

**PAMUKKALE ÜNİVERSİTESİ FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ**

**DENİZLİ HAVZASINDAKİ FAYLARIN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ  
(GB TÜRKİYE)**

**DOKTORA TEZİ  
Savaş TOPAL**

**Anabilim Dalı : Jeoloji Mühendisliği**

**Programı : Genel Jeoloji**

**Tez Danışmanı: Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL**

**Şubat-2012**

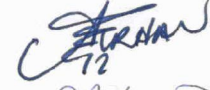
## DOKTORA TEZ ONAY FORMU

Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü 071647003 nolu öğrencisi Savaş TOPAL tarafından hazırlanan “**DENİZLİ HAVZASINDAKİ FAYLARIN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ (GB TÜRKİYE)**” başlıklı tez tarafımızdan okunmuş, kapsamı ve niteliği açısından bir Doktora tezi olarak kabul edilmiştir.

**Tez Danışmanı :** Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL (PAÜ)  
(Jüri Başkanı)



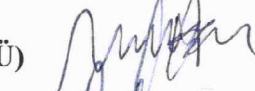
**Jüri Üyesi:** Prof. Dr. Erhan ALTUNEL (ESOGÜ)



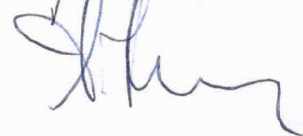
**Jüri Üyesi :** Prof. Dr. Serdar AKYÜZ (İTÜ)



**Jüri Üyesi :** Yrd. Doç. Dr. Mete HANÇER (PAÜ)



**Jüri Üyesi :** Yrd. Doç. Dr. Ali KAYA (PAÜ)

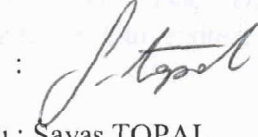


Pamukkale Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Yönetim Kurulu'nun 29/02/2012 tarih ve ...0.6.125... sayılı kararıyla onaylanmıştır.

  
Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürü  
Prof. Dr. Nuri KOLSUZ

Bu tezin tasarımı, hazırlanması, yürütülmesi, araştırmalarının yapılması ve bulgularının analizlerinde bilimsel etiğe ve akademik kurallara özenle riayet edildiğini; bu çalışmanın doğrudan birincil ürünü olmayan bulguların, verilerin ve materyallerin bilimsel etiğe uygun olarak kaynak gösterildiğini ve alıntı yapılan çalışmalara atfedildiğine beyan ederim.

İmza :



Öğrenci Adı Soyadı : Savaş TOPAL

## ÖNSÖZ

Bu çalışmada. Denizli havzasını sınırlayan fayların taban bloklarında gelişen vadilerde morfometrik hesaplamalar ve yorumları üzerinde durulmuştur. Bu amaçla, havzayı sınırlayan Honaz, Babadağ ve Pamukkale fayları boyunca seçilen vadilerde, sayısal yükseklik modeli üzerinde, morfometrik hesaplamalar yapılmıştır. Ayrıca drenaj alanı asimetrisi (AF) ve topografik simetri faktöründen (T) yararlanarak faylar segmentlere ayrılmıştır. Bu çalışmanın gerçekleşmesinde katkıda bulunan tez danışmanı Prof. Dr. Mehmet ÖZKUL, jüri üyeleri Prof. Dr. Serdar AKYÜZ, Prof. Dr. Erhan ALTUNEL, Yrd. Doç. Dr. Mete HANÇER ve Yrd. Doç. Dr. Ali KAYA'ya, tez süresince katkılarını esirgemeyen Prof. Dr. Gürol SEYİTOĞLU'na, depremsellik bölümünün hazırlanmasında yardımcı olan Yrd. Doç. Dr. Bülent KAYPAK'a ve bu tez çalışmasını destekleyen Pamukkale Üniversitesi Bilimsel Araştırma Projeleri Birimi'ne teşekkür ederim.

Şubat 2012

Savaş TOPAL  
(Jeoloji Yük. Müh.)



## İÇİNDEKİLER

### Sayfa

<b>ÖZET</b> .....	<b>xii</b>
<b>SUMMARY</b> .....	<b>xiii</b>
<b>1. GİRİŞ</b> .....	<b>1</b>
1.1 Tezin Amacı.....	1
1.2 Literatür Özeti .....	1
1.3 Materyal ve Metod .....	5
1.3.1 Büro çalışmaları .....	5
1.3.2 Saha çalışmaları .....	5
1.3.3 Laboratuvar çalışmaları .....	5
1.4 Önceki Çalışmalar .....	5
<b>2. TEKTONİK JEOMORFOLOJİDE MORFOMETRİK ANALİZLER</b> .....	<b>10</b>
2.1 Morfometrik Analiz Yaklaşımı .....	11
2.2 Aktif Tektonikte Jeomorfolojik İndisler .....	12
2.2.1 Hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (Hi).....	12
2.2.2 Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL).....	14
2.2.3 Üçgen yüzey (façeta) indeksi (Pf) .....	17
2.2.4 Dağ önü sinüslük oranı (Smf) .....	20
2.2.4.1 Dağ önü sinüslük oranı için dağ önü seçimi .....	21
2.2.5 Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı (Vf).....	22
2.2.5.1 Vadi profili seçimi.....	23
2.2.6 Drenaj havzası şekli indeksi ( <i>B<sub>s</sub></i> ) .....	24
<b>3. DENİZLİ HAVZASINDAKİ FAYLARIN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ</b> .....	<b>26</b>
3.1 Honaz ve Civarının Jeolojik Özellikleri ve Tektonik Jeomorfolojisi.....	27
3.1.1 Stratigrafi .....	27
3.1.1.1 Taban blok .....	28
3.1.1.2 Tavan blok .....	30
3.1.2 Honaz fayının tektonik özellikleri .....	33
3.1.3 Honaz ve civarının tektonik jeomorfolojisi .....	34
3.2 Babadağ ve Civarının Jeolojik Özellikleri ve Tektonik Jeomorfolojisi .....	45
3.2.1 Stratigrafi .....	45
3.2.1.1 Taban blok .....	45
3.2.1.1.1 Menderes masifi.....	45
3.2.1.1.2 Likya napları.....	47
3.2.1.2 Tavan blok .....	48
3.2.1.2.1 Sazak formasyonu .....	49
3.2.1.2.2 Kolankaya formasyonu .....	49
3.2.1.2.3 Kuvaterner yaşlı çökeller.....	51
3.2.3 Babadağ ve civarının tektonik jeomorfolojisi .....	53

3.3 Pamukkale ve Civarının Jeolojik Özellikleri ve Tektonik Jeomorfolojisi.....	65
3.3.1 Stratigrafi .....	65
3.3.1.1 Neojen öncesi temel birimler .....	65
3.3.1.2 Neojen yaşlı çökeller (Denizli grubu) .....	65
3.3.1.2.1 Kızılburun formasyonu .....	65
3.3.1.2.2 Sazak formasyonu .....	67
3.3.1.2.3 Kolankaya formasyonu .....	67
3.3.1.3 Kuvaterner yaşlı çökeller .....	68
3.3.1.3.1 Travertenler .....	68
3.3.1.3.2 Alüvyal yelpazeler .....	69
3.3.1.3.3 Alüvyonlar .....	69
3.3.2 Pamukkale fay zonu .....	71
3.3.3 Pamukkale ve civarının tektonik jeomorfolojisi .....	73
<b>4. AF VE T İNDEKSLERİNE GÖRE FAYLARIN SEGMENTLERE</b>	
<b>AYRILMASI.....</b>	<b>86</b>
4.1 Drenaj Alanı Asimetrisi (AF) .....	86
4.2 Topografik Simetri Faktörü (T) .....	87
4.3 Fayların Segmentlere Ayrılması.....	88
4.3.1 Honaz fayı.....	90
4.3.2 Babadağ fayı .....	91
4.3.3 Pamukkale fayı .....	93
<b>5. DENİZLİ HAVZASININ DEPREMSELLİĞİ.....</b>	<b>95</b>
5.1 Tarihsel Dönem Depremleri.....	95
5.2 Aletsel Dönem Depremleri .....	96
<b>6. TARTIŞMALAR.....</b>	<b>103</b>
6.1 Segment Ayrımı Ve Adlandırılması .....	103
6.2 AF İndeksine Göre Ayrılan Segmentlerin Aktifliği .....	105
<b>7. SONUÇLAR.....</b>	<b>113</b>
<b>KAYNAKLAR.....</b>	<b>118</b>
<b>EKLER.....</b>	<b>125</b>

## KISALTMALAR

<b>Hi</b>	: Hipsometrik integral
<b>SL</b>	: Akarsu uzunluk-gradyan indeksi
<b>Smf</b>	: Dağ önu sinüslük oranı
<b>Vf</b>	: Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı
<b>Bs</b>	: Drenaj havzası şekli
<b>AF</b>	: Drenaj alanı asimetrisi
<b>T</b>	: Topografik simetri faktörü

## **TABLO LİSTESİ**

### **Tablolar**

<b>4.1</b> : Çalışma alanında hesaplanan AF indeks verileri.....	94
<b>5.1</b> : Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen tarihi depremler.....	95
<b>6.1</b> : Denizli havzasını sınırlayan faylardaki segment ayrımı ve adlamaları. ...	104
<b>6.2</b> : Faylar boyunca vadi drenaj alanlarındaki morfolojik analiz sonuçları. .	116

## ŞEKİL LİSTESİ

### Şekiller

1.1 : a) Çalışma alanının yer bulduru haritası, b) Denizli havzası ve diğer Batı Anadolu havzalarını gösteren jeolojik harita. ....	4
1.2 : Denizli Havzası'nda yapılan önceki çalışmalarda kullanılan formasyon isimleri ve yaşları .....	9
2.1 : Havza tabanından hipsometrik eğri elde edilmesi. ....	14
2.2 : a) Akarsu profili boyunca SL indeksi ölçüm aralıkları, b) değerleri. ....	16
2.3: a) Hızlı deformasyon sonucu oluşan dağönü çizgisi, geniş faylar ve küçük yelpazeler, b) yavaş deformasyon sonucu oluşan yükselmenin neden olduğu yan yüzeyler ve geniş yelpazeler oluşturur. ....	18
2.4 : Dairesel ve uzun tabanlar .....	19
2.5 : Yaşlı ve genç üçgen yüzeylerin dağ önlerine göre konumlanması. ....	20
2.6 : Dağ önü sinüslük oranının hesaplanması .....	22
2.7 : Vadi zemin genişliğinin yüksekliğe oranını hesaplamak. ....	23
2.8 : Bir havzada vadi profili için seçilen yerler ve değerleri .....	24
2.9 : Bir drenaj havzasının planimetrik şeklinin tanımlanması. ....	25
3.1 : Denizli havzasını jeolojik haritası ve havzayı sınırlayan faylar .....	27
3.2 : Honaz ve civarının jeoloji haritası .....	29
3.3 : Honaz Fayının taban bloğundaki Triyas yaşlı kireçtaşları, Honaz ilçe merkezi güneyi .....	30
3.4 : Geç Miyosen-geç Pliyosen yaşlı gölsel çökeller, Ovacık'ın kuzeyi .....	31
3.5 : Açılma sırtı travertenler, Obruk tepe .....	32
3.6 : Honaz ve civarının stratigrafik dikme kesiti .....	33
3.7 : Honaz Fayı'nın düzlemi ve sağ yanal bileşeni gösteren fay çizikleri ve fay düzlemi .....	34
3.8 : Honaz fayı üzerinde morfometrik indislerin hesaplanmasında kullanılan vadiler .....	35
3.9 : A vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri. ....	37
3.10 : B vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri. ....	37
3.11 : C vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri. ....	38
3.12 : D vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri. ....	38
3.13 : E vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri. ....	39
3.14 : Honaz fayı boyunca Smf indeksinin hesaplandığı alanlar ve değerleri. ....	41
3.15 : A ve B drenaj havzalarında seçilen 4 ayrı alanda hesaplanan Vf indeks değerleri ve vadi profilleri. ....	42
3.16 : C ve D drenaj havzalarında seçilen 4 ayrı alanda hesaplanan Vf indeks değerleri ve vadi profilleri. ....	42

3.17 : E drenaj havzasında seçilen 4 ayrı alanda hesaplanan Vf indeks değerleri ve vadi profilleri .....	43
3.18 : Seçilen 5 ayrı vadede hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri .....	44
3.19 : Denizli-Babadağ arasının jeolojik haritası .....	46
3.20 : Babadağ ve civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti .....	48
3.21 : Sazak formasyonunun üst kısmını oluşturan jipsli halit çökelleri .....	48
3.22 : Kolankaya formasyonundaki marnlar (Ahıllı marn üyesi) ve çakıllaşları (Mollaahmetler çakıllaşı üyesi) arasındaki faylanma .....	49
3.23 : Mollaahmetler çakıllaşlarında, Babadağ fayına doğru gelişen tiltlenmeler .....	50
3.24 : Babadağ fayı önünde gelişen Kelleci çakıllaşları .....	51
3.25 : Babadağ fayı boyunca morfometrik analiz için seçilen vadiler .....	52
3.26 : A vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	53
3.27 : B vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	54
3.28 : C vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	54
3.29 : D vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	55
3.30 : E vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	55
3.31 : F vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	56
3.32 : G vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	56
3.33 : Babadağ fayının oluşturduğu dağ önü sinüslük oranı (Smf indeksi) için seçilen 3 farklı alanda hesaplanan değerler .....	57
3.34 : A vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	58
3.35 : B vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	59
3.36 : C vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	59
3.37 : D vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	60
3.38 : E vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	60
3.39 : F vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	61
3.40 : G vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri .....	61
3.41 : Seçilen A, B, C ve D vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri .....	62
3.42 : Seçilen E, F ve G vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri .....	63
3.43 : Pamukkale ve civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti .....	66
3.44 : Pamukkale ve çevresinin jeoloji haritası .....	70
3.45 : Neojen öncesi temel birimlerle Denizli grubu arasında sınır oluşturan Pamukkale fayı (Karahayıt segmenti) .....	72
3.46 : Pamukkale Fayı boyunca morfometrik analiz için seçilen vadiler .....	73
3.47 : A vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	75
3.48 : B vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	75
3.49 : C vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	76
3.50 : D vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	76

3.51 : E vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	77
3.52 : F vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.....	77
3.53 : G vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri .....	78
3.54 : Babadağ fayının oluşturduğu dağ önü sinüslük oranı (Smf indeksi) için seçilen 3 farklı alanda hesaplanan değerler .....	79
3.55 : A vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	80
3.56 : B vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	81
3.57 : C vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	81
3.58: D vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	80
3.59 : E vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	82
3.60 : F vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	83
3.61 : G vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.....	83
3.62 : Seçilen A, B ve C vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.....	84
3.63 : Seçilen D, E, F ve G vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.....	85
4.1 : Sola doğru tiltlenmiş bir asimetri faktörünün etkisini gösteren blok diyagram .....	87
4.2 : Tek bir akarsu segmanı için drenaj-tabanı enine topografik asimetri vektörü hesap örneği.....	88
4.3 : Normal faylarda taban blokta gelişen vadilerdeki eğimlenmeler. a) Max çökmenin ortada geliştiği normal fayların taban bloğundaki vadilerdeki eğimlenmeler, b) Max çökmenin fayın kenar kısımlarına yakın bölgelerde geliştiği, çarpıtılmış normal fayların taban bloğundaki vadilerdeki eğimlenmeler .....	89
4.4 : Honaz fayının AF indeksine göre segmentlere ayrılmasında kullanılan teorik model .....	90
4.5 : Honaz fayının AF ve T indekslerine göre segmentlere ayrılması .....	91
4.6 : Babadağ fayının AF ve T indekslerine göre segmentlere ayrılması .....	92
4.7 : Pamukkale fayının AF ve T indekslerine göre segmentlere ayrılması .....	93
5.1 : Denizli ve çevresinde M.S.60-2006 dönemindeki en az 3,0 (Md) büyüklüğündeki depremler.....	96
5.2 : Denizli ve çevresinde aletsel dönemde meydana gelmiş depremlerin faylanma mekanizması çözümleri.....	97
5.3 : Denizli ve çevresinde 1900-2006 yılları arasındaki 3,0 (Md) büyüklüğündeki depremlerin dağılımları. a) Yıllara göre deprem oluş sayıları (N), b) 1900-1970 dönemindeki depremlerin episantr dağılımı, c) 1971-2006 dönemindeki depremlerin episantr dağılımları .....	98

<b>5.4</b> : Denizli Havzası'na yerleştirilen sismik gözlem ağı istasyonlarının dağılımı ve kaydedilen 635 adet depremin enlem-boylam kesitleri .....	100
<b>5.5</b> : Denizli ve çevresi için etkinlik ve yığımsal etkinlik dönemlerine göre yıllık büyüklük-frekans ilişkisi değişimi. M,büyükük; N, deprem oluş sayısını; r, ilişki katsayısıdır. a), b) En az 3,0 (Md) büyüklüğündeki depremlere göre sırasıyla etkinlik ve yığımsal etkinlik dönemleri. c), d) Büyüklük-frekans fonksiyonlarının karşılaştırılması. Rakamlar, dönem numaralarıdır. e), f) a değerleri değişimi ve karşılaştırılması. g), h) b değerleri değişimi ve karşılaştırılması .....	101
<b>6.1</b> : Honaz fayının Honaz segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	105
<b>6.2</b> : Honaz fayının Aşağıdağdere segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	106
<b>6.3</b> : Babadağ fayının Demirli segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	107
<b>6.4</b> : Babadağ fayının Yeniköy segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	107
<b>6.5</b> : Babadağ fayının Göveçlik segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	108
<b>6.6</b> : Babadağ fayının Kadılar segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	108
<b>6.7</b> : Babadağ fayının Yeşilköy segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	109
<b>6.8</b> : Babadağ fayının Gökpınar segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	109
<b>6.9</b> : Pamukkale fayının Gölemezli segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	110
<b>6.10</b> : Pamukkale fayının Akköy segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	111
<b>6.11</b> : Pamukkale fayının Eldenizli segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri .....	112



## ÖZET

### DENİZLİ HAVZASINDAKİ FAYLARIN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ (GB TÜRKİYE)

Denizli Havzası kuzeyden Pamukkale, güneyden Babadağ ve Honaz faylarıyla sınırlı olan bir çöküntü alanıdır. Havzayı sınırlayan bu faylar boyunca ve taban blokta yer alan vadilerde morfolojik hesaplamalar yapılmıştır. Honaz, Babadağ ve Honaz fayları boyunca seçilen vadilerin enine profilleri V şekilli olup, genellikle dar ve derin deşilmiş vadilerdir. Vf indeksi değerleri de bunu desteklemektedir. Vf değerlerinin seçilen vadilerde düşük değerlere sahip olması bölgede tektonik olarak aktif bir yükselmeyi göstermektedir. Bs indeks değerlerinin de düşük olması, vadilerin dar ve uzunlamasına geliştiğini göstermekte, bu da Vf indeksi verileriyle birbirlerini desteklemektedirler. Faylar boyunca hesaplanan Smf indeks değerleri 1'e yakın olduğundan dolayı, fayların önünün düz şekilde geliştiğini ve fayların aktivitesini sürdürdüğünü göstermektedir. Yapılan hesaplamalarda, Babadağ ve Pamukkale faylarına göre Honaz Fayı'nın daha aktif olarak hesaplanması Denizli havzası'nın doğuya doğru genişlediğinin bir kanıtı olarak ortaya koyulmuştur. Vadi tabanlardaki eğimlenmeyi (tiltlenme) gösteren drenaj alanı asimetrisi (AF) ve topografik simetri faktörü (T) verileri kullanılarak yapılan Honaz, Babadağ ve Pamukkale faylarında segment ayrımı yapılmıştır. Yapılan segment ayrımına göre, Honaz Fayı 2 farklı (Honaz ve Aşağıdağdere segmentleri), Babadağ Fayı 6 farklı (Demirci, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy ve Gökınar segmentleri) ve Pamukkale Fayı 3 farklı (Gölemezli, Akköy ve Eldenizli segmentleri) segmente ayrılmıştır. Denizli Havzası'ndaki fayların aktifliğinin belirlenmesinde kullanılan, tarihsel ve aletsel deprem verileri, sıcak su çıkışları ve güncel traverten oluşumları gibi verilerin yanında morfolojik yaklaşımlarında kullanılarak, hesap yöntemleriyle fayın aktifliğinin belirlenmesi, fayların segmentlere ayrılması daha önce elde edilen verilerle denetlenerek desteklenmiştir.

Anahtar Kelimeler: Denizli Havzası, tektonik jeomorfoloji, fay segmenti, deprem

## SUMMARY

### TECTONIC GEOMORPHOLOGY OF FAULTS IN THE DENIZLI BASIN (SW TURKEY)

Denizli Basin is a collapse area which is limited by Pamukkale on the north and Babadağ and Honaz Faults on the south. Some morphometric calculations have been performed along these faults that limit the basin and in the valleys that take place in the base block. The transverse profiles of the valleys chosen along Honaz, Babadağ and Honaz Faults are V-shaped, usually narrow and deepened valleys. Vf index values also support this. The fact that the Vf values are low in the chosen valleys show a tectonically active rise in the area. The fact that the Bs index values are low as well show that the valleys have developed narrow and longitudinal which supports each other with the Vf index data. Since Smf index values calculated along the faults are close to 1, it points out that the front parts of the faults have developed smoothly and that the faults are still active. According to the calculations performed, the result that Honaz Fault has been found out to be more active than Babadağ and Pamukkale Faults have been suggested to prove that Denizli Basin is enlarging towards the east. By using drain region asymmetry (AF) and topographic symmetry factor (T) data that show the declivity (tilt) in the valley basin, segment separation has been performed for Honaz, Babadağ and Pamukkale Faults. According to this segment separation, Honaz Fault has been divided into 2 different (Honaz and Aşağıdağdere) segments, Babadağ Fault has been divided into 6 different (Demirci, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy and Gökpinar) segments while Pamukkale Fault is divided into 3 different (Gölemezli, Akköy and Eldenizli) segments. Determination of the activity of the fault with calculation methods and the separation of faults into segments by using morphometric approaches as well as historical and instrumentational earthquake data, hot water sources and current travertine constitution data, which are used for conditioning the fault activity in Denizli Basin, have been supported by the previous data.

Keywords: Denizli Basin, tectonic geomorphology, fault segmentation, earthquake

# 1. GİRİŞ

## 1.1 Tezin amacı

Denizli Havzası'nda son yıllarda tektonik, sedimantolojik ve paleosismolojik çalışmalar yapılmasına rağmen havza kenarlarında ve içinde bulunan önemli fayların morfo-tektonik özellikleri ortaya konmamıştır. Havzada KB-GD ve D-B uzanımlı birçok fay sistemi bulunmaktadır. Özellikle havzanın kenar fayları olan ve geçmişte yıkıcı depremler üreten Honaz, Babadağ ve Pamukkale fayları için morfometrik hesaplamalar yapılacaktır. Bu fayların taban bloklarında seçilen vadiler için hipsometrik integral ( $H_i$ ), vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı ( $V_f$ ), havza asimetrisi ( $B_s$ ), drenaj alanı asimetrisi ( $A_F$ ), topografik simetri faktörü ( $T$ ) ve faylar boyunca da dağ önü sinüslülük oranı gibi indisler hesaplanacaktır. Morfometrik hesaplamalar, tarihsel ve aletsel dönemdeki deprem verileri incelenerek, Denizli Havzası'nı sınırlayan fayların aktifliği, havzadaki genişlemenin devam edip etmediği tartışılacaktır.

## 1.2 Literatür özeti

Batı Anadolu bölgesi Oligosen sonu-Miyosen başlangıcı ile birlikte, K-G yönlü genişleme etkisinde kalmış, dünyanın en aktif genişlemeli bölgelerinden biridir (Seyitoğlu ve Scott 1991). Ancak bazı araştırmacılar bu genişleme yönünün değişken olabileceğini (KB-GD ve KD-GB) öne sürmüşlerdir (Koçyiğit 1984, Zanchi ve diğ. 1993). Bölgede genişlemeli tektonik rejim ile oluşan ve normal faylarla kontrol edilen yaklaşık D-B gidişli (Edremit, Bakırçay, Kütahya, Simav, Alaşehir (Gediz), Küçük Menderes, Büyük Menderes, Gökova, Karacasu, Denizli) ve K-gidişli (Gördes, Demirci, Selendi, Uşak-Güre, Bozdoğan) çok sayıda graben bulunmaktadır (Şekil 1.1.b).

Ege bölgesindeki gerilmenin başlangıcı, yaşı ve oluşum evreleri hakkında çeşitli araştırmacılar tarafından değişik modeller ortaya konmuştur. Bunlar:

**Tektonik kaçma modeli:** Dewey ve Şengör'e (1979) göre Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı'nın sınırlandığı Anadolu Bloğu'nun batıya kaçıışı Geç Serravaliyen'den (12 my) günümüze kadar devam etmektedir. Bu modele göre Arabistan levhası Avrasya Levhası'yla Güneydoğu Anadolu'da Bitlis Kenet Kuşağı boyunca çarpışmasından sonra Anadolu Levhası önce kalınlaşmaya başlamış daha sonra da Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fayları boyunca batıya doğru hareket etmeye başlamıştır. Bu hareketin sonucu olarak da Batı Anadolu'da D-B yönlü bir sıkışma buna karşılık K-G yönlü bir genişleme meydana gelmiştir (Şengör ve Kidd 1979, Şengör ve Yılmaz 1981, Şengör ve diğ. 1984).

**Yay ardı açılma modeli:** Bu model Le Pichon ve Angelier (1979) tarafından savunulmaktadır. Modele göre Afrika Levhası'nın kuzey kenarının, Helenik Yay boyunca kuzeye dalması ve dalan levhanın dönme noktasının geriye hareketiyle (roll-back) üst levhada bir genişleme yaratması sonucu, Ege bölgesinde Geç Serravaliyen-Tortoniyen'de K-G yönlü kabuksal bir genişleme olmuştur.

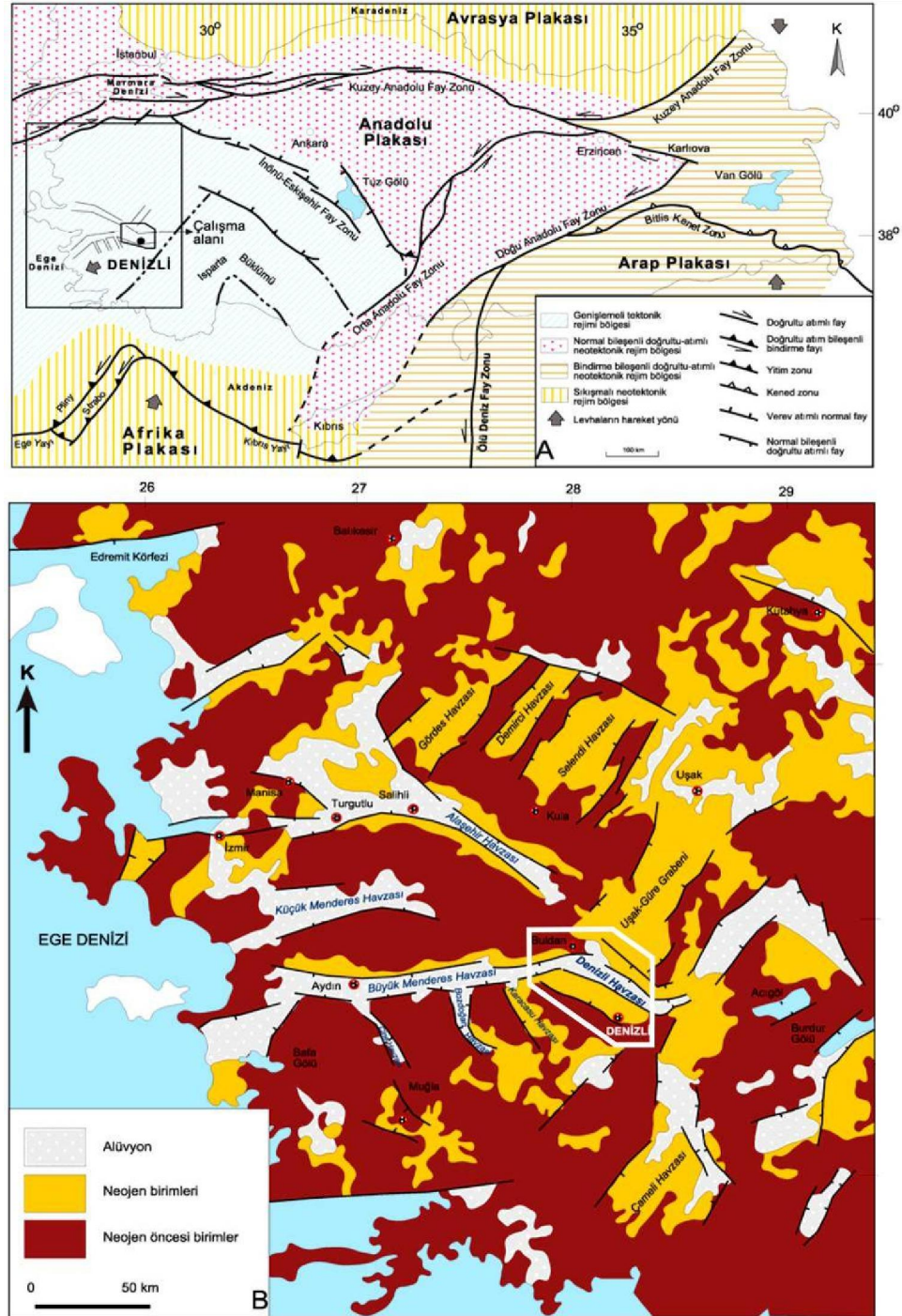
**Orojenik çökme modeli:** Bu model Ege bölgesi için Dewey (1988) tarafından Geç Miyosen'de görülen genişlemeli tektoniği açıklamak için önerilmiştir. Ancak Seyitoğlu ve Scott (1991, 1992) ve Seyitoğlu (1996) Batı Anadolu'da D – B gidişli grabenler ve diğer havzalardan elde ettikleri palinolojik ve izotopik yaş verileri ile genişleme tektoniğinin başlangıcını Erken Miyosen olarak belirlemişlerdir. Bu zaman dilimi, hem tektonik kaçma modelinin neden/sonuç ilişkisine hem de yay ardı açılma modelinin Le Pichon ve Angelier (1979) tarafından öne sürülen zamanlamasına uymamaktadır. Sonuç olarak Paleosen'deki çarpışma sonucu İzmir-Ankara-Erzincan-Neotetis Keneti boyunca Anadolu Levhası'nın kısıp kalınlaşmasıyla, Geç Oligosen-Erken Miyosen'de aşırı kalınlaşan kabuğun yayılması sonucu genişlemeli tektonik rejimin başladığı belirtilmiştir. Değişik araştırmacılar tarafından, yukarıda anlatılan üç modeldeki bilgiler temel alınarak aşağıdaki iki model ortaya konulmuştur.

**İki evreli genişleme modeli:** Koçyiğit ve diğ. (1999) ve Koçyiğit (2000) tarafından savunulan bu modelde Batı Anadolu'da genişlemenin iki evreli olarak meydana geldiği öne sürülmüştür. Birinci evre, Miyosen-Erken Pliyosen olup bu evrede grabenlerin oluşumunda "orojenik çökme" rol oynamış ve ikinci evre olan Pliyosen-Kuvaterner'de ise Anadolu bloğunun batıya kaçıışı ile ilgili olarak gerçekleşen K-G doğrultulu açılmanın ikinci safhası meydana gelmiştir.

**Çekirdek kompleksi modeli:** Batı Anadolu'da Menderes Masifi'nin bir çekirdek kompleksi olduğu Verge (1993) ve Bozkurt ve Park (1994) tarafından belirtilmiş olsa da kapsamlı bir model Ring ve diğ. (2003) tarafından öne sürülmüştür. Ring ve diğ.'de (2003) Menderes Masifi'ni güneye eğimli Likya Sıyrılma Fayı ve kuzeye eğimli Simav Sıyrılma Fayı (Işık ve diğ. 1997, Işık ve Tekeli 2001) ile Oligosen'de simetrik çekirdek kompleksi olarak tanımlar. Orta Menderes Masifi ise kuzey ve güney Sıyrılma Fayları ile yine simetrik olarak yüzeyler (Ring ve diğ. 2003). Buna karşın Seyitoğlu ve diğ. (2004) Menderes Masifi'ni Oligosen'de bir asimetrik çekirdek kompleksi olduğunu belirtir. Ana ayrılma fayı kuzeye eğimli Datça-Kale Fayı'dır ve düşen blokta Oligosen Kale Havzası gelişmiştir. Datça – Kale ana ayrılma fayının bükülerek yükselmesi sonucu Erken Miyosen'de Menderes Masifi yüzeyler ve bu fayın kuzeydeki parçası Simav Sıyrılma Fayı'dır. Dom şeklini almış olan masif Erken Miyosen'de kuzeye eğimli Alaşehir Fayı ve güneye eğimli Büyük Menderes Fayı ile parçalanır ve bunların dönerek düşük açılı hale gelmeleri ile Pliyosende bu sefer simetrik çekirdek kompleksi şeklinde orta Menderes Masifi yüzeyler (Seyitoğlu ve diğ. 2004).

Batı Anadolu Neojen havzalarının oluşumu ve gelişimi konusunda tartışmalı olan en önemli unsur; bölgenin, yukarıda belirtilen, başlıca üç bölgesel jeodinamik etken (orojenik çökme, yayardı genişleme ve tektonik kaçma) tarafından nasıl denetleniyor olduğunun ortaya konmuş olmamasından kaynaklanmaktadır. Bölgedeki farklı havzalarda elde edilen bulguların çoğu zaman birbiri ile uyumlu olmayışı, bölgeyi etkileyen bu jeodinamik etkenlerin gelişimini olduğu kadar yerleşim zamanını da belirsiz kılmıştır (Alçıçek ve diğ, 2007). Ayrıca, Menderes masifinin yüzeylemesi ile ilgili yapılan güncel çalışmalar, bölgedeki K-G yönlü genişlemeli tektoniğin Oligosen'de başladığını göstermektedir (Ring ve diğ. 2003, Seyitoğlu ve diğ. 2004). Ring ve diğ. (2003), Menderes masifinin güneyde Likya ve kuzeyde Simav sıyrılma fayları tarafından simetrik bir çekirdek kompleksi olarak yüzeylediğini öne sürmüştür. Buna karşın, Seyitoğlu ve diğ. (2004), Menderes masifinin asimetrik bir metamorfik çekirdek kompleksi olduğunu ve bu masifin Erken Miyosen başında, Datça-Kale fayı ve kuzeyde Simav sıyrılma fayı boyunca yüzeylediğini belirtmiştir. Dom şekilli Menderes masifi Erken Miyosen'de D-B gidişli Alaşehir ve Büyük Menderes grabenleri ile BKB-DGD gidişli Denizli havzası ile parçalanmıştır. Çalışma konusu edilen Denizli Neojen havzası, güneybatı Anadolu'da yer alan; 70 km uzunluğa ve 50 km genişliğe sahip BKB-DGD uzanımlı bir yapıya sahiptir (Şekil

1.1). Denizli Havzası'nın temel kayaç birimleri; Paleozoyik yaşlı Menderes masifinin metamorfikleri ile Mesozoyik yaşlı rekristalize kireçtaşları ve Mesozoyik yaşlı Likya naplarının sedimanter kayaçlarından oluşur. Bu temel kayaçlar üzerine ise uyumsuzlukla yerleşen ve geniş bir alanda yüzeyleyen Erken Miyosen-geç Pliyosen yaşlı havza dolgusu çökelleri gelir (Alçiçek 2007).



Şekil 1.1: a) Çalışma alanının yer bulduru haritası (Koçyiğit ve Özacar 2003'ten değiştirilerek alınmıştır), b) Denizli havzası ve diğer Batı Anadolu havzalarını gösteren jeolojik harita (Alçiçek ve diğ. 2007).

### **1.3 Materyal ve Metod**

İnceleme materyali, GB Anadolu`da Denizli ile Aydın illeri arasında yer alan Denizli grabenini sınırlayan Honaz, Babadağ ve Pamukkale faylarıdır. Çalışma, saha, büro ve laboratuvar çalışmaları olmak üzere üç aşamada yürütülmüştür.

#### **1.3.1 Büro çalışmaları**

Denizli Havzası'nda yapılan eski çalışmalar ve tektonik jeomorfoloji ile ilgili kaynaklar toplanmıştır. Bu kaynaklar üzerinde yapılacak çalışmaya yönelik bilgiler, haritalar ve hesaplama yöntemlerinden yararlanarak ön çalışmalar yapılmıştır.

#### **1.3.2 Saha çalışmaları**

Saha incelemeleri, çalışmanın önemli bir bölümünü oluşturur. Başlangıç aşamasında önceki çalışmacılar (Sun 1990; Konak ve Göktaş 2004; Koçyiğit 2005) tarafından hazırlanmış olan Denizli M21b1-2-3-4, M22b3-4, M22d1-2, M22c1-2 ve M22a1-2-3-4 1/25000 ölçekli 14 adet topoğrafik harita yeniden çalışılmış ve gerekli revizyonlar tamamlanmıştır. Harita revizyonu çalışmalarının ardından, çalışmanın esas konusu olan Denizli havzasını sınırlayan kenar fayları incelenerek, morfometrik analiz için kullanılan vadilerin seçimi için arazi gözlemleri yapılmıştır.

#### **1.3.3 Laboratuvar çalışmaları**

Laboratuvar çalışmalarında öncelikle çalışma alanının sayısal yükseklik modeli oluşturulmuş ve oluşturulan bu model üzerinde kullanılacak vadiler seçilerek hesaplamalar yapılmıştır. Hesaplamalar için Arcgis 9.3, Mapinfo 10.0 ve Coreldraw X4 programları kullanılmıştır.

### **1.4 Önceki Çalışmalar**

Denizli Havzası'nda bugüne kadar; çoğunluğu bölgenin jeotermal enerji ve diğer ekonomik potansiyelleri ve depremselliği üzerine yoğunlaşmış, değişik konulu çok sayıda çalışma gerçekleştirilmiştir. Denizli Havzası jeolojisi ile ilgili birçok çalışma olmasına rağmen, günümüzde kullanılan stratigrafinin temelleri Şimşek (1984) tarafından atılmıştır.

Taner (1975); “Denizli Bölgesi Neojeni’nin Paleontolojik ve Stratigrafik Etüdü” adlı çalışmasında Paleozoik yaşlı mermerler üzerine uyumsuz gelen Pliyosen çökellerinin “kırmızı renkli ve fosilsiz konglomeralar” ile başladığını, “heyelanlı marn”, “sık dokulu kalker”, “iri taneli sarı renkli gri”, “gri-beyaz renkli marn” şeklinde devam ettiğini bildirir. Gastropod ve Pelesipod tayinlerine göre, çökellerin tümü Alt Pliyosen yaşlıdır.

Şimşek (1984); Denizli bölgesinde yüzeyleyen kayaçların ilk ayrıntılı haritalaması ve litostratigrafik tanımlamalarını yapmıştır. Buna göre; Sarayköy-Buldan-Çubukdağ yöresinde Paleozoyik yaşlı temel birimleri üzerine uyumsuz olarak gelen havza dolgu birimlerini, birbiriyle uyumlu bir dokanağa sahip Erken ve Geç Pliyosen yaşlı olmak üzere; flüvyal ve limnik serileri olarak ele almış ve ilk kez bu birimleri, alttan üste doğru ‘Kızılburun formasyonu’, ‘Sazak formasyonu’ ve ‘Kolankaya formasyonu’ adları ile tanımlamıştır.

Sun (1990); Denizli ve Uşak arasındaki linyit olanaklarını araştırarak; Şimşek’in (1984) litostratigrafi tanımlamalarını kullanmış, ancak Denizli Neojen havzasını da içine alan bölgenin jeoloji haritasını daha ayrıntılı bir şekilde yenilemiştir.

Westaway (1993); Denizli Havzası’nın Neojen-Kuvaterner’deki evrimini konu ederek, havzanın yapısal unsurlarına dayalı bölgesel yükselme ve genişleme oranı üzerinde durmuş ve bölgedeki ilksel genişleme evresinde havzanın, önceki çalışmalara dayalı olarak, denizle bağlantılı olduğunu belirtmiştir. Havza istifinin en alt kısmının Erken-Orta Miyosen yaşlı kırmızı renkli konglomeralar olduğunu ve bu birimin depolanmasının genişleme kontrollü çökelden önce meydana geldiğini öne sürmüştür.

Sözbilir (1997); Denizli kuzeydoğusunda Mesozoyik-Kuvaterner aralığındaki birimleri litostratigrafik özelliklerini ayrıntılı olarak incelemiş ve bölgedeki Neojen yaşlı birimleri; Kızılburun, Killik ve Kolankaya Formasyonları’ndan oluşan Belevi Grubu adı altında ele alarak, birimlerin depolanma özelliklerini açıklamıştır.

Yılmaz ve diğ. (2000), Gürer ve Yılmaz (2001) ve Yılmaz (2002); Denizli havzası ile birlikte, havzanın içinde bulunduğu Batı Anadolu bölgesinin tektonik ve paleocoğrafik gelişimini konu etmişlerdir.



Taner (2001); “Denizli Bölgesi Neojen’ine ait katların stratigrafik konumlarında yeni düzenleme” adlı çalışmasında daha önce Alt Pliyosen olarak yaşlandırdığı Neojen birimlerin yaşını Üst Miyosen olarak düzeltmiştir.

Sözbilir (2002); Denizli havzasının doğusunun stratigrafisini yeniden düzenlemiş ve havzadaki Paleosen-Eosen yaşlı çökellerin fasiyes analizini yaparak tektonik önemini vurgulamıştır.

Sözbilir (2005); Güneybatı Anadolu’daki Likya molas havzalarında Oligo-Miyosen yaşlı genişleme rejimi hakkında ayrıntılı bir çalışma yapmıştır. Bu havzalardaki genişlemenin Erken Oligosen ve en geç Erken Miyosen/Orta Miyosen olmak üzere iki fazda olduğunu ve birinci fazın Likya orojeni ile ikinci fazın ise Menderes masifinin gnaystan oluşan çekirdeğinin yüzeylemesi ile ilişkili olabileceğini belirtmiştir. Denizli havzasının tektonik gelişiminin ikinci faza bağlı olarak meydana geldiğini ileri sürmüştür.

Westaway ve diğ. (2005); Denizli bölgesindeki kıtasal kabuk genişlemesinin, Karaçay volkanizması ve memeli biyostratigrafisine dayanarak yaklaşık ~7 My önce Geç Miyosen’de meydana geldiğini belirtmişlerdir.

Koçyiğit (2005); Menderes Masifi metamorfikleri, Likya Napları ve Üst Oligosen-Erken Miyosen Gökpınar Serisinin graben öncesi dolgu olduğunu, bunların üzerine Orta Miyosen–Orta Pliyosen yaşlı 660 m kalınlığındaki eski graben dolgusunun, daha sonra da 350 m kalınlığındaki modern (neotektonik) graben dolgusunun çökeldiğini, Denizli horst-graben sisteminde düşey kayma miktarının yıllık 0.15-0.14 mm/yıl ve neotektonik dönem boyunca ortalama genişlemenin %7 olduğunu belirtmiştir. Denizli Havzası’nın gelişimi için iki evreli genişleme modeli önermiştir. Bu modele göre, Orta Miyosen-Orta Pliyosen ile en Geç Pliyosen-Güncel genişleme evreleri; en geç Orta Pliyosen döneminde kısa süreli bir sıkışma rejimi ile kesintiye uğramış olduğunu öne sürmüştür.

Kaymakçı (2006); Geç Miyosen-Kuvaterner yaşlı çökellerin Denizli havzasıyla sınırlı olduğunu ve havzadaki genişlemenin Geç Miyosen’den günümüze kadar devam ettiğini belirtmiştir.

Eravcı (2006); Aydın ve Denizli illerinde ve yakın çevrelerinde paleosismoloji çalışmaları yapmıştır. Geçmişte olmuş ve Aydın - Denizli illerini etkilemiş büyük depremleri incelemiş ve bu çalışmadan elde edilen bilgilerle depremleri oluşturan fay sistemlerinin yaşını ortaya çıkarmaya çalışmıştır. Aydın–Denizli arasına ve Denizli Havzası’na ait tarihsel-aletsel depremleri incelemiş ve bölgede üç adet hendek açılmıştır. Hendeklerden alınan OSL (Optical Stimulated Lüminescence) yaşlandırmaları sonucu yapılan değerlendirmelerle Aydın-Pınardere ‘de tespit edilen fayın OSL yaşlandırma hata payları da göz önünde tutularak MÖ. 661’den daha genç (Holosen sınırları içinde), Denizli–Kocadere’deki fayın MÖ. 584’den daha genç diri faylar olduklarını ortaya koymuştur.

Alçıçek ve diğ. (2007); Bu çalışmada Orta Miyosen’in sonunda Kızılburun formasyonunun en üst seviyelerini oluşturan bataklık/sığ-göl çökelleri üzerine geçişli/uyumlu olarak Sazak formasyonun depolandığı belirtilmiştir. Sazak Formasyonu üzerine geçişli/uyumlu olarak Üst Miyosen-Üst Pliyosen yaşlı Kolankaya formasyonu yerleşmiştir. Kolankaya formasyonunun alt ve orta seviyelerinde denizel/acısu ortamını yansıtan ve sığdan derin su ortamına geçen çökeller ile üst seviyelerinde tatlı su ortamını karakterize eden kıyı önü/kıyı yüzü ve alüvyon yelpazesi akarsu çökellerinin geldiği belirtilmektedir. Üst Pliyosen sonunda Neojen yaşlı havza dolgusu, BKB-DGD doğrultulu normal faylarla parçalanmıştır. Pliyo-Kuvaterner’de az çok bugünkü morfolojisini kazanan Denizli Havzası’nın eski nehir yataklarında konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan ve günümüzde havza kenarlarında yükselmiş halde bulunan Tosunlar Formasyonu’nun alüvyon yelpazesi ve akarsu çökelleri depolanmıştır. Yazarlara göre, günümüzde Büyük Menderes Nehri’nin tortulları, havza tabanını kısmen doldurulmuş durumdadır.

			ŞİMŞEK (1984)	SUN (1990)	KOÇYİĞİT (2005)	KAYMAKÇI (2005)	ALÇİÇEK vd., (2007)
HOLOSEN			Alüvyon, Traverten	Alüvyon, Traverten	Güncel graben dolgusu Güncel yamaç moluza sedimanları Güncel alüvyon düzlüğü sedimanları	Kuvaterner birimleri	Alüvyon, Traverten
PLEYİSTOSEN				Asartepe Fm.			Tosunlar Fm.
PLİYOSEN	Geç	Gelasiyen	Tosunlar Fm.	Ulubey Fm.	Sarı-kırmızı flüvyal konglomera	Pliyosen birimleri	Kolankaya Fm.
		Piyazensiyen					
	Erken	Zankleyen	Kolankaya Fm.		Kumtaşı- silttaşı acısı sedimanları ile ardalanmalı, kong. mercekleri, traverten		
Sazak Fm.			Kolankaya Fm.				
Kızılburun Fm.							
MİYOSEN	Geç	Messiniyen		Sazak Fm.	Geç Miyosen birimleri		
		Messiniyen		Kızılburun Fm.			
	Orta	Serravaliyen		Erken-Orta Miyosen birimleri	Sazak Fm.		
		Langiyen					
	Erken	Burdigaliyen			Kızılburun Fm.		
		Akitaniyen					
MİYOSEN ÖNCESİ TEMEL							

Şekil 1.2 : Denizli Havzası'nda yapılan önceki çalışmalarda kullanılan formasyon isimleri ve yaşları (Alçıçek 2007'den değiştirilerek alınmıştır).

## 2. TEKTONİK JEOMORFOLOJİDE MORFOMETRİK ANALİZLER

Dağ önleri, vadiler ve alüvyon yelpazeleri, kurak ve yarı kurak alanları oluşturan küçük veya büyük ölçekteki yüzey yapılarıdır. Yüzey şekillerinin gelişimini anlamak için taban jeolojisi iyi çalışılmalı ve temel alınmalıdır. Genelde yer şeklinin gelişimi yeryüzünün derinlikleri hakkında bilgi verir, bu sebeple jeolojik görünüm ve jeolojik çevre arasında her zaman sıkı bir ilişki vardır (Keller ve Pinter 2002).

Yer şekilleri, jeolojik görünüm ve yüzey süreçleri ile bunların fiziksel, biyolojik ve kimyasal yönlerinin tanımlanması, sınıflandırılması, kaynağı, gelişimi ve tarihini kapsayan alana jeomorfoloji adı verilir. Jeomorfoloji nitel veya nicel (sayısal) olarak tanımlanabilir (Morisawa 1985; Easterbrook 1999; Keller ve Pinter 2002). Morisawa (1985)'ya göre, sayısal jeomorfoloji jeomorfolojinin yeni bir alt dalı olup 'matematiksel ve istatistiksel tekniklerin yer şekilleri ile ilgili çalışmalara, tanımlanmaları ve oluşup değiştikleri süreçlere uygulanması' olarak tanımlanır. Sayısal ölçümler, topografyanın ve yer şekillerinin analizi jeomorfometrinin temelini oluşturduğu için, yapılan bu analizler yer şekillerinin sayısal tanımlamaları ve jeolojik oluşum süreçleri ile ilişkisini verir. Tektonik jeomorfoloji çalışmalarındaki morfometrik analizler genelde topografik haritalardaki (son zamanlarda sayısal yükseklik modelleri) sayısal parametrelerin ölçümüyle yapılır (Wells ve diğ. 1988).

Jeomorfik kayıtları kullanıldığında, jeomorfoloji tektonik çalışmalarda kullanılabilecek iyi bir araçtır. Bu tip kayıtlar, son bir kaç bin yıldan iki milyon yıla kadar geniş bir bilgi içeren pek çok yer şeklini ve Kuvaterner çökelleri içerir (Keller ve Pinter 2002). Tektonik jeomorfoloji, tektonik süreçlerin sebep olduğu jeomorfolojik özellikler, topografya arasındaki zıtlık ve onları yıpratma eğilimi gösteren yüzey süreçlerinin neden olduğu erozyon faktörleri arasındaki ilişkileri verir. Bu süreçler arasındaki ilişkileri tanımlamak ve sonuçta ortaya çıkan yeryüzü özelliklerini yorumlamak tektonik jeomorfolojinin ana odak noktasıdır (Baker 1986, Bull 1984, Burbank ve Anderson 2001). Tektonik jeomorfoloji alanındaki asıl ilerleme son otuz yılda meydana gelmiştir ve jeolojik görünümün gelişimindeki

zaman faktörünün değerlendirilmesinin artan potansiyeline bağlı olarak gerçekleşmiştir (Bull 1984). Bu sebeple, yer şeklindeki değişikliklerin bilgisayarlı modellerinin kullanımı ile faylar boyunca yerdeğiştirme, büyüklüğü ve bunlarla ilişkili tektonik aktivitenin sınıflandırılmasının belirlenmesi mümkündür (Baker 1986). Sonuç olarak, tektonik jeomorfoloji iki kategoriye ayrılabilir: (1) tektonik süreçlerin oluşturduğu yer şekillerinin çalışılması; tektonik aktivitelerin sonucu olarak yer şekillerine ve kaynaklarına odaklanmak veya (2) tektonik problemleri açıklamak için jeomorfik kuralların uygulanması; tektonik süreçlerin oranı, büyüklüğü ve gelişimini değerlendirmek için yer şekillerinin analizi (Keller ve Pinter 2002). Bu tez, tektonik jeomorfolojinin ikinci tanımına uymaktadır ve tez kapsamında jeomorfolojik indisler kullanarak, tektonik aktivite sınıflarını belirlemek amacıyla dağ cepheleri, vadiler ve drenaj ağları gibi varolan yer şekillerinin analizi yapılacaktır.

### **2.1. Morfometrik Analiz Yaklaşımı**

Jeomorfik indislerin hesaplanması tüm dünyada farklı bölgelerde uygulanmıştır. Tektonik süreçler tarafından geliştirilen veya değiştirilen yer şekli ve çökellerin çalışılması, tektonik yapının faaliyetleri hakkında yeterli bilgi sağlayabilir. Dağ önleri, drenaj ağları ve alüvyal yelpaze sistemlerinin jeomorfik analizi herhangi bir bölgenin tektonik evrimi hakkında çok önemli veriler sağlar. Bölgesel ölçekteki bu tip çalışmalarda, tektonik jeomorfik indisleri hesaplamak için sıklıkla morfometrik analiz yöntemi kullanılır. En yaygın indisler, birleştirildiklerinde tek dağ cephelerinin farklı tektonik faaliyet sınıflarına ayrılmasına olanak sağlayan dağ önü eğrilik oranı (Smf) ve vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranıdır (Vf) (Bull 1968, 1977a, 1978, Bull ve McFadden 1977, Silva ve diğ. 2003).

Bu yaklaşımda ölçümler topografik haritalar ve/veya hava fotoğraflarından elle hesaplanır. Vadi yüksekliği için kot ölçümleri topografik haritalar kullanılarak elde edilir. Genelde, doğruluk ve tutarlılıklarına karar vermek amacıyla, bu ölçümler arazide alınan ölçüler ile karşılaştırılabilir (Bull 1968, 1977a, 1978, Bull ve McFadden 1977).

## 2.2 Aktif Tektonikte Jeomorfolojik İndisler

Jeomorfik indisler hızlı deformasyona uğrayan bölgelerdeki aktif tektonik hakkında bilgi elde etmek ve jeolojik yapının tanımını yapmak için kullanılmışlardır (Bull 1977b, Bull ve McFadden 1977, Keller ve Pinter 2002, Zovoili ve diğ. 2004). Tektonik çalışmalarda, jeomorfik indeksler çok önemlidir, çünkü ihtiyaç duyulan veri topografik haritalardan ve havadan çekilmiş fotoğraflardan kolaylıkla elde edilebilir, ayrıca geniş alanların değerlendirilmesi için de kullanılabilirler. Bir alanın indekslerinin sonuçları birbirleriyle veya kabuktaki yükselme oranları gibi diğer bilgilerle birlikte tektonik aktivite sınıfı oluşturmak için deneştirilebilirler (Bull 1977b, Keller ve Pinter 2002). Aşağıda aktif tektonik çalışmalarda kullanılan en yaygın jeomorfik indislerin kısa tanımları bulunmaktadır. Tanım ayrıca indis tanımı/açıklaması, matematiksel formül ve tektonik jeomorfolojik uygulamalarını içermektedir.

