



**KIRKGEÇİT FORMASYONU'NDA (ELAZIĞ BATISI)
GÖZLENEN YUMUŞAK ÇÖKEL DEFORMASYON
YAPILARININ ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU**

Fırat ALTUN

122116101

**Yüksek Lisans Tezi
Jeoloji Mühendisliği
Genel Jeoloji**

Danışman: Doç. Dr. Calibe Koç TAŞGIN

KASIM-2018

T.C
FIRAT ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

**KIRKGEÇİT FORMASYONU'NDA (ELAZIĞ BATISI) GÖZLENEN YUMUŞAK
ÇÖKEL DEFORMASYON YAPILARININ ÖZELLİKLERİ VE OLUŞUMU**

YÜKSEK LİSANS TEZİ
Fırat ALTUN
(122116101)

Tezin Enstitüye Verildiği Tarih : 12 Ekim 2018

Tezin Savunulduğu Tarih : 23 Kasım 2018

Tez Danışmanı : Doç. Dr. Calibe Koç TAŞGIN (F.Ü)

Diğer Jüri Üyeleri : Prof. Dr. Ercan AKSOY (F.Ü)

Dr. Öğretim Üyesi Derya SİNANOĞLU (B.Ü)

KASIM-2018

ÖNSÖZ

Bu tez çalışmasının her aşamasında yardım ve önerilerini esirgemeyen danışman hocam Doç. Dr. Calibe KOÇ TAŞGIN'a içtenlikle teşekkür ederim. Arazi çalışmaları ve büro çalışmaları sırasında verdiği desteklerinden dolayı Romer Mermer Mad. San. Tic. ve Ltd. Şti. firmasında AR-GE mühendisi olarak görev yapan değerli arkadaşım Jeoloji Yüksek Mühendisi Haluk GEDİK'e teşekkür ederim.

Ayrıca arazi ve laboratuvar çalışmaları sırasında yardımlarını esirgemeyen Türk Mühendislik Müşavirlik Anonim Şirketi'nde jeoloji mühendisi olarak görev yapan Alper ÇAĞLAR'a, Etikrom A.Ş. de jeoloji mühendisi olarak görev yapan Fatih ÖZDEMİR'e, Cengiz Holding bünyesinde tünel mühendisi olarak görev yapan Jeoloji Mühendisi Cahit BAYDAR'a ve Fırat Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim dalında yüksek lisans eğitimine devam eden Burcu KAYA ve Gamze KARVAR arkadaşlarıma teşekkür ederim.

Bu çalışma TÜBİTAK 116Y017 Nolu (Hızlı Destek) proje tarafından desteklenmiştir.

Fırat ALTUN

ELAZIĞ-2018

İÇİNDEKİLER

Sayfa No

ÖNSÖZ	I
ÖZET	V
ABSTRACT	Error! Bookmark not defined.
ŞEKİLLER LİSTESİ	VII
EKLER LİSTESİ.....	X
SEMBOLLER LİSTESİ	XI
1. GİRİŞ.....	1
2. COĞRAFİ KONUM	2
3. BÖLGE İLE İLGİLİ ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR	3
4. STRATİGRAFİ	6
4.1. Keban Metamorfitleri	7
4.2. Elazığ Magmatitleri	11
4.3. Harami Formasyonu	13
4.4. Kuşçular Formasyonu	14
4.5. Seske Formasyonu	17
4.6. Kırkgeçit Formasyonu	19
4.6.1. Marik Üyesi.....	19
4.6.2. Seherdağı Üyesi.....	21
4.6.2.1. Dağılım ve Konumu	21
4.6.2.2. Litoloji	22
4.6.2.3. Fosil Topluluğu ve Yaşı	24
4.6.2.4. Oluşum Ortamı	24
4.6.3. Gökbelen Üyesi	25
4.7. Alibonca Formasyonu.....	27
4.8. Palu Formasyonu	28
4.9. Alüvyonlar	29
5. YAPISAL JEOLojİ	30

5.1. Kıvrımlı Yapılar.....	30
5.1.1. Baskil Antiklinali	30
5.1.2. Marik Antiklinali.....	30
5.1.3. Hor Antiklinali	30
5.2. Kırıklı Yapılar.....	31
5.2.1. Aydınlar Bindirme Fayı	31
5.2.2. Karamişe Sırtı Fayı.....	32
6. YUMUŞAK ÇÖKEL DEFORMASYON YAPILARI	33
6.1. Hacitemur Köyü Çevresi (Aydınlar Kuzeyi, Baskil Kuzeybatısı K41d1 Paftası)	33
6.1.1. Hacitemur köyü (Aydınlar kuzeyi) çevresinden gözlemler	35
6.1.2. Yumuşak Çökel Deformasyon Yapıları	38
6.1.2.1 Kayma-oturma Yapıları.....	38
6.2. Saluşağı Köyü Çevresi (Aydınlar güneyi, Baskil Güneybatısı, K41d4 paftası)	55
6.2.1. Saluşağı köyü (Aydınlar güneyi) çevresinden gözlemler	55
6.2.2. Yumuşak çökel deformasyon yapıları.....	60
6.2.2.1. Kayma-oturma yapıları.....	60
6.2.2.2. Kaotik çökeller	67
6.2.2.3. Yük kalıpları	69
6.2.2.4. Alev yapıları	69
6.2.2.5. Konvolüt laminasyon.....	73
6.2.2.6. Klastik Dayklar.....	76
6.2.2.7. Su kaçma yapısı.....	76
6.2.2.8. Sinsedimanter faylar	79
7. TARTIŞMA (TETİKLEME MEKANİZMASI)	82
8. SONUÇLAR.....	86
9. KAYNAKLAR.....	88
ÖZGEÇMİŞ	94

