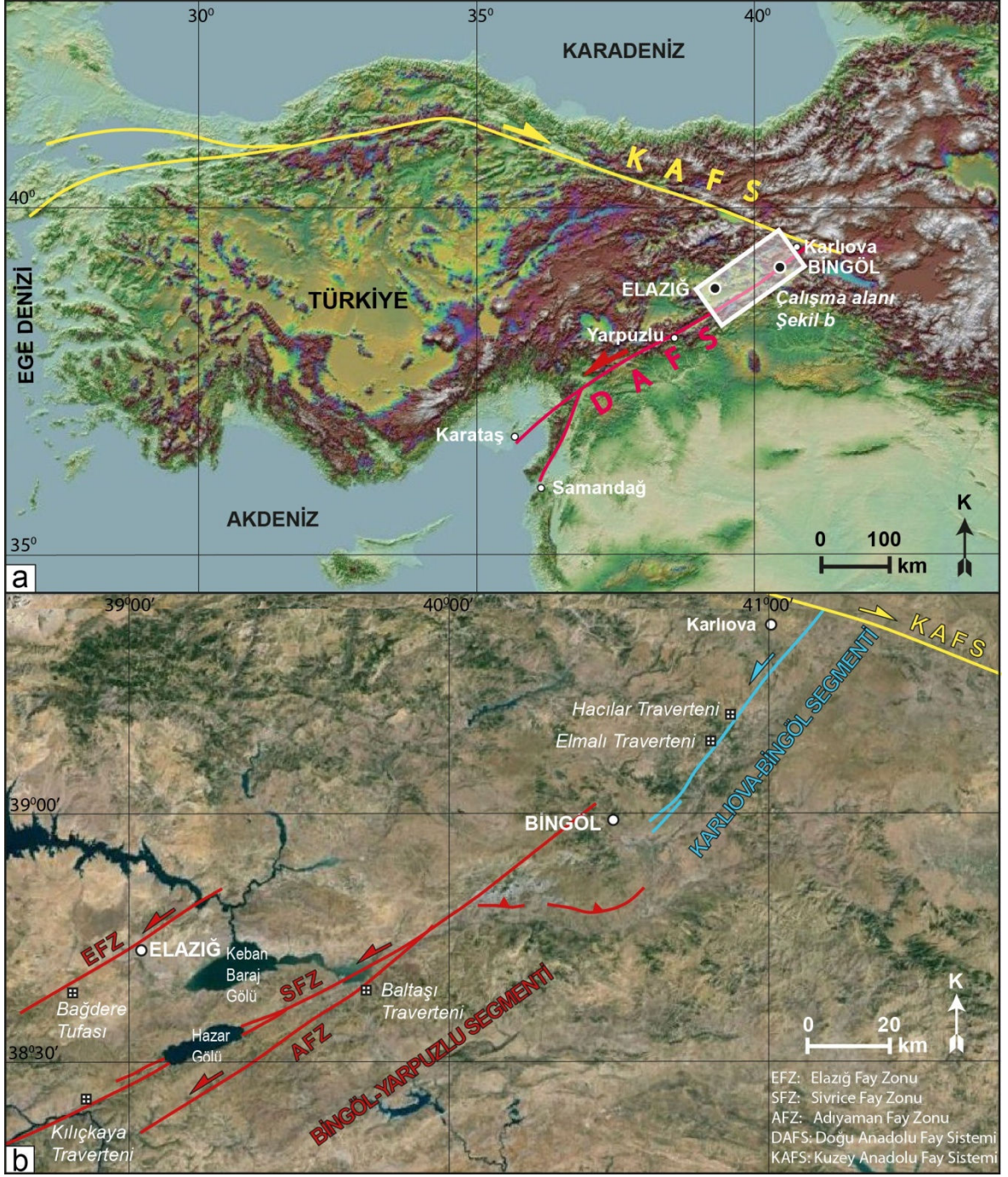
Cisimler üzerinde devam eden traverten oluşumunun, adeta kabuk şeklinde kaplama oluşturmasından yararlanılmakta ve seramik eşyalar traverten havuzlarında bir süre bırakılarak süs eşyaları üretilmektedir.

## 6. TRAVERTEN DEPOLANMALARINA AİT BULGULAR

Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin kuzeydoğuda Karlıova (Bingöl) ile güneybatıda Karakaya Baraj Gölü (Elazığ) arasında kalan yaklaşık 200 km uzunluğundaki kuzeydoğu bölümünün değişik kesimlerinde, söz konusu fay sisteminin aktivitesi ile ilişkili olarak oluşmuş traverten depolanmaları yüzeylemektedir. Bu traverten depolanmaları kuzeydoğudan güneybatıya doğru olmak üzere Hacılar, Elmalı, Baltaş (Kaf ve Bağlarbaşı olmak üzere iki farklı yüzlek), Kılıçkaya ve Bağdere olarak adlandırılmıştır (Şekil 18). Çalışmanın konusunu oluşturan traverten depolanmaları, kuzeydoğudan güneybatıya doğru, Karlıova-Bingöl Segmenti (KBS) ile Bingöl-Yarpuzlu Segmenti (BYS) üzerinde yer alırlar.

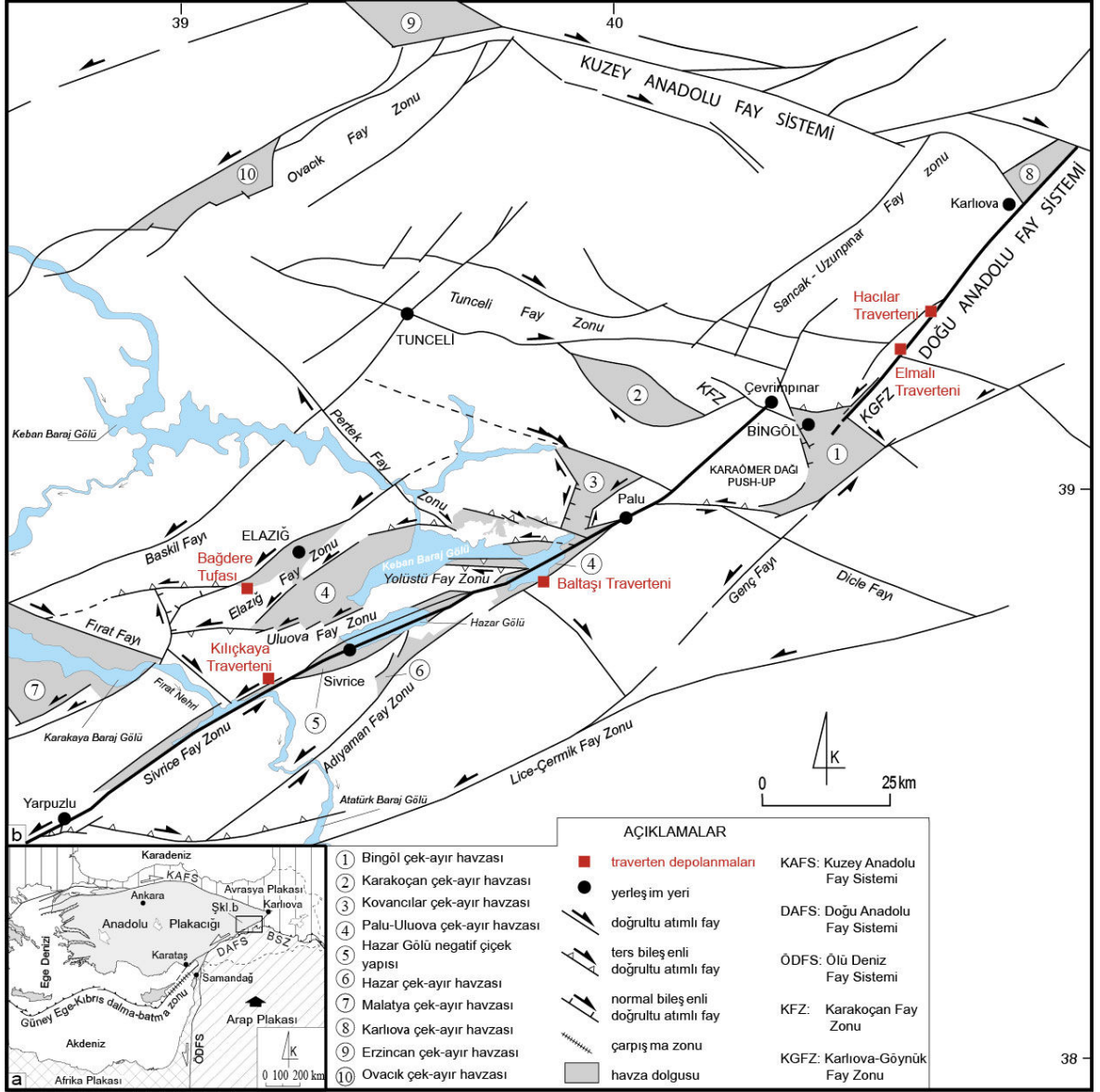
Hacılar ve Elmalı traverten depolanmalarının üzerinde geliştiği **Karlıova-Bingöl Segmenti (KBS)**, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Kuzey Anadolu Fay Sistemi ile birleştiği Karlıova (Bingöl) üçlü eklem (Şaroğlu ve Yılmaz, 1990) noktasında başlar ve K 50° D doğrultusunda yaklaşık 65 km güneybatıya doğru devam ederek Bingöl Havzası'na kadar uzanır (Şekil 19). Bingöl'e kadar fay izi rahat izlenir. DAFS, KAFS ile Karlıova'nın doğusunda yaklaşık 50°'lik bir açı yapmaktadır ve GB yönünde 38 km'lik bir mesafeyi, maksimum 4 km genişliğe sahip bir zon içinde kateder. Göynük Vadisi boyunca ise 27 km uzunluğunda tek bir fay izi takip edilebilir ve Bingöl ovasında fay izi belirsizleşir.

Baltaş ve Kılıçkaya traverten depolanmasıyla Bağdere tufa depolanmasının üzerinde geliştiği **Bingöl-Yarpuzlu Segmenti** ise Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin en uzun yapısal bölümü olup Karlıova-Bingöl segmenti ile aynı doğrultudadır (K 50° D; Şekil 18 ve 19). Kuzeydoğuda Bingöl Şehri'nin 10 km kadar kuzeybatısında Çevrimpınar Köyü yakınından başlar ve güneybatıya doğru yaklaşık 180 km devam ederek Yarpuzlu Köyü'ne (Sincik, Adıyaman) kadar uzanır. DAFS'nin Bingöl-Yarpuzlu Segmenti, yapısal olarak oldukça karmaşıktır. DAFS'nin ana fayı, bu bölümde sıkıştıran ve gevşeten sıçramalar (restraining and relasing stepovers), tekli ya da ikili bükülmeler (bends), dallanmalar (bifurcations) gibi doğrultu atımlı faylara özgü karmaşıklıklar oluşturarak, doğrultu atımlı faylar boyunca gözlenebilen yapılardan yükselimler ve doğrultu atımlı havzaların ortaya çıkmasına neden olur. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin ana kırığı, Palu yakınında çok sayıda fay zonuna (kuşağına) ayrılır. Bunlar kuzeyden güneye doğru Pertek, Elazığ, Uluova, Yolüstü, Sivrice



Şekil 18. Çalışma alanındaki traverten depolanmalarının ve fay segmentlerinin a- Türkiye'deki; b- Elazığ çevresindeki konumları

ve Adıyaman fay zonları olarak adlandırılmıştır. Bunlar dışında, Baskil Fayı, Lice-Çermik Fay Zonu, Genç Fayı ve Fırat Fayı gibi faylar da, Bingöl-Yarpuzlu Segmentini oluşturan ve çalışma alanından oldukça uzakta yer alan faylardır.



**Şekil 19. a-Doğu Akdeniz Bölgesi'nin ana levhaları ve bunları sınırlayan fayları gösteren sadeleştirilmiş harita; b-Bingöl-Elazığ çevresinde Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni oluşturan ana fay zonları ve doğrultu atım havzalarını gösteren sadeleştirilmiş tektonik harita (Çolak vd., 2012'den değiştirilerek)**

Kılıçkaya traverten depolanmasının üzerinde yer aldığı ve DAFS'nin ana fayını içeren **Sivrice Fay Zonu (SFZ)**, 2-4 km genişliğinde, 180 km uzunluğundadır ve birkaç alt fay kuşağı ile çok sayıda tekil faya ayrılır. Sahip olduğu bu yapısal özelliği, 5 km genişlikte, 32 km uzunlukta, kenarları önemli miktarda normal atım bileşenli olan, kısa ve uzun bir seri fay ile sınırlanmış, günümüzde büyümesini sürdüren, bir bölümünde Hazar Gölü'nü de bulunduran mercek biçimli bir çöküntü oluşturur. Aksoy vd. (2007), Sivrice Fay Zonu boyunca birikmiş olan sol yanal doğrultu atım ve düşey atım miktarlarını sırayla  $9 \pm 1$  km ve  $1317 \pm 10$  m olarak belirtmişlerdir. Bu değerler, Sivrice Fay Zonu üzerindeki

yıllık yanal ve düşey kayma hızlarının sırayla 4 mm/yıl ve 0,5 mm/yıl olduğunu gösterir. Ancak, DAFS üzerindeki kayma hızları, bu değerlerden çok daha büyüktür; çünkü DAFS, Hazar Gölü bölgesinde, pek çok fay zonundan oluşmakta ve kayma hızları yalnız Sivrice Fay Zonu tarafından değil, tüm fay zonları tarafından bölüşülmektedir. Bu değerlerden de anlaşılacağı üzere Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin kuzeydoğu bölümünü oluşturan fay zonları veya tekil faylar, özellikle doğrultu atım havzalarının iyi geliştiği alanlarda önemli oranda düşey bileşene de sahiptir. Bu bileşenin varlığı ve oranı, doğrultu atımlı tektonik rejim içinde genişleme alanları oluşturmaktadır.

Baltaşı traverten depolanmasının üzerinde yer aldığı ve Bingöl-Yarpuzlu Segmenti'nin önemli alt bölümlerinden biri olan **Adıyaman Fay Zonu (AFZ)**, kuzeydoğuda Palu yakın batısında, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin ana fayından ayrılarak K 50° D doğrultusunda güneybatıya, Narlı (Kahramanmaraş) kuzeydoğusuna kadar uzanır (Aksoy vd., 2007). 3 km genişliğinde ve 210 km uzunluğunda sol yanal doğrultu atımlı faylanmayla karakterize edilen aktif bir deformasyon zonudur. Doğu Anadolu Fay Sistemi'nden ayrıldığı Palu yakınlarında, Palu-Uluova doğrultu atım havzasının bir alt bölümü olan 6 km genişlik, 26 km uzunluğunda, kuzeydoğu gidişli bir fay kaması tipindeki Palu-Kumyazı alt havzasının güneydoğu kenarını kontrol eder. Bu bilgiden de anlaşılacağı üzere Palu yakın batısında, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin ana fayından ayrılan fay zonları, doğrultu atımlı fayların ana karakteristiklerinden biri olan doğrultu atım havzalarının oluşumunu sağlarlar. Adıyaman Fay Zonu, farklı uzunluktaki faylardan oluşur. Zengin (2005), Adıyaman Fay Zonu'nun kuzeydoğu bölümünü oluşturan fayları altı başlık altında incelemiştir. Oldukça sık aralıklı olan bu faylar, birbirine paralel ya da yarı paralel olarak uzanırlar. Faya paralel dizilmiş traverten oluşumları (en önemlisi, bu çalışmada da incelenmiş olan Baltaşı travertenleri), Palu yakınlarındaki Caru Çayı ile güneybatı uzanımı boyunca Maden Çayı ve Fırat Nehri'nde neden olduğu çarpılma, bükülme ve atımlar, derin-dar ve uzun fay koridorları, Hazar çek-ayır havzası gibi genç havzalar, örgülü geometri, basınç sırtları ve basamaklı morfoloji, doğrultu atımlı faylanmaya özgü morfotektonik özellikler ile yapıların en yaygın örnekleridir. Sahip olduğu bu özellikler, Adıyaman Fay Zonu'nun varlığı ve aktivitesinin göstergesi olarak kabul edilir.

Bağdere tufasının üzerinde depolandığı ve Bingöl-Yarpuzlu Segmenti'nin bir diğer alt bölümü olan **Elazığ Fay Zonu (EFZ)**, KD gidişli 54 km uzunluğunda ve 8 km genişliğinde, aktif sol yanal bir doğrultu atımlı fay zonudur (Çolak vd., 2012; Şekil 19).

Kuzeydoğuda KB gidişli sağ yanal doğrultu atımlı Pertek Fay Zonu tarafından, güneybatıda ise KKB gidişli yine normal bileşenli sağ yanal bir doğrultu atımlı fay tarafından sınırlanır. Palu-Uluova doğrultu atımlı havzasının Uluova bölümünün kuzeybatı kenarını denetler. Birbirine yakın mesafeli, boyları 0,3-15 km arasında değişen, birçok paralel-yanı paralel KD gidişli faydan meydana gelir. Yüksek eğimli ve çizgisel fay diklikleri, üçgen yüzeyler, havzaya bakan basamak yapmış topoğrafya, atıma uğramış drenaj sistemi (Fırat Nehri ve bazı kolları, Elazığ Fay Zonu'nun segmentleri tarafından 5 km'ye varan sol yanal atıma uğramıştır), faya paralel dizilmiş alüvyal yelpazeler ve yaşlı birimlerle Kuvaterner çökellerinin yan yana olması, Elazığ Fay Zonu'nun varlığının ve de aktivitesinin açık morfolojik göstergeleridir. Tan vd. (2010), fay zonunun varlığı ve aktivitesinin aynı zamanda fay zonu boyunca olan küçük sismik olayların episantır dağılımı tarafından da ispatlandığını belirtmişlerdir.

Bu bölümde, inceleme konusunu oluşturan her bir traverten depolanması, kuzeydoğudan güneybatıya doğru olmak üzere, ayrı başlıklar halinde verilmiştir. Her bir alt başlıkta, bu depolanmaların jeolojik-tektonik özellikleri ile yüzleklerden alınmış olan örneklerin değişik analizlerinden elde edilen veriler ve bunların yorumlanmasıyla ulaşılan sonuçlara değinilecektir.

### **6.1. Hacılar Traverten Depolanması**

Hacılar travertenini olarak adlandırılan bu yüzlek, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Karlıova-Göynük Segmenti (Şekil 18, 19) üzerinde depolanmış olan morfolojik sınıflamaya göre 3 adet *sirt tipi travertenden* oluşmuştur (Şekil 20, 24, 25). Bunlardan 1 no'lu sirt (Şekil 20, 24), deniz seviyesinin 1570 m üzerinde yer alır ve köyün yerleşim alanı içinde kalmıştır. Bu sirtin, Hacılar Köyü yerleşim alanı içinde kalmış olmasına bağlı olarak sirtin oluşturan travertenler, köylüler tarafından yapı taşı olarak kullanılmış ve söz konusu sirtin tahrip edilmesine yol açmıştır. 2 no'lu sirt, deniz seviyesinin 1540 m üzerinde yer alan ve köyün 1,5 km batı-güneybatısındaki sirttir (Şekil 20, 25). 3 no'lu sirt ise deniz seviyesinin 1570 m üzerinde ve Hacılar Köyü'nün yaklaşık 2 km güneybatısında bulunur. Bu sirtta, bütçe yetersizliği nedeniyle analiz çalışmaları yapılamamış; sadece haritalama ile yetinilmek zorunda kalınmıştır. Belirtilen nedenlerle, tez çalışmaları sırasında sadece köyün 1,5 km batı-güneybatısındaki 2 no'lu sirt incelenmiştir. Bundan

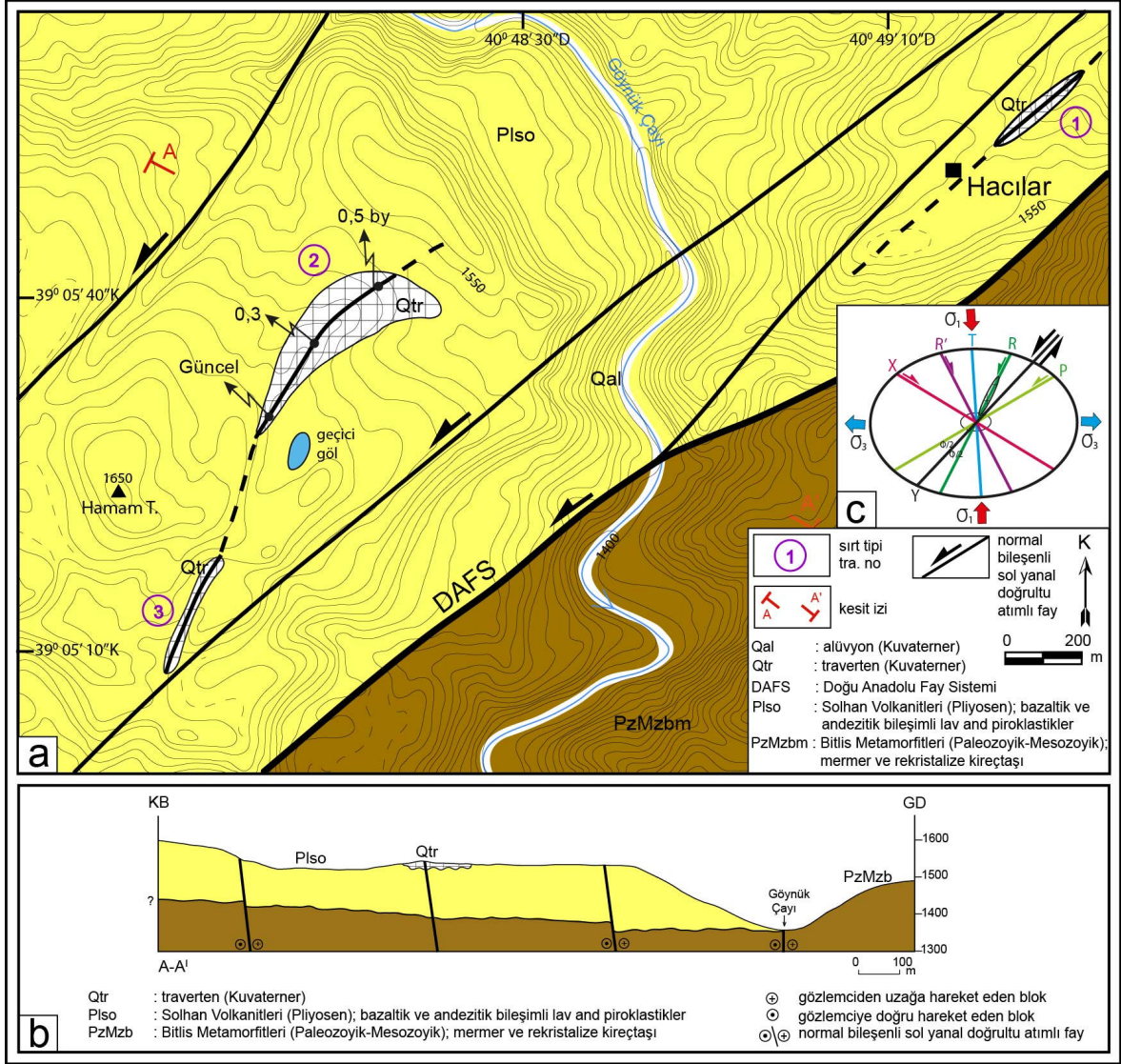
sonra bu sırttan, “Hacılar sırt tipi traverteni” olarak söz edilecektir (Şekil 25, 28a). Bu traverten sahasıyla ilgili olarak elde edilen veriler, aşağıdaki alt başlıklar altında verilmiştir.

### 6.1.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler

Hacılar Köyü çevresinde, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Bitlis Metamorfitleleri ile Pliyosen yaşlı Solhan Volkanitleri yüzeyler (Şekil 20, 21, 24, 26). **Bitlis Metamorfitlelerini (PzMzb)** oluşturan kayalar, deformasyon ve metamorfizma özellikleri farklılıklar nedeniyle iki grup halinde incelenmektedir. İleri derecede metamorfizma ürünleri olan gnays ve amfibol şist, alt grubu; daha düşük dereceli metamorfizma sonucu oluşmuş olan mikaşist, kuvarsit ve mermer gibi kayalar ise üst grubu temsil ederler (Şekil 21). Buradaki alt ve üst grup terimleri ile ifade edilen kayaç topluluklarını adlandırmak için, değişik araştırmacılar tarafından “alt topluluk, üst topluluk” (Erdoğan, 1982), “alt birlik, üst birlik” (Boray, 1975), “iç zon, dış zarf” (Yılmaz, 1978) gibi kavramlar da kullanılmıştır.

Toroslar’ın doğu bölümünde Geç Triyas’ta, Bitlis-Pütürge Levhacığının kuzeyindeki alanlar ile Arabistan Platformu arasında açılmaya başlayan Neotetis’in güney kolu, Geç Kretase’de, kuzeye eğimli bir yitime bağlı olarak kapanmaya başlamıştır (Yazgan ve Chessex, 1991; Yılmaz vd., 1993; Turan vd., 1995; Parlak ve Rızaoğlu, 2004; Robertson vd., 2004; Parlak, 2006; Robertson vd., 2007). Bu süreçte kıtasal kabuk üzerine yerleşmiş okyanusal kabuk parçaları (Guleman Ofiyolitleri), bölgesel metamorfizmanın nedeni olarak kabul edilmiştir. Çalışmacılar, Bitlis Metamorfitleleri’nin çok sayıda tektonik dilimden meydana geldiği konusunda görüş birliği içerisinde (Şengör ve Yılmaz, 1981; Göncüoğlu ve Turhan, 1984).

Bitlis Metamorfitleleri Hacılar Köyü yakınında, üst gruba ait olan mermerlerle temsil edilir. Fay zonu içinde olmaları nedeniyle son derece ezik, breşik bir yapı kazanmış olan mermerlerin bu yapısı, hidrotermal akışkanların dolaşımı ve yüzeye çıkması için uygun ortam oluşturur. Dolayısıyla, çoğunlukla mermerlerden oluşan Bitlis Metamorfitleleri’nin, traverten oluşumunu sağlayan sıcak sular için hazne kaya, çoğunlukla piroklastik kayalardan oluşan Solhan Volkanitleri’nin ise bu sıcaklığı koruyan bir örtü kaya rolü oynadığı düşünülmektedir.



**Şekil 20. Hacılar sırt tipi traverten çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu**

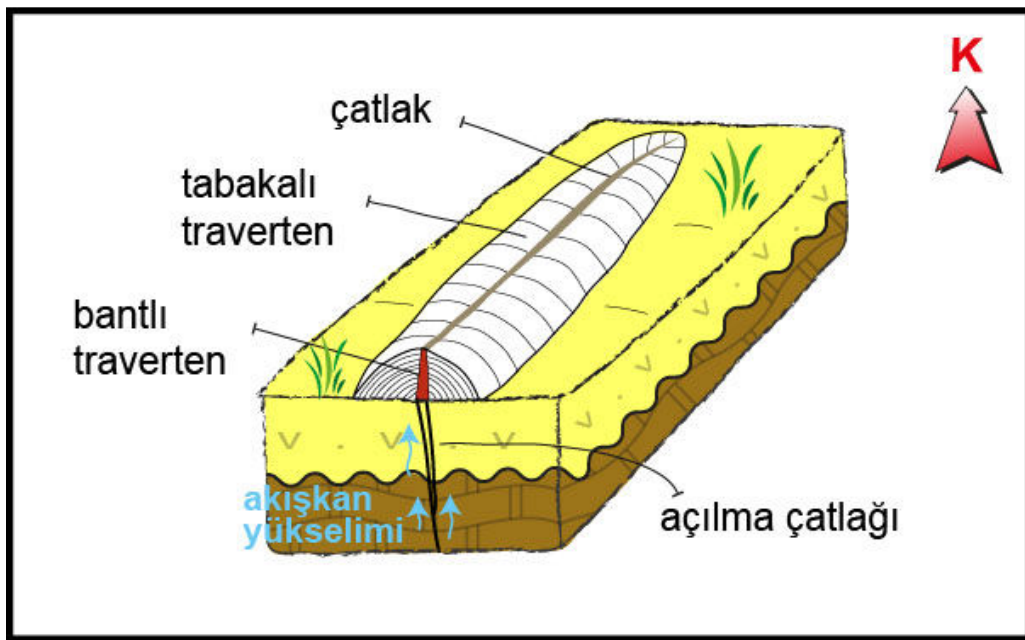
**Solhan Volkanitleri (Plso)**, ilk kez Şaroğlu ve Güner (1981) tarafından tanımlanmıştır. Birim “Solhan Formasyonu” adıyla ise Yılmaz vd. (1987), Akay vd.

(1989), Tarhan (1989) ile Tarhan vd. (1991) tarafından tanımlanmıştır. Birimin yaşı, Akay vd. (1989) tarafından Ü. Miyosen - A. Pliyosen; Tarhan (1997) tarafından Ü. Miyosen; Herece (2008) tarafından ise Pliyosen olarak kabul edilmektedir. Elazığ - Karlıova arasında geniş alanlarda yüzeylenen birimin tip kesit yeri, Bingöl ilinin doğusundaki Solhan ilçesidir. Birimin yaygın kaya türünü, piroklastik kayalar (obsidiyen, aglomera, volkanik breş, lapilli, tuf ve kül), bazaltik-andezitik bileşimli lav ve yer yer de karasal kökenli sedimanter kayalar oluşturmaktadır (Tarhan, 1997; Herece, 2008).

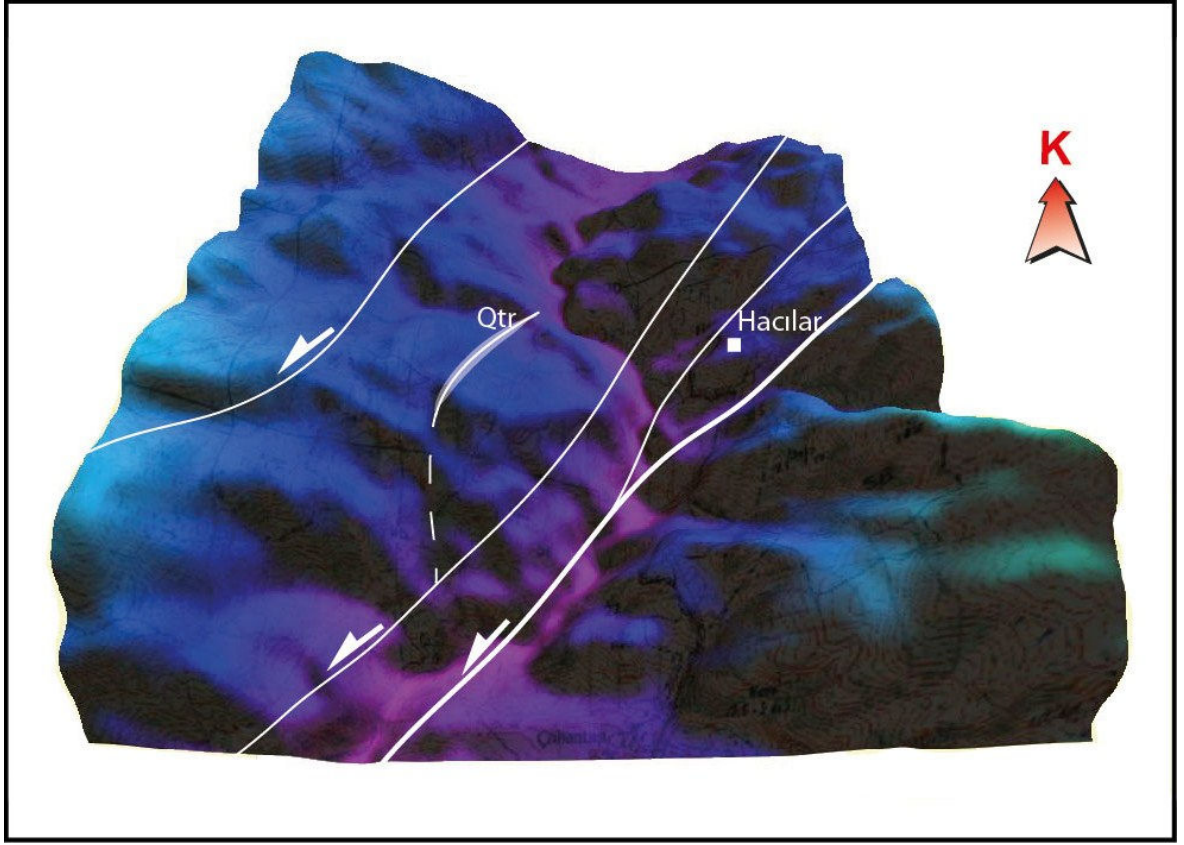


Yaş	Kayaç Birimi	Litoloji	Açıklama	
Kuvaterner	Traverten		traverten	
Pliyosen	Solhan Volkanitleri	∨ . ∨ . ∨ . . ∨ . ∨ . ∨ . ∨ . ∨ . ∨ .	bazaltik- andezitik bileşimli lav ve piroklastikler	
Paleozoik - Mesozoik	Bitlis Metamorfitleri		mermer	
		Üst grup	+	kuvarsit
			-	mika şist
			-	amfibolit şist
		Alt Grup	x	gnays

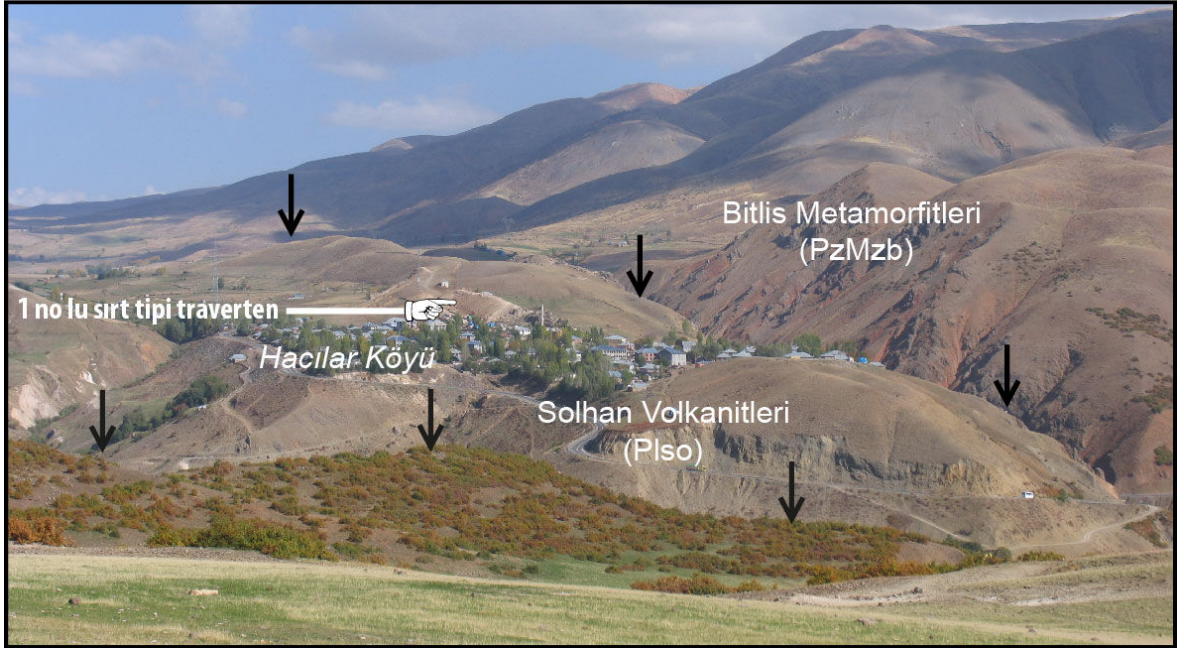
Şekil 21. Hacılar sırt tipi traverten çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti



Şekil 22. Hacılar sırt tipi traverteni oluşum modeli



Şekil 23. Haclar ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği



Şekil 24. Bitlis Metamorfitleleri ile Solhan Volkanitleri arasındaki tektonik sınır; Haclar Köyü'nün de üzerinde bulunduğu uzamış sırtlar ve 1 no'lu sırt tipi traverten. Bakış, kuzeydoğuya

Hacılar sırt tipi traverteni, bu birim üzerinde yer almaktadır (Şekil 20a, 21, 22, 25). Doğu Anadolu Bölgesi'nde kendisinden yaşlı birimleri keserek yüzeye kadar ulaşan volkanizma ürünlerinden oluşan Solhan Volkanitleri, değişik alanlarda değişik kayaç birimlerini örter. Hacılar Köyü yakınında ise çoğunlukla bazaltik-andezitik bileşimli piroklastiklerle temsil edilen birimin (Şekil 21, 26) tabanında, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Bitlis Metamorfitleri'nin mermer ve şistleri bulunur (Şekil 20b, 21).