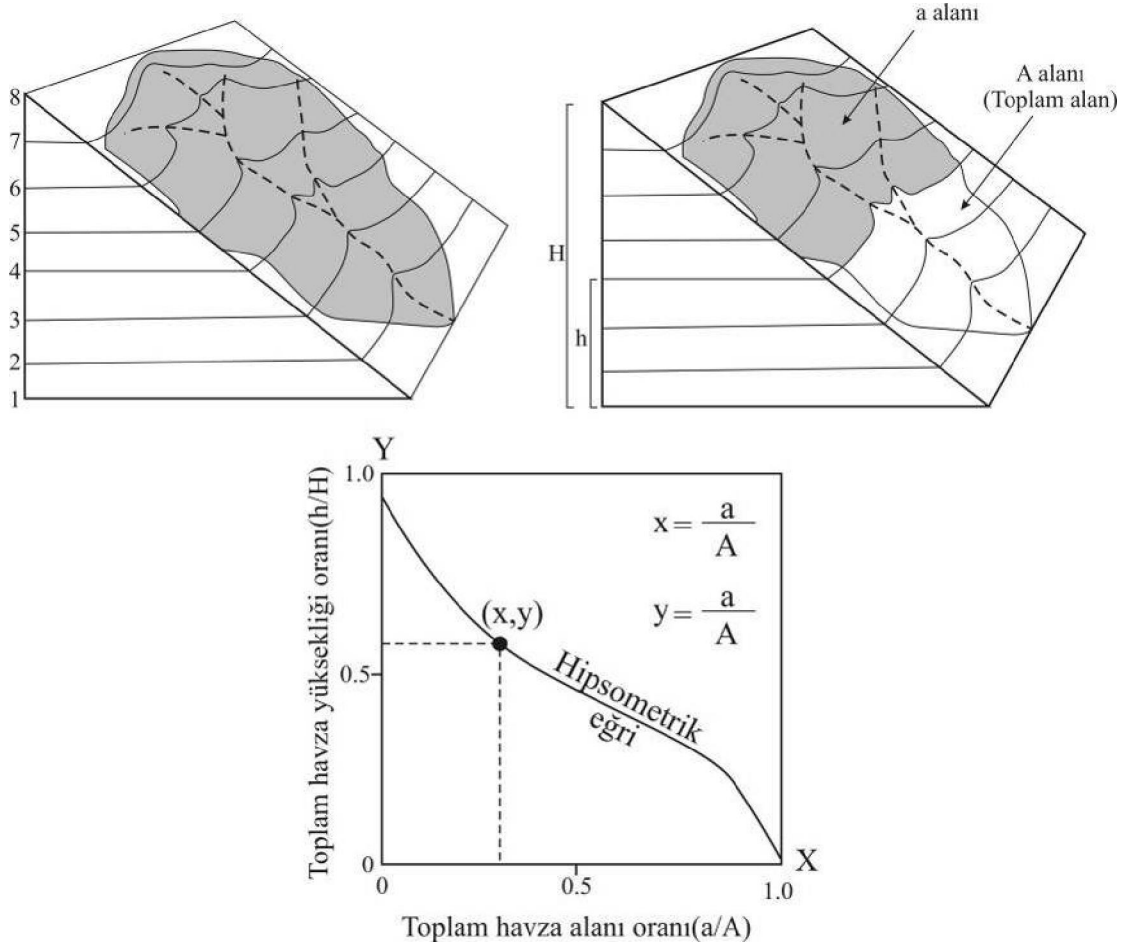
### 2.2.1 Hipsometrik eğri ve hipsometrik integral (Hi)

Hipsometrik eğri bir yeryüzü alanındaki yüksekliklerin dağılımını ortaya koyar. Hipsometrik eğrinin avantajı, farklı boyutlardaki vadi tabanlarında yükselmenin, toplam yükselen alanın ve eğrinin altında kalan toplam alanın bir fonksiyonu olarak birbirleri ile karşılaştırılabilir olmasıdır. Hipsometrik eğrilerin hesaplanmasında alan ve yükseklik, toplam alan ve toplam yüksekliğin bir fonksiyonu olarak hesaplandığı için hipsometrik eğri havzanın boyutu ve yüksekliğinden bağımsızdır. Bu nedenle farklı boyuttaki havzalar hipsometrik eğriler kullanılarak birbirleri ile kıyaslanabilir. Böylelikle, hipsometrik eğri skalası tek bir vadiden kıtalara ve hatta tüm dünyaya kadar yayılabilir (Keller ve Pinter 2002, Strahler 1952). Hipsometrik eğri, havza içerisinde verilen bir “h” yüksekliği üzerindeki toplam alanının, havzanın toplam alanına bölümü ( $a/A$ ) ve taban yükseklik oranı olarak bilinen bağıl havza taban yüksekliğini ( $h/H$ ) grafiğinin çizilmesi ile oluşturulur (Şekil 2.1) (Keller ve Pinter 2002). Maksimum yükseklik (H) maksimum yükselmeden minimum yükselmeyi çıkartarak bulunur ve tabandaki yükselmeyi gösterir. Bağıl yüksekliğin ( $h/H$ ) sıfıra eşit olduğu tabanın en alçak noktasında bağıl alan değeri ( $a/A$ ) 1 olarak ölçülür, bağıl yüksekliğin 1'e eşit olduğu tabanın en yüksek noktasında ise sıfırdır (Keller ve Pinter 2002).

Hipsometrik integrali ( $H_i$ ) bulmak, verilen bir havza tabanı için hipsometrik eğriyi oluşturmanın en basit yoludur. Basitçe hipsometrik eğrinin altındaki alan olarak tanımlanır ve şöyle hesaplanır:

$$H_i = \frac{\text{Ortalama yükseklik} - \text{Minimum yükseklik}}{\text{Maksimum yükseklik} - \text{minimum yükseklik}}$$

Hipsometrik integral hesabı topografik bir haritadan maksimum ve minimum yükselmenin doğrudan alınmasıyla yapılır. Ortalama yükselme, karelere bölünmüş harita üzerinde nokta örnekleme kullanarak tabanda en az 50 yükselme değerinin ortalaması alınarak hesaplanır (Keller ve Pinter 2002). Ayrıca doğrudan sayısal yükseklik modelinden (DEM) de hesaplanabilir (Keller ve Pinter 2002, Luo 2002, Luo ve Howard 2005). Hipsometrik integral ve açılma derecesi ile ilişkisi, bir jeolojik yapının erozyon döngüsü aşamasının bir göstergesi olarak kullanılmaya uygundur. Bir jeolojik yapının teorik evrim aşamaları şöyledir: (1) gençlik aşaması, derin yarıklar ve pürüzlü kabarmalarla karakterize edilir, (2) yetişkinlik aşaması, pek çok jeomorfik sürecin dengede işlediği dönem ve (3) yaşlılık aşaması, durgun yükselmeye sahip yaklaşık taban seviyesinde bir jeolojik görünümle kendini gösterir. Yüksek hipsometrik integral değerleri, topografyanın genç topografik aşamayı gösteren ortalamaya yüksek oranda bağlı olduğunu gösterir. Ortadan düşüğe doğru olan hipsometrik integral değerler ise, yetişkinlik aşaması gelişimi gösteren ve daha düz biçimde kesilmiş havza tabanlarını gösterir (Keller ve Pinter 2002, Mayer 1990).



Şekil 2.1 : Havza tabanından hipsometrik eğri elde edilmesi (Keller ve Pinter 2002).

### 2.2.2 Akarsu uzunluk-gradyan indeksi (SL)

Akarsu uzunluk-gradyan indeksi akarsuyun gücü ile ilişkilidir. Akarsuyun belli bir kolundaki toplam akarsu gücü, akarsu aşındırması ve akarsuyun aşındırdığı materyalleri taşıma kapasitesini belirleyen bir değişkendir. SL değerleri arttıkça akarsuyun yatak eğimi artmakta ve aşındırma hızlanmaktadır. Bu indeks, potansiyel tektonik aktivite, kaya direnci, topografya ve nehrin uzunluğu arasındaki ilişki için iyi bir değerlendirme aracı olmasını sağlayan yamaç eğimi değişikliklerine yönelik bir hesaplama yöntemidir (Şekil 2.2) (Azor ve diğ. 2002, Hack 1973, Keller ve Pinter 2002, Zovoili ve diğ. 2004).



Akarsu uzunluk-gradyan indeksi Şu formül kullanılarak hesaplanır:

$$SL = (\Delta H / \Delta L) L$$

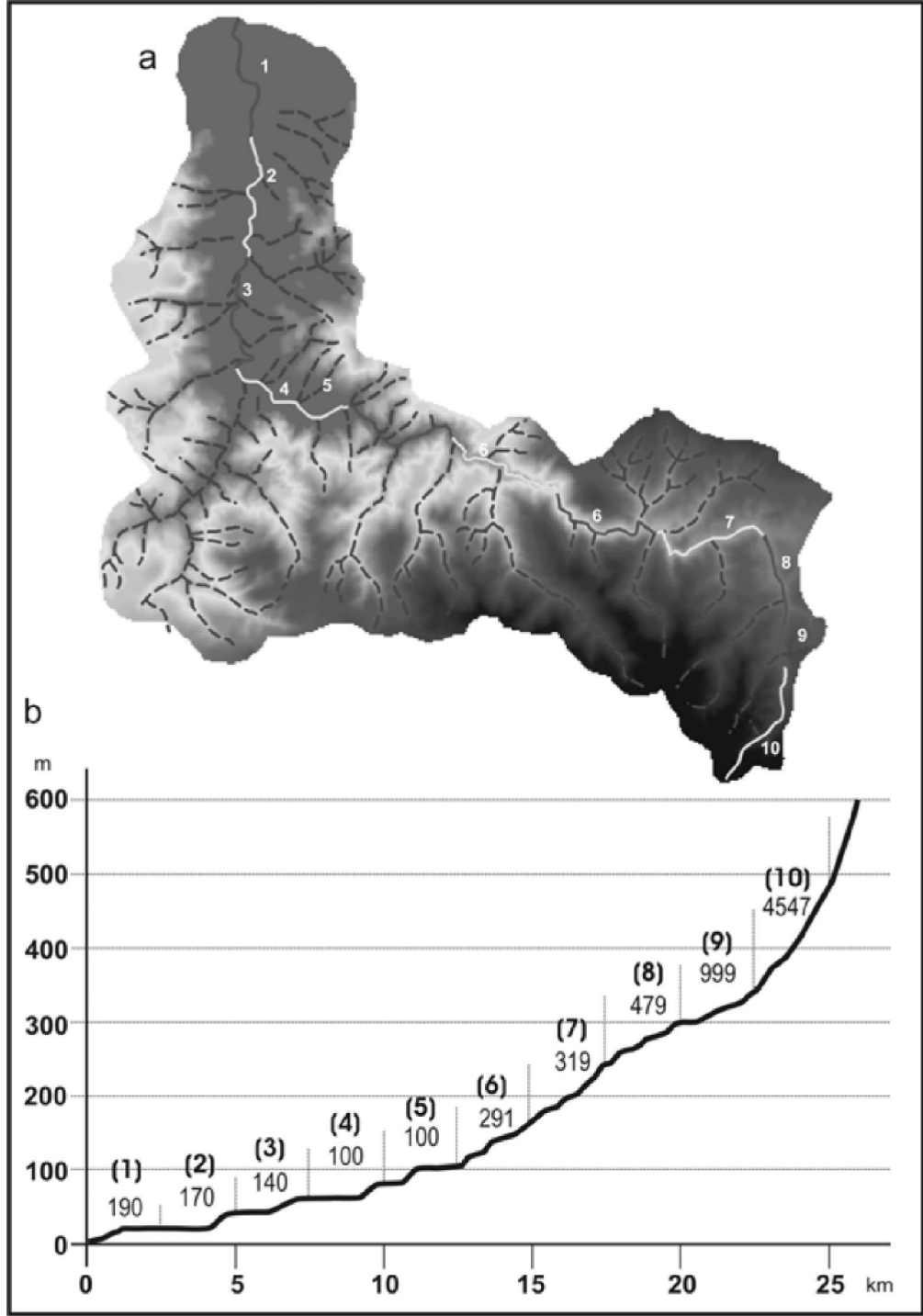
Formülde;

SL: akarsu uzunluk-gradyan indeksi'ni,

L: indeks hesaplama noktasından vadinin en yüksek noktasına kadar olan mesafenin metre olarak değerini,

$\Delta H$ : Akarsu kanalının yükseklik değişimini (Maksimum Yükseklik / Minimum Yükseklik),

$\Delta L$ : Akarsu segmentinin uzunluğunu ifade eder.



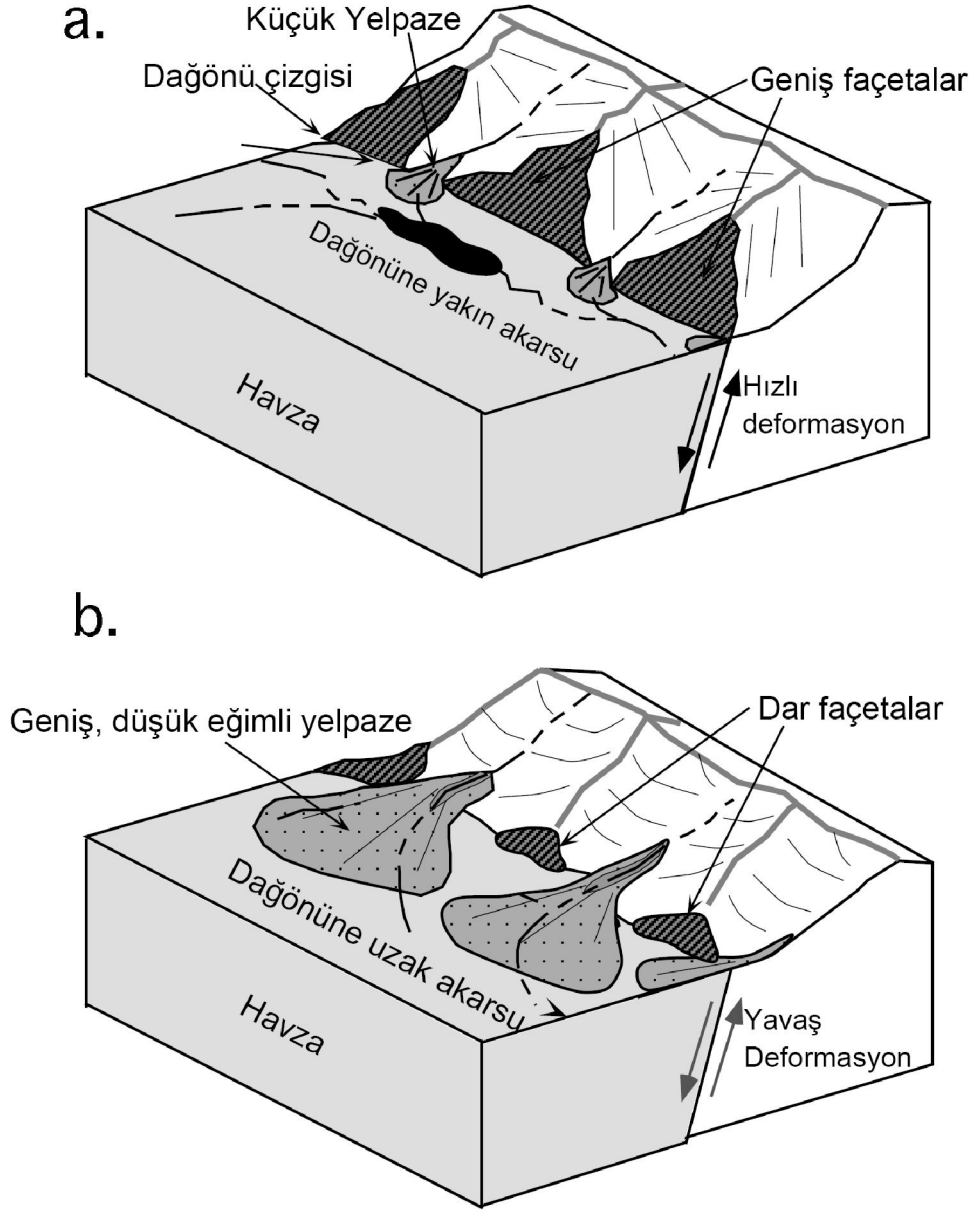
Şekil 2.2 : a) Akarsu profili boyunca SL indeksi ölçüm aralıkları, b) değerleri (Öztürk ve Erginal 2008).

SL indeksinin hesaplanması genelde doğrudan topografik haritalardan ölçülecek gerekli parametrelerin elde edilmesiyle yapılır (Azor ve diğ. 2002, Hack 1973, Keller ve Pinter 2002). SL indeksi, su, akım ve enerji eğiminin birim ağırlığının bir ürünü olan akarsu gücü ile ilişkilidir. Bir kanalın belirli bir uzunluğundan elde

edilebilecek toplam akarsu gücü, bir akarsuyun yatağını aşındırma ve tortul taşıma yeteneği ile ilişkilidir. Bu sebeple, toplam akarsu gücü su yüzeyi ve akım eğimine oranlı, önemli bir hidrolojik değişkendir. Ayrıca, akım genelde akarsuyun yukarı kısmının uzunluğu ile ilişkilidir. Enerji eğimi, akarsuları oluşturmak ve korumak için gerekli olan akarsu yatağının eğimi tarafından belirlenir. Jeolojik yerçekillerinin evriminde, akarsu profillerinin kaya direncine oldukça hızlı uyum sağladığı varsayılır. Bu nedenle, SL indeksi belirli bir kaya tipi üzerinde yüksek indeks değeri değişikliği gösterdiği için son zamanlardaki tektonik aktiviteyi tanımlamak için kullanılır (Keller ve Pinter 2002). Bu amaçla, SL indeksi genelde havza alanı aşındıran ana akarsular boyunca birden fazla uzunluk için hesaplanır ve sonuçlar analiz için birleştirilir. Genel olarak, nehirlerin sert kayaları aştığı yerlerde yüksek SL indeks değerleri bulunmakta ve bunlar oldukça yüksek tektonik aktiviteyi yansıtmaktadır. Düşük SL indeks değerleri ise oldukça düşük tektonik aktiviteye işaret eder ve daha az-dirençli, yumuşak kaya tiplerini gösterir (Hack 1973, Keller ve Pinter 2002).

### **2.2.3 Üçgen yüzey (façeta) indeksi (Pf)**

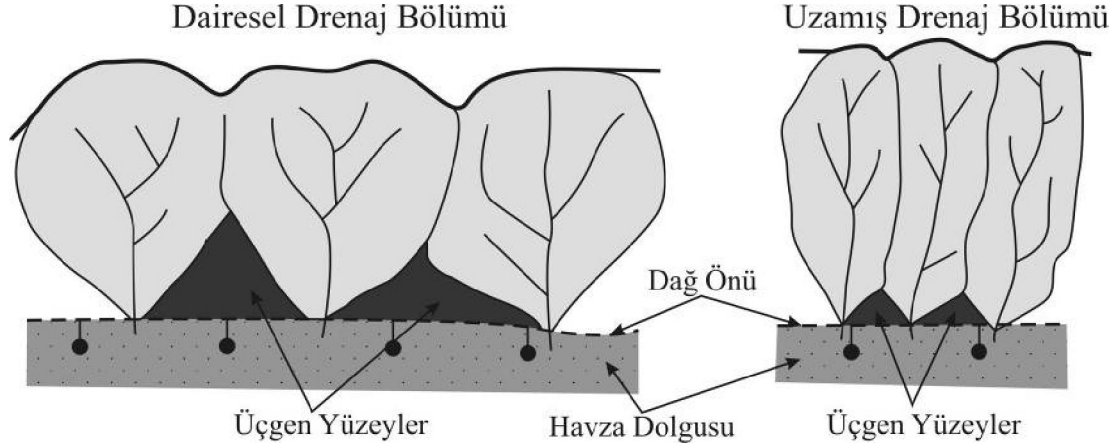
Dağ önlerinin topografyası, faylanma, erozyon ve tortulların depolanma oranları gibi evrimini belirleyen faktörlerden etkilenmektedir. Aktif faylar boyunca yükselmiş alanlardan akan nehirler dağ önlerini yarar ve bölerler. Örneğin, faylarla sınırlanmış bir blok, her iki tarafında da düzenli olarak şekillenmiş, benzer büyüklükte ve şekilli vadiler oluşturacaktır. Bunlar aktif dağ önlerinde devam eden, geniş tabanları ve dar boğazları ile “şarap kadehi” olarak adlandırılan vadiler ile karakterize edilir. Ayrıca, bu yükselmeler doğrusal bir sıra ile geniş üçgen yüzeyler ve küçük dağ eteği yelpazeleri de yaratacaktır. Bu nedenle, dağ önleri boyunca üçgen yüzeylerin mesafeleri, Şekil 2.3'te gösterildiği gibi taban bloğu içindeki drenaj havzalarının oluşumunu etkiler (Mayer 1986; Burbank ve Anderson 2001).



Şekil 2.3 : a) Hızlı deformasyon sonucu oluşan dağönü çizgisi, geniş façetalar ve küçük yelpazeler, b) yavaş deformasyon sonucu oluşan yükselmenin neden olduğu yan yüzeyler ve geniş yelpazeler oluşturur (Burbank ve Anderson 2001).

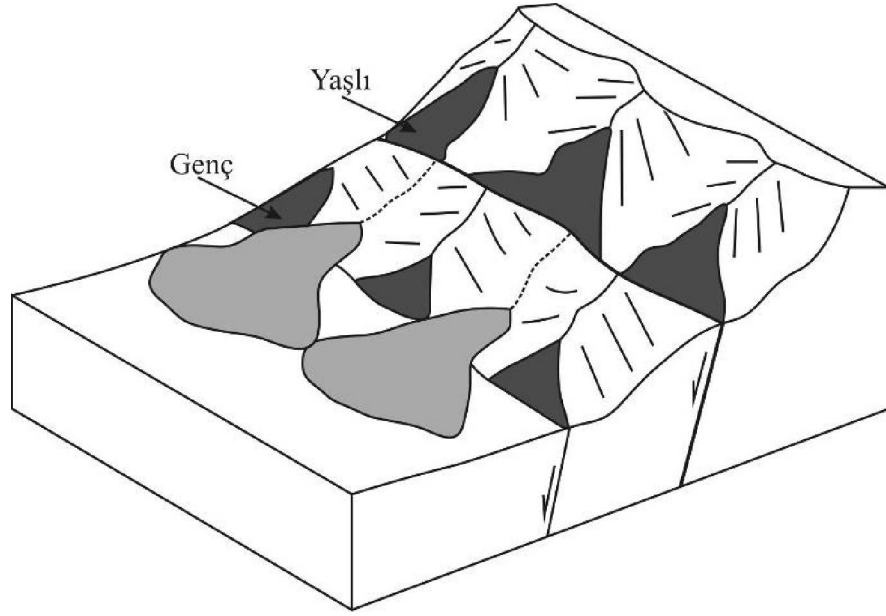
Havzaların gerçek mesafesi şekillerinin dairesel veya uzun olmasına bağlıdır. Mesafe, havzanın ortalama uzunluğunun, ana drenaj bölgesinden dağ cephesine kadarki ortalama mesafe ve havza ağzlarının ortalama mesafesine oranı olarak hesaplanabilir. Böylece, Şekil 2.4’da gösterildiği gibi, dairesel havzalar daha geniş üçgen yüzeyler oluştururken, daha uzun havzalar daha küçük ve daha yakın mesafeli üçgen yüzeyler oluşturur (Burbank ve Anderson 2001, Mayer 1986, 1990). Tektonik olarak aktif fay düzlemleri genelde daha küçük üçgen yüzeyler, uzamış havzalar ve

daha yakın mesafeli akarsular ile karakterize edilip daha yüksek indeks değerlerine sahiptir. Genelde daha yaşıllı dağlar ile ilişkilendirilen düşük aktifliğe sahip fay düzlemleri ise düşük indeks değerleri gösteren daha uzun üçgen yüzeyleri, dairesel tabanları ve düzensiz geniş mesafeli akarsuları ile ayrılırlar. Bu sebeple, üçgen yüzey indeksi (Pf) tektonik aktivitenin iyi bir belirleyicisidir (Burbank ve Anderson 2001).



Şekil 2.4 : Dairesel ve uzun tabanlar (Burbank ve Anderson 2001).

Üçgen yüzeyler fayla meydana gelmiş sırtların farklı oranlarda aşınmaya uğramış kalıntıları olarak yorumlanırlar (Wallace 1978). Genelde, üçgen yüzeyin zirvesi, kazılmış vadiler arasındaki bölünmenin doruk noktasıdır ve faylı dağ önlerine karşılık gelir (Yeats 1997). Buna göre, daha yaşıllı üçgen yüzeyler (örn. İlk nesil üçgen yüzeyler) aktif dağ önlerinden uzakta yer alırlar. Daha genç üçgen yüzeyler ise (örn. İkinci nesil üçgen yüzeyler) Şekil 2.5'de gösterildiği gibi aktif dağ önlerine daha yakın konumlanmışlardır (Zovoili ve diğ. 2004).



Şekil 2.5 : Yaşlı ve genç üçgen yüzeylerin dağ önlerine göre konumlanması (Zovoili ve diğ. 2004).

#### 2.2.4 Dağ önü sinüslük oranı (Smf)

Sismik aktiviteye ait çokça kullanılan jeomorfik bir ölçüm olan dağ önü sinüslük oranı basitçe, zaman içinde kıvrımlı bir topografik yapı yaratarak dağ önünde düzensizlikler oluşturmaya meyilli akarsuların sebep olduğu erozyon ve fazla düzgün bir dağ önünü korumak için gösterilen yükselme eğilimi arasındaki dengeyi yansıtır (Şekil 2.6). Tektonik yapıların erozyonla değişim derecesi dağ önü sinüslük oranı ile ölçülür (Bull 1977a, 1978, Bull ve McFadden 1977, Keller ve Pinter 2002, Rockwell ve diğ. 1984, Silva ve diğ. 2003, Wells ve diğ. 1988). Dağ önü sinüslük oranı (Smf), dağ dibinde belirgin eğim kırığı boyunca dağ cephesi boyu ile (Lmf) toplam dağ cephesinin düz çizgi uzunluğu (Ls) arasındaki oran olup, aşağıdaki formülle ifade edilir (Bull 1977b, 1978, Bull ve McFadden 1977, Keller ve Pinter 2002) .

$$Smf = Lmf / Ls$$

Formülde,

Smf: dağ önü sinüslük oranı,

Lmf: dağ-dağ eteği kesişmesinin kenar uzunluğu,

Ls: dağ cephesinin toplam uzunluğudur.

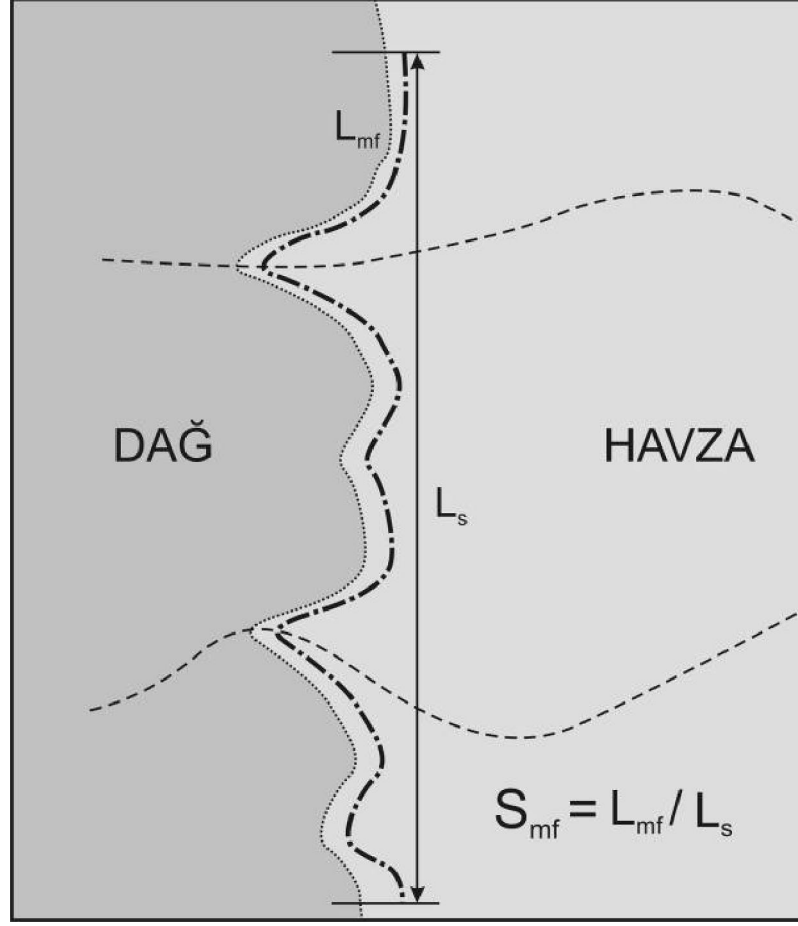
Tipik olarak düşük Smf değerleri aktif yükselme sürecine işaret ederken, yüksek değerler göreceli olarak daha az tektonik aktiviteyi gösterir (Bull 1977b, 1978, Bull ve McFadden 1977, Burbank ve Anderson 2001, Keller ve Pinter 2002, Wells ve diğ. 1988).

Sinüslük (Smf) değerleri topografik haritalardan veya hava fotoğraflarından hesaplanabilir. Çünkü Smf değerleri ölçeğe bağımlıdır, dağ cephelerinin düzensizliğini vurgulayan daha büyük ölçekler kullanarak hesap yapmak daha kullanışlıdır. Düşük Smf indeks değerleri göreceli olarak aktif dağ önlerine işaret ederken, yüksek değerler göreceli olarak daha az aktif dağ önlerini gösterir (Bull 1977b, 1978, Bull ve McFadden 1977, Burbank ve Anderson 2001, Keller ve Pinter 2002).

#### **2.2.4.1 Dağ önü sinüslük oranı için dağ önü seçimi**

Hem Lmf hem de Ls topografik harita ölçekleri aynı birimlerde elle ölçülür (örn. Metre, fit vs.), ardından sonuç almak için eşitliğe sokulur, bu nedenle Smf indeksi birimsizdir (Bull 1977a, 1978, 1984, Bull ve McFadden 1977, Keller ve Pinter 2002, Rockwell ve diğ. 1984, Silva ve diğ. 2003, Wells ve diğ. 1988). Dağ önleri, 20 metrelik bir eşyükselti eğrisi ile sınırı aşan ölçülebilir bir aralığa sahip, fay ile sınırlanmış topografik eğimli yüzey olarak tanımlanırlar (Şekil 2.6)(Wells ve diğ. 1988). Dağ önleri yaklaşık 1 km uzunluğunda segmentlere ayrılmış tek bir cephe (Azor ve diğ. 2002) veya farklı uzunluklarda devam eden pek çok cephe olarak hesaplanabilir (Bull 1978, 1984, Silva ve diğ. 2003, Wells ve diğ. 1988). Wells ve diğ. (1988)'a göre ve Bull (1978, 1984) tarafından ortaya atılan metodu temel alarak, aşığıdaki kriterlerin biri veya daha fazlası, uzun dağ cepheleri genelde benzer jeolojik ve fizyografik özellikleri olan ayrı segmentlere bölünebilir: Bu bölümlenmeyi yapabilmek için aşığıdaki veriler kullanılabilir (Wells ve diğ. 1988).

- 1) Cepheye bağlı olarak büyük ölçekli, enine kesen vadiler ile kesişme,
- 2) Dağ cephesinin gidişindeki ani değişimler,
- 3) Litolojide ani ve sarp dönüşler,
- 4) Yükselme, diklik veya yarıлма gibi bitişik cephe segmentleri ile ilişkili bir dağ cephesinin ana jeomorfik özelliklerindeki ani değişimler.



Şekil 2.6 : Dağ önü sinüslük oranının hesaplanması (Keller ve Pinter 2002).

### 2.2.5 Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı (Vf)

Diğer önemli kararlılık indisi de vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranıdır (Vf). Bu indis aktif yükselmeye karşılık gelen V-şekilli vadiler arasındaki farklılıkları yansıtır (Şekil 2.7). Vadi tabanı genişliği-vadi yüksekliği oranı indisi tektoniğin vadi yamaç profilleri üzerindeki etkileri konusunda fikir vermesi nedeniyle kullanılmaktadır. Vadi tabanı genişliğinin vadi yüksekliğine oranı şöyle tanımlanır:

$$V_f = \frac{2V_{fw}}{[(E_{ld}-E_{sc})+(E_{rd}-E_{sc})]}$$

Formülde;

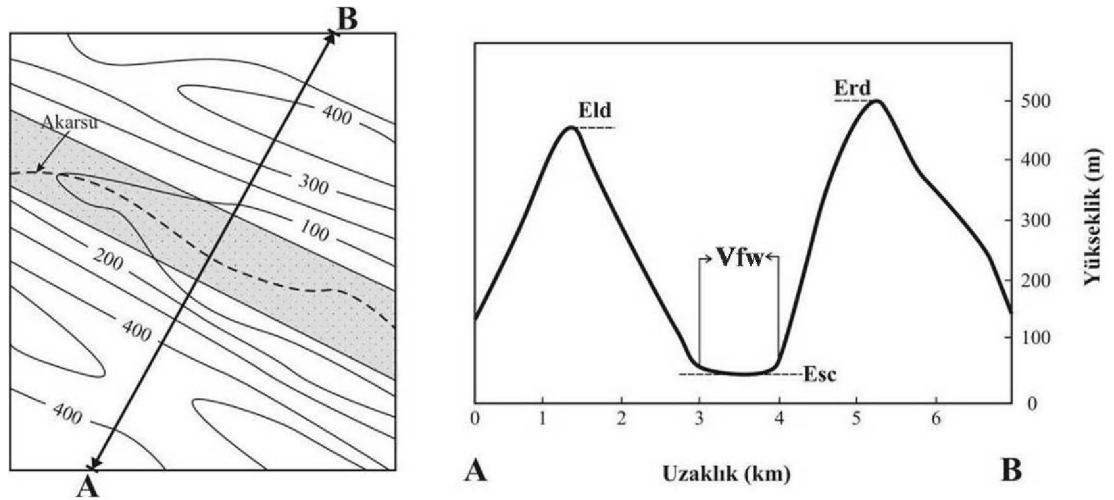
Vf: Vadi Tabanı Genişliği – Vadi Yüksekliği Oranı,

Vfw: vadi tabanı genişliği,

Eld: sol vadi kesimi yüksekliği,



Erd: sağ vadi kesimi yüksekliği,  
Esc: vadi tabanı yüksekliğidir.



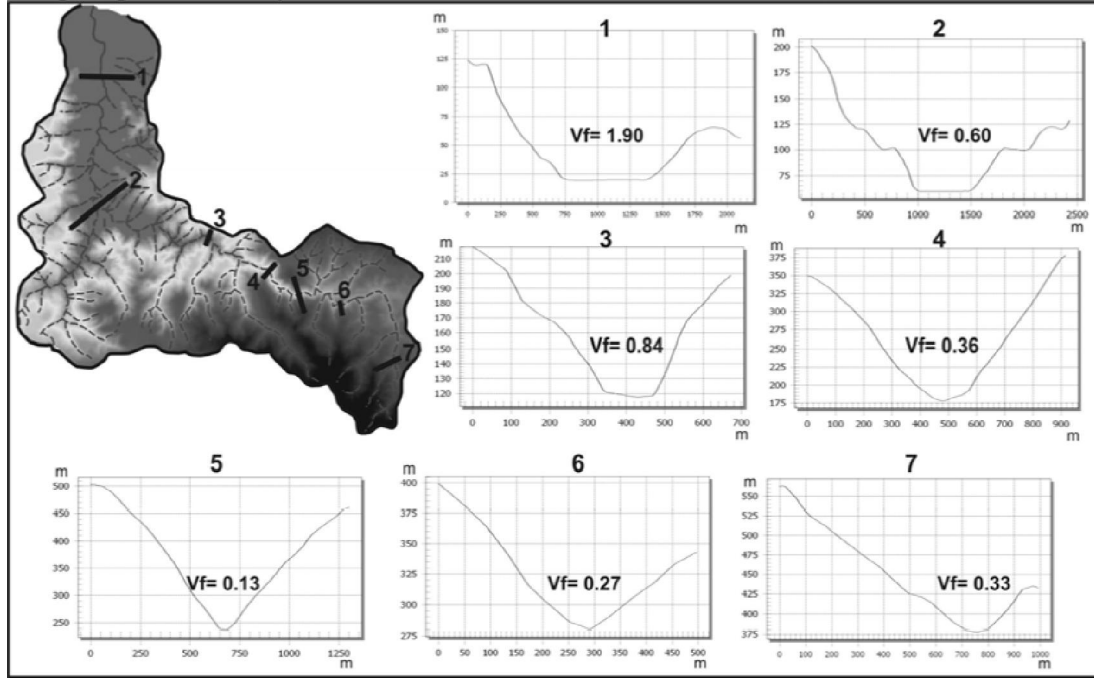
Şekil 2.7 : Vadi tabanı genişliğinin yüksekliğe oranını hesaplamak (Vf) ( Keller ve Pinter 2002).

Smf indeksine benzer olarak, Vf indeksinin düşük değerleri göreceli olarak aktif dağ cephelerine işaret eder ve hızlı yükselmeyle ilişkili olan derin vadileri gösterir. Yüksek Vf indeks değerleri ise göreceli olarak ortadan daha aza doğru giden ve düşük yükselme oranlarını gösteren aktif dağ cepheleri ile ilişkilendirilir (Bull 1977a, 1978, Bull ve McFadden 1977, Burbank ve Anderson 2001, Keller ve Pinter 2002, Rockwell ve diğ. 1984, Silva ve diğ. 2003, Wells ve diğ. 1988).

### 2.2.5.1 Vadi profili seçimi

Smf indeksine benzer olarak, genellikle tüm Vf indeks ölçümleri topografik haritalar ve hava fotoğraflarından elde edilmektedir (Bull 1977a, 1978, 1984, Bull ve McFadden 1977, Keller ve Pinter 2002, Rockwell ve diğ. 1984, Silva ve diğ. 2003, Wells ve diğ. 1988). Bir drenaj tabanı içindeki vadiyi kesen bölmelerin konumu (vadi profili) Vf değerlerini etkiler. Dağ cephelerinden akarsuyun yukarısına doğru vadi tabanları gittikçe daralmaya başlar ve herhangi bir akarsu için Vf oranları, akarsuyun aşağı kısmından kaynağa doğru gittikçe genişleme gösterir (Şekil 2.8) (Bull ve McFadden 1977). Ayrıca, Vf değerleri farklı drenaj taban alanlarına, akıma ve litolojiye sahip akarsular arasında oldukça büyük farklar gösterebilir (Wells ve diğ. 1988). Hem Smf hem de Vf değerleri ilişkili dağ cephelerinin tektonik aktivitesinin derecesini değerlendirmek için kullanılmıştır (Bull ve McFadden 1977,

Keller ve Pinter 2002, Silva ve diğ. 2003). Bununla birlikte, yalnızca Smf ve Vf indeksleri arasındaki kombinasyonun, özellikle kurak ve yarı-kurak alanlarda, incelenen dağ cephelerinin tektonik aktivitesinin derecesinin yarı-sayısal bilgisini verebileceğini ve onları farklı tektonik aktivite sınıflarına ayırabileceğini belirtmek çok önemlidir (Bull ve McFadden 1977, Silva ve diğ. 2003). Bu sebeple, bu araştırmada, bu jeomorfik indekslerin her ikisi de kullanılacaktır.



Şekil 2.8 : Bir havzada vadi profili için seçilen yerler ve değerleri (Öztürk ve Erginal 2008)

### 2.2.6 Drenaj havzası şekli indeksi ( $B_s$ )

Drenaj havzası şekli indeksi tektonik jeomorfolojide tamamlayıcı bir metot olarak kullanılmıştır.  $B_s$  bir havzada iki uzak nokta arasındaki planimetrik ölçüdür (Şekil 2.9) (Ramirez-Herrera 1998). Aşağıdaki formül ile hesaplanır:

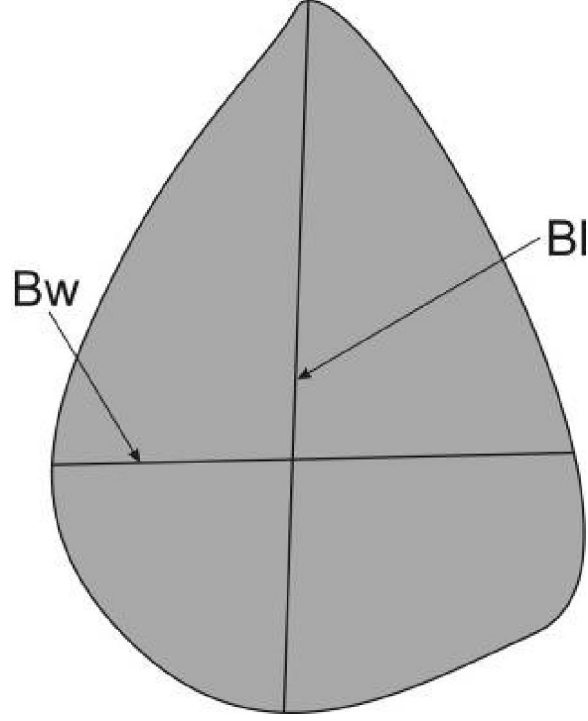
$$B_s = Bl/Bw$$

*Formülde;*

$Bl$ : Havzanın uzunluğu,

$Bw$ : Havzanın genişliğidir.

Bs'nin yüksek değeri uzamış havzaları, düşük değeri ise daha dairesel havzaları ifade eder. Uzamış şekilli havzalar tektonik açıdan aktif alanları karakterize eder. Bu metot, Mojave ölu (California) (Bull ve McFadden 1977) ve Acambay Grabeni (Meksika) (Ramírez-Herrera 1998) gibi tektonik açıdan aktif olduğu düşünölen dağ önlerine yakın drenaj havzalarına uygulanmıştır.



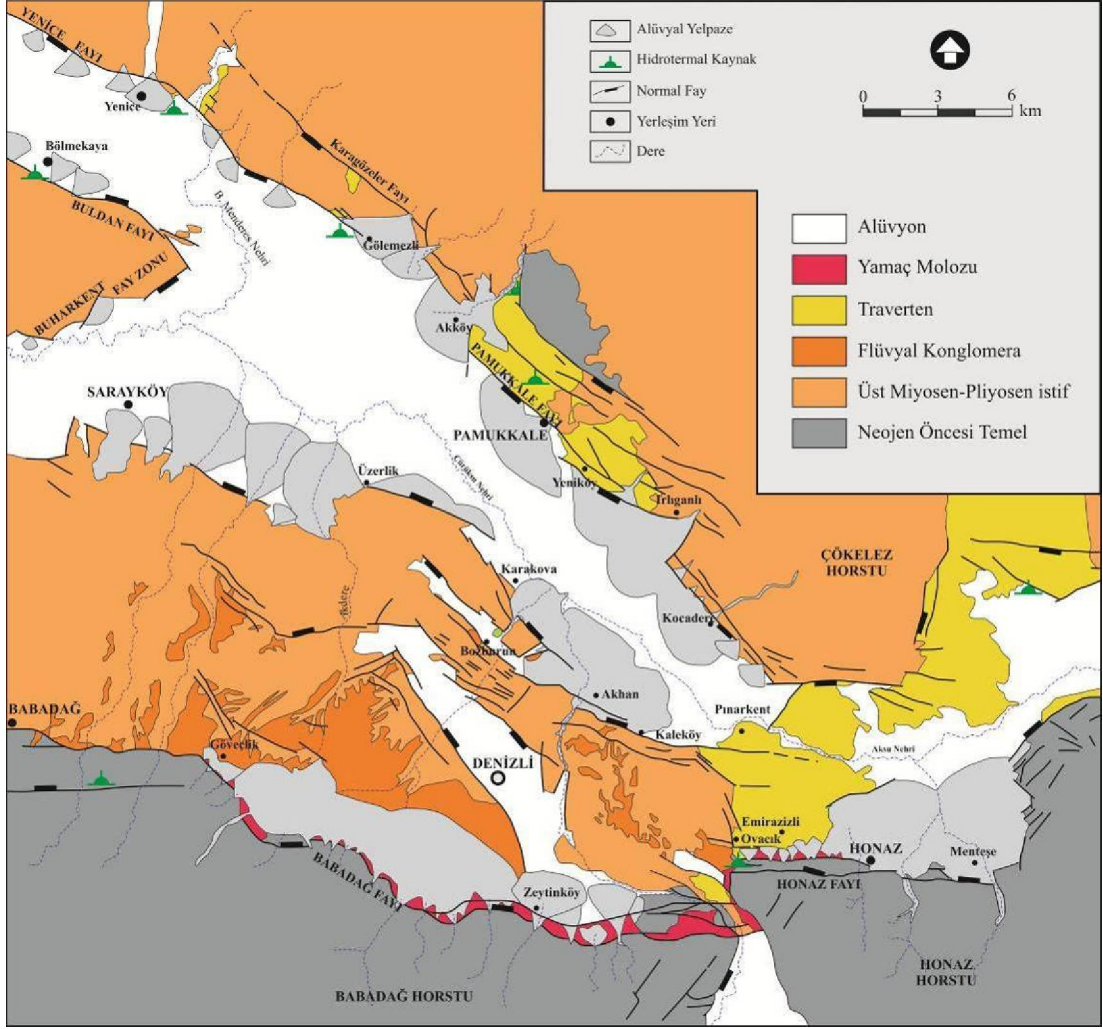
Şekil 2.9 : Bir drenaj havzasının planimetrik şeklinin tanımlanması (Ramírez-Herrera 1998).

### **3. DENİZLİ HAVZASINDAKİ FAYLARIN TEKTONİK JEOMORFOLOJİSİ**

Denizli Havzası'nı kuzeyden ve güneyden sınırlayan faylar üzerinde morfometrik analizler için farklı vadiler seçilmiştir. Havzayı güneyden sınırlayan Honaz Fayı için 5, Babadağ Fayı için 7 ve kuzeyden sınırlayan Pamukkale Fayı için 7 ayrı vadi seçilmiş ve 5 ayrı morfometrik hesap yöntemi kullanılarak fayların topografya üzerindeki etkisi araştırılmıştır (Şekil 3.1).

Morfometrik analizin amacı bir bölgenin morfolojik şekillenmesinde etkili olan aşınma ve tektonik gelişimin etki derecesini sayısal olarak ortaya koymaktır. Bu nedenle çalışma alanında seçilmiş bazı vadiler üzerinde yapılan morfometrik analiz sonuçları aşağıda sunulmuştur.

Bu amaçla inceleme alanına ait sayısal yükseklik modelleri kullanılmış ve morfolojik indisler ile bölgenin tektonik morfolojisi araştırılmıştır. Sayısal yükseklik verileri Harita Genel Komutanlığı tarafından 1/25 000 ölçekli topoğrafik haritalardan üretilmiş, 10 piksel çözünürlüğe sahip verilerden yararlanılmıştır. Bu çalışmada veri üretim, işleme ve harita üretimi amaçlı, Arcgis 9.3 ve Mapinfo 10.0 programları kullanılmıştır.



Şekil 3.1 : Denizli Havzası'nın jeolojik haritası ve havzayı sınırlayan faylar (Koçyiğit 2005'ten değiştirilerek).

### 3.1 Honaz ve Civarının Jeolojik Özellikleri ve Tektonik Jeomorfolojisi

#### 3.1.1 Stratigrafi

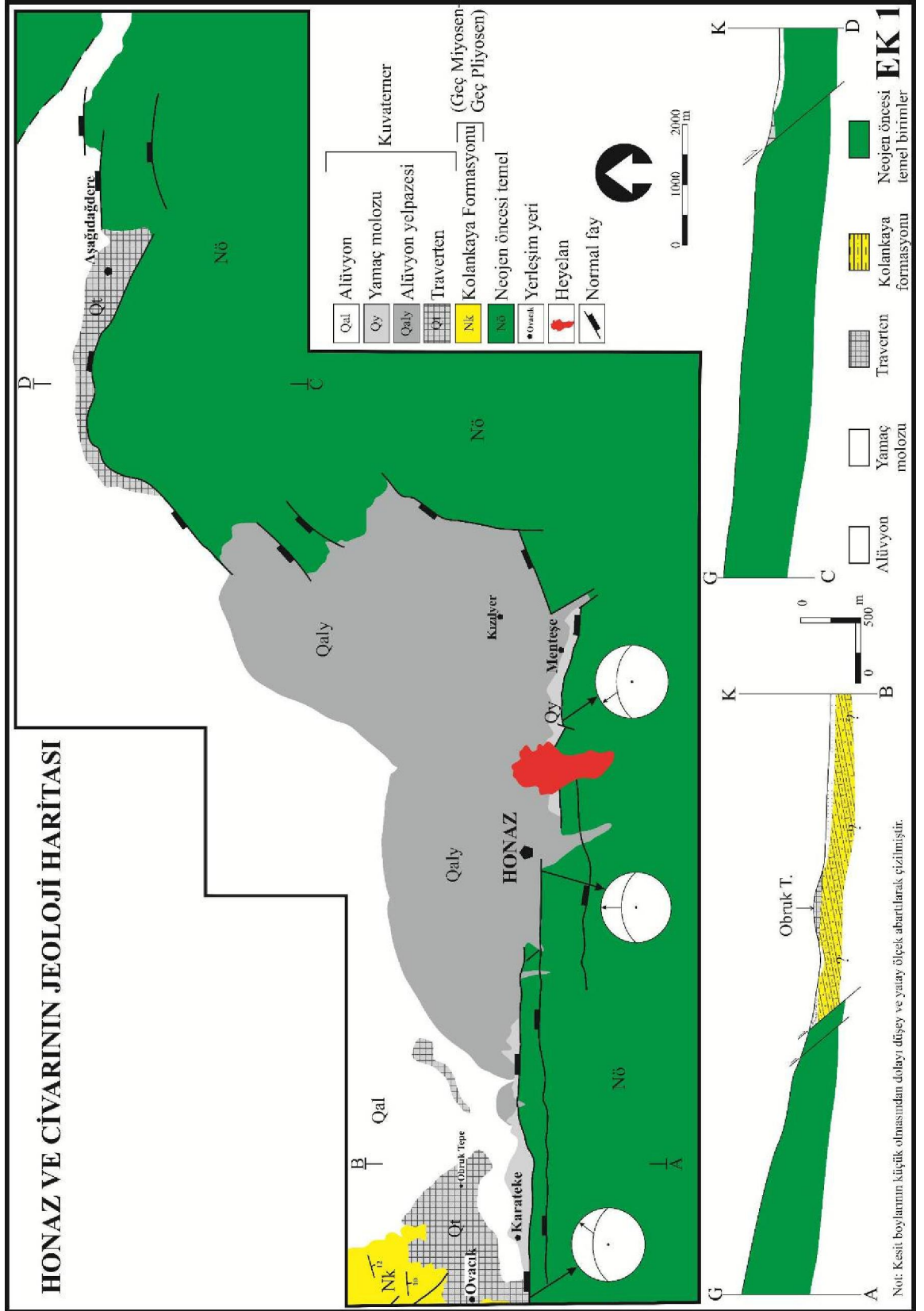
Çalışma alanı Denizli ilinin 15 km doğusunda yer alan Honaz ilçesi ve çevresidir (Şekil 3.1). Toplam uzunluğu 13 km olan Honaz Fayı iki segment halinde olarak incelenmiştir. Fayın tavan ve taban bloğunda bulunan kaya birimlerine göre stratigrafi hazırlanmıştır. Fayın taban bloğunda Menderes masifine ait düşük metamorfizma geçirmiş örtü birimleri ve Likya naplarına ait kayaçlar vardır. Likya napları metamorfik birimleri tektonik dokanakla üzerler. Tavan blokta ise fayla kontrol edilen geç Miyosen-geç Pliyosen yaşlı görsel çökeller, alüvyon, alüvyal yelpazeler ve travertenler bulunmaktadır (Şekil 3.2, Ek 1).

### 3.1.1.1 Taban blok

Taban blokta, yaşlıdan gence doğru metasedimentler, ofiyolitik melanj, Mesozoyik karbonat istifli, erken Triyas sığ denizel ve karasal sedimanter kayaçlar yüzeyler.

*Metasedimentler:* İlk olarak Okay (1989) tarafından “Honaz şeyli” olarak adlandırılan birim metakumtaşı, fillit, sleyt ve kalkıştler gibi düşük dereceli metamorfizma geçirmiş kayaçlardan meydana gelmiştir. Bu kayaçlar genellikle yeşilimsi ve mavimsi renkte olup çok iyi gelişmiş foliasyon düzlemlerine sahiptirler. Bu metamorfik kayaçlar Gökdere ve Çayboğazı derelerinin oluşturduğu derin vadiler boyunca ve vadi yamaçlarında yüzlek vermektedirler. Metamorfikler içerisinde farklı boyutlarda, sıkışma tektoniğine bağlı olarak K-G gidişli kıvrımlı yapılar gelişmiştir (Bozkuş ve diğ. 2001). Çalışılan bölgede Likya naplarının metamorfikler üzerine geldiği tektonik sınır gözlenememiştir. Metamorfiklerin olası yaşı, Çağlayan ve diğ. (1980) tarafından, Menderes masifinin en üst seviyeleriyle korele edilerek Üst Paleozoyik (Permiyen) olarak verilmiştir.

*Ofiyolitik melanj:* Bu birim Honaz Dağı'nın GD kesimlerinde, Aydınlar ve yakın çevresinde yüzeyler. Ofiyolitik melanj genellikle harzburjit, serpantinit, gabro-diyabaz dayklarından oluşur (Bozkuş ve diğ. 2001). Birim, alttaki Eosen-Oligosen yaşlı birimler üzerine bindirmiş ve üstten geç Miyosen-geç Pliyosen birimler tarafından uyumsuzlukla örtülmüş durumdadır.



Şekil 3.2 : Honaz ve civarının jeoloji haritası (Bozkuş ve diğ., 2001).



*Dolomit, dolomitik kireçtaşı, kireçtaşı ve jipsler:* Bu birim gri, koyu gri, masif, çok ince tabakalı dolomitlerle başlar ve açık gri, pembe renkli dolomitik kireçtaşları ile devam eder. Açık renkli rekristalize kireçtaşları bazı seviyelerde laminalı ve yapraklanmalıdır. Bu karbonat kayaçlar allohton olup iç yapılarında imbrikasyonlar ve bindirmeler vardır. Bu birimin yaşı metamorfikleri tektonik olarak üzerlemesinden dolayı Triyas-Paleosen'dir (Çağlayan ve diğ. 1980) (Şekil 3.3). Jips tabakaları siyah-koyu gri renkli olup ölçülebilen kalınlığı 300 m'dir. Birimin iç yapısı aşırı deformasyona uğramış ve kıvrımlanmıştır (Alçıçek ve diğ. 2003). Jipsler Honaz Ofiyoliti tarafından üzerlenmiş durumdadır. Gündoğan ve diğ. (2008) tarafından yapılan analizlere göre, bu bölgede bulunan jipsler, Akdeniz kuşağında oluşan Geç Triyas jipsleri ile benzer özellikler göstermektedir.