ÖZET

Elazığ Havzası Tersiyer’de Neotetis’in güney kolunun kapanması sırasında gelişmiş havzalardan biridir. KD-GB yönünde uzanan Havza Doğu Toroslar’da yer almaktadır. Doğu’da Palu ilçesi, kuzeyde Peri çayı ve Keban Baraj Gölü, batı ve güneybatıda Fırat nehri ve güney ve güney doğusunda Karga Dağı ve Mastar Dağı tarafından sınırlanmaktadır. Havzada, Permo Triyas’dan Pliyo-Kuvaterner’e kadar değişik yaşta metamorfik, magmatik ve sedimanter kayalar yüzeylemektedir. İnceleme alanındaki birimler yaşlıdan gence doğru Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfikleri, Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri, Maastrichtiyen yaşlı Harami Formasyonu, Erken Paleosen yaşlı Kuşçular Formasyonu, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Seske Formasyonu, Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu Formasyonu ve günümüz alüvyonlarıdır.

Bu çalışmanın konusunu oluşturan yumuşak çökel deformasyon yapıları Baskil (Elazığ) batısında Kırkgeçit Formasyonu içerisinde: olmak üzere iki bölgede gözlenmiştir. 1.Hacıtemur köyü çevresi, 2.Saluşağı köyü çevresi

Kırkgeçit Formasyonu, Hacıtemur köyü çevresinde kalkarenit-karbonat, çamurtaşı(marn) aralanmasından oluşan düşük eğimli yamaç ve resif çökellerinden oluşmaktadır. Çalışma alanında yaygın olarak gözlenen kayma-oturma yapıları kalkarenit-karbonat çamurtaşı fasiyeslerinden oluşan düşük eğimli yamaç çökellerinde tanımlanmıştır. 5 km kadar devamlılık gösteren kayma-oturma yapılarının hareket yönü güney-güneydoğu olarak belirlenmiştir. Kırkgeçit Formasyonu çalışma alanının güneyinde (Saluşağı köyü çevresi) kanal çökellerinden oluşan konglomera, kumtaşı ve marn fasiyeslerinden kurulu yamaç çökellerinden oluşur. Bu çökeller kuzeydeki fasiyeslere göre daha derin bir ortamda çökelmiştir. Söz konusu fasiyeslerde çeşitli yumuşak çökel deformasyon yapıları gözlenmiştir. Bunlar kayma-oturma yapıları, kaotik çökeller, yük kalıpları, alev yapıları, su kaçma yapıları (tabakalar arası su kaçma yapıları) konvolüt laminasyon, klastik dayklar ve sinsedimanter faylardır.

Tanımlanan yumuşak çökel deformasyon yapılarının mekanizması sıvılaşma, su kaçma olayı, gevrek davranış ve yoğunluk farkı ile ilişkilidir. Deformasyonu başlatan etkenler ise hızlı sedimantasyon, yamaç eğimi, tektonik ve sismik aktiviteler olarak düşünülmektedir.

Anahtar Kelimeler: Yumuşak çökel deformasyon yapıları, Kırkgeçit Formasyonu, kayma-oturma yapıları, Elazığ.

SUMMARY

Characteristics and Development of Soft-Sediment Deformation Structures observed on Kırkgeçit Formation (Western Elazığ)

The Elazığ basin is one of the developed basins during the closure of the southern branch of Neotethys in Tertiary. The Elazığ basin extending in the NE-SW direction is located in the Eastern Taurus Mountains. The Palu county is bounded by the East, the Peri river and Keban Dam Lake to the north, the Euphrates to the west and southwest and the Karga Mountain and Mastar Mountain to the south and south-east. In and under this basin, metamorphic, magmatic and sedimentary rocks of varying age range from Permo Triassic to Plio-Quaternary. The units in the study area consist of Permo-Triassic Keban Metamorphites, Senonian Elazığ Magmatites, Maastrichtian Harami Formation, Early Paleocene Kuşçular Formation, Late Paleocene-Early Eocene Seske Formation, Middle Eocene-Oligocene Kırkgeçit Formation, Early Miocene Alibonca Formation, Plio-Quaternary Palu Formation and present alluvium

Soft sediment deformation structures forming the subject of this work were observed in two regions within the Kırkgeçit Formation in the east of Baskil (Elazığ) . These; 1.Around Hacıtemur village, 2. Around Saluşı village,

Kırkgeçit Formation consists of low inclined slope and reef sediments formed by calcarenite-carbonate mudstone (marl) alternation around Hacıtemur village. The commonly observed slump features in the study area are described in low slope deposits consisting of calcarenite-carbonate mudstone facies. The direction of movement of slump structures continuing up to 5 km was determined as south-southeast. Kırkgeçit Formation consists of conglomerate, sandstone and marl facies slope deposits consisting of dense channel deposits south of the study area (around Saluşı village). This region has been deposited in a deeper area than the north facies. Various soft sedimentary deformations were observed in the facies. These are slump features, chaotic deposits, load casts, flame structures, water escape structures (water-flow structures between layers), convolute lamination, clastic dykes and syn-sedimentary faults.

The deformation mechanism of the described soft sedimentary deformation structures is related to liquefaction, fluidization, brittle behavior and density difference. The mechanism that initiates deformation is related to rapid sedimentation, slope inclination, and tectonic and seismic activity in the region.

Keywords: Soft sediment deformation structures, Kırkgeçit Formation, slumps, Elazığ.