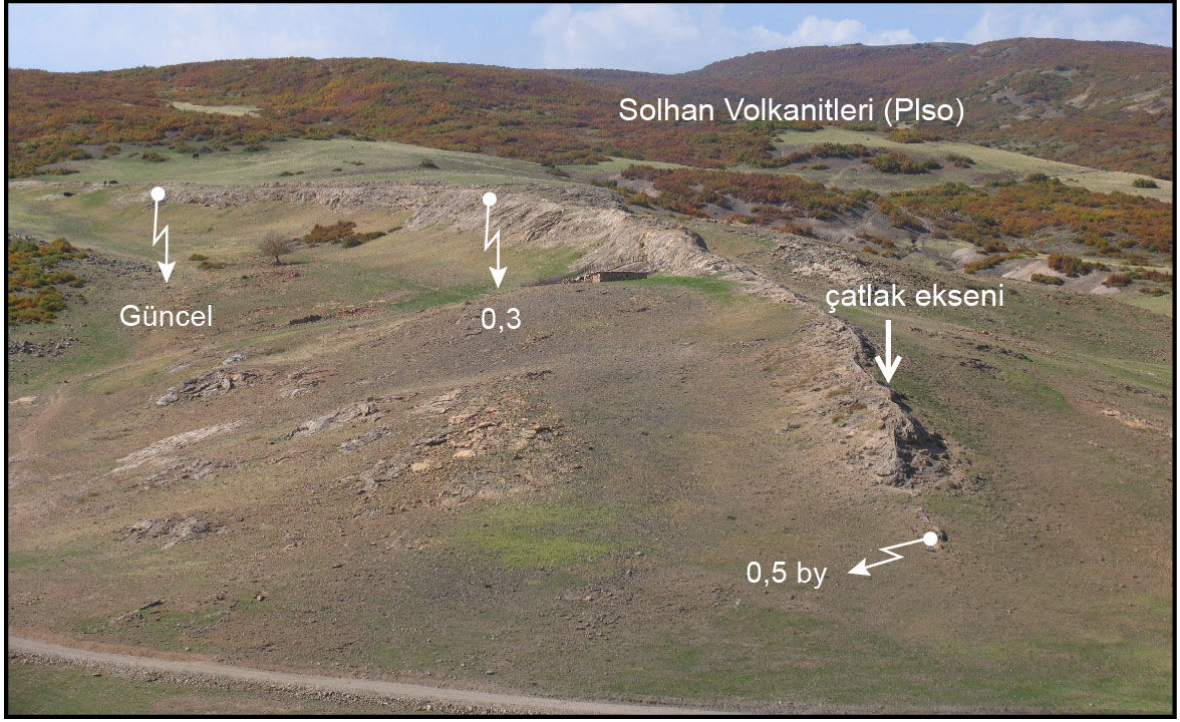
Hacılar sırt tipi traverteni yakın çevresinde, her iki birim arasındaki sınırı, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin (DAFS) Karlıova-Bingöl Segmenti oluşturur; yani tektonik bir sınırdır (Şekil 20, 24, 26). Hacılar yakınında fayın dallanması ve örgülü yapısı nedeniyle (Şekil 23), doğrultu atımlı faylara özgü yapılardan uzamış sırtlar (Şekil 24) ile yine doğrultu atımlı fayların karakteristiklerinden çizgisel dizilimli heyelanlar (Şekil 27) oldukça yaygındır. Hacılar çevresindeki bu özelliklerin varlığı, fayın bu bölümünü "Göynük Bölütü" adı altında inceleyen Herece (2008) tarafından da ifade edilmektedir.

Traverten sırtları, ana kayadaki kırıklar boyunca yükselen sıcak suların oluşan traverten depolanmalarını karakterize eden yaygın morfolojik özelliklerdir (Altunel ve Hancock, 1993a, b; Çakır, 1999; Guo ve Riding, 1999; Hancock vd., 1999; Altunel ve Karacabak, 2005; Brogi ve Capezzuoli, 2009; De Filippis vd., 2012; Mesci, 2013a, b; Brogi vd., 2014). Sırtlar, harita görünüşlerinde çizgisel veya eğri biçimli olup, Hancock vd. (1999) tarafından belirtildiği gibi uzunlukları 2 km, genişlikleri 400 m ve yükseklikleri 20 m'ye kadar olabilirler.

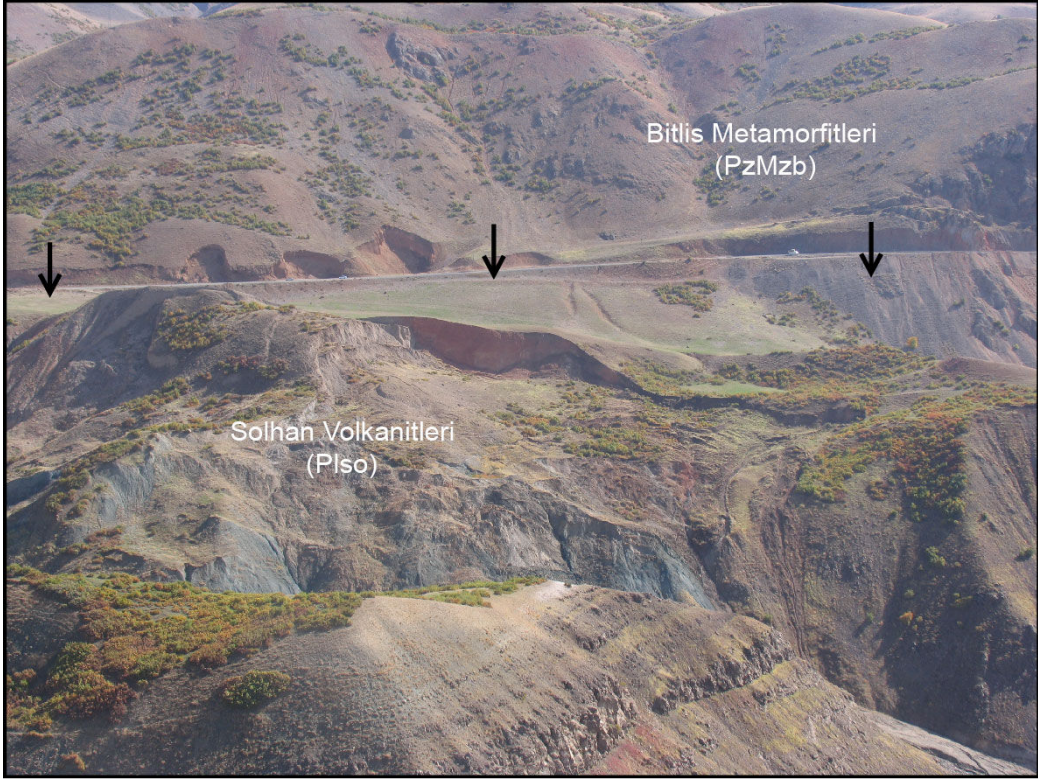
"Hacılar sırt tipi traverteni" olarak adlandırılan 2 no'lu sırttaki traverten oluşumları, birbirine koşut, KD-GB gidişli üç adet sırttan meydana gelir (Şekil 25, 28a). Batıda yer alan iki kısa sırt, 150 ve 85 m uzunluklarında olup kısmen yapı taşı olarak kullanılması nedeniyle tahrip olduğundan; 520 m uzunluğunda, 7 m yüksekliğinde ve orta kesimindeki taban genişliği 80 m olan doğudaki uzun sırt çalışılmıştır.

Bu traverten sırtının ekseni, harita görünüşünde GD'ya doğru içbükey bir görünüm sergilemektedir. Çatlak ekseni için hazırlanan doğrultu gül diyagramı, K 25° D ve K 55° D olmak üzere iki kırık takımı şeklinde yoğunlaşmış ortalama doğrultusu, K 40° D' dur (Şekil 28b). DAFS'nin ana kırığının bu bölgedeki doğrultusu, K 50° D'dur. Ana fay ile üzerinde traverten sırtının geliştiği kırık arasında 10° lik bir açı vardır. Bölgeyi etkileyen genel sıkışma doğrultusunun, K-G olduğu ve makaslama zonlarında oluşan sentetik kırıkların (R kırıkları) ana fayla 10°-30° arasında açı yaptığı göz önünde bulundurulduğunda, bu sırt tipi travertenin bir sentetik kırık (R kırığı) üzerinde açılmaya bağlı olarak geliştiği sonucuna

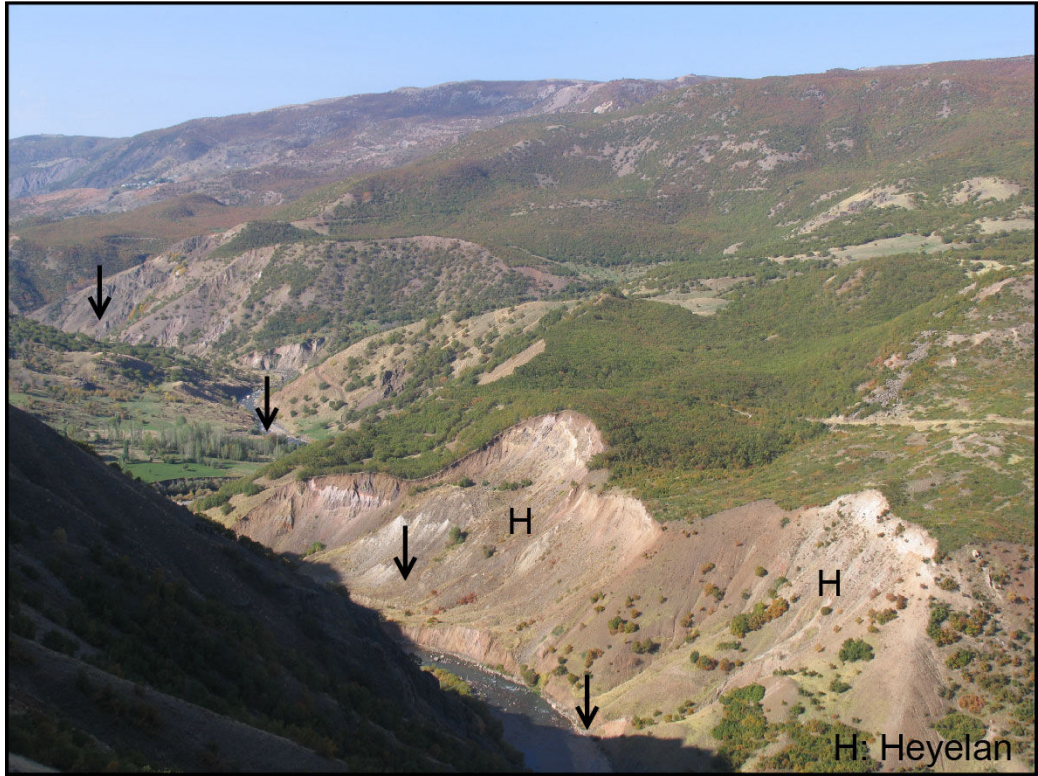
varılır (Şekil 20c, 29). Genç bir sırt olduğundan ötürü bantlı travertenler, yeterli kalınlıkta gelişmediği için sırt boyunca yanal açılma hızı belirlenememiştir.



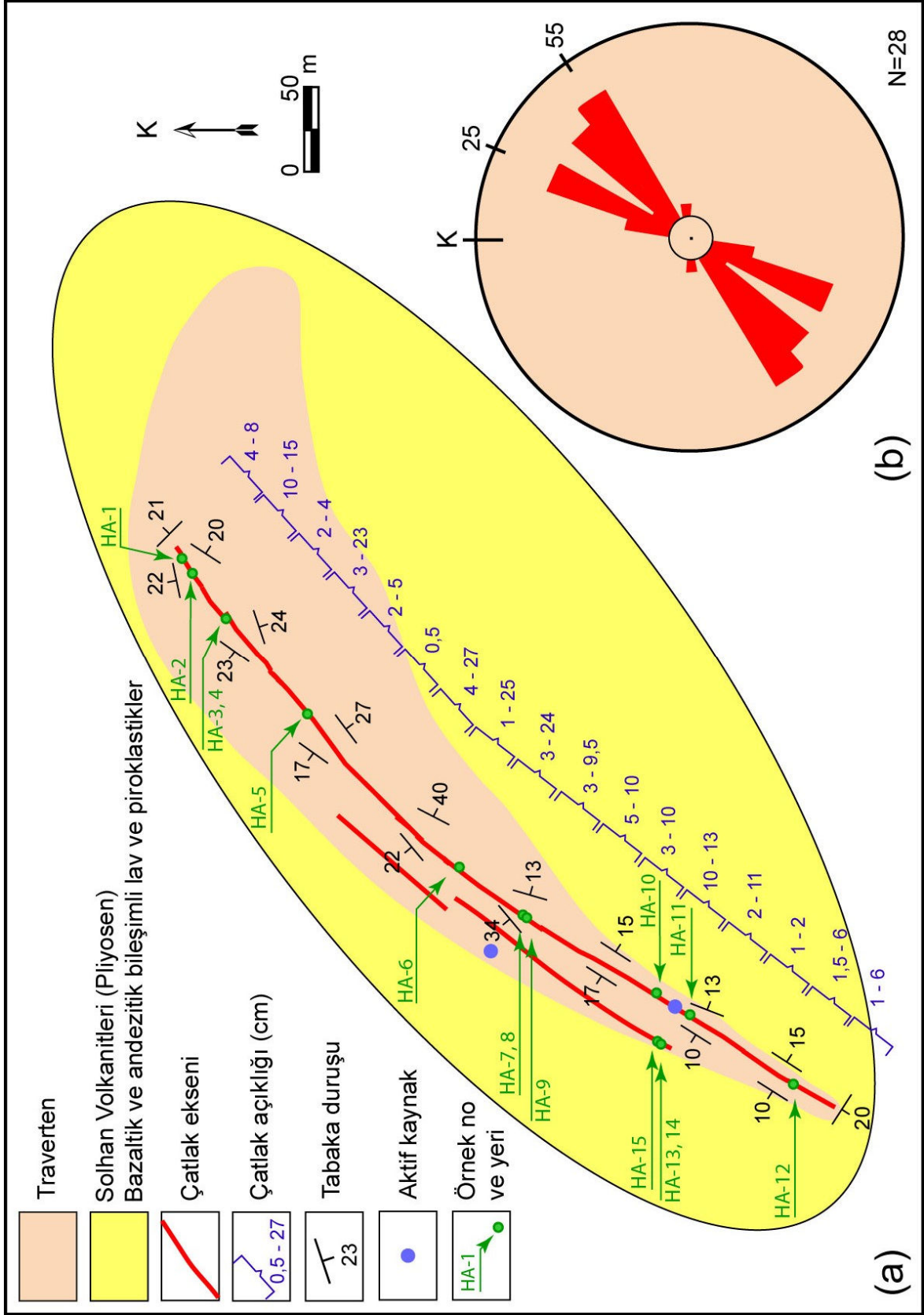
Şekil 25. Hacılar Köyü'nün 1.5 km GB'sında Solhan Volkanitleri üzerinde yer alan 2 no'lu sırt tipi travertenin arazi görünümü; by: bin yıl. Bakış, batıya



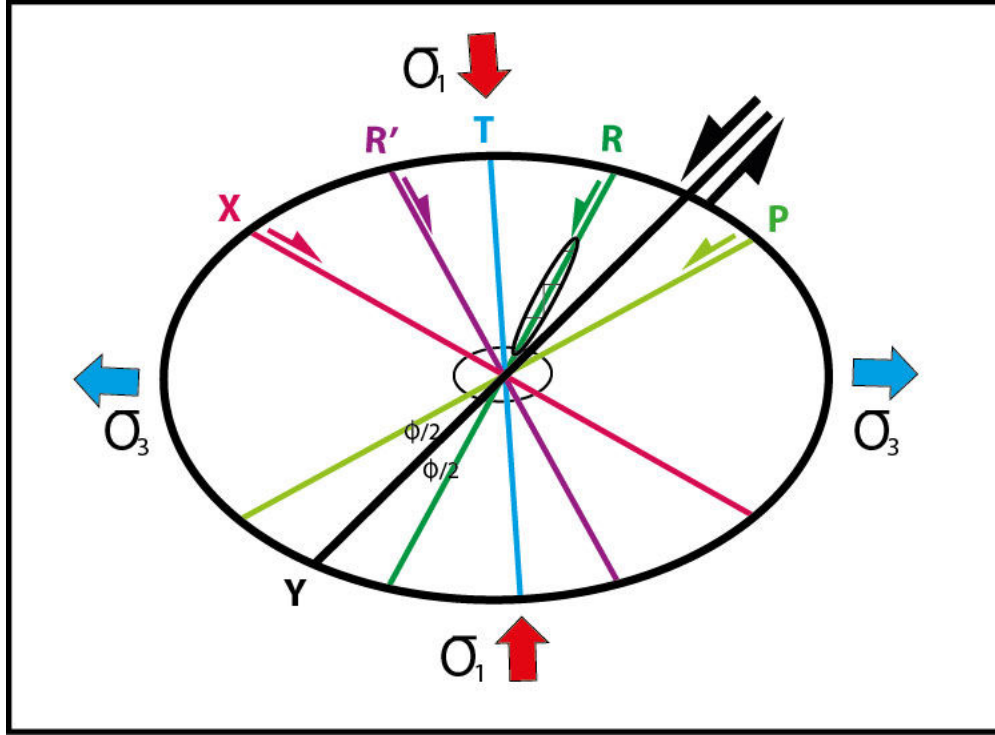
Şekil 26. Hacılar Köyü güneyinde Bitlis Metamorfitleri'nin mermerleri ile Solhan Volkanitleri'nin piroklastikleri ve aralarındaki oklarla işaretlenmiş tektonik sınır. Bakış, güneydoğuya



Şekil 27. Hacılar Köyü'nün 2 km GB'sında Göynük Vadisi boyunca gözlenen doğrultu atımlı fayların karakteristiklerinden çizgisel dizilmiş heyelanlar. Bakış, güneybatıya



Şekil 28. a- 2 no'lu sırt haritası; b- çatlak eksenleri doğrultu gül diyagramı



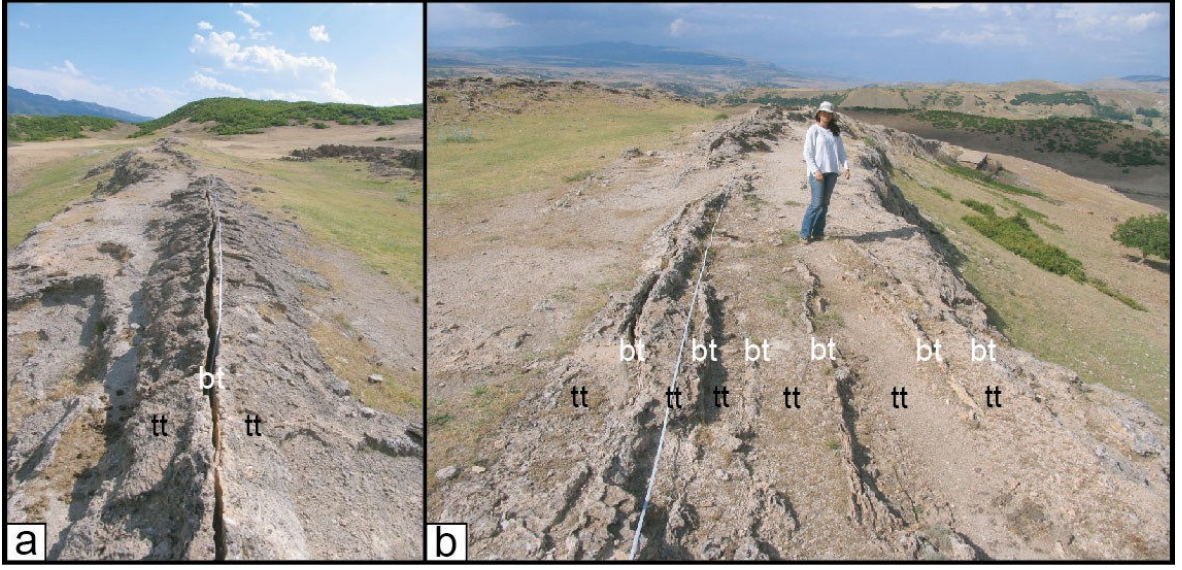
Şekil 29. Hacilar sırt tipi travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu

### 6.1.2. Depolanma Özellikleri

Aşağıda, sırtın farklı bölümleri ayrı ayrı ele alınmıştır.

#### *Çatlak*

Sırtın ana çatlağı, iç bükey kısmı GD'ya bakan 520 m uzunluğunda bir yay şeklindedir (Şekil 24, 28a). Sırt eksenini boyunca, bazı kesimlerde tek (Şekil 30a; çatlak duvarları 2-4 cm kalınlığında düşey bantlı travertenle kaplanmış, ortadaki boşluğun genişliği ~5 cm'dir); bazı kesimlerde ise sayıları 6'ya kadar çıkan birbirine paralel çatlaklar (Şekil 30b; bantlı travertenlerin kalınlıkları 3-5 cm'dir. Çatlaklar arasında kalan kısımlar, tabakalı travertenlerle (tt) temsil edilir) gelişmiştir.



**Şekil 30. Hacilar sırtının ana çatlağından arazi görünüşleri, a- tek; b- birbirine paralel gelişmiş ve kısmen ya da tamamen bantlı travertenlerle doldurulmuş açılma çatlakları. bt: bantlı traverten, tt: tabakalı traverten. Bakış, güneybatıya**

Sırt eksenini boyunca ölçülen çatlak açıklıkları, 0,5 ile 27 cm arasında değişir (Şekil 28a). Çatlaklar, yer yer sızramalar yapar (Şekil 31). Açıklık miktarı, sırtın orta bölümünde en yüksek değerlerde seyrederken uçlara doğru azalmaktadır.

Çatlak duvarları, düşey konumlu bantlı travertenlerle (Altunel, 1994, 1996) kaplanmıştır. Bantlı travertenler, birkaç mm-cm kalınlığında çatlak duvarına dik gelişmiş kalsit kristallerinden oluşmuştur. Kalsit kristalleri, ince kristalli, sıkı ve boşluksuzdur (Şekil 32d). Bantlı travertenler ile tabakalı travertenler arasındaki dokunak, keskindir. Ana çatlağın bazı kesimlerinde, sıcak suların yüzeye ulaştığı kaynak ağızları gözlenir (Şekil 33a, b). Kâse/çanak şeklindeki kaynak ağızlarının çapları 15 cm ile 220 cm arasında değişir. Bazı kaynak ağızları, sırtın ana çatlağı tarafından kesilmiştir (Şekil 33b). Günümüzde tamamının aktif olmamasına karşın, 1990'lı yıllara kadar bu kaynaklardan suların çıktığı ve yöre halkının banyo amaçlı faydalandığı, çevrede yaşayanlarla yapılan görüşme sonucu belirlenmiştir. O dönemden kalan bazı kaynak ağızlarına bitişik ~2x4m boyutlarında, dikdörtgen şekilli havuz kalıntılarına rastlanmıştır (Şekil 33c). Havuzlar, sırtın GB bölümünde yer almaktadırlar.

Bazı kaynak ağızlarında ve çatlak duvarlarına tutunmuş halde, çapları 2 cm'ye kadar ulaşan pizoidler gözlenmiştir (Şekil 32c). Bunların, ana çatlak boyunca yer alan kaynak ağızlarında çalkantılı ve fokurdayan sıcak sular tarafından oluşturuldukları

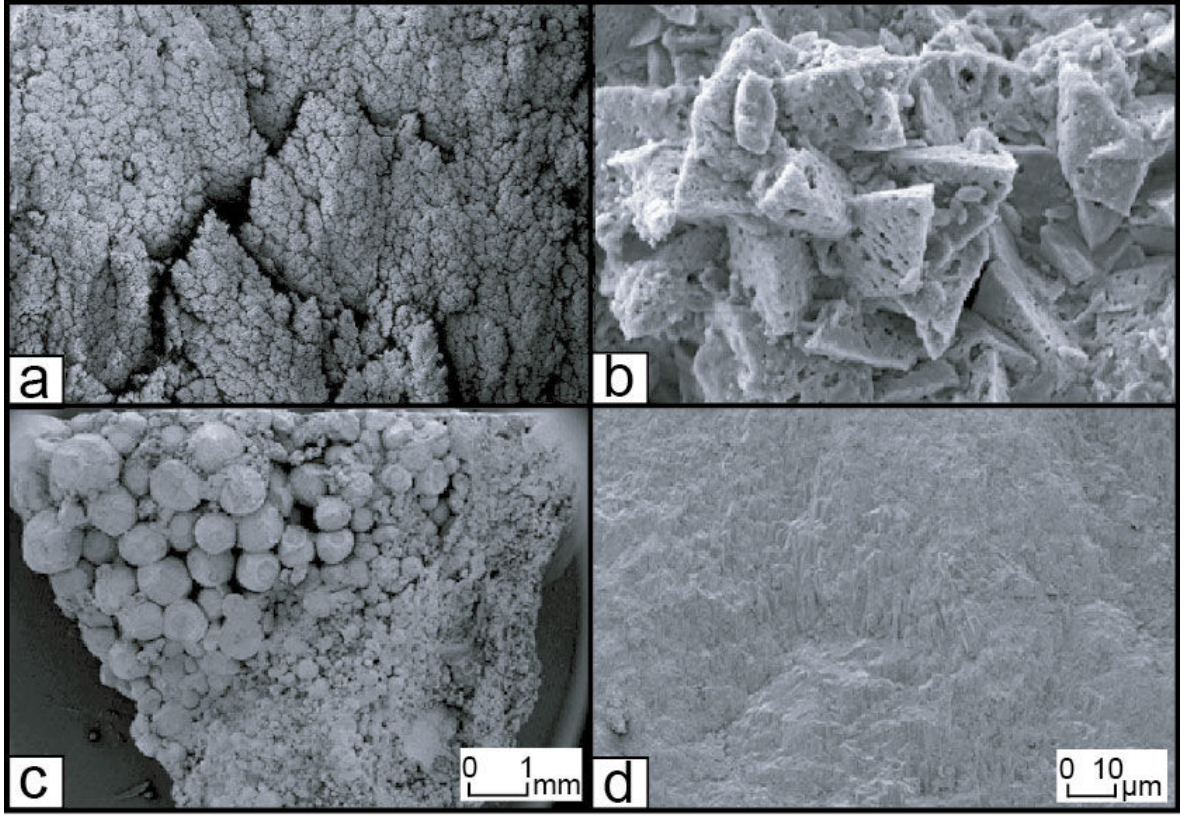




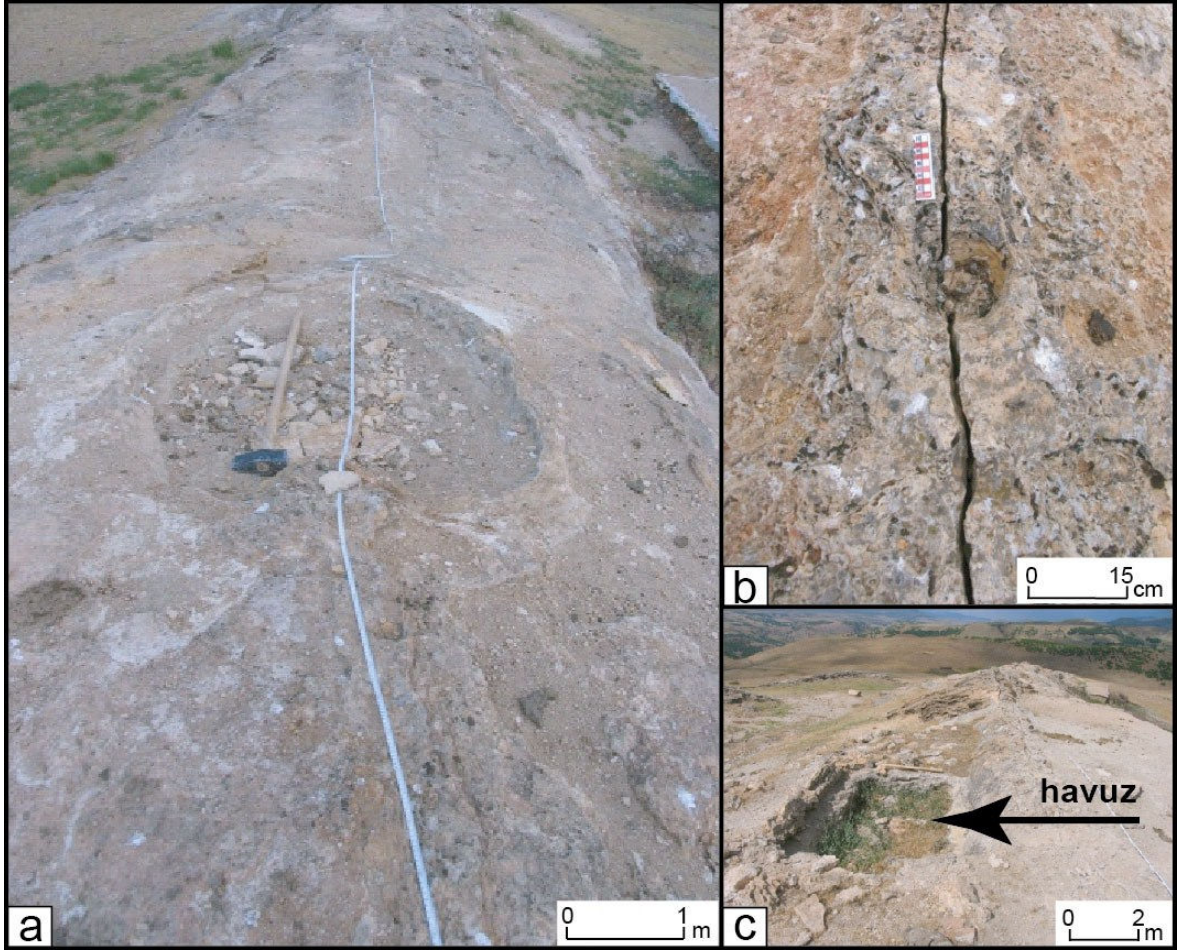
**Şekil 31. Hacılar sırt tipi traverten ekseninin çatlaklarında (beyaz ve siyah oklarla işaretlenmiştir) gözlenen sıçramalar**

düşünülmektedir. Pamukkale (Denizli) yakınlarındaki Çukurbağ kaynağının çıkışında oluşmuş bu tür pizoidler, “orifis pizoidleri” olarak adlandırılmıştır (Özkul vd., 2013).

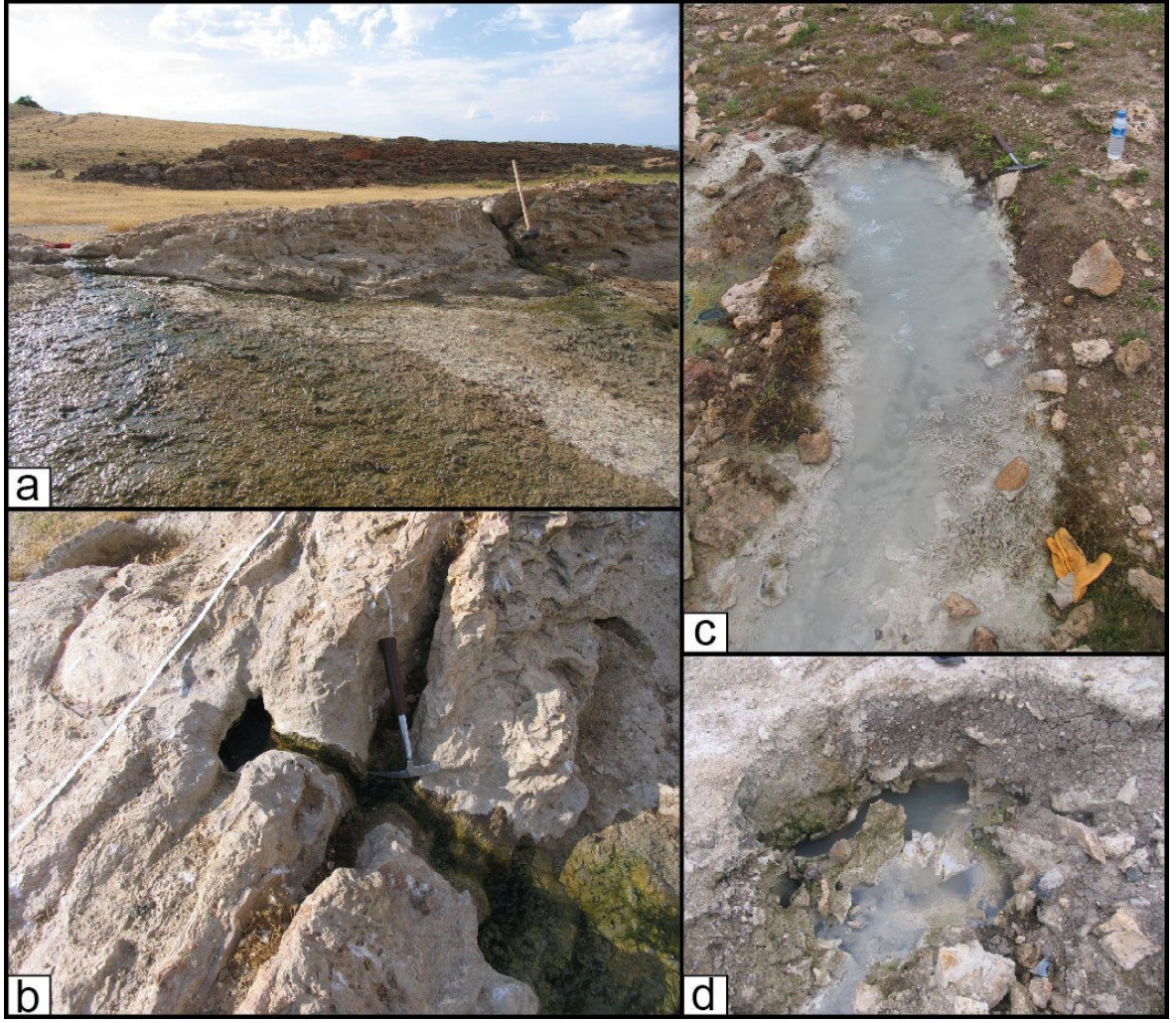
Çalışmanın yapıldığı tarihte (23 Mayıs 2010) sırtın GB ucuna yakın kesimlerinde, ılık denebilecek sıcaklıkta (36.4°C olarak ölçülmüştür) termal suların boşaldığı birkaç aktif kaynak gözlenmiştir (Şekil 34a, b). Buna karşılık sırtın kuzeybatısında, sıcaklığı 64.5°C’ın üzerinde ölçülen ve debisi yüksek ikinci bir kaynak gözlenmiştir (Şekil 34c, d). Bu sular, güncel olarak CaCO<sub>3</sub> (traverten) çökeltmeye devam etmektedirler ve rezervuar kayacı, Bitlis Metamorfitle’ne ait mermerlerdir.



Şekil 32. Hacılar sırt tipi traverteninden mikroskop görüntüleri, a-kristalin kabuk seviyesinden alınan bir örneğin SEM görüntüsü, sedir ağacı şeklindeki kalsit büyümeleri; b-kristalin kabuğu oluşturan kalsit kristallerinin SEM görüntüsü; c- ana çatlak boyunca yer alan kaynak ağızlarında oluşmuş pizolitlerin SEM görüntüsü; d-ana çatlak duvarında oluşmuş düşey konumlu bantlı/ damar tipi traverten örneğinin SEM görüntüsü



Şekil 33. Hacılar sırt tipi travertenin ana eksenini boyunca gözlenen yapılar, a- sırtın GB ucuna yakın kâse/çanak şeklinde, uzun eksenini 220 cm olan bir kaynak ağzı; b- ana çatlak tarafından kesilmiş 15 cm çaplı bir kaynak ağzı; c- sırt ekseninin doğusunda yöre halkının yakın yıllara kadar kullandıkları dikdörtgen şekilli havuzun görünümü

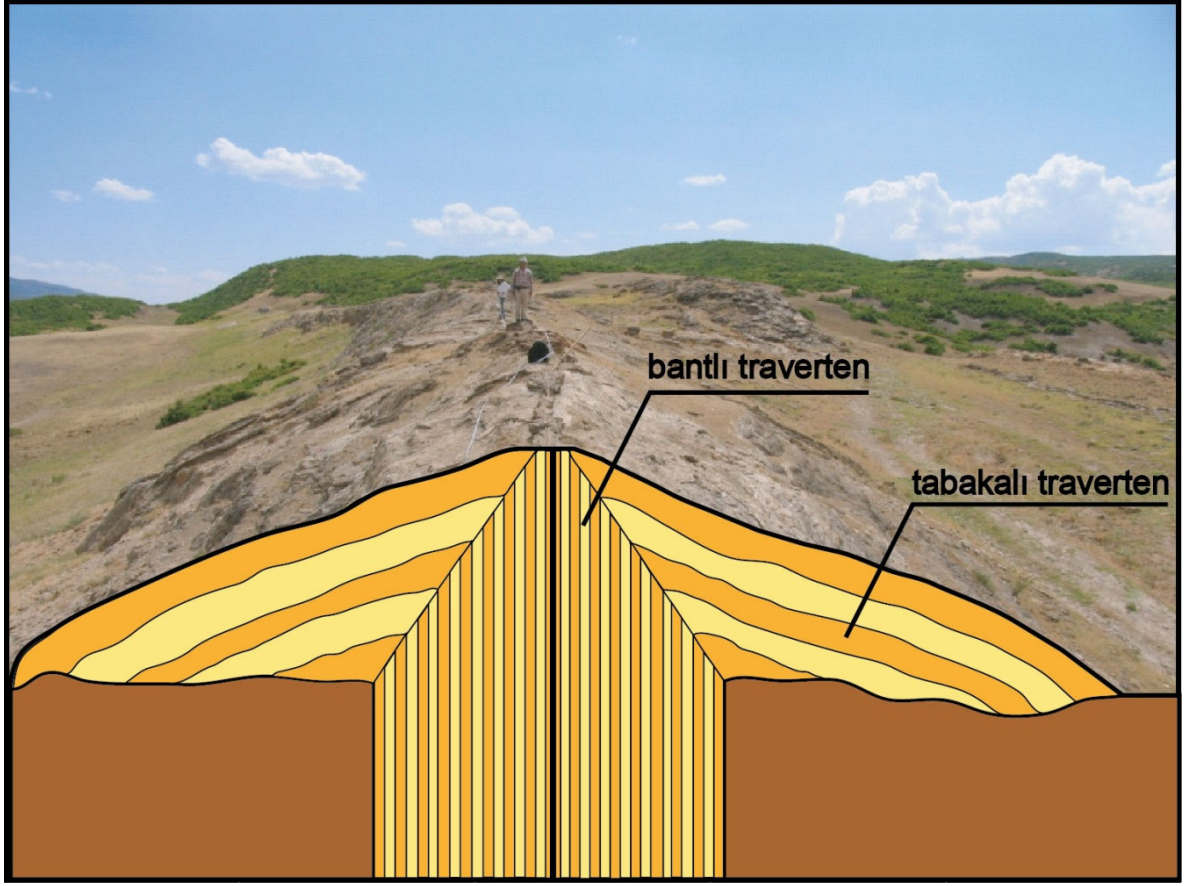


Şekil 34. a-Sırt ekseninin GB ucu yakınında bulunan ılık su kaynağı; b-kaynağın yakından görünümü (T=36.4°C); c ve d-sırtın KB sında bulunan sıcak su kaynakları (T=64.5°C)

### *Sırt Yamaçları*

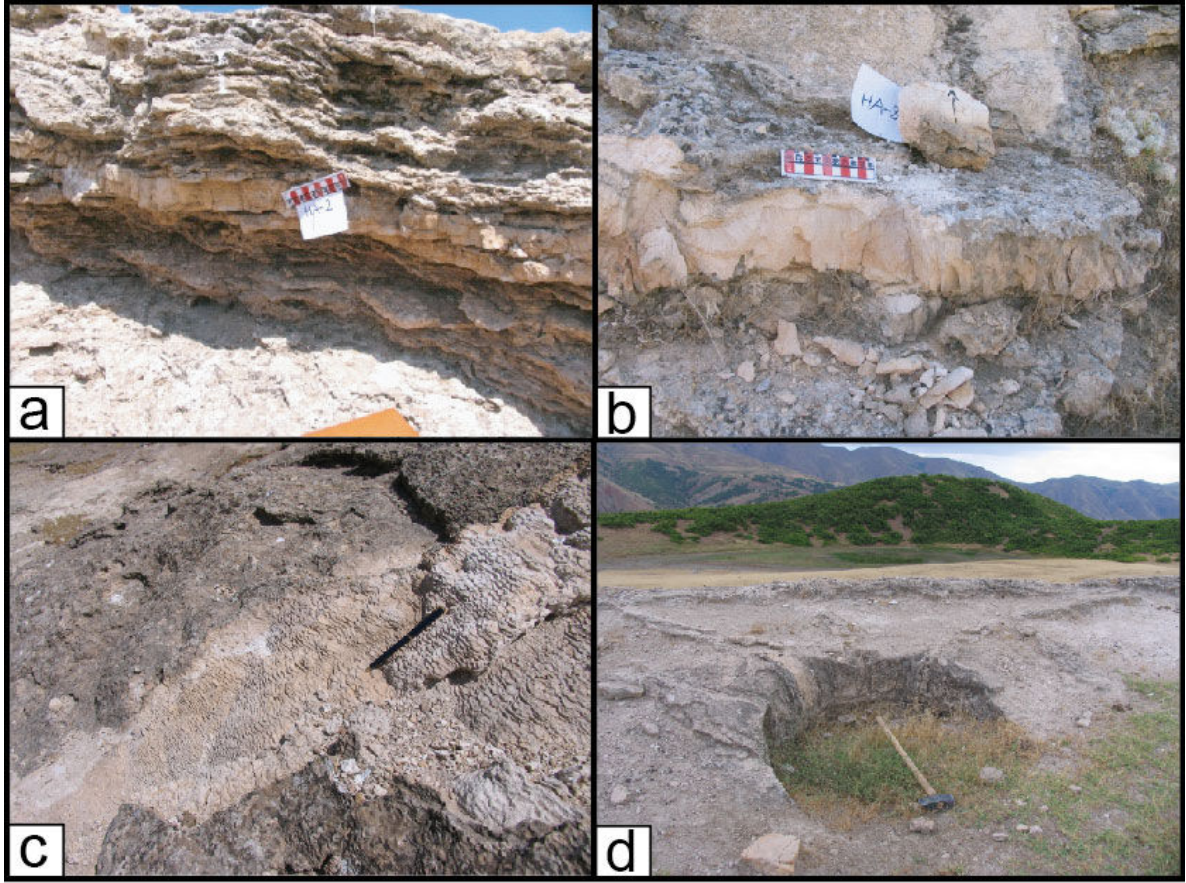
Sırt yamaçları, tabakalı travertenlerden oluşmuştur. Yamaç yüzeylerinde tekçe traverten tabakalarının eğimleri, kısa mesafede sık sık değişir ve 40°'ye kadar eğimlerle sırt ekseninden uzaklaşırlar (Şekil 28a, 35). Tabaka eğimleri, çatlak eksenine dik bir şekilde gelişirken çatlak uçlarında ise çatlak eksenine paralel olarak gelişmiştir (Şekil 28a). Bu eğimler, tektonizma etkiyle oluşmayıp ilksel olarak kazanılan bir özelliktir.