Şekil 3.3 : Honaz Fayının taban bloğundaki Triyas yaşlı kireçtaşları, Honaz ilçe merkezi güneyi (Bakış yönü: KD-GB).

### **3.1.1.2 Tavan blok**

Tavan blokta geç Miyosen-geç Pliyosen yaşlı akarsu- gölsel çökelleri ve Kuvaterner yaşlı alüvyon, alüvyal yelpazeler, yamaç molozu ve travertenler bulunmaktadır. Kuvaterner yaşlı birimler geç Miyosen-geç Pliyosen yaşlı gölsel çökeller üzerinde açısız uyumsuzlukla durmaktadır.



*Geç Miyosen-geç Pliyosen yaşlı gölssel çökeller (Kolankaya formasyonu):* Bu karasal çökeller genellikle flüvyal ve gölssel birimlerden meydana gelmişlerdir. Bu birimler iki farklı bölümden meydana gelmiştir. Alttaki bölüm yeşilimsi, açık gri renkte çamurtaşı, kilitaşı, kumtaşı ve konglomeralardan oluşur. Bu birimler, Honaz fayının hem tavan hem de taban bloğunda, Dereçiftlik, Aydınlar köyleri ve Honaz ilçesi arasında geniş bir alanda yüzeyleyler. Üst bölüm gri-yeşil renkli kumtaşı-kilitaşı arakatkılı killi kireçtaşları ve marnlardan meydana gelir. Birim Karateke, Ovacık, Karakurt ve Kale köyleri arasındaki alanda yüzeylemektedir (Şekil 3.4).



Şekil 3.4 : Geç Miyosen-geç Pliyosen yaşlı gölssel çökeller, Ovacık'ın kuzeyi (Bakış yönü: B-D).

*Travertenler:* Denizli Havzası'nda traverten oluşumları geniş bir alana yayılmaktadır. Bu travertenler açılma çatlakları, yamaç ve çöküntü alanları gibi depolanma ortamlarında oluşmuşlardır (Özkul ve diğ. 2001). Travertenler Honaz Fayı'nın tavan bloğunda yer alır ve alüvyal yelpazeler ve alüvyal çökeller tarafından örtülmektedirler. Bu travertenler, Honaz Fayı'nın önündeki açılma çatlakları ve fay düzlemi boyunca yüzeye çıkan kaynak suları tarafından, Neojen istifin en üst bölümlerinde depolanmışlardır (Bozkuş ve diğ. 2001). Morfolojik olarak traverten oluşumları fay önü ve sırt tipi travertenlerdir. Karateke ve Emirazizli köyleri arasında yer alan Obruk Tepe'deki açılma sırtı KB-GD uzanımlı olup, açılma sırtı travertenlerine iyi bir örnektir (Şekil 3.5).

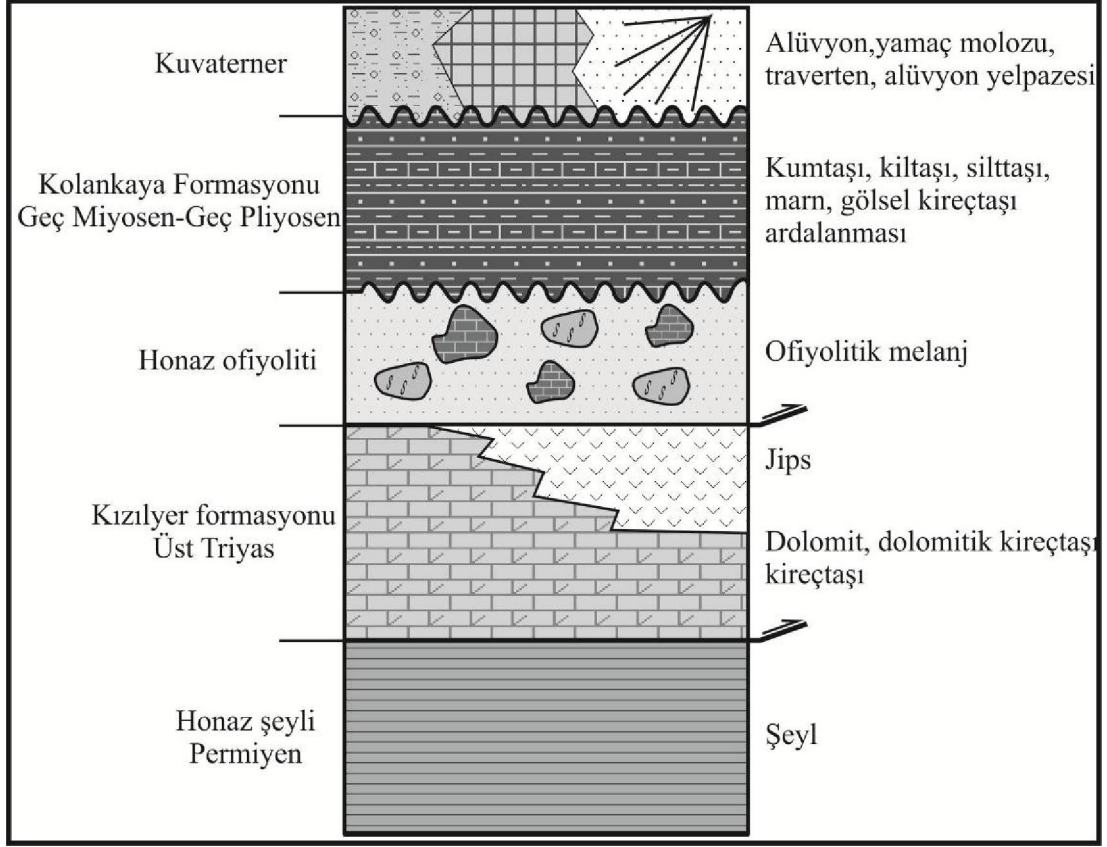


Şekil 3.5 : Açılma sırtı travertenler, Obruk Tepe (Bakış yönü: B-D) (Ek 1).

*Alüvyal yelpazeler:* Honaz Fayı'nın tavan bloğunda çeşitli boyutlarda oldukça fazla alüvyal yelpazeler gelişmiştir. Bu yelpazeler genellikle birbirleriyle yanal geçişler göstermektedir. Honaz ilçe merkezini içerisine alan yelpaze, genişlik ve uzunluk olarak diğerlerinden daha büyüktür. Bu yelpazeler yeşilimsi-gri renkli metamorfik çakıllar, kireçtaşı blokları gibi kırıntılardan meydana gelmişlerdir. Yelpazelerin eğimleri apeks kısmında  $10^{\circ}$ - $15^{\circ}$ , kollarda ise  $2^{\circ}$ - $5^{\circ}$ ' dir.

*Yamaç Molozu:* Yamaç molozları fay ile yerleşim yerleri arasında depolanmıştır. Yamaç molozlarını oluşturan kayaçlar genellikle fayın taban bloğundaki kayaçlardan kopan veya aşınan malzemelerdir. Bunlar açıkça fay önlerinde gözlenir karbonatlı kayaçlardan türemişlerdir.

*Alüvyonlar:* Alüvyonlar alüvyal yelpazelerin uzak kesimlerinde ve dere yatakları boyunca depolanmışlardır. Bunlar kil, silt, kum, çakıllardan meydana gelir. Kalınlıkları 30-40m yi geçmeyen alüvyonlar, Honaz ve Aksu deresi boyunca mostra verir.

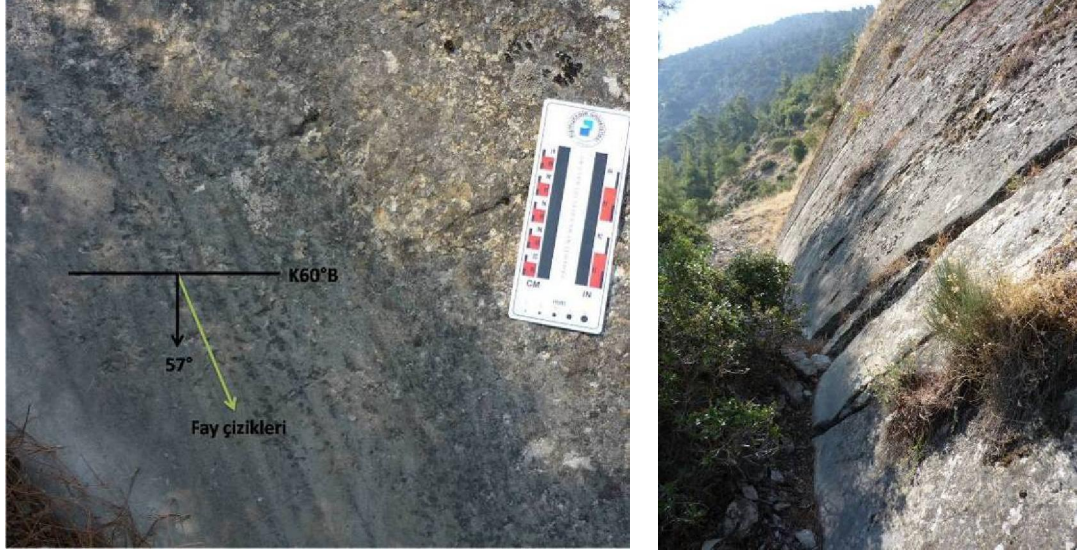


Şekil 3.6 : Honaz ve civarının stratigrafik dikme kesiti (Okay 1989; Bozkuş ve diğ. 2001; Gündoğan ve diğ. 2008'den değiştirilerek).

### 3.1.2 Honaz Fayı'nın tektonik özellikleri

Honaz Fayı, Denizli grabeninin güneyini sınırlayan, tarihi ve aletsel dönemde kayıtlara geçmiş depremler üreten aktif bir faydır. Fay yaklaşık olarak D-B gidişli olup, 40-60° ile kuzeye doğru eğimlidir (Şekil 3.7). Fay düzlemi üzerindeki fay çiziklerinin ölçülmesiyle fayın hareketinde sol yanal bileşenin de olduğu saptanmıştır. Toplam uzunluğu 13 km olan fay iki ana segmente ayrılmıştır. Honaz ve Karateke arasında gözlenen segment, 9.5 km uzunluğunda olup Okay (1989) tarafından Karateke Fayı olarak adlandırılmıştır. İkinci segment, Honaz ilçesinden geçerek Kızılyere doğru devam eder. Bu segment üzerinde fay düzlemleri çok belirgindir ve Bozkuş ve diğ. (2001) tarafından fayın tamamı Honaz Fayı olarak tanımlanmıştır.





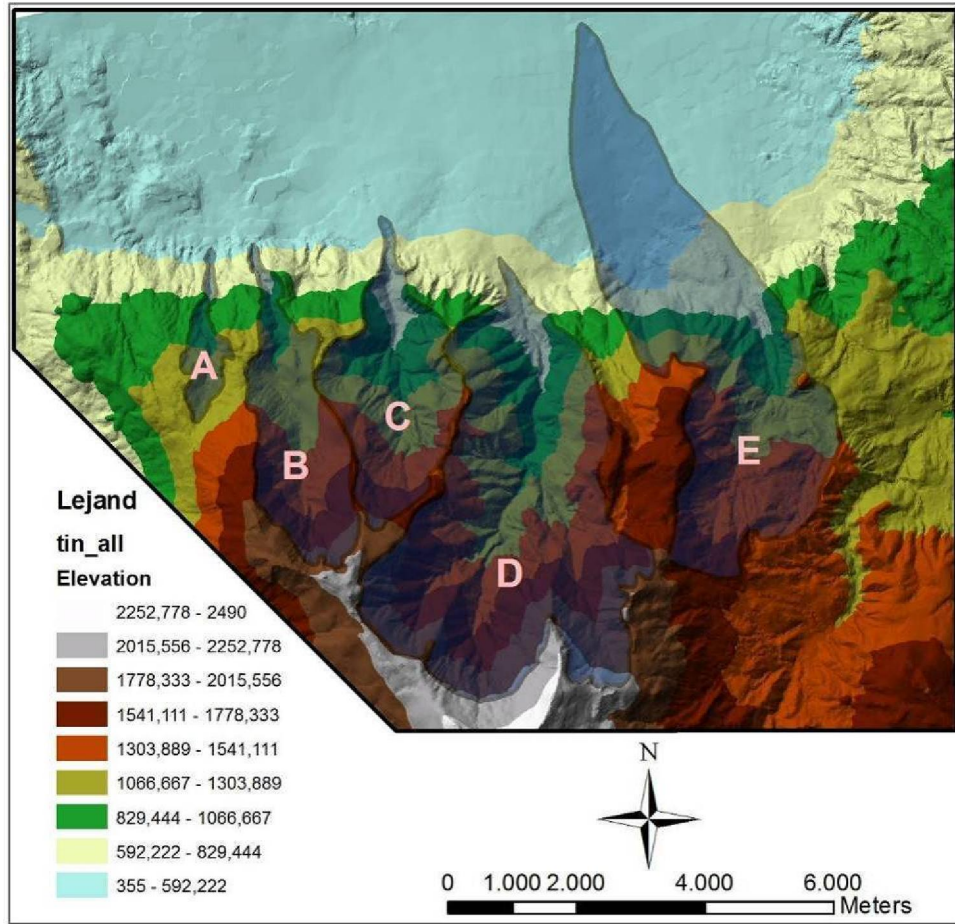
Şekil 3.7 : Honaz Fayı'nın düzlemi ve sağ yanal bileşeni gösteren fay çizikleri ve fay düzlemi (Honaz-Menteşe köyü arası).

Fay, Karateke beldesinin batısından D-B doğrultusunda başlar, Honaz ilçesini geçtikten sonra Mentеше köyü yakınlarında KB-GD doğrultusunda devam eder. Mentешeden sonra KKD doğrultusunda devam eder.

Karateke ve Honaz segmentleri jeomorfolojik açıdan çok farklılıklar gösterir. Honaz segmenti üzerinde gözlenen fay düzlemleri D-B doğrultulu ve eğimleri K'ye doğru 40°-60° arasında değişirken, Karateke segmenti boyunca fay düzlemi üzerinde fay breşleri ve oksidasyon yapıları gözlenmiş ve fayın eğimi 71°-88° arasında değişmektedir.

### 3.1.3 Honaz ve civarının tektonik jeomorfolojisi

Honaz Fayı boyunca yapılan morfometrik hesaplamalarda 5 farklı vadi kullanılmış ve 5 farklı morfometrik indis hesaplaması yapılmıştır (Şekil 3.8).



Şekil 3.8 : Honaz Fayı üzerinde morfometrik indislerin hesaplanmasında kullanılan vadiler.

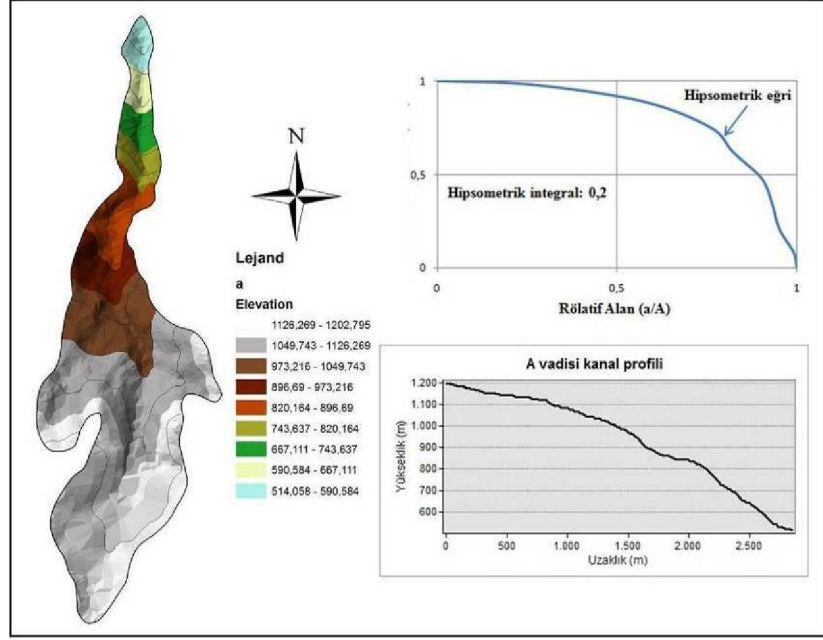
Hipsometrik integral ve eğrinin, kullanılan sayısal yükseklik modelinin çözünürlüğüne bağlı olarak ihmal edilebilir miktarda değiştiği Hurtrez ve diğ. (1999) tarafından vurgulanmıştır. Buna göre topografik paftalardan üretilen 10 m'lik sayısal yükseklik modeli kullanılarak çalışma alanının geneline yayılmış çeşitli ölçeklerdeki 5 vadinin su toplama alanının hipsometrik analizi gerçekleştirilmiştir. Böylelikle bölgede morfolojik gelişimin (tektonik ve litoloji değişiminin etkisi) sayısal verilere dayanılarak elde edilmesi amaçlanmıştır.

Hipsometrik analiz yapmak için seçilen vadilerin yükseklik değerleri 550-2170 m arasında değişmektedir. Vadilerin üzerinde bulunduğu litoloji Neojen öncesi temel birimlerdir. Vadilerin oluşturduğu drenaj alanları 1-15 km<sup>2</sup> aralığında değişen genelde küçük alanlardır. Seçilen vadilerin sınırları belirlendikten sonra hipsometrik eğri ve integralleri hesaplanmıştır (Şekil 3.9, 3.10, 3.11, 3.12, 3.13).

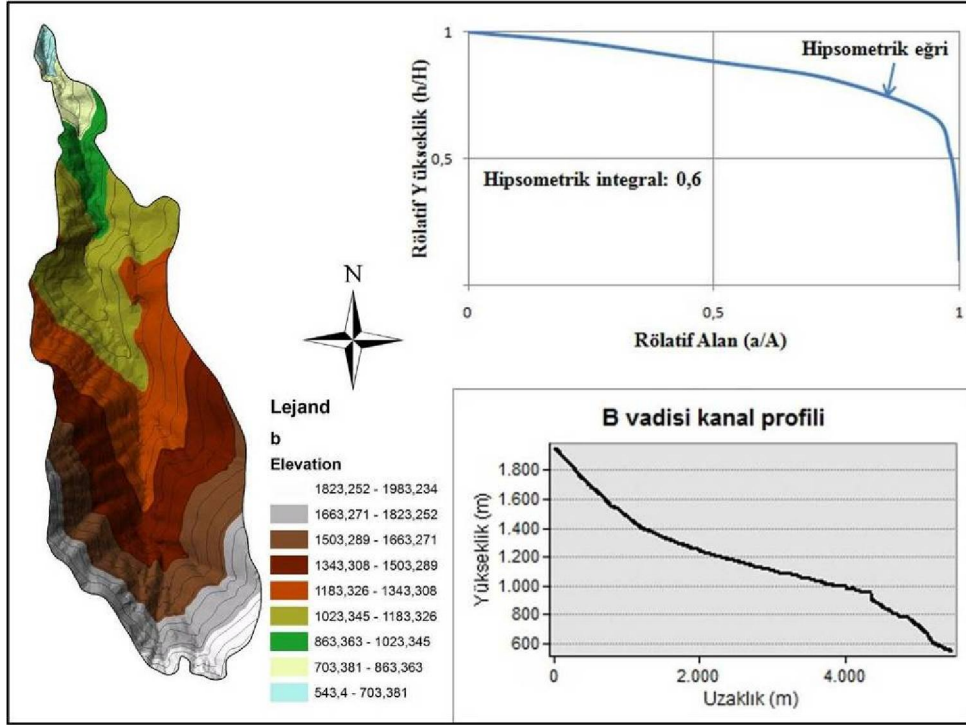
Bu çalışmada meteorolojik veriler dikkate alınarak iklim faktörünün evrimde farklılık yaratacak önemli bir etken olmadığı kabul edilmiş ve böylece daha çok litoloji ve tektoniğin (yükselme oranı) etki faktörleri incelenmiştir.

A, B, D ve E vadilerinde hesaplanan hipsometrik eğriler yaklaşık iç bükeydir. Hesaplanan hipsometrik integraller 0,2-0,6 arasında değişmektedir (Şekil 3.9, 3.10, 3.12, 3.13).

Neojen öncesi temel kayalar üzerinde oluşan bu vadilerin genç-yarı olgun evreyi göstermesi, büyük ölçüde fayın morfoloji üzerindeki etkisini işaret etmektedir. Özellikle C vadisi fayın orta bölümlerinde V şekilli ve derin yarılmış morfolojiyi gösteren vadidir. Fayın uç kısımlarında fazla derin olmayan vadiler gelişmiştir. Bu da fayın orta kesimlerinde çökmenin daha fazla, uç kısımlarında daha az olmasıyla ilişkilendirilmiştir. A, B, D, ve E vadilerinde hipsometrik eğrinin iç bükey olması da fayın kenar kısımlarının daha aktif olabileceğine bir işarettir (Şekil 3.9, 3.10, 3.12, 3.13).

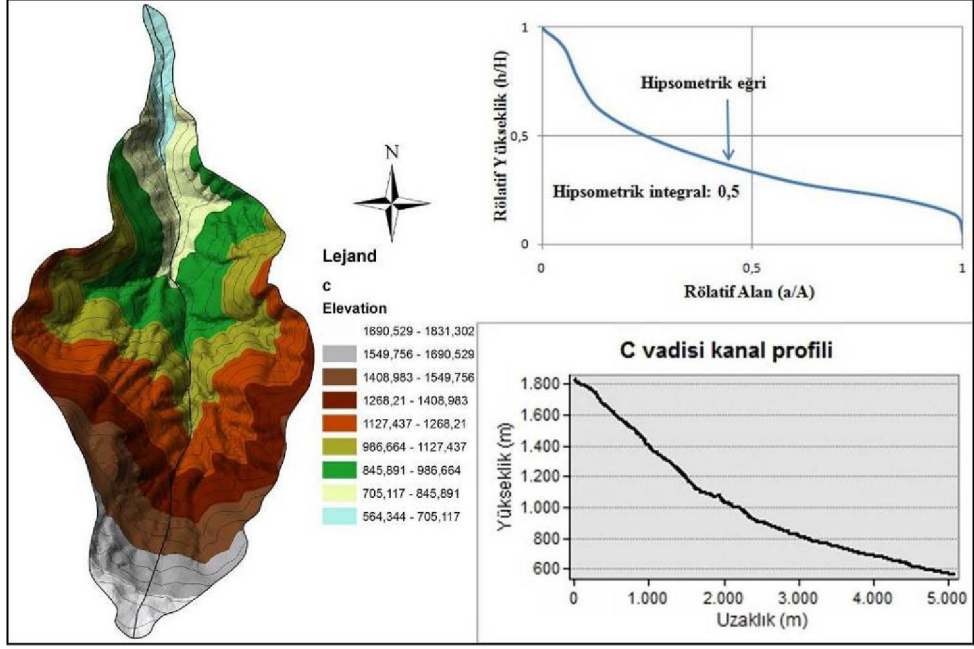


Şekil 3.9 : A vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri.

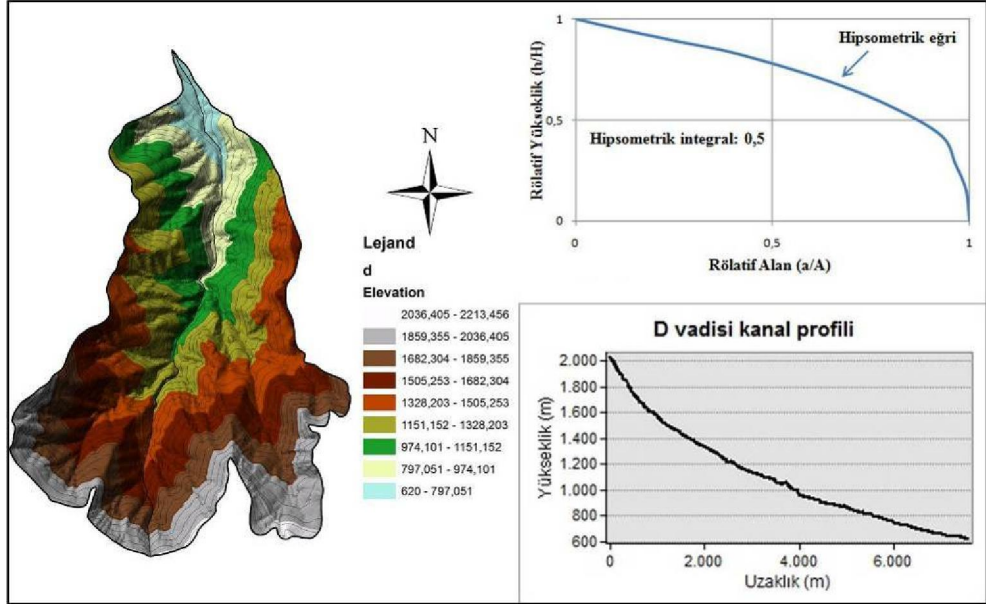


Şekil 3.10 : B vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri.



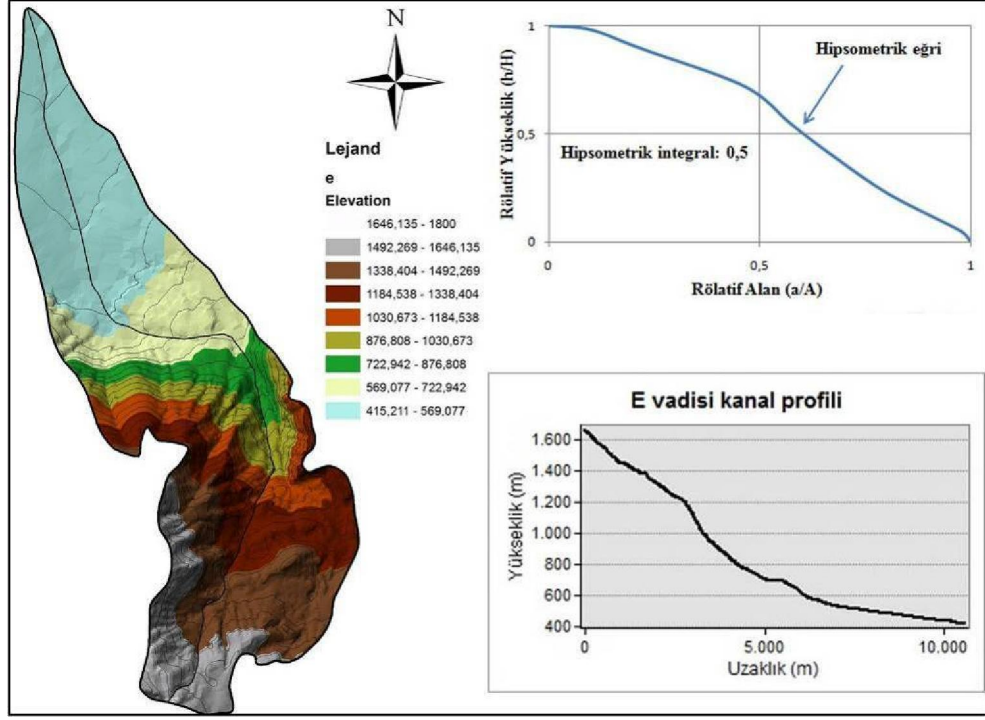


Şekil 3.11 : C vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri.



Şekil 3.12 : D vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri.





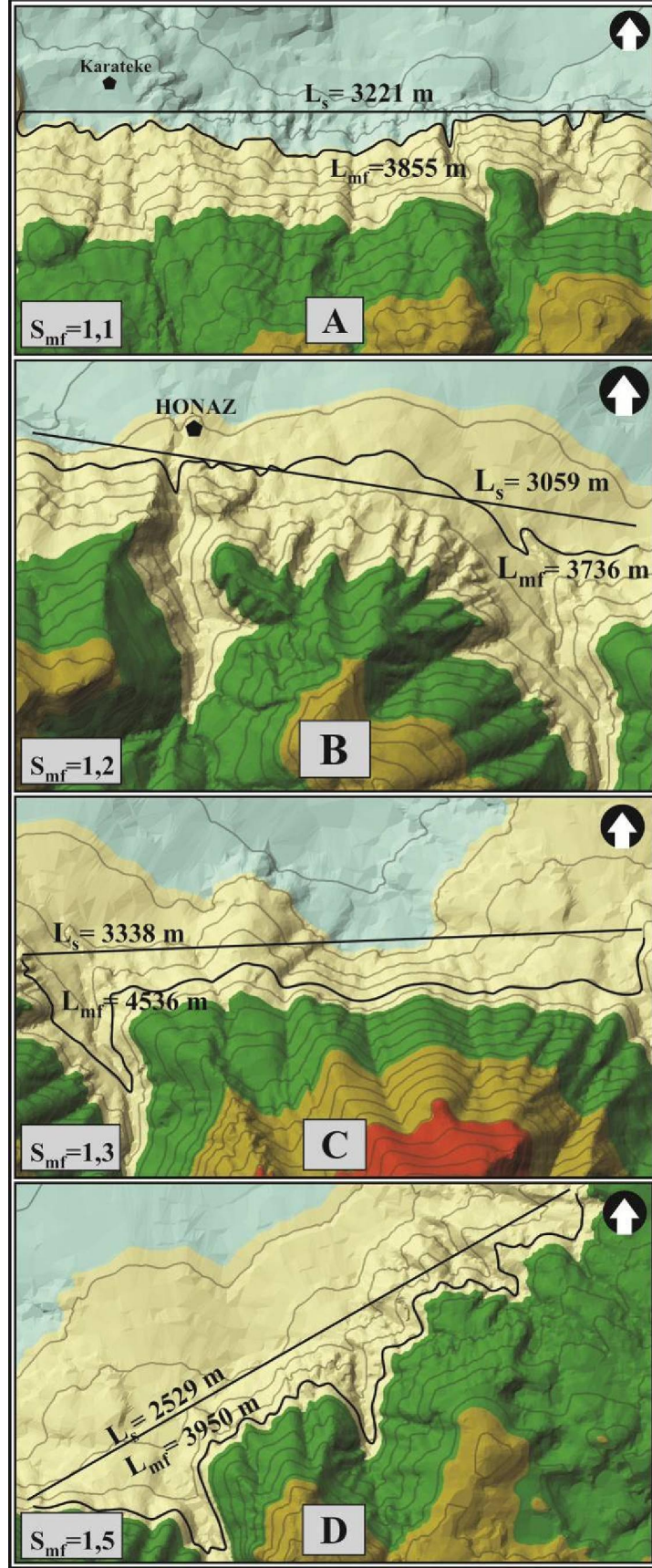
Şekil 3.13 : E vadisi kanal profili, hipsometrik eğri ve integral değeri.

İnceleme alanında fayın çok belirgin olduğu alanlardan dört bölge seçilerek dağ cephesi eğrilik oranları ( $S_{mf}$  indeksi) araştırılmıştır (Şekil 3.14). Honaz Fayı'nın bölgede etkin olmaya başlamasıyla, fay kontrollü açılmış üçgen yüzeyler, geniş alanlar kaplayan alüvyal yelpazeler, yamaç molozları, düz alanlarda alüvyonlar ve travertenler gelişmiştir. Hala oluşumunu sürdüren bu yapıları kontrol eden fay üzerinde hesaplanan  $S_{mf}$  indekslerinin özellikle fayın batı kesimlerinde 1' e yakın olması fayın morfoloji üzerindeki etkinliğinin genç olduğuna işaret etmektedir. Fayın doğusuna doğru  $S_{mf}$  indeksinin 1' den uzaklaşması fayın batı kesiminin doğuya göre daha aktif olduğuna bir işarettir (Şekil 3.14).

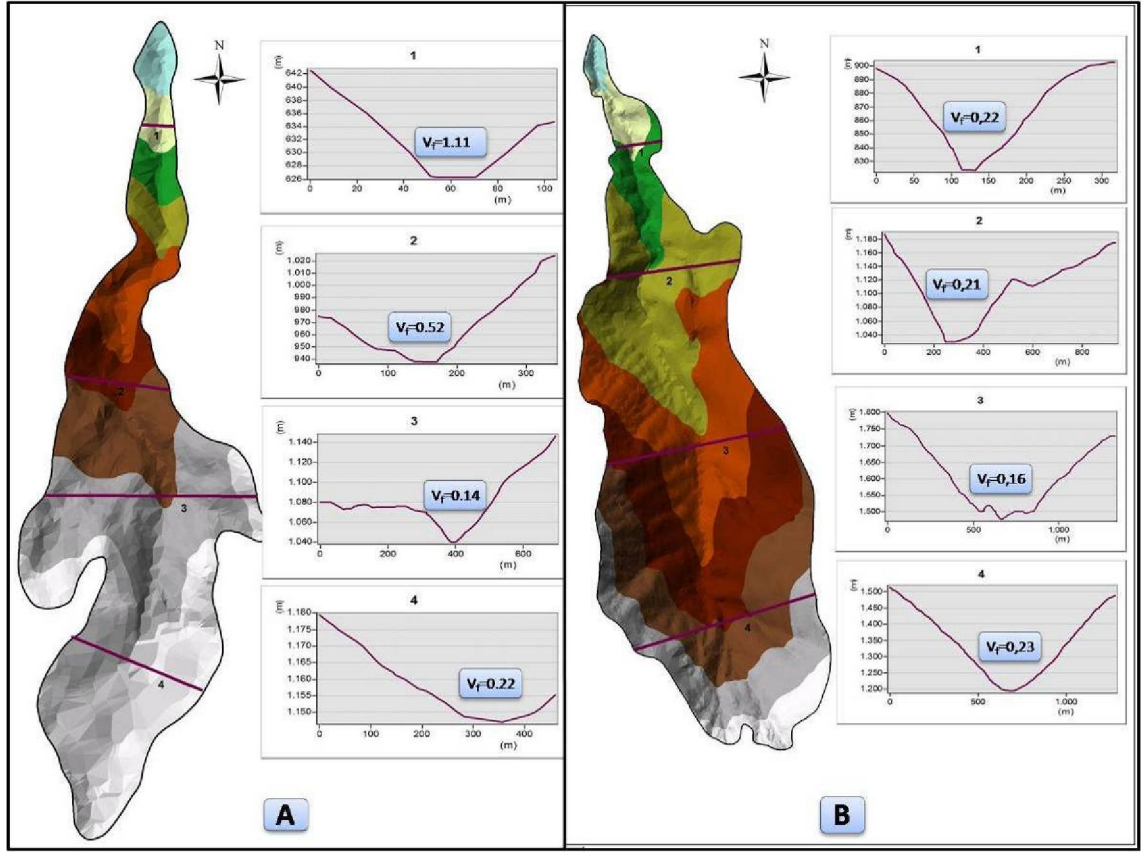
Birçok araştırmacı (Ramirez–Herrera, 1994; Koukouvelas, 1998; Verrios ve diğ. 2004) dünyanın çeşitli bölgelerinde  $V_f$  indeksinin çeşitli etkilerini gösteren çalışmalar yapmışlardır. Honaz Fayı için A, B, C, D ve E vadilerinin  $V_f$  indeksi araştırılmıştır (Şekil 3.15, 3.16, 3.17). Her bir vadi için seçilen belirli mesafelerde bu indeks uygulanmıştır. Vadi tabanları mansaptan menbaya doğru azalan ve daralan bir görünüm sunar. Elde edilen  $V_f$  indeks değerleri 0,12-5,55 değerleri arasında değişmektedir. A, B, C drenaj alanları, dar ve derin deşilmiş vadiler olduğundan daha düşük  $V_f$  indeks değerlerine sahiptirler. Çalışma alanının doğusunda bulunan D ve E vadileri derin gözükmelerine rağmen  $V_f$  indeks değerleri yüksek çıkmıştır. Bu verilere

dayanarak Honaz fayının batı kesimlerinde aktif bir yükselmenin varlığına işaretir. Bu veri AF, Smf, Hi indeksleri hesaplamalarıyla birebir örtüşmektedir.

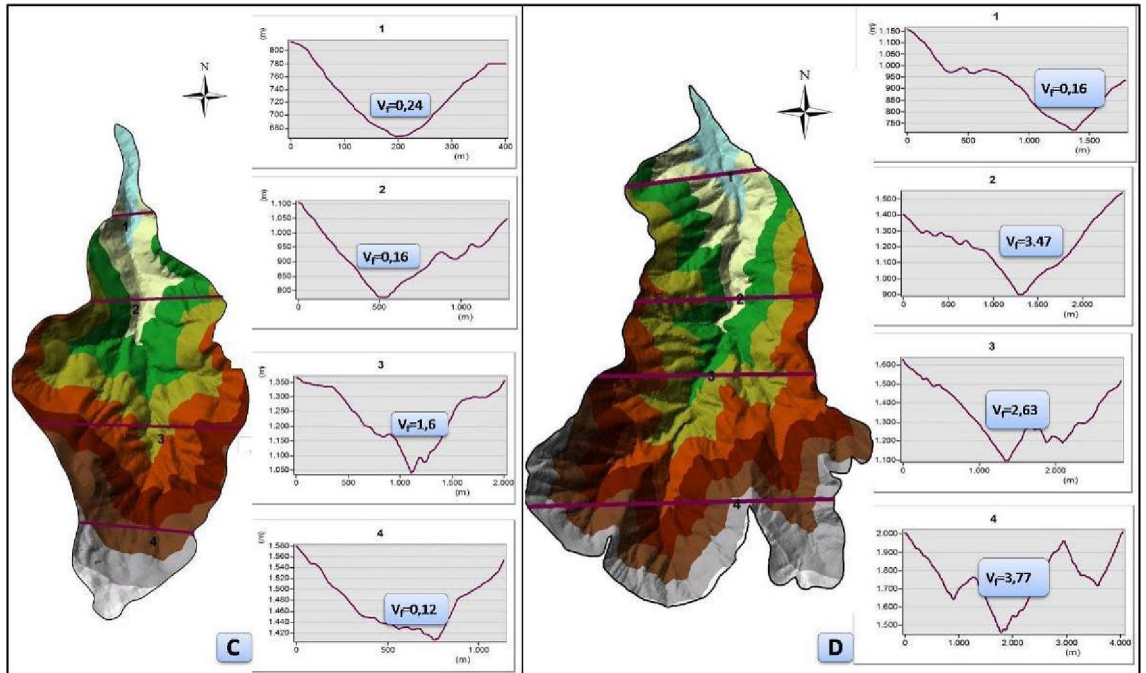
Bs indeksi verilerine bakıldığında, değerlerin yüksek olması, vadilerin dar ve uzun olarak geliştiğini göstermektedir. Bu vadilerin dar ve uzun oluşları, fayın kontrolünde geliştiklerini göstermektedir (Şekil 3.18).



Şekil 3.14 : Honaz Fayı boyunca  $S_{mf}$  indeksinin hesaplandığı alanlar ve değerleri.

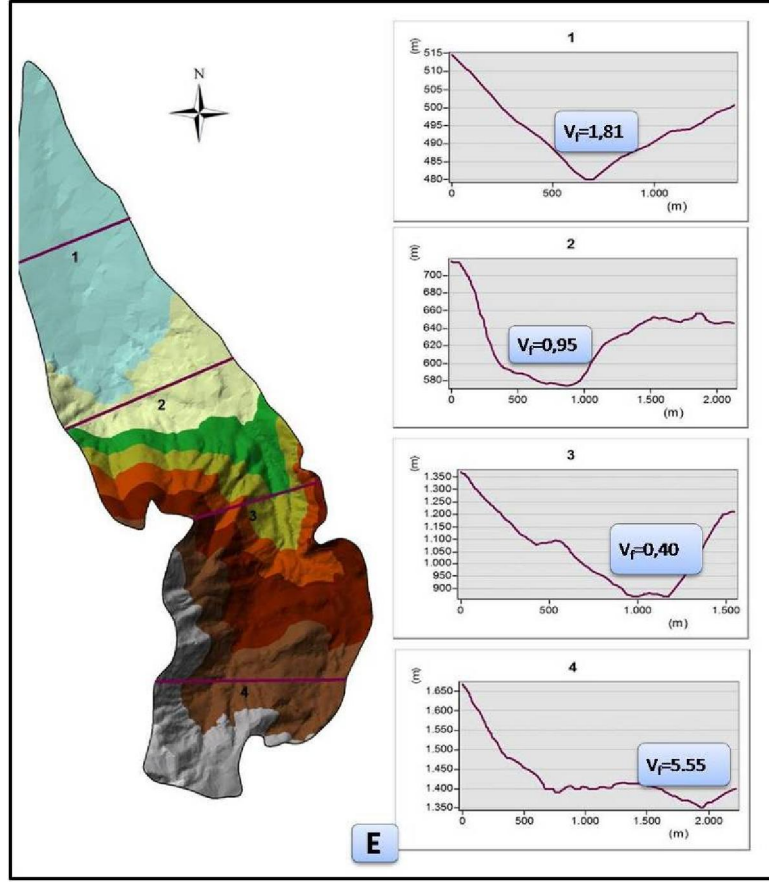


Şekil 3.15 : A ve B drenaj havzalarında seçilen 4 ayrı alanda hesaplanan Vf indeks değerleri ve vadi profilleri.

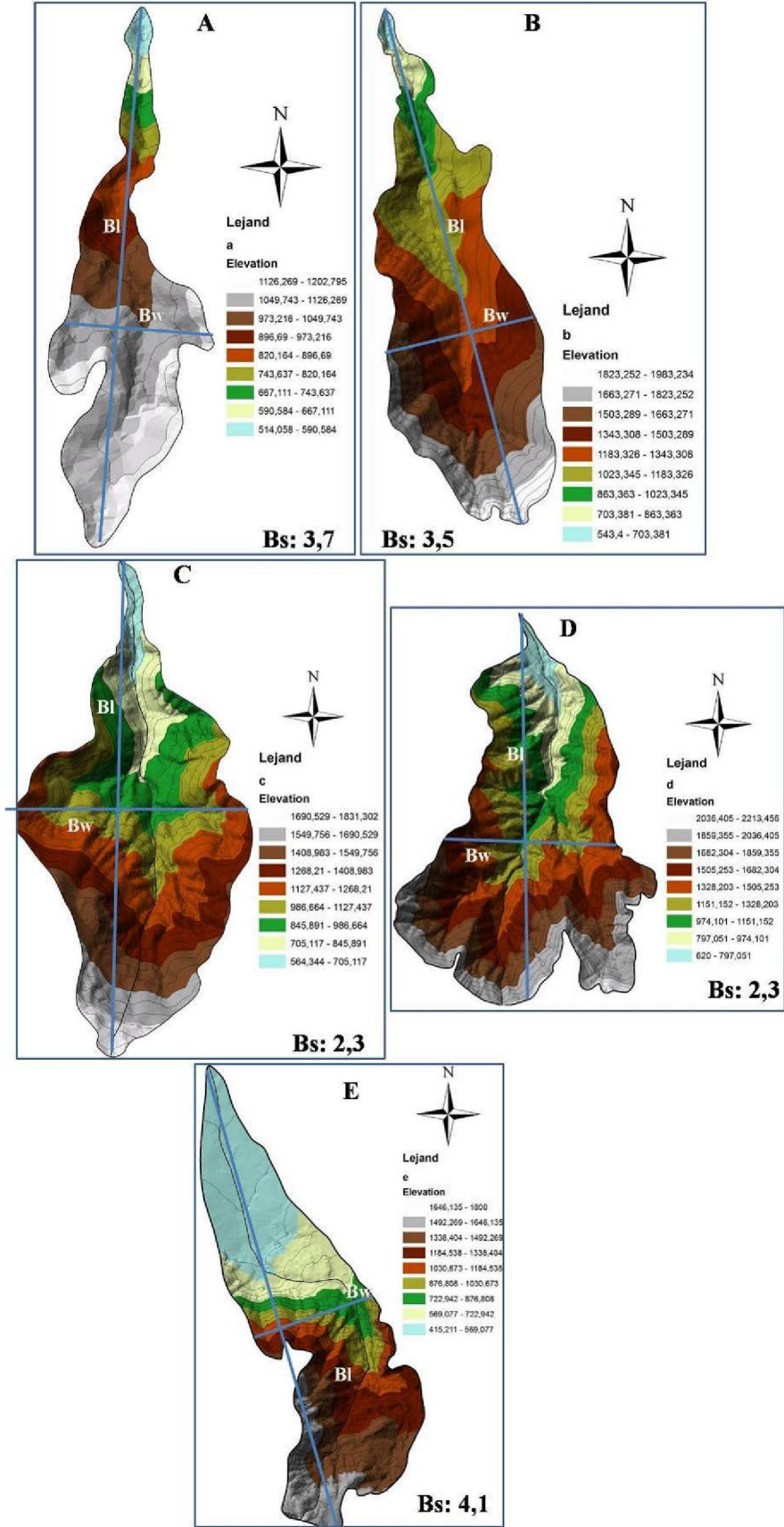


Şekil 3.16 : C ve D drenaj havzalarında seçilen 4 ayrı alanda hesaplanan Vf indeks değerleri ve vadi profilleri.





Şekil 3.17 : E drenaj havzasında seçilen 4 ayrı alanda hesaplanan V<sub>f</sub> indeks değerleri ve vadi profilleri.



Şekil 3.18 : Seçilen 5 ayrı vadiye hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.

## 3.2 Babadağ ve Civarının Jeolojik Özellikleri ve Tektonik Jeomorfolojisi

### 3.2.1 Stratigrafi

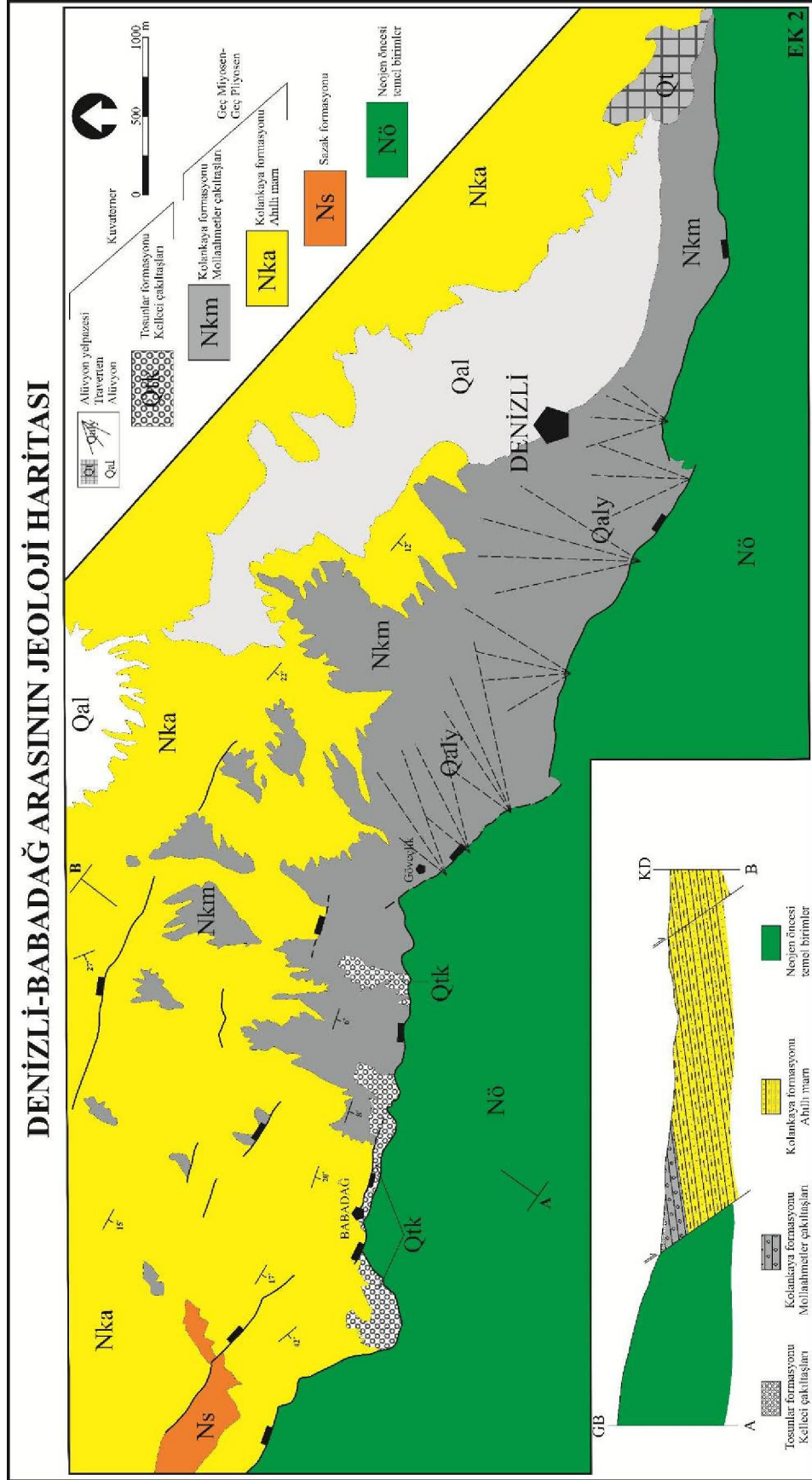
Çalışma alanındaki birimler, Babadağ Fayı'nın taban ve tavan bloğuna göre incelenmiştir. Taban blokta Menderes masifi ve Likya naplarına ait birimler bulunurken, tavan blokta ise Denizli grubuna ait Neojen yaşlı Sazak ve Kolankaya formasyonları, Kuvaterner yaşlı yamaç molozları, alüvyal yelpazeler ve alüvyonlar yer alır (Şekil 3.19; 3.20; Ek 2).

#### 3.2.1.1 Taban blok

Babadağ Fayı'nın taban bloğunda, Menderes masifinin Paleozoyik yaşlı metamorfitle, Mesozoyik yaşlı kireçtaşları ve bu masifin üzerine tektonik dokanakla gelen yine Mesozoyik yaşlı Likya naplarına ait sedimanter kayalar yer alır (Okay 1989, Sun 1990). İnceleme alanında temel birimler alttan üste doğru Paleozoyik yaşlı Ortaköy, Mesozoyik yaşlı Yılanlı ve Zeybekölen tepe formasyonları ile Likya naplarına ait Honaz şeyili, Sandak birimi, Honaz ofiyolitik melanjı ve Göbecik tepe birimi bulunur (Okay 1989).

##### 3.2.1.1.1 Menderes masifi

İnceleme alanında havzanın güneybatısından Honaz dağına kadar olan kesimde Menderes masifinin Paleozoyik yaşlı Ortaköy formasyonu ile Mesozoyik yaşlı Yılanlı ve Zeybekölen tepe formasyonları yüzeyleyir. Yaklaşık 1000 m kalınlığa sahip olan Ortaköy formasyonu; düşük dereceli granat şist, iki mikalı şist, fillat ve serizit klorit şist, kloritoyidli kuvars-muskovitşist, kuvarsit, kuvars şist, kuvars-muskovit şist, mermer mercek ve bantlarından oluşur. Bu metamorfitlelerin içinde Geç Devoniyen- Erken Karbonifer yaşlı *Rhyocamax*, *Fenestrelina* sp. ile, üst düzeylerdeki karbonatlarda *Rugoschwagerina*, *Glomospira*, *Mizzia* ve *Fusulina*'ya benzer şekiller bulunmuş ve birime Permiyen yaşı verilmiştir (Sun 1990). Pamukkale kuzeyindeki şistler içindeki mermerlerde Permo-Karbonifer yaşlı fosiller bulunmuş ve Ortaköy formasyonunun yaşı Siluriyen-Devoniyen olarak verilmiştir (Sun 1990). Ortaköy formasyonu üzerine muhtemelen diskordansla gelen Geç Kretase yaşlı Yılanlı formasyonunun kalınlığı yaklaşık 1500 m olup, Meşhur ve Akpınar (1984) tarafından tanımlanmıştır. Honaz Dağı'nın yamaçlarında geniş yayılım gösteren bu



Şekil 3.19 : Denizli-Babadağ arasının jeolojik haritası (Hançer ve Çemen 2005'ten değiştirilerek).



birim başlıca rekristalize kireçtaşlarından oluşur (Okay 1989). Yılanlı formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen ve Okay (1986) tarafından tanımlanan Paleosen-Erken Eosen yaşlı Zeybekölen tepe formasyonu ise rekristalize kireçtaşları ve şeyllerden oluşur. Honaz Dağı'nın yamaçlarında geniş yüzlek veren birimin kalınlığı 1000 m'den fazladır.

### **3.2.1.1.2 Likya napları**

İnceleme alanında havzanın güneydoğusunda Honaz Dağı civarında geniş bir yayılım gösteren Likya napları alttan üste doğru Mesozoyik yaşlı Honaz şeyili, Sandak birimi, Honaz ofiyolitik melanji ve Göbecik tepe biriminden oluşur.

*Honaz Şeyili:* İnceleme alanının güneydoğusunda bulunan Honaz dağının çekirdeğini oluşturan koyu mavimsi yeşil renkli, hafif metamorfizma geçirmiş şeyil ve silttaşından oluşan bu istif Okay (1989) tarafından tanımlanmıştır. Honaz şeyili tektonik bir dokanakla Menderes masifinin Yılanlı ve Zeybekölen tepe formasyonlarının üstünde yer alır.

*Sandak Birimi:* Çalışma alanında, Likya naplarına ait Sandak birimi Erken Jura yaşlı Karaova ve Gereme formasyonları ile Jura-Kretase yaşlı Çatalca tepe kireçtaşları yüzeyler (Okay 1989). Karaova formasyonunun kalınlığı 500 m olup, şeyil, kumtaşı, konglomera, kuvarsit ve kireçtaşı seviyelerinden oluşmaktadır. Bu formasyonun üzerine geçişli olarak gelen Gereme formasyonunun kalınlığı ise yaklaşık 500 m olup, gri renkli dolomitlerden meydana gelmektedir. Gereme formasyonun üzerine uyumlu olarak gelen Çatalca tepe kireçtaşı ise gri renkli yumrulu kireçtaşlarından oluşur ve kalınlığı yaklaşık olarak 750 metredir.

*Honaz Ofiyolitik Melanji:* Büyük oranda serpantinleşmiş peridotitlerden oluşan ve Honaz dağının doğusunda geniş yayılım gösteren bu birim Okay (1989) tarafından tanımlanmıştır. Bu birim Sandak birimine ait Çatalca tepe kireçtaşı üzerine tektonik dokanak ile gelir.

*Göbecik tepe birimi:* Bu birim çalışma alanında Mesozoyik-Erken Tersiyer yaşlı tortul kayaçlardan oluşmaktadır (Okay 1989). Denizli havzasının güneydoğusunda bulunan Honaz Dağı'nın doğu yamacı boyunca yayılım gösterir. Bu birim, Menderes masifinin veya Honaz ofiyolitik melanjinin üstünde tektonik dokanakla yer alır. Göbecik tepe birimi alttan üste doğru Senoniyen yaşlı Bozkaya tepe kireçtaşı, Paleosen-Alt Eosen yaşlı Kırkpınar kireçtaşı, Orta-Üst Eosen yaşlı Kozaklı tepe ve Alçıboğazı formasyonlarından oluşmaktadır. Bozkaya tepe kireçtaşları gri renkli

mikritik kireçtaşlarından; Kırkpınar kireçtaşları kırmızı renkli çörtlü kireçtaşlarından; Kozaklı tepe kireçtaşları, siyah renkli karbonatlı şeyil ve bordo renkli kireçtaşlarından ve Alçıboğazı formasyonu ise türbiditik kumtaşı, konglomera, şeyil, olistolitler ve evaporitlerden oluşmaktadır.