ŞEKİLLER LİSTESİ

Sayfa No

Şekil 2.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.....	2
Şekil 4.1. Elazığ çevresinde Kırkgeçit Formasyonu'nun dağılımını ve çalışma alanını gösteren jeolojik harita.....	6
Şekil 4.2. Çalışma alanının jeolojik haritası.....	8
Şekil 4.3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.....	9
Şekil 4.4. Keban Metamorfitlelerinden bir görünüm.....	10
Şekil 4.5. Keban Metaforfitlerine ait mermerler.....	10
Şekil.4.6. Elazığ Magmatitlerine ait diyabazlar.....	12
Şekil.4.7. Elazığ Magmatitlerine ait diyoritlerden bir görünüm.....	12
Şekil 4.8. Kuşçular ve Seske Formasyonları arasındaki ilişki.....	15
Şekil 4.9. Kuşçular Formasyonuna ait konglomeralardan görünüm.....	15
Şekil 4.10. Kuşçular Formasyonuna ait bir görünüm.....	16
Şekil 4.11. Elazığ Magmatitleri, Kuşçular Formasyonu, Seske Formasyonu ve Alibonca Formasyon arasındaki ilişki.....	17
Şekil 4.12. Seske Formasyonunda gözlenen Nummulites fosilleri.....	18
Şekil 4.13. Seske Formasyonu ve Kuşçular Formasyonu arasındaki ilişki.....	18
Şekil 4.14. Marik Üyesi ile Seherdağı Üyesi arasındaki ilişki.....	20
Şekil 4.15. Marik üyesine ait bir görünüm.....	20
Şekil 4.16. Seher Dağı üyesinden görünüm.....	21
Şekil 4.17. Seherdağı Üyesi'ne ait kumtaşı-marn aralanmasından görünüm.....	22
Şekil 4.18. Seherdağı Üyesi'ne ait kumtaşlarının tabanında gözlenen kaval yapıları.....	23
Şekil 4.19. Bölgedeki olistolitlerin oluşumunu gösteren blok diyagram.....	24
Şekil 4.20. Gökbelen üyesine ait kireçtaşlarında gözlenen Nummulites fosilleri.....	26
Şekil 4.21. Gökbelen Üyesine ait şelf kireçtaşlarından bir görünüm.....	26
Şekil 4.22. Alibonca Formasyonu'nun taban konglomeralarından görünüm.....	27
Şekil 4.23. Palu Formasyonu ile Kırkgeçit Formasyonu arasındaki ilişki.....	28
Şekil 5.1.Keban metamorfitleleri ile Kuşçular Formasyonu, Seherdağı üyesi ve Aydınlar bindirme fayı.....	32
Şekil 6.1. Hacıtemur Köyü Çevresinin jeolojik haritası.....	34

Şekil 6.2. Seherdağı Üyesinde gözlenen kalkarenit-karbonat çamurtaşı ardalanması....	36
Şekil 6.3. Kalkarenitlerin mikroskobik görünümü.....	37
Şekil 6.4. Seherdağı Üyesinde gözlenen tepecik resifi.....	37
Şekil 6.5. Gökbelen Üyesine ait şelf kireçtaşlarından bir görünüm.....	38
Şekil 6.6. Mağara Tepe kesiti.....	41
Şekil 6.7. Mağara Tepe’de gözlenen kayma-oturma yapısının uzaktan görünüşü.....	42
Şekil 6.8. Kalkarenit-marn ardalanmasından oluşan fasiyeslerde gözlenen kayma-oturma yapısı.....	42
Şekil 6.9. Matüte Tepe-I kesiti.....	43
Şekil.6.10. Matüte Tepe I kesitinin alt seviyesindeki kayma-oturma yapısı.....	44
Şekil 6.11. Matüte Tepe I kesitinin üst seviyesindeki kayma-oturma yapısından bir görünüm.....	44
Şekil 6.12. Matüte Tepe–II kesiti.....	45
Şekil 6.13. Matüte Tepe-II kesitine ait arazi görüntüsü.....	46
Şekil 6.14. Matüte Tepe-II kesitinde alt seviyede tanımlanan kayma-oturma yapısı.....	46
Şekil 6.15. Matüte Tepe-II kesitinde tanımlanan kayma oturma yapısının yakından görünüşü.....	47
Şekil 6.16. Hacıtemur Kesiti.....	48
Şekil 6.17. Hacıtemur kesitinde gözlenen büyük ölçekli kayma-oturma yapısı.....	49
Şekil 6.18. Hacıtemur kesitinde gözlenen kayma oturma yapıları ile ilişkili sinsedimanter normal fay.....	49
Şekil 6.19. Halitoğlu kesiti.....	50
Şekil 6.20. Halitoğlu köyü civarında gözlenen kayma-oturma yapısı.....	51
Şekil 6.21. Kayma-oturma yapıları ile ilişkili sinsedimanter ters fay.....	51
Şekil 6.22. Kavurga Tepe kesiti.....	52
Şekil 6.23. Kavurga tepede gözlenen kayma-oturma yapısı.....	53
Şekil 6.24. Kavurga tepede gözlenen kayma-oturma yapısının yakından görünüşü.....	53
Şekil 6.25. A) Kayma-oturma yapıları içeren ölçülü stratigrafik kesitlerin korelasyonu...	54
Şekil 6.26. Saluşağı çevresinde Kırkgeçit Formasyonunun alt fasiyeslerinden görünümler.....	58
Şekil 6.27. Marnlar içerisinde gözlenen kanal çökelleri.....	59
Şekil 6.28. Moloz akması çökelleri.....	59