Kristalin kabuk tipi travertenler (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd., 2002), yamaç yüzeylerinde termal suyun hızlı ve türbülanslı akışı ile oluşmuş bir litotiptir ve tabakalı travertenlerin en önemli bileşenidir (Şekil 36a, b). Kalınlıkları 10 cm'ye kadar çıkan kristalin kabuk traverten tabakaları, depolanma yüzeyine dik gelişmiş sedir ağacı



Şekil 35. Sırt yamaçlarında eğimleri  $40^\circ$  ye varan tabakalı travertenler

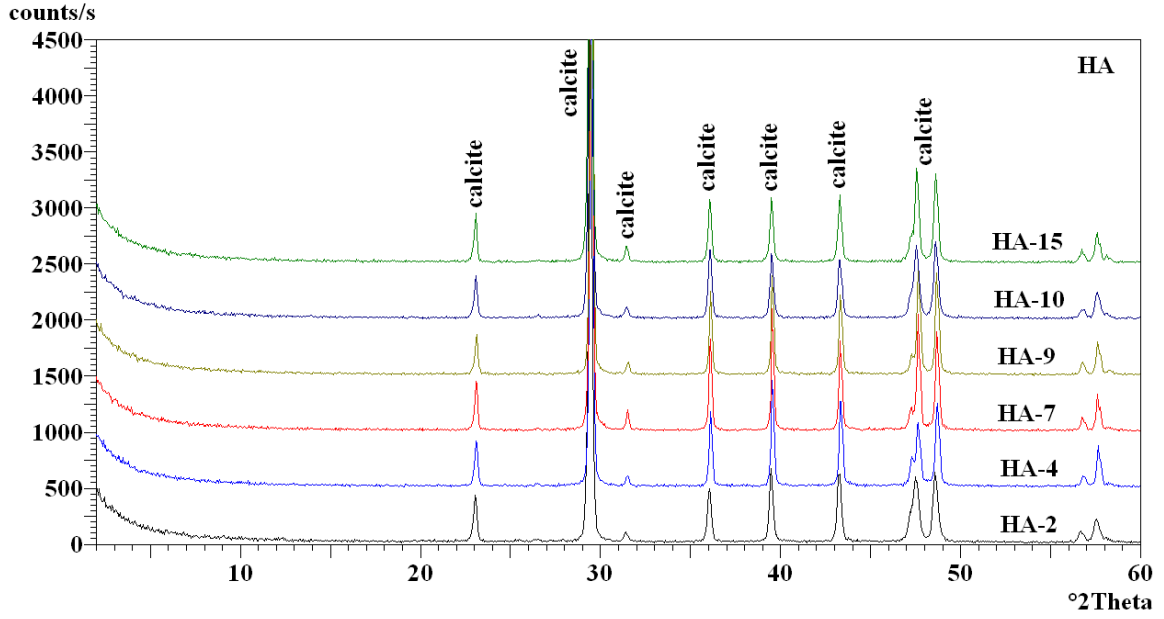
görünümündeki kalsit kristal demetlerinden kuruludur (Şekil 32a). Bazı kalsit kristal yüzeyleri korozyon nedeniyle kısmen bozulmuş ve delikli bir görünüm kazanmıştır (Şekil 32b). Kristalin kabuk tabakalarının üst yüzeyleri mikroteras havuzları ile kaplıdır (Şekil 36c). Sırt yamaçlarında yer yer ana çatlaktan boşalan sıcak suların yamaç aşağı aktığı 3–5 m boyunda kanallar gelişmiştir. Kanalların aşağı uçlarında termal suyun biriktirildiği yapay havuzlar gözlenir. Havuzların çapları 0.5–1.5 m'dir (Şekil 36d).



Şekil 36. Hacılar sırt tipi traverteninden arazi görüntüleri, a-ana çatlağın her iki tarafında yer alan eğimli, tabakalı travertenler içinde 10 cm kalınlığında bir kristalin kabuk seviyesi; b-kristalin kabuk seviyesinin yakından görünümü; c- yamaçlarda gözlenen mikroteraslar; d-sırttan suyu tahliye eden kanallarla kanalların sonunda bir havuzun görünümü

### 6.1.3. Mineralojik Bileşim

Hacılar sırt tipi travertenine ait 6 örnek, XRD sonuçlarına göre tamamen kalsitten oluşmaktadır. Bazı örneklerde ise eser miktarda kuvarsa rastlanmıştır (Şekil 37).



Şekil 37. Hacılar traverten örneklerinin XRD difraktogramı

#### 6.1.4. Element Jeokimyası

Hacılar sırt tipi traverteninden toplanan 6 adet traverten örneğinin, element bileşimi Çizelge 6’de verilmiştir. Örneklerde Ca ve Mg konsantrasyonları, sırasıyla 380789 ppm ve 9468 ppm ile en yüksek olan elementlerdir. Sr içerikleri de, aynı şekilde çok yüksek olup, 7104 ppm ile 16292 ppm arasında değişmektedir. Dünya ölçeğinde travertenlerdeki Sr içeriği, 20 ppm’den 14000 ppm’e kadar değişmektedir (Pentecost, 2005). Sr içeriğinin yüksekliğine bağlı olarak traverten çökelten termal suların, derin dolaşimli sular oldukları düşünülmektedir.

Çizelge 6. Hacılar traverten örneklerinin element konsantrasyonları

Hacılar Örnek No	Ca	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ba	Sr
	(ppm)							
HA-2	370140	6030	2858	2308,14	7960,61	< 7745	107	15007
HA-7	379645	1963	371	5595,49	8201,84	< 7745	45	7104
HA-9	380217	1075	476	3217,41	8563,68	< 7745	65	9210
HA-9A	374714	2104	847	1818,53	9468,30	< 7745	117	16292
HA-10	376643	1169	318	5595,49	7116,30	< 7745	109	13728
HA-15	380789	1075	212	3357,29	8865,22	< 7745	81	11431

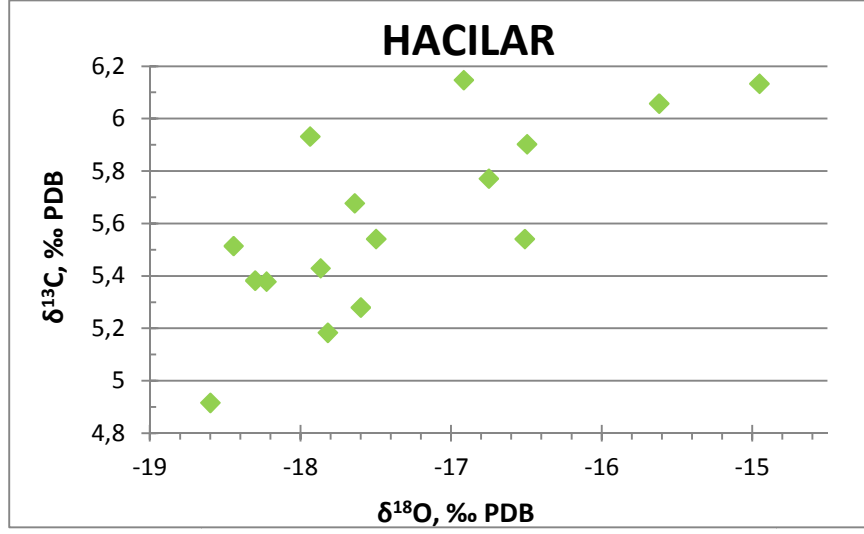
### 6.1.5. Duraylı İzotop Bileşimi

Hacılar traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, +4.9 ile +6,1 (‰ PDB) arasında;  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ise -18.6 ile -15.0 (‰ PDB) arasında değişmektedir (Çizelge 7; Şekil 38). Gerek  $\delta^{13}\text{C}$ , gerekse  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, oldukça homojen bir dağılım sunarlar. Burada tüm örnekler hidrotermal kökenli olmakla beraber, bantlı travertenlerin oluştuğu çatlak boşluğu, göreceli olarak daha homojen bir ortam olması nedeniyle  $^{13}\text{C}$  değerleri, daha çok birbirine yakındır.

Çizelge 7. Hacılar sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop değerleri

Hacılar Örnek No	Traverten tipi	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)
HA-1	Bantlı	5,5	-16,5
HA-2	Kristalin kabuk	6,1	-16,9
HA-3	Bantlı	5,4	-18,3
HA-4	Bantlı	5,5	-18,4
HA-5	Bantlı	5,3	-17,6
HA-6	Bantlı	5,5	-17,5
HA-7	Bantlı	5,8	-16,8
HA-8	Kristalin kabuk	5,4	-17,9
HA-9	Pizolit	6,1	-15,0
HA-10	Kristalin kabuk	5,9	-17,9
HA-10a	Bantlı	5,9	-16,5
HA-11	Oolit	5,7	-17,6
HA-12	Bantlı	5,2	-17,8
HA-13	Bantlı	4,9	-18,6
HA-14	Bantlı	6,1	-15,6
HA-15	Bantlı	5,4	-18,2





Şekil 38. Hacilar sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

#### 6.1.6. U-Th Yaşları

Hacilar traverten sahasından alınan 5 adet traverten örneği üzerinde yapılan yaşlandırma çalışmaları sonucunda Çizelge 8’de görülen U-Th yaşları elde edilmiştir. Bu yaş verilerine göre Hacilar sırt tipi traverten sahasında, günümüzden en azından yaklaşık 7000 yıl önce traverten çökeliminin başlamış olduğunu söylemek mümkündür (Şekil 20, 28). Bu yaş, Holosen (MIS 1, Marine Isotope Stage)’e denk gelmektedir.

Aynı zamanda batıda yeralan 150 m’lik kısa sırtın, 520 m’lik uzun sırttan daha yaşlı olması, kırıkların ana faya doğru gençleştiğini göstermektedir.

#### 6.1.7. İşletilme Durumu

Sırtın hemen kuzeydoğusunda, 2009 yılında MTA Genel Müdürlüğü tarafından jeotermal enerji amaçlı sondaj çalışması yapılmış ve 70 °C’lik su sıcaklığı elde edilmiştir (Gökmenoğlu, 2013). Ancak, arazi çalışmasının yapıldığı 2010 ve sonraki yıllarda söz konusu sıcak suyla ilgili bir çalışmaya rastlanmamıştır. Sırtta yapıtaşı ya da başka bir amaçla bir işletim söz konusu değildir.

**Çizelge 8. Hacilar travertenlerinin U-Th yaşlandırma analiz sonucu**

Örnek No	<sup>238</sup> U ppm	±	<sup>232</sup> Th ppm	±	<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th	±	Hesaplanan Yaş (by)	Hata	Düzeltilen Yaş (by)	Hata
HA-1	0,505	0,002	0,602	0,007	4,124	0,022	0,082	0,002	0,339	0,006	0,870	0,019	9,246	0,179	<b>0,485</b>	4,942
HA-7	0,404	0,002	0,032	0,000	4,549	0,029	0,008	0,000	0,034	0,001	1,302	0,024	0,820	0,015	<b>0,300</b>	0,283
HA-12	0,442	0,002	0,030	0,000	4,477	0,030	0,004	0,001	0,018	0,002	0,799	0,095	0,438	0,051	<b>0,000</b>	0,000
HA-14	0,440	0,003	0,010	0,000	4,495	0,038	0,056	0,001	0,253	0,004	35,697	0,638	6,263	0,110	<b>6,123</b>	0,127
HA-15	0,485	0,002	0,001	0,005	4,755	0,021	0,064	0,001	0,303	0,002	38,248	0,328	7,112	0,062	<b>6,965</b>	0,089

## 6.2. Elmalı Traverten Depolanması

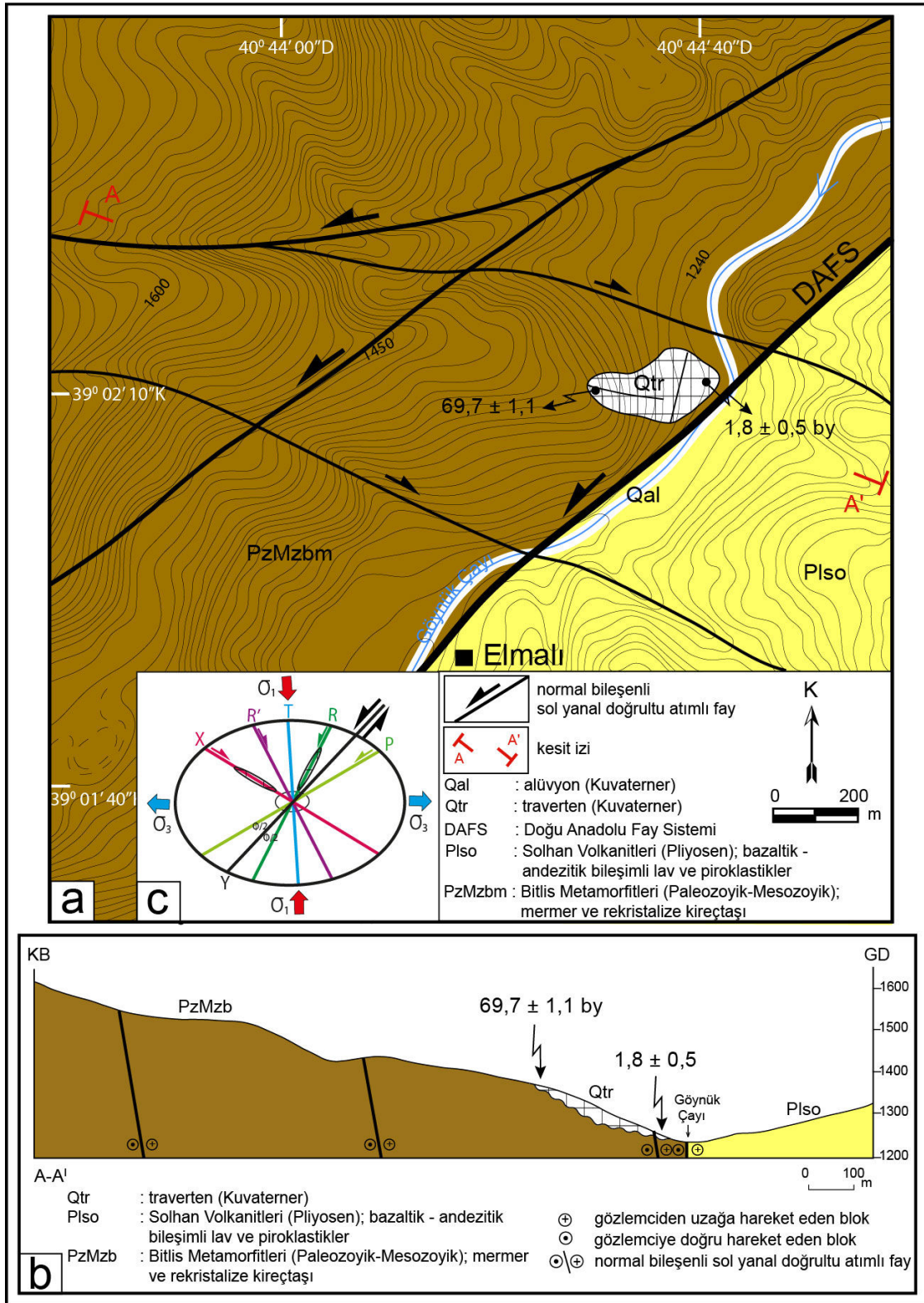
Elmalı traverten depolanması, Bingöl-Karlıova karayolunun yaklaşık 28. km'sinde yer alan Elmalı Köyü'nün (Bingöl) yakın kuzeydoğusunda bulunur (Şekil 39). Hacılar sırt tipi traverteninde olduğu gibi, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Karlıova-Göynük Segmenti (Şekil 18, 19) üzerinde yer alan bu traverten yüzleği, 1230-1360 m'ler arasında yüzeyleyip yaklaşık 35.000 m<sup>2</sup> lik (0.035km<sup>2</sup>) alan kaplar. Bu traverten sahasıyla ilgili olarak elde edilen veriler, aşağıdaki alt başlıklar altında verilmiştir.

### 6.2.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler

Traverten oluşumları, ana fayın batısında Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Bitlis Metamorfileri'nin mermer ve şistleri üzerinde yer almaktadır (Şekil 39, 40, 41, 42). Fayın doğu bloğunda ise Pliyosen yaşlı Solhan Volkanitleri'nin piroklastik kayaları yüzeyler. Her iki temel biriminin özellikleri, bir önceki Hacılar travertenini bölümünde açıklandığından ve her iki bölgede de aynı litolojik özelliklere sahip olduklarından, tekrar olmaması amacıyla burada ayrıca verilmemiştir. Elmalı travertenini yakın çevresinde, her iki birim arasındaki sınırı, Karlıova-Bingöl Segmenti oluşturur; yani tektonik bir sınırdır (Şekil 39). Her iki traverten alanının jeoloji haritaları incelendiğinde, Hacılar Köyü yakınında fayın doğu bölümünde yer alan Bitlis Metamorfileri'ne ait mermer ve şistlerin, aynı ana fayın batı bloğunda yer aldıkları görülür. Bu durum, fayın atımını hesaplamak için kullanılmış ve Karlıova-Göynük Segmenti için 14,5 km'lik bir yer değiştirme önerilmiştir (Herece, 2008).

Elmalı travertenini, iki kırık tarafından meydana getirilmiştir. Birinci kırık, deformasyon elipsoidi üzerine yerleştirildiğinde doğrultusu itibariyle sol yanal doğrultu atımlı sistem üzerindeki sağ yanal X kırıklarına karşılık gelir. (Şekil 39, 43). Bu kırıklar, travertenin üzerinde bulunduğu sırtı, iki taraftan sınırlayarak bir basınç sırtı meydana getirmiştir. Basınç sırtının orta bölümünde oluşan maksimum gerilmeden dolayı travertenlerin morfolojik sınıflanmasına göre *sırt tipi traverten* oluşumu gözlenmiştir (Şekil 44). İkinci kırık ise deformasyon elipsoidi üzerine yerleştirildiğinde doğrultusu itibariyle sol yanal sentetik (R) kırığıdır. R kırığı, kendisinin kanal vazifesi görerek oluşturduğu ve de sırt tipi travertenden sızan suların meydana getirdiği travertenleri,

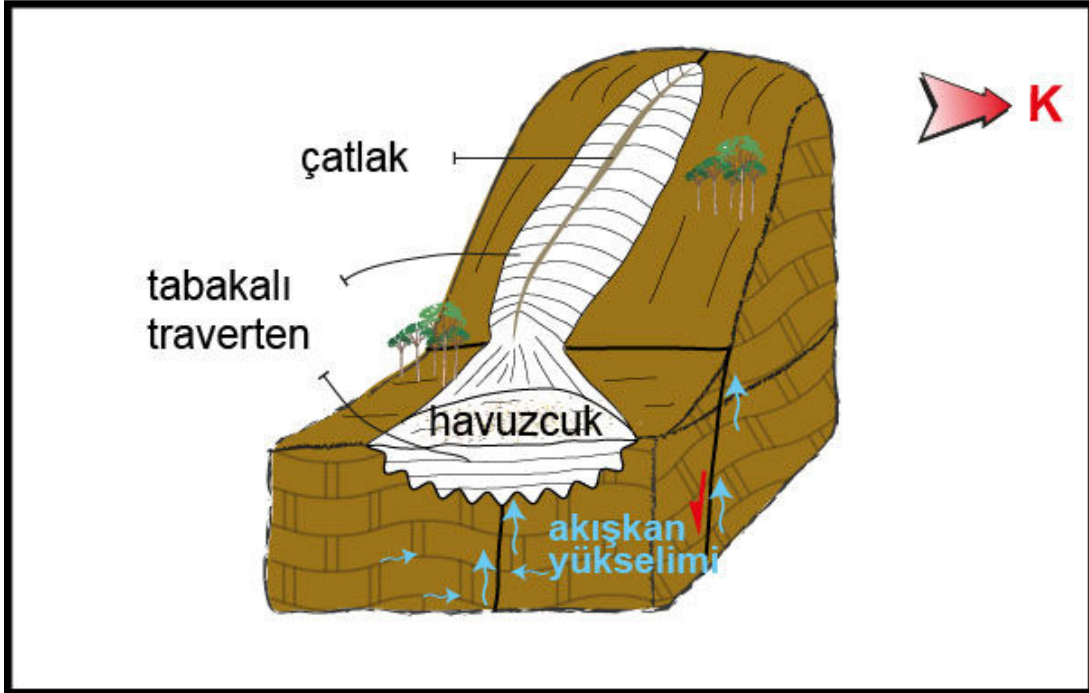
paleotopoğrafyaya bağlı olarak seki şekilde çökelmiştir ve *yatay tabakalı travertenleri* oluşturmuştur.



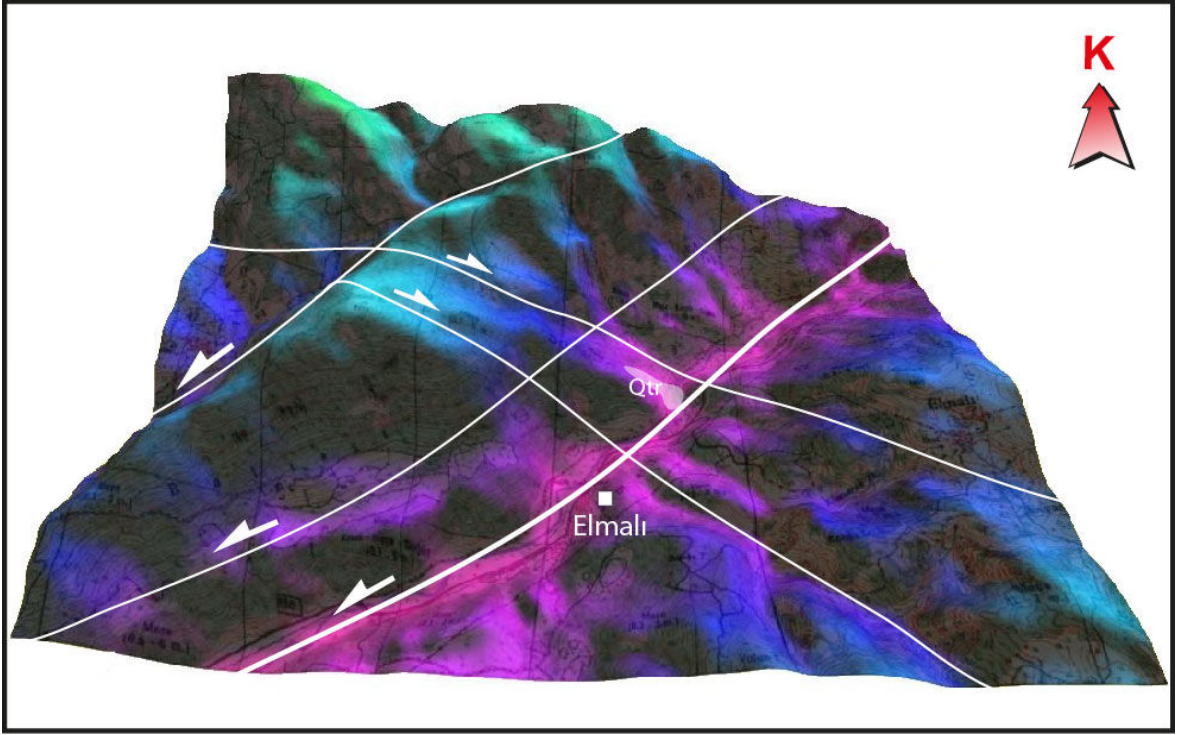
Şekil 39. Elmalı travertenini çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- traverteninin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu

Yaş	Kayaç Birimi	Litoloji	Açıklama
Kuvaterner	Traverten		traverten
			mermer
Paleozoyik - Mesozoyik	Bitlis Metamorfileri		kuvarsit
			mika şist
			amfibolit şist
			gnays
			gnays
	Alt Gup		
	Üst grup		

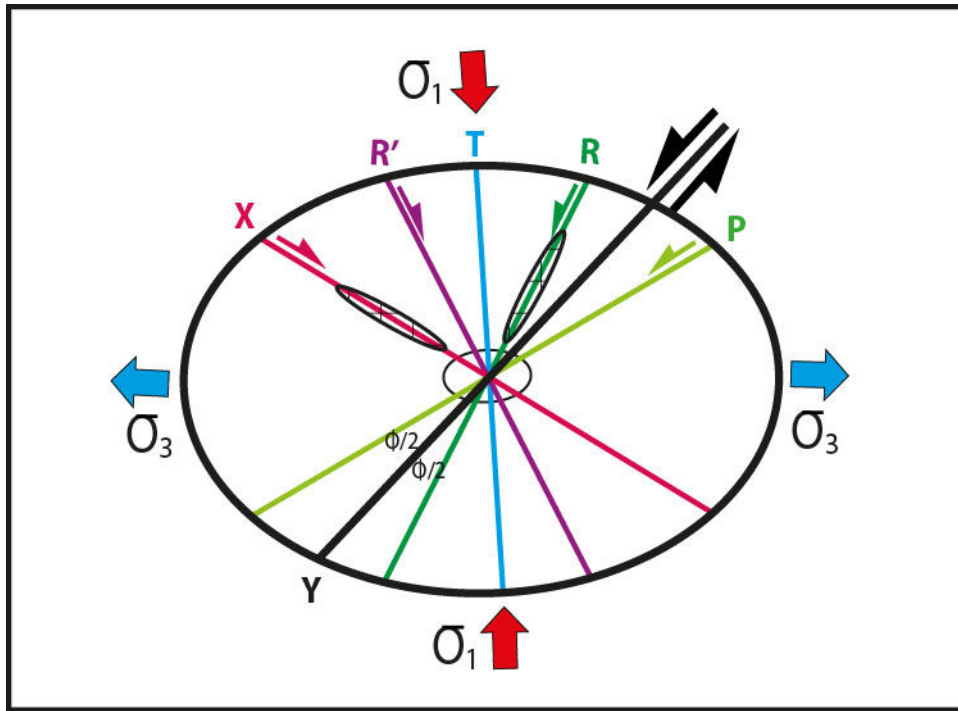
Şekil 40. Elmalı traverten depolanması çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti



Şekil 41. Elmalı traverteni oluşum modeli



Şekil 42. Elmalı ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği



Şekil 43. Elmalı travertenin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu

### 6.2.2. Depolanma Özellikleri

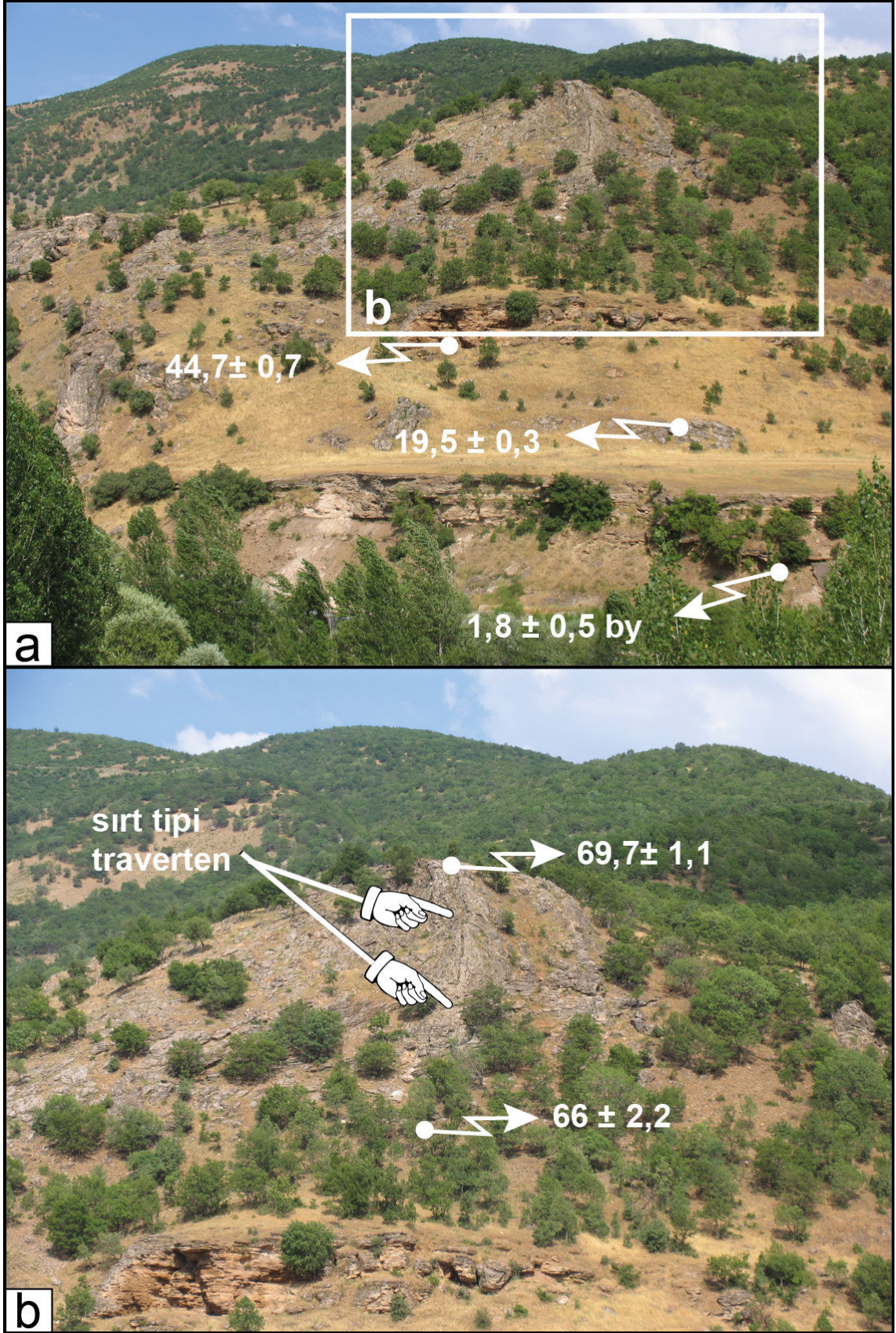
Elmalı sahasındaki travertenler, Göynük Vadisi'nin batı-kuzeybatı yamaçlarında gözlenir. Traverten çökeli, az çok alttaki fay kontrollü yamaç ve sekilerden oluşan topoğrafyaya uyumlu olarak gerçekleşmiştir (Şekil 44a). Traverten oluşumları, birkaç depolanma morfolojisi gösterir. Bunlardan birincisi, Karlıova-Bingöl Segmenti'nin basınç sırtı üzerindeki X kırığı boyunca gelişmiş KB gidişli sırt tipi travertendir (Şekil 44a, b).

Sadece Göynük Vadisi tabanına yakın konumda çökelmiş olan travertenler, yatay ve ince tabakalıdır. Vadi tabanından itibaren 15 m kalınlığındaki bu traverten istif, üstten bir düzlükle sınırlandırılmıştır (Şekil 44a). Düzlükteki yol seviyesinin üzerinde benzer özellikte 18 m lik bir istif daha gelişmiştir (Şekil 44b, 45c).

Göynük Vadisi batı yamacı üzerinde, yamaç yüzeyine az çok uyumlu, vadi tabanına doğru eğimli olarak depolanmış travertenlerde, kristalin kabuk tipi traverten düzeyleri belirgindir (Şekil 45a). Bu tür kristalin kabuk oluşumları dik yamaç koşullarında çok yaygındır. Bunlar, CO<sub>2</sub> kaybı ile aşırı doymun hale gelen termal suların türbülanslı akışlarla yüksek eğimli yamaçlar üzerinde oluşturdukları çökellerdir (Guo ve Riding, 1998; Özkul vd. 2002, 2013, 2014; Jones ve Renaut, 2008).

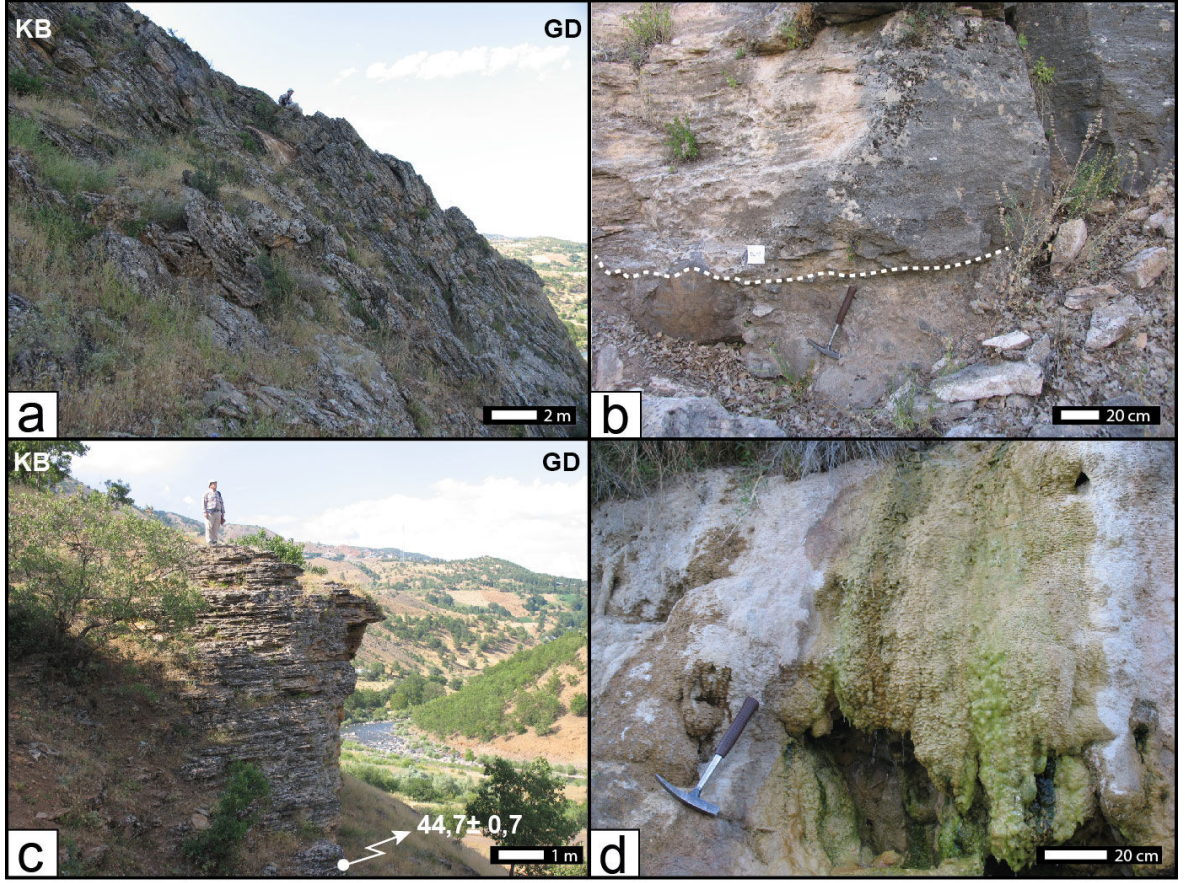
Eğimli traverten tabakaları, yer yer kaba kırıntılı ara düzeyler içerir. 30 cm kalınlığa varan bu kaba kırıntılı ara düzeyler, yamacın üst kesimlerinden yamaç aşağı sürüklenmiş temeldeki mermerlere ait değişik boyutlardaki köşeli ve kötü boylanmış kaba kırıntılardır (Şekil 45b).