### 3.2.1.2 Tavan blok

Babadağ Fayı'nın tavan bloğunda Denizli grubuna ait Sazak ve Kolankaya formasyonları yer alır. Orta Orta-erken Geç Miyosen yaşlı Sazak formasyonu üzerine uyumlu olarak gelen orta Geç Miyosen-Geç Pliyosen yaşlı Kolankaya formasyonu ile temel birimler Babadağ fayı tarafından sınırlanır. Kuvaterner yaşlı Tosunlar formasyonu'na ait Kelleci çakıltaşları, alüvyal yelpazeler, yamaç molozları ve alüvyonlar kendilerinden yaşlı olan birimleri açısız uyumsuzlukla örterler.

Periyod	Yaş	Grup	Formasyon	Üye		Litoloji	Açıklamalar	
				Üye	Kalınlık			
N E O J E N orta Orta Miyosen- erken Geç Miyosen	D E N İ Z L İ		Kuvaterner	Alüvyon yelpazesi alüvyon traverten			Konglomera, kumtaşı silttaşı, çamurtaşı AÇISAL UYUMSUZLUK	
				Tosunlar Formasyonu	Kelleci çakıltaşı			50 m
			Kolankaya Formasyonu	Mollaahmetler çakıltaşı	500 m	Açısız uyumsuzluk		Konglomera, kumtaşı silttaşı ardalanması Çamurtaşı, silttaşı, marn
				Ahıllı Marn				
Sazak Formasyonu	Yeşilyurt	300 m	Açısız uyumsuzluk		Jips Çörtlü kireçtaşı Kilttaşı, silttaşı, marn ardalanması UYUMSUZLUK			
						Hissar		
						Ballık		
Mesozoyik			Likya napları				Dolomitik kireçtaşı, mermer ofiyolitik melanj, evaporit	
Paleozoyik- Mesozoyik			Menderes Masifi				Mermer, şist, kuvaarsit, gnays rekristalize dolomitik kireçtaşı	

Şekil 3.20 : Babadağ ve civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Şimşek 1984; Sun 1990; Alçıçek ve diğ. 2007).

### 3.2.1.2.1 Sazak formasyonu

Bu formasyon ilk kez Şimşek (1984) tarafından Sazak köyü yakınlarında (Denizli M21b2) tanımlanmış olup, tip kesiti yine aynı köy civarında 200 metre kalınlığındadır. Bu formasyon başlıca üç üyeden oluşmaktadır. Bu üyeler alttan üste doğru; (1) Ballık üyesi (alt seviye): yaklaşık 75 m kalınlığında biyoklastik kireçtaşı, gri marn, laminalı silttaşı-çamurtaşı ve killi kireçtaşı aralanması; (2) Hisar üyesi (orta seviye): yaklaşık 155 m kalınlığa sahip çörtlü kireçtaşı; (3) Yeşilyurt üyesi (üst seviye): ortalama 50 m kalınlığında selenitik jips, jipsarenit ve jipsli halit içerikli olup (Şekil 3.21), yanal yönde jipsli çamurtaşı ve karbonatlı şeyillere geçişlidir (Alçıçek 2007). Sazak formasyonu, yukarı doğru sığlaşan ve tuzluluk artışı gösteren bir göl ortamında depolanmıştır. Ayrıca formasyonun içinde geç diyajenetik oluşumlu evaporitler de bulunmaktadır. Sazak formasyonu, Kızılburun formasyonu üzerine uyumlu olabildiği gibi, havzanın güneyinde yer yer aşmalı olarak temel üzerine aşıl uyumsuzlukla da gelebilmektedir. Sazak formasyonunun yaşı orta Orta-erken Geç Miyosen`dir (Alçıçek 2007).



Şekil 3.21 : Sazak formasyonunun üst kısmını oluşturan jipsli halit çökelleri.

### 3.2.1.2.2 Kolankaya formasyonu

İlk kez Kolankaya Tepe`de Şimşek (1984) tarafından tanımlanmıştır. Kolankaya formasyonunun kalınlığı tip kesitinde 200 m olup, havzanın güneyinde 500 m arasında kalınlığa sahiptir (Alçıçek 2007). Formasyonun yayılımı, havzanın güney

kenarını oluşturan Babadağ fayı ile sınırlıdır. Birim, alttan üste doğru başlıca iki üyeden oluşmaktadır: (1) Ahıllı marn üyesi: bu üyenin alt seviyesi, yaklaşık 100 m kalınlığa sahip- ince marn ve silttaşı ara seviyeli laminalı çamurtaşı; üst seviyesi ise 200 m kalınlıkta marn, kireçtaşı, kiltası ve kumtaşı ardalanması (Şekil 3.22), (2) Mollaahmetler çakıltası üyesi: bu üyenin alt seviyesi 120 m kalınlığa sahip ince tabakalı, iyi boylanmış ve yuvarlaklaşmış kaba ve ince-taneli kumtaşı ve konglomera; üst seviyesi ise yaklaşık 80 m kalınlığında konglomera, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır (Şekil 3.23). Birim sığ-derin göl ve kıyı-alüvyon yelpazesi şeklinde gelişen geniş bir ortamda depolanmıştır (Alçıçek 2007). Kolankaya formasyonu, Sazak formasyonu üzerine uyumlu olarak ve yer yer de aşmalı olarak temel üzerine aşıl uyumsuzlukla gelmektedir. Bu birim, Ercan (1977) tarafından Uşak bölgesinde ayrılan İnay grubu içindeki Ahmetler formasyonunun Balçıkdere üyesinin eşleniği olarak kabul edilmiştir (Sun 1990). Formasyonun orta seviyelerinden elde edilen omurgalı yaş verileri Geç Tortoniyen`i göstermektedir (Yalçınlar 1983; Sickenberg and Tobien 1971 ve Saraç 2003).



Şekil 3.22 : Kolankaya formasyonundaki marnlar (Ahıllı marn üyesi) ve çakıltaları (Mollaahmetler çakıltası üyesi) arasındaki faylanma.

Bu seviyeden toplanan acısu mollusk örneklerinin yaşı önceki çalışmalara göre Geç Miyosen`dir (Nebert 1958; Taner 2001). Ayrıca bu birimin üst seviyelerinden elde



edilen örihalin/tatlısu mollusk ve ostrakod toplulukları Geç Pliyosen'i göstermektedir (Nebert 1958). Bununla birlikte, bu seviyelerden alınan omurgalı fosilleri de Geç Pliyosen yaşını desteklemektedir (Geç Piyasenziyen-Erken Gelasiyen; Yalçınlar, 1983 ve Kaymakçı, 2006). Ayrıca, Kolankaya formasyonunun zaman aralığı Alçiçek (2007)'e göre orta Geç Miyosen-Geç Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

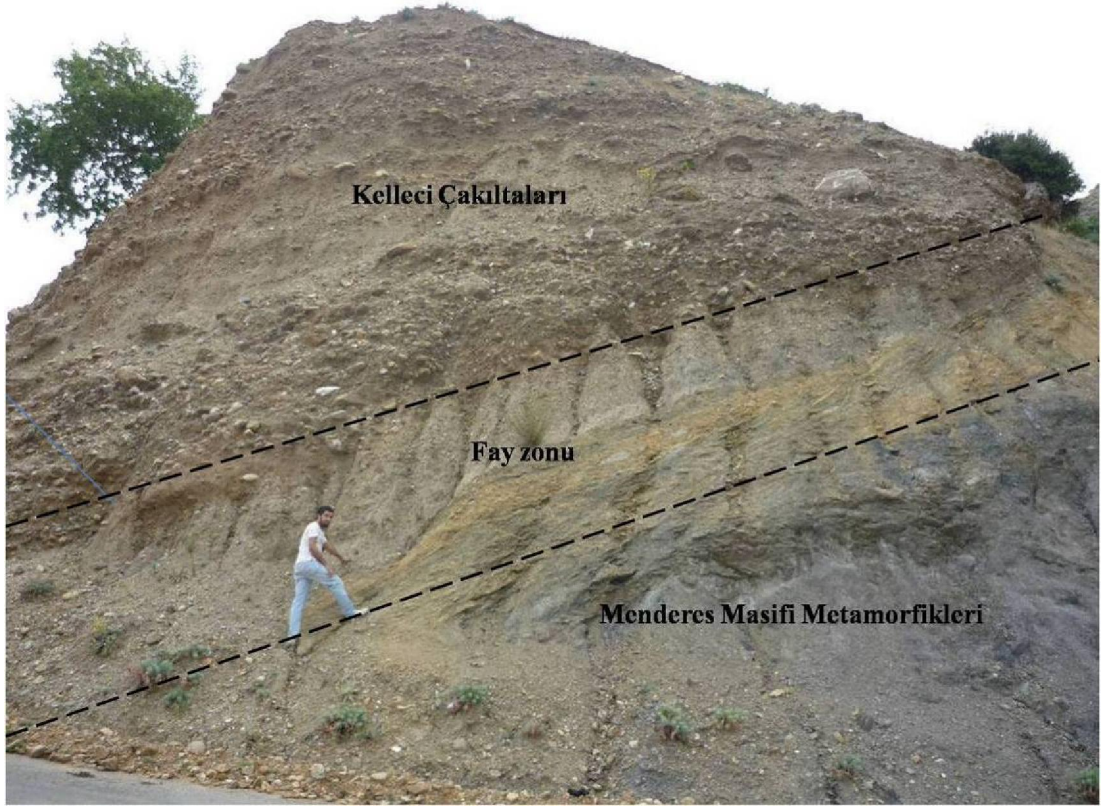


Şekil 3.23 : Mollaahmetler çakıltaşlarında, Babadağ Fayı'na doğru gelişen tiltlenmeler.

### 3.2.1.2.3 Kuvaterner yaşlı çökeller

*Tosunlar formasyonu (Kelleci çakıltaşları)*: Şimşek (1984) tarafından tanımlanan formasyonun kalınlığı yaklaşık 50 m olup, konglomera, kumtaşı ve silttaşından oluşur. Genelde kırmızı ve kahverengi renkler hakim olduğu halde yer yer kirli beyaz ve sarımsı renklerde de görülür (Şekil 3.24). Orta-kalın ve az belirgin tabakalanma gösteren, çakıltaşı-kumtaşı-silttaşı-çamurtaşı düzensiz ardalanması yaygındır. Yer yer kıltaşı ve marn mercekleri de içerir. Çakıllar çoğunlukla kuvarsit, kuvars şist, kuvars-muskovit şist, granatlı şist, fillat ve mermer gibi metamorfik kayaç çakıllarıdır. Birim içinde çok iyi yuvarlaklaşmış çakılların yanısıra, köşeli ve az köşeli çakıllar da bulunur. Kötü boylanmalı konglomeraların çakıl boyutları 15-20 cm'ye, yer yer de blok büyüklüğüne erişirler. Kumtaşları ve silttaşları içinde izlenen beyaz renkli marn ve karbonatça zengin kesimler terkedilmiş menderes kanallarını belirtir. Birim alüvyon yelpazesiyile başlayıp örgülü ve menderesli akarsu çökellerine geçen bir ortamda depolanmış olarak yorumlanmıştır (Alçiçek 2007). Tosunlar formasyonu kendinden yaşlı tüm birimleri uyumsuz olarak örter. Stratigrafik konumuna göre; açısız uyumsuzlukla üzerlediği ve Denizli Neojen istifinin en genç birimi olan Kolankaya formasyonundan elde edilen Geç Pliyosen (Geç Piyasenziyen-

Erken Gelasiyen) yaşımdan daha genç olup, muhtemelen Erken Kuvaterner yaşıdır (Alçicek 2007).



Şekil 3.24 : Babadağ Fayı önünde gelişen Kelleci çakıltaları (Bakış yönü: KB-GD).

*Alüvyal yelpazeler:* Babadağ Fayı'nın tavan bloğunda çeşitli boyutlarda oldukça fazla sayıda alüvyal yelpazeler gelişmiştir. Bu yelpazeler genellikle birbirleriyle yanall geçişler göstermektedir. Bu yelpazeler yeşilimsi-gri renkli metamorfik çakıllar, kireçtaşı blokları gibi kırıntılardan meydana gelmişlerdir. Yelpazelerin eğimleri apeks kısmında 10°-15°, ortaç ve ıraksak kesimlerinde ise 5°-8°' dir.

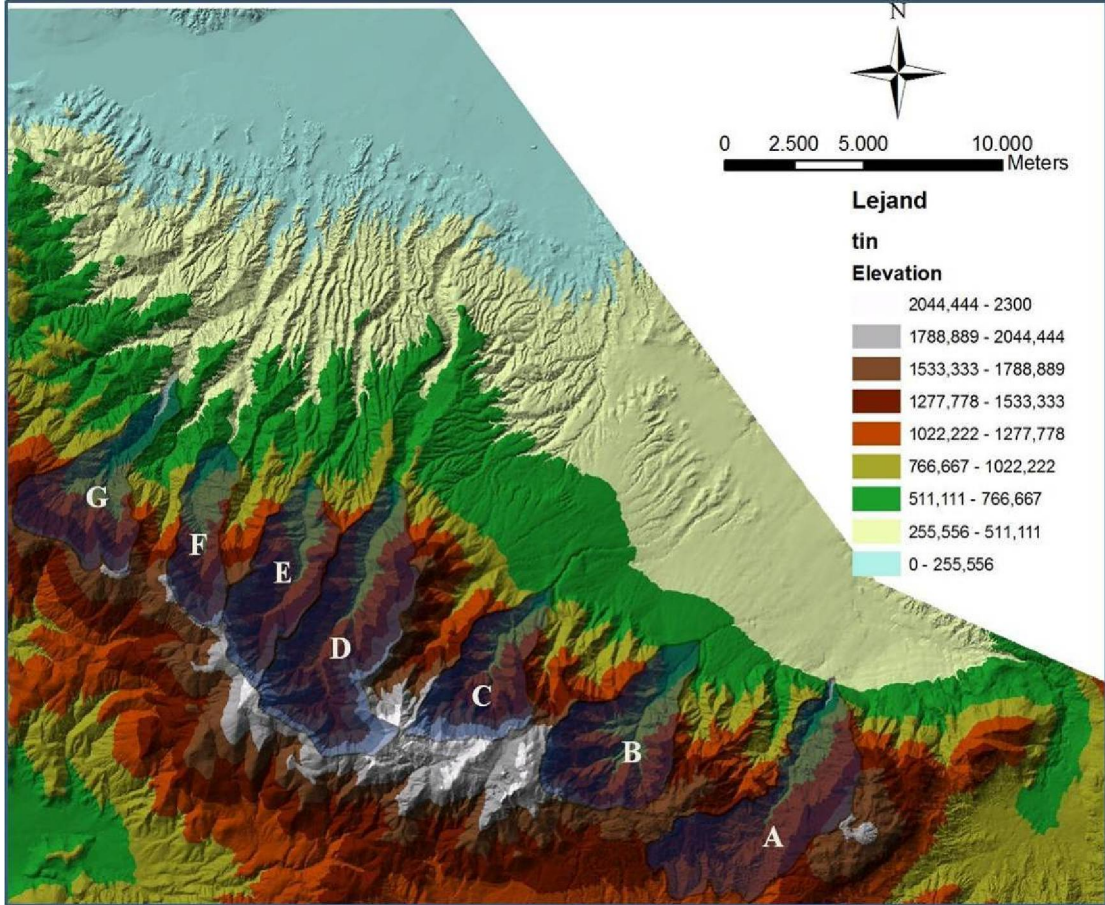
*Yamaç Molozu:* Yamaç molozları Babadağ Fayı boyunca, fayın doğu ucundan başlayarak Göveçlik'e kadar olan bölümünde, fayın hemen önünde depolanmıştır. Yamaç molozlarını oluşturan kayalar genellikle fayın taban bloğundaki kayalardan kopan veya aşınan malzemelerdir. Bunlar açıkça fay önlerinde gözlenen karbonatlı kayalardan türemişlerdir.

*Alüvyonlar:* Alüvyonlar alüvyal yelpazelerin uzak kesimlerinde ve dere yatakları boyunca depolanmışlardır. Bunlar kil, silt, kum, çakıllardan meydana gelir. Kalınlıkları 30-40m yi geçmeyen alüvyonlar, havzanın düşük kotları boyunca izlenirler.



### 3.2.3 Babadağ ve civarının tektonik jeomorfolojisi

Babadağ Fayı boyunca yapılan morfometrik hesaplamalarda 7 farklı vadi kullanılmış ve 5 farklı morfometrik indis hesaplaması yapılmıştır (Şekil 3.25).



Şekil 3.25 : Babadağ Fayı boyunca morfometrik analiz için seçilen vadiler.

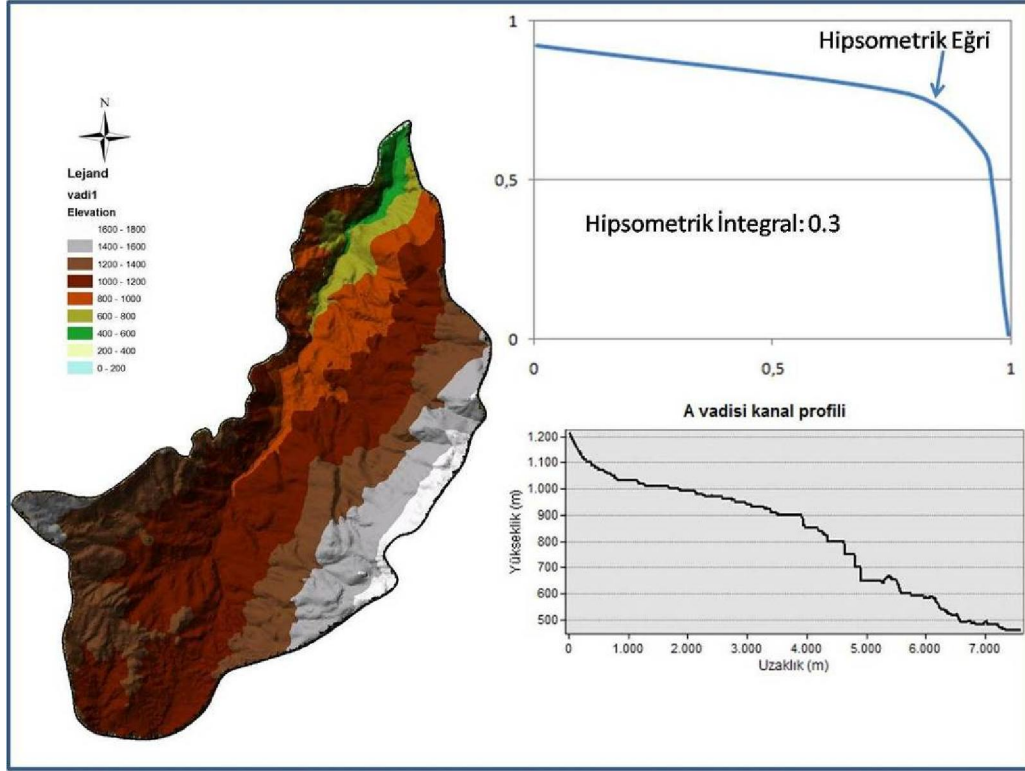
Hipsometrik analiz yapmak için seçilen vadilerin yükseklik değerleri 450-2100 m arasında değişmektedir. Vadilerin üzerinde bulunduğu litoloji Neojen öncesi temel birimlerdir. Vadilerin oluşturduğu drenaj alanları 10-30 km<sup>2</sup> aralığında değişen genelde küçük alanlardır. Seçilen vadilerin sınırları belirlendikten sonra hipsometrik eğri ve integralleri hesaplanmıştır (Şekil 3.26, 3.27, 3.28, 3.29, 3.30, 3.31, 3.32).

Bu çalışmada meteorolojik veriler dikkate alınarak iklim faktörünün evrimde farklılık yaratacak önemli bir etken olmadığı kabul edilmiş ve böylece daha çok litoloji ve tektoniğin (yükselme oranı) etki faktörleri incelenmiştir.

A, C ve D vadilerinde hesaplanan hipsometrik eğriler yaklaşık iç bükeydir. Hesaplanan hipsometrik integraller 0,3-0,5 arasında değişmektedir (Şekil 3.26, 3.28,

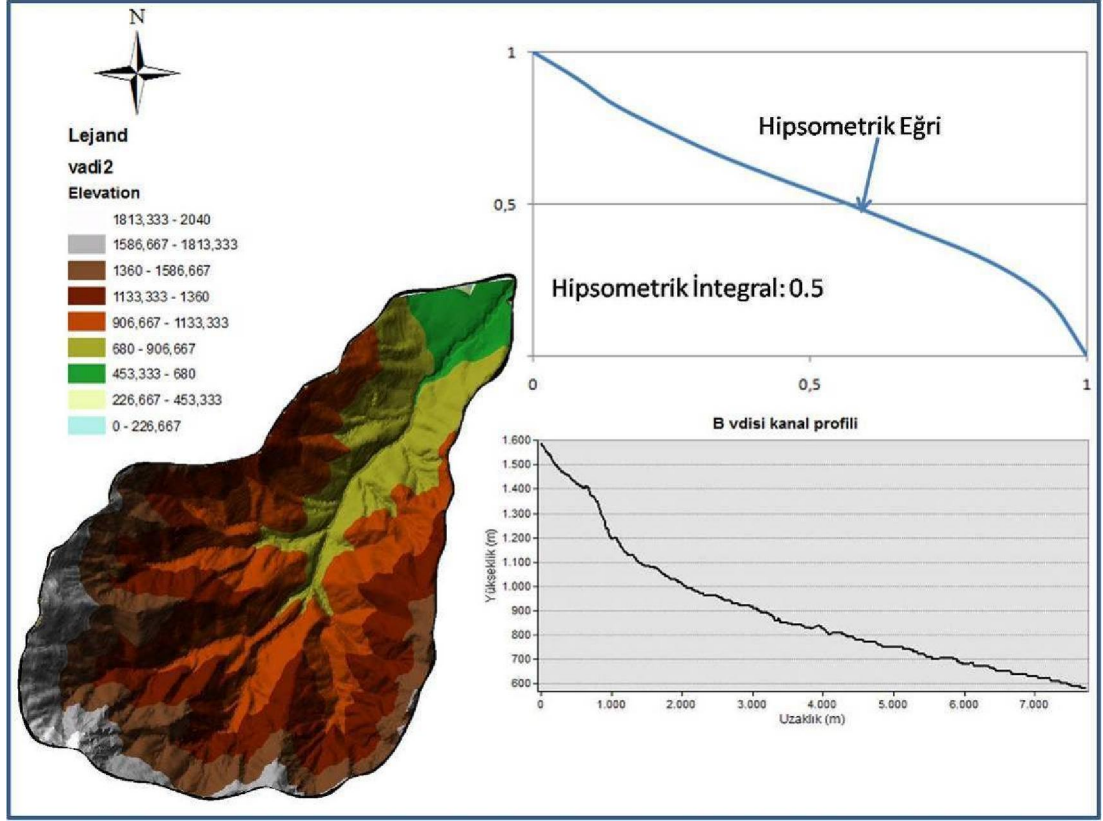
3.29). Bu vadilerdeki düşük değerler genç evreyi göstermekte ve yükselmede tektonizmanın etkin olduğunu işaret etmektedir.

B, E, F ve G vadilerinde hipsometrik eğri yaklaşık dış bükeydir ve hipsometrik integral 0,5-0,7 arasında değişmektedir. Neojen öncesi temel kayalar üzerinde oluşan bu vadilerin yarı olgun evreyi göstermesi, büyük ölçüde morfoloji üzerindeki litoloji etkisini işaret etmektedir (Şekil 3.27, 3.30, 3.31, 3.32).

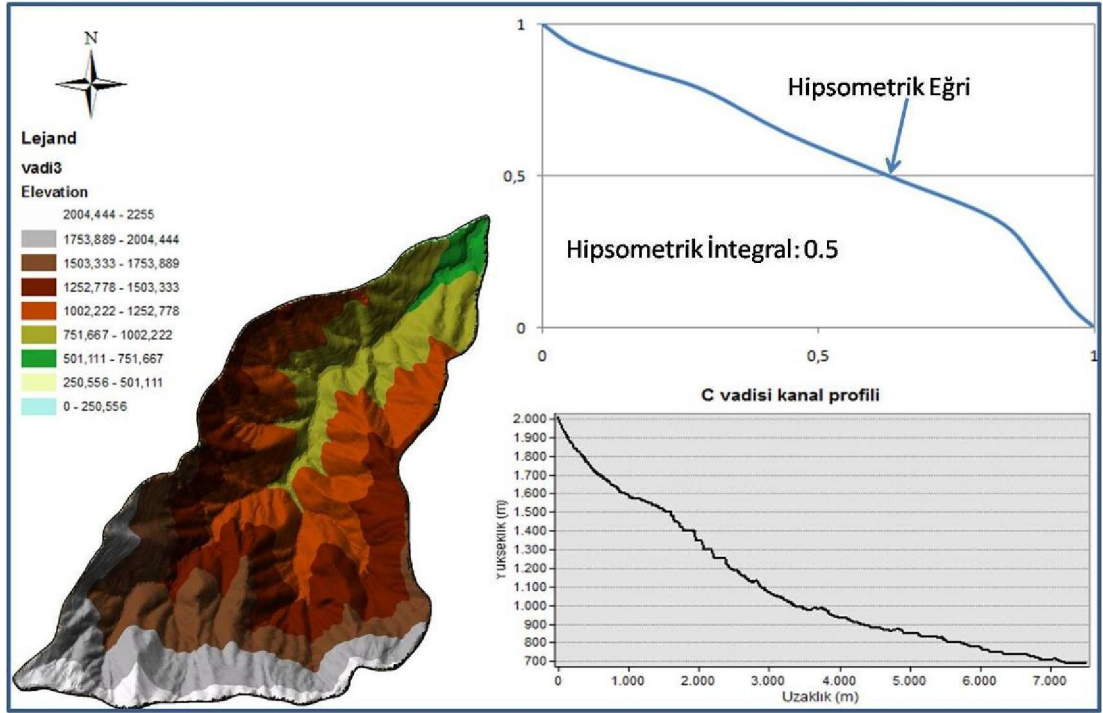


Şekil 3.26 : A vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.

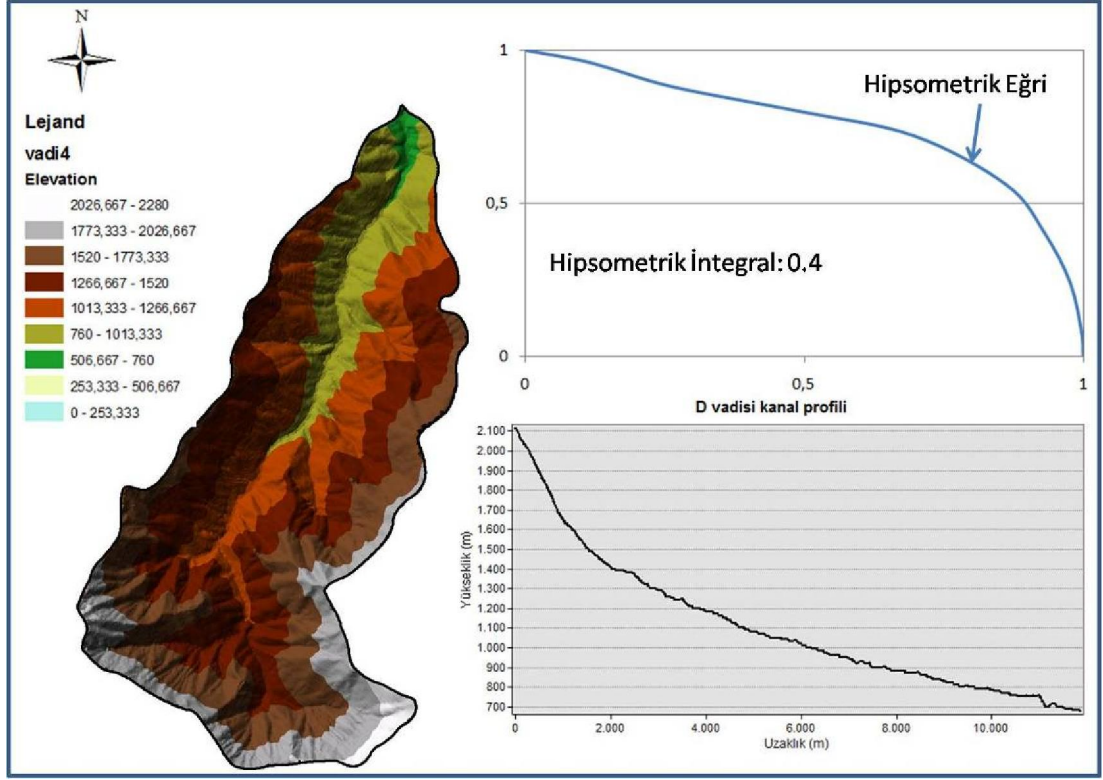




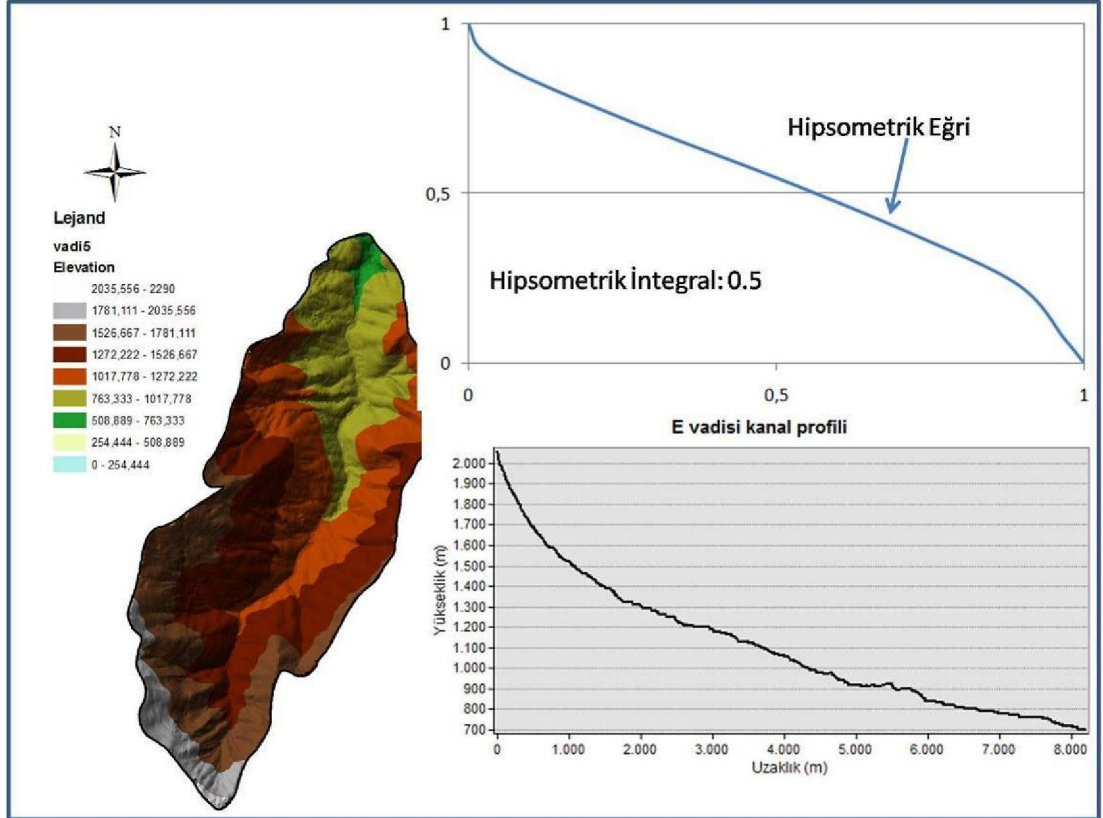
Şekil 3.27 : B vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



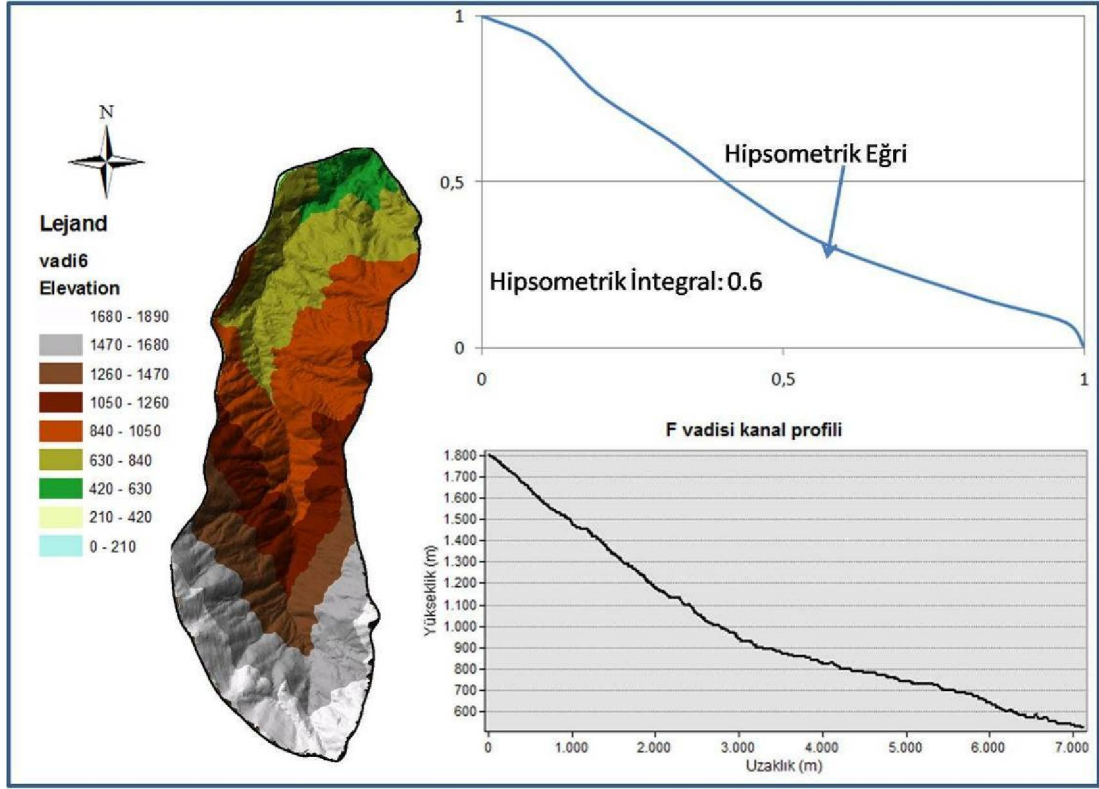
Şekil 3.28 : C vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



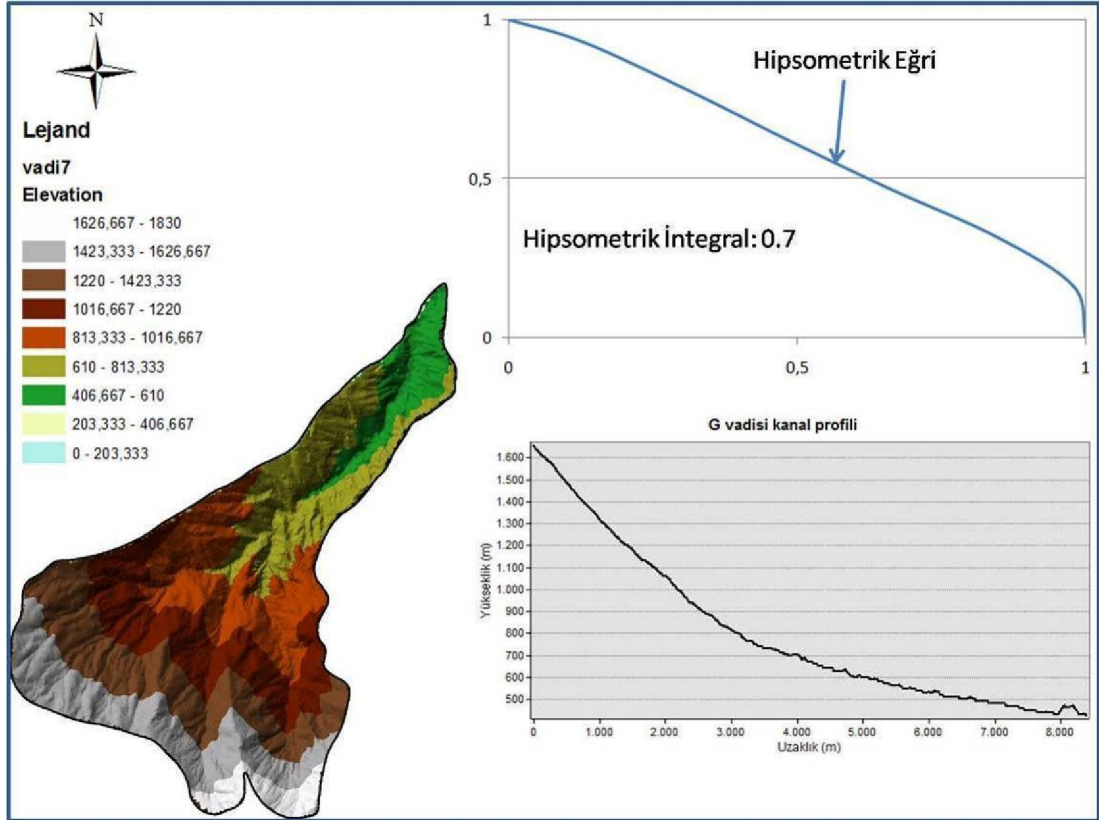
Şekil 3.29 : D vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



Şekil 3.30 : E vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



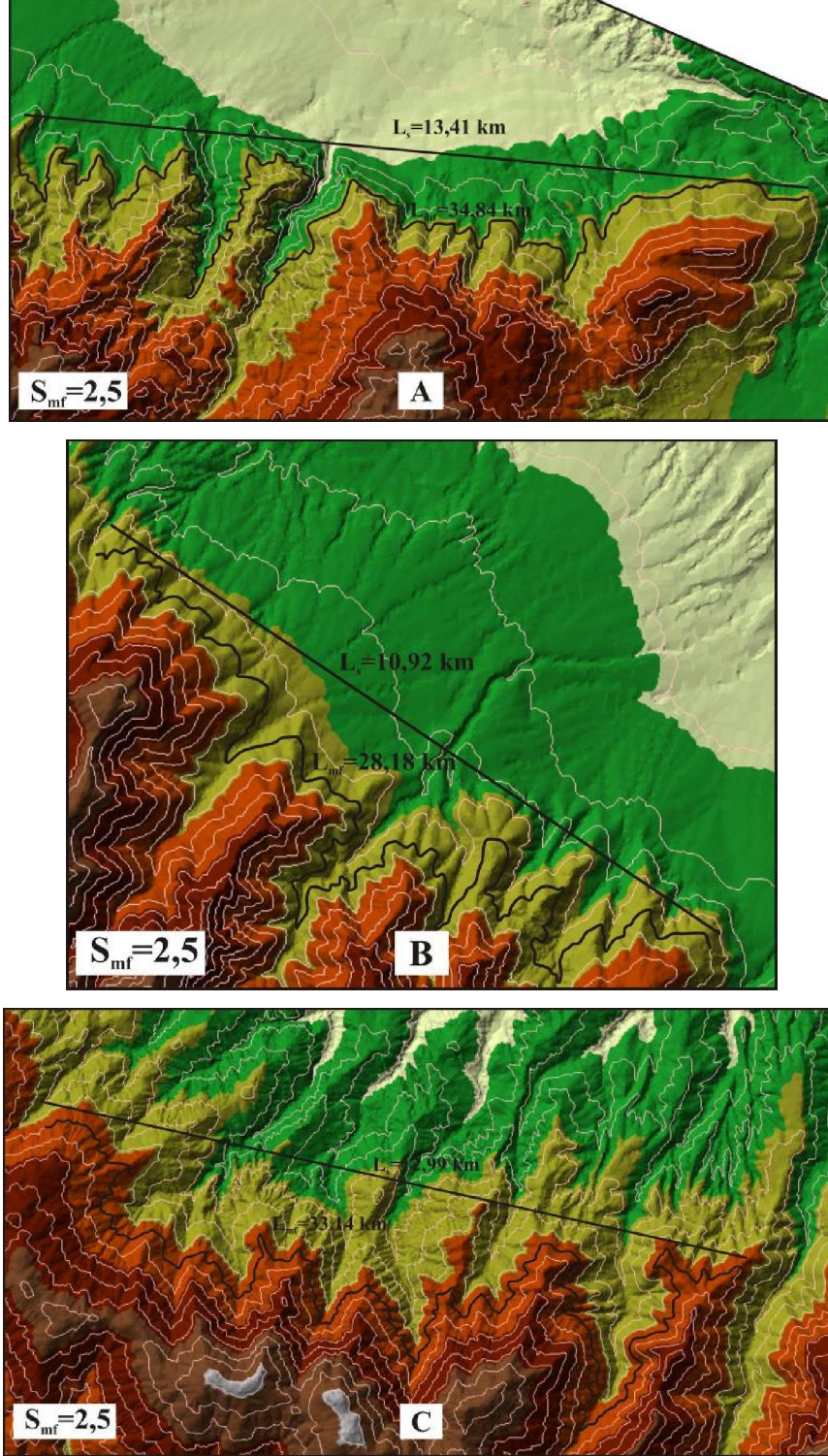
Şekil 3.31 : F vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



Şekil 3.32 : G vadisi kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.

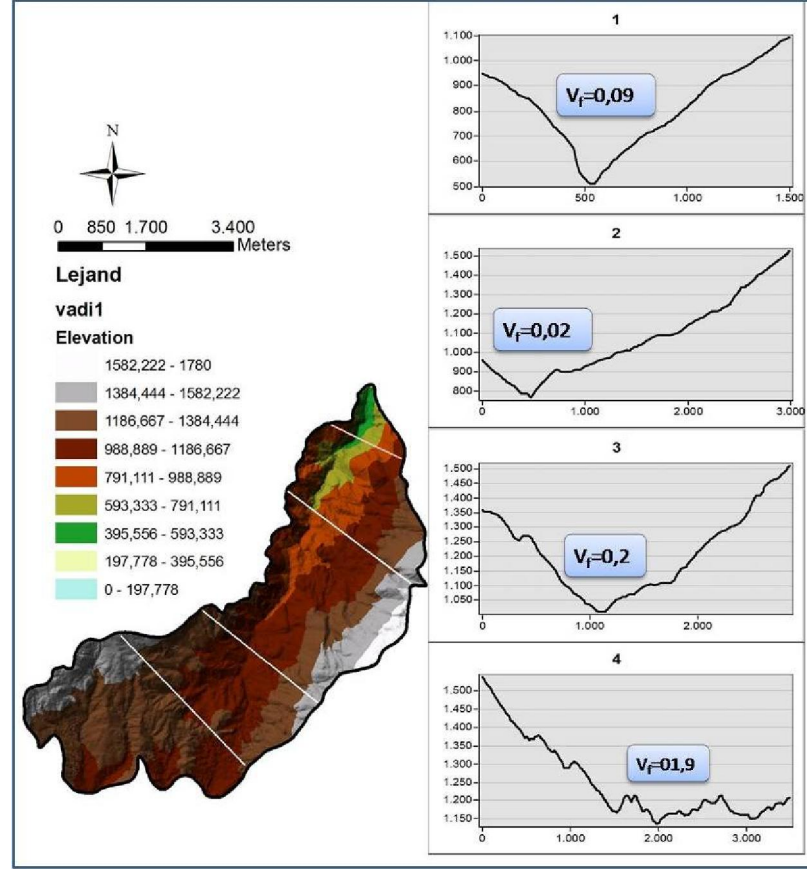


İnceleme alanında fayın çok belirgin olduğu alanlardan üç bölge seçilerek dağ cephesi eğrilik oranları ( $S_{mf}$  indeksi) araştırılmıştır (Şekil 3.33). Bu üç alanda da hesaplanan  $S_{mf}$  indeksi 2.5 olarak hesaplanmıştır. Değerin 1'den uzak olması dağ önlerini kontrol eden Babadağ Fayı'nın etkinliğinin azaldığını göstermektedir.

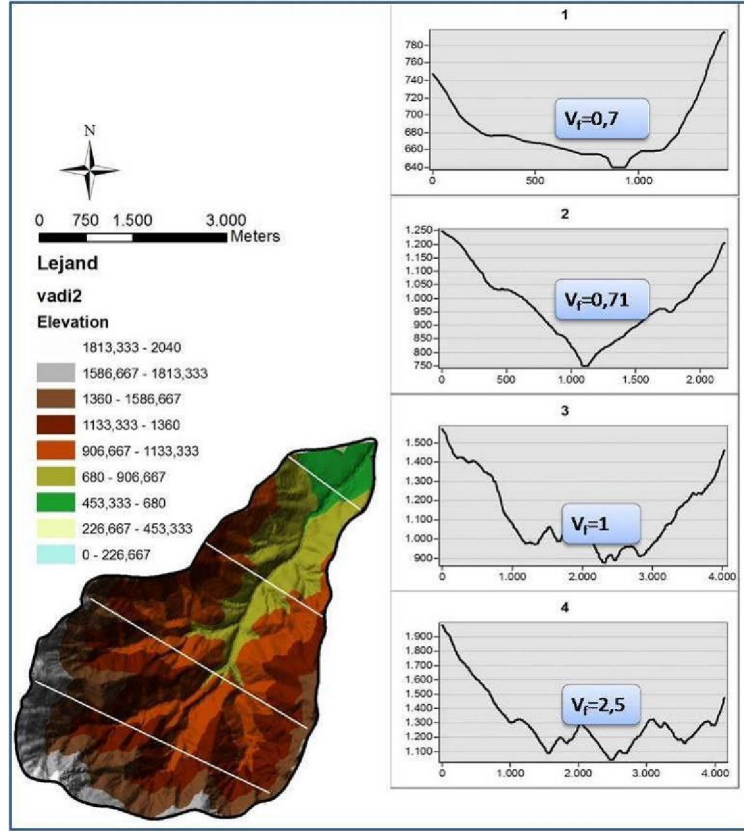


Şekil 3.33 : Babadağ Fayı'nın oluşturduğu dağ önü sinüslük oranı ( $S_{mf}$  indeksi) için seçilen 3 farklı alanda hesaplanan değerler.

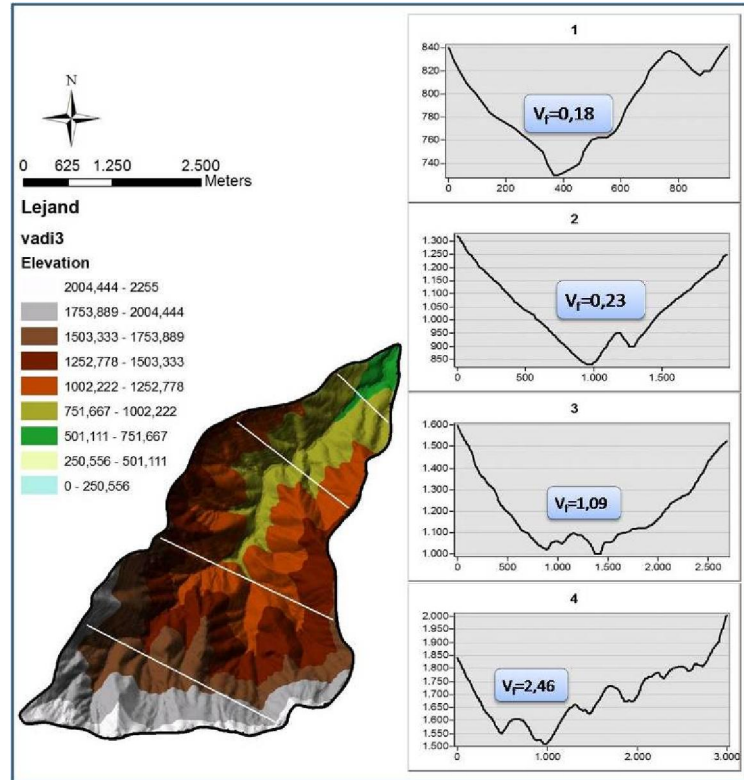
Babadağ Fayı için A, B, C, D, E, F ve G vadilerinin Vf indeksi araştırılmıştır (Şekil 3.34, 3.35, 3.36, 3.37, 3.38, 3.39, 3.40). Bütün drenaj alanları için seçilen bölümlerde bu indeks uygulanmıştır. Elde edilen Vf indeks değerleri 0,09-2,5 arasında değişmektedir. A, D, E ve F drenaj alanları, dar ve derin deşilmiş vadiler olduğundan daha düşük Vf indeks değerlerine sahiptirler.



Şekil 3.34 : A vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.

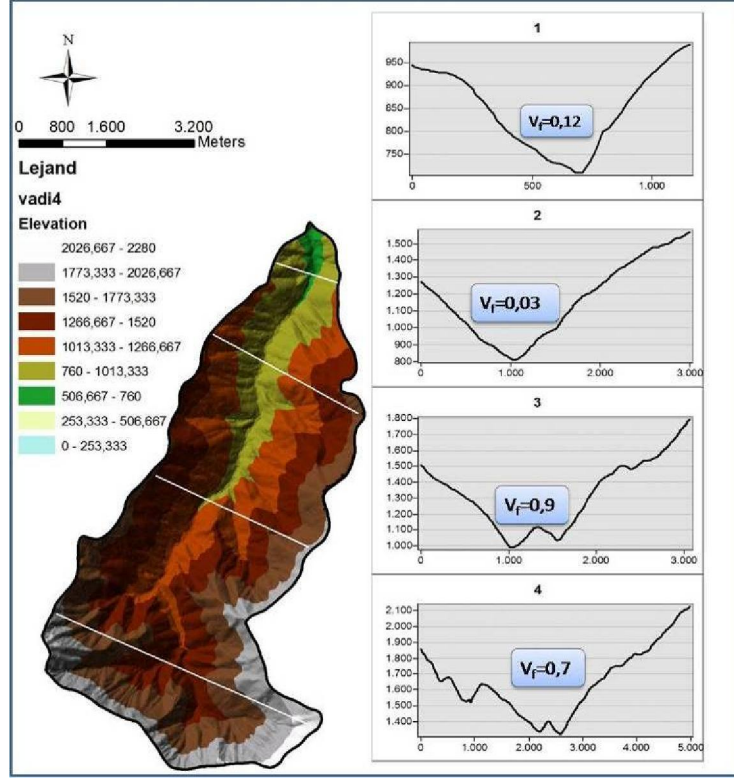


Şekil 3.35 : B vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.

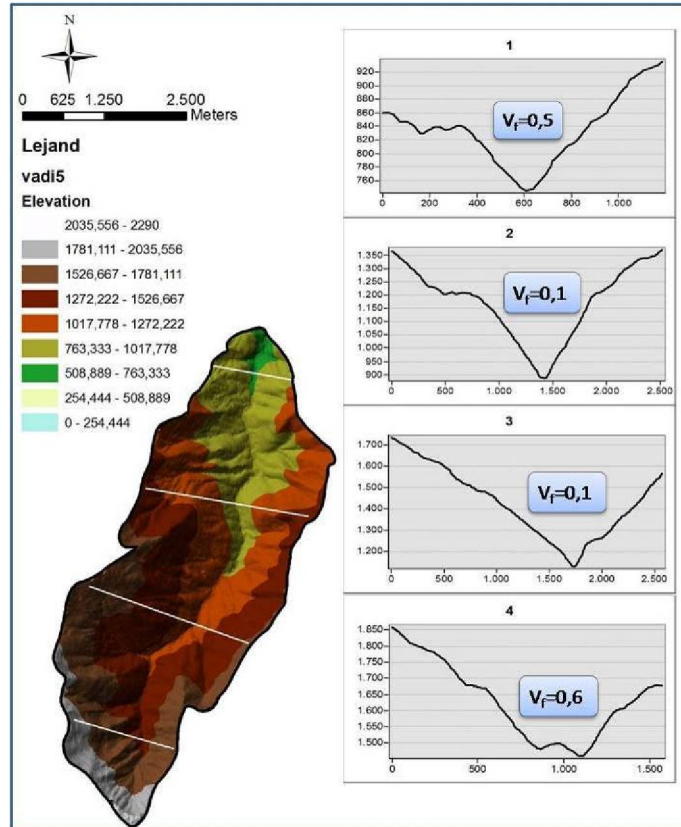


Şekil 3.36 : C vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.

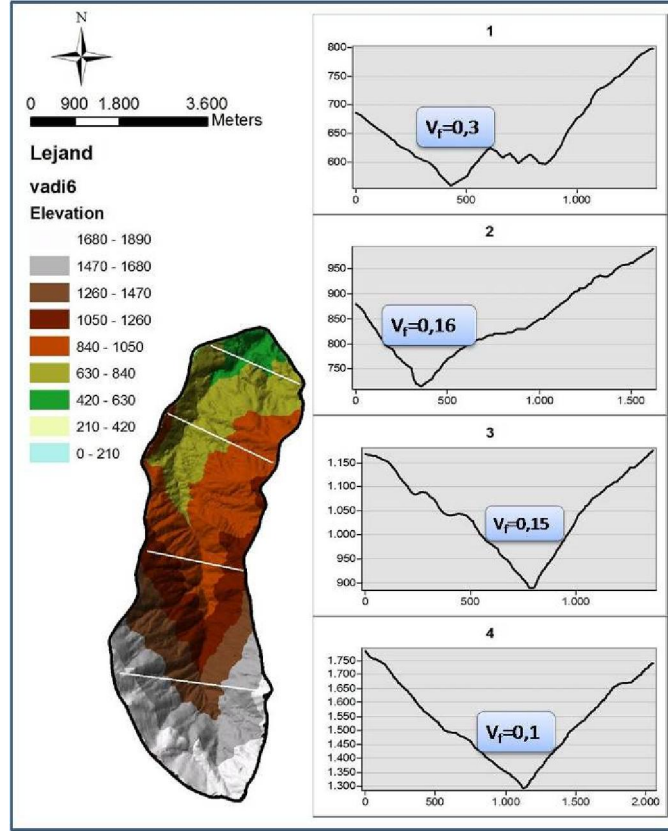




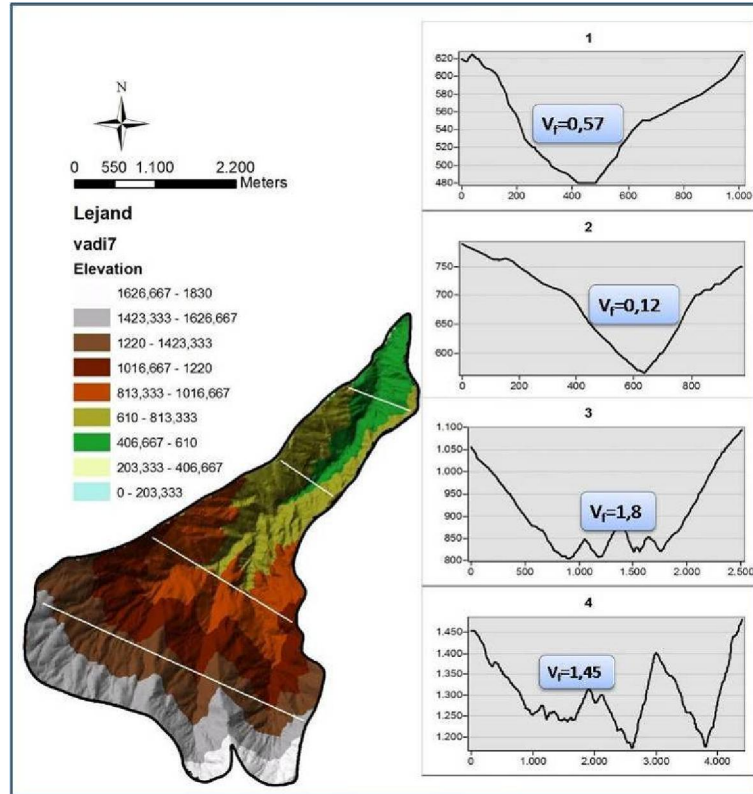
Şekil 3.37 : D vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.