Şekil 6.29. Kuçik Sırtı kesiti.....	61
Şekil 6.30. Kuçik Sırtında gözlenen kayma-oturma yapısı.....	62
Şekil 6.31. Osızın Sırtı kesiti.....	63
Şekil 6.32. Marn-debrit fasiyesi içerisinde gözlenen kayma-oturma yapısı.....	64
Şekil 6.33. Marn-deprit fasiyesi içerisinde gözlenen kayma-oturma yapısı.....	64
Şekil 6.34. Sorik dere kesiti.....	65
Şekil 6.35. Alttan ve üstten deforme olmamış tabakalarla sınırlı kayma-oturma yapısı....	66
Şekil 6.36. Alttan ve üstten deforme olmamış tabakalarla sınırlı kayma-oturma yapısı....	66
Şekil 6.37. Marn ve kumtaşı fasiyeslerinde gözlenen kayma-oturma yapısı.....	67
Şekil 6.38. Marn ve kumtaşı tabakalarından etkileyen kaotik çökeller.....	68
Şekil 6.39. Kaotik çökellerin yakından görünümü.....	68
Şekil 6.40. Yük kalıpları ve alev yapıları.....	70
Şekil 6.41. Yük kalıpları ve alev yapıları.....	70
Şekil 6.42. Yük kalıpları ve alev yapıları.....	71
Şekil 6.43. Yük kalıpları ve alev yapıları.....	71
Şekil 6.44. Yük kalıpları.....	72
Şekil 6.45. Yük kalıpları.....	72
Şekil 6.46. Seherdağı Üyesine ait kumtaşı tabakalarında gözlenen yük kalıpları.....	73
Şekil 6.47. Konvolüt laminasyon.....	74
Şekil 6.48. Konvolüt laminasyon.....	75
Şekil 6.49. Konvolüt laminasyon.....	75
Şekil 6.50. Klastik dayk.....	76
Şekil 6.51. Su kaçma yapısı.....	77
Şekil 6.52. Su kaçma yapısı.....	78
Şekil 6.53. Su kaçma yapısı.....	78
Şekil 6.54. Sin-sedimanter faylanma.....	79
Şekil 6.55. Sin-sedimanter faylanma.....	80
Şekil 6.56. Sin-sedimanter faylanma.....	80
Şekil 6.57. Sin-sedimanter faylanma.....	81
Şekil 6.58. Ölçülü kesitlerle ilişkili açıklamalar.....	81
Şekil 6.59. Elazığ Havzası'nın paleocoğrafyası.....	85

EKLER LİSTESİ

EK-1: Baskil (Elazığ) Çevresinin Jeolojik Haritası.



SEMBOLLER LİSTESİ

B	: Batı
D	: Doğu
GB	: Güneybatı
GGB	: Güney güneybatı
KD	: Kuzeydoğu
KKB	: Kuzey kuzeydoğu
Tk	: Kırkgeçit Formasyonu
Tks	: Seherdağı Üyesi
Tkm	: Marik Üyesi
Tku	: Kuşçular Formasyonu
Ts	: Seske Formasyonu
PlQ	: Palu Formasyonu
Pzmzk	: Keban Metaforfitleri

1. GİRİŞ

“Kırkgeçit Formasyonu’nda (Elazığ Batısı) gözlenen yumuşak çökel deformasyon yapılarının özellikleri ve oluşumu” başlıklı bu yüksek lisans tez çalışmasında, Elazığ batısında yüzeyleyen Kırkgeçit Formasyonu’nda gözlenen yumuşak çökel deformasyon yapılarının morfolojik özelliklerinin belirlenmesi ve oluşumlarının yorumlanması amaçlanmıştır.

Kırkgeçit Formasyonu Baskil batısında iki bölgeye ayrılarak incelenmiştir. Bu bölgeler; 1. Hacıtemur köyü çevresi, 2. Saluşağı köyü çevresi. Arazi çalışmaları sırasında yumuşak çökel deformasyon yapılarının gözlemlendiği lokasyonlardan Hacıtemur Köyü çevresinde 6, Saluşağı köyü çevresinde ise 3 kesit ölçülmüş ve ölçüm sırasında petrografik ve paleontolojik amaçlı örnekler alınmıştır. İki bölgede ayrı ayrı tanımlanan yumuşak çökel deformasyon yapılarının morfolojik özellikleri belirlenmiş, deformasyon ve tetikleme mekanizması yorumlanmıştır.

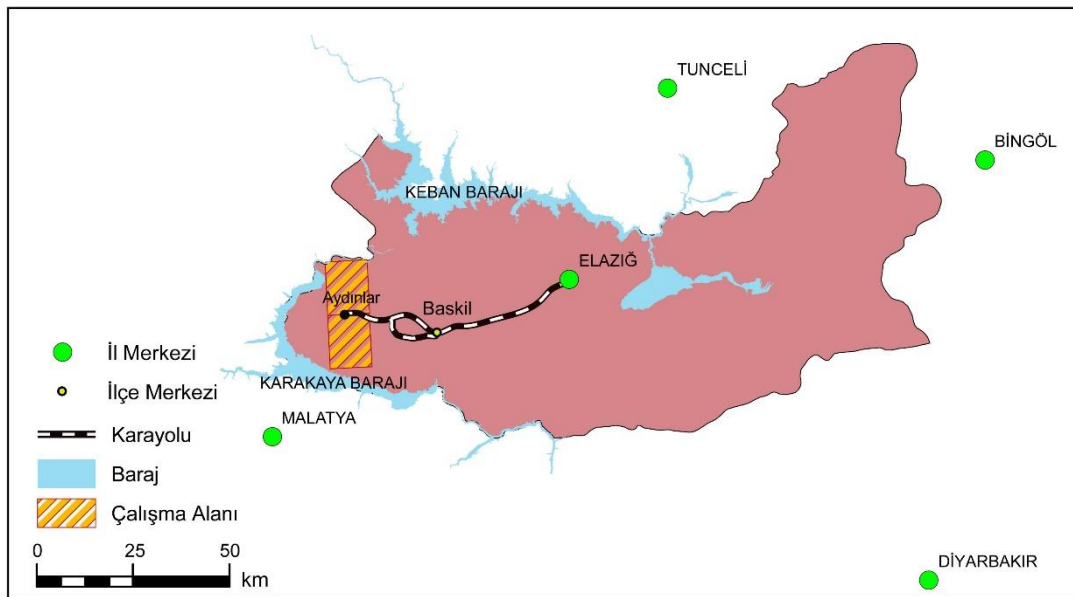
Laboratuvar çalışmalarında ise, arazi çalışması esnasında toplanan yumuşak örnekler Hidrojen peroksitte çözülerek yıkama yapılmış ve binoküler mikroskopta incelenmiştir. Sert kayaç örneklerden ince kesit yapılmış, petrografik özelliklerinin belirlenmesi amacıyla polarizan mikroskopta incelenmiştir. Bu çalışmalarla yumuşak çökel deformasyon yapılarının bulunduğu kayaçların paleontolojik ve sedimantolojik özellikleri ortaya konulmuştur.