Elmalı sahasında, güncel traverten çökeli, sadece vadi tabanına yakın tek bir noktada gözlenmiştir. Bu noktada, sızıntı şeklinde boşalan termal sular sınırlı da olsa traverten çökeltmeye devam etmektedir (Şekil 45d).



Şekil 44. Elmalı traverteninden arazi görünüşleri, Göynük Vadisi batı yamaçları, a- üstte yamaç üzerindeki X kırığı üzerinde gelişmiş sırt tipi traverten; altta yatay, ince tabakalı travertenler; b- a'nın yakından görünüşü

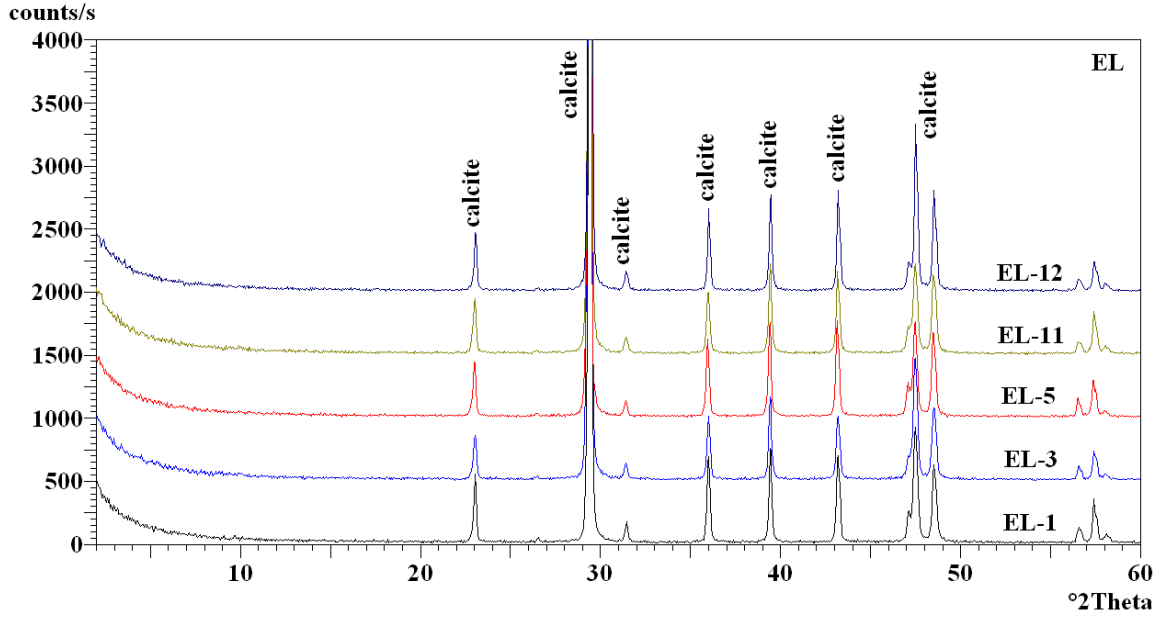




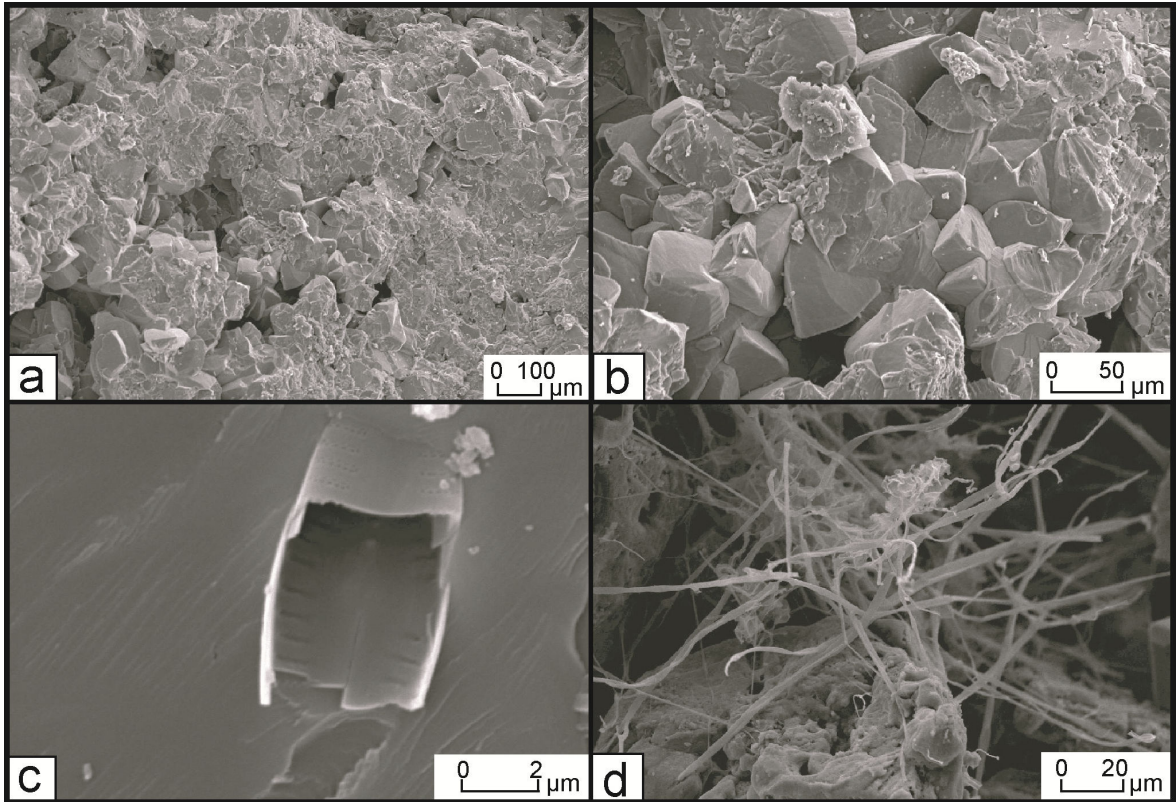
Şekil 45. Elmalı traverteninden arazi görünümleri, Göynük Vadisi batı yamaçları, a- yamaçta çökelmiş, doğuya, Göynük Vadisi tabanına doğru eğimli sırt tipi traverten tabakaları; b- kesikli beyaz çizginin altında bulunan detritik malzeme, metamorfik anakayadan türemiş olan kaba ve köşeli mermer parçalarıdır; c- yatay, ince tabakalı travertenler, arka planda Göynük vadisi; d- vadi tabanından yaklaşık 5 metre yukarıda, yamaç üzerinde aşağı doğru sızan termal suların çökelttiği güncel traverten

### 6.2.3. Mineralojik Bileşim

Elmalı sahasından alınan 5 adet traverten örneğinin XRD sonuçları, mineralojik bileşimin %100 kalsit ve eser miktarda kuvarstan meydana geldiğini göstermektedir (Şekil 46). Dikçe yamaç yüzeylerinde termal suların türbülanslı ve sürekli aktığı durumlarda kristalin kabuk tipi traverten düzeyleri gelişmiştir. Kalsit kristallerinin şekilleri, romboedriktir (Şekil 47a, b). Bazı örneklere kristal oluşumlarına diyatom ve mikrobiyal filamentler eşlik etmiştir (Şekil 47c, d).



Şekil 46. Elmalı traverten örneklerinin XRD difraktogramı



Şekil 47. Elmalı traverten örneklerinden SEM görüntüleri. a- Mikrit ve mikrosparitik (rombik) kalsitten oluşan bir traverten örneği, mikrosparitik romboederler daha çok boşluk çeperlerinde gelişmiştir; b-boşluk çeperlerinde gelişmiş mikrosparitik romboedrik kalsitin yakından görünümü; c- mikrobiyal bileşenlerden kırılmış bir diyatom kavkısı; d- mikrobiyal filamentler, kalsit kristallerinin gelişiminde ve birbirlerine tutunmalarında uygun bir zemin oluştururla

#### 6.2.4. Element Jeokimyası

Elmalı sahasından alınan traverten örneklerinin element miktarları, Çizelge 9'da verilmiştir. Elmalı örneklerinin Sr değerleri, Hacılar ve Kılıçkaya örneklerinden düşük, buna karşılık Baltaş ve Bağdere örneklerinden yüksektir.

Çizelge 9. Elmalı traverten örneklerinin element konsantrasyonları

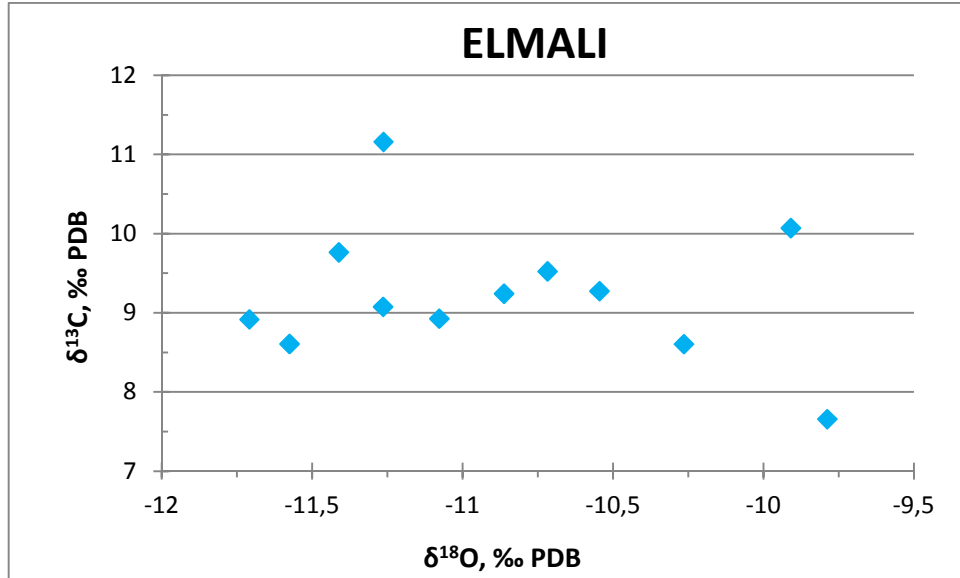
Elmalı Örnek No	Ca	Si	Al	Fe	Mg	As	Sr
	(ppm)						
EL-1	392295	2197	423,38	559,55	2653,54	63,8	3540
EL-3	396226	1215	158,77	419,66	1507,69	66,9	3923
EL-7	381360	10004	2751,98	2238,20	2412,30	124,3	2338
EL-9	379788	8040	2540,29	3916,84	2713,84	151,3	5039
EL-11	390723	888	264,61	419,66	2713,84	97,0	4512
EL-12	394439	1683	< 52,92	419,66	1266,46	57,9	3158

#### 6.2.5. Duraylı İzotop Bileşimi

Elmalı traverten örneklerinin,  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri +7,7 ile +11,2 (‰ PDB),  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ise -9.8 ile -11.7 (‰PDB) arasında değişmektedir (Çizelge 10, Şekil 48). İncelenen diğer sahalarla kıyaslandığında, en yüksek  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri Elmalı traverten örneklerinden elde edilmiştir (Şekil 82). Bunun nedeni, termal suların yamaç aşağı akış sırasında, pH'nın yükselmesi, CO<sub>2</sub> kaybı ve buharlaşma gibi fiziksel değişimler nedeniyle <sup>13</sup>C ve <sup>18</sup>O gibi ağır izotopların bakımında giderek zenginleşmiş olmasıdır.

Çizelge 10. Elmalı sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop değerleri

Elmalı Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)
EI-1	10,1	-9,9
EI-2	8,6	-10,3
EI-3	9,2	-10,9
EI-4	8,9	-11,7
EI-5	8,9	-11,1
EI-6	8,6	-11,6
EI-7	9,1	-11,3
EI-8	9,5	-10,7
EI-9	9,3	-10,5
EI-10	7,7	-9,8
EI-11	11,2	-11,3
EI-12	9,8	-11,4



Şekil 48. Elmalı sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

### **6.2.6. U-Th Yaşları**

Elmalı traverten sahasından alınan traverten örneklerinden altısında yapılan yaşlandırma çalışmaları sonucunda, Çizelge 11’de görülen U-Th yaşları elde edilmiştir. Bu yaş verilerine göre Elmalı traverten sahasında, yaşların  $1,79 \pm 0,45$  ila  $69,67 \pm 1,12$  by arasında değişmekte olduğunu göstermektedir (Şekil 39; 44a, b). Yüksek alanlarda yaşlar, daha büyük iken alçak alanlardaki yaşlar, daha gençtir. Örneğin, 1345 ve 1314 m’lerden alınan EL-10 ve EL-9 örnekleri, sırayla  $69.67 \pm 1.12$  and  $66.08 \pm 2.22$  by yaşlarındayken Göynük Vadisi tabanına yakın bir örnek olan EL-1,  $1.8 \pm 0.5$  by yaşını vermektedir.

### **6.2.7. İşletilme Durumu**

Lokasyonda, yapıtaşı ya da başka bir amaçla bir işletim söz konusu değildir.

**Çizelge 11. Elmalı travertenlerinin U-Th yaşlandırma analiz sonucu.**

Örnek No	<sup>238</sup> U ppm	±	<sup>232</sup> Th ppm	±	<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th	±	Hesaplanan Yaş (by)	Hata	Düzeltilen Yaş (by)	Hata
EL-1	0,690	0,004	0,030	0,000	1,564	0,013	0,024	0,000	0,037	0,001	2,623	0,038	2,608	0,042	<b>1,793</b>	0,445
EL-4	0,347	0,001	0,006	0,000	1,469	0,010	0,169	0,002	0,248	0,002	40,776	0,455	19,927	0,261	<b>19,559</b>	0,319
EL-5	0,322	0,002	0,019	0,000	1,518	0,012	0,351	0,003	0,533	0,004	28,070	0,243	45,766	0,579	<b>44,686</b>	0,749
EL-9	0,367	0,001	0,093	0,000	1,457	0,007	0,494	0,004	0,719	0,001	8,713	0,078	70,956	0,511	<b>66,077</b>	2,222
EL-10	0,441	0,002	0,004	0,000	1,500	0,010	0,489	0,005	0,733	0,007	279,188	3,516	69,817	1,120	<b>69,672</b>	1,121

### 6.3. Baltaşı Traverten Depolanması

Baltaşı travertenini olarak adlandırılan bu yüzlek, Elazığ İli'nin yaklaşık 45 km doğusunda, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Bingöl-Yarpuzlu Segmenti'ne ait Adıyaman Fay Zonu üzerinde oluşmuştur (Şekil 18, 19). Baltaşı travertenleri, Baltaşı Beldesi'nin doğusunda Kaf ve batısında Bağlarbaşı olmak üzere 2 alt sahadan oluşur (Şekil 49). İki alt saha arasındaki mesafe, yaklaşık 1.5 km'dir. Traverten çökelleri, deniz seviyesi üzerinde 890-1100 m arasında değişen yükseltilerde yer alır ve toplam 0.57 km<sup>2</sup> lik bir alan kaplar. Her iki traverten depolanmasının da üzerinde yer aldığı ana kaya ve tektonik özellikler, aynıdır. Bu nedenle jeolojik-tektonik özellikler, aynı başlık altında verilmiştir. Buna karşılık, çeşitli analizlerin yapılabilmesi amacıyla her iki yüzlekten, ayrı örnekler alınmıştır.

#### 6.3.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler

Baltaşı travertenleri, bölgeye Geç Kretase'de yerleşmiş olan **Guleman Ofiyolitleri** üzerinde yer almaktadır (Şekil 49, 50, 51, 53). Toroslar'ın doğu bölümünde yaygın olarak yüzeyleyen ofiyolitik kütlelerin en önemlileri, doğudan batıya doğru Guleman, İspendere ve Kömürhan Ofiyolitleri olarak adlandırılır. Bunların, Bitlis-Pütürge Levhası'nın kuzeyinde Geç Triyas'da açılmış olan okyanusal litosfere ait parçalar olduğu düşüncesi yaygındır (Michard vd., 1984; Bingöl, 1986; Beyarslan ve Bingöl, 1991; Turan vd, 1995). Bu ofiyolitlerin, söz konusu okyanusun Geç Kretase'de başlayan kapanması sırasındaki yitim zonunda, üstteki okyanusal levhada meydana gelen açılma (supra-subduction) ile ilişkili olduğu kabul edilir (Beyarslan ve Bingöl, 2000; Robertson, 2002). Dolayısıyla Kretase yaşlı olan birim, okyanusun kapanmasını izleyen dönemde, güneyindeki kıtasal kabuk, yani Bitlis-Pütürge Masifi üzerine yerleşmiştir. Kendisini nonkonformiteyle üzerleyen ilk birimin Geç Maastrichtiyen yaşlı olduğu dikkate alındığında, kıtasal kabuk üzerine yerleşmesinin, Geç Maastrichtiyen'den önce tamamlanmış olması gerekir.

Guleman Ofiyolitleri, Elazığ yakınındaki yüzleklerinde çoğunlukla tabandan tavana doğru (Şekil 50) harzburjit, dünit-verlit-klinopiroksenit araldanması, bantlı gabrodan oluşan bir litolojiyle temsil edilir (Bingöl, 1986). Traverten yüzleklerinin üzerinde yer aldığı alanlarda ise hâkim litoloji *harzburjitlerdir*. Taze örnekleri, yeşilimsi siyah renkte

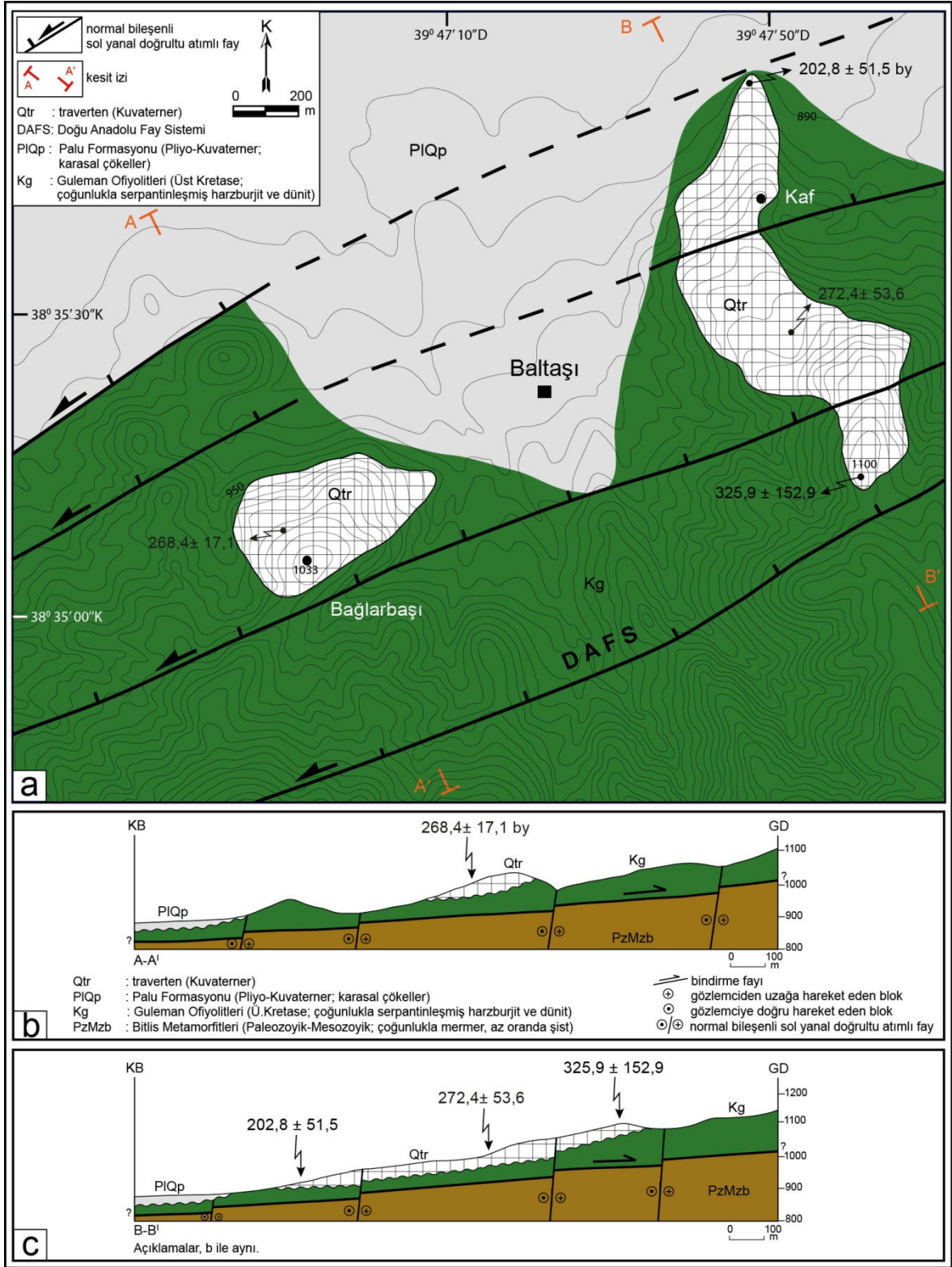
olan harzburjitler, serpantinleştiklerinde ise yeşilimsi renkleri ve yağlımsı parlaklığıyla karakteristiktir. Serpantinleşme, oldukça yaygındır. Harzburjitlerin üzerinde, çoğunlukla yuvarlağımsı aşınma yüzeyleri veren ve boz rengiyle karakteristik olan *düinitler* bulunur. Çok sınırlı alanlarda korunabilmişlerdir. Serpantinleşmeye bağlı olarak, yeşilimsi sarı renk alırlar.

Torosların doğu bölümünde, Guleman Ofiyolitleri'nin üzerine yerleşmiş olduğu birim, Bitlis-Pütürge Metamorfitleleridir. Bu metamorfitlelerin oluşturduğu masifin Palu doğusunda kalan bölümü Bitlis Metamorfitleleri olarak isimlendirilirken, Hazar Gölü yakın doğusundaki alanlardan, batı-güneybatıya doğru uzanan yüzlekleri ise Pütürge Metamorfitleleri olarak adlandırılmıştır. **Bitlis Metamorfitleleri**, Baltaşı travertenlerinin depolandığı alanın yakın doğusunda yüzylemektedir. Hacılar ve Elmalı travertenleri bölümlerinde de bahsedildiği gibi, üst gruba ait mermer ve değişik tür şistlerle temsil edilen birimin, Palu yakınlarında sarp topoğrafik çıkıntılar oluşturan yüzleklerinin çoğunlukla mermer ve kalkşistlerden oluştuğu belirtilir (Sungurlu vd., 1985). Bu kayaların Adıyaman Fay Zonu'nda oldukça ezik ve kırıklı bir yapı kazandıkları da düşünüldüğünde, travertenleri oluşturacak CaCO<sub>3</sub> bakımından zengin suların kaynağının bu birim olduğu düşünülür.

Baltaşı travertenleri, Adıyaman Fay Zonu'nu oluşturan faylar boyunca, fayların ve ana kayanın oluşturduğu uygun koşullarda yüzeye kadar çıkan sular tarafından çökeltilmiştir. Günümüzde fayların aktivitesine bağlı olarak güneyden kuzeye doğru düşürülmüş ve askıda bırakılmış yüzlekler görünümündedirler. Doğrultu atım havzasının günümüzdeki tabanına göre daha yüksek kotlarda yer almaları (Şekil 53), bunların, havzanın daha önceki dönemlerinde oluştuklarını ve havzayı kontrol eden fayların devam eden aktivitelere bağlı olarak yükselttikleri ve askıda kalmış fay terasları şeklinde bir görünüm kazandıklarının göstergesi olarak yorumlanmıştır (Şekil 54). Bunlara dayanarak Baltaşı traverten yüzylemelerini, morfolojik sınıflamaya göre *fay önü traverteni* olarak değerlendirebiliriz. Baltaşı travertenlerinin yaklaşık 12 km batısında, Sivrice Fay Zonu'nun ana kırığı boyunca güncel karbonat çökelinin devam ettiği bilinir.

Traverten istifi içinde gelişmiş olan çatlaklardan elde edilen doğrultu gül diyagramı analizine göre (Şekil 55), hem Bağlarbaşı hem de Kaf alt sahalarında iki baskın kırık takımı (25° ve 330°) göze çarpmaktadır. Buna göre çatlakları oluşturan maksimum sıkışma doğrultusu, K-G olarak belirlenmiştir. Bu doğrultu, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin aktivitesinin devamını sağlayan sıkışma doğrultusu ile uyumludur.

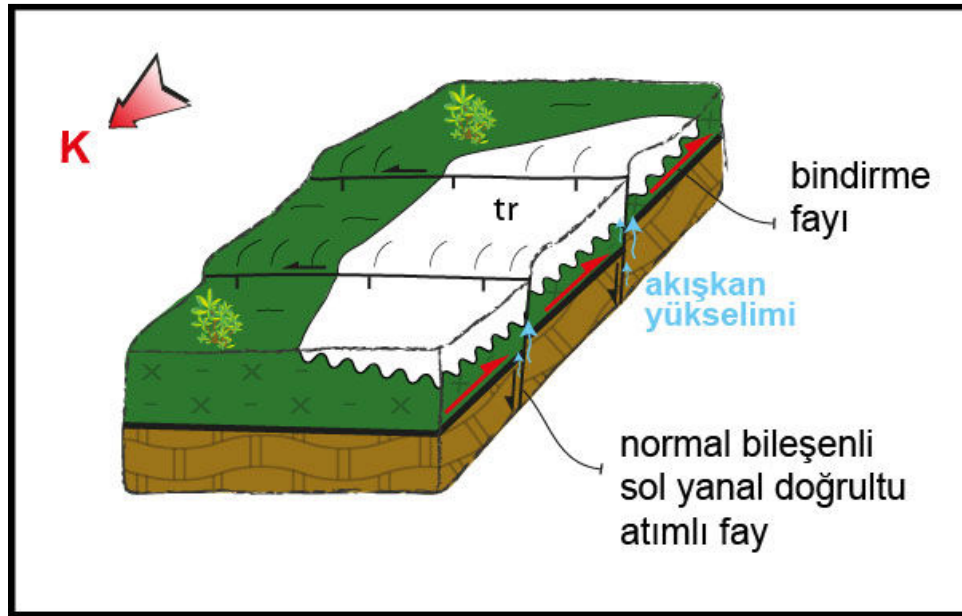




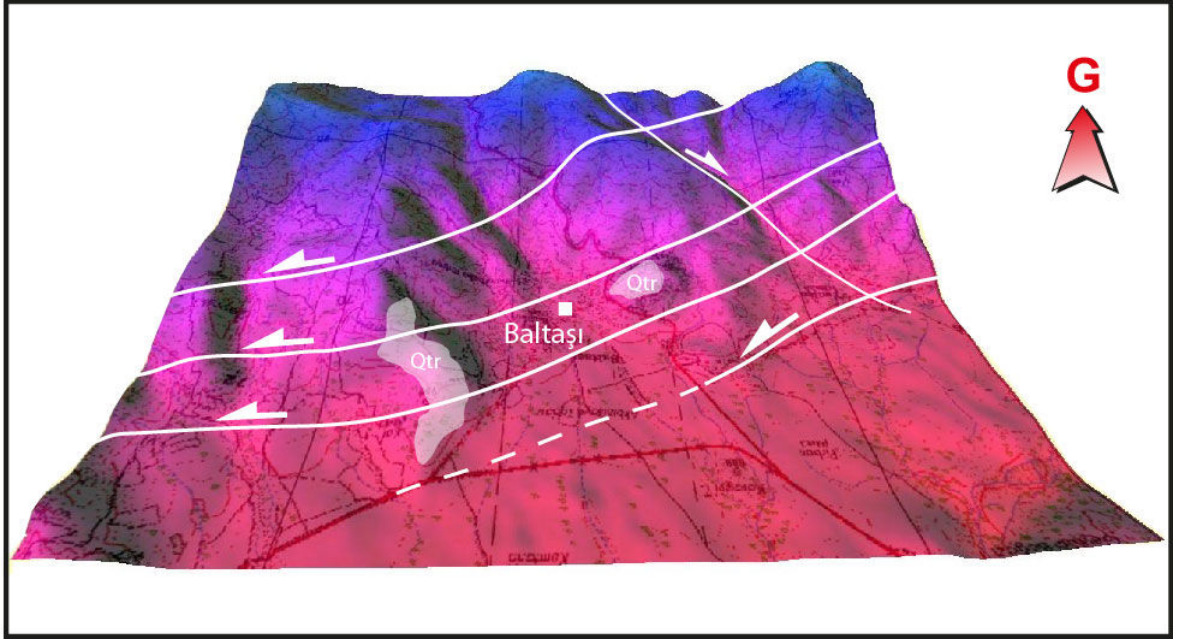
**Şekil 49. Baltaşı travertenleri çevresinin a- jeolojik haritası; b ve c- enine jeolojik kesitleri**

Yaş	Kayaç Birimi	Litoloji	Açıklama
Kuvaterner	Traverten		traverten
Üst Kretase	Guleman Ofiyolitleri	x - x - x - x -	serpantinleşmiş harzburjit, dünit
		- x - x - x - x -	
		x - x - x - x -	
		- x - x - x - x -	
Paleozoik - Mesozoik	Bitlis Metamorfittleri		mermer
			kuvarsit
			mika şist
			amfibolit şist
			gnays
Paleozoik - Mesozoik	Alt Grup	x x x	gnays
		x x x	

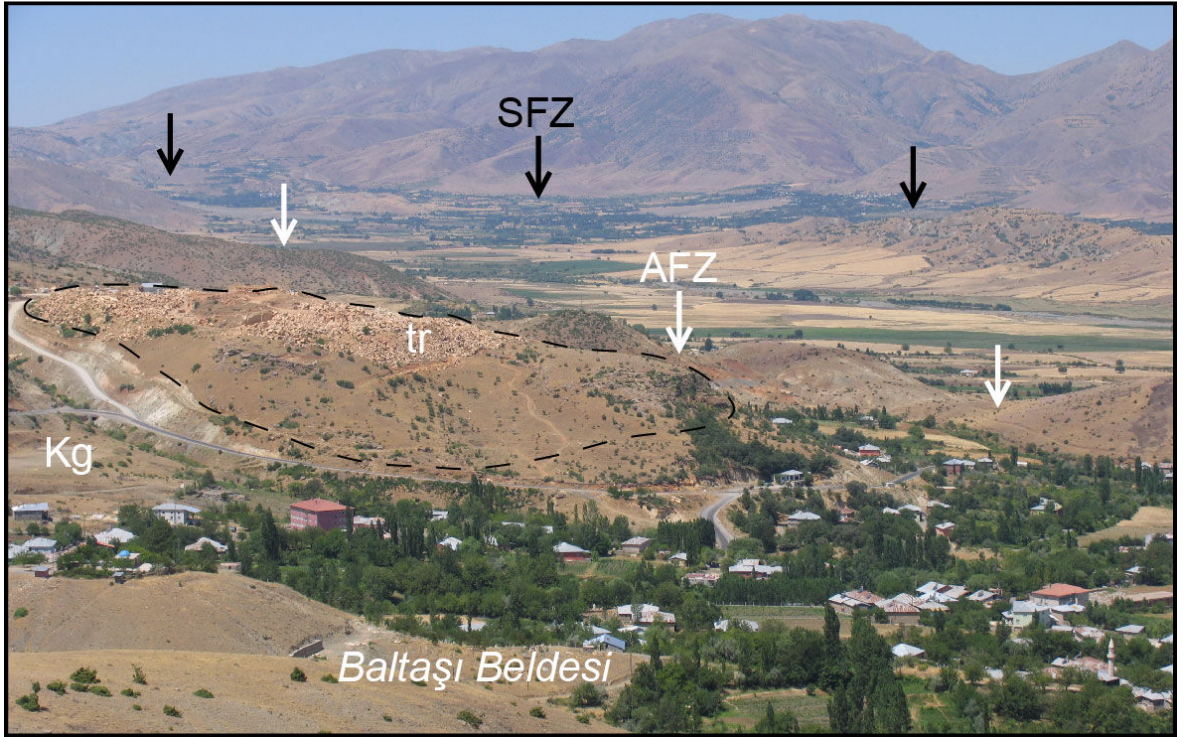
Şekil 50. Baltaşı travertenleri çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti



Şekil 51. Baltaşı travertenleri oluşum modeli



Şekil 52. Baltası ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği



Şekil 53. Baltası traverten yüzleklerinden biri olan Bağlarbaşı traverten yüzleği. Kg: Guleman Ofiyolitleri, AFZ: Adıyaman Fay Zonu, SFZ: Sivrice Fay Zonu. Bakış batıya

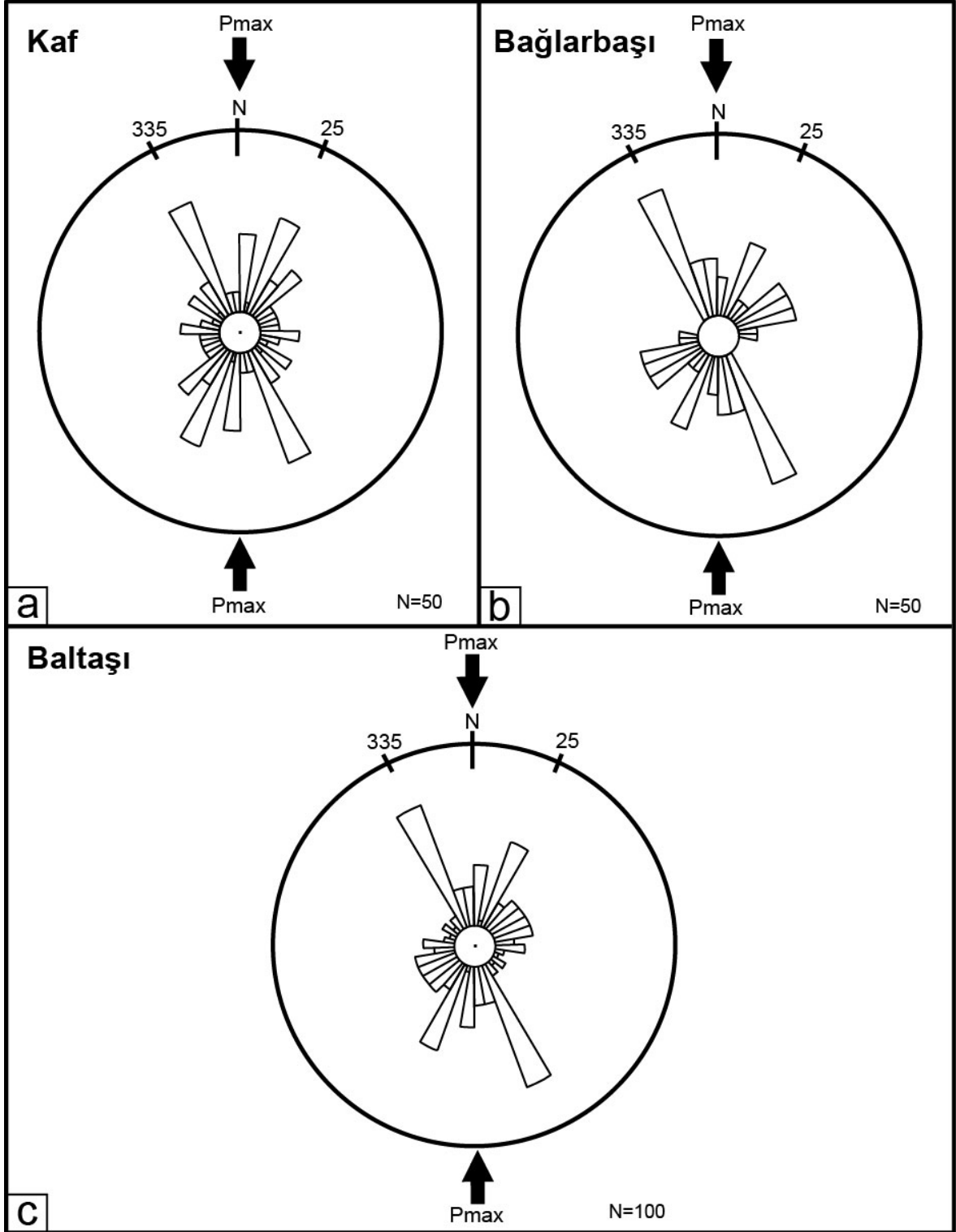


**Şekil 54. Kaf olarak isimlendirilen alandaki travertenlerde, fayların aktivitesine bağlı olarak GD'dan KB'ya doğru gelişen basamaklı yapı. tr: traverten yüzleği. Bakış doğuya**

### 6.3.2. Depolanma Özellikleri

Baltaşı travertenleri, genellikle yatay ya da yataya yakın konumlu, tabakalı, yanal yönde birkaç yüz metre devamlı ve tipik olarak sarı renklidirler. İstifin kalınlığı, ~35 m kadardır. Yer yer paleosol, aşınma düzeyleri ve çamurtaşı-kiltaşı (yeşil, yeşilimsi gri kilttaşları; Şekil 58) ara katmanları içerir. Bu oluşumlar, traverten oluşumlarının her noktada, her zaman sürekli olmadığını, zaman zaman kesikliğe uğradığını, kaynağın yer değiştirdiğini göstermektedir. Bu kesikliğin, iklimsel olmayıp fay hareketinden dolayı olabileceği yorumlanmıştır.