Şekil 3.38 : E vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.



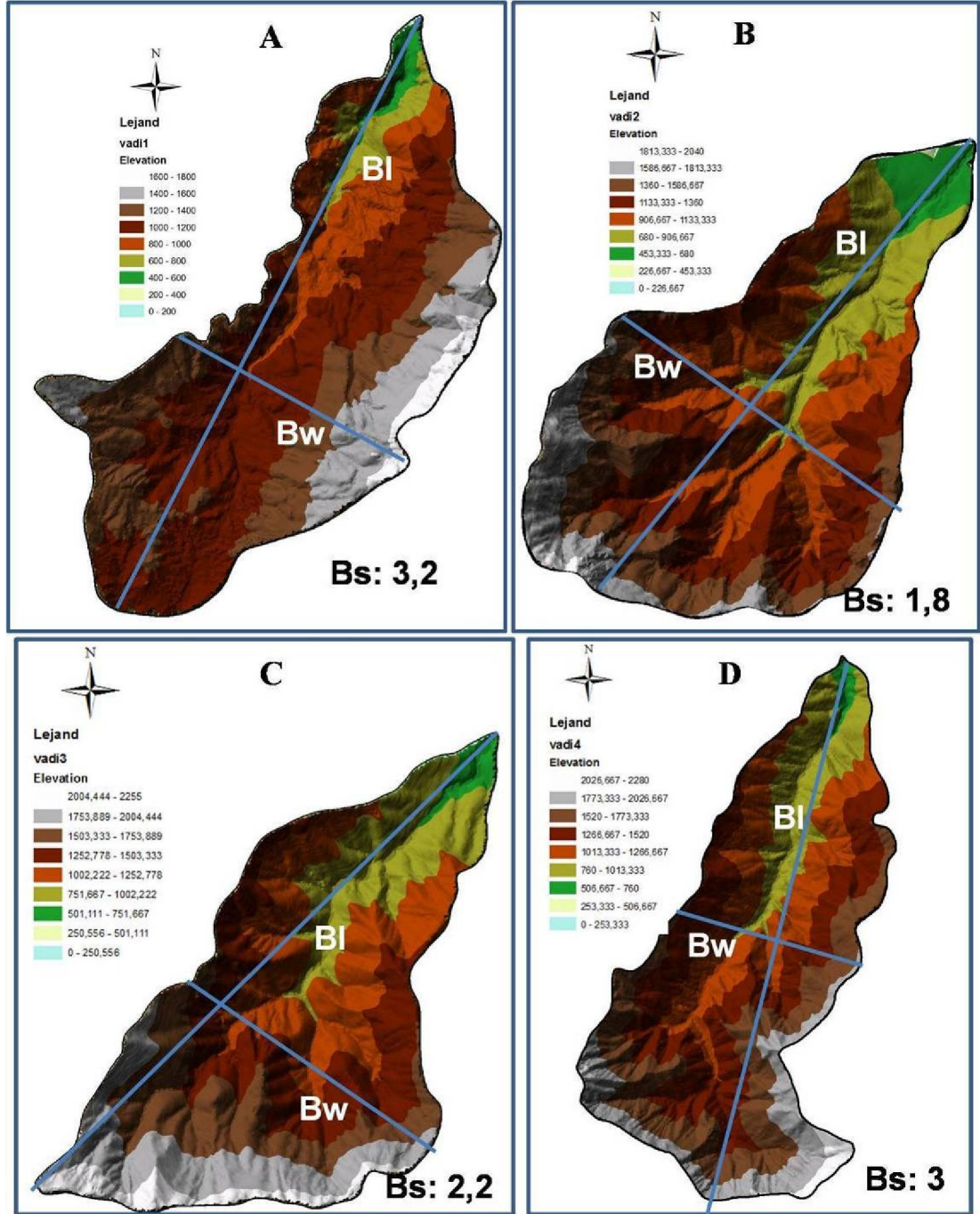
Şekil 3.39 : F vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.



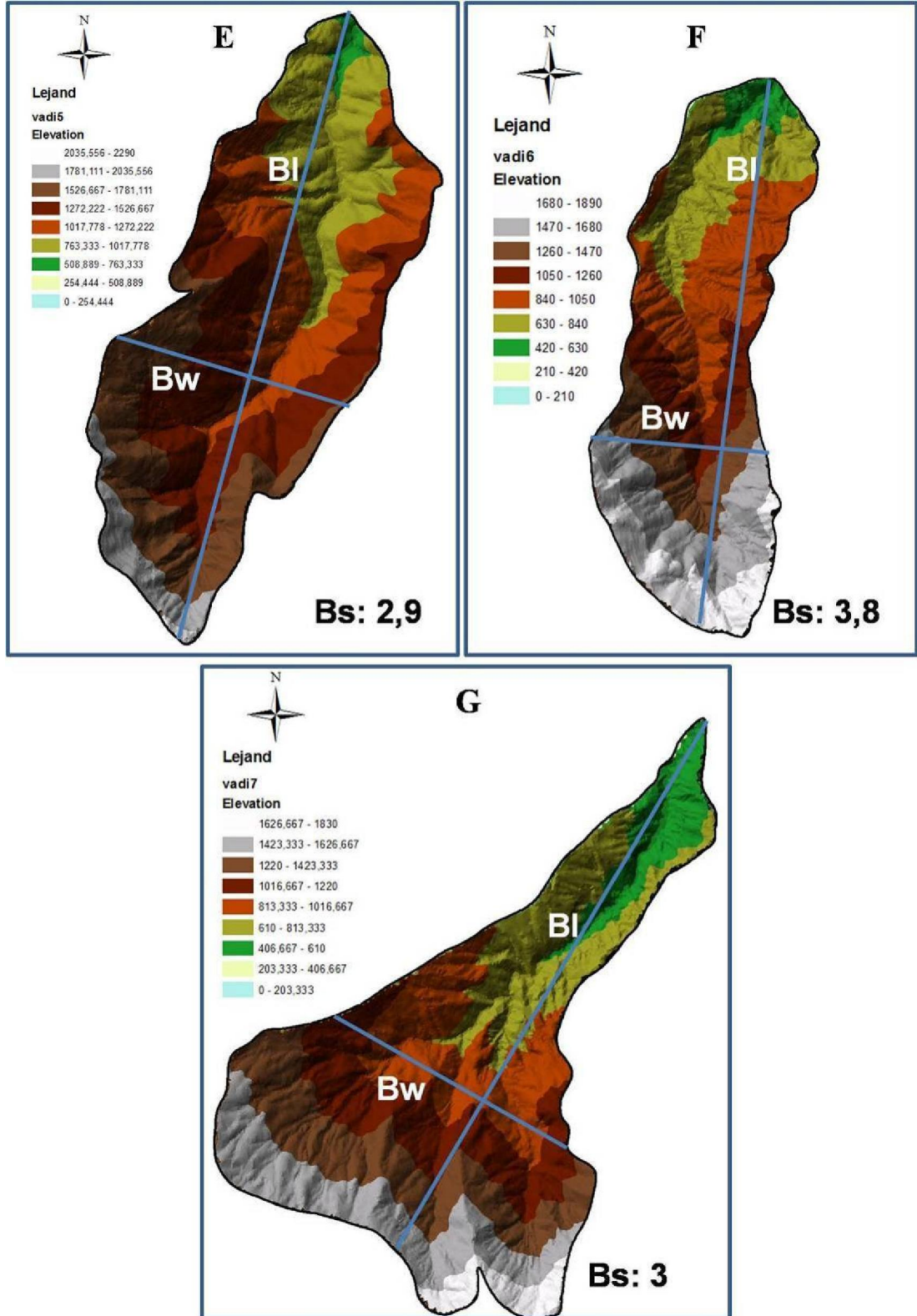
Şekil 3.40 : G vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve vadinin farklı kotlarından alınan vadi profilleri.



Seçilen vadiler boyunca hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerlerine bakıldığında, B vadisi hariç diğer 6 vadiye değerlerin yüksek olması, vadilerin dar ve uzunlaşmasına geliştiğini göstermektedir. Bu vadilerin dar ve uzun oluşları, fayın kontrolünde geliştiklerini göstermektedir (Şekil 3.41, 3.42).



Şekil 3.41 : Seçilen A, B, C ve D vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.



Şekil 3.42 : Seçilen E, F ve G vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.

### **3.3 Pamukkale ve Civarının Jeolojik Özellikleri ve Tektonik Jeomorfolojisi**

#### **3.3.1 Stratigrafi**

Çalışma alanında alttan üste doğru Paleozoyik yaşlı Menderes masifi, Neojen yaşlı Denizli grubuna ait Kızılburun, Sazak ve Kolankaya formasyonları, Kuvaterner yaşlı Pamukkale Travertenleri, yamaç molozları, alüvyal yelpazeler ve alüvyonlar yer alır (Şekil 3.43).

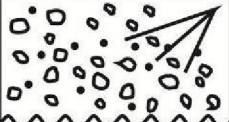
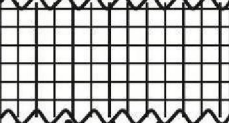
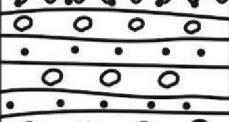
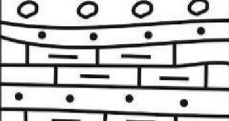
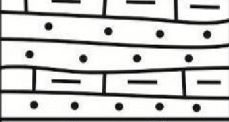
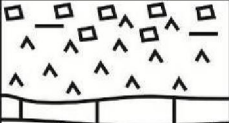



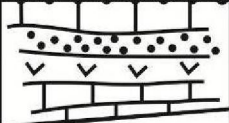


##### **3.3.1.1 Neojen öncesi temel birimler**

Çalışma alanındaki temel birimler, Göktepe gnaysları ve Yeniköy mermerlerinden oluşan para-otokton kayalardan meydana gelmiştir. Çökelez kireçtaşı, Mentеше ofiyolitleri ve Bozkaya melanji ise Neojen öncesi temel kayalar içerisinde allohton olarak bulunurlar (Özler 2000). Bu kayalar karasal ve görsel çökellerden oluşan Denizli grubu tarafından üzerlenmektedirler (Şekil 3.44).

##### **3.3.1.2 Neojen yaşlı çökeller (Denizli grubu)**

###### **3.3.1.2.1 Kızılburun formasyonu**

İlk kez Kızılburun Tepe`de (Denizli M21b1) Şimşek (1984) tarafından tanımlanmıştır. Kalınlığı yaklaşık 450 m olan Kızılburun formasyonunun litolojisi kaba ve ince kırıntılı konglomera, kumtaşı, çamurtaşından oluşmaktadır (Şekil 3.43). Bu formasyon Alçiçek (2007)'ye göre başlıca iki üyeden oluşmaktadır: (1) Aksaz üyesi (alt seviye): kırmızı renkli çamurtaşı ara seviyeli hamur-destekli, kaba-orta taneli konglomera ve kumtaşlarından; (2) Bostanyeri üyesi (üst seviye): tane destekli konglomera, kumtaşı, laminalı silttaşı, çamurtaşı ve ince kireçtaşı ara seviyeli kömür tabakalarından oluşmaktadır. Konglomeraları oluşturan çakıllar çoğunlukla şist, mermer ve kuvarsit çakıllarıdır. Kızılburun formasyonunun alt seviyeleri yakınsak ve ortaç alüvyon yelpazesi, üst seviyeleri ise akarsu rejiminin egemen olduğu ıraksak alüvyon yelpazesi ortamında depolanmıştır (Alçiçek 2007). Paleozoyik yaşlı temel kayaları açısız uyumsuzlukla üstleyen Kızılburun formasyonunun üst sınırı Sazak formasyonu ile uyumlu bir ilişki gösterir. Ayrıca, Kızılburun formasyonu, batı sınırında yer alan Karacasu havzasındaki Damdere formasyonunun (Açıkalin ve Ocakoğlu 2006) ve Büyük Menderes havzasındaki Hasköy formasyonunun eşleniğidir (Seyitoğlu ve Scott 1992).

Periyod	Yaş	Grup	Formasyon	Üye	Kalınlık	Litoloji	Açıklamalar
Kuvaterner			Alüvyon yelpazesi alüvyon				Konglomera, kumtaşı silttaşı, çamurtaşı
			Traverten				AÇISAL UYUMSUZLUK
N E O J E N D E N İ Z L İ	orta Geç Miyosen-Geç Pliyosen		Kolankaya Formasyonu		500 m		Konglomera, kumtaşı silttaşı ar dalanması
							Çamurtaşı, silttaşı, marn
							Jips
N E O J E N D E N İ Z L İ	orta Orta Miyosen-erken Geç Miyosen		Sazak Formasyonu	Yeşilyurt	300 m		Jips
				Hisar			Çörtlü kireçtaşı
N E O J E N D E N İ Z L İ	Erken-erken Orta Miyosen-		Kızılburun Formasyonu	Ballık	450 m		Kiltaş, silttaşı, marn ar dalanması
				Bostanyeri			Kömür-killi kireçtaşı ar dalanması
Mesozoyik			Likya napları	Aksaz			Konglomera, kumtaşı, silttaşı ar dalanması
							UYUMSUZLUK Dolomitik kireçtaşı, mermer ofiyolitik melanj, evaporit
Paleozoyik-Mesozoyik			Menderes Masifi				Mermer, şist, kuvaarsit, gnays rekristalize dolomitik kireçtaşı

Şekil 3.43 : Pamukkale ve civarının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti (Şimşek 1984; Sun 1990; Alçiçek 2007).

Kızılburun formasyonunun üst seviyelerini oluşturan kömürlü çökellerinden elde edilen omurgalı yaş bulguları Geç Burdigaliyen-Erken Serravaliyen'i işaret etmektedir (Saraç 2003, Kaymakçı 2006). Alçiçek (2007) en son olarak yaş aralığını Erken Miyosen-erken Orta Miyosen olarak belirtmiştir.



### **3.3.1.2.2 Sazak formasyonu**

Bu formasyon ilk kez Şimşek (1984) tarafından Sazak köyü yakınlarında (Denizli M21b2) tanımlanmış olup, tip kesiti yine aynı köy civarında 200 metre kalınlığındadır. Bu formasyon başlıca üç üyeden oluşmaktadır. Bu üyeler alttan üste doğru; (1) Ballık üyesi (alt seviye): yaklaşık 75 m kalınlığında biyoklastik kireçtaşı, gri marn, laminalı silttaşı-çamurtaşı ve killi kireçtaşı ardalanması; (2) Hisar üyesi (orta seviye): yaklaşık 155 m kalınlığa sahip çörtlü kireçtaşı; (3) Yeşilyurt üyesi (üst seviye): ortalama 50 m kalınlığında selenitik jips, jipsarenit ve jipsli halit içerikli olup, yanal yönde jipsli çamurtaşı ve karbonatlı şeyillere geçişlidir (Alçiçek 2007). Sazak formasyonu, yukarı doğru sığlaşan ve tuzluluk artışı gösteren bir göl ortamında depolanmıştır. Ayrıca formasyonun içinde geç diyajenetik oluşumlu evaporitler de bulunmaktadır. Sazak formasyonu, Kızılburun formasyonu üzerine uyumlu olabildiği gibi, havzanın güneyinde yer yer aşmalı olarak temel üzerine açısız uyumsuzlukla da gelebilmektedir. Sazak formasyonunun yaşı orta Orta-erken Geç Miyosen`dir (Alçiçek 2007).

### **3.3.1.2.3 Kolankaya formasyonu**

İlk kez Kolankaya tepede Şimşek (1984) tarafından tanımlanmıştır. Kolankaya formasyonunun kalınlığı tip kesitinde 200 m olup, havzanın güneyinde 500 m arasında kalınlığa sahiptir (Alçiçek 2007). Marn ve çamurtaşlarıyla (kil-silt karmaları) ardalanan kumtaşları egemen kaya türüdür. Çökel istifin egemen kaya türünü oluşturan kumtaşları genellikle açık pas, yersel koyu pas ya da boz renkli, daha çok gevşek tutturulmuş ve dağınık, genellikle tane destekli, iyi yıkandığı kesimlerde birincil gözenekli, genellikle paralel katmanlı, yersel çapraz katmanlıdır. Marn litofasiyesi ile kil-silt karmaları çoğunlukla kumlu, belirgin yatay katmanlı ve bol fosillidir. Çamur akması kökenli boylanmamış çamurtaşları sarımsı bej ya da boz renkli, kumlu ve masiftir (Göktaş, 1990). Birim sığ-derin göl ve kıyı-alüvyon yelpazesi şeklinde gelişen geniş bir ortamda depolanmıştır (Alçiçek 2007). Kolankaya formasyonu, Sazak formasyonu üzerine uyumlu olarak ve yer yer de aşmalı olarak temel üzerine açısız uyumsuzlukla gelmektedir. Bu birim, Ercan ve diğ. (1977) tarafından Uşak bölgesinde ayrılan İnay grubu içindeki Ahmetler formasyonunun Balçıkdere üyesinin eşleniği olarak kabul edilmiştir (Sun 1990). Formasyonun orta seviyelerinden elde edilen omurgalı yaş verileri Geç Tortoniyen`i

göstermektedir (Yalçınlar 1983; Sickenberg and Tobien 1971 ve Saraç 2003). Bu seviyeden toplanan acısu mollusk örneklerinin yaşı önceki çalışmalara göre Geç Miyosen`dir (Nebert 1958; Taner 2001). Ayrıca bu birimin üst seviyelerinden elde edilen örihalin/tatlısu mollusk ve ostrakod toplulukları Geç Pliyosen`i göstermektedir (Nebert 1958). Bununla birlikte, bu seviyelerden alınan omurgalı fosilleri de Geç Pliyosen yaşını desteklemektedir (Geç Piyasenziyen-Erken Gelasiyen; Kaymakçı, 2006 ve Yalçınlar, 1983). Bu verilerden, Kolankaya formasyonunun zaman aralığı Alçiçek (2007)'e göre orta Geç Miyosen-Geç Pliyosen olarak kabul edilmiştir.

### **3.3.1.3 Kuvaterner yaşlı çökeller**

#### **3.3.1.3.1 Travertenler**

*Pamukkale-Karahayıt travertenleri:* Denizli Havzası'nın kuzey kenarında yer alan bu travertenler normal fay segmentleriyle sınırlandırılmışlardır (Çakır 1999). Faylar boyunca yüzeye çıkan termal sular tarafından eğimli yamaçlar boyunca oluşturulmuşlardır (Özkul ve diğ. 2002). Karahayıt bölgesinde kuyular ve kırık sistemleriyle yeryüzüne çıkan termal suların içeriği Pamukkale bölgesinde çıkan termal sulardan Fe ve Mg içeriği olarak farklı olduğundan değişik renklerde travertenler çöktürmüşlerdir (Özkul ve diğ. 2002). Altunel ve Hancock (1994) bölgedeki travertenleri morfolojik açıdan: 1) teraslı yamaç/tümsek, 2) açılma sırtı, 3) fay önü, 4) aşınmış örtü ve 5) kendiliğinden oluşmuş kanal travertenleri olarak sınıflandırmışlar ve elde ettikleri yaş bulgularına göre 400.000 yıldan daha yaşlı olduklarını ortaya koymuşlardır.

*Ballık-Kocabaş travertenleri:* Kocabaş ve Belevi çevresinde, 450-1000 m yükseklikler arasında yüzlek verirler. Ballık ve Belevi arasındaki travertenler genellikle yatay tabakalı olup sığ göl ortamında depolanmışlardır (Özkul 2005). Açılma sırtı şeklinde oluşan travertenler çoğunlukla Kocabaş ve çevresinde gözlenmektedir. Göl dolgusu şeklinde oluşan travertenler yanal ve yatay olarak kırmızı-yeşil renkli paleosol, çakıltaşları, ve çamurtaşları ile birlikte bulunurlar. Yaş bulgularına göre, göreceli olarak daha yüksek kotta bulunan travertenler daha yaşlı, düşük kotta bulunan travertenler daha genç olarak yüzlek verirler (Özkul 2005).

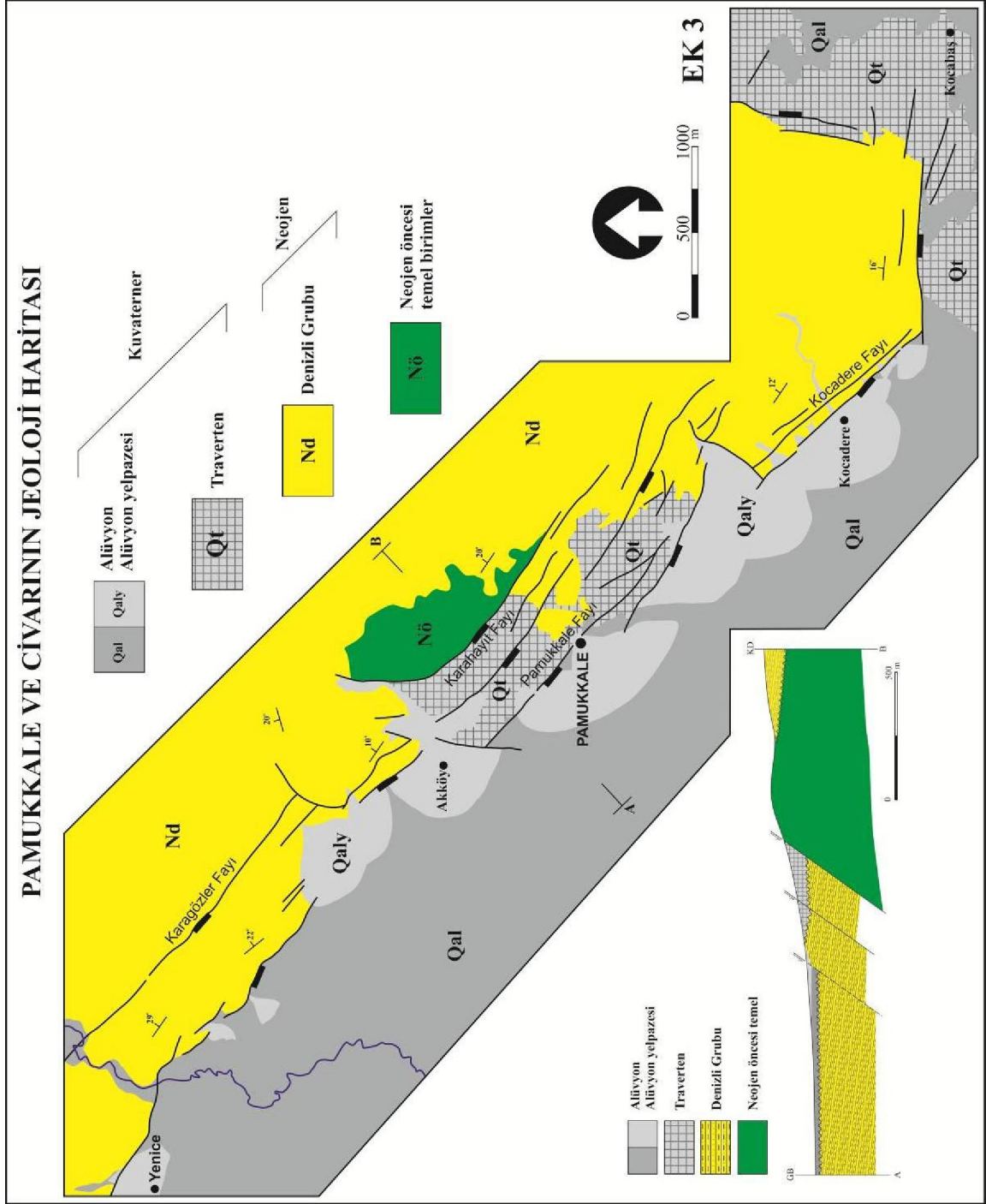
### **3.3.1.3.2 Alüvyal yelpazeler**

Pamukkale Fayı'na bağlı olarak, Akköy ve Kocadere arasında genellikle 8° yamaç eğimine sahip olarak oluşmuşlardır. Alüvyon yelpazesi çökelleri kötü-çok kötü boylanmalı çakıl, kum ve çamurlardan meydana gelir ve içerisinde Neojen öncesi temel kayalara ve Neojen çökellere ait malzemeler bulunur.

### **3.3.1.3.3 Alüvyonlar**

Çalışma alanda düşük kotlarda ve havzanın en genç birim olarak alüvyonlar gözlenmektedir. Alüvyonlar, kötü tutturulmuş çakıl, kötü boylanmış kum ve silten oluşmaktadırlar. Bölgede yapılan D.S.İ. sondaj verilerine göre alüvyon kalınlığı 150 m'dir.





Şekil 3.44 : Pamukkale ve çevresinin jeoloji haritası (Koçyiğit 2005'ten sadeleştirilerek).

### 3.3.2 Pamukkale fay zonu

Denizli Horst-Graben Sistemi'nde yer alan Pamukkale Fay Zonu bu sistemin kuzey sınırında yer alır (Şekil 3.44; Ek 3). Yaklaşık 4 km genişlikte, 53 km uzunlukta ve K50°B doğrultulu normal faylardan oluşmuştur (Çakır 1999). İki ana fay zonundan oluşan bu segment paralelden yarı-paralele değişen, en kısıyası 0.5-8 km uzunlukları arasında olan, en uzununu ortalama 36 km olan faylardan oluşmuştur (Koçyiğit 2005). Ayrıca GB'ya eğimli sentetik fay segmentleri üç adet aktarma yokuşu (relay ramp) ile birbirinden ayrılmaktadır. Bunlar doğudan batıya doğru Acidere, Irlıganlı ve Akköy aktarma yokuşlarıdır.

Pamukkale Fayı doğrultusu boyunca sol yönlü iki geometrik segmente ayrılmış olup, Hierapolis ve Akköy segmentleri olarak adlandırılmışlardır (Çakır 1999). Hierapolis fay segmenti bölgede yüzlek veren metamorfik kayalarla Neojen yaşlı Denizli Grubuna ait formasyonlarla ve kısmen de Kuvaterner yaşlı alüvyonlar arasındaki sınırı belirlemektedir. Bu segment 13 km uzunluğunda olup Karahayıt'ın kuzeyindeki Neojen yaşlı Denizli Grubu kırıntılılarının içerisinde gözlenmemektedir. Güneydoğu'da ise Altunel and Hancock'e (1993) göre Hierapolis segmenti, Yeniköy yakınlarında sonlanmakta ve sola sıçrayarak GB'ya doğru birkaç km daha devam etmektedir. Akköy fay segmenti ise Neojen yaşlı Denizli Grubu'nu Kuvaterner yaşlı graben dolgusundan ayırmaktadır. Bu fay segmenti oldukça aşınmış durumdadır. Çakır (1999) bu segmentin yaklaşık 7 km uzunluğunda olup iki ucuna doğru alüvyal sedimentler içerisinde kaybolduğunu belirtmiştir. Ancak yapılan arazi gözlemlerine göre Akköy segmenti, Yeniköy ve Sarıyar köyleri arasında, Kardin Dere ve Çınarlı Dere'nin biriktirdiği alüvyal yelpazelerle örtülmüştür. Tortul birikiminin hızlı ve çok miktarda olması fay izlerinin gömülü kalmasına neden olmuş, yüzeyde fay morfolojisi silinmiştir. Bu segmentin devamı Sarıyar ve Dombadan köyleri arasında 7 km uzunluğunda olup, Neojen yaşlı birimlerle Kuvaterner yaşlı birimlerin sınırını oluşturan bu hat boyunca, yer yer asılı vadiler ve asılı taraçalar şeklinde gözlenir. Segment GD'sunda sola doğru 3 km sıçrama yapar 2-3 km devam ederek Kızılyer Köyünün K'inde alüvyon içinde kaybolur.

Koçyiğit'e (2005) göre modern Çürüksu Grabeni ve yeni oluşmakta olan Denizli Havzası uzunlukları değişen, aktarma yokuşlarıyla ayrılmış 5 ana fay segmentiyle sınırlandırılmıştır. Bunlar Yenice, Pamukkale, Yeniköy, Kocadere ve D-B yönelimli

Gürleyik fay segmentleridir. Bu fay segmentleri yelpaze-önü sediman kümeleriyle kuşatılmışlardır, ancak fay izleri burada gözlenmemektedir. Koçyiğit'e (2005) göre yeni oluşmaya başlayan grabenin havza sınır fayı olan Karahayıt Fayı daha iyi gözlenebilmektedir. Kuzeydeki yeni oluşmaya başlayan grabenin havza sınır fayı olan ve tarihsel depremlerin kaynağı olan fay Altunel (1996) tarafından da "Pamukkale Fayı" olarak adlandırılmıştır. Yine Koçyiğit (2005) aktif olan fayın yeni Çürüksu grabeninin kuzey sınır fay segmenti ve yakınındaki sentetik fayları kapsadığını, düşüncesini morfolotektonik yapılar ve faya paralel gelişen küçük depremlerle desteklediğini belirtmektedir. Bu çalışmada ise Pamukkale Fayı 3 ayrı segment olarak incelenmiştir. Bu segmentler Karagözler, Karahayıt ve Kocadere segmentleridir (Şekil 3.44; 3.45; Ek 3).

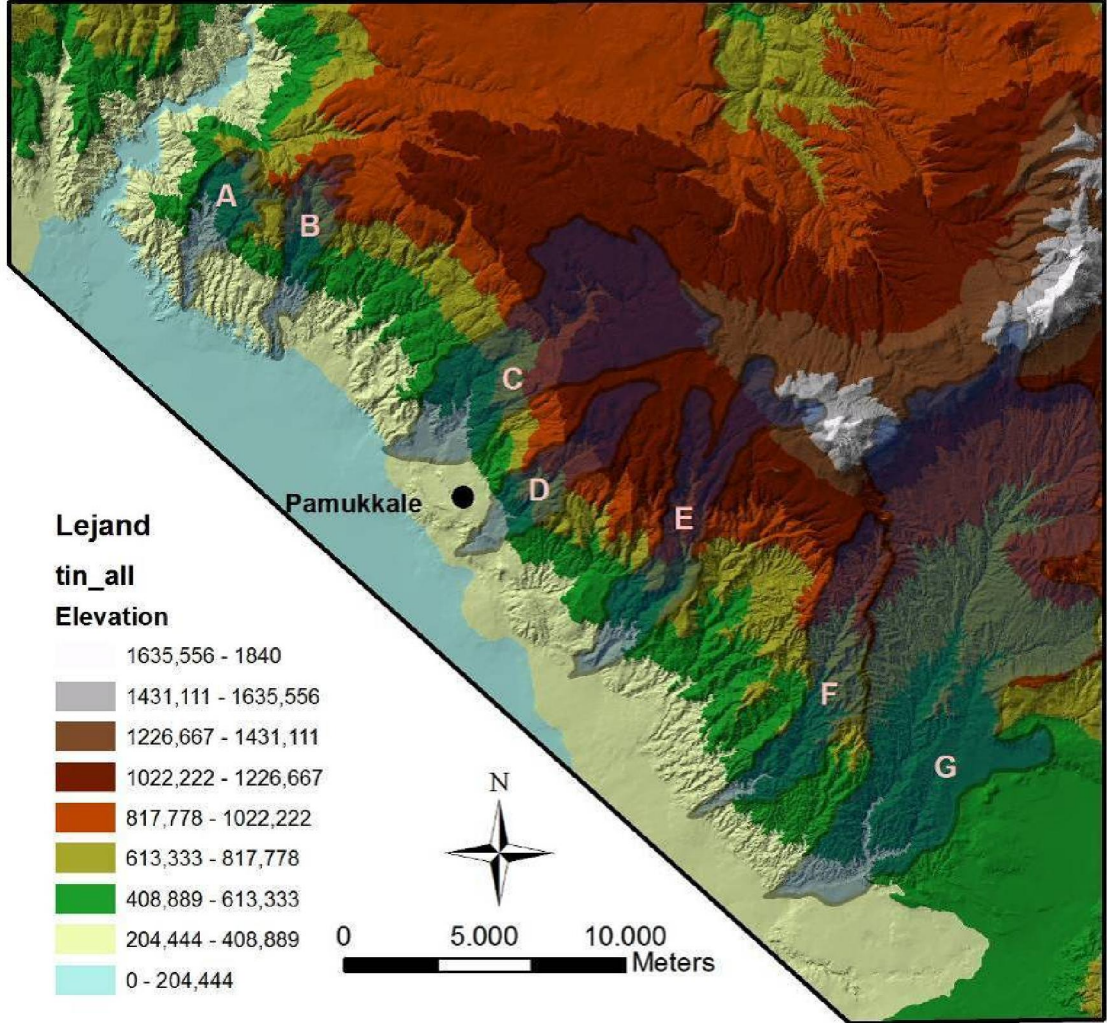


Şekil 3.45 : Neojen öncesi temel birimlerle Denizli grubu arasında sınır oluşturan Pamukkale fayı (Karahayıt segmenti) (Bakış yönü: GB-KD).



### 3.3.3 Pamukkale ve civarının tektonik jeomorfolojisi

Pamukkale fayı boyunca yapılan morfometrik hesaplamalarda 7 farklı vadi kullanılmış ve 5 farklı morfometrik indis hesaplaması yapılmıştır (Şekil 3.46).



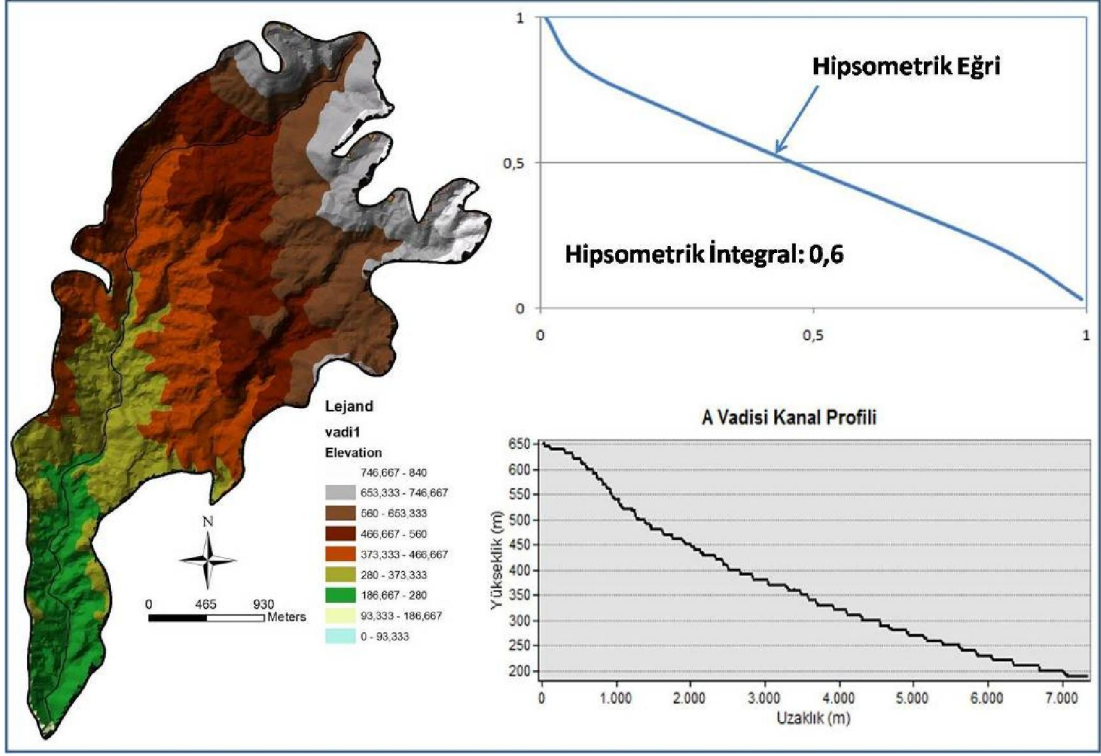
Şekil 3.46 : Pamukkale Fayı boyunca morfometrik analiz için seçilen vadiler.

Hipsometrik analiz yapmak için seçilen drenaj alanlarının yükseklik değerleri 200-1550 m arasında değişmektedir. Vadilerin üzerinde bulunduğu litoloji Neojen öncesi metamorfik temel ve Denizli grubuna ait sedimanter kaya birimleridir. Vadilerin oluşturduğu drenaj alanları 9-43 km<sup>2</sup> aralığında değişen genelde küçük alanlardır. Seçilen drenaj alanlarının sınırları belirlendikten sonra hipsometrik eğri ve integralleri hesaplanmıştır (Şekil 3.47, 3.48, 3.49, 3.50, 3.51, 3.52, 3.53).

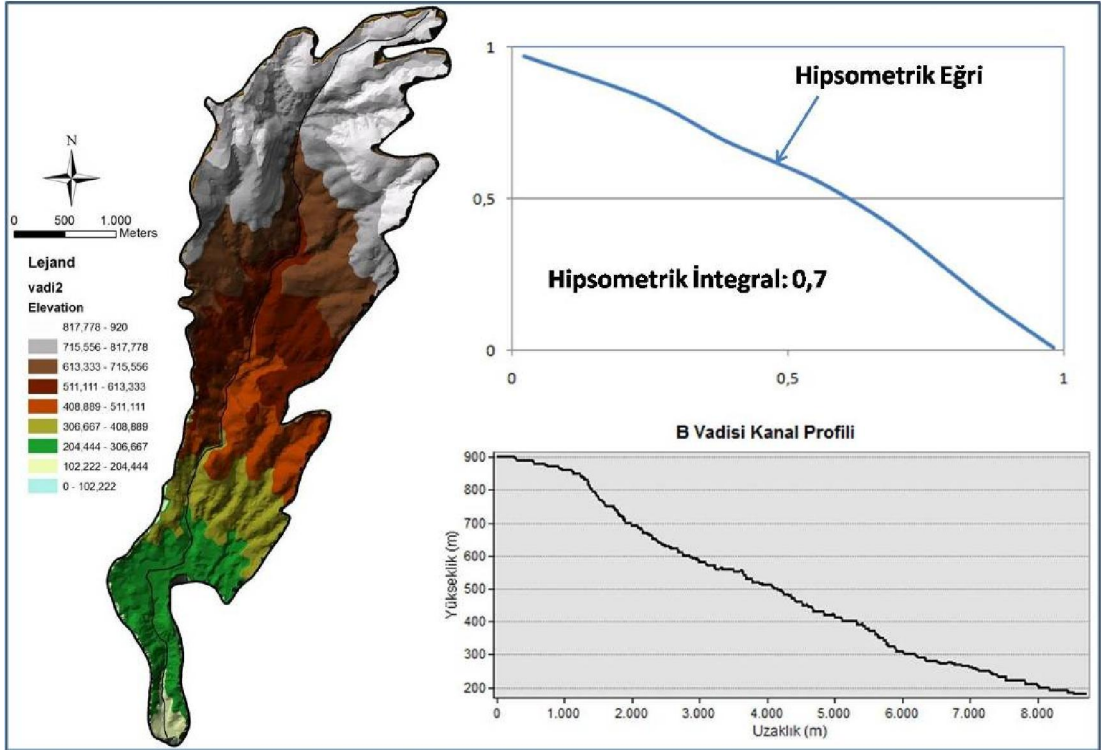
Bu çalışmada meteorolojik veriler dikkate alınarak iklim faktörünün evrimde farklılık yaratacak önemli bir etken olmadığı kabul edilmiş ve böylece daha çok litoloji ve tektoniğin (yükselme oranı) etki faktörleri incelenmiştir.

A, B, C, D ve E vadilerinde hesaplanan hipsometrik eğriler yaklaşık iç bükeydir. Hesaplanan hipsometrik integraller 0,6-0,8 arasında değişmektedir. Bu vadilerdeki değerler genç evreyi göstermekte ve yükselmede tektonizmanın etkin olduğunu işaret etmektedir.

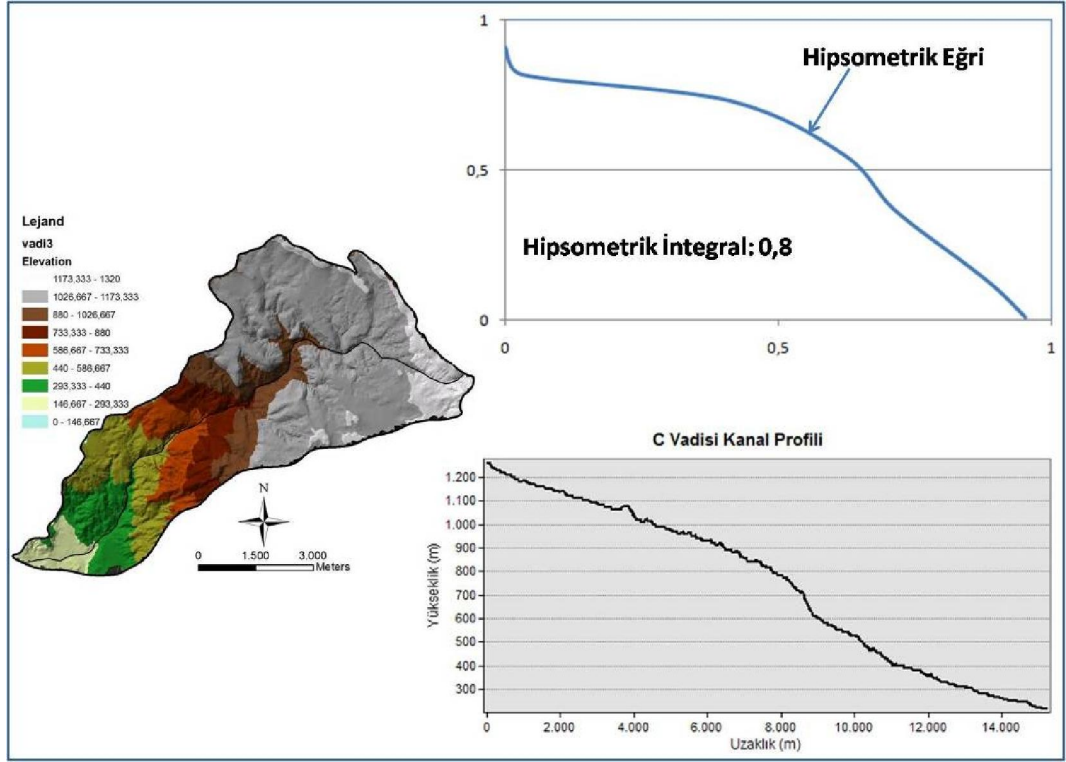
F ve G vadilerinde hipsometrik eğri yaklaşık dış bükeydir ve hipsometrik integral 0,6-0,8 arasında değişmektedir. Neojen kayalar üzerinde oluşan bu vadilerin yarı olgun evreyi göstermesi, büyük ölçüde morfoloji üzerindeki litoloji etkisini işaret etmektedir (Şekil 3.52, 3.53). Neojen yaşlı Denizli grubuna ait Kolankaya formasyonundaki kayaçlar aşınmaya karşı dirençsizdirler. F ve G vadilerinin bu formasyon içerisinde gelişmesi ve hipsometrik verilerden de litoloji etkisi elde edilmesi bu verileri desteklemektedir. Verilere göre F ve G vadileri daha çok kayaçlardaki aşınma sonucu oluşmuştur.



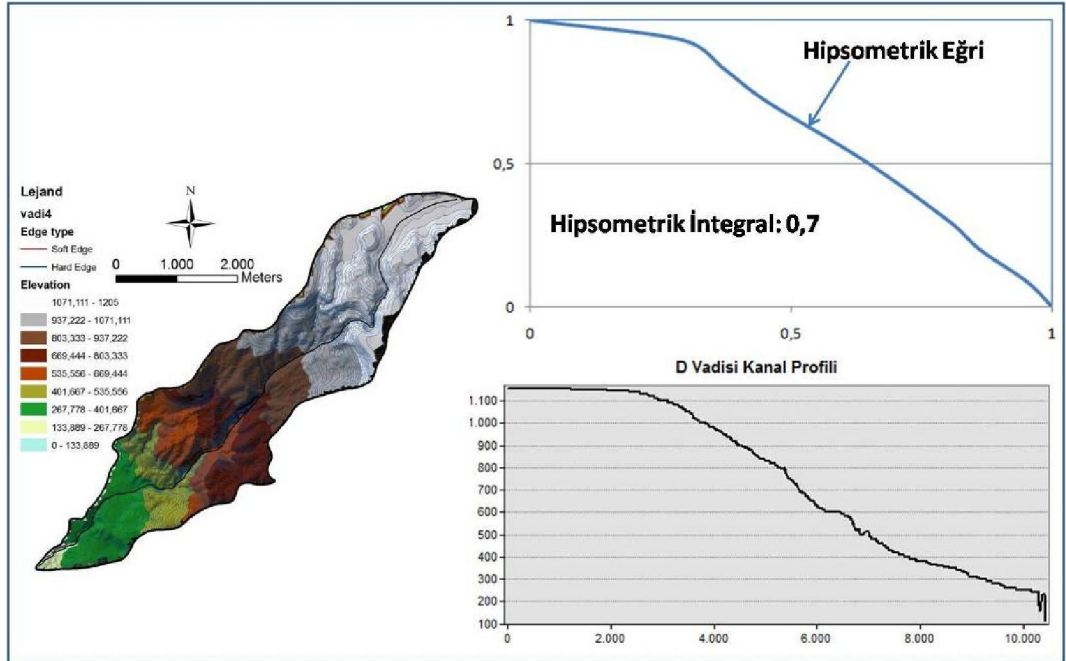
Şekil 3.47 : A vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



Şekil 3.48 : B vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.

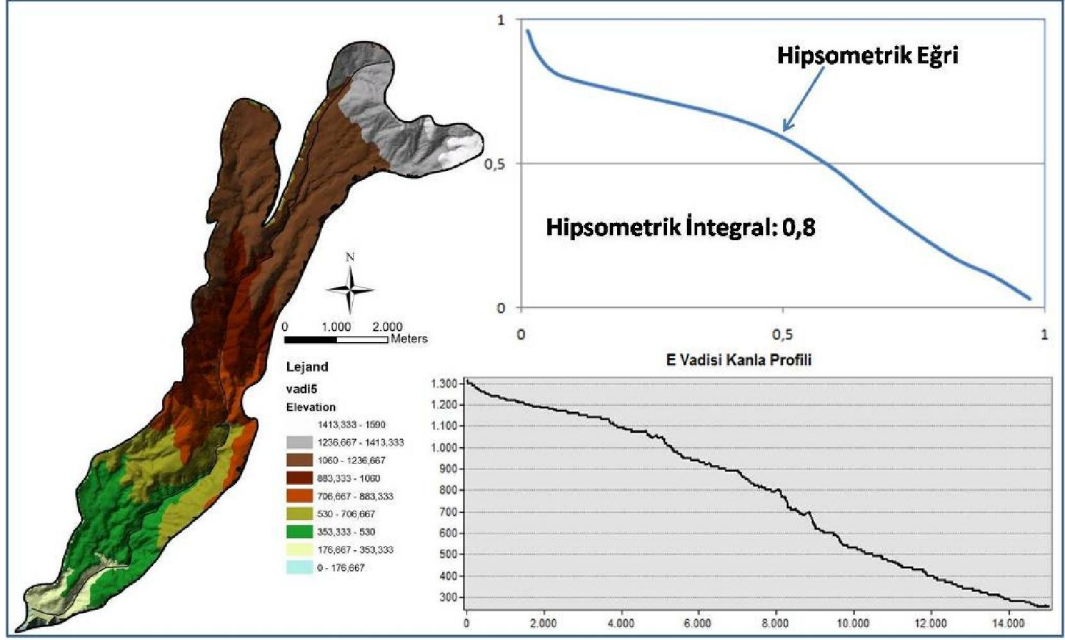


Şekil 3.49 : C vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.

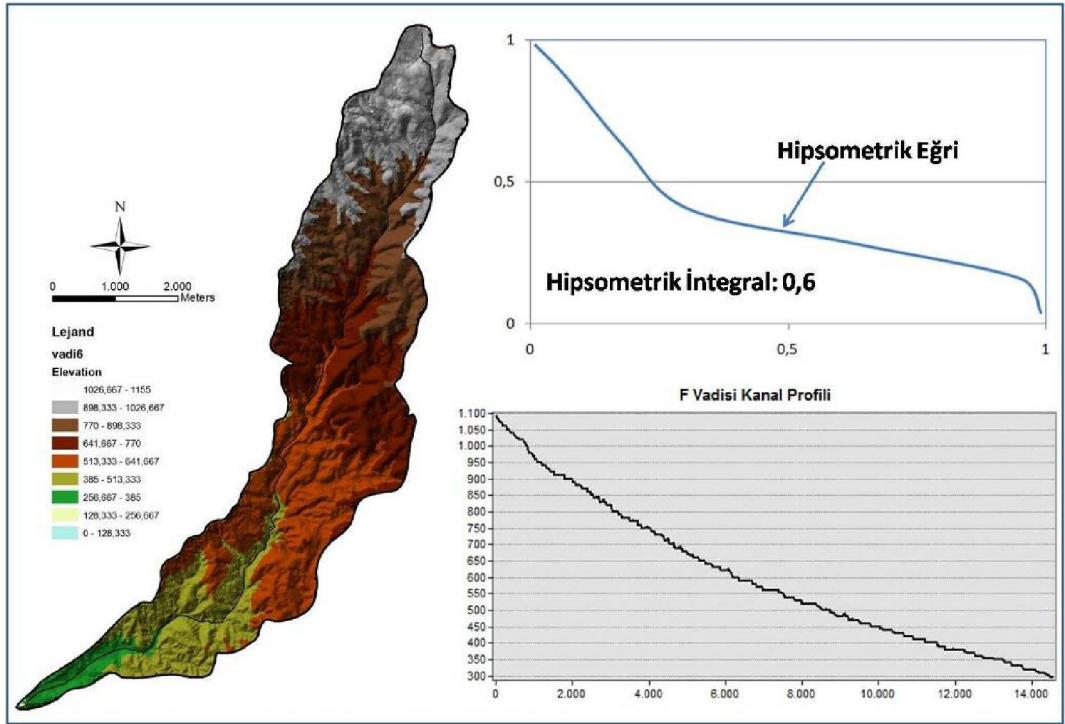


Şekil 3.50 : D vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.

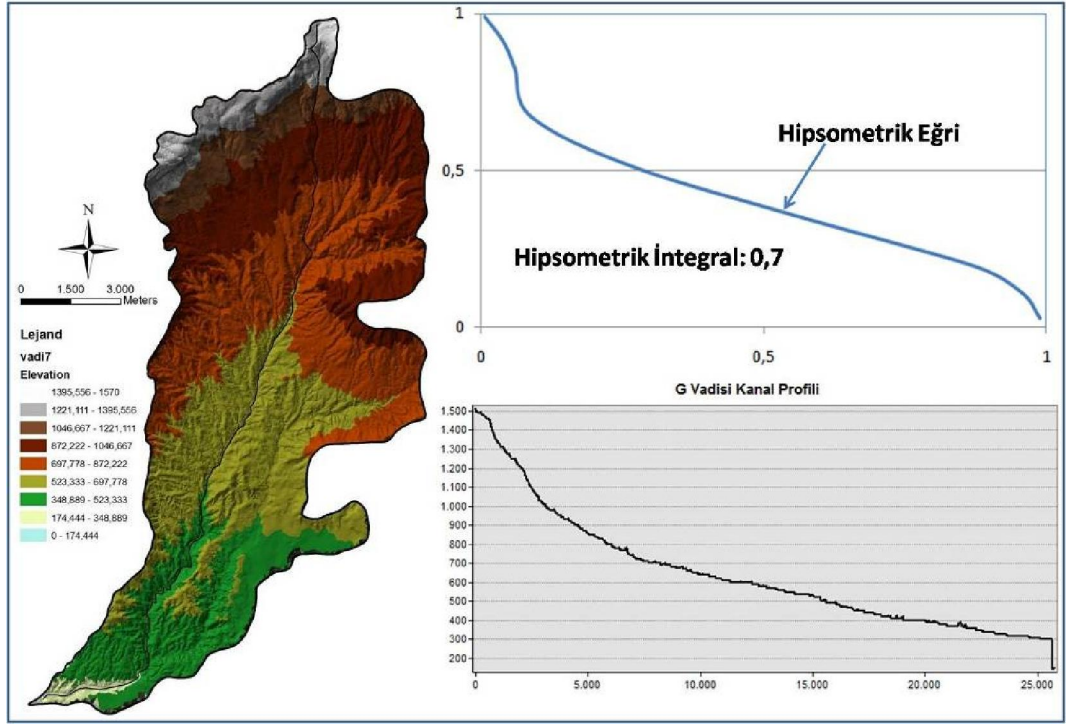




Şekil 3.51 : E vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



Şekil 3.52 : F vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.



Şekil 3.53 : G vadisinin kanal profili, hipsometrik eğrisi ve integral değeri.