Büro çalışmaları sırasında bölgenin jeolojik haritası ve ölçülü kesitleri Adobe Illustrator programında çizilmiştir. Ayrıca gerekli olanlarda ayrıntı göstermek amaçlı yumuşak sediment deformasyon yapılarının ayrıntılı çizimleri yapılarak morfolojik özellikleri açıklanmıştır. Literatürler ışığında, söz konusu yapıların deformasyon mekanizması ve deformasyonu başlatan mekanizma yorumlanmıştır. Ölçülen kesitlerin korelasyonu sonucu yumuşak çökel deformasyon yapılarının devamlılığı konusunda bilgiler elde edilmiştir.

2. COĞRAFİ KONUM

Çalışma alanı Toridler (Toros Orojenik Kuşağı) Tektonik Birliği içerisinde yer almaktadır. Elazığ Havzası Tersiyer’de Neotetis’in güney kolunun kapanması sırasında gelişmiş havzalardan biridir (Şekil 2.1).

Çalışma alanı Elazığ ili Baskil ilçesinin yaklaşık 35 km kuzey batısında yer alan Aydınlar beldesi güney ve güneybatı kesimlerini içerisine alan, Elazığ K41d1, K41d4 paftalarında yer almaktadır (Şekil 4.1-4.2).



Şekil 2.1. İnceleme alanının yer bulduru haritası.

3. BÖLGE İLE İLGİLİ ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Torid tektonik birliği içerisinde yer alan ve Türkiye'nin önemli tektonik yapılarından Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ve Doğu Anadolu Fay Zonu gibi iki önemli yapısal unsuru içerisinde bulunduran Elazığ ve yakın çevresi çeşitli araştırmacılar tarafından incelenmiştir. Burada, çalışma sahası ve yakın çevresinde yapılan bazı araştırmalardan bahsedilecektir.

Ketin (1966), bir yapısal model öne sürerek Pontidler (Kuzey ve Kuzeybatı Anadolu Kuşağı), Anatolidler (İç Anadolu Kuşağı), Toridler (Toroslar), Kenar kıvrımları (Güneydoğu Anadolu) olmak üzere Türkiye'yi dört ana tektonik üniteye ayırmıştır. Bu sınıflandırmaya göre çalışma alanı, Doğu Toros Orojenik Kuşağı içerisinde yer almaktadır.

Aktaş ve Robertson (1984), Elazığ'ın güneyini, Güney Neotetis'in aktif levha kenarının sınırı olarak tanımlamıştır.

Turan (1984), Baskil-Aydınlar (Elazığ) yöresinde yapmış olduğu çalışmada bölgenin tektoniğini, stratigrafisini ve paleocoğrafyasını aydınlığa kavuşturmuştur. Hor Bindirme Fayı (Aydınlar Bindirme Fayı), ilk defa bu araştırmacı tarafından saptanarak incelenmiştir.

Özkul ve Üşenmez (1986), Elazığ yakın doğusunda Güneyçayırı köyü çevresinde Kırkgeçit Formasyonunda yer alan konglomeraların sedimantolojik özelliklerini incelemişler ve derin deniz ortamında çökelen bu konglomeraları oluşturan kanallarından alınan eski akıntı yönlerinin kuzeyden güneye doğru olduğunu belirlemişlerdir.

Tatar (1987), 20.000 km²'lik bir alanda Landsat fotoğrafları üzerinde yaptığı çalışmada, Elazığ çevresinin genelleştirilmiş tektonik haritasını hazırlamıştır. Araştırmacı, Palu antiklinali ile Baskil antiklinalinin 100 km'yi aşan uzunlukta büyük bir antiklinalin doğu ve batı uç kısımlarını oluşturabileceğini belirtmiştir. Ayrıca, araştırmacı haritalanan kırıklar üzerinde istatistiksel bir ön değerlendirme yapmış ve bu kırıklardan bazılarının büyük kıvrımlarla, bazılarının da doğrultu atımlı faylarla mekanik ilişki içinde bulunduklarını belirtmiştir.

Özkul (1988), Elazığ yöresinde geniş yayılım sunan Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu'nun, inceleme alanının bir kısmını da içerisine alan Fırat nehri ile Baskil-Keban ilçeleri arasında kalan bölümlerinde yer alan derin-deniz kıvrıntılı fasiyes

topluluklarına malzeme sağlayan eski akıntılarını incelemiştir. Bu çalışmada formasyonda; i, orta, dış yelpaze, yamaç, havza düzlüğü, karbonat şelfi ve şelf n karbonat fasiyesleri belirlenmiştir.