İstifin üst kesimlerinde, özellikle kırık ve tabakalanma gibi süreksizlikler boyunca karstlaşma yaygındır. Traverten istifinde gelişmiş KD-GB ve KB-GD doğrultulu çatlaklar, çoğunlukla damar şeklinde kalsitle doldurulmuştur. Şekil 57b'de görülen yeşil renkli kiltaş seviyesinin üst kısmında bulunan kaliş oluşumları da, yine fay hareketinden dolayı yeni  $\text{CaCO}_3$ 'lu su akışının olmadığı dönemde, buharlaşmayla mevcut  $\text{CaCO}_3$ 'ün çökmesi sonucu kil, kum, çakıl gibi yüzey malzemelerini çimentolaması sonucu oluşan kalkerli zondur.



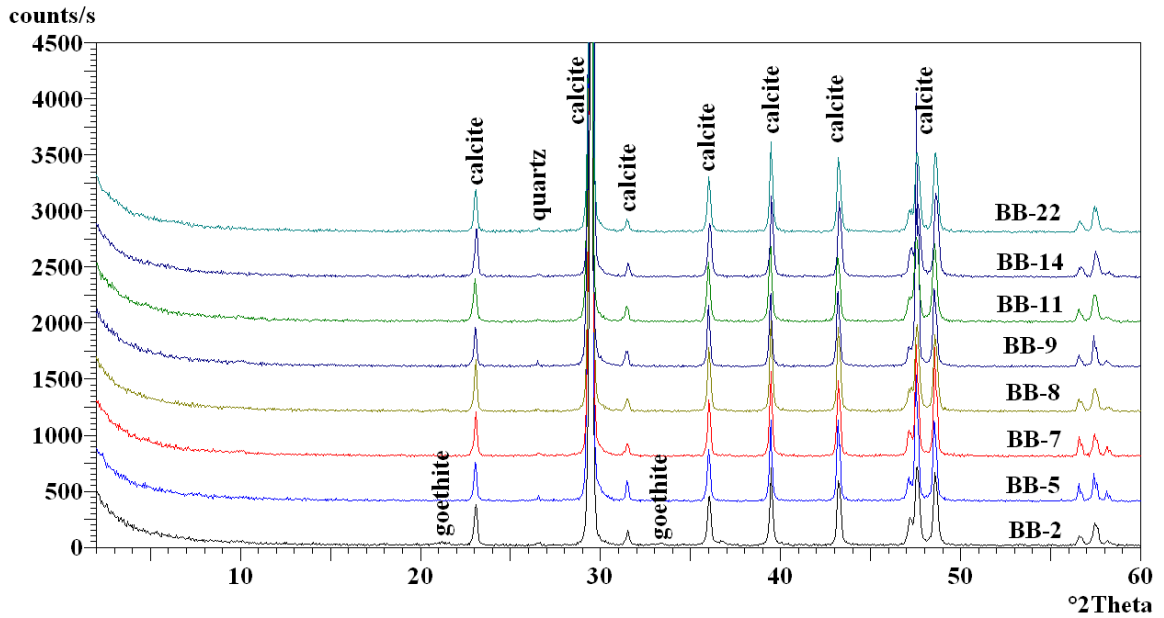
Şekil 55. a- Kaf; b- Bağlarbaşı alt sahalarındaki travertenlerde ölçülen çatlakların doğrultu gül diyagramı; c- her iki alt sahadaki (Baltaşı) çatlak doğrultularından hazırlanmış gül diyagramı

### 6.3.3. Mineralojik Bileşim

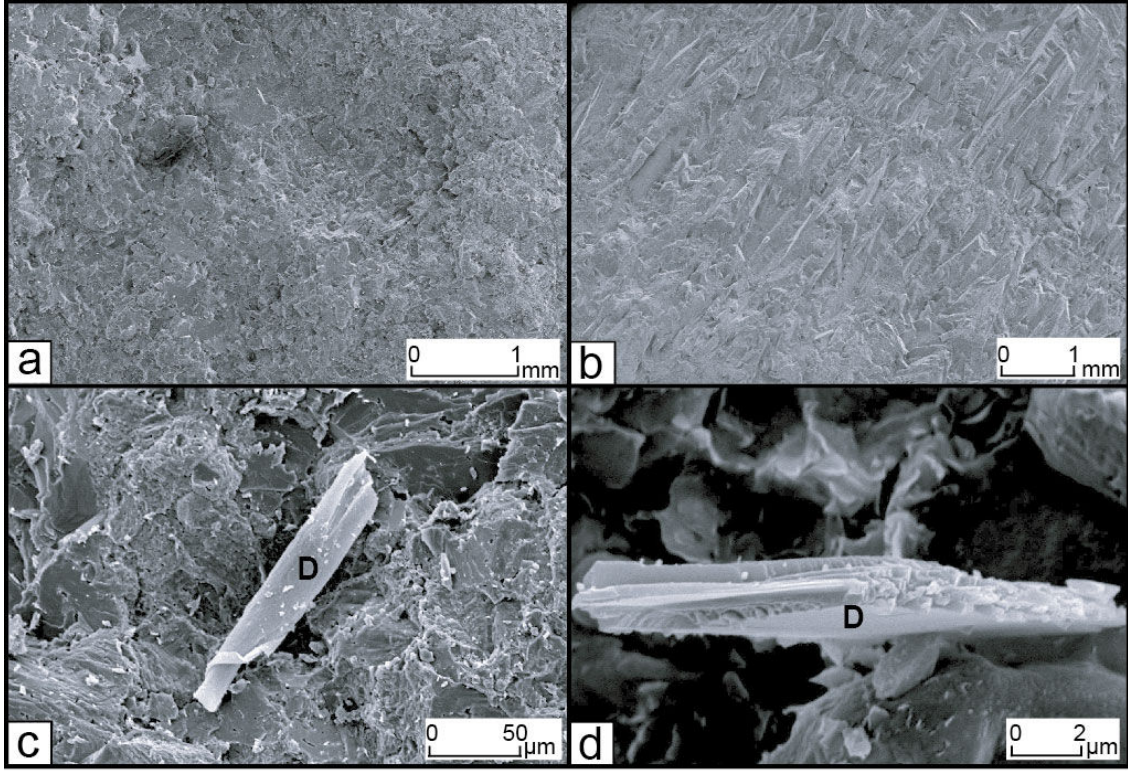
XRD sonuçlarına göre, Bağlarbaşı ve Kaf alt sahalarından alınan traverten örneklerinin mineralojik bileşimi, hemen hemen tamamen kalsittir (Şekil 56). Tabakalı travertenlerde kalsit, daha çok mikritik; buna karşılık çatlak dolgularında, iri sparikalsittir (Şekil 57a). Kristalin kabuk tipi traverten örneklerinde ise kalsit kristalleri, depolanma yüzeyine dik gelişmiş uzun prizmalar şeklindedir (Şekil 57b). Ayrıca bazı traverten örneklerinde seyrek olarak diyatom kavrıklarına rastlanmıştır (Şekil 57c, d).

Çoğu traverten örneği, eser miktarda kuvars içerir. Bunun yanında Kaf alt sahasından alınan bir örnekte (KF-5), eser miktarda dolomite (Çizelge 12); Bağlarbaşı'ndan alınan diğer bir örnekte de (BB-2), götit mineraline rastlanmıştır (Şekil 56; Çizelge 12).

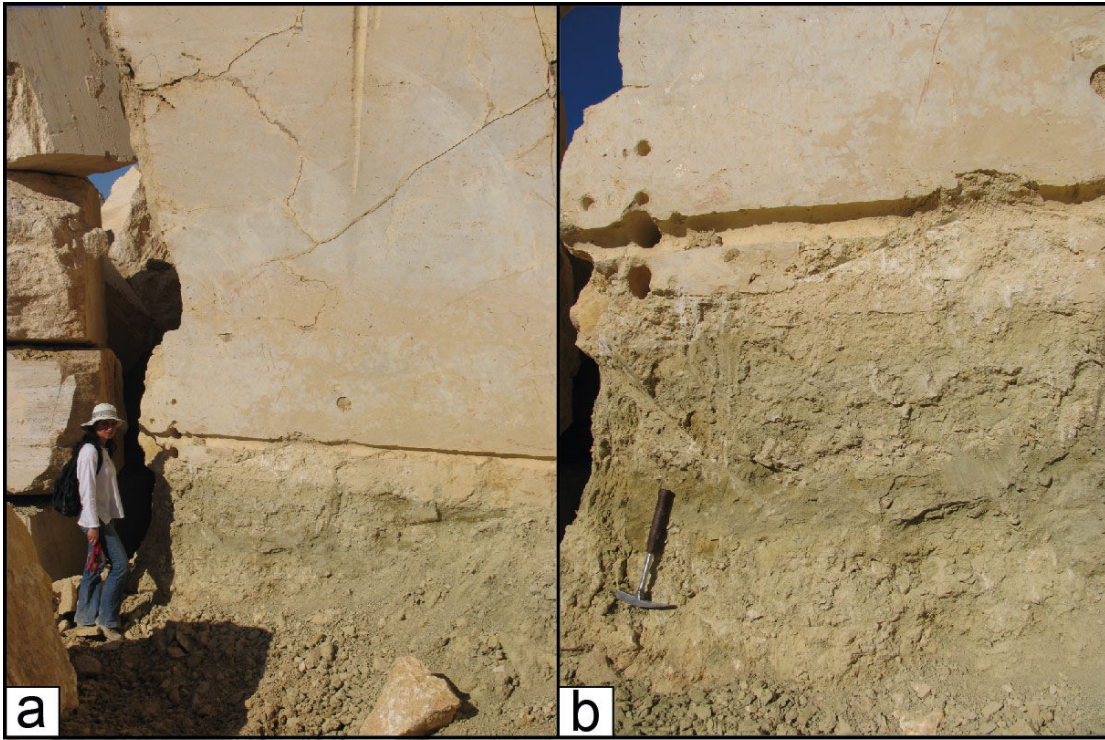
Bağlarbaşı alt sahasında, traverten düzeyleri arasında yer alan 8.2 m kalınlığındaki yeşil renkli kiltaşından (Şekil 58) alınan bir örnek (BB-15), XRD sonuçlarına göre %50 smektit, %15 kaolinit, % 10 klorit, %10 kuvars, % 10 kalsit ve % 5 amfibolden oluşmaktadır (Şekil 59).



Şekil 56. Bağlarbaşı traverten örneklerinin XRD difraktogramı



Şekil 57. Baltası travertenlerinden SEM görüntüleri, a- Mikritik dokulu traverten; b- kristalin kabuk tipi traverten örneğinde uzunlamasına gelişmiş iri kalsit kristalleri; c ve d- traverten örnekleri içinde diyatom kavkaları (D: Diyatom)

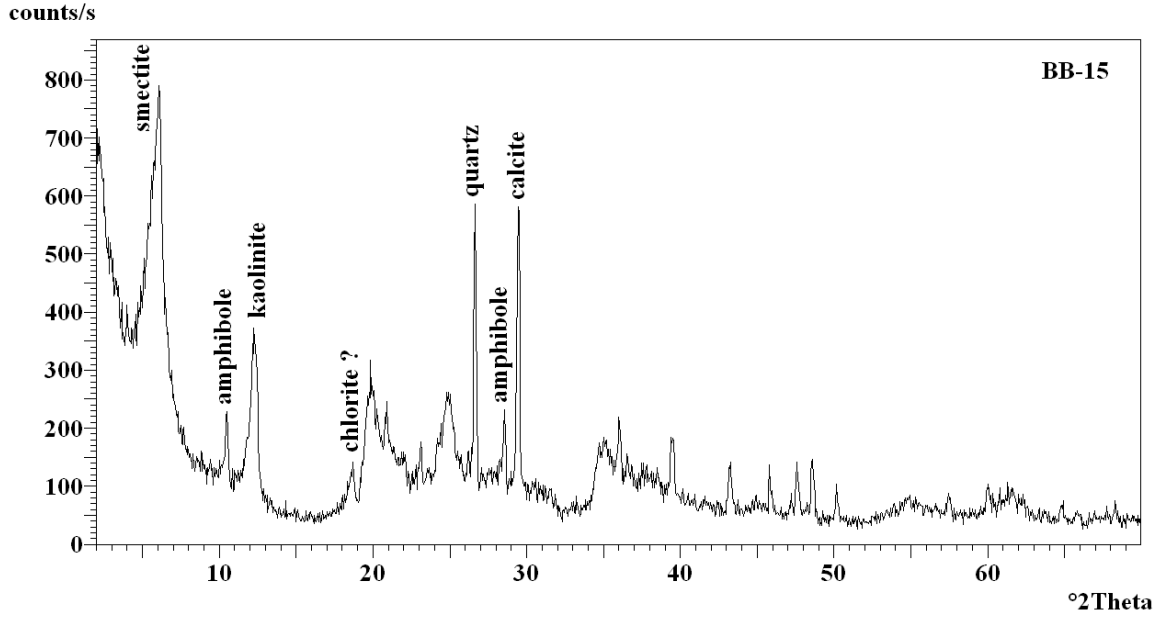


Şekil 58. a- Bağlarbaşı alt sahasında 8.2 m kalınlığındaki traverten seviyesinin altında yer alan smektit bakımından zengin yeşil renkli kiltası; b- yeşil renkli kiltasının yakın görünümü. Beyaz renkli kısımlar, kalış oluşumlarıdır

**Çizelge 12. Baltaşı (Kaf+Bağlarbaşı) sahası traverten örneklerinin mineralojik bileşimi.**

<b>Örnek No</b>	<b>Kalsit (%)</b>	<b>Kuvars (%)</b>	<b>Dolomit (%)</b>	<b>Götit (%)</b>
<b>KAF</b>				
<b>KF-3</b>	100	Eser		
<b>KF-5</b>	99.5	Eser	Eser	
<b>KF-6</b>	100	Eser		
<b>KF-7</b>	100	Eser		
<b>KF-11 Gri</b>	100	Eser		
<b>KF-11 Sarı</b>	100	Eser		
<b>KF-16</b>	100	Eser		
<b>KF-19</b>	100	Eser		
<b>KF-22</b>	100	Eser		
<b>KF-27</b>	100			
<b>BAĞLARBAŞI</b>				
<b>BB-2</b>	99	Eser	Eser	1
<b>BB-5</b>	100	Eser		
<b>BB-7</b>	100	Eser		
<b>BB-8</b>	100	Eser		
<b>BB-9</b>	100	Eser		
<b>BB-11</b>	100	Eser		
<b>BB-14</b>	100	Eser		
<b>BB-22</b>	100	Eser		





Şekil 59. Bağlarbaşı alt sahasında 8.2 m kalınlığındaki bir traverten seviyesinin tabanında yer alan yeşil renkli kiltaşının (BB-15) XRD grafiği. Kiltaş %50 smektit, %15 kaolinit, % 10 klorit, %10 kuvars, % 10 kalsit ve % 5 amfibolden oluşmaktadır

#### 6.3.4. Element Jeokimyası

Baltaşı sahasında Ca element konsantrasyonu, örnek türüne göre değişmektedir. Ca, tabakalı traverten örneklerinde, 380932-399585 ppm; akmetaş ve damarlarda, 379431-401443 ppm düzeyindedir. Fe oranları, tabakalı travertenlerde geniş bir dağılım gösterse de (909-11121 ppm), daha yüksektir. Diğer taraftan, çatlakları dolduran damarlarda Fe oranları, düşüktür (<280-979 ppm). Mg oranları, tabakalı travertenlerde, 1086-9287 ppm düzeyinde; damar ya da akmetaşlarda ise kökene bağlı olarak farklı değerler gözlenir. Hidrotermal kökenlilerde, en fazla 12906 ppm; hidrotermal olmayanlarda, en az 483-965 ppm düzeyindedir. Çatlakları dolduran damar tipi travertenlerin Sr değerleri, tabakalı travertenlerde, 150-518 ppm; hidrotermal kökenli travertenlerde, 754-1646 ppm; hidrotermal kökenli olmayan damar ve akmetaşlarda ise 52-83 ppm seviyesindedir (Çizelge 13).

**Çizelge 13. Baltaşı sahası traverten örneklerinin element konsantrasyonları**

Örnek no	Ca	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Ba	Sr
<b>KAF (ppm)</b>								
<b>KF-1</b>	384719	2711	847	3427	4402	232,34	233	518
<b>KF-3</b>	398442	1402	159	909	1327	< 78	109	243
<b>KF-5 (damar)</b>	383576	1122	< 53	< 280	7840	< 78	551	1440
<b>KF-6</b>	395654	654	106	3637	1628	78	70	195
<b>KF-7 (damar)</b>	387507	234	< 53	350	7659	< 78	274	754
<b>KF-8</b>	399585	608	53	1049	1086	78	71	151
<b>KF-9 (sal)</b>	393582	1636	582	1609	3799	155	112	334
<b>KF-10 (damar)</b>	379431	234	< 53	< 280	12906	< 77	806	1646
<b>BAĞLARBAŞI (ppm)</b>								
<b>BB-1</b>	381646	3740	1217	11121	3317	232	92	365
<b>BB-6</b>	380932	467	< 53	6715	9288	310	67	410
<b>BB-7(akmataş)</b>	397298	1823	688	979	965	< 78	19	83
<b>BB-8</b>	392009	514	< 53	5945	2533	78	55	223
<b>BB-9(akmataş)</b>	401443	3734	< 53	< 280	482	< 78	19	52
<b>BB-10</b>	394868	654	106	3777	2593	78	75	265
<b>BB-14</b>	383290	4488	18526	6505	4041	23	115	322
<b>BB-15 (kil)</b>	152158	135752	65836	43925	20384	387	170	254
<b>BB-16</b>	385220	2898	1006	5246	4041	155	124	337
<b>BB-19</b>	386149	2898	1270	1399	4945	78	171	464
<b>BB-22</b>	381217	6872	3281	5316	3498	155	106	284

### 6.3.5. Duraylı İzotop Bileşimi

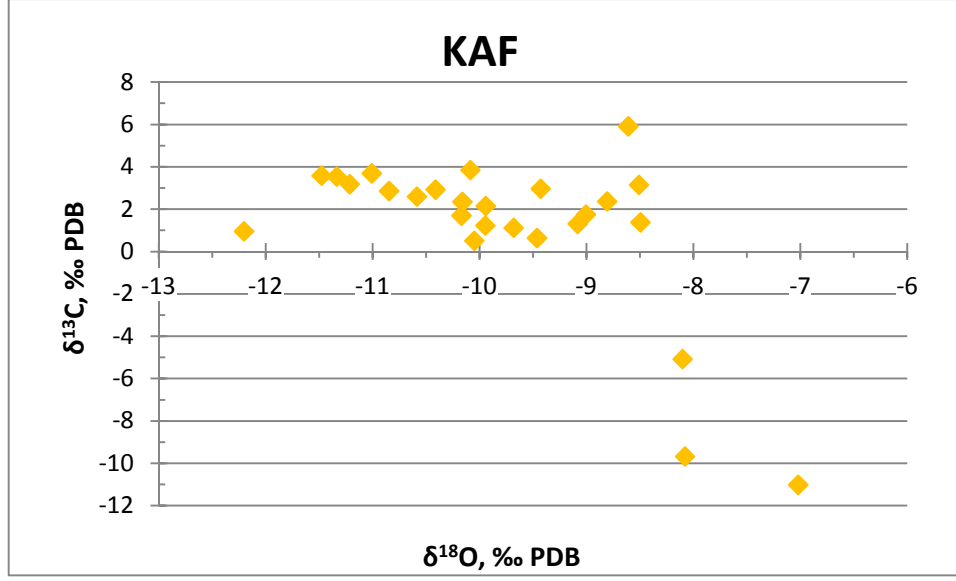
Baltaşı travertenlerinin duraylı izotop bileşimleri, Bağlarbaşı ve Kaf alt sahalarında benzer özellikler gösterir. Buna göre tabakalı travertenlerin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, -0.2 ile + 3.9 (‰ PDP) arasında;  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, -12.2 ile -6.3 (‰ PDP) arasında değişmektedir (Çizelge 14, 15; Şekil 60, 61). Buna karşılık çatlakları dolduran kalsit damarları ise iki farklı izotop dağılımı gösterirler. Bazı damarlar pozitif ile az negatif değerler [+3.7 – (-2.3)] verirken, bazı damarlar daha negatif (-11.0 ve -5.1) değerler verirler (Çizelge 14, 15; Şekil 60, 61).

Baltaşı sahasının çok daha düşük pozitif  $\delta^{13}\text{C}$  değerler (+ 3.9'a kadar) sunan tabakalı travertenlerinin sığ, geniş havuz / göl koşullarında çökelmiş olduğu düşünülmektedir. Pozitif  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerin fazla yüksek olmaması, sığ havuz ya da göl ortamlarının yüzey / yağış sularının hidrotermal sularla karışmasına açık olduğunu işaret etmektedir.

Diğer taraftan pozitif  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri sunan, çatlaklara yerleşmiş kalsit damarlarının hidrotermal sıvılar tarafından oluşturulduğu; buna karşılık negatif  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri sunan kalsit damarların ise çatlaklarda ve karstik boşluklarda dolaşan  $\text{CaCO}_3$ 'lü yüzey suları ile oluşturulduğu düşünülür. Bu ikinci tip kalsit damarları, sarkıt, dikit veya akmetaş gibi mağara çökellerinin özelliklerini gösterirler.

Çizelge 14. Kaf alt sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop değerleri

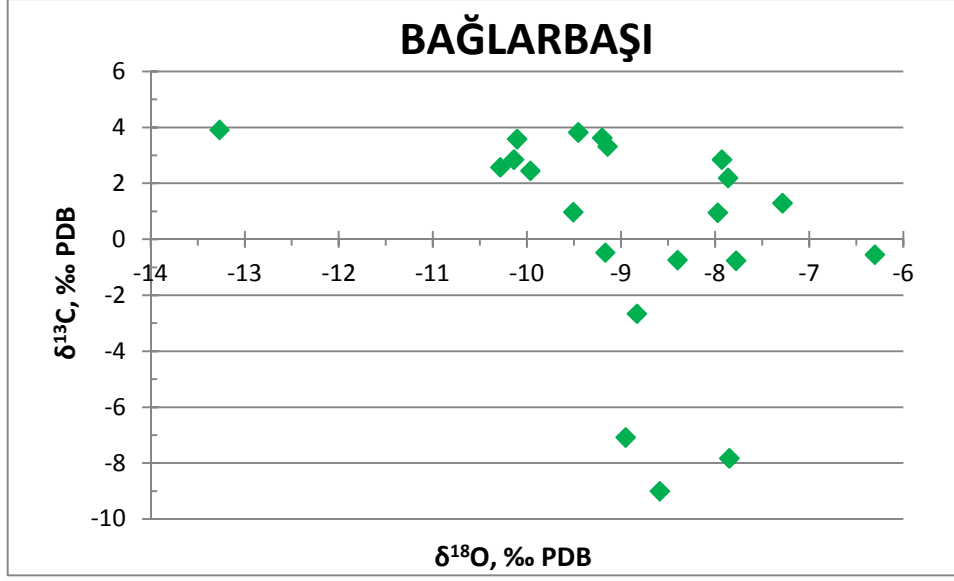
Kaf Örnek No	Traverten Tipi	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)
KF-1	Tabakalı	1,4	-8,5
KF-2	Tabakalı	2,4	-8,8
KF-3	Tabakalı	1,7	-9,0
KF-4	Tabakalı	3,1	-8,5
KF-5	Damar	2,3	-10,2
KF-6	Tabakalı	1,7	-10,2
KF-7	Damar	3,5	-11,3
KF-8	Tabakalı	1,1	-9,7
KF-9	Sal	2,9	-10,4
KF-10	Damar	3,2	-11,2
KF-11a	Damar+ tabakalı	3,0	-9,4
KF-11b	Damar+ tabakalı	3,6	-11,5
KF-12a	Damar	-11,0	-7,0
KF-12b	Damar	-9,7	-8,1
KF-13	Damar	3,7	-11,0
KF-14	Damar	-5,1	-8,1
KF-15	Damar	5,9	-8,6
KF-18 1a	Tabakalı	2,2	-9,9
KF-19	Rimstone	2,9	-10,8
KF-20	Tabakalı	2,6	-10,6
KF-21	Tabakalı	1,2	-9,9
KF-23	Tabakalı	0,5	-10,0
KF-25	Tabakalı	3,9	-10,1
KF-26	Tabakalı	1,3	-9,1
KF-27	Tabakalı	1,0	-12,2
KF-28	Tabakalı	0,6	-9,5



Şekil 60. Kaf alt sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

Çizelge 15. Bağlarbaşı alt sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop değerleri

Bağlarbaşı Örnek No	Traverten Tipi	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)
BB-1	Tabakalı	-0,7	-8,4
BB-2	Tabakalı	-0,5	-6,3
BB-3	Tabakalı	2,2	-7,9
BB-4	Tabakalı	1,3	-7,3
BB-5	Akmetaş	-7,1	-9,0
BB-6	Akmetaş	3,9	-13,3
BB-7	Akmetaş	-9,0	-8,6
BB-8	Tabakalı	1,0	-8,0
BB-9	Damar	-7,8	-7,8
BB-10	Tabakalı	2,8	-7,9
BB-11	Tabakalı	-0,8	-7,8
BB-12	Damar	-2,7	-8,8
BB-13	Tabakalı	-0,5	-9,2
BB-14	Tabakalı	3,8	-9,5
BB-16	Tabakalı	3,6	-10,1
BB-17	Tabakalı	3,6	-9,2
BB-18	Tabakalı	2,8	-10,1
BB-19	Tabakalı	3,3	-9,1
BB-20	Tabakalı	2,6	-10,3
BB-21	Tabakalı	1,0	-9,5
BB-22	Tabakalı	2,4	-10,0



Şekil 61. Bağlarbaşı sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

### 6.3.6. U-Th Yaşları

Kaf alt sahasına ait 9 adet örneğin analiz sonuçları, Çizelge 16'dadır. Travertenlerde, kuzeye doğru bir gençleşme gözlenmektedir. U/Th yaşları, güneyde yüksek alanlarda (1105 m)  $325,88 \pm 152,87$  by iken kuzeyde alçak alanlarda (895 m)  $202,80 \pm 51,54$  by'a kadar düşer. Bununla beraber KF-9 örneği, kırık boşluğundaki raft (sal) litotipinde çökeldiği için  $25,73 \pm 0,98$  by yaşını vermektedir.

### 6.3.7. İşletilme Durumu

Kaf ve Bağlarbaşı olmak üzere iki alt sahaya ayrılan Baltaşı sahasının iki alt sahasındaki travertenler de, farklı mermer firmaları tarafından yapıtaşı olarak işletilmektedir. Kaf alt sahası, Ro-Mer; Bağlarbaşı alt sahası ise Mesta Mermercilik tarafından işletilip ürünler, iç ve dış piyasada müşteri ile buluşmaktadır.

**Çizelge 16. Baltası travertenlerinin U-Th yaşlandırma analiz sonucu**

Örnek No	<sup>238</sup> U ppm	±	<sup>232</sup> Th ppm	±	<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th	±	Heaplanan Yaş (by)	Hata	Düzeltilen Yaş (by)	Hata
<b>BB-21</b>	0,364	0,002	0,010	0,001	1,066	0,012	0,933	0,011	0,994	0,007	113,241	1,056	269,136	17,131	<b>268,441</b>	17,173
<b>KF-1</b>	0,036	0,001	0,030	0,001	1,254	0,007	1,013	0,012	1,271	0,013	4,660	0,056	324,882	21,077	<b>308,635</b>	101,896
<b>KF-3</b>	0,010	0,001	0,002	0,001	1,317	0,012	0,945	0,014	1,244	0,016	22,558	0,307	237,437	12,213	<b>234,329</b>	14,482
<b>KF-7</b>	0,024	0,001	0,001	0,001	1,083	0,010	0,962	0,023	1,042	0,023	1008,159	24,197	303,958	39,550	<b>303,880</b>	39,551
<b>KF-8</b>	0,006	0,001	0,005	0,001	1,125	0,010	0,950	0,044	1,069	0,049	37,765	1,745	274,438	53,354	<b>272,417</b>	53,600
<b>KF-9</b>	0,063	0,001	0,004	0,001	1,284	0,011	0,224	0,004	0,287	0,005	13,092	0,241	27,250	0,601	<b>25,732</b>	0,985
<b>KF-11</b>	0,015	0,001	0,001	0,001	1,120	0,009	0,910	0,009	1,019	0,007	38,417	0,342	234,535	9,101	<b>232,585</b>	9,509
<b>KF-11b</b>	0,009	0,001	0,008	0,001	1,194	0,012	1,010	0,052	1,206	0,061	4,381	0,224	343,769	106,248	<b>325,876</b>	152,870
<b>KF-19</b>	0,036	0,001	0,008	0,001	1,083	0,010	0,972	0,019	1,053	0,019	13,860	0,264	322,258	39,020	<b>316,438</b>	43,472
<b>KF-27</b>	0,020	0,001	0,020	0,001	1,308	0,009	0,926	0,011	1,218	0,012	3,537	0,039	224,516	8,379	<b>202,799</b>	51,539

## 6.4. Kılıçkaya Traverten Depolanması

Kılıçkaya traverteni, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin önemli zonlarından biri olan Sivrice Fay Zonu ana kırığı üzerinde ve Sivrice İlçesi'nin (Elazığ) 20 km GB'sında yer alan Kılıçkaya Köyü yakın GD'sunda yüzeyler (Şekil 18, 19). Traverten yüzleği, deniz seviyesi üzerinde 750 ila 950 metreler arasında, güney-güneydoğuya bakan duraysız bir yamaç üzerinde, yamaç topoğrafyasına uyumlu olarak depolanmıştır.

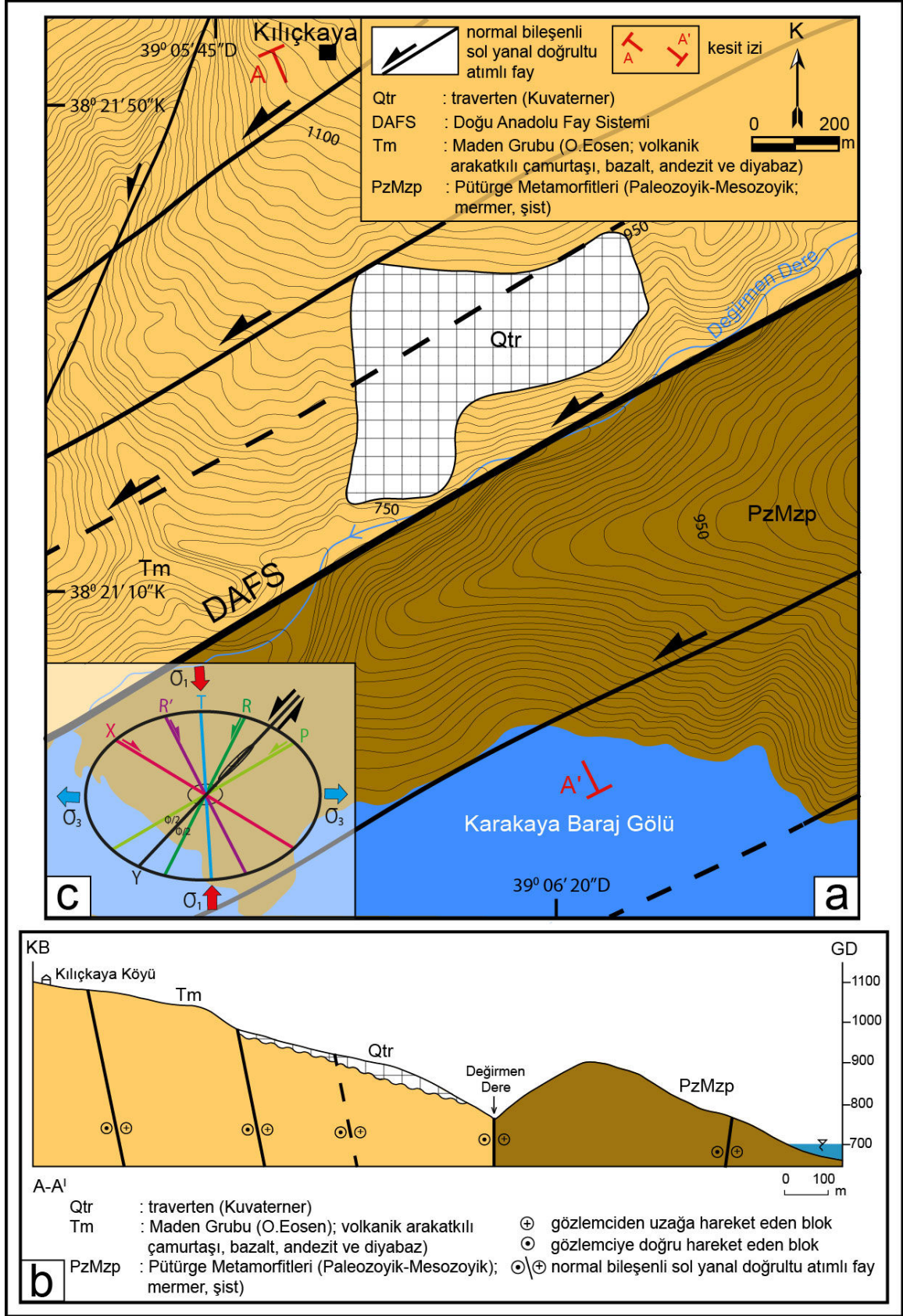
### 6.4.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler

Söz konusu traverten depolanması, Orta Eosen yaşlı Maden Grubu üzerinde yer almaktadır (Şekil 62, 63, 63, 65). Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı Pütürge Metamorfikleri ile Orta Eosen yaşlı Maden Grubu, Kılıçkaya Köyü çevresinde yüzeyleyen birimlerdir.

Traverten oluşumunda ana kaya rolü üstlenen **Pütürge Metamorfikleri**'nin, çalışma alanının kuzeydoğusunda yüzeyleyen Bitlis Metamorfikleri gibi metamorfizma özellikleri birbirinden farklı olan alt ve üst grup ya da alt ve üst birlik olarak adlandırılan iki bölümden oluştuğu kabul edilir (Sungurlu vd., 1985; Erdem, 1994). Alt grup ya da birlik; gözlü gnays, biyotit şist ve amfibol şist, amfibolit ve granitik gnayslardan oluşurken, üst grup ya da birlik ise muskovit şist, granatlı mika şistler, kalkşist ve mermerlerden oluşur. Kılıçkaya çevresindeki yüzleklerinde Pütürge Metamorfikleri, üst birliğe ait kalkşist ve mermerlerle temsil edilir. Bir kıta kenarında oluşmuş olan sedimanter istifin, Baltaş traverteni bölümünde açıklanan bölgenin jeotektonik evrimiyle ilişkili olarak (yitim zonu gelişimi-okyanus kapanması ve ofiyolitlerin kıtasal kabuk üzerine yerleşmesi), Kampaniyen-Maastrichtiyen'de yeşilşist fasiyesinde metamorfizmaya uğramasıyla oluştuğu görüşü ağırlık kazanır.

Temel kaya olan Orta Eosen yaşlı **Maden Grubu** ise, söz konusu traverten yüzleği çevresinde, Karadere Formasyonu'na (Çelik, 2003) ait kayalarla temsil edilir. Bunlar, esas olarak volkanik ara katkılı bordo-şarabi renkli çamurtaşları (Şekil 66) ile andezit, bazalt ve bunları kesen diyabaz dayklarından oluşur. Pütürge Metamorfikleri üzerinde açılı uyumsuzlukla yer alan birim içerisinde, metamorfiklerden türemiş değişik boyutlu bloklar yer alır ve bunlar, çökme ortamının tektonik bakımdan hareketli olduğunun göstergesi olarak yorumlanır. Traverten yüzleğinin yakın kuzeydoğusunda, olistolit olarak adlandırılan bu blokları izlemek mümkündür.