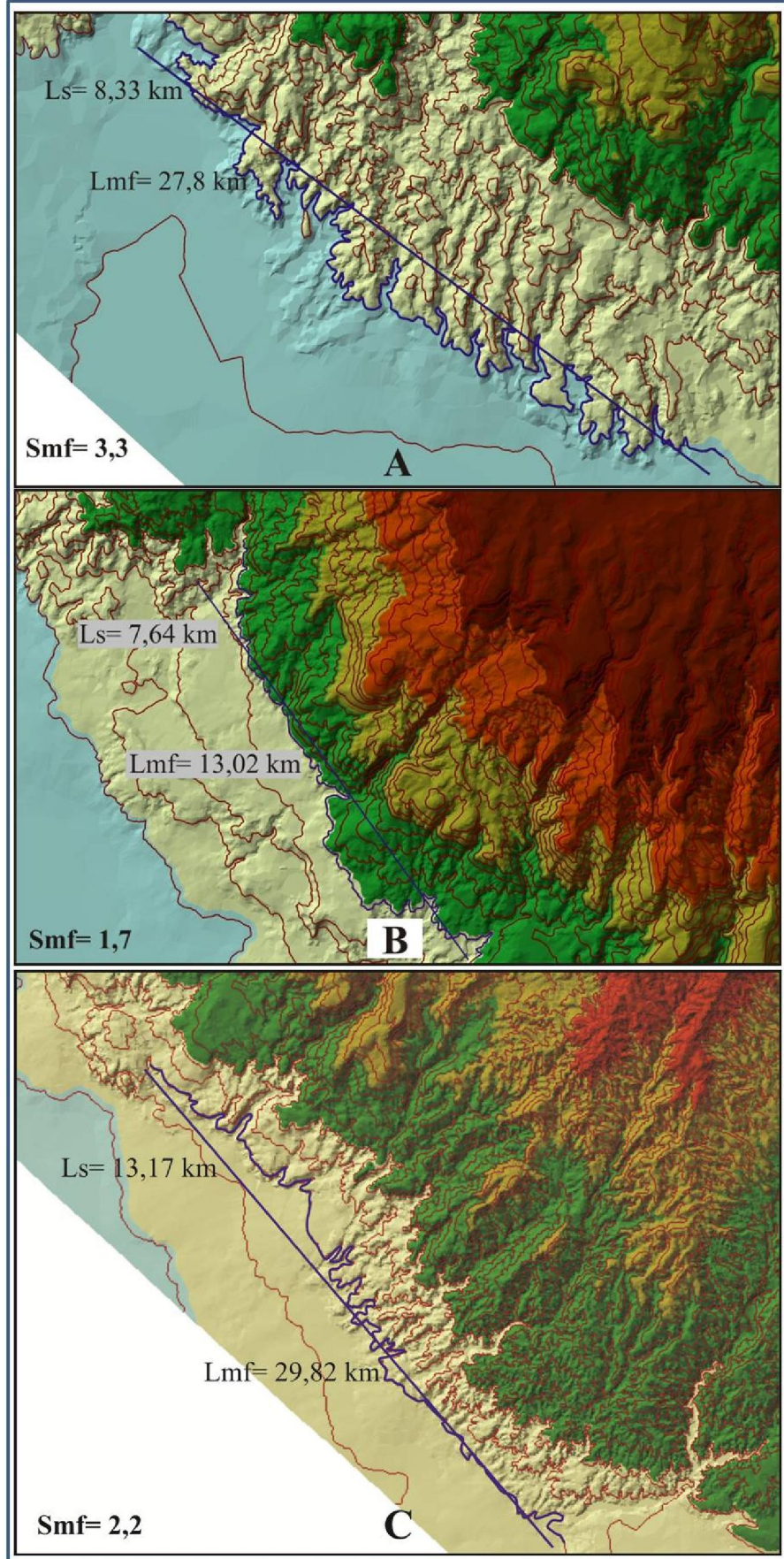
Pamukkale fayı boyunca belirgin şekilde fayın devam ettiği ve önceki çalışmalarda farklı segmentler olarak kabul edilen fay segmentleri üzerinde dağ cephesi eğrilik oranları ( $S_{mf}$  indeksi) araştırılmıştır (Şekil 3.54.).  $S_{mf}$  indeksi hesaplamasında Koçyiğit (2005) tarafından adlandırılan fay segmentleri (Karagözler (A), Karahayıt (B) ve Kocadere (C) segmentleri) kullanılmıştır.

A alanında hesaplanan  $S_{mf}$  indeksi 3,3'tür. Değerin 1'den uzak olması dağ önlerini kontrol eden Karagözler fayının etkinliğinin azaldığını göstermektedir (Şekil 3.54-A).

B alanında hesaplanan  $S_{mf}$  indeksi 1,7'dir. Değerin 1'e yakın olması Karahayıt fayının etkinliğine ve dağ önünü kontrol etmeye devam ettiği göstermektedir (Şekil 3.54-B).

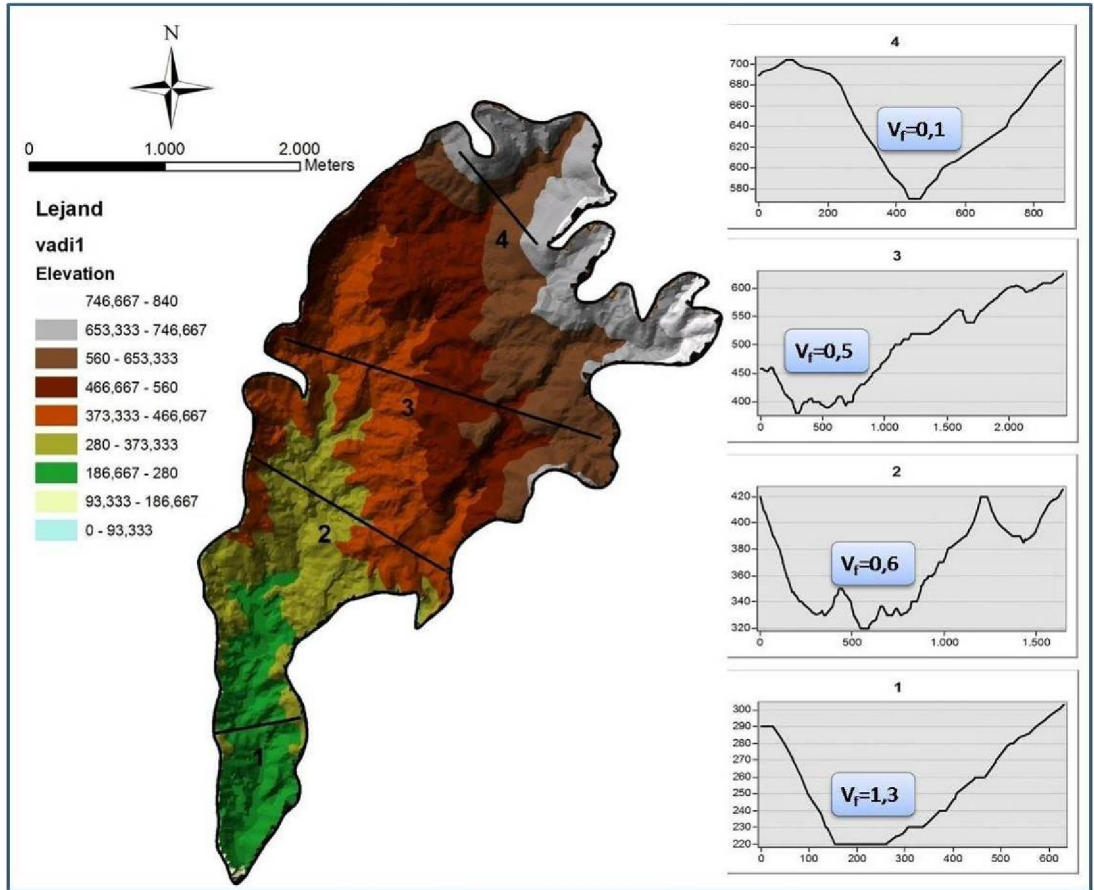
C alanında hesaplanan  $S_{mf}$  indeksi 2,2'dir. Değerin 1'e yakın olması Kocadere fayının etkinliğine ve dağ önünü kontrol etmeye devam ettiği göstermektedir (Şekil 3.54-C).



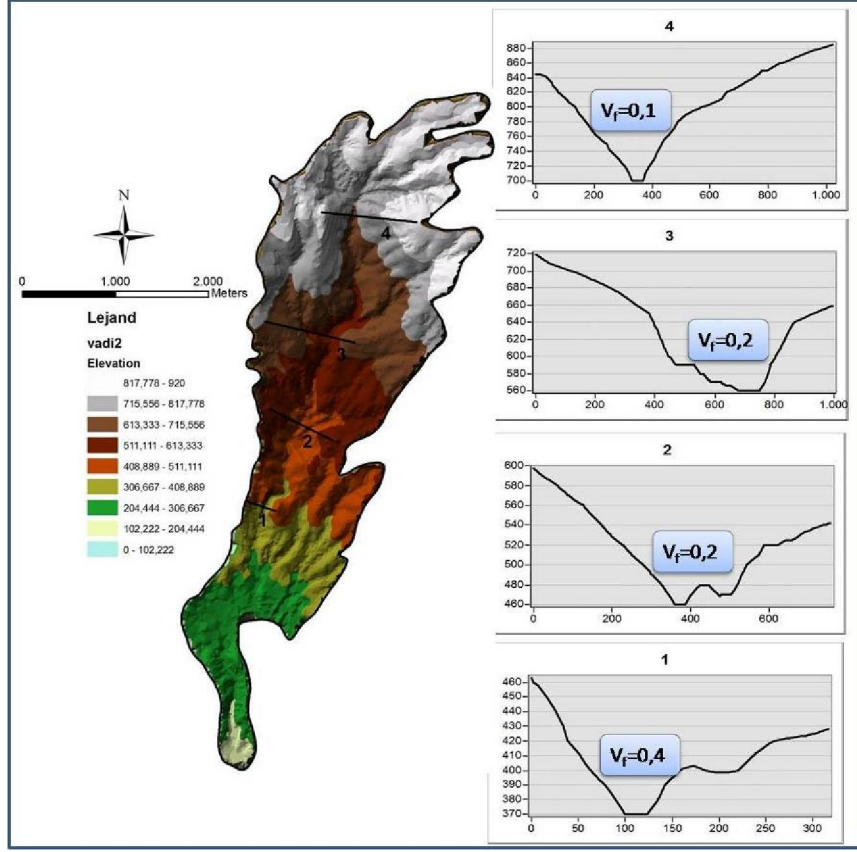


Şekil 3.54 : Pamukkale Fayı'nın oluşturduğu dağ önü sinüslük oranı (Smf indeksi) için seçilen 3 farklı alanda hesaplanan değerler.

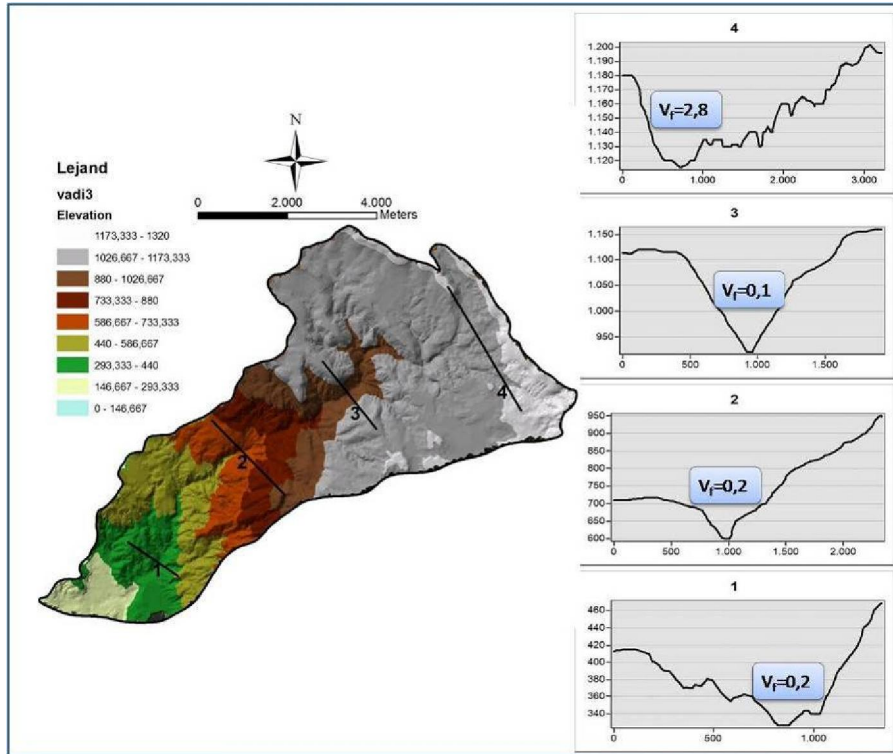
Pamukkale fayı için A, B, C, D, E, F ve G vadilerinin Vf indeksi araştırılmıştır (Şekil 3.55, 3.56, 3.57, 3.58, 3.59, 3.60, 3.61). Bütün drenaj alanları için seçilen bölümlerde bu indeks uygulanmıştır. Elde edilen Vf indeks değerleri 0,1-2,8 arasında değişmektedir. Seçilen bütün drenaj alanları, dar ve derin deşilmiş vadiler olduğundan daha düşük Vf indeks değerlerine sahiptirler. Vf indeksinin düşük değerleri göreceli olarak aktif dağ cephelerine işaret eder ve yükselme ile ilişkili olarak aktif indeksli derin vadileri gösterir. Bu verilere dayanarak seçilen vadilerin gelişiminde fayların etkisinin yüksek olduğu ve yükselmenin fayların etkisinde geliştiği söylenebilir.



Şekil 3.55 : A vadisinde hesaplanan Vf indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.

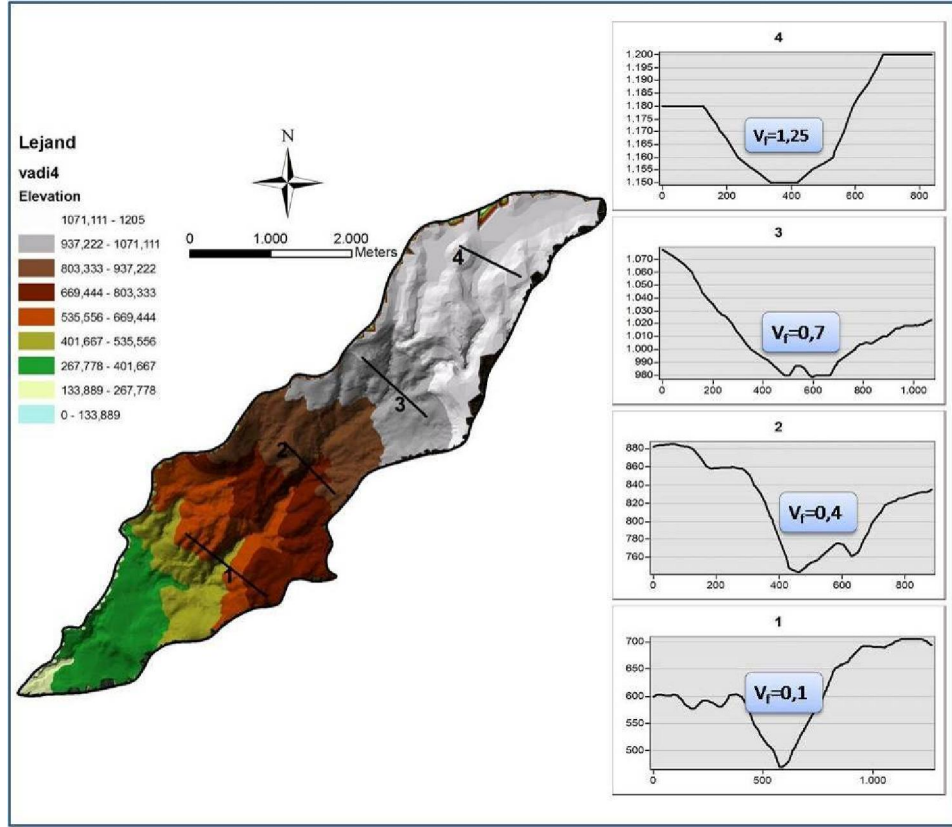


Şekil 3.56 : B vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.

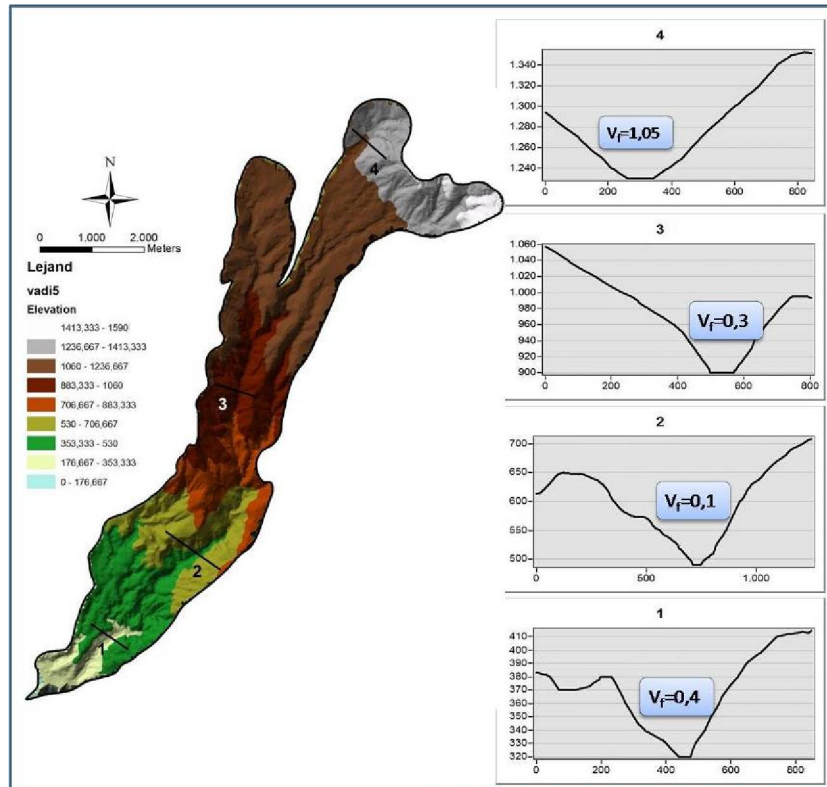


Şekil 3.57 : C vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.

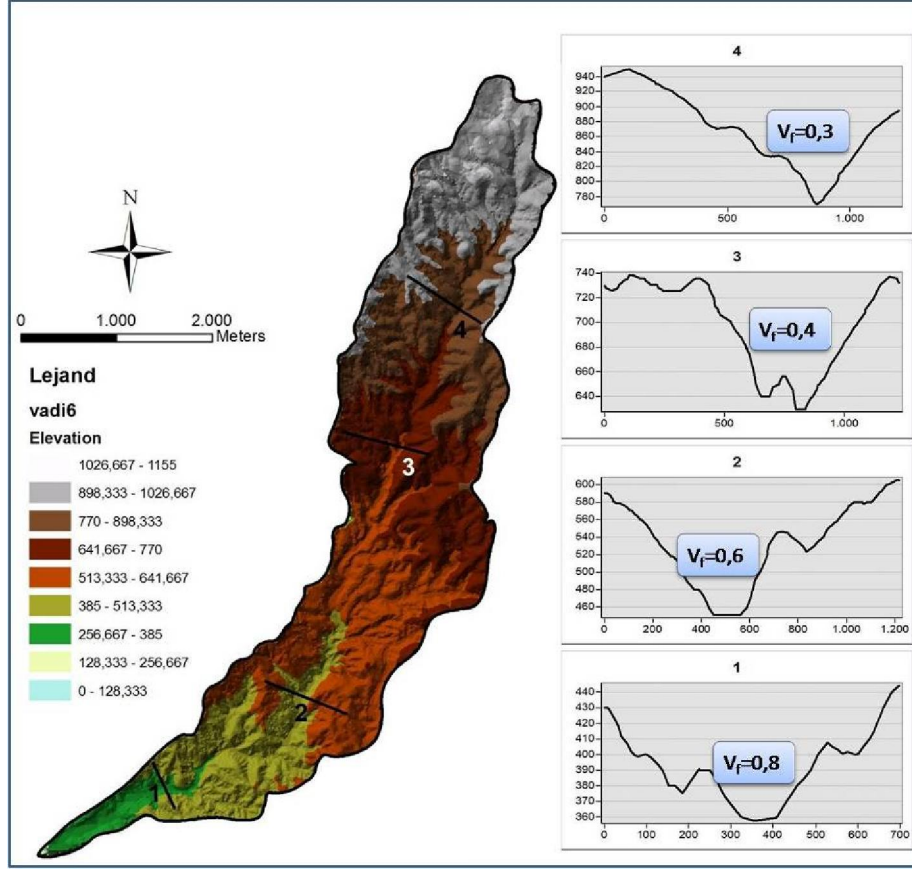




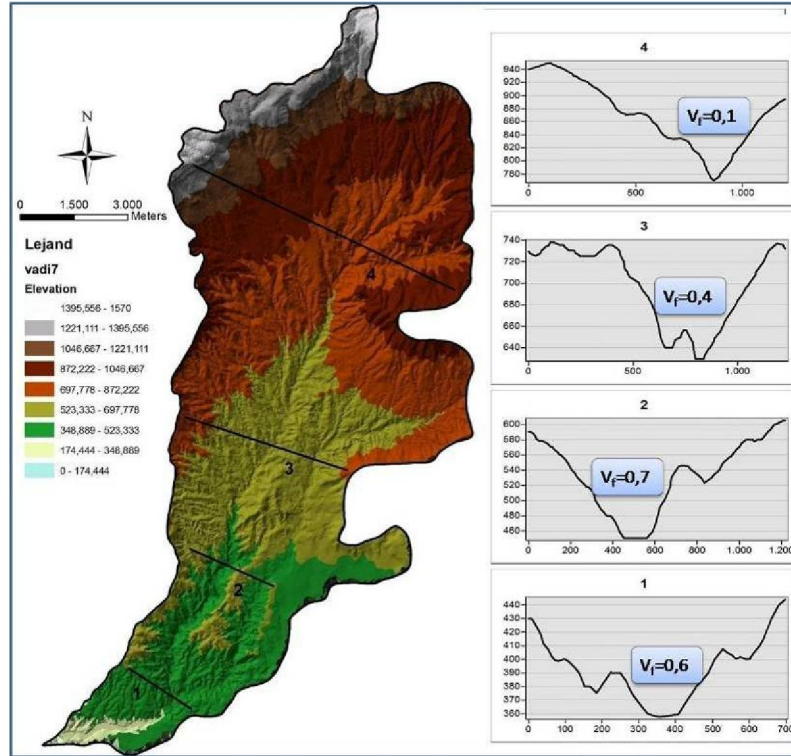
Şekil 3.58 : D vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.



Şekil 3.59 : E vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.



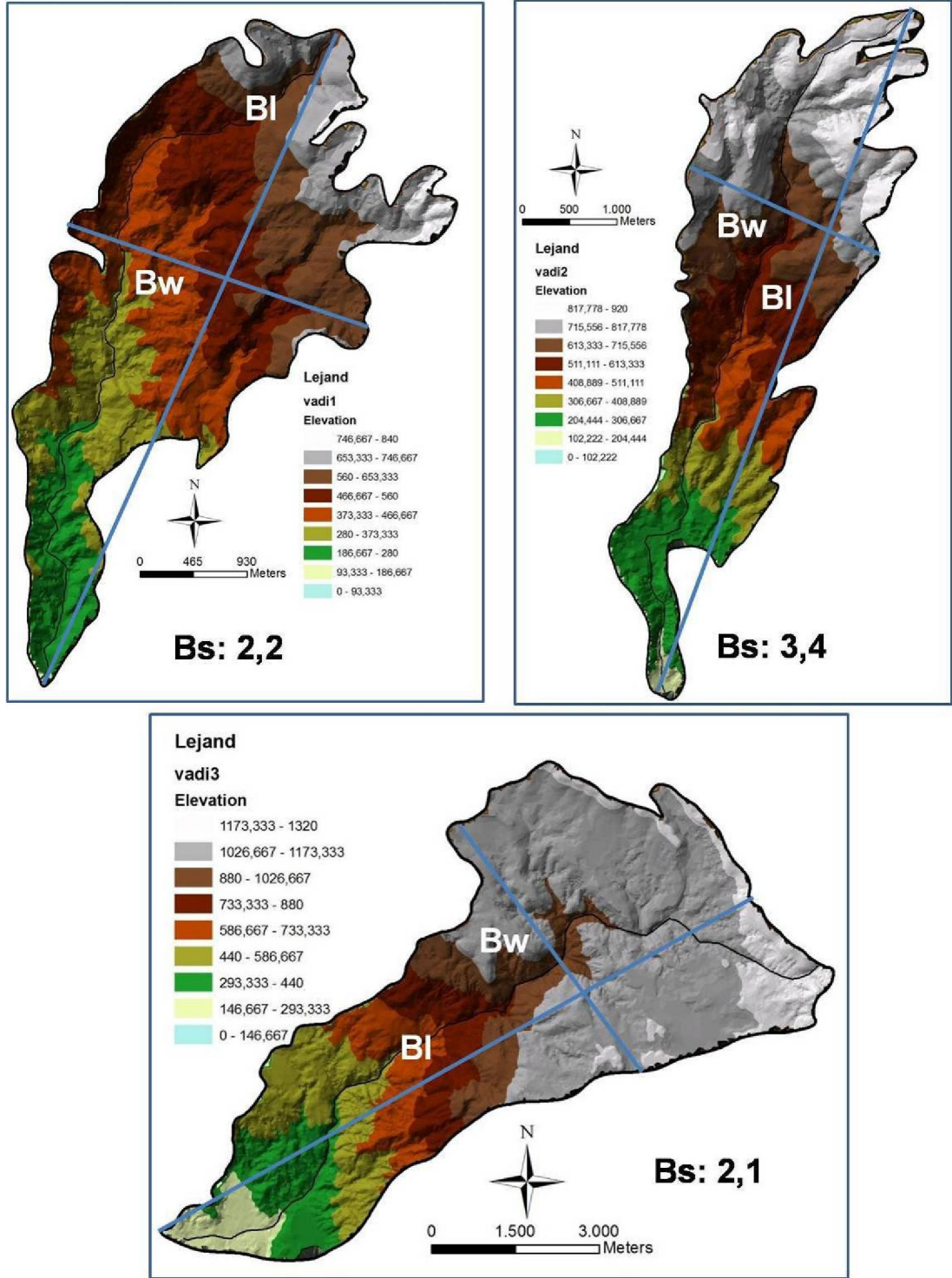
Şekil 3.60 : F vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.



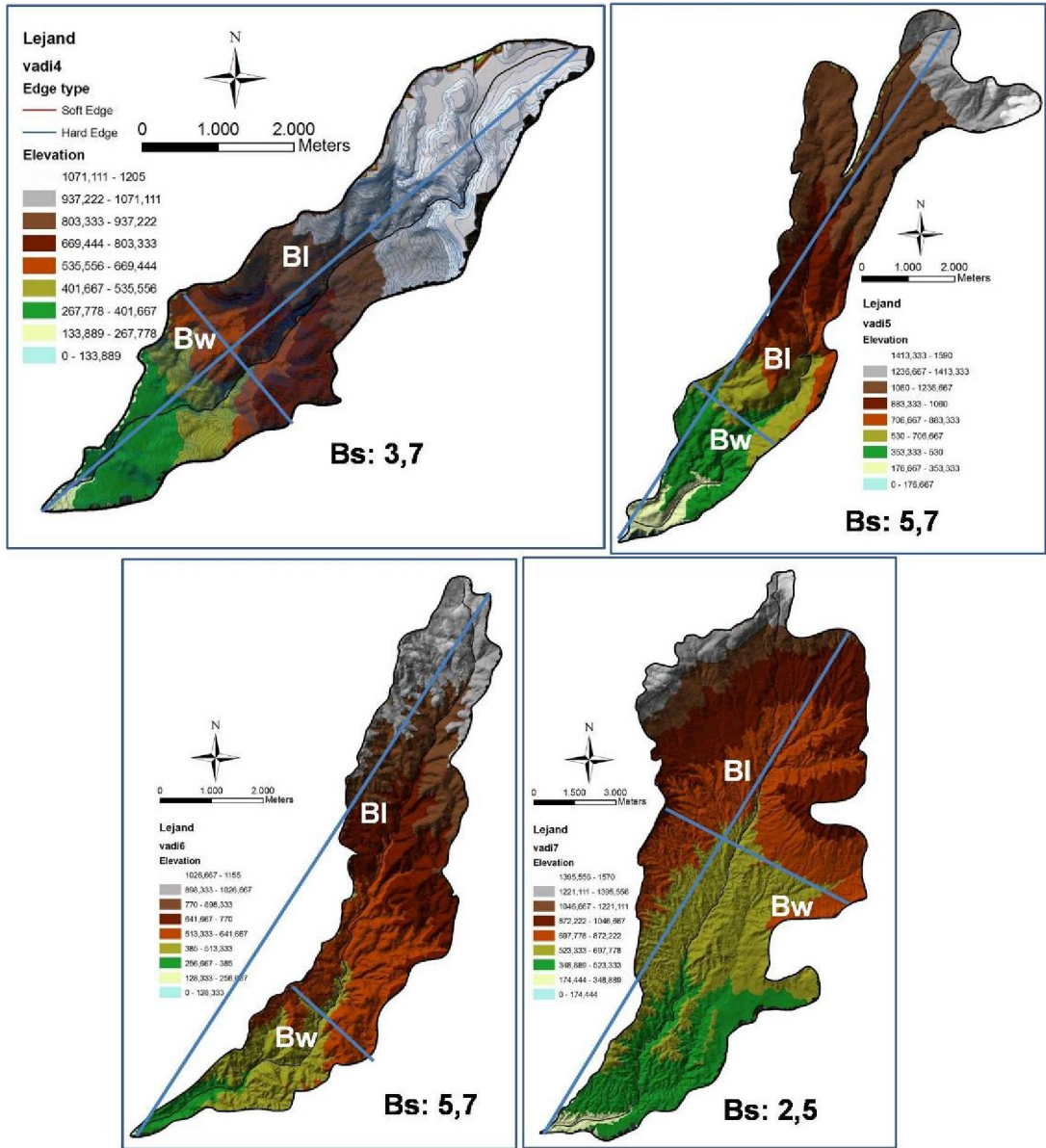
Şekil 3.61 : A vadisinde hesaplanan  $V_f$  indeksi değerleri ve farklı kotlardan alınan vadi profilleri.



Seçilen vadiler boyunca hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerlerine bakıldığında, bütün hesaplanan vadilerde değerlerin yüksek olması, vadilerin dar ve uzunlaşmasına geliştiğini göstermektedir. Bu vadilerin dar ve uzun oluşları, fayın kontrolünde geliştiklerini göstermektedir (Şekil 3.62, 3.63).



Şekil 3.62 : Seçilen A, B ve C vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.



Şekil 3.63 : Seçilen D, E, F ve G vadilerinde hesaplanan drenaj havzası şekli indeksi (Bs) değerleri.

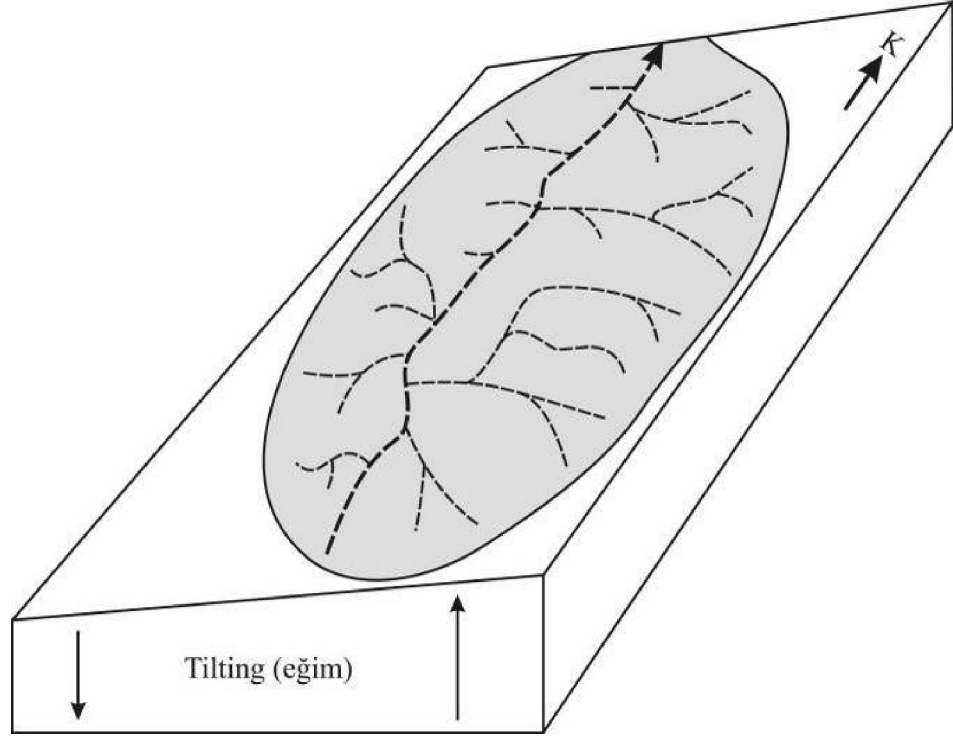
## 4. AF VE T İNDEKSLERİNE GÖRE FAYLARIN SEGMENTLERE AYRILMASI

### 4.1 Drenaj Alanı Asimetrisi (AF)

Tektonik denetiminde gelişmiş drenaj ağları, etkilendikleri tektonik rejimin izlerini taşırlar. Bu tür akarsu ağları hem nitel hem de niteleyici olarak adlandırılabilirler ayırt edici özelliklere ve geometrilere sahiptir (Hare ve Gardner 1985, Keller ve Pinter 2002). Drenaj sistemlerinin araştırılması jeolojik yapının uzun süreli evrimi hakkında bilgi sağlar (Burbank ve Anderson 2001). Asimetri faktörü (AF) drenaj alanı veya daha büyük ölçeklerdeki akışa yönelik enine tektonik eğimi bulmak amacıyla geliştirilmiştir (Hare ve Gardner 1985, Keller ve Pinter 2002). Asimetri faktörü şu formül ile bulunur:

$$AF = 100 (A_r / A_t)$$

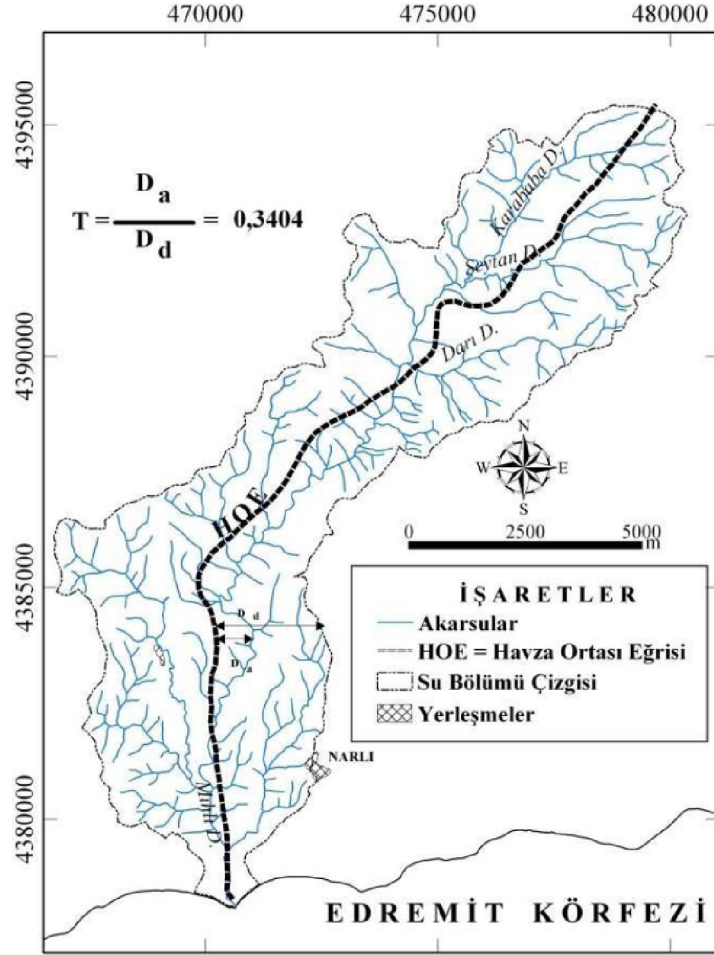
Formülde; “Ar” havzanın sağındaki alan (bakış yönü dere aşağı), “At” ise Drenaj havzasının toplam alanıdır. Asimetri faktörü (AF) ise pek çok akarsu ağı için sakin durumlardaki kontrollü akışı oluşturur. Asimetri faktörü akarsuyun ana hattındaki herhangi bir dikey eğime yatkın olduğu için, 50’den büyük ya da küçük herhangi bir AF değeri vadinin eğimli (tilting) olduğu yönü gösterir. Tektonik rotasyona maruz kalmış, akmakta olan bir ana hatta sahip, herhangi bir drenaj alanı uzunluğu üzerinde etkili olacaktır. Tektonik aktivitenin drenaj havzasına soldan eğim verdiğini varsayarsak, ana hattın solundaki vadi kolları, şekil 4.1’ de gösterildiği gibi 50’den büyük bir asimetri faktörü ile ana hattın sağındakiler ile karşılaştırıldıklarında ya daha kısa ya da daha uzun olacaklardır (Hare ve Gardner 1985, Keller ve Pinter 2002).



Şekil 4.1 : Sola doğru tiltlenmiş bir asimetri faktörünün etkisini gösteren blok diyagram (Keller ve Pinter 2002).

#### 4.2 Topografik Simetri Faktörü (T)

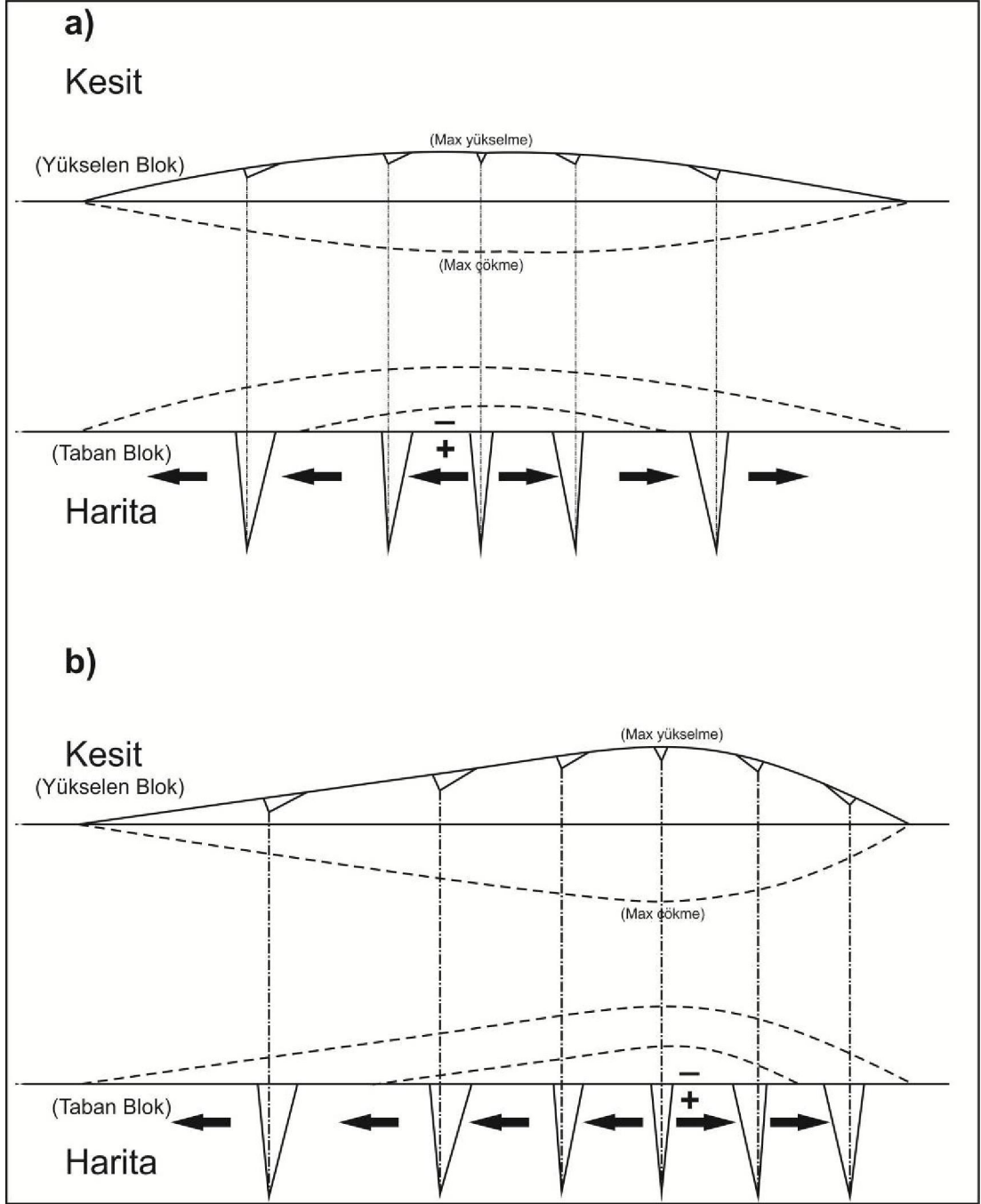
Taban asimetrisini değerlendirmek için kullanılan bir başka sayısal indis  $T = D_a / D_d$  olarak tanımlanan topoğrafik simetri faktörüdür. Burada “ $D_a$ ” havzanın ortasından geçirilen bir havza ortası eksenini veya çizgisinden aktif menderes kuşağına olan mesafe; “ $D_d$ ” ise havza ortası ekseninden su bölümüne olan mesafedir (Şekil 2.2). Vadiler için hesaplanan T değerleri drenaj-havza eksenine dikey akarsuların yer değiştirmesini gösterir. Böylece, transvers topoğrafik simetri faktörü, mükemmel asimetrik veya göreceli olarak eğimli bir havzayı yansıtan,  $T = 0$ ’ dan 1’e kadar değişen yön ve büyüklüğe sahip bir vektördür (Burbank ve Anderson 2001, Cox 1994, Cox ve diğ. 2001, Keller ve Pinter 2002). Akarsu kanallarının yer değiştirmesi üzerinde yataktaki kayaların eğiminin önemsiz bir etkisi olması durumunda, bölgesel yer değişikliğinin yönü aynı yönü işaret eden tiltlenmenin göstergesidir. Bir bölgedeki çok sayıda drenaj tabanının analizlerinin ortalaması alındığında taban asimetrisinin düzensiz bölgelerini tanımlayan T vektörlerini verir. Hem asimetri faktörü (AF) hem de T’nin hesaplanması, arazi eğimini tanımlamanın niteliksel olarak hızlı bir metodudur (Cox 1994, Cox ve diğ. 2001, Keller ve Pinter 2002).



Şekil 4.2 : Tek bir akarsu segmanı için drenaj-tabanı enine topografik asimetri vektörü hesap örneği (Cürebal ve Erginal 2007).

### 4.3 Fayların segmentlere ayrılması

Havza asimetrisi (AF) indeksinde, normal fayların taban bloğundaki vadiler fayın etkisiyle akış yönüne göre sağa veya sola eğimlenebilirler. Bu eğimlenme Şekil 4.3.a'da gösterildiği gibi, normal fayların taban bloğunda, fayın orta kesiminde yükselme en fazladır. Teorik olarak yükselmenin fazla olduğu fayın orta bölümünün sağında kalan vadiler sağa, solunda kalan vadiler sola eğimli olarak bulunmalıdırlar. Şekil 4.3.b'de ise çarpıtılmış normal faylarda max. çökme fayın kenar kısımlarına yakın olabilir. Bu iki teorik model dikkate alınarak Honaz, Babadağ ve Pamukkale faylarının taban bloğunda gelişen vadiler incelenmiş ve fayların etkisiyle eğimlenen vadilerden yararlanarak fayların segmentlere ayrılması gerçekleştirilmiştir.

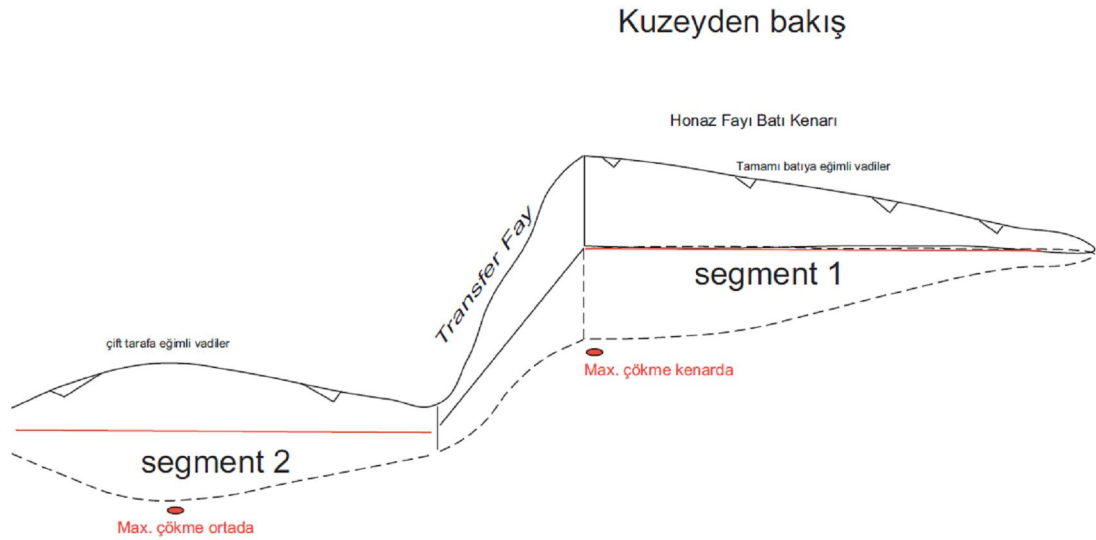


Şekil 4.3 : Normal faylarda taban blokta gelişen vadilerdeki eğimlenmeler. a) Max çökmenin ortada geliştiği normal fayların taban bloğundaki vadilerdeki eğimlenmeler, b) Max çökmenin fayın kenar kısımlarına yakın bölgelerde geliştiği, çarpıtılmış normal fayların taban bloğundaki vadilerdeki eğimlenmeler (Seyitoğlu sözlü görüşme 2011 sonucunda hazırlanmıştır).



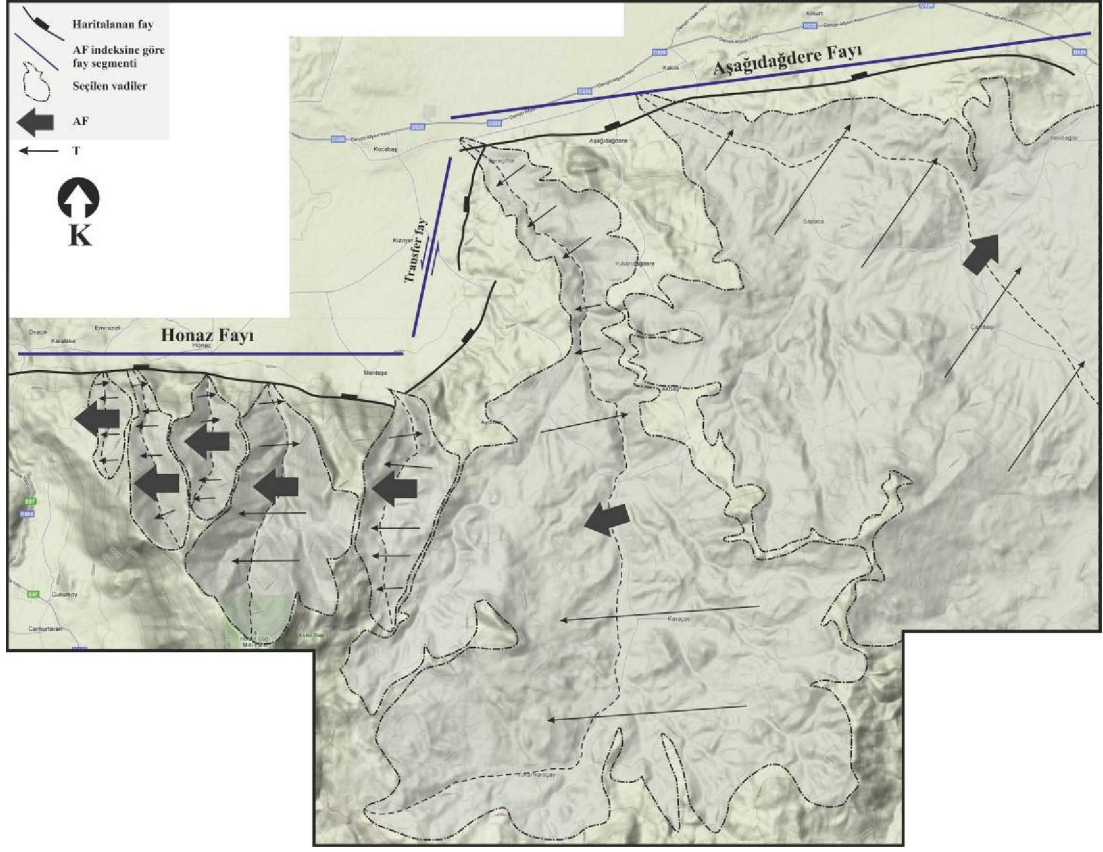
#### 4.2.1 Honaz Fayı

Honaz Fayı'nın taban bloğunda gelişen vadilerde hesaplanan AF indeksi verileri kullanarak vadilerin eğimlendiği yönler bulunmuştur. Vadilerdeki AF ve T indeksi verilerine göre max. çökmenin meydana geldiği alanlar tespit edilmiş ve segment ayrımı yapılmıştır (Şekil 4.4). Elde edilen verilere göre Honaz Fayı 2 ayrı segment bölünmüş ve bu segmentler Honaz ve Aşağıdağdere olarak adlandırılmıştır (Şekil 4.5; Tablo 4.1). Arazi gözlemlerine bakıldığında, Honaz segmenti önünde gelişen alüvyal yelpazelerin, Honaz-Kızılyer arasındaki yayılımının daha geniş olması, ayrıca Kızılyer civarında DSİ tarafından yapılan sondajlarda, derinlerde traverten oluşumlarına rastlanması da max. çökmenin Honaz segmentinin sağında geliştiğini desteklemektedir (Şekil 3.2; Ek. 1 ).



Şekil 4.4 : Honaz Fayı'nın AF indeksine göre segmentlere ayrılmasında kullanılan teorik model (Seyitoğlu sözlü görüşme 2011 sonucunda hazırlanmıştır).

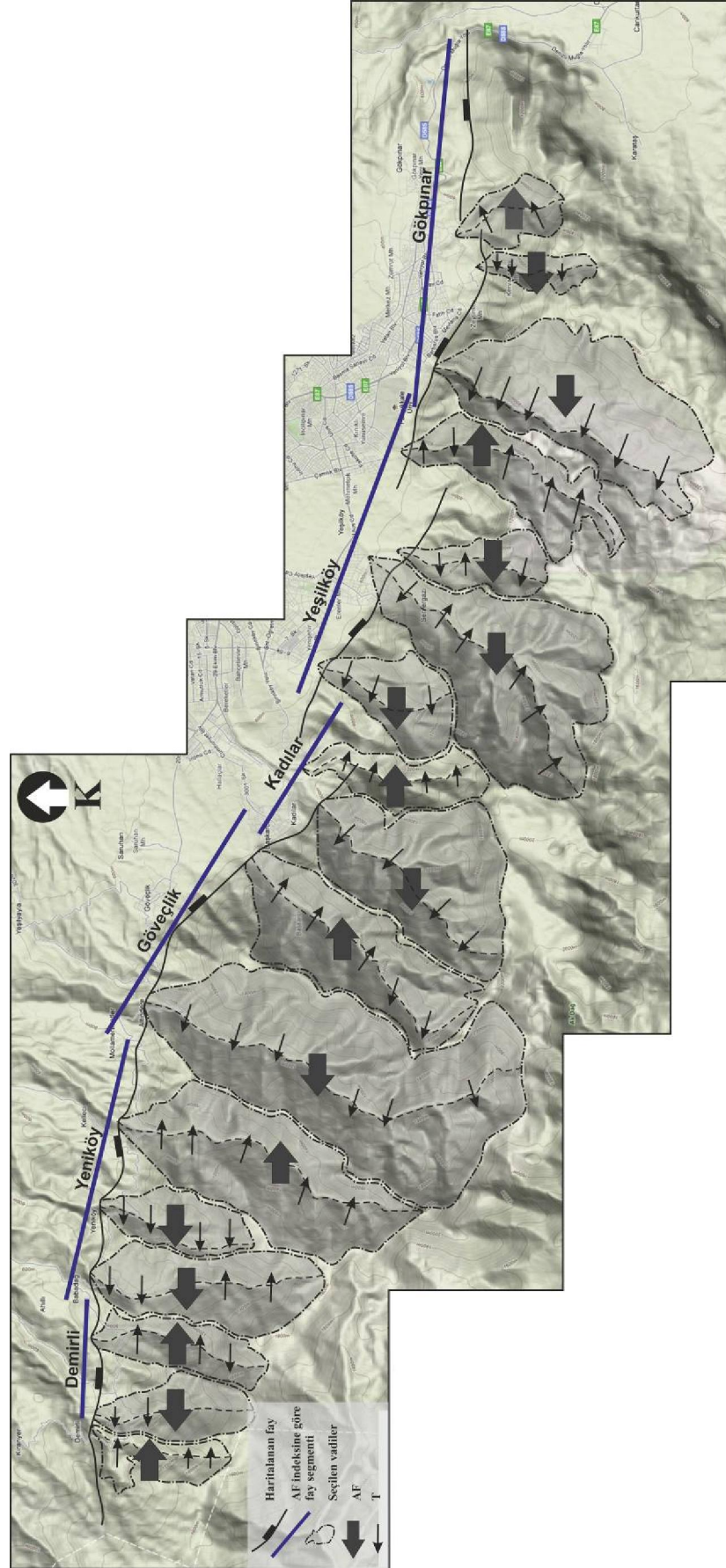




Şekil 4.5 : Honaz Fayı'nın AF ve T indekslerine göre segmentlere ayrılması.