Turan ve Bingöl (1991), ‘‘Kovancılar-Baskil (Elazığ) Arası Bölgenin Tektono-Stratigrafik zellikleri’’ başlıklı çalışmalarında, bölgenin tüm Toroslar’da olduğu gibi yoğun tektonik olayların izlerini taşıdığını, özellikle Geç Kretase ve Miyosen’in tektonizmanın en şiddetli geçtiği dönemler olduğunu belirtmişlerdir. Bu nedenle bölgede stratigrafik birimler arasında özellikle bindirme tektoniği ağırlıklı olmak üzere çok sık tektonik dokanaklar izlendiğini vurgulamışlardır.

Aksoy (1993), Elazığ batı ve güneyinin genel jeolojik özelliklerini incelediği çalışmasında; bölgedeki bindirme faylarının, Geç Kretase sonrası ve Erken Miyosen sonrası olmak üzere iki ayrı dönemde geliştiğini belirtmiştir. Araştırmacı aynı çalışmasında Kırkgeçit Formasyonu’nun oluşumundan sonraki dönemde bölgede etkili olan yaklaşık KD-GB doğrultulu basınç gerilmesiyle, KD-GB doğrultulu eksene sahip bir antiklinal oluşturacak şekilde kıvrımlandığını belirtmiştir.

İnceöz, 1994, Elazığ yakın kuzeyi ve doğusu’nun jeolojik özelliklerini inceleyerek, bölgedeki gerek kıvrımlı yapıların gerekse bindirme faylarının yaklaşık KKB-GGD doğrultulu basınç gerilmesi altında oluşmuş tektonik yapılar olduğunu ve bu yapıları oluşturan basınç gerilmesinin, Arabistan Levhası’nın kuzeye yönelik bağıl hareketinden kaynaklandığı görüşünü savunmuştur.

Aksoy vd. (1996), Elazığ Havzası’nda yüzeyleyen Tersiyer birimleri üzerinde yaptıkları çalışmalarla, havzanın bu dönemdeki gelişimini ortaya koymuşlardır. Araştırmacılar, Elazığ Havzası’nın Tersiyer’deki gelişiminin büyük ölçüde Neotetis’in güney kolunun kapanmasını sağlayan olaylarla kontrol edildiğini belirtmişlerdir.

Aksoy ve Turan (1997), Van ve Elazığ yörelerinde geniş yayılımlar sunan Kırkgeçit Formasyonundaki olistolit yerleşimlerini inceledikleri çalışmada, incelme alanındaki (Slik Tepe) olistolitlerin derin deniz okelleri içinde yer aldıklarını belirtmişlerdir. Bu olistolitlerin, blok faylanmayla yükselmiş ve havza tabanını oluşturan Keban Metamorfitlerinden türemiş olduklarını savunmuşlardır.

Türkmen vd. (1999), Elazığ kuzeyinde Kırkgeçit Formasyonu üzerinde yaptıkları sedimantolojik çalışmalarda birimin gel-git düzlüğü ve karbonat şelfi ortamında çökeldiğini ve şelfin zamanla kuzeyden güneye doğru ilerlediğini belirtmişlerdir.

Aygen (2000), Akuşığı köyü (Baskil) çevresinde yapmış olduğu ayrıntılı biyostratigrafik ve paleontolojik araştırmalar sonucu Kırkgeçit Formasyonu'nun yaşını Bartoniyen, Alibonca Formasyonu'nun yaşını ise Alt Miyosen olarak vermiştir.

Türkmen vd. (2001), Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu ile Orta Eosen-Üst Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu arasında bir uyumsuzluğun olmadığını, eosen çökellerindeki yerel stratigrafik farklılıkların ise Elazığ çevresinin Eosen dönemindeki coğrafyası ve Neotetis'in bölgedeki yayılımını denetleyen jeotektonik olaylarla ilişkili olduğunu belirtmişlerdir.

Toros Orojenik Kuşağı'nın doğu kesiminde geniş yayılıma sahip Neotetis'e ait Tersiyer çökellerinin Elazığ çevresindeki yüzeylemelerinde yaptıkları çalışmada, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Seske Formasyonu ile Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu arasındaki ilişkinin uyumlu olduğunu belirtmişlerdir.

Ertürk (2001) ve Türkmen ve Ertürk (2002), Akuşığı köyü (Baskil) çevresinde yapmış olduğu sedimantolojik çalışmalar sonucu 7 fasiyes, 3 fasiyes topluluğu belirlemiştir. Fasiyes topluluklarını; karbonat şelfi, yamaç ve tepecik resifleri oluşturur.