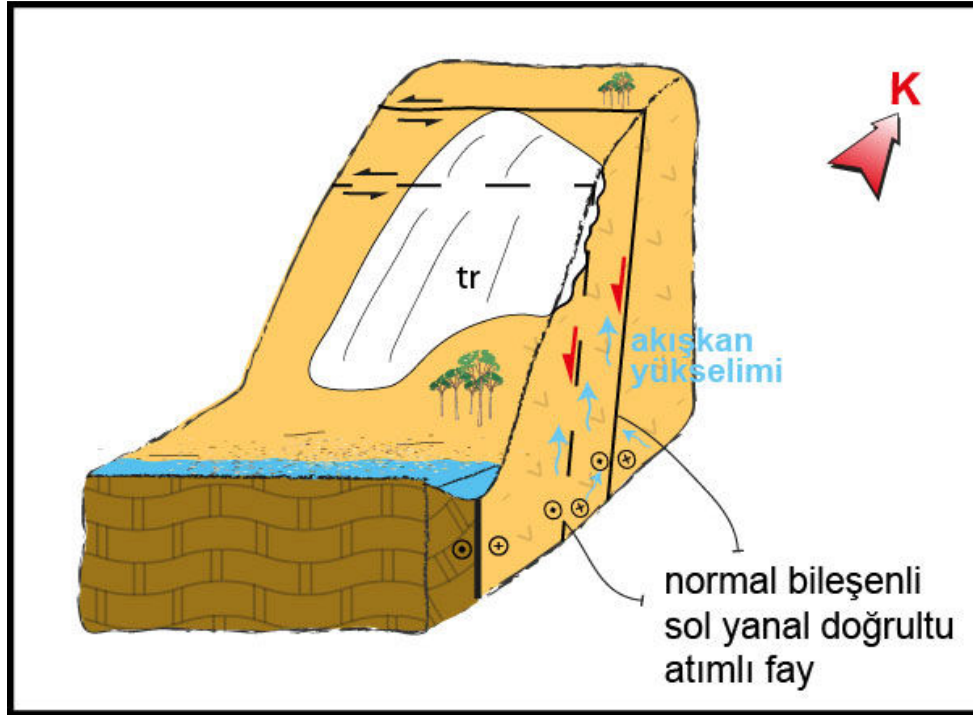




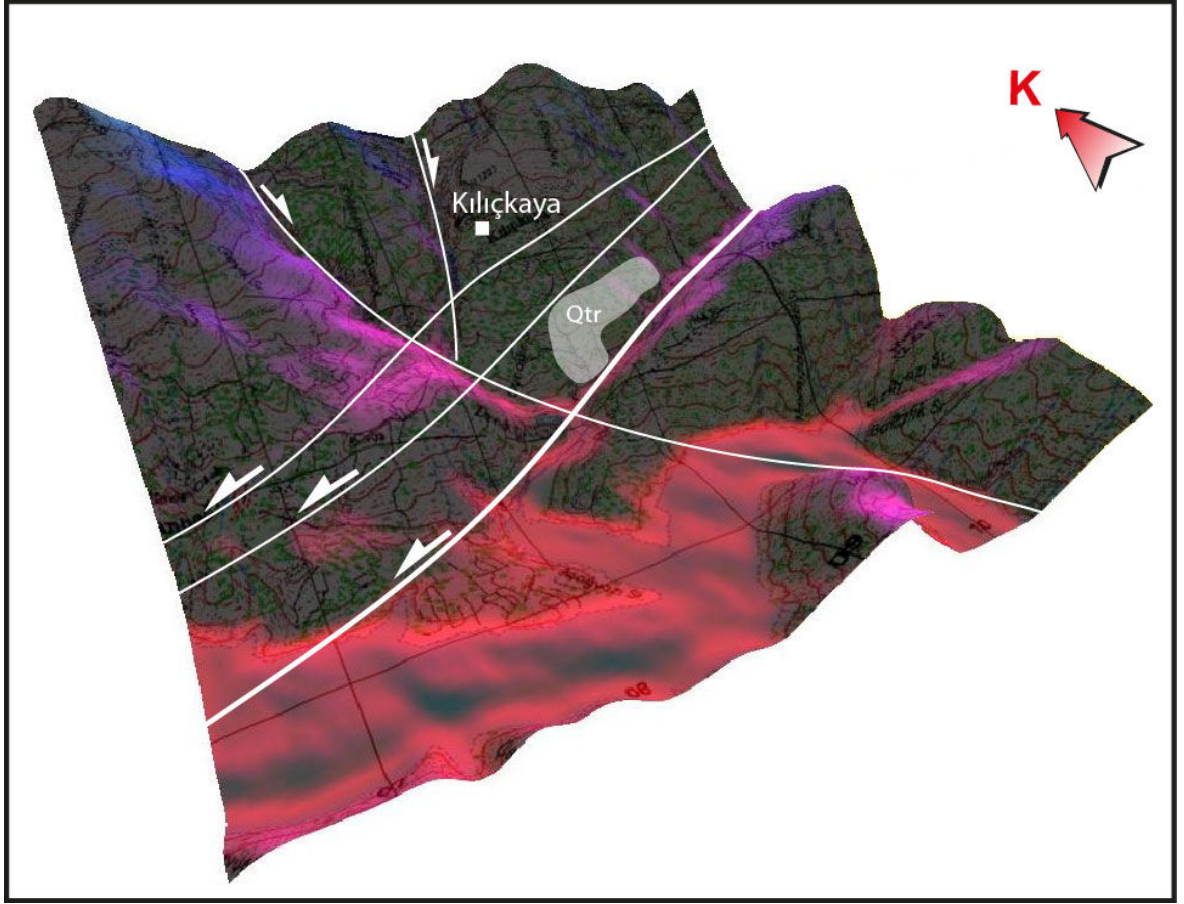
Şekil 62. Kılıçkaya travertenini çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- traverteninin deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu

Yaş	Kayaç Birimi	Litoloji	Açıklama
Kuvaterner	Traverten		traverten
	Maden Grubu	v - v - v - - v - v - v - v - v - v -	volkanik arakatlı çamurtaşı, bazalt, andezit ve diyabaz
Paleozoyik - Mesozoyik	Pütürge Metamorfittleri	Üst grup	mermer
		Alt Grup	kalk şist muskovit şist
			amfibolit şist biyotit şist
		x x x x x x x x	gnays

Şekil 63. Kılıçkaya traverteni çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti



Şekil 64. Kılıçkaya traverteni oluşum modeli



Şekil 65. Kılıçkaya ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtr: traverten yüzleği



Şekil 66. Maden Grubu Karadere Formasyonu'nun (Tm) volkanik ara katkılı bordo-şarabi renkli çamurtaşları. Kılıçkaya Köyü yakın güneydoğusu. Bakış kuzeye

Maden Grubu (Tm) Karadere Formasyonu'na ait kayalar, Değirmen Dere Vadisi'ni denetleyen Sivrice Fay Zonu'nun ana kırığı boyunca Pütürge Metamorfitleri ile yan yana görülür (Şekil 67). Pütürge Metamorfitleri'nin litolojisi ve sol yanal doğrultu atımlı Sivrice Fay Zonu'nun oluşturduğu kırıklı yapının, travertenlerin oluşumunda önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Kılıçkaya traverteni, Sivrice Fay Zonu'nu oluşturan faylar boyunca, fayların ve ana kayanın oluşturduğu uygun koşullarda yüzeye kadar çıkan sular tarafından fay önünde çöktürülmüştür. Yani Kılıçkaya traverten yüzleğini, morfolojik sınıflamaya göre *fay önü traverteni* olarak değerlendirebiliriz (Şekil 62, 64). Traverten oluşumu, SFZ ana kırığına paralel olan Y kırığı üzerinde gelişmiştir (Şekil 62c).



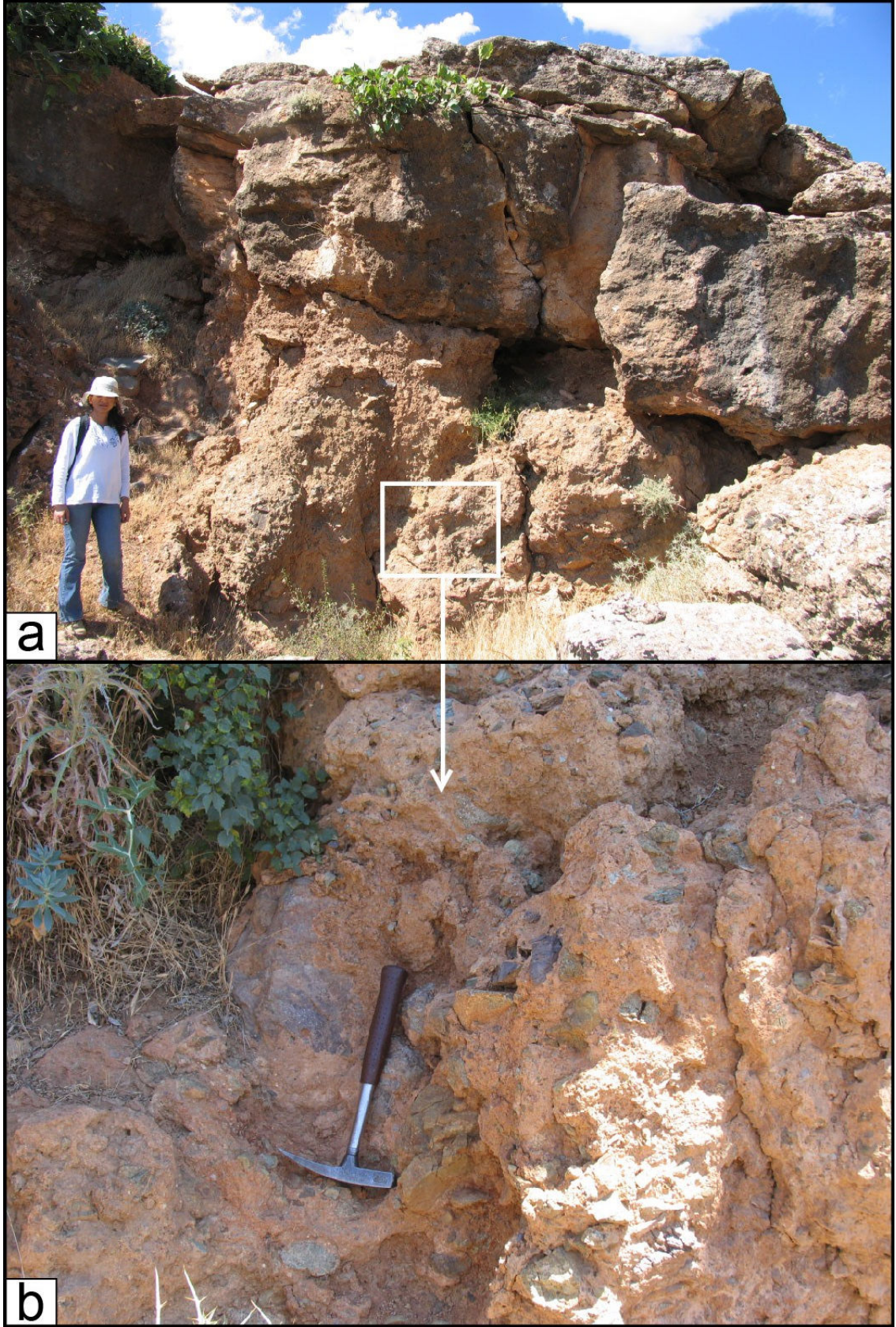
Şekil 67. Sivrice Fay Zonu ana kırığının denetlediği Değirmen Dere boyunca Pütürge Metamorfitleri (PzMzp) ile Maden Grubu Karadere Formasyonu'nun (Tm) yanyana gelişi. Bakış güneybatıya

#### 6.4.2. Depolanma Özellikleri

Kılıçkaya traverten yüzleği, güney-güneydoğuya bakan bir yamaç üzerinde, yamaç topoğrafyasına uyumlu olarak depolanmıştır (Şekil 68). Kılıçkaya travertenini, tabanındaki ana kaya üzerinde, ana kayadan türemiş çakıl boyutundaki parçaları içeren kırıntılı bir seviye ile uyumsuz olarak başlar (Şekil 69a) ve yukarıya doğru bu kırıntılı seviye, yerini önce ince tabakalı, daha üstlere doğru ise kalın tabakalı-masif traverten düzeylerine bırakır (Şekil 69b; 70).



Şekil 68. Kılıçkaya travertenlerinden bir arazi görünümü. Yamaç duraysızlığı nedeniyle, traverten kütlesi yer yer parçalanmıştır. Bakış kuzeybatıya



Şekil 69. a- Traverten istifinin tabanı. İstif, üzerinde uyumsuz olarak yer aldığı Maden Grubu Karadere Formasyonu üzerinde kırıntılı bir seviye ile başlar ve yukarı doğru masif travertenlere geçer. (Fotoğraftaki kişinin boyu 1.65 m), b- a'daki kutucukta bulunan kırıntılı seviyenin yakından görünümü



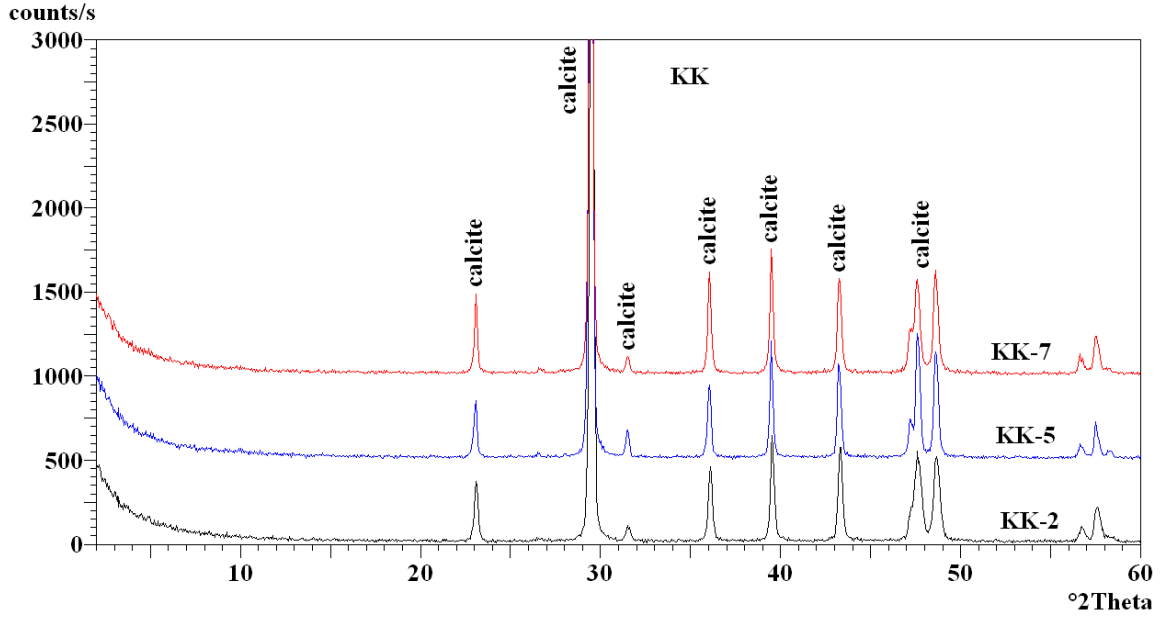
**Şekil 70. Birbirine paralel, açık ve koyu renkli düzeyler içeren az boşluklu traverten**

### **6.4.3. Mineralojik Bileşim**

Kılıçkaya sahasından alınan 3 adet traverten örneği, XRD analiz sonuçlarına göre tamamen kalsitten oluşmaktadır. Örneklerde, eser miktarda kuvars tespit edilmiştir (Şekil 71).

### **6.4.4. Element Jeokimyası**

Kılıçkaya sahasına ait 5 adet traverten örneğinin element oranları, Çizelge 17’de verilmiştir. Ca: 378216-385220 ppm, Mg: 5428-8021 ppm, Sr: 2133-6046 ppm mertebesindedir. Bu sahada Sr değerleri, Hacılar ve Elmalı sahalarında olduğu gibi yüksektir. Mg değerleri ise hidrotermal kökenli olmayan örnekler dikkate alınmazsa, tüm sahalarda olduğu gibi, Kılıçkaya sahasında da yüksektir.



Şekil 71. Kılıçkaya traverten örneklerinin XRD difraktogramı

Çizelge 17. Kılıçkaya traverten örneklerinin element konsantrasyonları

Kılıçkaya Örnek No	Ca	Si	Al	Fe	Mg	Mn	Sr
	(ppm)						
KK-2	382361	1028	212	1049	7961	542	5983
KK-4	378216	3085	900	1049	7358	310	6046
KK-5	382647	2337	159	560	8021	< 78	3626
KK-6	381075	4721	1694	699	7538	< 78	2133
KK-7	385220	28045	582	490	5428	< 78	3910

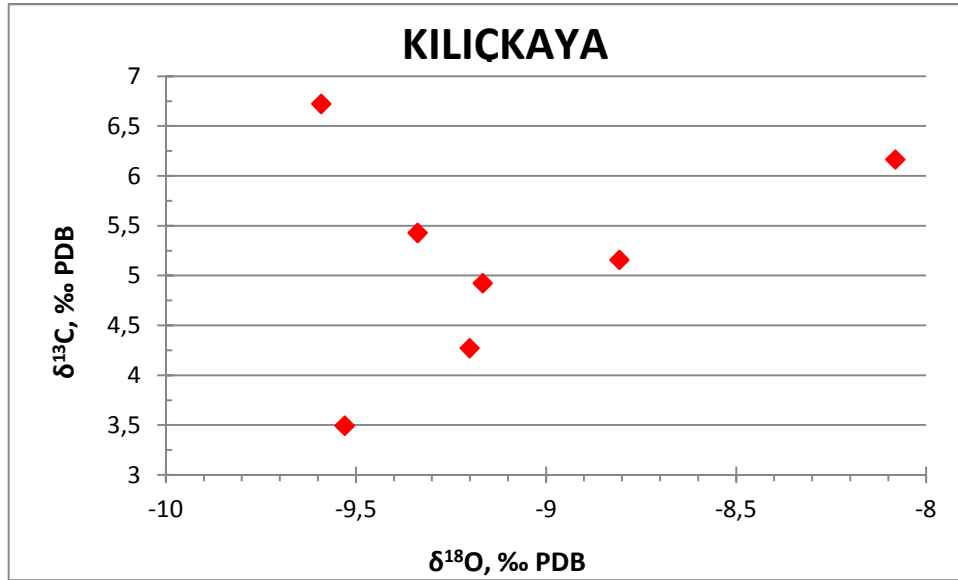
#### 6.4.5. Duraylı İzotop Bileşimi

Kılıçkaya traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, +3,5 ile +6,7 (‰ PDB),  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri ise -8.1 ile -9.6 (‰PDB) arasındadır (Çizelge 18; Şekil 72). Kılıçkaya örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, Hacılar'daki sırt tipi travertenlerin  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerine oldukça yakındır (Şekil 38; 82).



Çizelge 18. Kılıçkaya sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop değerleri

Kılıçkaya Örnek No	Traverten Tipi	d13C (PDB)	d18O(PDB)
KK-1	Tabakalı	5,4	-9,3
KK-2	Tabakalı	6,7	-9,6
KK-3	Tabakalı	3,5	-9,5
KK-4	Laminalı	6,2	-8,1
KK-5	Damar	4,3	-9,2
KK-6	Akmataş	5,2	-8,8
KK-7	Tabakalı	4,9	-9,2



Şekil 72. Kılıçkaya sahası traverten örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

#### 6.4.6. U-Th Yaşları

Kılıçkaya traverten sahasından alınan 3 adet traverten örneği U-Th yöntemi ile yaşlandırılmıştır (Çizelge 19). KK-1 örneğinden  $29.245 \pm 0.621$  by, KK-6 örneğinden  $16.087 \pm 0.380$  by ve KK-7 örneğinden ise  $30.861 \pm 0.491$  by yaşları elde edilmiştir. Bu yaş verilerine göre Kılıçkaya traverten sahasında günümüzden en azından  $30.861 \pm 0.491$  by önce traverten çökelişi başlamıştır.

#### **6.4.7. İşletilme Durumu**

Kılıçkaya traverteni, bir süre ticari olarak işletilmiş olmakla birlikte, fayın devam eden etkinliği ve yamaç duraysızlığına bağlı olarak oluşumunu izleyen dönemde, çok kırıklı bir yapı kazanması ve bunun sonucu olarak blok almadaki zorluk nedeniyle, işletme faaliyeti durdurulmuştur.

**Çizelge 19. Kılıçkaya travertenlerinin U-Th yaşlandırma analiz sonucu.**

Örnek No	$^{238}\text{U}$ ppm	±	$^{232}\text{Th}$ ppm	±	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	±	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	±	$^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$	±	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	±	Hesaplanan Yaş (by)	Hata	Düzeltilen Yaş (by)	Hata
<b>KK-1</b>	2,067	0.0136	0.0530	0.0004	1,0243	0.0120	0.2403	0.0034	0.2462	0.0028	29,3567	0.3680	29,855	0.484	<b>29,245</b>	0.621
<b>KK-6</b>	0.9686	0.0043	0.0322	0.0003	1,0525	0.0070	0.1445	0.0030	0.1521	0.0031	13,9661	0.3169	16,952	0.383	<b>16,087</b>	0.380
<b>KK-7</b>	1,816	0.0069	0.0710	0.0006	1,0212	0.0063	0.2542	0.0029	0.2596	0.0027	20,3006	0.2774	31,864	0.432	<b>30,861</b>	0.491

## 6.5. Bağdere Tufası

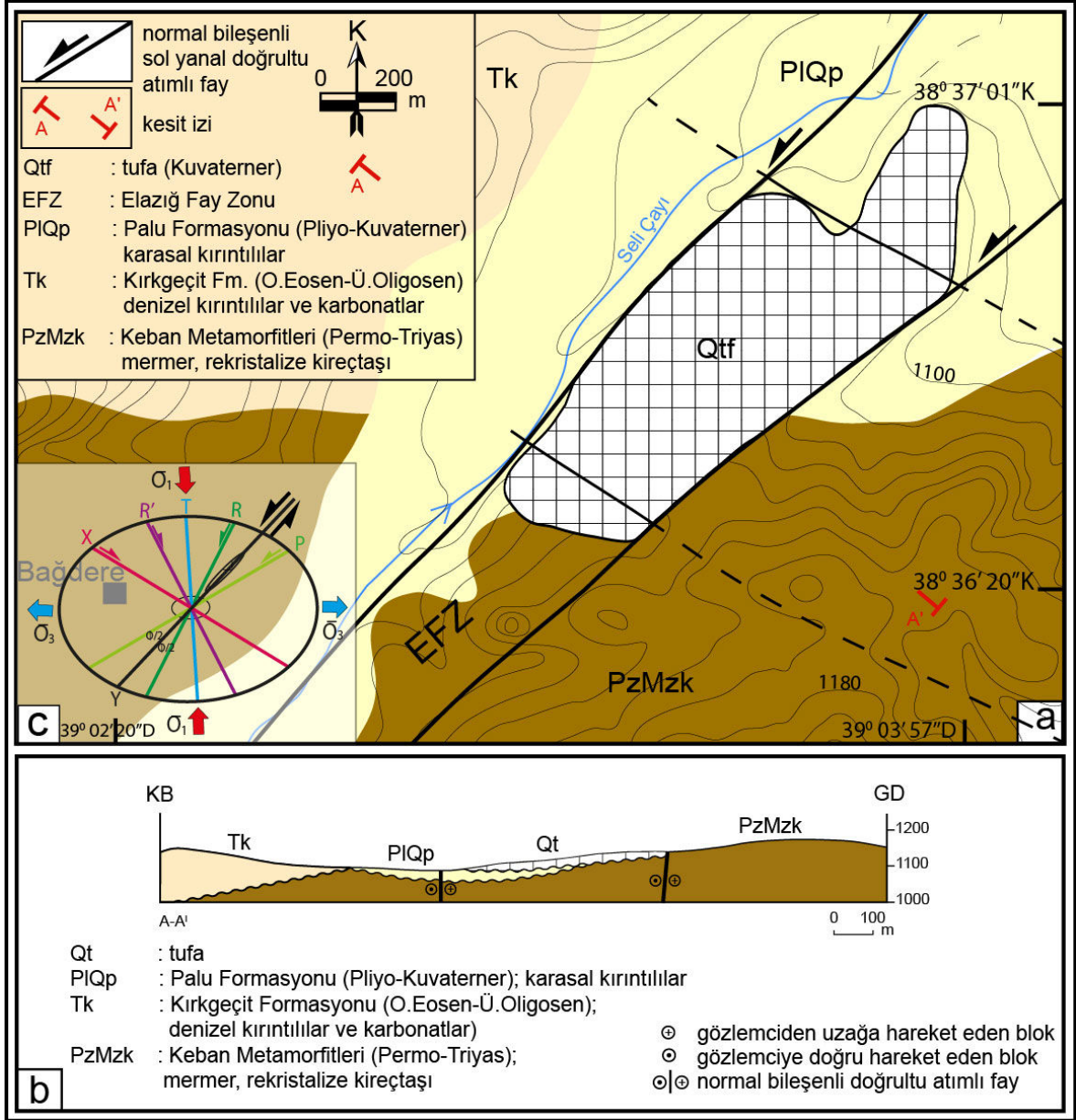
Elazığ şehir merkezinin yaklaşık 20 km güneybatısındaki Bağdere Köyü'nün (Baskil, Elazığ), 3 km kadar kuzeydoğusunda bulunan tufa yüzleği, Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni (Şekil 18, 19) oluşturan fay zonlarından biri olan sol yanal doğrultu atımlı karakterdeki Elazığ Fay Zonu ile ilişkili olarak depolanmıştır (Şekil 73). Deniz seviyesi üzerinde, 1090–1140 metreler arasında yer alan yüzlek, 0.75 km<sup>2</sup> lik bir alan kaplar. İlgili literatürde yoğun gözenekli ve süngerimsi yapıda olan ve bitki kırıntıları içeren, tam pekişmemiş, soğuk ve ılık su kaynakları çevresindeki karbonat çökeltileri için, tufa terimi kullanıldığından benzer özelliklere sahip Bağdere sahasındaki oluşumlar için de, bu terimin kullanılması tercih edilmiştir.

### 6.5.1. Jeolojik-Tektonik Özellikler

Söz konusu tufa depolanmasının yüzeyletiği Bağdere Köyü çevresinde Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfitle, Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza dolgusu karakterindeki Palu Formasyonu, stratigrafik istifi oluşturan başlıca birimlerdir. Tufalar, bu birimlerden Keban Metamorfitle ve Palu Formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alır (Şekil 73, 74, 75, 76).

Tufalar, kendileri gibi havza dolgusu olan karasal kırıntılı çökellerle, yanal ve düşey ilişkiye sahiptirler. Burada, sadece tufa ile dokunak ilişkisine sahip iki birim hakkında bilgi verilecektir.

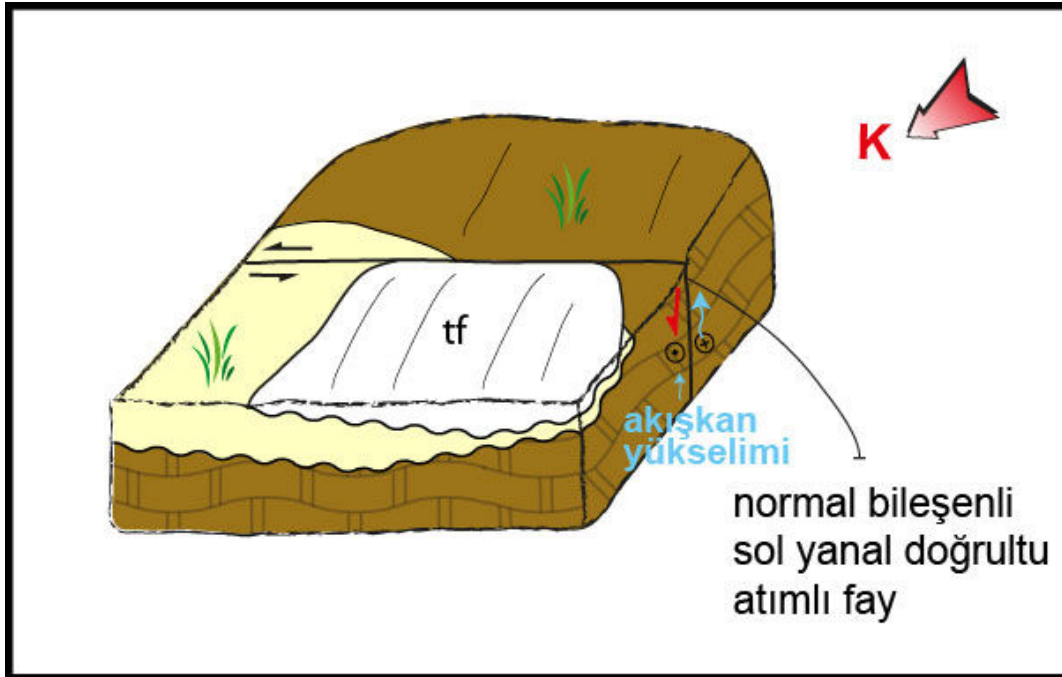
Keban ilçesi (Elazığ) civarındaki geniş yüzlekleri nedeniyle **Keban Metamorfitle** ismi verilen birim, Elazığ'ın batı kısmındaki yüksek alanları oluşturur (Şekil 77). Permo-Triyas'ta depolanmış olan şelf tipi karbonat ve kırıntılılardan oluşan bir istifin, Geç Kretase'de bölgede etkili olan ve Elazığ Magmatitleri olarak adlandırılan yay magmatitlerinin oluşumunu sağlayan yitim olayları sırasında, yeşil şist fasiyesinin düşük derecelerinde metamorfizmaya uğramasıyla oluştuğu genel kabul gören bir yaklaşımdır. Bölgesel metamorfizma sonucu oluşan metamorfitle, alttan üste doğru rekristalize kireçtaşı-kalkşistler, mermerler ve metakonglomera-kalkfillitler şeklinde bir sıralanmaya sahiptir. Elazığ çevresindeki yüzlekleri, çoğunlukla mermerlerle karakterize edilir.



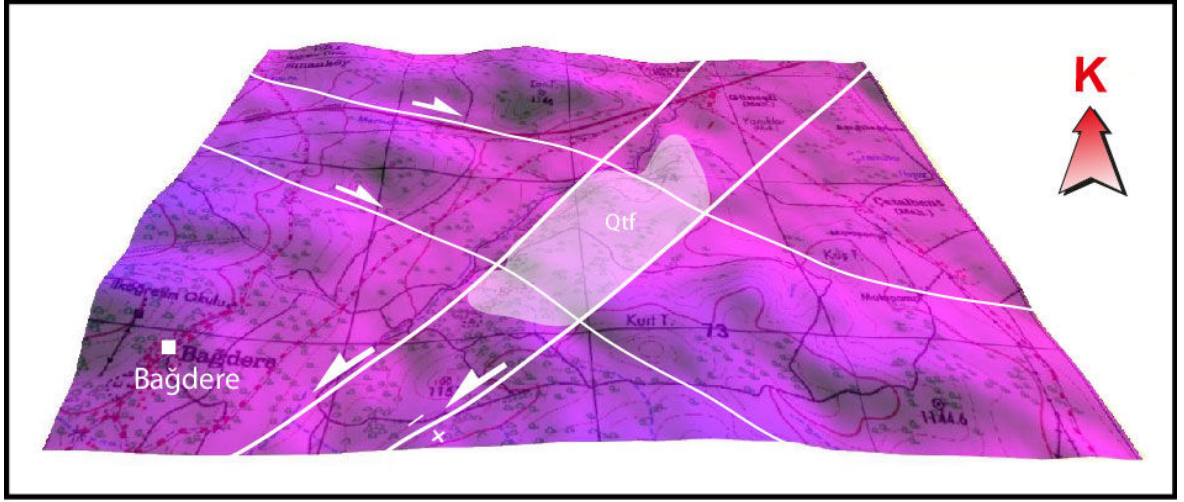
Şekil 73. Bağdere tufası çevresinin a- jeolojik haritası; b- enine jeolojik kesiti; c- tufanın deformasyon elipsoidi üzerindeki konumu

Yaş	Kayaç Birimi	Litoloji	Açıklama
Kuvaterner	Traverten		traverten
Paleozoyik - Mesozoyik	Keban Metamorfileri		mermer
		Üst grup	kalk şist
			amfibolit şist
		Alt Grup	gnays

Şekil 74. Bağdere tufası çevresinin genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti



Şekil 75. Bağdere tufası oluşum modeli



Şekil 76. Bağdere ve çevresi tektoniğinin DEM üzerinde gösterimi. Qtz: tufa yüzleği



Şekil 77. Bağdere Köyü'nün (Elazığ) yakın kuzeydoğusunda yer alan tufa yüzleğinden bir görünüm. Bakış kuzeydoğuya

Metamorfizmayı oluşturan yitim olayının sona ermesini takibeden Geç Kretase sonlarındaki yaklaşık K-G doğrultulu sıkışmaya bağlı olarak, Keban Metamorfitleri güneye, Üst Kretase yaşlı yay magmatizması ürünü olan Elazığ Magmatitleri üzerine sürüklenmiştir. Bu sürüklenme örtüsü, özellikle Geç Pliyosen'den sonraki doğrultu atım rejimindeki neotektonik dönemde parçalanmış ve günümüz topoğrafyasında Elazığ yakın batısındaki yüksek alanları oluşturan tektonik klipleri oluşturmuştur. Birimin oluşumunu izleyen dönemde, bölgede etkili olmuş olan yoğun tektonizma nedeniyle Elazığ çevresindeki yüzlekleri oluşturan mermerler, çok kırıklı bir yapı kazanmışlardır.

Tufaların yanal ve düşey ilişkili olduğu Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza dolgusu, karasal kökenli kırıntılı çökellerle karakterize edilir. Bu çökeller, Elazığ çevresindeki doğrultu atım havzalarında çökelmiş ve **Palu Formasyonu** (Çetindağ, 1985) olarak adlandırılan çökellere benzerlik gösterir. Dolayısıyla bu çalışmada da aynı isim benimsenmiştir. Bunların en yaygını da, havzayı kontrol eden faylara bağlı olarak yüksek alanlarda türeyen malzemenin, az eğimli alanlarda depolanmasıyla oluşmuş alüvyal yelpazelerdir. Kaynak alanla ilişkili olarak, çakılların çoğu Keban Metamorfitleri'nden türemiştir.

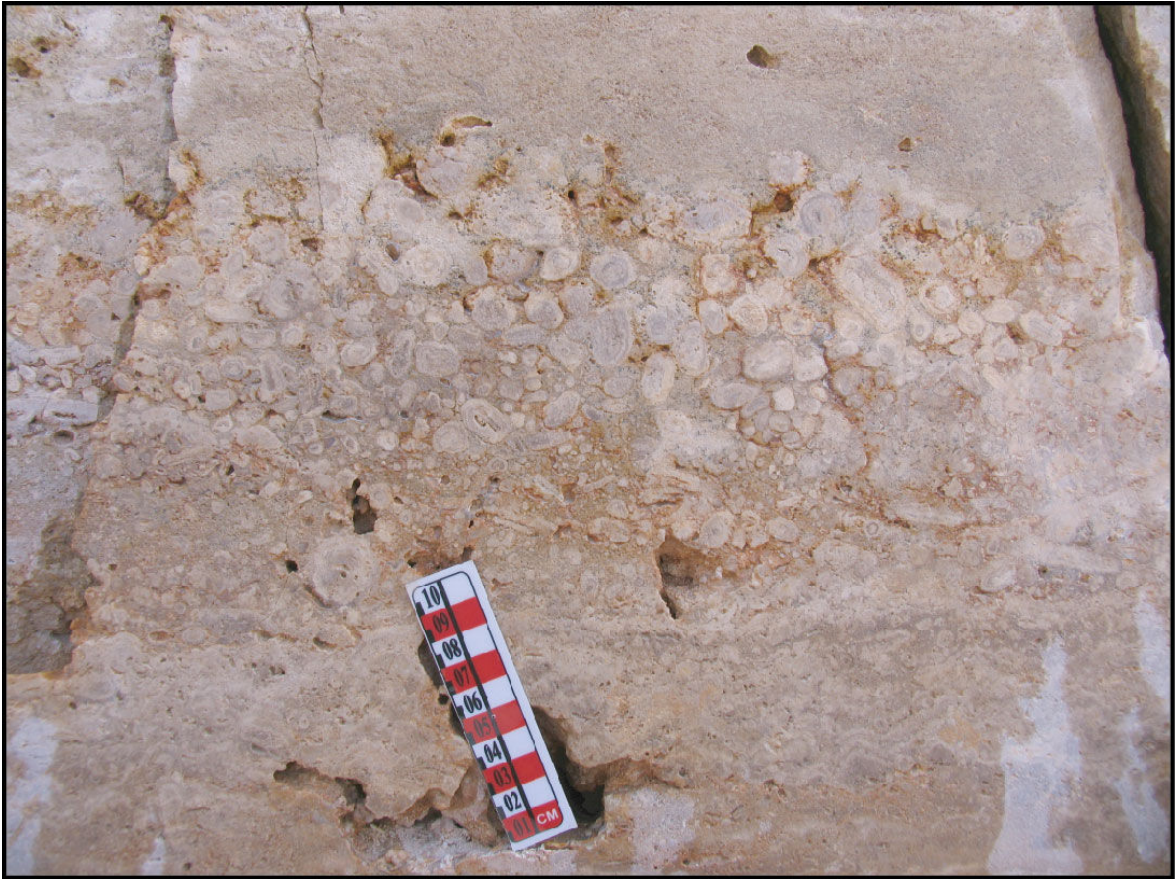
DAFS'nin Bingöl-Yarpuzlu Segmenti'ne ait bir zon olan Elazığ Fay Zonu, KD gidişli birbirine yakın, paralel ve yarı paralel, çeşitli uzunluktaki (0,3-15 km) faylardan oluşur (Çolak vd., 2012). Elazığ Fay Zonu ile ilişkili olarak depolanmış tufa oluşumu, oluşumun sağlayan fayın düşen bloğunda, morfolojik sınıflamaya göre *fay önü traverteni* şeklinde oluşmuştur. Deformasyon elipsoidi üzerine yerleştirildiği zaman, ana kırığa paralel olan KD gidişli sol yanal Y kırığı üzerinde gelişmiştir ve KB gidişli X kırıkları tarafından kesilmiştir (Şekil 72a, c; 76).

### 6.5.2. Depolanma Özellikleri

Bağdere tufaları, genellikle yatay ve kalın tabakalı, açık-koyu kahverengi tonlarda, diyajenez süreçleri nedeniyle iyi sıkışmış ve bununla ilişkili olarak birincil depolanma özellikleri kolay seçilememektedir. Tufa istifinin en üstteki ~6 m'lik bölümü, ocak işletme faaliyetleri nedeniyle kesildiği için depolanma ile ilgili gözlemler, bu seviyedeki ocak aynalarında yapılmıştır. 6 metrelik aynanın değişik düzeylerinde büyüme konumunda korunmuş kamış kalıpları, onkolit seviyeleri (Şekil 78), tufa intraklastları ve tabanda



çamurtaşı ara düzeyleri (Şekil 79) bulunmaktadır. Aynanın orta kesiminde, suyun türbülanslı akışını gösteren 15-20 cm kalınlığında bir onkolit seviyesinde, farklı boyuttaki onkolit taneleri, en fazla 3 cm çapındadır (Şekil 78). Onkolitler, biyojenik bir tanenin etrafına sarılan bir dizi konsantrik  $\text{CaCO}_3$  laminasyonudur. Ayrıca bazı blok yüzeylerinde, birbiriyle ardışık, açık ve koyu paralel bantlardan oluşan seviyeler de gözlenmektedir.