#### 4.2.2 Babadağ Fayı

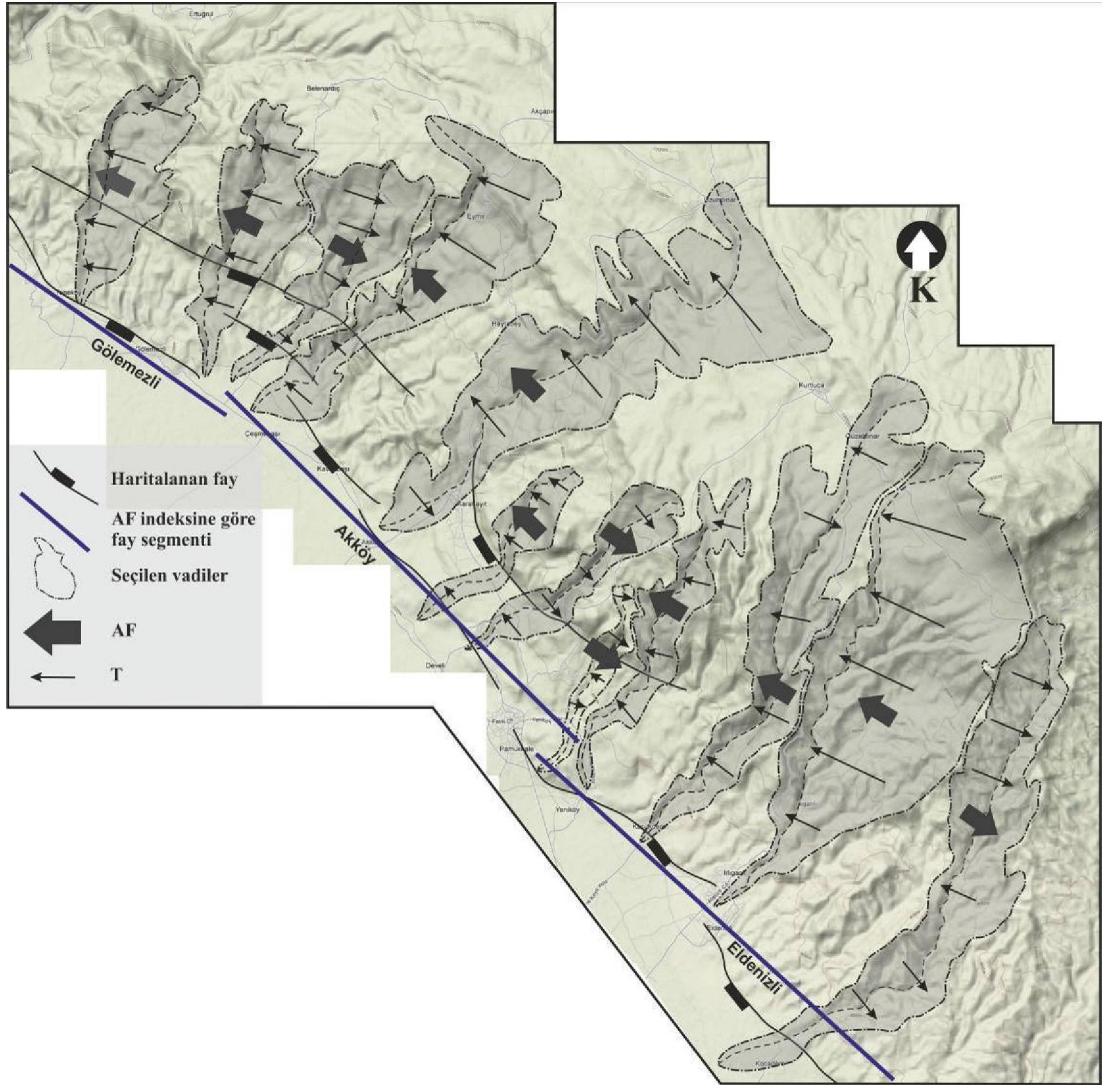
Babadağ Fayı'nın taban bloğunda gelişen vadilerde AF indeksi için 15 farklı vadiye hesaplamalar yapılmıştır. AF ve T indeks değerlerine göre vadilerin eğimlendiği yönler bulunmuştur. Bulunan bu yönler ve Şekil 4.3'deki teorik modele göre Babadağ Fayı Demirli, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy ve Gökpınar segmentleri olarak 6 ayrı segmente ayrılmıştır (Şekil 4.6; Tablo 4.1).



Şekil 4.6 : Babadağ Fayı'nın AF ve T indekslerine göre segmentlere ayrılması.

### 4.2.3 Pamukkale Fayı

Pamukkale Fayı'nın taban bloğunda gelişen 11 farklı vadide AF indeksi için hesaplamalar yapılmıştır. AF ve T indeks değerlerine göre vadilerin eğimlendiği yönler bulunmuş ve segmentlere ayrılmıştır. Bulunan bu yönlere ve Şekil 4.3'deki teorik modele göre Pamukkale Fayı Gölemezli, Akköy ve Eldenizli olmak üzere 3 ayrı segmente ayrılmıştır (Şekil 4.7; Tablo 4.1).



Şekil 4.7 : Pamukkale Fayı'nın AF ve T indekslerine göre segmentlere ayrılması.

Tablo 4.1 : Çalışma alanında hesaplanan AF indeks verileri.

Faylar	Vadiler (B'dan D'ya)	Ar (Km <sup>2</sup> ) (vadinin sağında kalan alan)	At (Km <sup>2</sup> ) (Toplam alan)	AF
Honaz	1	1,53	2,41	63,4
	2	3,03	5,81	52,1
	3	2,74	5,31	51,6
	4	11,86	19,98	59,3
	5	6,43	10,99	58,5
	6	75,97	140,46	54,08
	7	60,27	211,48	28,4
Babadağ	1	0,89	2,97	29,9
	2	2,40	4,37	54,9
	3	2,07	4,34	47,6
	4	4,38	8,74	50,1
	5	2,99	4,02	74,3
	6	6,13	15,40	39,8
	7	15,67	29,85	52,4
	8	6,05	12,15	49,7
	9	8,95	13,86	64,5
	10	1,80	4,43	40,6
	11	2,52	4,98	50,6
	12	9,69	18,63	52,01
	13	2,02	3,75	53,8
	14	3,01	7,29	41,2
	15	13,16	16,32	80,6
	16	0,98	1,86	52,6
	17	1,30	2,95	44,06
Pamukkale	1	6,88	9,09	75,6
	2	6,41	9,51	67,4
	3	4,44	9,70	45,7
	4	12,35	16,11	76,6
	5	16,15	30,17	53,5
	6	2,62	4,07	64,3
	7	2,87	5,87	48,8
	8	1,20	2,41	49,7
	9	4,19	7,10	59,01
	10	10,59	19,32	54,8
	11	31,18	37,14	83,9
	12	10,52	10,52	49,7



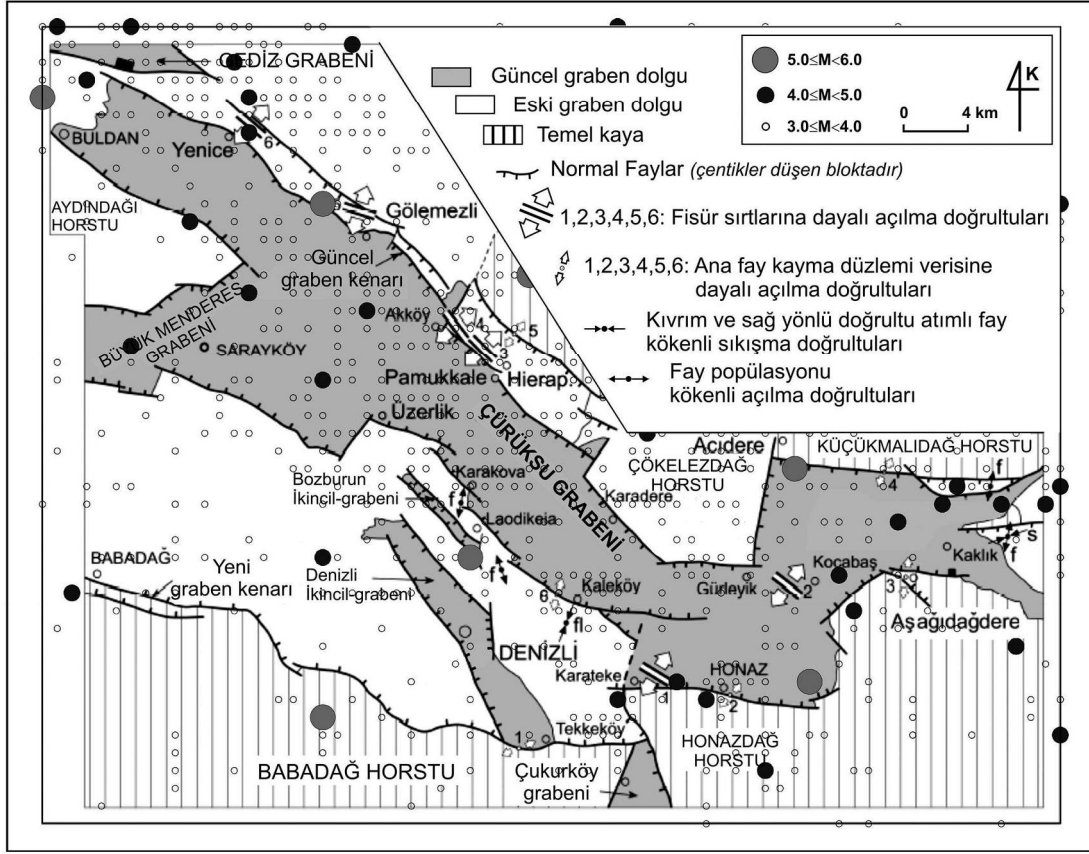
## 5. DENİZLİ HAVZASININ DEPREMSELLİĞİ

### 5.1 Tarihsel Dönem Depremleri

Aydın – Denizli - Manisa üçgeninde, tarihsel dönemde çok sayıda yıkıcı ve hasar yapıcı depremler meydana gelmiştir (Şekil 5.1). Bu depremlerden ne önemlileri aşağıda verilmiştir.

Tablo 5.1 : Denizli ve yakın çevresinde meydana gelen tarihi depremler (Altunel, 2000).

TARİH	YARATTIĞI HASAR
MS. 17	Deprem sonucu Hierapolis kenti yıkılır ve Roma İmparatorluğu'ndan büyük yardım alınır.
MS. 60	Pamukkale'deki yapılarda yıkılmalar olur ve Roma İmparatorluğundan Domitian Ana cadde ve Kapları yaptırır.
MS. 700 yılı	Pamukkale antik tiyatrosunun sahne köşe duvarı kısmen yıkılır ve duvardaki bloklar düşer. Pamukkale'deki antik hamamda tuğla ile onarılmış tonazlar çöker. Agora'da Latrin ve Anıtsal çeşme duvarları yan yatar ve devrilir (Bizans dönemine ait verilere göre).
1358	Bu deprem ile Pamukkale ağır hasar görür ve yerleşim yeri terk ediliyor.
1702 (1703)	Denizli'de ağır hasarlar meydana gelmiştir (Ambraseys ve Finkel 1995).
1717	Denizli-Sarayköy-Honaz arasındaki köylerde ağır hasar meydana gelmiş ve 6000 kişi ölmüştür.
1878	Denizli ve Pamukkale'de önemli hasarlar meydana gelir. Sultan II Abdülhamit Denizli'ye deprem hasar tespiti için teknik eleman görevlendirir.
1899	B. Menderes Grabeninde meydana gelen bu deprem sonucu 50km uzunluğunda yüzey kırığı oluşmuş, Aydın ve Denizli illerinde ağır hasar meydana gelmiş ve 1117 kişi ölmüştür.



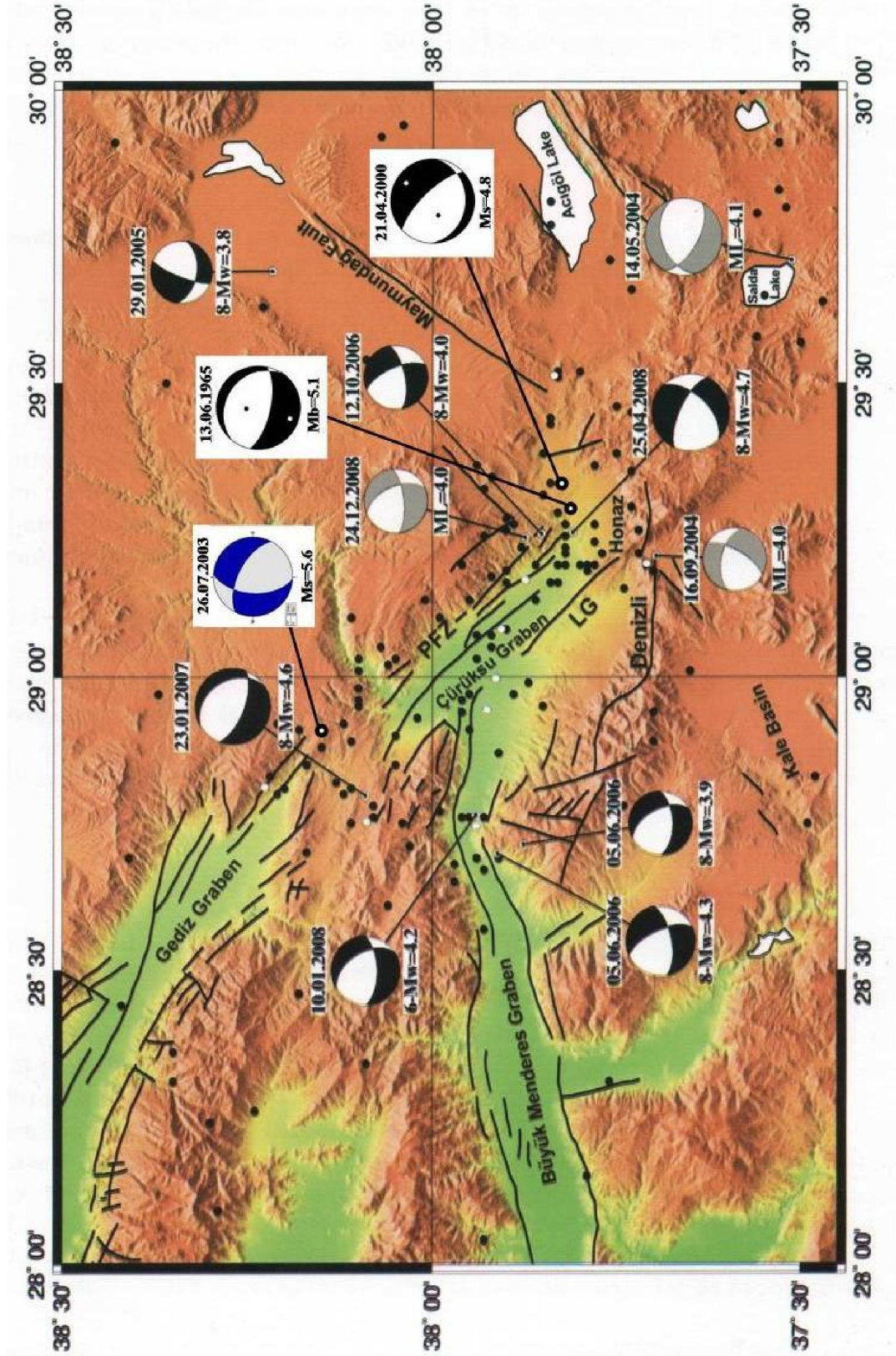
Şekil 5.1 : Denizli ve çevresinde M.S.60-2006 dönemindeki en az 3,0 (Md) büyüklüğündeki depremler (Utku, 2009).

## 5.2 Aletsel Dönem Depremleri

Denizli Havzası'nın aletsel dönemdeki (1900-2008) deprem etkinliğine bakıldığında en az  $M=6,0$  büyüklüğünde 1, en az  $M=5,5$  büyüklüğünde 6, en az  $M=5,0$  büyüklüğünde 20, en az  $M=4,0$  büyüklüğünde 106 depremin meydana geldiği görülür (Şekil 5.1).

Depremlerin faylanma mekanizmalarında normal faylanma hakim olup zaman zaman yanıl atımlı faylanmalar meydana gelebilmektedir. Depremler, açılma rejiminin hakim olduğu alanlarda meydana gelmekte ve normal faylanma çok azda olsa sağ veya sol yanıl bileşen içermektedir. Faylanma grabenin kuzey sınır fayı boyunca oluşursa bu bileşen sağ yanıl olup, güney sınır fayında oluşması halinde ise sol yanıl hareket özelliğine sahiptir (Kumsar ve diğ. 2008). Fay mekanizması çözümleri, 1965 ve 2000 Honaz depremleri Tan ve diğ. (2008), 2003 Buldan depremi Kandilli Rasathanesi internet sitesinden ve diğeri fay çözümleri de Irmak ve Taymaz (2009)'dan alınmıştır (Şekil 5.2).

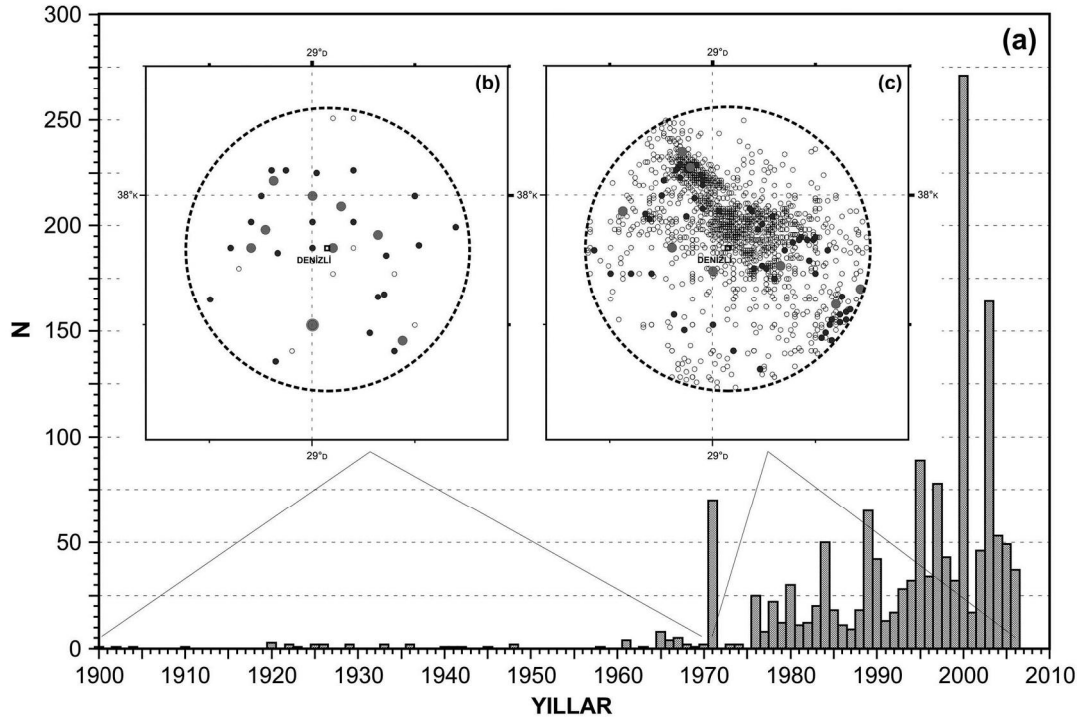




Şekil 5.2 : Denizli ve çevresinde aletsel dönemde meydana gelmiş depremlerin faylanma mekanizması çözümleri (Tan ve diğ. 2008; Irmak ve Taymaz 2009).

Şekil 5.3'e bakıldığında, bu sürede iki farklı etkinlik izlenmektedir. Bunlardan biri 1900-1970, diğeri ise 1971-2006 arasındadır. En az  $M=3,0$  büyüklüğünde toplam 54 depremin meydana geldiği ilk ana dönem, ikincisine göre daha sakin bir görüntü vermektedir. Ancak bu durumun veri eksikliğinden kaynaklanabileceği açıktır. Bu dönemdeki en büyük etkinliğin 8 depremlerle 1965 yılında meydana geldiği Şekil 5.3'te görülmektedir. Utku (2009)'a göre bu 54 deprem, Denizli ve çevresinde saçılmış bir episantr dağılımı sergilemekte ve bu saçılma bölgenin tektoniğiyle ilgili olduğundan dolayı veri eksikliğinin olasılığını güçlendirmektedir (Şekil 5.3.b).

1971-2006 arasındaki ikinci ana dönem ise Denizli çevresinde giderek yükselen bir etkinlik göstermektedir. Bu dönemde en az  $M=3,0$  büyüklüğünde 1430 deprem meydana gelmiş olup bunların episantrları Şekil 5.3.c' de verilmiştir. Bu dağılımda, Denizli ve çevresindeki KB-GD gidişli kümelenmelerin olduğu, meydana gelen kümelenmelerin de havzadaki tektonik yapıların genel gidişleri ile uyumluluk gösterdiği belirlenmiştir (Utku, 2009).

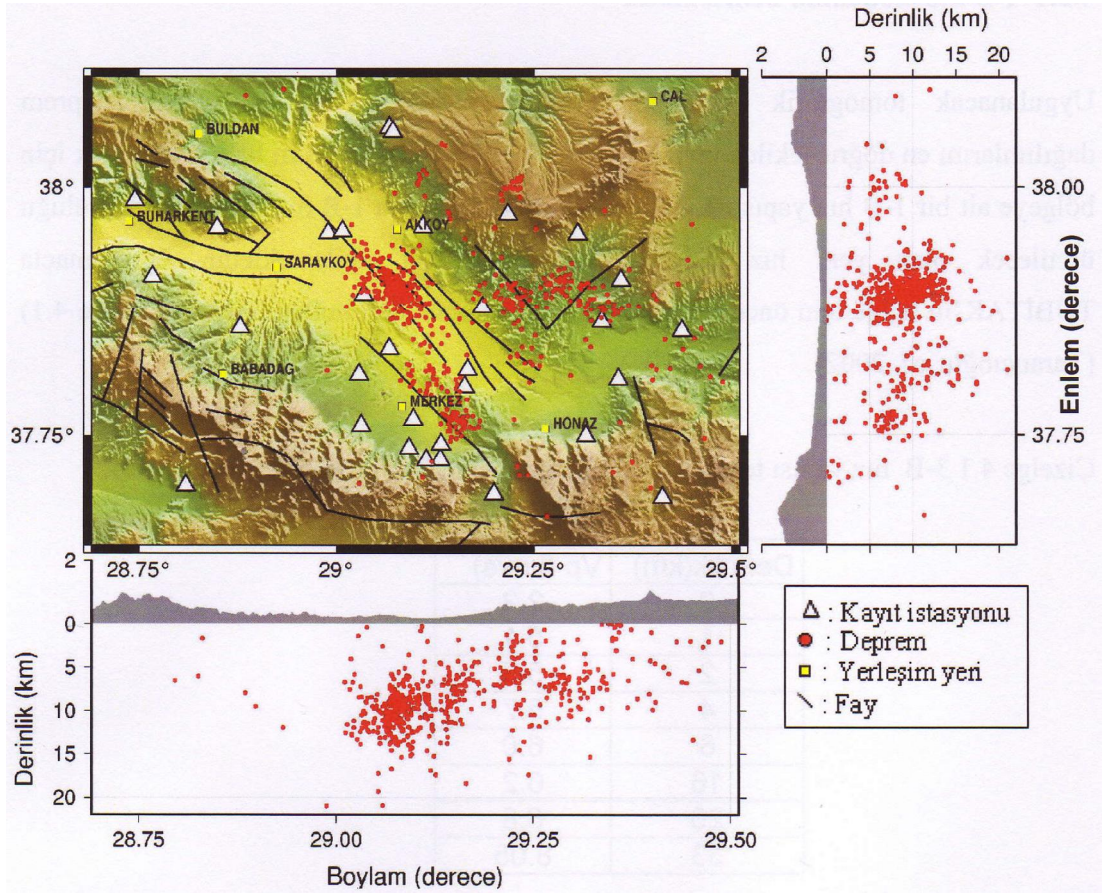


Şekil 5.3 : Denizli ve çevresinde 1900-2006 yılları arasındaki 3,0 (Md) büyüklüğündeki depremlerin dağılımları. a) Yıllara göre deprem oluş sayıları (N), b) 1900-1970 dönemindeki depremlerin episantr dağılımı, c) 1971-2006 dönemindeki depremlerin episantr dağılımları (Utku, 2009).

TÜBİTAK-MAM tarafından 2000 yılında, Denizli ve yakın çevresinde, en büyüğü 5.2 olan farklı büyüklüklerde meydana gelen bir dizi depremin etkinliğini ve diri fayların sismotektonik özelliklerini belirlemek amacıyla bölgeye 28 istasyondan oluşan bir sismik ağ kurmuştur. 3-29.09.2000 tarihleri arasında yaklaşık bir ay süre ile kayıtlar alınmıştır. Kurulan bu sismik ağda toplam 635 adet deprem kaydedilmiştir. Bu veriler Kaypak ve Gökkaya (2012) tarafından kullanılarak, bölgede kaydedilen mikrodepremler yardımıyla, yeraltının tomografik yöntemlerle belirlenmesi ve bunların jeolojik, tektonik, hidrotermal ve deprensellik açısından değerlendiren bir çalışma yapmışlardır. Bu çalışmaya göre, havza içerisinde yüzeye yakın sığ katmanlardaki ( $\leq 2$  km) düşük VP ( $\leq 3.5$  km/sn) anomalileri Denizli Havzası'nın Kuvaterner yaşlı çökellerini işaret ederken, Babadağ, Buldan ve Çökelezdağı yükselimleri altındaki hızlar ise daha yüksek ( $VP \geq 6.0$  km/sn) olup Paleozoyik ve Mesozoyik yaşlı kayalara karşılık gelmektedir.

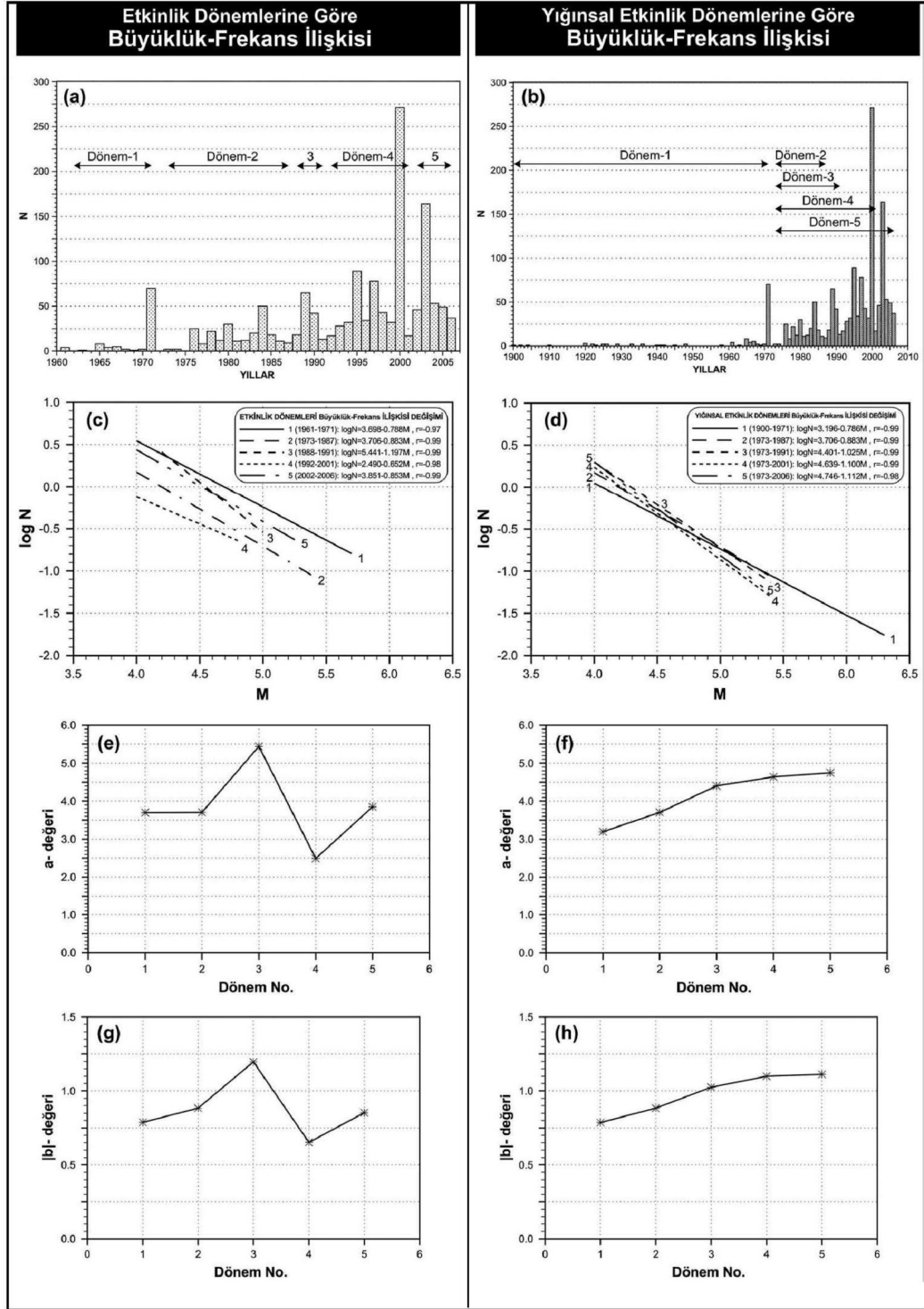
Kaypak ve Gökkaya (2012)'ya göre Denizli Havzası'nın taban topografyası homojen bir yapıda olmayıp, bölgenin baskın tektonik rejiminde gelişen fay sistemlerinin ve magmatik sokulumların (yüksek hızlı anomaliler) etkisiyle heterojen bir yapıdadır. Normal faylarla biçimlendirilmiş havza kenarı topoğrafyasındaki eğimin derinlere doğru devam ettiğini ve daha çok Babadağ, Honaz ve Pamukkale fayları gibi havza sınırlarındaki faylara ilişkin anomaliler olduğunu ortaya koymuşlardır (Şekil 5.4).





Şekil 5.4 : Denizli Havzası'na yerleştirilen sismik gözlem ağı istasyonlarının dağılımı ve kaydedilen 635 adet depremin enlem-boylam kesitleri (Gökkaya 2008).

Denizli ve çevresi için etkinlik dönemlerine göre yapılan analizden, tektonik olarak en etkin dönemin 4. dönem (1992-2001) olduğu anlaşılmaktadır. Şekil 5.5'teki değişimin aynı karakterde devam etmesi halinde, yakın gelecekteki yılların, büyük bir tektonik oluşuma neden olmayacak, çok depremle yaşanması olasıdır. 4. etkinlik dönemiyle ilgili olarak, eğer 5. etkinlik döneminin halen devam etmekte olduğu varsayılırsa, ya 'bölgedeki deprem rejimi kararlı bir devreye girdiğinin işaretini veriyor' denebilir ya da 'istenilen gözlem seviyesine ancak 1992 yılından itibaren ulaşılabilmiştir' şeklinde bir değerlendirme yapılabilir (Utku, 2009).



Şekil 5.5 : Denizli ve çevresi için etkinlik ve yığınsal etkinlik dönemlerine göre yıllık büyüklük-frekans ilişkisi değişimi. M, büyüklük; N, deprem oluş sayısını; r, ilişki katsayısıdır. a), b) En az 3,0 (Md) büyüklüğündeki depremlere göre sırasıyla etkinlik ve yığınsal etkinlik dönemleri. c), d) Büyüklük-frekans fonksiyonlarının karşılaştırılması. Rakamlar, dönem numaralarıdır. e), f) a değerleri değişimi ve karşılaştırılması. g), h) b değerleri değişimi ve karşılaştırılması (Utku, 2009).

Denizli ve çevresi için KB-GD doğrultulu kırık sistemlerinin GD ucunda sismik etkinliklerin daha yoğun olarak gerçekleşmesi beklenmelidir. Bu kırık sistemleri havzayı sınırlayan Honaz, Babadağ ve Pamukkale faylarıdır. Gelecekte Denizli ve çevresinde olabilecek depremlerin daha iyi yorumlanabilmesi, bölgenin yerel jeodinamik gözlem ağları ile sürekli gözlenmesiyle mümkündür. Böylece havzanın tektoniği daha iyi anlaşılabilir, depremleri önceden kestirme çalışmalarına katkıda bulunulabilir ve depremlerin tekrarlanma aralığı daha net olarak elde edilebilecektir.



## 6. TARTIŞMALAR

### 6.1 Segment Ayrımı ve Adlandırılması

Denizli Havzası için yapılan önceki jeolojik çalışmalarda, havzayı sınırlayan faylar ve bu fayları oluşturan segmentler için farklı adlandırmalar kullanılmıştır (Tablo 6.1) (Okay 1989; Altunel ve Hancock 1993; Çakır 1999; Bozkuş ve diğ. 2001; Koçyiğit 2005).

Denizli havzasının güneydoğu kesimlerini sınırlayan Honaz fayında yapılan önceki çalışmalarda fayın, Karateke ile Honaz arasında kalan kesimi Karateke fayı olarak adlandırmıştır (Okay 1989; Bozkuş ve diğ. 2001). Fayın Honaz ilçesinden daha doğuda kalan kesimi ise Honaz fayı olarak adlandırılmıştır (Bozkuş ve diğ. 2001). Koçyiğit (2005) yaptığı çalışmada Honaz fayını, Honaz fay zonu ve Aşağıdağdere fay zonu olarak haritalamıştır. AF indeksine göre yapılan fayların segmentlere ayrılması hesaplamalarında, daha önce Karateke ve Honaz fayları olarak adlandırılan fayların tek segment olarak çalıştığı belirlenmesi sonucunda bu iki faya Koçyiğit (2005)'in çalışmasına benzer olarak Honaz segmenti adı verilmiştir. Koçyiğit (2005) tarafından Aşağıdağdere fay zonu olarak adlandırılan segmentin aslında Honaz fayının bir uzantısı olduğu , transfer fayla bölünerek iki prçaya ayrıldığı ve bu fay Aşağıdağdere segmenti olarak adlandırılmıştır (Tablo 6.1) (Şekil 4.5).

Denizli havzasının güney sınır fayı olan Babadağ fayı için önceki çalışmalarda segment ayrımına gidilmemiş ve Babadağ fayı olarak adlandırılmıştır (Koçyiğit 2005; Alçiçek ve diğ. 2007). Bu çalışmada ise Babadağ fayı AF indeksine göre batıdan doğuya doğru Demirli, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy ve Gökpınar segmentleri olmak üzere 6 farklı segmente ayrılmıştır. Segment isimleri yakın olan yerleşim yerlerine göre verilmiştir (Tablo 6.1) (Şekil 4.6).

Denizli havzasının kuzeyini sınırlayan Pamukkale fay zonu eski çalışmalarda farklı adlandırmalar kullanılarak morfolojik ve saha gözlemlerine dayanılarak çeşitli segmentlere ayrılmıştır. Çakır (1999)'da Pamukkale fay zonunu Tripolis, Gölemezli,

Akköy, Hierapolis ve Yeniköy segmentlerine ayırmış ve segmentler arasında kalan sıçrama zonlarında traverten oluşumlarına rastlandığını belirtmiştir. Koçyiğit (2005) ise Pamukkale fay zonunu Yenice, Karagözler, Karahayıt, Pamukkale ve Kocadere adlandırmalarını kullanarak segment ayrımı yapmıştır. Bu çalışmada ise AF indeksi kullanılarak yapılan segment ayrımına göre Pamukkale fay zonu Gölemezli, Akköy ve Eldenizli olarak 3 farklı segmente ayrılmıştır (Tablo 6.1) (Şekil 4.7).

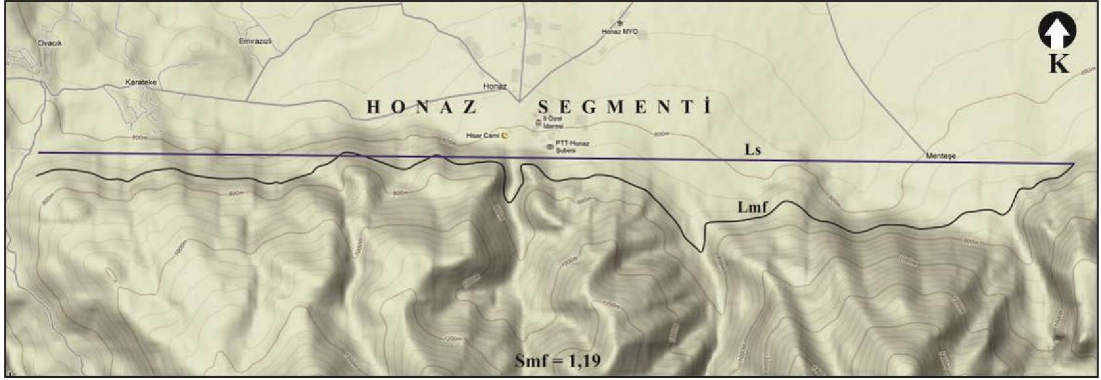
Tablo 6.1 : Denizli havzasını sınırlayan faylardaki segment ayrımı ve adlamaları.

Faylar	Okay (1989)	Çakır (1999)	Bozkuş ve diğ. (2001)	Koçyiğit (2005)	Bu Çalışma
Honaz	Karateke		Karateke	Honaz	Honaz
	Honaz		Honaz	Aşağıdağdere	Aşağıdağdere
Babadağ	Babadağ			Babadağ	Demirli
					Yeniköy
					Göveçlik
					Kadılar
					Yeşilköy
					Gökpınar
Pamukkale		Tripolis		Yenice	Gölemezli
		Gölemezli		Karagözler	
		Akköy		Karahayıt	Akköy
		Hierapolis		Pamukkale	Eldenizli
		Yeniköy		Kocadere	

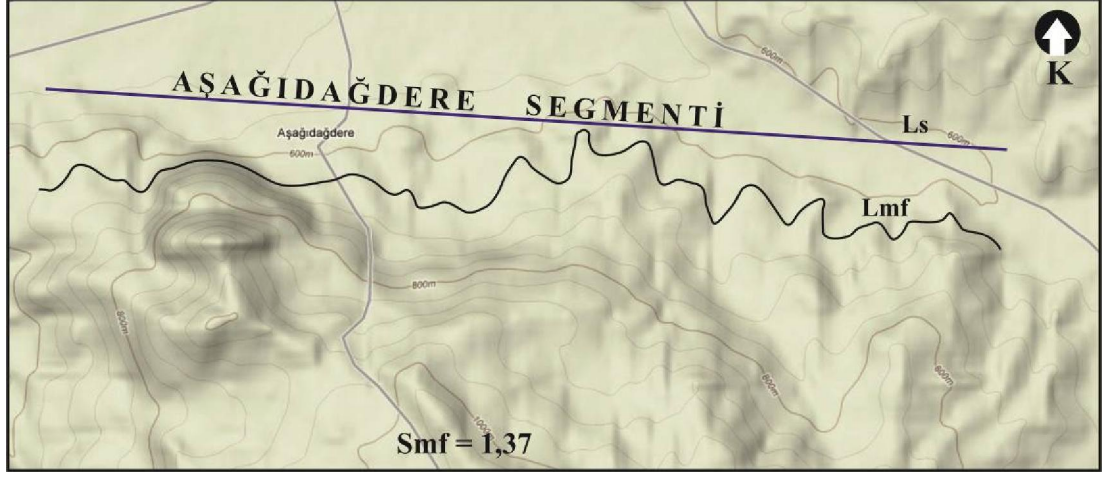
## 6.2 AF İndeksine Göre Ayrılan Segmentlerin Aktifliği

Denizli havzasını kuzeyden ve güneyden sınırlayan faylar boyunca AF indeksine göre segment ayrımı yapılmış, ayrılan bu segmentler üzerinde de Smf indeksi uygulanarak segmentlerin aktifliği araştırılmıştır.

Honaz fayı AF indeksine göre Honaz ve Aşağıdağdere segmentleri olarak iki ayrı segmente ayrılmıştır. Honaz segmentinde yapılan Smf indeksi hesaplamalarında elde edilen 1,19 değerinin 1'e çok yakın oluşu bu segmentin hala aktif olduğunu göstermektedir (Şekil 6.1). Aynı şekilde Aşağıdağdere segmentinden elde edilen 1,37 değeri de bu segmentin aktif olduğuna işaretir (Şekil 6.2). Elde edilen bu veri tarihsel ve aletsel dönem deprem verileriyle karşılaştırıldığında birbirlerini destekler niteliktedir. Özellikle Honaz segmenti boyunca aletsel dönemde 1965 yılında 5.7 büyüklüğünde olan en son yıkıcı deprem de bu segmentin günümüzde hala aktif olduğunu göstermektedir. Bozkuş ve diğ. (2001)'nin yaptığı çalışmada da benzer yorumlar yapılmıştır.

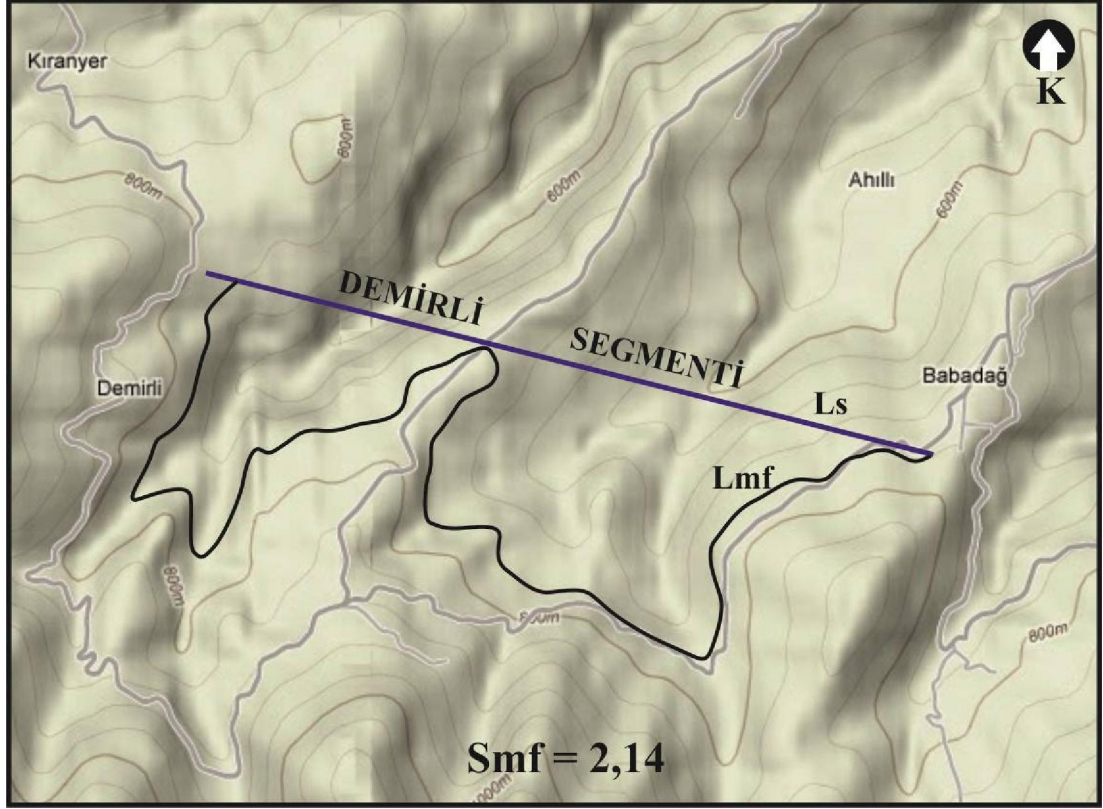


Şekil 6.1 : Honaz fayının Honaz segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.

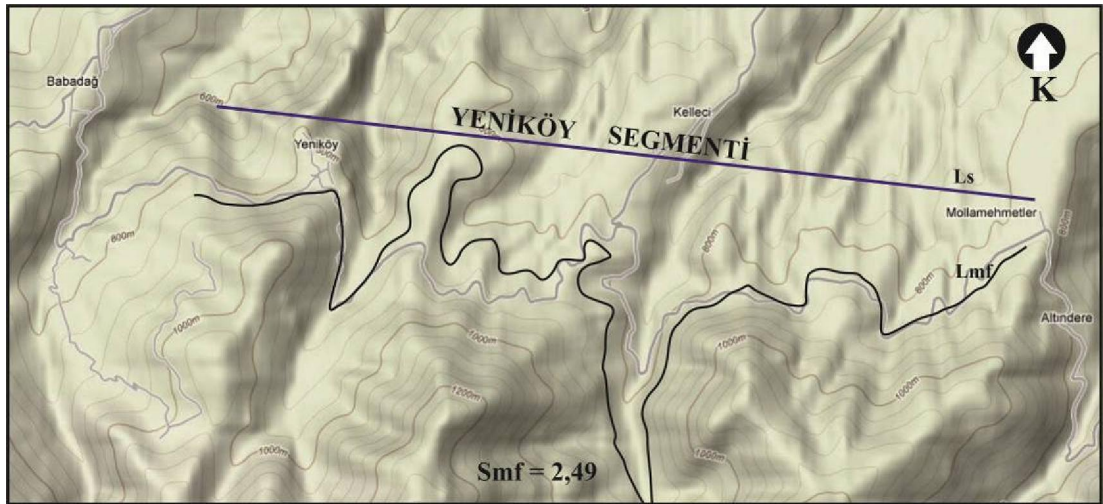


Şekil 6.2 : Honaz fayının Aşağıdağdere segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.

Babadağ fayı AF indeksine göre yapılan hesaplamalarda Demirli, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy ve Gökpinar segmentleri olmak üzere 6 farklı segmente ayrılmıştır. Bu segmentler içerisinde Smf indeks değeri 1'e en yakın olan Yeşilköy segmenti diğerlerine oranla daha aktif olarak hesaplanmıştır. Fayın batı bölümlerinde kalan Demirli, Yeniköy, Göveçlik ve Kadılar segmentlerindeki Smf değerlerinin 2 civarında olması, fayın bu kısımlarının diğer kısımlara oranla daha az aktif olduğunu gösterir. Koçyiğit (2005)'e göre de Babadağ fayının aktifliği azalmış, havzanın güney kesimlerindeki depremleri üreten fayın Neojen birimlerle Kuvaterner yaşlı alüvyonları sınırlayan daha genç faylardan Kaleköy fayı olduğunu belirtmiş olması da elde edilen verileri desteklemektedir.

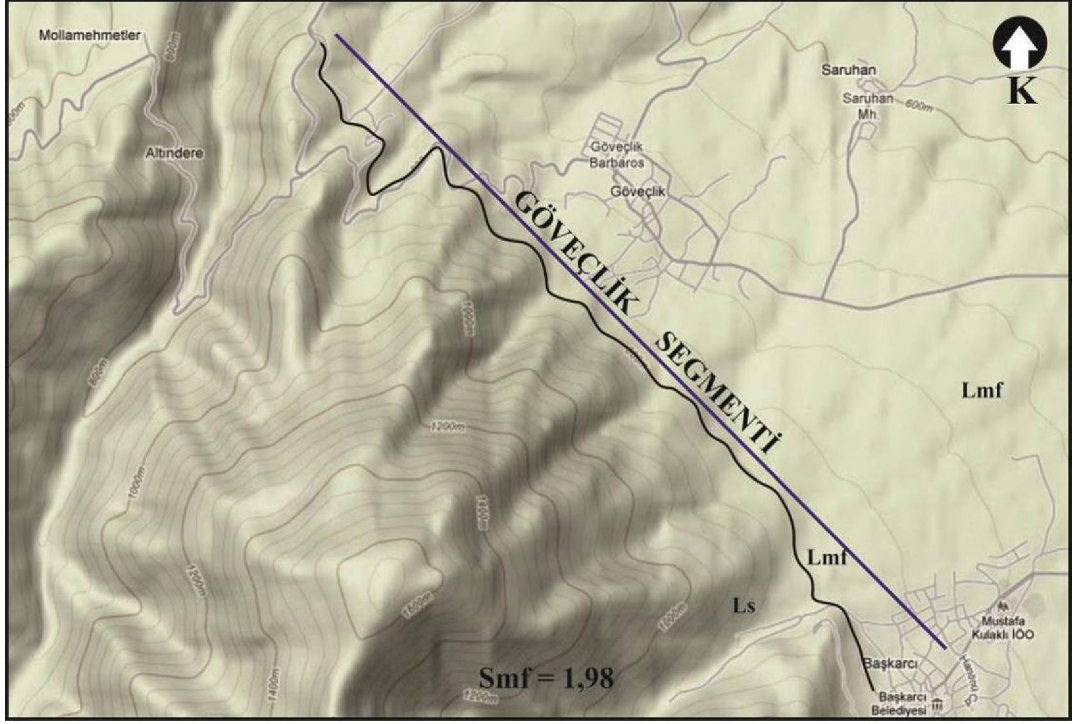


Şekil 6.3 : Babadağ fayının Demirli segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



Şekil 6.4 : Babadağ fayının Yeniköy segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.





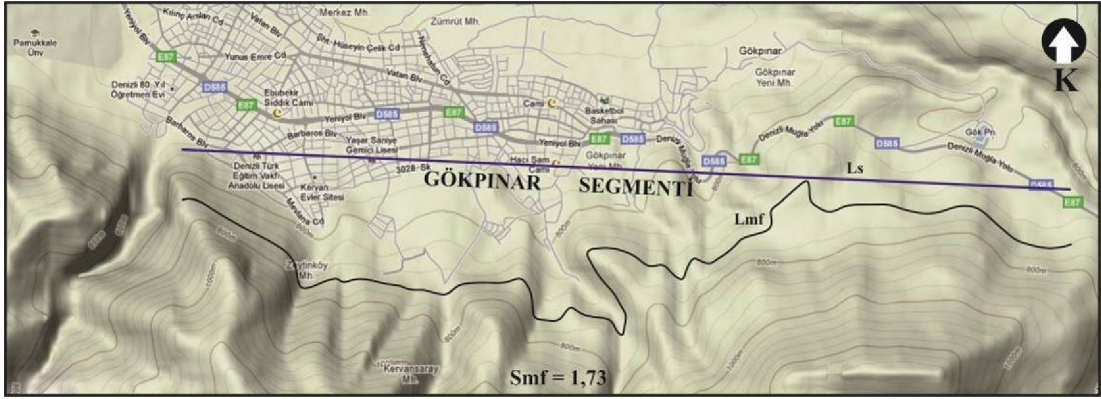
Şekil 6.5 : Babadağ fayının Göveçlik segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



Şekil 6.6 : Babadağ fayının Kadılar segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



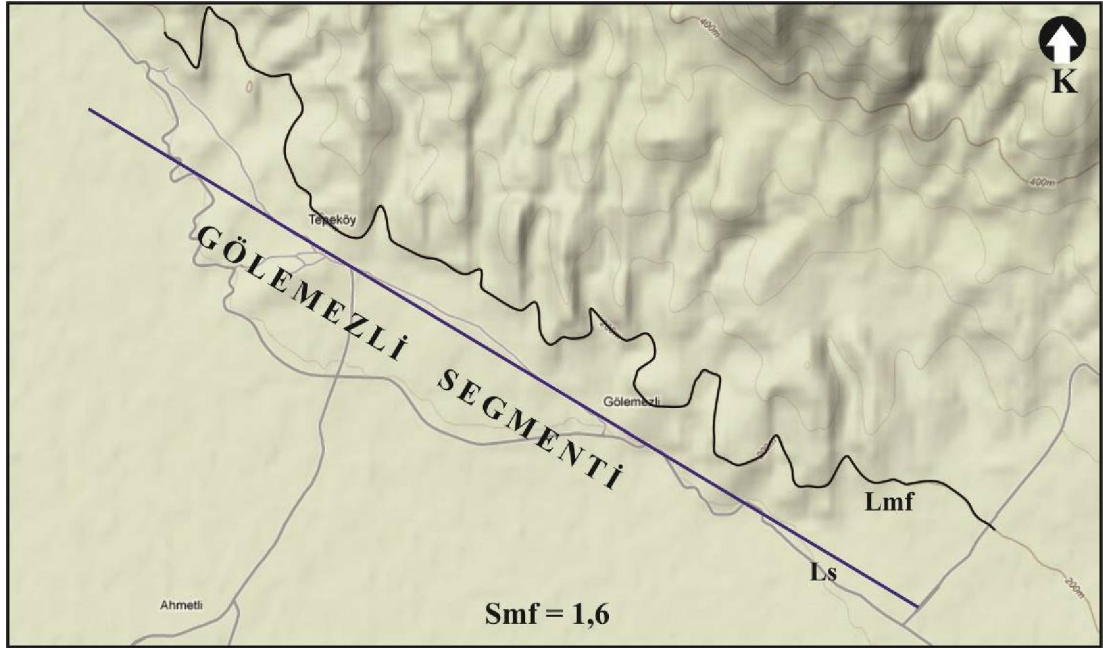
Şekil 6.7 : Babadağ fayının Yeşilköy segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



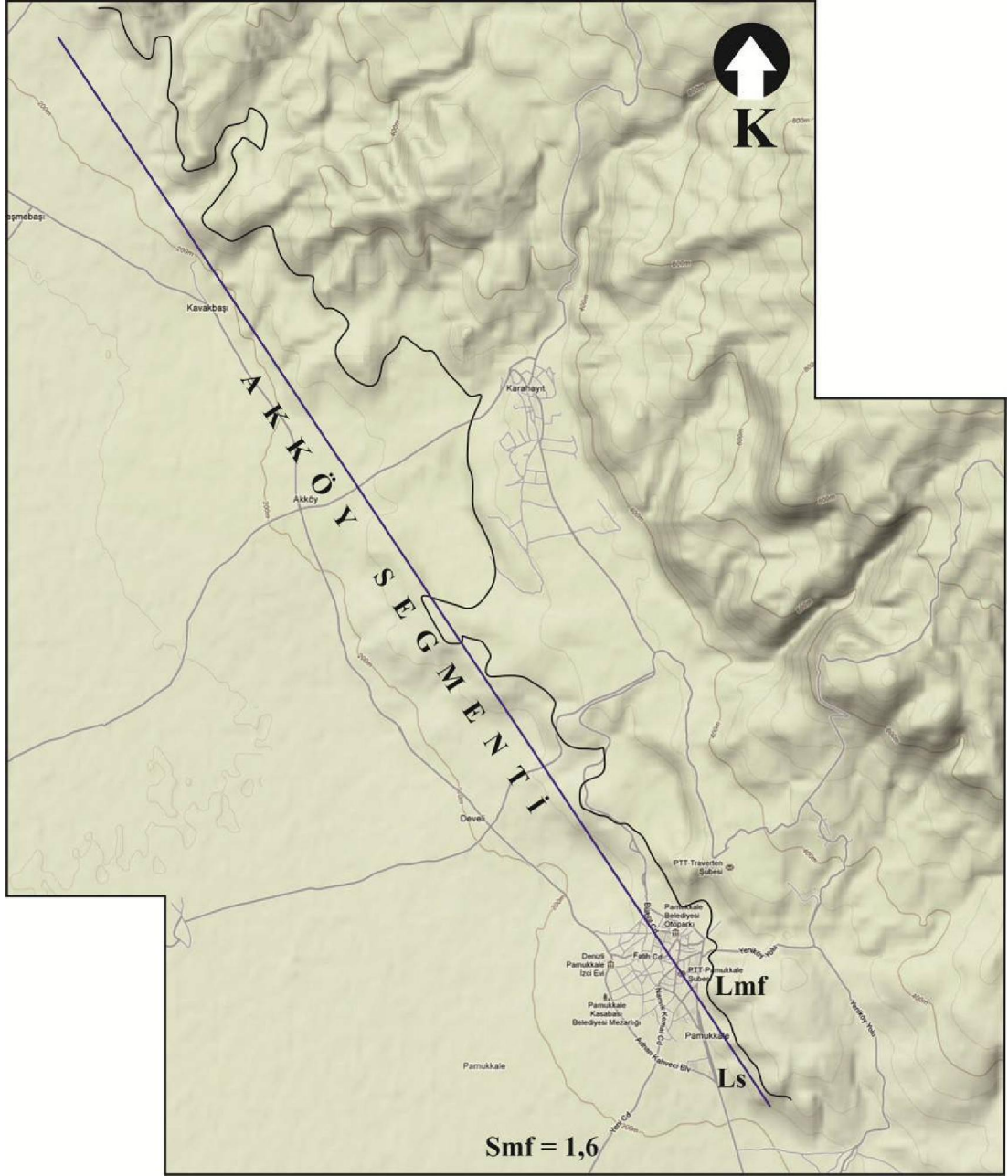
Şekil 6.8 : Babadağ fayının Gökpınar segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



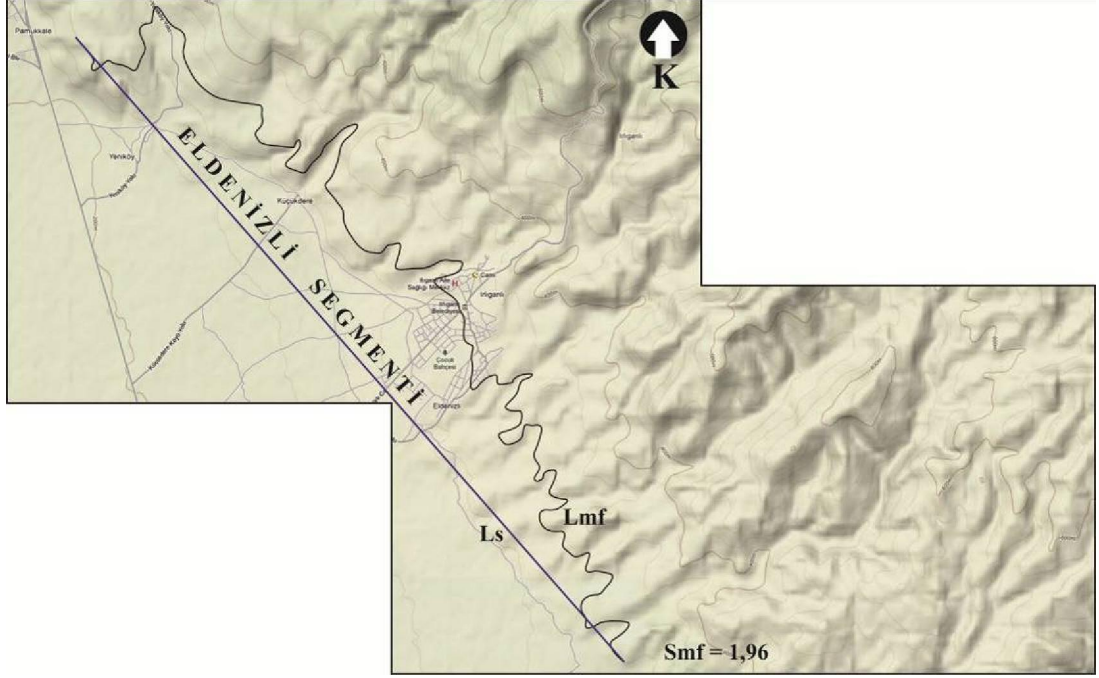
Pamukkale fayı AF indeksi hesaplamalarına göre 3 farklı segmente ayrılmıştır. Bu segmentler Gölemezli, Akköy ve Eldenizli olarak adlandırılmıştır. Bu 3 farklı segment üzerinde hesaplanan Smf indeksine göre Gölemezli ve Akköy segmentlerinin 1'e daha yakın oluşu diğerine oranla daha aktif durumda olduğunu göstermektedir. Yapılan arazi gözlemlerinde de Gölemezli ve Akköy segmentleri daha belirgin bir morfoloji sunmaktadır. Koçyiğit (2005) yaptığı çalışmada özellikle Akköy segmentinin aktifliği üzerinde durmuş ve açılma çatlaklarından yararlanarak bölgedeki genişlemenin yönü ve oranını belirlemiştir. Koçyiğit (2005)'in elde ettiği verilerle, bu çalışmada Pamukkale fayı için elde edilen sonuçlar birbirlerini destekler niteliktedir.