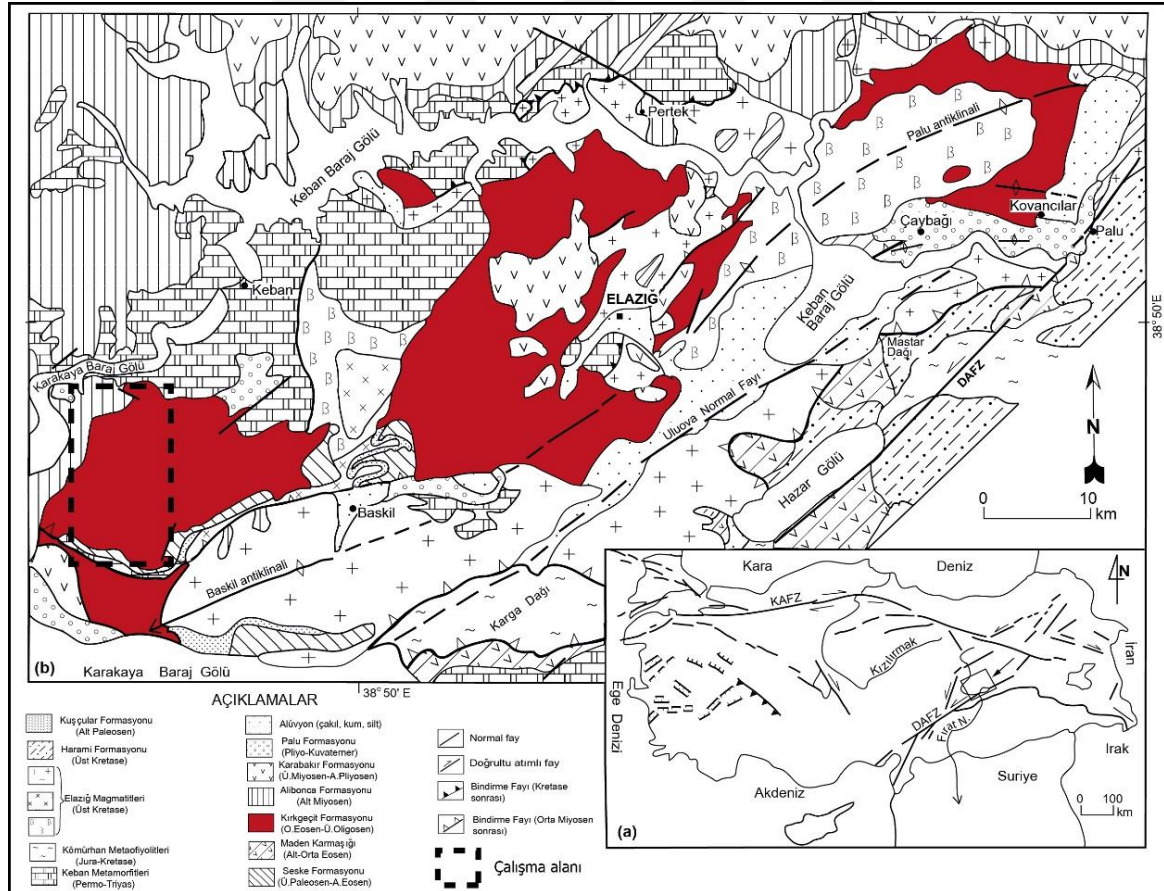
Cronin vd., 2000, Güneyçayırı çevresinde Kırkgeçit Formasyonu'nda havza-yamaç geçişinde dört yüzey tanımlamıştır. Yüzey 1 yamaç istifinin tabanını temsil etmektedir. Yüzey 2 ve 3 debritleme ve kayma-oturma yapılarının tabanını, 3 ve 4 nolu ara yüzeyler yeniden işlenmiş malzemenin oranının arttığı yukarıya doğru sığlaşan yamaç fasiyesinden oluşmuştur.

Cronin vd., 2005, Baskil yakınında Kırkgeçit Formasyonu'nda derin su kanal çökelleri serisi tanımlamıştır.

4. STRATİGRAFİ

Elazığ Havzası Tersiyer’de Neotetis’in güney kolunun kapanması sırasında gelişmiş havzalardan biridir. KD-GB yönünde uzanan Elazığ Havzası Doğu Toroslar’da yer almaktadır. Doğu’da Palu ilçesi, kuzeyde Peri çayı ve Keban Baraj Gölü, batı ve güneybatıda Fırat nehri ve güney doğusunda Karga Dağı ve Master Dağı tarafından sınırlanmaktadır. Havzada Permo Triyas’dan Pliyo-Kuvaterner’e kadar değişik yaşta metamorfik, magmatik ve sedimanter kayalar yüzeylemektedir (Şekil 4.1).

İnceleme alanında ki birimler yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanır: Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfikleri, Senoniyen yaşlı Elazığ Magmatitleri, Maastrichtiyen yaşlı Harami Formasyonu, Alt Paleosen yaşlı Kuşçular Formasyonu, Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı Seske Formasyonu, Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu, Pliyo-Kuvaterner yaşlı Palu Formasyonu ve günümüz alüvyonlarıdır (Şekil 4.3).



Şekil 4.1. Elazığ çevresinde Kırkgeçit Formasyonu’nun dağılımını ve çalışma alanını gösteren jeolojik harita (Turan, (1993)’den değiştirilerek alınmıştır).