**Şekil 78. Bağdere tufa istifinin üst kesimlerinde bir onkolit seviyesi. Onkolit tanelerinin çapları 3 cm'ye kadar çıkmaktadır. İstifin en üstündeki ~ 6 metrelik aynanın tabanı**



**Şekil 79. Bağdere tufa istifinde bir çamurtaşu ara düzeyi**

### **6.5.3. Mineralojik Bileşim**

Bağdere tufası, tamamen kalsit bileşimlidir.

### **6.5.4. Element Jeokimyası**

Çizelge 20’de Bağdere tufasının başlıca element konsantrasyonları görölmektedir. Buna göre tufalarda, Ca: 384719-390151 ppm, Mg: 3498-4764 ppm, Sr: 111-337 ppm düzeyindedir.

**Çizelge 20. Bağdere tufa örneklerinin element konsantrasyonları**

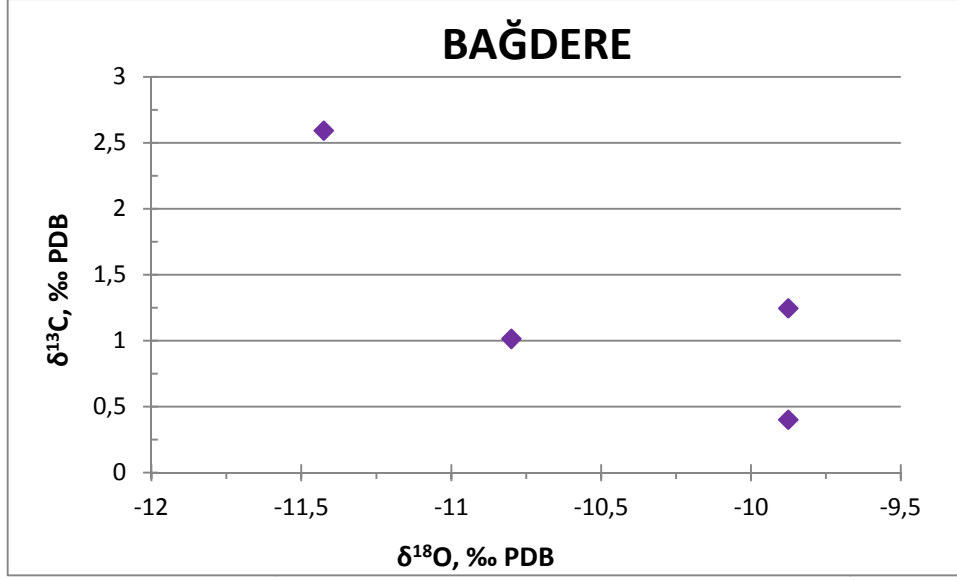
Bağdere Örnek No	Ca	Si	Al	Fe	Mg	Ba	Sr
	(ppm)						
BD-1	386649	3740	1482	1749	3860	21	112
BD-2	389008	3039	794	1329	3498	55	140
BD-3	390151	982	370	910	4704	14	338
BD-4	384719	4394	1535	1399	4764	17	182

### 6.5.5. Duraylı İzotop Bileşimi

Bağdere tufa sahasından alınan 4 adet örneğin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, +0.4 ila 2.6 (‰ PDP) arasında;  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri ise -9.9 ila -11.4 (‰ PDP)'dür (Çizelge 21; Şekil 80). Bağdere travertenlerinin duraylı izotop değerleri, Palu yakınlarındaki Baltaşı sahasına yakın değerler gösterir. (Şekil 82). Bağdere tufalarının, sığ göl ortamında oluştuğu düşünülmektedir.

**Çizelge 21. Bağdere tufa örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  duraylı izotop değerleri**

Bağdere Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ PDB)
BD-1	0,4	-9,9
BD-2	1,2	-9,9
BD-3	2,6	-11,4
BD-4	1,0	-10,8



Şekil 80. Bağdere sahası tufa örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

#### 6.5.6. U-Th Yaşları

Bağdere tufasından alınan dört örneğin U/Th yaşlandırma analiz sonucu, Çizelge 22’de verilmiştir. Buna göre Bağdere’de tufa oluşumu, günümüzden 524,597 by önce başlamıştır.

#### 6.5.7. İşletilme Durumu

Arazi çalışmaları sırasında Bağdere tufa sahasının batı kesiminde açılmış bir ocak mevcuttu. Ancak çalışma döneminde herhangi bir blok üretim yapılmamaktaydı.

**Çizelge 22. Bağdere tufasının U-Th yaşlandırma analiz sonucu.**

Örne k No	<sup>238</sup> U ppm	±	<sup>232</sup> Th ppm	±	<sup>234</sup> U/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>234</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>238</sup> U	±	<sup>230</sup> Th/ <sup>232</sup> Th	±	Hesapla nan Yaş (by)	Hata	Düzeltil en Yaş (by)	Hata
<b>BD-1</b>	0,268	0,001	0,0067	0,0000	1,1420	0,0091	0,8899	0,0092	1,0163	0,0073	124,6780	1,2880	216,131	7,697	<b>215,545</b>	7,728
<b>BD-3</b>	0,391	0,002	0,0040	0,0000	1,1335	0,0091	0,8751	0,0078	0,9920	0,0054	294,5430	2,4990	206,884	6,488	<b>206,637</b>	6,491
<b>BD-4</b>	0,455	0,002	0,0960	0,0011	1,0479	0,0073	1,0108	0,0135	1,0592	0,0127	15,3310	0,2570	529,839	190,311	<b>524,597</b>	225,215
<b>BD-9</b>	0,037	0,000	0,0011	0,0000	1,0698	0,0071	0,9095	0,0156	0,9731	0,0155	99,1800	1,7890	243,682	15,687	<b>242,906</b>	15,729

## 7. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

- Tez kapsamında incelenen traverten yüzlekleri, büyük bir makaslama zonu olan sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Sistemi'ni oluşturan segmentler ya da fay zonlarının aktivitesiyle ilişkili olarak genişlemeli alanlarda çökelmişlerdir. Traverten sahalarından Hacılar ve Elmalı, DAFS'nin Karlıova-Bingöl Segmenti; Baltaşı, Kılıçkaya ve Bağdere ise DAFS'nin en büyük segmenti olan Bingöl-Yarpuzlu Segmenti üzerinde gelişmişlerdir.
- Morfolojik sınıflamaya göre Hacılar sahası, sırt tipi; Elmalı sahası, sırt tipi ve yatay tabakalı; Baltaşı, Kılıçkaya ve Bağdere sahaları ise fay önu travertenini olarak çökelmiş travertenlerdir.
- Traverten oluşumuna kaynaklık sağlayan ana kaya; Hacılar, Elmalı ve Baltaşı sahalarında, Bitlis Metamorfileri; Kılıçkaya sahasında, Pütürge Metamorfileri; Bağdere sahasında ise Keban Metamorfileri'dir. Tüm bu birimlerde CaCO<sub>3</sub> kaynağı olan ortak kayaç, mermerlerdir.
- Travertenlerin oluşmasını sağlayan kırıklar, deformasyon elipsoidi üzerine yerleştirildiğinde Hacılar sahası, sentetik kırık (R kırığı); Elmalı sahası, sentetik kırık (R kırığı) ve X kırığı; Baltaşı, Kılıçkaya ve Bağdere sahaları ise Y kırığı üzerinde depolanmışlardır.

Travertenlerin geliştiği sol yanal doğrultu atımlı fayların normal bileşene sahip olmasından dolayı düşen bloklarında, normal faylarda görülen tavan bloğu deformasyonuna tanık olunur. Bu deformasyonla ilişkili genişleme, traverten çökeltin Ca(HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> lı suların yeryüzüne çıkmasına olanak sağlar.

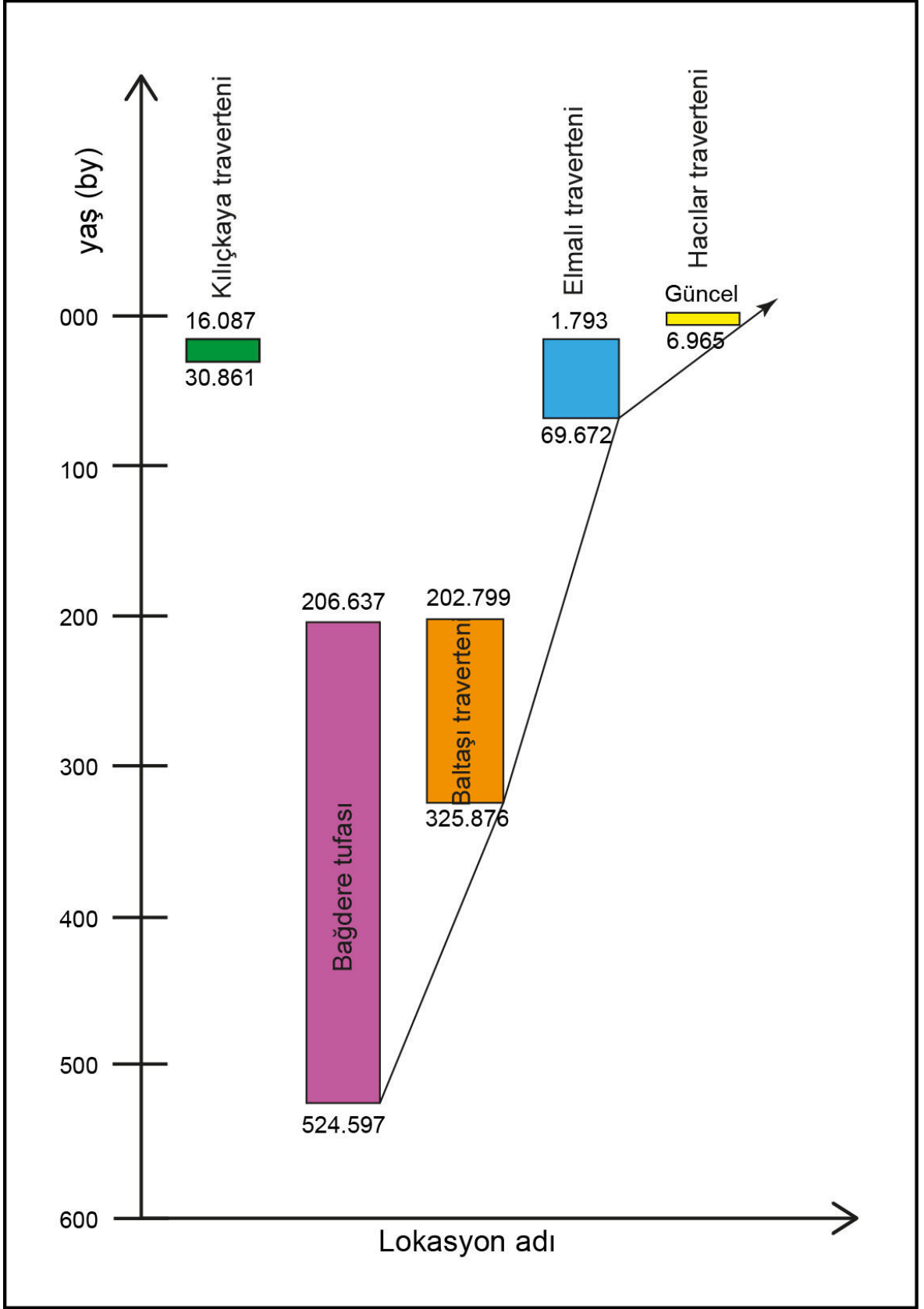
- Yapılan XRD analizlerine göre travertenler, tamamen kalsitten meydana gelmişlerdir ve eser miktarda kuvars içermektedirler.
- Hacılar sahasınının 2 no'lu traverteninde bulunan sırtlar, batıdan doğuya doğru gençleşmektedir. Bu da, yeni oluşan ve havzayı genişleten fayların, havzanın temelinde doğru gençleştiği savını destekler niteliktedir.
- Traverten sahalarından elde edilen U/Th yaş verileri, 0.301 ila 525 by gibi geniş bir aralıkta değişmektedir. Bu kadar geniş bir aralık, traverten oluşumlarının, Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin doğu bölümünde farklı alanlarda bulunmasının yanı sıra,

sistemi oluşturan farklı segment ve zonlarla ilişkili olarak depolanmasıyla ilişkilendirilmiştir. Yaş verileri, neotektonik dönemin Doğu Anadolu Bölgesi için öngörülen sınırları içinde yer aldığı ve traverten oluşumlarının, doğrultu atımlı sistemin bu dönemdeki etkinliğiyle ilişkili olduğu şeklinde yorumlanmıştır.

- Traverten sahalardan alınan örneklerin yaşlandırma sonuçları aynı zamanda travertenlerin haritadaki konumlarına benzerlik göstermektedir (Şekil 18). Travertenler, haritada GB'dan KD'ya doğru Kılıçkaya, Bağdere, Baltaşı, Elmalı ve Hacılar şeklinde yeralırlar. Kılıçkaya sahası, bu dizilimin dışında tutulduğunda, geriye kalan dört sahanın yaşları da, haritadaki konumları gibi GB'dan KD'ya doğru gençleşmektedir (Şekil 81). Yani en yaşlı traverten, en GB'da; en genç traverten ise en KD'da yer almaktadır. Bu, travertenlerin üzerinde bulunduğu kırıkların çalışma dönemi içinde kaldığını ve kırıkların çalışma aralıklarıyla uyumlu olduğunu gösterir. Elde edilen bu sonuç, literatürle de uyum sağlamaktadır.
- Baltaşı'ndaki element analiz sonuçlarına göre, en yüksek Fe ve Mg oranlarına hidrotermal kökenli damarlarda rastlanmıştır. Buna karşılık, düşük Fe ve Mg değerlerine hidrotermal olmayan damar ve akmataşlarda rastlanmıştır. Yüksek Fe ve Mg oranları, hidrotermal suların şist ve ofiyolitik kayalarla (Guleman Ofiyolitleri) etkileşiminin bir sonucu olduğu düşünülmektedir.
- Dünya ölçeğinde travertenlerdeki Sr içeriği, 20 ppm'den 14000 ppm'e değişmektedir (Pentecost, 2005). Sr konsantrasyonu ile mineralojik bileşim arasında yakın bir ilişki olduğu birçok çalışmada bildirilmiştir (Folk, 1994; Fouke, 2001; Pentecost, 2005; Kele vd., 2008, 2011). Aragonit içeren örnekler, daha yüksek Sr oranına sahipken, kalsit bileşimli traverten örneklerinde Sr değerleri, daha düşüktür (Özkul vd., 2013; Fouke vd., 2000).

Folk'a (1994) göre traverten çökeliminde temel belirleyiciler, sıcaklık ve Mg/Ca oranıdır. Yazara göre aragonit, 40°C'den daha sıcak kaynaklardan çökeltir. Batı Anadolu'da Pamukkale traverten sahasında en yüksek Sr değerleri, 7392 ppm ile Çukurbağ kaynağı çıkışında oluşmuş aragonit bileşimli pizolitlerde ve aynı yerdeki bantlı travertenlerden elde edilmiştir (Özkul vd., 2013). Ancak bu durum bir kural değildir.

Çalışılan sahalardaki Sr değerinin [52 ppm (Baltaşı) - 16292 ppm (Hacılar)], en yüksek olduğu Hacılar sahasında aragonit bileşimli traverten çökmemiştir. Aynı şekilde Kenya ve Yeni Zelanda'da yapılan çalışmalarda, 90°C'den sıcak sulardan

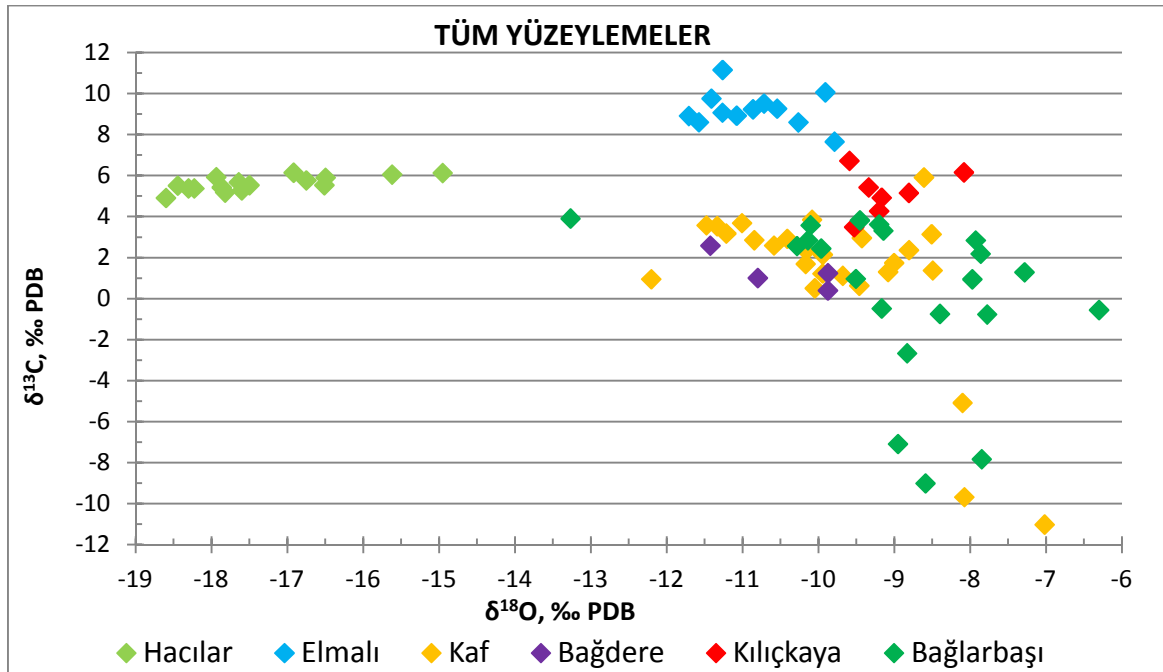


Şekil 81. Traverten yaşlarının haritadaki konumları gibi GB'dan KD'ya doğru gençleştiğini gösteren grafik. by:binyl



kalsit çökeldiği rapor edilmiştir (Jones ve Renault, 1995; Jones vd., 1996). Bu nedenle 40–45°C’den sıcak suların aragonit çökelttiği görüşü, her zaman geçerli değildir (Jones ve Renault, 2010).

- Yamaç ve sırt koşullarında depolanmış Elmalı, Hacılar ve Kılıçkaya travertenleri daha pozitif  $\delta^{13}\text{C}$  değerlerine sahiptirler ve daha homojen bir dağılım sunarlar. Buna karşılık havuz ya da sığ göl ortamlarında oluşmuş Baltaş (Bağlarbaşı ve Kaf alt sahaları) ve Bağdere örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri, geniş bir dağılım sunarlar. Baltaş ve Bağdere örneklerinin  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri daha az pozitifdir (Şekil 82).



Şekil 82. Çalışılan traverten sahalarının  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  izotop değerleri grafik dağılımı

Çalışılan sahalara ait izotop değerleri arasında, belirgin farklılıklar vardır. En yüksek  $\delta^{13}\text{C}$  değerleri, (+7.7 ila 11.2 arasında) sırt ve yamaç koşullarında depolanmış Elmalı örneklerinden elde edilmiştir (Şekil 82). Bunun nedeni, termal suların yamaç aşağı akış sırasında, pH'nın yükselmesi,  $\text{CO}_2$  kaybı ve buharlaşma gibi fiziksel değişimler nedeniyle  $^{13}\text{C}$  ve  $^{18}\text{O}$  gibi ağır izotopların bakımında giderek zenginleşmiş olmasıdır.

Bu tür değişimler, daha önce Yellowstone (ABD), Egerzalog (Macaristan) ve son olarak Pamukkale’de izlenmiştir (Fouke, 2000; Kele vd., 2008; Kele vd., 2011). Pamukkale güncel travertenlerinde yapılan çalışmada, yamacın en yüksek noktasında  $\delta^{13}\text{C}$  ve  $\delta^{18}\text{O}$  değerleri sırasıyla 6.1 (‰ PDB) ve -10.7 (‰ PDB) iken, yamaç tabanındaki son noktada 11.7 (‰ PDB) ve -9.1 (‰ PDB) değerlerine yükselmiştir.

- Baltaşı traverten sahasındaki çatlaklar, traverten oluşumunu izleyen dönemlerde fayın ativitesini devam ettiren yaklaşık K-G doğrultulu sıkışma gerilmesiyle oluşmuşlardır. Söz konusu çatlaklar, iki farklı kökenli kalsitle doldurulmuştur. Bazı çatlaklardaki kalsit damarlarının hidrotermal kökenli olarak gelişmesine karşılık, bazı çatlaklardaki kalsit damarlarının ise yüzey sularından çökeldiği sonucuna varılmıştır. Bu iki tip damar, farklı izotop değerleri sunar.

## KAYNAKLAR

- Adamia, S.A., Chkhotua, T., Kakelia, M., Lordkipanidze, M. and Shavishvili, I., 1981. Tectonics of the Caucasus and adjoining regions: implications for the evolution of Tethys ocean, *J. Struct. Geol.*, 3, 437-447.
- Akay, E., Erkan, E. ve Ünay, E., 1989. Muş Tersiyer havzasının stratigrafisi, *M.T.A. Dergisi*, 109, 59-76.
- Aksoy, E., 1993. Elazığ batı ve güneyinin genel jeolojik özellikleri. *TÜBİTAK Yerbilimleri Dergisi*, 1,1, 113 – 123.
- Aksoy, E., İnceöz, M. and Koçyiğit, A., 2007. Lake Hazar basin: A negative flower structure on the East Anatolian Fault System (EAFS), SE Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, Vol. 16, 319-338.
- Aksu, A. E., Calon, T.J., Piper, D. J. W., Turgut, S. and İzdar, E., 1992a. Architecture of late orogenic Quaternary basins in northeastern Mediterranean Sea, *Tectonophysics*, 210, 191-213.
- Aksu, A. E., Uluğ, A., Piper, D. J. W., Konuk, T. and Turgut, S., 1992b. Quaternary sedimentary history of Adana, Cilicia and Iskenderun Basins, northeast Mediterranean Sea. *Mar. Geol.* 104, 55– 71.
- Allen, C. R., 1969. Active faulting in northern Turkey, *Contr. 1577. Div, Geol. Sciences, Calif. Inst. Tech.*, 32.
- Alsan, E., Tezuçan, L. and Bath, M., 1975. An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970, *Pub. of Kandilli Obs. Seism.*, İstanbul.
- Altunel, E. and Hancock, P.L., 1993a. Morphology and Structural Setting of Quaternary Travertines at Pamukkale, Turkey. *Geological Journal*, 28, 335-346.
- Altunel, E. and Hancock, P.L., 1993b. Active Fissuring and faulting in Quaternary Travertines at Pamukkale, Western Turkey. *Zeitschrift Geomorphologie, Supplementary 94*, 285-302.
- Altunel, E. and Karacabak, V., 2005. Determination of horizontal extension from fissure-ridge travertines: a case study from the Denizli Basin, southwestern Turkey. *Geodinamica Acta*, 18, 333–342.

- Altunel, E., 1994. Active Tectonics and the Evolution of Quaternary travertines at Pamukkale, Western Turkey. PhD Thesis, University of Bristol, Department of Geology, 236 p.
- Altunel, E., 1996. Pamukkale Travertenlerinin Morfolojik Özellikleri, Yaşları ve Neotektonik Önemleri. MTA Dergisi, 118, 47-64.
- Ambraseys, N. N., 1971. Value of historical records of earthquakes. Nature, 232, 375-379.
- Ambraseys, N. N., 1989. Temporary seismic, quiescence: SE Turkey, Geophysical Journal. 96, 311-331.
- Ambraseys, N.N. and Jackson, J. A., 1998. Faulting associated with historical and recent earthquakes in the Eastern Mediterranean region. Geophysical Journal International, 133, 390.
- Arger, J., Mitchell, J., and Westaway, R. W. C. and 1996. Neogene and Quaternary volcanism of eastern Turkey: Potassium-Argon dating and its tectonic implications, Technoscience, Newcastle upon Tyne, UK, Open-file Science Reports.
- Arger, J., Mitchell, J., and Westaway, R., 2000. Neogene and Quaternary volcanism of southeastern Turkey, in Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, edited by E. Bozkurt, J. A. Winchester, and J. D. A. Piper, Geol. Soc. London Spec. Publ., 173, 459- 487.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1972. Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlem ve düşünceler. MTA Bült., 73, 1-9.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. TJK Bülteni, 18/1, 91-101.
- Arpat, E., 1971. 22 Mayıs 1971 Bingöl Depremi-Ön Rapor, MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etütleri Dairesi-Kütüphanesi.
- Arpat, E., 1977. Karakaya Barajı çok büyük depremlerle sınanacaktır. Yeryuvarı ve İnsan, 2/1, 59-62.
- Atabey, E., 2003. Tufa ve traverten. TBMMO, Jeoloji Mühendisleri Odası Yayınları, Yayın No: 75, Ankara, 106s.
- Ayaz, E., 1998. Sıcak Çermik (Yıldızeli-Sivas) Yöresindeki Traverten Sahalarının Jeolojisi ve Travertenlerin Endüstriyel Özellikleri. Doktora Tezi, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 157 s. (yayınlanmamış).

- Ayaz, E., 2002a. Travertenlerde Gözlenen Morfolojik Yapılar ve Tabiat Varlığı Olarak Önemleri. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri C.19, S.2, 123-134.
- Ayaz, E., 2002b. Travertenlerin değerlendirilmesinde yapılması gerekli incelemeler ve kullanım yeri seçimi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A-Yerbilimleri C.19, S.1, s.11-20.
- Bal, S., 2002. Hazar Fayı'nın Tekevler-Baltaşı arasında (Hazar Gölü KD su) yapısal ve morfolojik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 37 s.
- Barka A., Akyüz S. ve Altunel, E., 1999. Adana ve çevresinin tektoniği ve 1998 Adana depremi. ATAG-2, bildiri özleri kitabı, 1998, İTÜ, İstanbul.
- Barka, A., 1992. The North Anatolian Fault Zone, *Annales Tecton.*, 6 ,164-195.
- Barka, A.A. and Kadinsky-Cade, K., 1988. Strike-slip fault geometry and its influence on earthquake activity. *Tectonics*, 7/3, 663-684.
- Barka, A.A. and Reilinger, R., 1997. Active tectonics of the Eastern Mediterranean region: deduced from GPS, neotectonic and seismicity data, *Annali di Geofisica*, 40, 587-610.
- Barut, Z. ve Gürel, O., 1964. 14.06.1964 Malatya Depremi Rap, *Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Deprem Araştırma Enstitüsü*, Ankara.
- Bates, R. L. and Jackson, J. A., 1980. *Glossary of Geology* (Second Edition). American Geology Institute Falls Church, Virginia, 751.
- Belletati, D., Camass, R. and Molin, D., 1993. Fake quakes in Italy through parametric catalogues and seismological compilations: case histories typologies, *Terra Nova*, 5, 488 - 495.
- Bertrand, S., 2006. Tectonique active a la jonction des plaques Africa, Arabie et Anatolie-Eurasie (sud de la Turquie): caracterisation des failles et analyse de la deformation par un reseau GPS dense, Doktora Tezi, Institut de Physique du Globe de Strasbourg, (inedit).
- Beyarslan, M. and Bingöl, A.F., 1991. Petrographical features of the İspendere Ophiolite Kale-Malatya. *Geosound*, 19, 59-68.
- Beyarslan, M., and Bingöl, A.F., 2000. Petrology of a supra-subduction zone ophiolite (Elazığ, Turkey). *Canadian Journal of Earth Sciences*, 37, 1411-1424.

- Bingöl, A.F., 1986. Petrographic and petrological characteristic of the Guleman ophiolite (E. Turkey). *Yerbilimleri Geosound*, 13,14, 41-57.
- Blumenthal, M. M., 1963. Le systeme structural du Taurus sud Anatolien. Paul Fellot, 2, Soc. Geol. France, 611-662.
- Boray, A., 1975. Bitlis dolayının yapısı ve metamorfizması: *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 18, 81-84.
- Brogi, A., Capezzuoli, E., Alçiçek, M.C. and Gandin, A., 2014. Evolution of a fault-controlled fissure-ridge type travertine deposit in the western Anatolia extensional province: the Çukurbağ fissure-ridge (Pamukkale, Turkey). *Journal of the Geological Society*, doi: 10.1144/jgs 2013-034.
- Brogi, A., and Capezzuoli, E., 2009. Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy), *Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch)*, 98, 931–947.
- Brogi, A., Liotta, D., Meccheri, M. and Fabbrini, L., 2010. Transtensional shear zones controlling volcanic eruptions: the Middle Pleistocene Mt Amiata volcano (inner Northern Apennines, Italy), *Terra Nova*, 22, 137–146.
- Brunn, J.H., Dumont, J.F., De Graciansky, P.C., Gutnic, M., Juteau, T., Marcoux, J. and Poisson, A., 1971. Outline of the geology of the Western Taurides. In *Geology and History of Turkey* (ed A.S. Campwell), Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli, 225-257.
- Büyükaşikoğlu, S., 1980. Sismolojik verilere göre doğu Akdenizin kuzeyinde ve guneydoğu Anadolu'da Avrasya – Afrika levha sınırlarının özellikleri (in Turkish), *Bull. Earthq. Res. Inst., Minist.Reconstr. Resettl.* 29, 58– 74.
- Chafetz, H. S. and Folk, R. L., 1984. Travertines, depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 289-316.
- Chafetz, H.S. and Meredith, J.C., 1983. Recent travertine pisoliths (pisoids) from Southeastern Idaho. USA In T.M. Peryt, ed., *Coated Grains*, Springer-Verlag, Berlin, p. 450-455.
- Chrowicz, J., Luxey, P., Lyberis, N., Carvalho, J., Pairot, J. F., Yürür, T., and Gündoğdu, N., 1994. The Maraş Triple junction (Southern Turkey) based on digital elevation model and satellite imagery interpretation, *J.Geophy. Rese.*, 99, B10, 20225-20242.
- Cochran, J.R., 1981. The Gulf of Aden: Structure and evolution of a young ocean basin and continental margin, *J.Geophy. Res.*, 86, 263-287.

- Cochran, J.R., 1983. A model for development of Red Sea, The AAPG Bull, 67, 41-49.
- Çakır, Z., 1996. Tectonic Significance of Quaternary Travertine Deposits in the Gediz and Menderes Grabens. Western Turkey. Yüksek Lisans Tezi, Bristol Üniversitesi, UK.
- Çakır, Z., 1999. Along-strike discontinuity of active normal faults and its Influence on Quaternary travertine deposition: Examples from western Turkey, *Tr. J. of Earth Sciences*, 8, 67-80.
- Çelik, H., 2003. Mastar Dağı (Elazığ GD'su) çevresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış), 95 s.
- Çelik, Ö.F., 2012. Radyometrik tarihlendirme yöntemleri;  $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ ,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ,  $^{14}\text{C}$ , U/Th ve Fizyon İz. In: Kazancı, N. ve Gürbüz, A.(ed), Kuvaterner Bilimi, Ankara, 471-492.
- Çetin, H., Güneşli, H. and Mayer, L., 2003. Paleosismology of the Palu-Lake Hazar segment of the East Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, 374, 163-197.
- Çetindağ, B., 1985. Palu-Kovancılar (Elazığ) dolayının hidrojeoloji incelemesi. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış), 117s.
- Çıplak, R., 2004. Erkenek-Gölbaşı (Adıyaman) arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 76 s. (yayımlanmamış).
- Çolak, S., Aksoy, E., Koçyiğit, A. and İnceöz, M., 2012. The Palu-Uluova Strike-Slip Basin in the East Anatolian Fault System, Turkey: Its Transition from the Paleotectonic to Neotectonic Stage. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 21, pp. 547-570.
- De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalo, E., Brilli, M., Özkul, M., Soligo, M., Tuccimei, M. and Villa, I., 2012. Growth of Fissure Ridge Travertines from Geothermal Springs of Denizli Basin, Western Turkey. *Geological Society of America Bulletin*, 124, no. 9-10;1629-1645
- De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Soligo, M., Tuccimei, P., 2013. Plateau versus fissure ridge travertines from Quaternary geothermal springs of Italy and Turkey: Interactions and feedbacks between fluid discharge, paleoclimate, and tectonics. *Earth-Science Reviews* 123, 35-52.
- De Filippis, L., Faccenna, C., Billi, A., Anzalone, E., Brilli, M., Özkul, M., Soligo, M., Tuccimei, P., and Villa, M., 2012. Growth of fissure ridge travertines from geothermal springs of Denizli Basin, western Turkey. *Bulletin of Geological Society of America* 124, 1629-1645.

- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 1001, 425-478.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 1001, 425-478.
- Demirtaş R., 1998. 27 Haziran 1998 Ceyhan-Misis depremi: sivilaşma ve hendek çalışması. ATAG-2, Bildiri Özleri Kitabı, 1998, İTÜ, İstanbul.
- Dewey, J., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: The tectonics of Eastern Anatolia: A young collision zone. *Collision Tectonics*, 19, 3-36.
- Dewey, J.F. and Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multi-part and continuum tectonics in a convergent zone, *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 90, 84-92.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: The neotectonics of Eastern Anatolia – a young collision zone, In: Coward, M.P., Ries, A.C., (Eds.), *Collision Tectonics*, Geological Society Special Publication, 19, 3-36.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu, F. and Şengör, A.M.C., 1986. Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of Eastern Anatolia-a young collision zone. In “Collision Tectonics” eds. M.P. Coward and A.C. Ries. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 19, London, 3-36.
- Dewey, J.F., Pitman, III. W.C., Ryan, W.B.F. and Bonnin, J., 1973. Plate tectonics and the evolution of the Alpine System, *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 84, 3137-3180.
- Duman, T. and Emre Ö., 2013. The East Anatolian Fault: geometry, segmentation and jog characteristics, *Geological Society of London, Special Publications*, 372.
- Dunne, L. and Hempton, M.R., 1983. Strike-slip basin sedimentation at Lake Hazar (Eastern Taurus Mountains). *Geology of Taurus belt: International symposium proceedings*, MTA Bült., 233-228.
- Eaton, S., and Robertson, A.H.F, 1993. The Miocene Pakhour Formation, southern Cyprus and its relation to the Neogene tectonic evolution of the eastern Mediterranean, *Sediment. Geol.*, 86, 273-92.