Şekil 6.9 : Pamukkale fayının Gölemezli segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



Şekil 6.10 : Pamukkale fayının Akköy segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



Şekil 6.11 : Pamukkale faynının Eldenizli segmenti üzerinde hesaplanan Smf indeks değeri ve hesaplanma yeri.



## 7. SONUÇLAR

Denizli grabeni, GB Anadolu'da, Gediz ve Büyük Menderes grabenlerinin kesişim noktasında yer alır. Bu graben kuzeyden Pamukkale, güneyden Honaz ve Babadağ faylarıyla sınırlanır. Bölgenin bu morfolojik çatısı morfolojik hesaplamalarla incelenmiştir.

Honaz Fayı'nın taban bloğunda Menderes masifine ait düşük metamorfizma geçirmiş örtü birimleri ve Likya naplarına ait kayalar vardır. Likya napları metamorfik birimleri tektonik dokanakla üzerler. Tavan blokta ise fayla kontrol edilen geç Miyosen-geç Pliosen yaşlı görsel çökeller, alüvyon, alüvyal yelpazeler ve travertenler bulunmaktadır.

Honaz Fayı'nın tektonik jeomorfoloji incelemesi yapılırken 5 ayrı vadi kullanılmıştır. Bu vadilerde morfolojik hesaplamalar yapılmıştır (Tablo 6.2). Yapılan bu hesaplamalarda:

Honaz Fayı boyunca seçilen vadiler boyunca yapılan hipsometrik analizlerde, yarı olgun hatta genç evreyi işaret eden sonuçlar elde edilmiştir. Seçilen vadiler genellikle dar ve derin deşilmiş vadilerdir. Bu vadilerin enine profilleri V şekilli olup, Vf indeksi değerleri de bunu desteklemektedir. Vf değerlerinin seçilen vadilerde düşük değerlere sahip olması, bu dar vadilerde aktif bir yükselmeyi göstermektedir. Bs indeks değerlerinin de düşük olması, vadilerin dar ve uzunlamasına geliştiğini göstermekte, bu da Vf indeksi verileriyle birbirlerini desteklemektedirler. Buna bağlı olarak Honaz Fayı'nın taban bloğundaki morfolojik evrim, aktif bir yükselmenin olduğunu, dayanımlı kayalar üzerinde gelişmiş olması da litolojik etkiden çok tektonik olayların yani fayın etkin olduğunu göstermektedir. Vadilerdeki Smf indeks değerleri 1'e yakın olduğundan dolayı, fay önünün düz şekilde geliştiğini ve fayın aktivitesini sürdürdüğünü göstermektedir.

Vadi tabanlardaki eğimlenmeyi (tiltlenme) gösteren AF ve T indeksi verileri kullanılarak yapılan segment ayırımına göre Honaz Fayı 2 farklı segment olarak ayrılmıştır. Bu segmentler Honaz ve Aşağıdağdere olarak adlandırılmıştır. Honaz

Fayı arazi gözlemleri sonucunda Karateke ve Honaz segmentleri olarak haritalanmış olsa dahi morfometrik hesaplara göre bu iki segment tek segment olarak belirlenmiş ve Honaz Fayı olarak adlandırılmıştır. Honaz Fayı da transfer fayla bölünerek Honaz ve Aşağıdağdere segmentlerine ayrılmıştır.

Babadağ Fayı taban ve tavan bloğuna göre incelenmiştir. Taban blokta Menderes masifi ve Likya naplarına ait birimler bulunurken, tavan blokta ise Denizli grubuna ait Neojen yaşlı Sazak ve Kolankaya formasyonları, Kuvaterner yaşlı yamaç molozları, alüvyal yelpazeler ve alüvyonlar yer alır.

Babadağ Fayı'nın tektonik jeomorfoloji incelemesi yapılırken 7 ayrı drenaj alanı kullanılmıştır. Babadağ fayının taban bloğunda seçilen 7 ayrı vadide morfometrik hesaplamalar yapılmıştır (Tablo 6.2). Yapılan bu hesaplamalarda:

Babadağ Fayı'nın doğu kesimlerinde elde edilen hipsometrik analiz sonuçlarına göre yarı olgun, batı kesimlerde ise olgun evreyi işaret etmektedir. Seçilen vadilerdeki bu sonuçlar, Babadağ Fayı'nın doğu kesimlerinde yükselmenin devam ettiği, batı kesimlerde ise yükselmenin yavaşladığı anlamına gelmektedir. Seçilen vadiler V şekilli olup, dar ve derin vadilerdir. Vadilerin şekli Vf ve Bs indeks değerlerinde de benzer özellikler sunarlar. Fayın taban bloğunda ve dayanımlı kayalar içerisinde gelişen bu vadilerde morfolojik olarak litoloji etkisinden çok, fayın taban bloğundaki yükselmeler sonucunda geliştikleri, ancak elde edilen veriler ışığında, özellikle batı kesimlerdeki bu yükselmenin günümüzde iyice yavaşladığını söylemek mümkündür. Smf indeksi verilerine bakıldığında fay boyunca seçilen alanlarda yapılan hesaplamalar aynı değerleri vermiş olup, değerlerin 1'e az çok yakın olması fay önünü hala fayın denetlediğini göstermektedir.

Vadi tabanlardaki eğimlenmeyi (tiltlenme) gösteren AF ve T indeksi verileri kullanılarak yapılan segment ayırımına göre Babadağ Fayı 6 ayrı segmente ayrılmıştır. AF ve T indekslerine göre Demirli, Yeniköy, Göveçlik, Kadılar, Yeşilköy ve Gökpınar segmentleri olarak ayırımı yapılan Babadağ Fayı arazi gözlemleri sonucu yapılan haritalamada farklı segmentlere ayrılmış olsa dahi morfometrik hesaplamalar sonucunda 6 farklı segmente ayrıldığı ortaya konulmuş ve bu segmentler en yakın yerleşim yerine göre adlandırılmıştır (Şekil 4.4).

Pamukkale Fayı boyunca, alttan üste doğru Paleozoyik yaşlı Menderes masifi, Neojen yaşlı Denizli grubuna ait Kızılburun, Sazak ve Kolankaya formasyonları, Kuvaterner yaşlı Travertenler, yamaç molozları, alüvyon yelpazeleri ve alüvyonlar yer alır.

Pamukkale Fayı'nın tektonik jeomorfoloji incelemesi yapılırken 7 ayrı drenaj alanı kullanılmıştır. Pamukkale Fayı'nın taban bloğunda seçilen 7 ayrı vadide morfometrik hesaplamalar yapılmıştır (Tablo 6.2). Yapılan bu hesaplamalarda:

Pamukkale Fayı boyunca seçilen 7 adet vadi boyunca yapılan hipsometrik analizler yarı olgun hatta genç evreyi işaret etmektedir. Seçilen bütün vadiler genellikle dar ve derin deşilmiş vadilerdir. Bu vadilerin enine profilleri V şekilli olup, Vf indeksi değerleri de bunu desteklemektedir. Düşük Vf indeksi değerlerine sahip bu vadiler aktif bir yükselmeyi göstermektedir. Bs indeks değerlerinin de düşük olması, vadilerin dar ve uzunlamasına geliştiğini göstermekte, bu da Vf indeksi verileriyle birbirlerini desteklemektedirler. Buna bağlı olarak Pamukkale Fayı'nın sınırladığı alandaki morfolojik evrim, aktif bir yükselmenin olduğunu, bazı alanlarda vadilerin Denizli Grubu'na ait kayalar üzerinde gelişmiş olması, yani dayanımsız kayalar üzerinde gelişmiş olması, tektonik etkinin yanında azda olsa litolojik etkininde var olduğunu göstermektedir.

Seçilen dağ önlerindeki Smf indeks değerlerinin 1'e yakın oluşu Pamukkale Fayı'nın etkinliğini hala sürdürdüğünü ve dağ önünü denetlediğini göstermektedir.

Vadi tabanlarındaki eğimlenmeyi (tiltlenme) gösteren AF ve T indeksi verileri kullanılarak yapılan segment ayırımına göre Pamukkale Fayı, Gölemezli, Akköy ve Eldenizli olmak üzere 3 ayrı segment olarak belirlenmiştir. Arazi gözlemlerine dayanılarak yapılan haritalamalarda Pamukkale Fayı farklı segmentler halinde çizilmiş olsa da morfometrik hesaplamalar sonucunda 3 farklı segment olarak ortaya konulmuş ve en yakın yerleşim alanı adı kullanılarak segmentler adlandırılmıştır (Şekil 4.5).

Tablo 6.2 : Faylar boyunca vadi drenaj alanlarındaki morfometrik analiz sonuçları.

Denizli Havzasındaki Faylar	Seçilen Vadiler	Hipsometrik İntegral (Hi)	Dağ Önü Sinüslük Oranı (Smf)	Vadi Tabanı Genişliği-Vadi Yüksekliği Oranı (Vf)	Havza Asimetrisi (Bs)
HONAZ	A	0,2	1,1	0,49	3,7
	B	0,6		0,2	3,5
	C	0,5	1,2	0,53	2,3
	D	0,5		2,5	2,3
	E	0,5	1,3	2,1	4,1
BABADAĞ	A	0,3	2,5	0,5	3,2
	B	0,5		1,2	1,8
	C	0,5	2,5	0,9	2,2
	D	0,4		0,43	3
	E	0,5	2,5	0,32	2,9
	G	0,6		0,17	3,8
	F	0,7		0,98	3
PAMUKKALE	A	0,6	2,5	0,65	2,2
	B	0,7		0,22	3,4
	C	0,8	2,5	0,85	2,1
	D	0,7		0,62	3,7
	E	0,8	2,5	0,46	5,7
	G	0,6		0,52	5,7
	F	0,7		0,45	2,5

Yapılan morfometrik hesaplamalara göre havzanın doğusunda bulunan Honaz Fayı'nın daha aktif olarak hesaplanması, Ege Graben Sisteminde açılmanın batıda daha fazla olduğu teorisine ters düşmektedir. Bunun sebebi iki farklı yolla açıklanabilir: Ege bölgesindeki açılmanın batıdan doğuya doğru gençleşmesi göz önüne alındığında, açılmanın batıda daha fazla olduğu düşünülse de doğuya doğru fayların daha genç olması gerekmektedir. Bu durumda Denizli Havzası'nın en doğusunda bulunan Honaz Fayı, batıda bulunan Babadağ ve Pamukkale faylarından daha genç olduğunu akla getirmektedir. Babadağ ve Pamukkale faylarının tavan bloğunda genellikle Neojen yaşlı kayalar bulunmaktadır. Honaz Fayı için tavan bloğa bakıldığında genellikle traverten, yamaç molozu ve alüvyal yelpaze gibi

Kuvaterner yaşlı genç birimler bulunmaktadır. Hem arazi verileri hem de morfometrik hesaplamalar birbirlerini destekler durumda olduğundan, Honaz Fayı diğer faylara göre daha aktif olarak hesaplanmıştır. Diğer bir durum ise, havzanın batısında bulunan Babadağ ve Pamukkale faylarının birbirlerine karşılık olarak oluşmasıdır. Bu durumda açılma her iki fayın karşılaşmasıyla gerçekleşmektedir. Diğer bir deyişle havzanın batısındaki açılmayı her iki fay birlikte karşılarken havzanın doğusunda bu durum farklı gözükmektedir. Çünkü Babadağ Fayı'nın karşısında Pamukkale Fayı varken Honaz Fayı'nın karşısında böyle bir fay bulunmamakta ve havzanın doğusundaki açılmayı Honaz Fayı tek başına karşılamaktadır. Bu durumda yapılan morfometrik hesaplamalar ve arazi verilerine bakıldığında da Honaz Fayı'nın batıdaki faylara göre aktif olması doğal bir sonuç olarak görünmektedir. Her iki duruma bakıldığında, Honaz Fayı havzanın en doğusundaki fay olup batıdaki faylara göre daha genç olması, fayın Kuvaterner yaşlı genç birimlerle Neojen öncesi temel birimler arasındaki sınırı oluşturması ve havzanın doğusundaki genişlemeyi tek başına karşılaması bulunan sonuçları desteklemektedir.

Denizli havzasındaki faylarda yapılan tektonik jeomorfolojik çalışma ile havzayı sınırlayan fayların morfometrik olarak, güncel topoğrafya üzerindeki etkileri araştırılmıştır. Yapılan incelemeler sonucunda, havzanın kenar faylarının aktif olduğu ve dağ önlerini denetlemeye devam ettiği belirlenmiştir. Denizli havzasındaki fayların aktifliğinin belirlenmesinde kullanılan, tarihsel ve aletsel deprem verileri, sıcak su çıkışları ve güncel traverten oluşumları gibi verilerin yanında morfometrik yaklaşımlarında kullanılarak hesap yöntemleriyle fayın aktifliğinin belirlenmesi, fayların segmentlere ayrılması daha önce elde edilen verilerle denştirilerek desteklenmiştir.

Bu çalışmadaki segment ayrımı ve segmentlerin aktifliği gibi sonuçlar teoriksel olarak bulunmuştur. Faylar üzerinde yapılan segment ayrımı ve segmentlerin aktifliğinin tam olarak belirlenebilmesi için arazi gözlemleri ile desteklenmesi ve belirlenen segmentler üzerinde palesismolojik çalışmaların yapılması gerekmektedir.



## KAYNAKLAR

- Açıklan, S. ve Ocakoğlu, F.**, 2006. Karacasu çapraz grabeni (Batı Anadolu) Pliyo-Kuvaterner çökellerinin sedimantolojisi. *59. TJK Bildiri Özleri*, Ankara.
- Alçıçek, H., Özkul, M. ve Varol, B.**, 2003. Kızılyer evaporitleri ve çatlak dolgusu jipslerde elementel kükürt oluşumu (GD Denizli). *14th International Petroleum and Natural Gas Congress and Exhibition of Turkey*, Proceedings, pp. 86-94, Ankara, Turkey.
- Alçıçek, H.**, 2007. Sedimentological Investigations of Neogene Deposits of the Denizli Basin (Buldan-Sarayköy Area, SW Turkey). *Unpubl. Ph. D. Thesis, Ankara University*, pp. 304.
- Alçıçek, H., Varol, B. and Özkul, M.**, 2007. Sedimentary facies, depositional environments and palaeogeographic evolution of the Neogene Denizli Basin of SW Anatolia, Turkey. *Sedimentary Geology*, **202**, 596-637.
- Altunel, E. and Hancock, P. L.**, 1993. Morphological features and tectonic setting of Quaternary travertines at Pamukkale, western Turkey. *Geological Journal*, **28**, 335-346.
- Altunel, E. and Hancock, P. L.**, 1994. Morphology and structural setting of Quaternary travertines at Pamukkale, Turkey. *Geological Journal*, **28**:335-46.
- Altunel, E.**, 1996. Pamukkale Travertenlerinin morfolojik özellikleri, yaşları ve neotektonik önemleri. *MTA Dergisi*, **118**, 47-64.
- Altunel, E.**, 2000. (Lattivita sismica a Hierapolis e nelle zone limitrofe) Hierapolis ve yakın çevresinde tarihsel deprem aktivitesi, *Ricerche Archeologiche Turche Nella Valle Del Lykos (Lykos Vadisi Türk Arkeoloji Araştırmaları)* s. 229-325.
- Ambraseys, N. N. and Finkel, C.F.**, 1995. The Seismicity of Turkey and Adjacent Areas: A Historical review 1500 - 1800. Eren Yayıncılık, İstanbul.
- Azor, A., Keller, E. A. and Yeats, R. S.**, 2002. Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, **114** (6): 745–753.
- Baker, V. R.**, 1986. Introduction: Regional Landforms Analysis. In *Geomorphology from Space: A global overview of regional landforms*. Pp. 1-26. Nicholas M. Short, Sr. and Robert W. Blair, Jr. (Editors). Washington, D.C.: *National Aeronautics and Space Administration (NASA)*.
- Bozkurt, E. and Park, R. G.**, 1994. Southern Menderes massif: an incipient metamorphic core complex in Western Anatolia, Turkey. *J. Geol. Soc.*, London, **151**, 213-216.

- Bozkuş, C., Kumsar, H., Özkul, M. and Hançer, M.,** 2001. Seismicity of Active Honaz Fault under an extensional tectonic regime, International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, (IESCA 2000), 7-16.
- Bull, W. B.,** 1968. Alluvial Fans. *Journal of Geological Education*, **16 (3)**: 101-111.
- Bull, W. B. and McFadden, L.,** 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In *Geomorphology in Arid Regions*. Pp. 115-128. Doehring D. O. (Editor). *Publication in Geomorphology*, State University of New York, Binghamton.
- Bull, W. B.,** 1977a. The alluvial-fan environment. *Progress in Physical Geography*, **1-2**, 1977, p. 222-270.
- Bull, W. B.,** 1977b. Tectonic geomorphology of the Mojave Desert. *U. S. Geological Survey Contract Report 14-08-0001-G-394*; Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, Menlo Park, California, 188 p.
- Bull, W. B.,** 1978. Geomorphic tectonic activity classes of the south front of the San Gabriel Mountains, California. *U. S. Geological Survey Contract Report 14-08-001- G-394*; Office of Earthquakes, Volcanoes, and Engineering, Menlo Park, California, 59 p.
- Bull, W. B.,** 1984. Tectonic geomorphology. *Journal of Geological Education* **32**: 310-324.
- Burbank, D. W. and Anderson, R. S.,** 2001. Tectonic Geomorphology. Malden, Massachusetts: *Blackwell Science, Inc.*
- Çağlayan, M. A., Öztürk, E. M., Öztürk, Z., Sav, H. ve Akat, U.,** 1980. Menderes Masifi güneyine ait bulgular ve yapısal yorum, *Jeo. Müh. Der.*, s. 9-17.
- Çakır, Z.,** 1999. Along-strike discontinuities of active normal faults and its influence on Quaternary travertine deposition; examples from western Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **8**, 67-80.
- Cox, R. T.,** 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, **106 (5)**: 571-581.
- Cox, R. T., Van Arsdale, R. B. and Harris, J. B.,** 2001. Identification of possible Quaternary deformation of the northeastern Mississippi embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *Geological Society of America Bulletin*, **113 (5)**: 615-624.
- Cürebal, İ. ve Erginal, A. E.,** 2007. Mıhlı Çayı Havzası'nın Jeomorfolojik Özelliklerinin Jeomorfik İndislerle Analizi, *Elektronik Sosyal Bilimler Dergisi* (www.e-sosder.com), **19**: 126-135, Diyarbakır.
- Dewey, J. F. and Şengör, A. M. C.,** 1979. Aegean and surrounding regions: complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **90**, 84-92.
- Dewey, J. F.,** 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*, **7**, 1123-1139.
- Easterbrook, D. J.,** 1999. Surface processes and landforms. 2nd edition. New Jersey: Prentice Hall.

- Eravcı, B.**, 2006. Büyük Menderes Grabeni içindeki aktif fayların jeolojisi ve paleosismisitesi. *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Yüksek Lisans Tezi, 92 sayfa.
- Ercan, T., Dinçel, A. S., Günay, E. ve Türkecan, A.** 1977. Uşak yöresinin jeolojisi ve volkanitlerinin petrolojisi, *MTA Rapor*, no: 6354, Ankara.
- Gökkaya, G.**, 2008. Denizli ve Dolayının Üç Boyutlu SismikHız Yapısının Yerel Deprem Tomografisi Yöntemiyle Belirlenmesi. *Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü*, Yüksek Lisans Tezi, 76 sayfa, Ankara.
- Gündoğan, İ., Helvacı, C. and Sözbilir, H.**, 2008, Gypsiferous carbonates at Honaz Dağı (Denizli): First documentation of Triassic gypsum in western Turkey and its tectonic significance. *Journal of Asian Earth Sciences*, **32**, 49-65.
- Gürer, Ö. F. and Yılmaz, Y.**, 2001. Geology and development of the Denizli basin. *Fourth International Turkish Geology Symposium*, p. 33, Adana.
- Hack, J. T.**, 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *United States Geological Survey Journal of Research*, **1 (4)**: 421-429.
- Hancer, M. and Çemen I.**, 2005. Geometry and Structural Evolution of Extensional Faults and Folds in the Denizli Basin, Southwestern Turkey. *Salt Lake City Annual meeting, Geological Society of America*, Abstracts with Programs, **37**, no. 7, p. 212. Paper no. 89-23.
- Hare, P. W. and Gardner, T. W.**, 1985. Geomorphic indicator of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. Pp. 75-104. In *Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*, vol. 15.
- Hurtrez, J. E., Lucazeau, F. Lavé J. and Avouac, J. P.**, 1999. Investigation of the relationship between basin morphology, tectonic uplift and denudation from the study of an active fold belt in the Siwalik Hills (Central Nepal), *J. Geophys. Res.*, **104**, 12,779-12,796.
- Irmak, S. and Taymaz, T.**, 2009. Source Mechanisms of Recent Moderate Earthquakes Occurred in Honaz-Denizli Graben (W Turkey) Obtained by Regional Broadband Waveform Inversion, *International Symposium on Historical Earthquakes and Conservation of Monuments and Sites in the Eastern Mediterranean Region: 500th Anniversary Year of the 1509 September 10, Marmara Earthquake*, Proceedings Book of Extended Abstracts, 350-356, Istanbul, Turkey, September 10-12.
- Işık, V., Tekeli, O. and Cemen, I.**, 1997. Mylonitic fabric development along a detachment surface in northern Menderes massif, western Anatolia, Turkey. *Geol Soc. Am., Annual Meeting*, Abstracts with programs 29, A-220.
- Işık, V. and Tekeli, O.**, 2001. Late orogenic crustal extension in the northern Menderes massif (western Turkey): Evidences for metamorphic core complex formation. *Int. J. Earth Sci.* **89**, 757-765.
- Kaymakçı, N.**, 2006. Kinematic development and paleostress analysis of the Denizli Basin (Western Turkish): implications of spatial variation of relative

- paleostress magnitudes and orientations. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**, 207-222.
- Kaypak, B. and Gökaya, G.**, 2012. 3-D imaging of the upper crust beneath the Denizli geothermal region by local earthquake tomography, western Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **211-212**, 47–60.
- Keller, E. A. and Pinter, N.**, 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape*. 2nd edition. New Jersey: Prentice Hall.
- Koçyiğit, A.**, 1984. Güneybatı Türkiye ve yakın dolaylarında levha içi yeni tektonik gelişim. *TJK Bülteni*, **27**, 1-16.
- Koçyiğit, A., Yusufoglu, H. and Bozkurt, E.**, 1999. Evidence from the Gediz Graben for Episodic Two-stage Extension in Western Turkey. *Journal of the Geological Society*, **156**, 605-616.
- Koçyiğit, A.**, 2000. Güneybatı Türkiye'nin depremselliği, *Batı Anadolu'nun depremselliği Sempozyumu*, 30-38.
- Koçyiğit, A. and Özacar, A.**, 2003. Extensional neotectonic regime through the NE edge of the outer Isparta Angle, SW Turkey: New field and Seismic data. *Turkish Journal of Earth Science*, **12**, 67-90.
- Koçyiğit, A.**, 2005. The Denizli graben-horst system and the eastern limit of western Anatolian continental extension: basin-fill, structure, deformational mode, throw amount and episodic evolutionary history, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, **18**, (3/4), 167-208.
- Konak, N. ve Göktaş, F.**, 2004. 1:100.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası: Denizli M21 paftası. *MTA Yayınları*, Ankara.
- Koukouvelas, I. K.**, 1998. The Egeion fault, earthquake-related and long-term deformation, Gulf of Corinth, Greece. *J. Geodyn.*, **26**, 501–513.
- Kumsar, H., Aydan, Ö., Tano, H. ve Çelik, S. B.**, 2008. 23-26 Temmuz 2003 Buldan (Denizli) Depremlerinin Mühendislik İncelemesi. *Ekin Basım Yayın Dağıtım*, 118 sayfa.
- Le Pichon, X. and Angelier, J.**, 1979. The Hellenic arc and trench systems: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean area. *Tectonophysics*, **60**, 1-42.
- Luo, W.**, 2002. Hypsometric analysis of Margaritifer Sinus and origin of valley networks. *Journal of Geophysical Research*. Planets 107 (E10): 5071.
- Luo, W. and Howard, A. D.**, 2005. Morphometric analysis of Martian valley network basins using a circularity function. *Journal of Geophysical Research*. Planets **110** (E12S13).
- Mayer, L.**, 1986. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In *Active Tectonics. Studies in Geophysics*. Pp. 125-135. Wallace, R. E. (Editor). *National Academy Press*, Washington, D.C.
- Mayer, L.**, 1990. Introduction to quantitative geomorphology: An exercise manual. *Englewood Cliff*, New Jersey: Prentice Hall.

- Meşhur, M. ve Akpınar, M.**, 1984. Yatağan-Milas-Bodrum ve Karacasu-Kale-Acıpayam,-Tavas civarlarının jeolojisi ve petrol olanakları. *TPAO Arama Grubu Raporu* No: 1963.
- Morisawa, M.**, 1985. Development of quantitative geomorphology. *Geological Society of America*, Centennial Special Volume 1: 79-107.
- Nebert, K.**, 1958. Denizli Pliyosen teressübatı ve bunların Batı Anadolu tatlı su Neojen stratigrafisi için ehemmiyeti. *MTA Dergisi*, 51, 7-20.
- Okay, A. İ.**, 1986. Denizli-Tavas arasındaki bölgenin jeolojisi: *TPAO Arama Grubu Raporu* No: 2042.
- Okay, A. İ.**, 1989. Denizli'nin güneyinde Menderes masifi ve Likya naplarının jeolojisi. *MTA Dergisi*, 109, 45-58.
- Özkul, M., Alçıçek, M. C., Heybeli, H., Semiz, B. ve Erten, H.**, 2001. Denizli Sıcak Su Travertenlerinin Depolanma Özellikleri ve Mermercilik Açısından Değerlendirilmesi, MERSEM 2001, *Türkiye III. Mermer Sempozyumu Bildiriler Kitabı*, TMMOB Maden Müh. Odası Afyon Temsilciliği, 57-7.
- Özkul, M., Varol, B. ve Alçıçek, M.C.**, 2002. Denizli travertenlerinin petrografik özellikleri ve depolanma ortamları. *MTA Dergisi*, 125, 13-29.
- Özkul, M.**, 2005. Travertine Deposits of Denizli Extensional Basin in Western Turkey: A general Review, *Proceedings of 1st International Symposium on Travertine*, September 21-25 Pamukkale University, Denizli, s.21.
- Özler, H. M.**, 2000. Hydrogeology and geochemistry in the Çürüksu hydrothermal field, western Turkey. *Environmental Geology*, 39/10, pp 1169-1180.
- Öztürk, B. ve Erginal, A. E.**, 2008. Bayramdere Havzasında (Biga Yarımadası, Çanakkale) Havza Gelişiminin Morfometrik Analizler ve Jeomorfik İndislerle İncelenmesi. *Türk Coğrafya Dergisi*, 50: 61-68.
- Ramirez-Herrera, M. T.**, 1998. Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay Graben, Mexican Volcanic Belt, *Earth Surface Processes and Landforms*, 23, 317-332.
- Ring, U., Johnson, C., Hetzel, R. and Gressr, K.**, 2003. Tectonic denutaion of a Late Cretaceous- Tertiary collisionalbelt: regionally symmtric cooling patterns and their relation extensional faults in the Anatolide belt of extensional faults in the Anatolide belt of western Turkey. *Geol. Mag.*, 140, 421-441.
- Ritter, J. B. and Wesling, J. R.**, 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along segment convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology* 1: 239-265.
- Rockwell, T. K., Killer E. A. and Johnson, D. L.**, 1984. Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. *In Tectonic Geomorphology*. Pp. 183-207. Morisawa M. and Hack T. J. (Editors.). State University of New York, Binghamton.
- Saraç, G.**, 2003. Türkiye omurgalı fosil yatakları. *MTA Rapor* no: 10609, Ankara, 218 s.

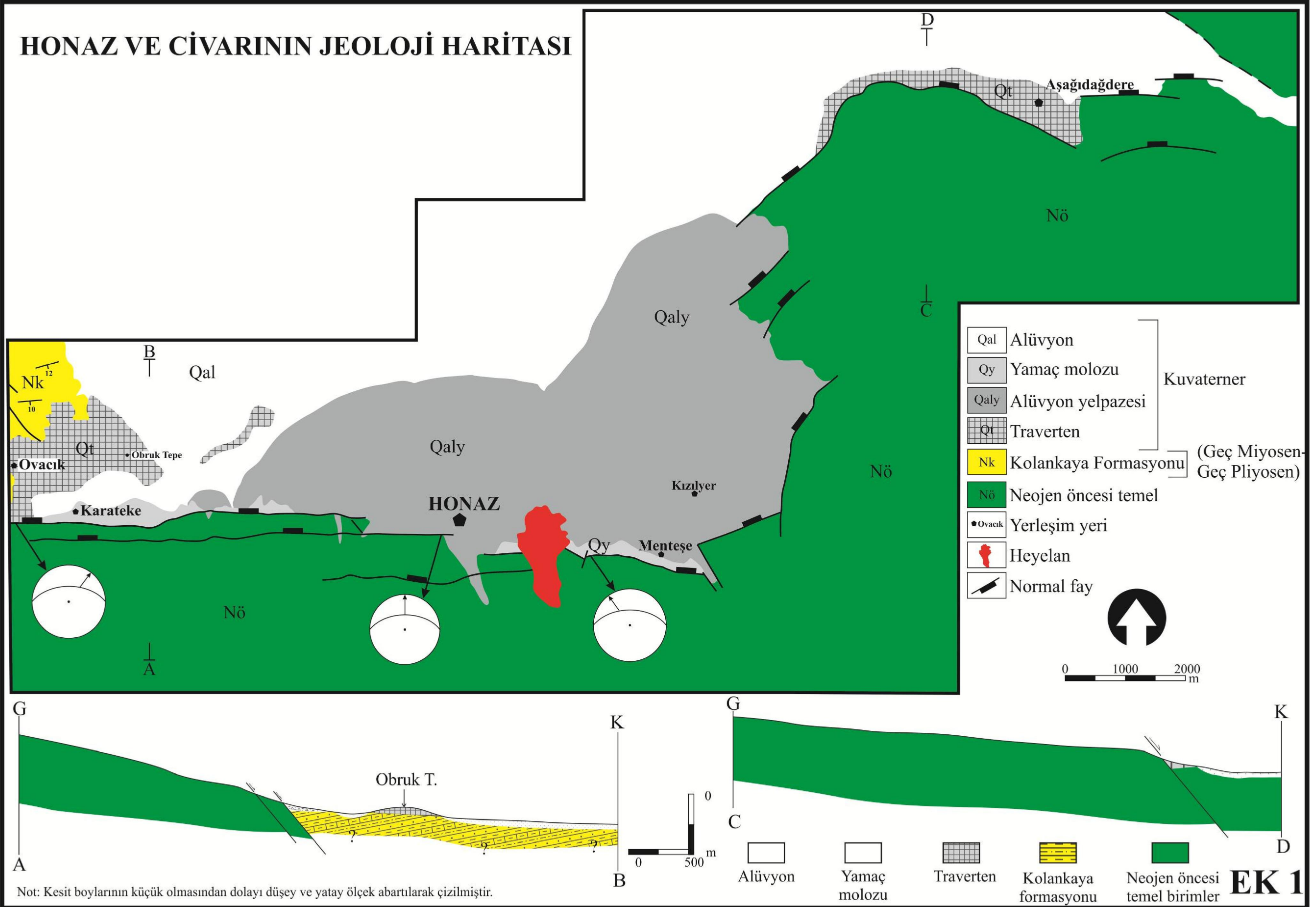


- Şengör, A. M. C. and Kidd, W. S. F.,** 1979. Post-collisional tectonics of Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. *Tectonophysics*, **55**, 361-376.
- Şengör, A. M. C. and Yılmaz, Y.,** 1981. Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, **75**, 181-241.
- Şengör, A. M. C., Satir, M. ve Akkök, R.,** 1984. Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey. *Tectonics*, **3**, 693-707.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B. C.,** 1991. Late Cenozoic crustal extension and basin formation in west Turkey. *Geol. Mag.*, **128 (2)**, 155-166.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B. C.,** 1992. The age of the Büyük Menderes graben (west Turkey) and its tectonic implications. *Geol. Mag.*, **129 (2)**, 239-242.
- Seyitoğlu, G. and Scott, B. C.,** 1996. The age of the Alaşehir graben (West Turkey) and its tectonic implications. *Geological Journal*, **31**, 1-11.
- Seyitoğlu, G., Işık, V. and Çimen, İ.,** 2004. Complete tertiary exhumation history of the Menderes Massif, Western Turkey: an alternative working hypothesis, *Terra Nova*, **16**, 358-364.
- Seyitoğlu, G.,** 2011. Kişisel görüşme.
- Sickenberg, O. and Tobien, H.,** 1971. New Neogene and Lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey. *Newsl. Stratigr.*, **1 (3)**, 51-61.
- Silva, P. G., Goy, J. L., Zazo, C. and Bardaji, T.,** 2003. Fault-generated mountain fronts in southwest Spain: geomorphic assessment of tectonic and seismic activity. *Geomorphology*, **50**: 203-225.
- Şimşek, Ş.,** 1984. Denizli-Kızıldere-Tekkehamam-Tosunlar-Buldan-Yenice alanının jeolojisi ve jeotermal enerji olanakları. *MTA Rapor no: 7846*, Ankara, 85 sy.
- Sözbilir, H.,** 1997. Stratigraphy and sedimentology of the Tertiary sequences in the northeastern Denizli province (Southwest Turkey). Ph.D thesis (unpublished), *Dokuz Eylül University*, , 195 p., İzmir.
- Sözbilir, H.,** 2002. Revised stratigraphy and facies analysis of Palaeocene-Eocene supraallocthonous sediments (Denizli, SW Turkey) and their tectonic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **11**, 87-112.
- Sözbilir, H.,** 2005. Oligo-Miocene extension in the Lycian orogen: evidence from the Lycian molasse basin, SW Turkey. *Geodinamica Acta*, **18**, (3/4), 255-282.
- Strahler, A. N.,** 1952. Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin*, **63 (11)**: 117-1141.
- Sun, S.,** 1990. Denizli-Uşak Arasının Jeolojisi ve Linyit Olanakları, *MTA Rapor no: 9985*, Ankara, s. 92.
- Tan, O., Tapırdamaz, M. C. and Yörük, A.,** 2008. The Earthquake Catalogues for Turkey, *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**, No.2, 405-418.

- Taner, G.**, 2001. Denizli bölgesi Neojen'ine ait katların stratigrafik konumlarında yeni düzenleme. *54. Türkiye Jeoloji Kurultayı*, Bildiri Özleri s. 21, Ankara, Turkey.
- Utku, M.**, 2009. Etkinlik ve Yığinsal Etkinlik Dönemlerine Göre Denizli Depremlerinin Analizi, *MTA Dergisi*, **138**, 9-34.
- Verge, N.J.**, 1993. The exhumation of the Menderes Massif metamorphic core complex of Western Anatolia. *Terra Abstracts*, **5**, 249.
- Verrios, S., Zygouri, V. and Kokkalas, S.**, 2004. Morphotectonic analysis in the Elikı fault zone (Gulf of Cornith, Greece). *Bulletin of the Geological Society of Greece*, Vol. XXXVI. Proc. 10 th International Congress, Thessaloniki, pp. 1706-1715.
- Wallace, R. E.**, 1978. Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada. *Journal of Research of the United States Geological Survey*, **6**: 637-650.
- Wells, S. G., Bullard, T. F., Menges, T. M., Drake, P. G., Karas, P. A., Kelson, K. I., Ritter, J. B. and Wesling, J. R.**, 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along segment convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, **1**: 239-265.
- Westaway, R.**, 1993. Neogene evolution of the Denizli region of western Turkey. *Journal of Structural Geology*, **15 (1)**, 37-53.
- Westaway, R., Guillou, H., Yurtmen, S., Demir, T., Scaillet, S. and Rowbotham, G.**, 2005. Constraints on the timing and regional conditions at the start of the present phase of crustal extension in western Turkey, from observations in and around the Denizli region. *Geodinamica Acta*, **18**, (3-4), 209-238.
- Yalçınlar, İ.**, 1983. Türkiye'de Neojen ve Kuvaterner omurgalı araziler ve jeomorfolojik karakterleri. *İTÜ Edebiyat Fak. Yayınları*, vol. 2741, 240 s.
- Yeats, R. S.**, 1997. The geology of earthquakes. *Oxford: Oxford University Press*.
- Yılmaz, Y., Genç, Ş. C., Gürer, F., Bozcu, M., Yılmaz, K., Karacık, Z., Altunkaynak, Ş. and Elmas, A.**, 2000. When did the western Anatolian grabens begin to develop? *Geological Society of London*, **173**, 353-384.
- Yılmaz, Y.**, 2002. Tectonic evolution of western Anatolian extensional province during the Neogene and Quaternary. *GSA 2002*, Annual Meeting, 27-30 October, Denver, USA.
- Zanchi, A., Kissel, C. and Tapırdamaz, C.**, 1993. Late Cenozoic and Quaternary brittle continental deformation in western Turkey. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **164**, 507-517.
- Zovoili E., Konstantinidi E. and Koukouvelas, I. K.**, 2004. Tectonic Geomorphology of Escarpments: The Case of Kompotades and Nea Anchialos Faults. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, **36**: 1716-1725.

## **EKLER**

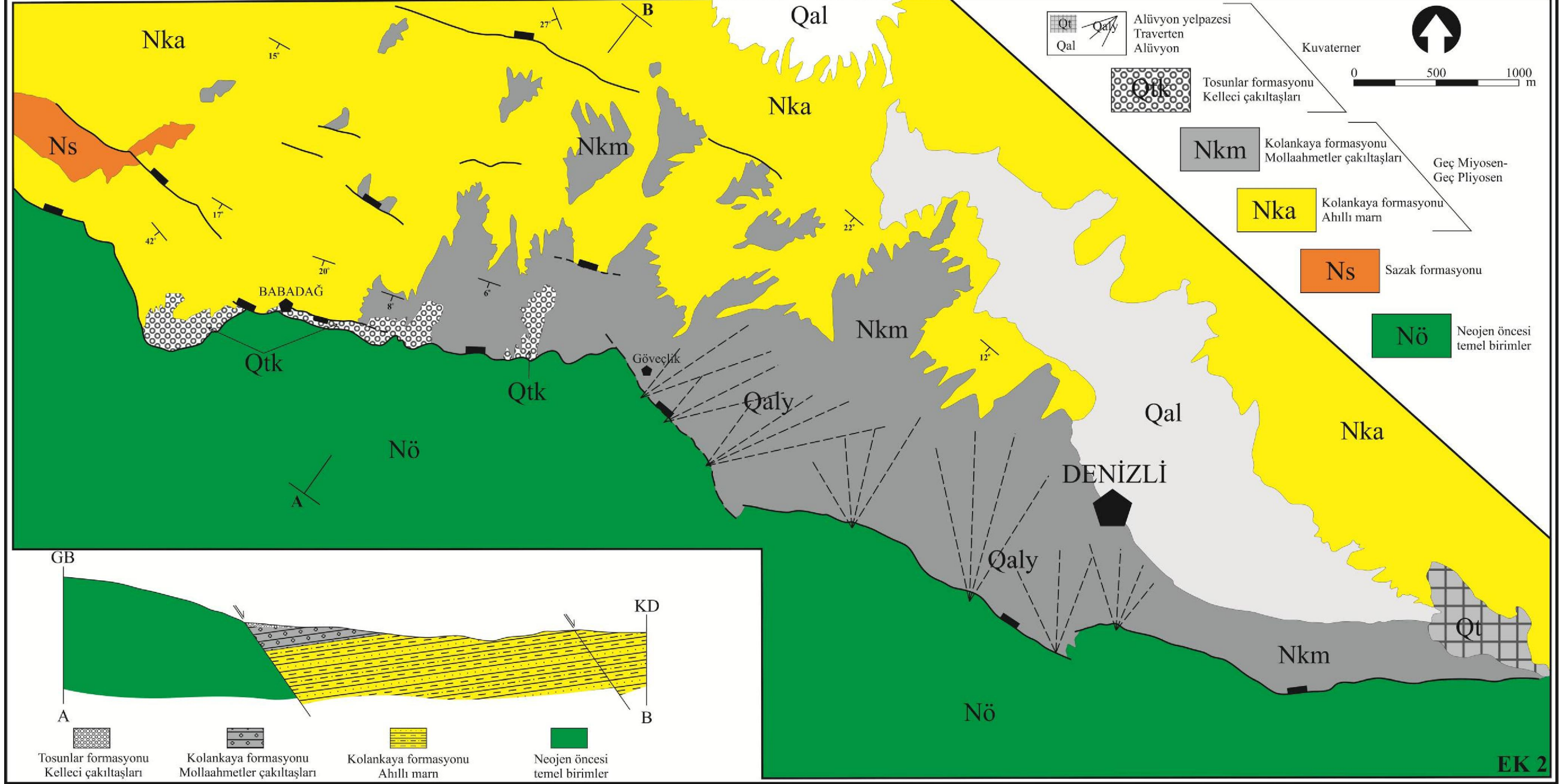
# HONAZ VE CİVARININ JEOLojİ HARİTASI



Not: Kesit boylarının küçük olmasından dolayı düşey ve yatay ölçek abartılarak çizilmiştir.

**EK 1**

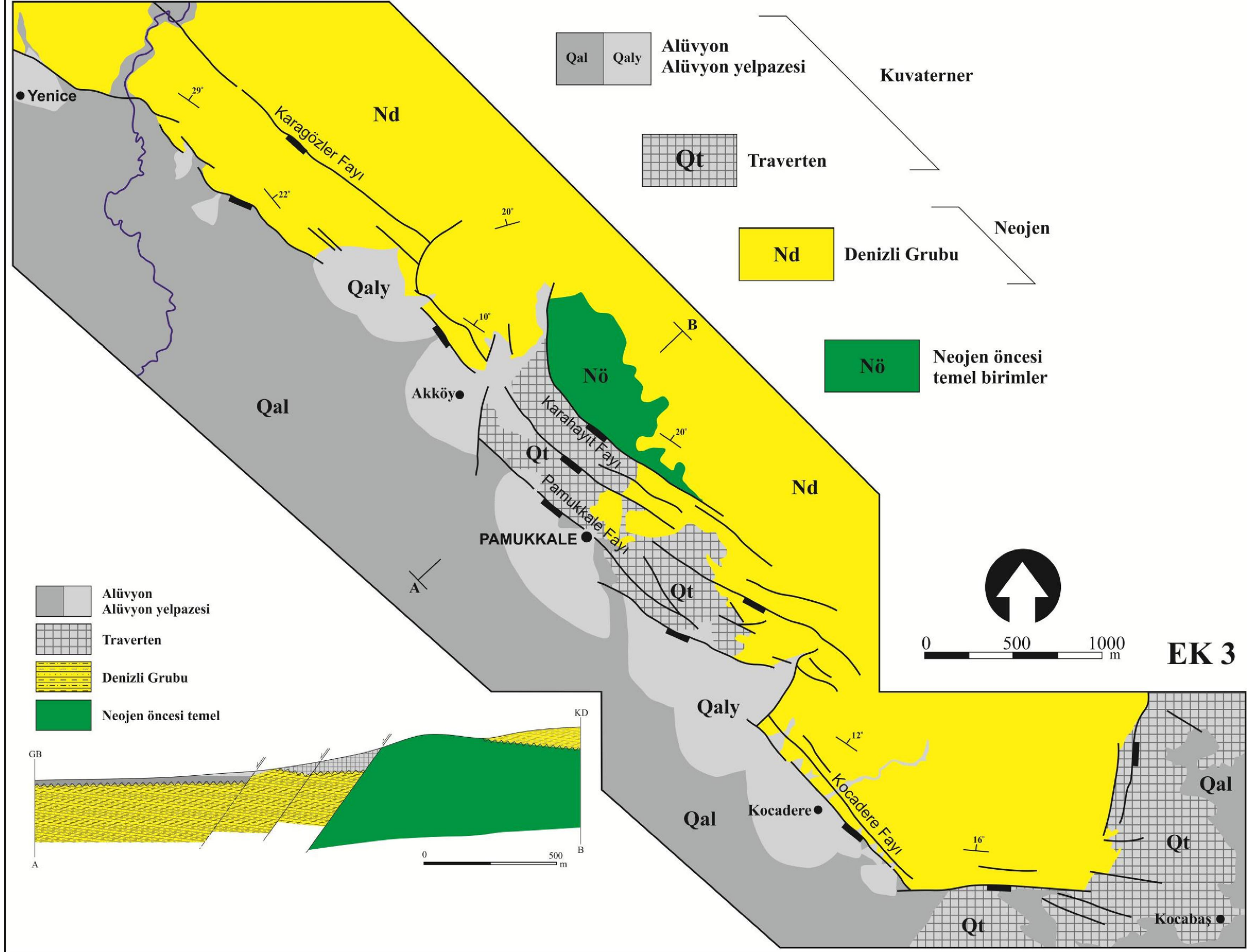
## DENİZLİ-BABADAĞ ARASININ JEOLojİ HARİTASI



EK 2



## PAMUKKALE VE CİVARININ JEOLojİ HARİTASI





## ÖZGEÇMİŞ



**Ad Soyad:** Savaş TOPAL  
**Doğum Yeri ve Tarihi:** Akçaabat / 04.03.1975  
**Adres:** Siteler Mah. 6245 sk. No:5  
**Lisans Üniversitesi:** Cumhuriyet Üniversitesi

### Yayın Listesi:

#### Makaleler

**Topal, S.** ve Özkul, M., 2003. Deprem kökenli deformasyon yapıları ve deprem büyüklükleri ile ilişkileri. Pamukkale Üniversitesi Mühendislik Bilimleri Dergisi, 9-2, s 245-252, Denizli, TÜRKİYE.

#### Sözlü Bildiriler

İnan, S., Akyazı, M. ve **Topal, S.**, 2000. 12 Kasım 1999 Düzce depremi yüzey kırıkları.53. Türkiye Jeoloji Kurultayı, s 155, Ankara, TÜRKİYE.

**Topal, S.** ve Özkul, M., 2003. Eski sıvılaşma yapıları: Denizli Neojen istifinden örnekler. S. Demirel Üniversitesi 20. yıl Sempozyumu, s 94, 14-16 Mayıs, Isparta, TÜRKİYE.

Hañçer, M., Özkul, M., Özpınar, Y. ve **Topal, S.**, 2003. Denizli İli Yerleşim Alanının Jeolojisi ve Fayların Konumu. S. Demirel Üniversitesi 20. yıl Sempozyumu, s 39, 14-16 Mayıs, Isparta, TÜRKİYE.

Kumsar, H., Özkul, m., Yağız, S., Taşdelen, S., Kaya, A., Hançer, M., Kaya, M., **Topal, S.** Erten, H., 2006. Denizli Çevre Yolu Etrafındaki Alanların Yerleşim Yeri Olarak Seçilebilirliğinin Jeolojik ve Jeoteknik Açından İncelenmesi. Mühendislik Jeolojisinde Çağdaş Uygulamalar Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 25–27 Mayıs 2006, 533–542, Denizli, TÜRKİYE.

### **Poster Bildiriler**

**Topal, S.** ve Özkul, M., 2002, Denizli Neojen istifindeki eski sıvılaşma izleri. Aktif Tektonik Araştırma Grubu 6. Toplantısı (ATAG-6), s 125, Ankara, TÜRKİYE.

**Topal, S.** and Özkul M., 2005. Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted As Seismites In Lacustrine Sediments Of The Denizli Neogene Sequence, SW Turkey. IESCA 2005, p. 116, İzmir, TURKEY.

Hançer, M., Özkul, M. and **Topal, S.**, 2005. Tectonic Elements of Quaternary Travertines in the Denizli Basin, Western Turkey. Proceedings of 1. International Symposium on Travertine, p. 155, Denizli, TURKEY.

**Topal, S.**, 2006. Kolankaya formasyonundaki yumuşak-çökel deformasyon yapıları ve tetikleme mekanizmaları (Denizli havzası, GB Türkiye). Aktif Tektonik Araştırma Grubu 10. Toplantısı (ATAG-10), s 117-119, İzmir, TÜRKİYE.

**S. Topal & M. Özkul.**, 2009. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in Neogene lacustrine deposits (Kolankaya Formation, the Denizli extensional basin, SW Turkey). 27 th IAS Meeting of Sedimentology, Alghero, Italy.

### **Araştırma Projeleri**

Eşen Vadisi Neojen Tortullarının Stratigrafisi ve Sedimentolojisi, GB Anadolu, (Sedimentology and stratigraphy of the Neogene deposits of Eşen Basin, SW Anatolia). TUBİTAK ÇAYDAG 104Y242, Yürütücüsü: M. Cihat Alçiçek, Çalışmacılar Hülya Alçiçek, Sonay Boyraz, Fatih Uysal, Arzu Gül, **Savaş Topal**, 2005–2006.

Babadağ-Sarayköy (Denizli) arasındaki fayların depremsellik bakımından incelenmesi. A tipi Araştırma Projesi (No: 2006 MHF 005) Pamukkale Üniversitesi BAP Projesi. Yrd.Doç.Dr. Mete HANÇER (Proje Yürütücüsü) Prof. Dr. Mehmet Özkul, Prof. Dr. Yahya Özpınar, Prof. Dr. Hulusi Kargı, **Araş. Gör. Savaş Topal** ve Uzm. Ezher Toker, (Proje Çalışanları).

Denizli Çevre Yolunun Sağ Ve Sol Sahilinde İmara Açılması Düşünülen Alanların Jeolojik - Jeoteknik Etüt Raporu, 2005, Pamukkale Üniversitesi Döner sermaye projesi, DENİZLİ

### **Teknik Raporlar**

Kumsar, H., **Topal, S.**, Çelik, S., B., Kaya, 2002, 3 Şubat 2002 Çay-Sultandağı (Afyon) Depremi Mühendislik Raporu, Derleyenler: Doç. Dr. Hasan Kaplan, Yrd. Doç. Dr. Erdal Akyol ; Göller Bölgesi ve Çevresinin Depremselliği ve 03.02.2002 tarihli Sultandağı (Afyon) depremi sonucu oluşan zemin sıvılaşmaları, Pamukkale Üniversitesi, Şubat 2002, Denizli, 35sf.

### **Tezler**

**Topal, S., 1999.** Doğu Anadolu Fayı. Cumhuriyet Üniversitesi, Lisans Tezi, 47 sayfa, Sivas, Türkiye.

**Topal, S., 2003.** Denizli Neojen İstifinin stratigrafisi ve tektonik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Pamukkale Üniversitesi, 67 sayfa, Denizli, Türkiye.