- Egeran, N. ve Lahn, E., 1944. 1 / 2.400.000 Mikyaslı Türkiye yerdepremi haritası hakkında muhtıra. MTA Bülteni, 2/32, 270-278.
- Emre, Ö., Herece, E., Doğan, A., Parlak, O., Özaksoy, V., Çıplak, R. ve Özalp, S., 2003. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi değerlendirme raporu, MTA, Jeoloji Etütleri Dairesi Başkanlığı.
- Ercan, A., 1979. Doğu Anadolu Fayı üzerinde küçük deprem çalışmaları. Yeryuvarı ve İnsan, 21-30.
- Erdem, E., 1994. Pütürge (Malatya) Metamorfitlerinin petrografik ve petrolojik özellikleri. Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 119 s.
- Erdoğan, B., 1982. Bitlis Masifi'nin Avnik (Bingöl) yöresinde jeolojisi ve yapısal özellikleri. Doçentlik tezi, Ege Üniversitesi Yerbilimleri Fakültesi, 106 s.
- Erdoğan, T., 1975. VI. Bölge Gölbaşı dolayının jeolojisi, TPAO Arama Grubu, Rapor no. 917 (yayınlanmamış).
- Ergin, K., Güçlü, U. ve Uz, Z., 1967. A catalogue of earthquakes of Turkey and surrounding areas, İTÜ Maden Fak. Arz Fiziği Yayın., 28.
- Ergin, M., Aktar, M. and Eyidoğan, H., 2004. Present-day seismicity and Seismotectonics of the Cilician Basin: Eastern Mediterranean Region of Turkey. Bulletin of the Seismological Society of America 94, 930-939.
- Ergin, M., Aktar, M. ve Özalaybey, S., 1999. 27 Haziran 1998 Adana ana şoku ve artçı depremleri. ATAG-2, Bildiri Özleri Kitabı, 1998, İTÜ, İstanbul.
- Eyidoğan, H., 1983. Bitlis-Zagros bindirme ve kıvrım kuşağının sismotektonik özellikleri, *Doktora Tezi*, İTÜ Fen Bilimleri Enstitüsü, İstanbul.
- Folk, R., 1994. Interaction between bacteria, nannobacteria, and mineral precipitation in hot springs of central Italy. *Geographic physique et Quaternaria*, 48, 3, 233-246.
- Ford, T.D. and Cullingford, C.H.D, 1976. The science of speleology. Academic press, 320 p., London.
- Ford, T.D. and Pedley, M.H., 1992. Tufa deposits of the world: *J. Speleol. Soc. Japan*, 17, 46-63.
- Ford, T.D. and Pedley, M.H., 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. *Earth Sci. Review*, 41, 117-175.
- Fouke, B. W., Farmer J. D., Des Marais, D. J., Pratt L., Sturchio N. C., Burns P. C. and Discipulo, M. K., 2000. Depositional facies and aqueous–solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs,

- Yellowstone National Park, U.S.A.) *Journal of Sedimentary Research*, 70, 3, 565–585.
- Fouke, B.W., 2001. Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, USA), Reply. *Journal of Sedimentary Research*, 71, 497–500.
- Freund, R., Garfunkel, Z., Zak, I., Goldberg, M., Weissbrod, T. and Derin, B., 1970. The shear along the Dead Sea rift, Philos. Trans. R. Soc. London A., 267, 107-130.
- Frizon de Lamotte, D., Poisson, A., Aubourg, C., and Temiz, H., 1995. Post- Tortonian westward and southward thrusting in the core of the Isparta re-entrant (Taurus, Turkey). Geodynamic implications. Bull. Soc. Geol. France, 166, 59-67.
- Gökmenoğlu, O. ve Arslan, G., 2013. Bingöl jeotermal enerjiamaları etüt (jeoloji-jeofizik) raporu. MTA Genel Müdürlüğü Yayınları.
- Göncüoğlu, M. C. and Turhan, N., 1984. Geology of the Bitlis metamorphic belt, eds: Tekeli, O., Göncüoğlu, M. C., Geology of the taurus belt proceedings, Ankara, 237-244.
- Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. and Şengör, A. M. C., 1984. Palaeotectonic evolution of Tuzgölü basin complex, Central Turkey, in: Dixon J. E., Robertson A. H. F. (Eds.), The geological evolution of the Eastern Mediterranean, Geological Society Special Publication no. 17, Geological Society, London, pp. 81–96.
- Guo, L., and Riding, R., 1998. Hot-springs travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 45, 163–180.
- Guo, L., and Riding, R., 1999. Rapid facies changes in Holocene fissure ridge hot spring travertines, Rapolano Terme, Italy. *Sedimentology*, 46, 1145–1158.
- Güçlü, U. U., Altınbaş, G. ve Eyidoğan, H., 1986. Türkiye ve çevresi deprem kataloğu. İTÜ yayınları, 191.
- Gülen, L., Barka, A. ve Toksöz, M. N., 1987. Kıtaların çarpışması ve ilgili kompleks deformasyon, Maraş üçlü eklemi ve çevre yapıları, *Yerbilimleri*, 14, 319-336.
- Güneyli, H., 2002. Doğu Anadolu Fay Sistemi, Palu-Hazar Gölü segmentinin neotektoniği ve paleosismolojisi. Doktora tezi, Çukurova Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 143s.
- Gürsoy, H., Tatar, O., Piper, J. D. A., Heimann, A. and Mesci, L., 2003. Neotectonic deformation linking the east Anatolian and Karatas-Osmaniye intracontinental transform fault zones in the Gulf of İskenderun, southern Turkey, deduced from

- paleomagnetic study of the Ceyhan-Osmaniye volcanics, *Tectonics*, vol. 22, no. 6, 1067. Hall, R., 1976. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus Suture Zone, south-eastern Turkey, *Bull.Geol.Soc.Ame.*, 87, 1078-88.
- Hall, J., Aksu, A.E., Calon, T.J. and Yaşar, D., 2005. Varying tectonic control on basin development at an active microplate margin: Latakia Basin eastern Mediterranean. *Marine Geology* 221, 15–60.
- Hall, R., 1976. Ophiolite emplacement and the evolution of the Taurus suture zone, southeastern Turkey, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 1078-1088.
- Hancock, P.L., Chalmers, R.M.L., Altunel, E., and Çakır, Z., 1999. Travertines: using travertines in active fault studies. *Journal of Structural Geology*, 21, 903–916.
- Harch, W., Kupfer, T., Rust, B. and Sagesser, R., 1981. Seismotectonic consideration on the nature of the Turkish-African plate boundary, *Geol. Rundsch.*, 70, 368-384.
- Hayden, F.V., 1872. United States Geological Survey of Montana and portions of adjacent territories. *Fifty Annual Report of Progress*.
- Heimann, A. and Sass, E., 1989. Travertines in the northern Hula Valley, Israel. *Sedimentology*, 36, 95-108.
- Hempton, M. R., 1985. Structure and deformation history of Bitlis suture near lake Hazar, southeastern Turkey, *Geol. Soc. Ame. Bull.*, 96, 233-243.
- Hempton, M. R., 1987. Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the Red Sea, *Tectonics*, 6, 687-705.
- Hempton, M.R. and Dewey J.F., 1983. Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 98, 7-14.
- Hempton, M.R. and Dunne, L., 1984. Sedimentation in pull-apart basins: Active examples in Eastern Turkey. *Jour. Geol.*, 92, 513-530.
- Herece, E. and Akay, E., 1992. The East Anatolian Fault between Karlıova and Çelikhan. *Türkiye 9. Petrol. Kong.*, Ankara, 361-372.
- Herece, E., 2003. Doğu Anadolu Fayı. Antakya ve Osmaniye'nin Depremselliği ve Kentleşmeye Etkileri. 26-27 Haziran 2003, TMMOB Jeoloji Müh.Odası yayınları 76, Konferans serisi 1.
- Herece, E., 2008. Doğu Anadolu Fayı (DAF) Atlası. MTA Özel Yayın Serisi-13, 359 s.
- Irion, G. and Müller, G., 1968. Mineralogy, Petrology and Chemical Composition of Soma Calcareous Tufa from the Schwvabische Alb, Germany: In: *Recent Developments*

- in Carbonate Sedimentology in Central Europe (edited by Müller, G. & Friedmann, G.M.) Spring- Verlag Berlin, Heidelberg, pp. 157-171.
- İmamoğlu, M. Ş., 1993. Gölbaşı (Adıyaman) – Pazarcık – Narlı (K.Maraş) Arasındaki Sahada Doğu Anadolu Fayı'nın Neotektonik İncelenmesi. Doktora tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- İnceöz, M. ve İnce, S.C., 1999. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun (DAFZ) Palu çevresinde yapısal ve morfolotektonik özellikleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu İkinci Toplantısı, Bildiriler, İstanbul, 98-110.
- İnceöz, M. ve İnce, S.C., 1999. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun (DAFZ) Palu çevresinde yapısal ve morfolotektonik özellikleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu İkinci Toplantısı, Bildiriler, 98-110.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between western Turkey and Pakistan, *Geoph. J. Royal Astr. Soc.*, 77, 185-264.
- Jestin, F., Huchon, P. and Gaulier, J.M., 1994. The Somalia Plate and the East African rift system; Present day kinematics, *Geophys. J. Int.*, 116, 637-654.
- Jones, B. and Renaut, R.W., 1995. Noncrystallographic dendrites from hot-spring deposits at Lake Bogoria, Kenya. *Journal of Sedimentary Research*, 65, 154-16.
- Jones, B., **and** Renaut, R.W., 2008. Cyclic development of large, complex calcite dendrite crystals in the Clinton travertine, Interior British Columbia, Canada. *Sedimentary Geology*, 203, 17-35.
- Jones, B., and Renaut, R.W., 2010. Calcareous Spring Deposits in Continental Settings, eds: Alonso Zarza, A.M., Taner, L.H. Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments, and Processes, *Developments in Sedimentology*, 61, 177-204.
- Jones, B., Renaut, R.W. and Rosen, M.R., 1996. High-temperature (>90°C) calcite precipitation at Waikite Hot Springs, North Island, New Zealand. *Geological Society of London*, 153, 481-496.
- Jones, J.C., 1925. Travertine Company report (unpublished). Uni. Of Nevada, Reno. UNR Special Collection, 88-29.
- Julia, R., 1983. Travertines. In: P.A. Scholle, D.G. Bebout and C.H. Moore (Editors), Carbonate depositional Environments. Am Assoc. Petrol. Geol. Mem. 33, 64-72.
- Kahle, H.G., Cocard, M., Peter, Y., Geiger, A., Reilinger, R., Barka, A. and Veis, G., 2000. GPS-derived strain rate field within the boundary zones of 70 the Eurasian, African and Arabian Plates, *J.Geophys. Res.*, 105, 23353-23370.

- Kalafat, D., Güneş, Y., Kekovalı, K., Kara, M., Deniz, P. ve Yılmaz, M. 2011. Bütünleştirilmiş homojen Türkiye deprem kataloğu (1900-2010;  $M \geq 4.0$ ), Boğaziçi Üni. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma Enstitüsü, Bebek-İstanbul.
- Karabacak, V. ve Altunel, E., 2003. Ihlara Vadisi'ndeki sırt tipi travertenlerin morfolojik özellikleri ve kabuksal deformasyon açısından önemleri. ATAG 7 Toplantısı, Bildiri Özleri Kitabı, Yüzüncü Yıl Üniversitesi, sayfa 31.
- Karabacak, V., 2002. Ihlara Vadisi civarındaki traverten oluşumları ve tektonik önemleri. Yüksek Lisans Tezi, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 70 s. (yayınlanmamış).
- Karabacak, V., 2007. Ölü Deniz Fay Zonu Kuzey Kesiminin Kuvaterner Aktivitesi, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, 286 s.
- Karabacak, V., Altunel, E., Akyüz, S., Meghraoui, M. and Yalçın, Ç., 2007. Holocene activity of the northern part of the Dead Sea Fault Zone in Southern Turkey, EGU General Assembly 2007, Vienna, Austria, 15 – 20 April 2007.
- Karabacak, V., Altunel, E., Meghraoui, M. and Akyüz, H. S., 2010. Field evidences from northern Dead Sea Fault Zone (South Turkey): New findings for the initiation age and slip rate, *Tectonophysics* 480 (2010) 172–182.
- Karig, D. E. and Kozlu, H., 1990. Late Palaeogene-Neogene evolution of the triple junction region near Maraş, south-central Turkey, *Journal of the Geological Society*, London, 147, 1023- 1034.
- Kasapoğlu, K. E., 1987. Doğu Akdeniz'in sismotektonik özellikleri: sonlu elemanlar çözümlemesi (Seismotectonic characteristics of eastern Mediterranean: a finite element analysis), *Yerbilimleri* 14, 309– 317.
- Kaya, A., 2004. Gezin (Maden-Elazığ) çevresinin jeolojisi. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 10, 1, 41-50.
- Kele, S., Demény, A., Siklósy, Z., Németh, T., Mária, T.B. and Kovács, M., 2008. Chemical and stable isotope compositions of recent hot-water travertines and associated thermal waters, from Egerszalók, Hungary: depositional facies and non-equilibrium fractionations. *Sedimentary Geology*, 211, 53-72.
- Kele, S., Özkul, M., Gökgöz, A., Fórizs, I., Baykara, M.O., Alçiçek, M.C., and Németh, T., 2011. Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, 238, 191–212.

- Kele, S., Özkul, M., Gökgöz, A., Fórizs, I., Baykara, M.O., Alçıçek, M.C. and Németh, T., 2011. Stable isotope geochemical and facies study of Pamukkale travertines: New evidences of low-temperature non-equilibrium calcite-water fractionation. *Sedimentary Geology*, 238, 191–212.
- Kelling, G., Gökçen, S. L., Floyd, P. A. and Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the Eastern Mediterranean: new data from southern Turkey, *Geology*, 15, 425-429.
- Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1991. Northeast Mediterranean triple junction from a plate kinematics point of view, *Bulletin of the Technical University of İstanbul, Special Issue*, 44, 425-454.
- Kempler, D. and Garfunkel, Z., 1994. Structures and kinematics in the northeastern Mediterranean: a study of an irregular plate boundary, *Tectonophysics* 234, 19– 32.
- Ketin, İ., 1948a. Über die tektoniks-machanismen Folgerungen aus den grossen Anatolischen Erdbeben des letzten Dezenniums: *Geol. Rdsch.*, 36, 77-83.
- Ketin, İ., 1948b. Son on yılda Türkiye’de vukua gelen büyük depremlerin tektonik ve mekanik neticeleri hakkında. *TJK Bülteni*, 1/2, 1-13.
- Ketin, İ., 1966. Tectonic units of Anatolia (Asia Minor), *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi*, Vol. 66, pp. 23–34.
- Ketin, İ., 1968. Relations between general tectonic features and main earthquake regions of Turkey. *MTA Bulltein*, 71, 63-67.
- Ketin, İ., 1983. Türkiye Jeolojisi’ne genel bir bakış, İTÜ Matbaası, İstanbul.
- Kiratzi, A.A., 1993. A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones. *Tectonophysics* 289,317-336.
- Kissel, C., Averbuch, O., Frizon de Lamotte, D., Monod, O. and Allerton, S., 1993. First Paleomagnetic evidence for a post-Eocene clockwise rotation of western Taurides thrust belt east of the Isparta re-entrant (southwestern Turkey). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 117, 1-14.
- Koçyiğit, A. and Beyhan, A., 1998. A new intracontinental transcurrent sturcture: The Central Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics* 289, 317-336.
- Koçyiğit, A. and Erol, O., 2001. A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, central Anatolia, Turkey, *Geodinamica Acta*, 133–145.
- Koçyiğit, A., 1983. Doğu Anadolu Bölgesi’nin depremselliği ve gerekli çalışmalar. *Yeryuvarı ve İnsan*, 8(3), 25–29.

- Koçyiğit, A., 2003a. Segmentation and near future seismicity of the East Anatolian Fault System. International workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault System: recent progress in tectonics and paleoseismology, 31 August to 12 September 2003, METU, Ankara. Abstracts, p.7.
- Koçyiğit, A., 2003b. Karakoçan Fay Zonu: atımı, yaşı, etkin stres sistemi ve depremselliği. ATAG 7 Toplantısı, Bildiri Özleri Kitabı, Yüzüncüyıl Üniversitesi, s. 9.
- Koçyiğit, A., Aksoy, E. and İnceöz, M., 2003. Basic neotectonic characteristics of the Sivrice Fault Zone in the Sivrice-Palu area, East Anatolian Fault System (EAFS), Turkey. International Workshop on the North Anatolian, East Anatolian and Dead Sea Fault systems: Recent progress in Tectonics and Paleoseismology, 31 August to 12 September 2003, METU-Ankara-Turkey. Pre-International workshop excursion guide-book, 20 p.
- Koçyiğit, A., Yılmaz, A., Adamia, S. and Kuloshvili, S., 2001. Neotectonics of East Anatolian Plateau (Turkey) and Lesser Caucasus: İmplication for transition from thrusting to strike-slip faulting. *Geodinamica Acta*, 14, 177-195.
- Kuran, U., 1980. Levant Sahili, Anadolu fayları boyunca yıkıcı depremlerin yer, magnitüd ve zamanlarının (uzun süreli) önceden saptanması. *TJK Bülteni*, 2, 151-163.
- LaBrecque, J. and Zitellini, N., 1985. Continuous sea-floor spreading in Red Sea: An alternative interpretation of magnetic anomaly pattern, *The AAPG Bull.*, 69, 513-524.
- Lovelock, P. E. R., 1984. A review of the tectonics of the northern Middle East region, *Geol. Mag.*, 121 (6), 577-587.
- Lyberis, N., Yürür, T., Chorowicz, J., Kasapoğlu, E. and Gündoğdu, N., 1992. The East Anatolian Fault: An Oblique collisional belt. *Tectonophysics*, 204, 1-15.
- Malpas, J., Xenophontos, C. and Williams, D., 1992. The Ayia Varvara Formation of SW Cyprus; a product of complex collisional tectonics, *Tectonophysics*, 212, 193-211.
- Marcoux, J., 1987. Histoire et topologie de la Neo-Tethys. These de Doctorat Detat. L'Universite Pierre et Marie Curie, Paris, 569 p.
- McClusky, S., Balassanian, S., Barka, A.A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gürkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R.W., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadaria, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prelepin, M., Reilinger, R.E., Sanlı, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. Global positioning system constraints on plate

- kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus. *Jour. Geophys. Res.*, 105, 5685-5719.
- McCrea, J.M., 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *The Journal of Chemical Physics*, 18, 849–857.
- McKenzie, D. P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, 220, 239-343.
- McKenzie, D.P., 1969. Speculations on the consequence and causes of plate motions, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.*, 18, 1-32.
- McKenzie, D.P., 1970. Plate tectonics of the Mediterranean region, *Nature*, 220, 239-343.
- McKenzie, D.P., 1972. Active tectonics of Mediterranean region, *Geophys. J.R., Ast. Soc.*, 30, 109-185.
- McKenzie, D.P., 1976. The East Anatolian Fault. A major structure in Eastern Turkey. *Erath Planet. Sci. Lett.*, 29, 189-193, *Soc.*, 30, 109-185.
- Mercier, J.L., Sorel, D., and Vergely, P., 1989. Extensional tectonic regimes in the Aegean basins during the Cenozoic. *Basin Research*, 2, 49-71.
- Meredith, J.C., 1980. Diagenesis of Holocene-Pleistocene (?) travertine deposits, Fritz Creak, Clark County and Fall Creek, Bonneville County, Idaho. Univ. Houston, Master's Thesis, 263 p (unpub.)
- Mesci, B.L., 2004. Sıcak Çermik ve Yakın Yöresindeki (Sivas) Travertenlerin Gelişimi ve Aktif Tektonikle İlişkisi. Doktora Tezi, Sivas Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 245 s. (yayınlanmamış).
- Mesci, B.L., 2013a. Özgün Niteliklere Sahip Travertenler ve Önemleri: Sivas Yöresi Travertenlerinden Örnekler. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 56, 1, 23-37.
- Mesci, B.L., 2013b. Active Tectonics of the Ortaköy Fissure-Ridge-Type Travertines: Implications for the Quaternary Stress State of the Neotectonic Structures of the Central Anatolia, Turkey. *Geodinamica Acta*, 25, 12-25.
- Mesci, B.L., Gürsoy, H. and Tatar, O., 2008. The Evolution of Travertine Masses in the Sivas Area (Central Turkey) and Their Relationship to Active Tectonics. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, pp. 219-240.
- Michard, A., Whitechurch, H., Ricou, L. E., Montigny, R., Yazgan, E., 1984. Tauric subduction (Malatya-Elazığ Provinces) and its bearing on tectonics of the Tethyan realm in Turkey. eds: Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F., *The Geological Evolution of the Meditteranean*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* 17, 361-375.



- Muehlberger, W.R. and Gordon, M.B., 1987. Observation on the complexity of The East Anatolian Fault, Turkey. *Jour. Structural Geology*, 9/7, 899-903.
- Muehlberger, W.R., 1981. The splintering of the Dead Sea Fault Zone in turkey. *Yerbilimleri Derg.*, 8, 23-130.
- Mueller, S., Kahle, H. G. and Barka, A. A., 1997. Plate Tectonic Situation in the Anatolian-Aegean Region, ATNAMPP, 13-28.
- Muir-Wood, R., 1993. Neohydrotectonics. In: Neotectonics and active faulting (edited by Steward, I.S., Vita-Finzi, C. and Owen, L.A.) *Zeitschrift Geomorphologie Supplementary Voluma*, 94, 275-284.
- Nalbant, S.S., Mccloskey, J., Steacy, S. and Barka, A.A., 2002. Stress accumulation and increased seismic risk in Eastern Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 291-298.
- Okay, A.C., 1976. Mineralbilim, İ.Ü. Yayını.
- Oral, M.B., Reilinger, R. and Toksöz, R., 1992. Deformation of the Anatolian block as deduced from GPS measurements, *Transactions, American Geophysical Union*, EOS, 73, 120.
- Över S., Özden S. and Yılmaz, H., 2004b. Late Cenozoic stress evolution along the Karasu Valley, SE Turkey, *Tectonophysics* 380, 43–68.
- Över S., Özden S., Ünlügenç, U. C. and Yılmaz, H., 2004a. A synthesis: Late Cenozoic stress field distribution at northeastern corner of the Eastern Mediterranean, SE Turkey, *C. R. Geoscience* 336, 93–103.
- Özdemir, M.A. ve İnceöz, M., 2003. Doğu Anadolu Fay Zonu'nda (Karlıova-Türkoğlu arasında) akarsu ötelenmelerinin tektonik verilerle karşılaştırılması.. *Afyon Kocatepe Üniversitesi Sosyal Bilimler Dergisi*, 5, 1, 89-114.
- Özdemir, M.A., 1996. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Sincik (Adıyaman) ile Hazar Gölü arasındaki jeomorfolojik özellikleri. *Fırat Üniversitesi Sosyal Bilimler Derg.*, 8/1, 191-216.
- Özkan, Y.Z., (1983). Caferi volkanitlerinin kökeni sorununa jeokimyasal bir yaklaşım. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bült.*, 4, 53-58.
- Özkuş, M., 1988. Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimentolojik incelemeler. *Doktora Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bil. Enstitüsü*, 186 s.
- Özkuş, M., Gökgöz, A., and Horvatinčić, N., 2010. Depositional properties and geochemistry of Holocene perched springline tufa deposits and associated spring

- waters: A case study from the Denizli province, Western Turkey. In: Pedley, H.M. (Ed.), *Tufas and Speleothems: Unravelling the Microbial and Physical Controls*. The Geological Society, London. Special Publications 336, pp. 245–262.
- Özkul, M., Gökgöz, A., Kele, S., Baykara, M.O., Shen, C.-C., Chang, Y.-W., Kaya, A., Hançer, M., Aratman, C., Akın, T. and Örü, Z., 2014. Sedimentological and geochemical characteristics of a fluvial travertine: a case from the eastern Mediterranean region. *Sedimentology*, 61, 291–318.
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Forisz, I., Alçiçek, M.C. and Eros, A., 2009. Stable isotopic studies on travertines for paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction: A comparative study on the genesis of occurrences in Turkey and Hungary, TÜBİTAK Projesi, Proje No.106Y207.
- Özkul, M., Kele, S., Gökgöz, A., Shen, C.C., Jones, B., Baykara, M.O., Förisz, I., Nemeth, T., Chang, Y.W., and Alçiçek, M.C., 2013. Comparison of the Quaternary travertine sites in the Denizli Extensional Basin based on their depositional and geochemical data. *Sedimentary Geology*, 294, 179–204.
- Özkul, M., Varol, B. ve Alçiçek M.C., 2002. Denizli travertenlerinin petrografik özellikleri ve depolanma ortamları. *MTA Dergisi* 125, 13-29,
- Parlak, O. and Rızaoğlu, T., 2004. Geodynamic significance of granitoid intrusions in the southeast Anatolian orogeny (Turkey). *Proc 5th Int Eastern Mediterranean Geol. Symp, Thessaloniki, Greece, Abstracts*, p. 157.
- Parlak, O., 2004. Çelikhhan-Erkenek arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 99 s. (yayınlanmamış).
- Parlak, O., 2004. Çelikhhan-Erkenek arasında Doğu Anadolu Fayı'nın Özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, İstanbul Teknik Üniversitesi Avrasya Yer Bilimleri Enstitüsü, 99 s. (yayınlanmamış).
- Parlak, O., 2006. Geodynamic significance of granitoid magmatism in the southeast Anatolian Orogen: geochemical and geochronological evidence from Göksun–Afşin (Kahramanmaraş, Turkey) Region. *Int. J. Earth Sci.* 95, 609–627.
- Pedley, H.M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. *Sedimentary Geology*, 68, 143–154.
- Pentecost, A., 1993. British travertines: A review. *Proceedings of the Geologists Association*, V.104, p. 23-39.

- Pentecost, A., 2005. Travertine. Springer Verlag, 445p.
- Perinçek, D. and Çemen, İ., 1990. The structural relationship between the East Anatolian and Dead Sea fault zones in Southeastern Turkey. *Tectonophysics*, 172, 331-340.
- Perinçek, D., Günay, Y. ve Kozlu, H., 1987. Doğu ve Güneydoğu Anadolu bölgesindeki yanal atımlı faylar ile ilgili yeni gözlemler. *TPJD, Türkiye 7. Petrol Kong.*, 89-103.
- Poisson, A., 1984. The extension of the Ionian trough into SW Turkey. In: J. F. Dixon & A. H. Robertson Eds., *The geologic evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol. Soc. London Spec. Pub. 17, 241-249.
- Poisson, A., Akay, E., Dumont, J. F. and Uysal, S., 1984. Isparta Angle (W Taurids): A Mesozoic paleorift. In: O. Tekeli and C. Göncüoğlu Eds., *Geology of the Taurus belt*, sp. Pub. MTA, Ankara, 11-26.
- Reilinger, R., McClusky, S., Oral, B., King, R., Toksöz, M.N., Barka, A.A., Kinik, I., Lenk, O. and Sanlı, I., 1997. Global positioning system measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone, *J. Geophys. Res.*, 102, 9983-9999.
- Reilinger, R., McClusky, S., Paradissis, D., Ergintav, S. and Vernant, P., 2010. Geodetic constraints on the tectonic evolution of the Aegean region and strain accumulation along the Hellenic subduction zone, *Tectonophysics*, 488, 22-30.
- Reilinger, R., McClusky, S., Vernant, P., Lawrence, S., Ergintav, S., Cakmak, R., Ozener, H., Kadirov, F., Guliev, I., Stepanyan, R., Nadariya, M., Hahubia, G., Mahmoud, S., Sakr, K., ArRajehi, A., Paradissis, D., Al-Aydrus, A., Prilepin, M., Guseva, T., Evren, E., Dmitrova, A., Filikov, S. V., Gomez, F., Al-Ghazzi, R. and 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-Solid Earth*, 111 (B5): Art. B05411, 52 p.
- Reilinger, R., Oral, B., King, R., McClusky, S., Toksöz, N., Barka, A., Şahin, M., Özyaydm, D., Kınık, I., Şanlı, T., Prilepin, M., Balassanian, S., Kotzev, V., Georgiev, I., Tealeb, A., Melzer, Y. and Mencin, D., 1996. GPS measurements in the Eastern Mediterranean and Caucasus. *AGU Fall Meeting 1996*. G31A-08.
- Robertson, A. H. F., Ünlügenç, U., İnan, N. and Taşlı, K., 2004. Misis-Andrın Complex: melange formation related to closure and collision of the South-Tethys in S Turkey, *Journal of Asian Earth Sciences*, 22, 413-453.

- Robertson, A.H.F. and Grasso, M., 1995. Overview of the late Triassic-Recent tectonic and paleo-environmental development of the Mediterranean region, *Terra Nova*, 7, 114-127.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1–67.
- Robertson, A.H.F., Parlak, O., Rızaoğlu, T., Ünlüenç, U.C., İnan, N., Taslı, K., and Ustaömer, T., 2007. Tectonic evolution of the South Tethyan ocean: evidence from the Eastern Taurus Mountains (Elazığ region, SE Turkey). In Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 272, pp. 233–272.
- Robertson, A.H.F., Ünlüenç, U.C., İnan, N., and Taslı, K., 2004. The Misis–Andırın Complex: a Mid-Tertiary melange related to late-stage subduction of the southern Neotethys in S Turkey. *Journal of Asian Earth Science*, 22, 413–453.
- Rotstein, Y., 1984. Counterclockwise rotation of the Anatolian block, *Tectonophysics*, 108, 71-91.
- Seymen, İ. ve Aydın, A., 1972. Bingöl deprem fayı ve bunun Kuzey Anadolu Fayı ile ilişkisi. *MTA Bült.*, 79, 1-9.
- Sibson, R.H., Moore, J.McM. and Rankin, A.H., 1975. Seismic pumping a hydrothermal fluid transport mechanism. *Jour. Geol. Soc. London*, 131, 653-659.
- Smart, P.L., 1991. Uranium series dating. In: P.L. Smart and P.D. Francis (Eds.). *Quaternary dating Methods-a User's Guide*. Quart. Res. Assoc. Tech. Guide. 4, London, pp.45-83.
- Soysal, H., Sipahioğlu, D., Kolçak, D. ve Altınok, Y., 1981. Türkiye ve çevresinin deprem kataloğu (2100 B.C. to 1900 A.D.). TÜBİTAK Proje no: TBAG-311.
- Sungurlu, O., Perinçek, D., Kurt, G., Tuna, E., Dülger, S., Çelikdemir, E. ve Naz, H., 1985. Elazığ - Hazar - Palu alanının jeolojisi. *Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Dergisi*, 29, 83–191.
- Sweeting, M.M., 1973. *Karst landforms*. Columbia University press, Newyork, 172 p.
- Şaroğlu, F. and Yılmaz, Y., 1990. Tectonics of Karlıova triple Junction, *Bull.of the ITU*.
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: jeomorfoloji, tektonik volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeol. Kur. Bült.* 24/2, 39-50.

- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modellemeleri. MTA Bült., 107, 73-94.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, I., 1992a. Active Fault Map of Turkey. General Directorate of Mineral and Research Exploration of Turkey Publication, 1992.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. and Kuşçu, İ., 1992b. The East Anatolian fault zones of Turkey, *Annales Tectonicae*, 6, 99-125.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö. ve Boray, A., 1987. Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri. Rapor No: 8174 (yayınlanmamış), MTA, Ankara.
- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collision tectonics of the Turkish Iranian plateau and a comparison with Tibet, *Tectonophysics*, 55, 361-376.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey; a plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1983. Türkiye'de Tetisin evrimi: Levha tektoniği açısından bir yaklaşım. TJK, Yerbilimleri özel dizisi, 1.
- Şengör, A.M.C., 1979. On some 50 % extension in the Aegean area and its implications for orogenic reconstructions in the Taurides, *Rapp. Comm. Int. Mer. Mediterranean*, 25/26, 2a, 41-42.
- Şengör, A.M.C., 1980. Fundamentals of neotectonics of Turkey: TJK Conference Ser.2, 40p.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. and Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zone of tectonic escape: Turkey as a case study. In: "Strike-slip deformation, basin deformation and sedimentation". Edited by: K.T. Biddle&N. Christie-Blick. *Soc. Econ. Paleont. and Min. Spec. Publ.*, 37, 227-264.
- Tan, O., Pabuçcu, Z., Tapırdamaz, C., İnan, S., Ergintav, S., Eyidoğan, H., Aksoy, E. and Kuluöztürk, F., 2010. Aftershock study and seismotectonic implications of the 8 March 2010 Kovancılar (Elazığ, Turkey) earthquake (Mw= 6.1). *Active Tectonic Research Group (ATAG) Workshop 14, 3-6 November 2010, Adıyaman, Turkey, Abstracts*, p. 56.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C. and Yörük, A., 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey. *Turkish Journal Earth Science*, 17, 405-418.
- Tarhan, N., 1989. Hınıs-Varto (Erzurum-Muş) dolayının jeolojisi ve petrolojisi. Doktora tezi, İstanbul Üniversitesi, Fen Bilimleri Ens., Jeo. Müh. ABD., 181 s, İstanbul.

- Tarhan, N., 1997. 1: 100 000 Ölçekli açınınsama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları, Erzurum G31 (J45) paftası. MTA Genel Müdürlüğü Yayınları, No: 52.
- Tarhan, N., Yusufoglu, H., Bağırsakçı, S., Papak, İ. ve Karabalık, N., 1991. Bingöl-Karlıova-Yedisu dolayının jeolojisi ve petrolojisi, MTA Rap., 9448 (yayımlanmamış).
- Tatar, Y., 1987. Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve Landsat fotoğrafları üzerinde yapılan bazı gözlemler. Hacettepe Üniversitesi Yer Bilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 14, 295-308.
- Taymaz, T., Eyidoğan, H. and Jackson, J., 1991. Source parameters of large earthquakes in the East Anatolian Fault Zone (Turkey). *Geophys., Jour. Int.* 106, 537-550.
- Tekin, E., Ayyıldız, T., Turan, C. ve Öner A., 1999. Bakteriyal kökenli güncel pizoyid oluşumları. *Electron Microscopy*, 14. Ulusal Elektron Mikroskopi Kongresi Özel Kitabı/Abstract Book (Uluslararası Katılımlı), Bursa.
- Tekin, E., Kayabalı, K., Ayyıldız, T. and İleri, O., 2000. Evidence of microbiologic activity in modern travertines: Sıcak Çermik Geotermal Field, Central Turkey. *Carbonates and Evaporites*, Volume: 15, Number: 1, s.18-27.
- Tonbul, S. ve Özdemir, M.A., 1994. Doğu Anadolu Fayı'nın Palu civarında (Elazığ doğusu) jeomorfolojik birimlere yansımaları üzerine gözlemler. *A.Ü. Türkiye Coğrafyası, Araştırma ve Uygulama Merkezi Derg.*, 3, 275-290.
- Trifonov, V. G., Karakhanian, A. S. and Kozhurin, A. I., 1994. Major active faults of the collision area between the Arabian and Eurasian plates, In: Bolt, B. A., Amirbekian, R., (Eds.), *Continental Collision Zone Earthquakes and Seismic Hazard Reduction*, Proceedings of the International Conference at Yerevan-Sevan, 56-76, Armenia.
- Turan, M., 1993. Elazığ yakın civarındaki bazı önemli tektonik yapılar ve bunların bölgenin jeolojik evrimindeki yeri. *A. Suat Erk Jeoloji Semp. Bild.*, Ankara Üniversitesi Fen Fak. Jeoloji Bölümü, Ankara, 193-204.
- Turan, M., Aksoy, E. ve Bingöl, A.F., 1993. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. *Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri'nin 25. yılı sempozyumu bildirileri*, 15 – 18 Kasım, Ankara.
- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, A. F., 1995. Doğu Toroslar'ın jeodinamik evriminin Elazığ civarındaki özellikleri. *Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 7,2, 1-23.

- Tüysüz, O., Akyüz, S. ve Eyidoğan, H., 2003. 1 Mayıs 2003 Bingöl depremi, IV. Kuvaterner Çalışmayı Bildiri Özleri Kitabı.
- URL-1: [www.mta.gov.tr/v2.0/bolgeler/malatya\\_eng/index.php?id=deprensellik](http://www.mta.gov.tr/v2.0/bolgeler/malatya_eng/index.php?id=deprensellik). 10.03.2012
- URL-2: [www.egitimsitesi.org/adana-ceyhan-depremi-hakkinda-bilgi/](http://www.egitimsitesi.org/adana-ceyhan-depremi-hakkinda-bilgi/). 02.06.2013
- URL-3: [www.rizqigeos.blogspot.com.tr/2013/05/batuan-sedimen.html](http://www.rizqigeos.blogspot.com.tr/2013/05/batuan-sedimen.html). 15.06.2014
- Uysal, I. T., Feng, Y., Zhao, J., Işık, V., Nuriel, P. and Golding, S.D., 2009. Hydrothermal CO<sub>2</sub> degassing in seismically active zones during the late Quaternary, *Chemical Geology*, 265, 442-454.
- Uysal, T., Feng, Y., Zhao, J., Altunel, E., Weatherley, D., Karabacak, V., Cengiz, O., Golding, S.D., Lawrence, M.G. and Collerson, K.D., 2007. U-series dating and geochemical tracing of late Quaternary travertines in co-seismic fissures, *Earth and Planetary Science Letters*, 257, pp. 450-462.
- Üstündağ, Ş., 1996. Elazığ yöresindeki Karabakır Formasyonu kireçtaşlarının petrografik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bil. Enstitüsü, 39 s.
- Weed, W.H., 1887. Formation of travertine and siliceous sinter by the vegetation of hot springs. *U.S. Geol. Surv., Ninth Annual Report*.
- Westaway, R. and Arger, J., 1996. The Gölbaşı basin, southeastern Turkey: A complex discontinuity in a major strike-slip fault zone, *J. Geol. Soc., London*, 153, 729-743.
- Westaway, R. and Arger, J., 2001. Kinematics of the Malatya- Ovacık Fault Zone. *Geodinamica Acta*, 14, 103-131.
- Westaway, R., 1994. Present-day kinematics of the Middle East and eastern Mediterranean. *Jour. Geophys. Res.*, 99/B6, 12,071-12090.
- Westaway, R., 2003. Kinematics of the Middle East and Eastern Mediterranean Updated, *Turkish J. Earth Sci. J.*, 12, 5-46.
- Westaway, R., 2004. Kinematic consistency between the Dead Sea Fault Zone and the Neogene and Quaternary left-lateral faulting in SE Turkey, *Tectonophysics*, 391, 203-237.
- Westaway, R., 2006. Late Cenozoic extension in southwest Bulgaria: a synthesis. In: Robertson, A. H. F., Mountrakis, D. (Eds.), *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region*, Geological Society, London, Special Publications, vol. 260, pp. 557–590.
- Wyatt, A. (ed.), 1986. *Challinor's Dictionary of Geology* (6<sup>th</sup> Edition). University of Wales Press, Cardiff, pp. 374.

- Yalçın (2013), "Investigation of the Subsurface Geometry of Fissure-Ridge Travertine with GPR, Pamukkale, Western Turkey. *Journal of Geophysics and Engineering*, 10 (3), pp. 10.
- Yazgan, E., and Chessex, R., 1991. Geology and Tectonic Evolution of the Southeastern Taurides in the region of Malatya. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni*, 3, 1–42.
- Yılmaz, Y., 1978. Gevaş (Van) dolayında Bitlis masifi/ofiyolit ilişkisi, Türkiye Dördüncü Petrol Kongresi Tebliğleri, Ankara, 83-93.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş., Can, Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. and Elmas, A., 2000. Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London. Special Publications, 173, 353-384.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F., Güner and Y., 1987. Initiation of neomagmatism in East Anatolia, *Tectonophysics*, 134, 177-199.
- Yılmaz, Y., Yiğitbaş, E., and Genç, Ş.C., 1993. Ophiolitic and metamorphic assemblages of southeast Anatolia and their significance in the geological evolution of the orogenic belt. *Tectonics*, 12, 1280–1297.
- Yönlü, Ö., 2012. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Gölbaşı (Adıyaman) İle Karataş (Adana) Arasındaki Kesiminin Geç Kuvaterner Aktivitesi. Doktora Tezi, Eskişehir Osmangazi Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 438 s. (yayınlanmamış).
- Yurtmen, S., Rowbotham, G., İşler, F. and Floyd, P.A., 2000. Petrogenesis of basalts from Southern Turkey: The Plio-Quaternary volcanism to the North of İskenderun Gulf. Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London, special Publications, 173, 489-512.
- Yürür, M.T. and Chorowicz, J., 1998. Recent volcanis, tectonics and plate kinematics near the junction of the African, Arabian Anatolian plates in the eastern Mediterranean. *Jour. Volcanology and Geothermal Res.*, 85, 1-15.
- Zengin, E., 2005. Adıyaman Fay Zonu'nun kuzeydoğu bölümünün sismotektonik özellikleri. Yüksek lisans tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü (yayımlanmamış), 90 s.



## ÖZGEÇMİŞ

1981 yılında Elazığ'da doğdu. Lise eğitimini Elazığ'da tamamladı. 2004 yılında Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden "Jeoloji Mühendisi"; 2007 yılında Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalı'ndan "Jeoloji Yüksek Mühendisi" ünvanıyla mezun oldu. 2009 yılından beri Fırat Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde Arş. Gör. olarak çalışmaktadır. 2007-2014 yılları arasında "Doğu Anadolu Fay Sistemi'nin Kuzeydoğu bölümündeki Travertenlerin Neotektonik Önemi" adlı doktora tez çalışmasını yürütmüştür.