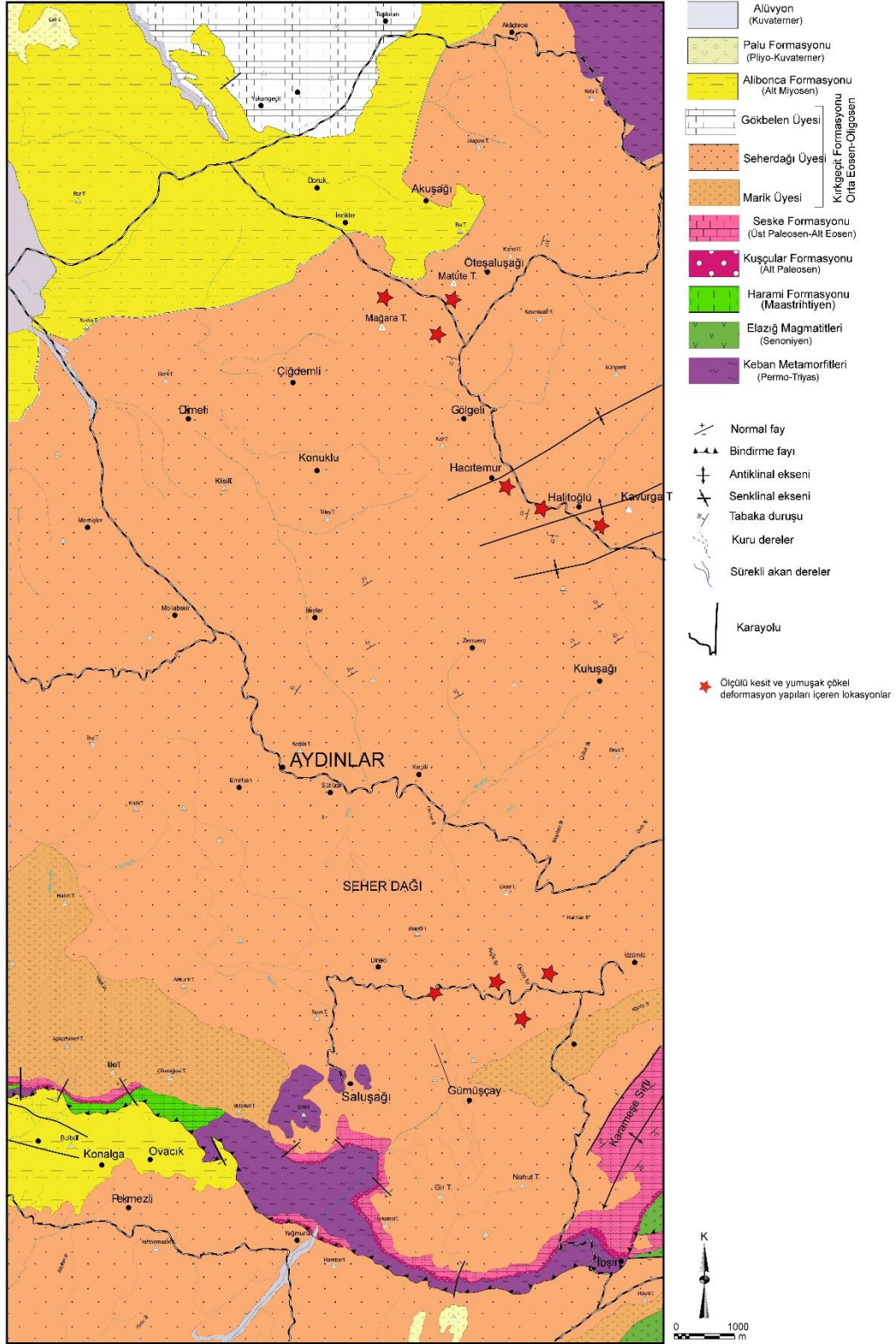
4.1. Keban Metamorfitleri

İnceleme alanında mermer, şist ve rekristalize kireçtaşlarıyla temsil olunan birim Elazığ çevresinde en geniş yayılımını Keban ilçesi çevresinde sunmaktadır. Birim ‘‘Keban Metamorfitleri’’ adı altında ilk defa Özgöl (1976) tarafından kullanılmış ve Batı Toroslarda görülen Alanya birliğine dahil edilmiştir.

Aydınlar bindirme fayı’nın ön cephesinde yüzeylemeler sunan birim, İbşir köyünden inceleme alanına girerek D-B yönünde yer yer daralıp yer yer genişleyerek, çalışma alanının en batısına kadar yüzeylemeler sunar (Şekil 4.2-4.5). Ayrıca çalışma alanının kuzey doğusunda da yüzeyleme vermektedir.

Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu, birimi nonkonformite ile örter. Keban Metamorfitleri inceleme alanında litolojik olarak siyah, gri, beyaz mermer ve rekristalize kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Çok çatlaklı ve kırıklı olan bu mermer ve rekristalize kireçtaşlarının çatlakları ikincil kalsit kristalleriyle doldurulmuştur. Çoğunlukla masif görünümlü olan bu metamorfik birim, yer yer orta kalın tabakalanma gösteren seviyeler de içermektedir Keban Metamorfitleri’ne ait rekristalize kireçtaşı-kalkşist litolojisi içerisinde *Glomospira*, *Ammodiscus* ve *Hemigordius* gibi fosiller saptayan Kipman (1981) rekristalize kireçtaşı-kalkşist ve mermerlerin Permo-Karbonifer, metakonglomera-kalkfillit’lerin ise Triyas yaşlı olduğunu belirtmiştir (Turan, 1984).

BASKİL (ELAZIĞ) - AYDINLAR YÖRESİNİN JEOLojİK HARİTASI



Şekil 4.2. Çalışma alanının (1 ve 2. Bölgelerin) jeolojik haritası (Turan, 1984'den değiştirilerek alınmıştır).

YAŞ	BİRİM	ÜYE	KALINLIK (m)	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
Kuvaterner					Alüvyon
Pliyo Kuvaterner	Palu For.		50		Diskordans Polijenik heterojen konglomera
Alt Miyosen	Alibonca Formasyonu		750		Diskordans Konglomera, kumtaşı-marn ardalanması, kumlu kireç taşı
Orta Eosen - Oligosen	Kırkgeçit Formasyonu	GÖKBELLEN	1400		Diskordans
		Seherdağı			Kumtaşı-marn ardalanması, mermer olistolitleri içeren kumtaşı-çamurtaşı ardalanması, kireçtaşı
		Marik	800		Konkordans Konglomera
Üst Paleosen - Alt Eosen	Seske Formasyonu		200		Diskordans Masif - kalın tabakalı kireçtaşı
Alt Paleosen	Kuşçular Formasyonu		150		Diskordans Konglomera
Maastrichtiyen	Harami Formasyonu		100		Diskordans Konglomera, kumtaşı, kumlu kireçtaşı
Senoniyen	Elazığ Magmatitleri				Diskordans Diyorit, diyabaz, mikrodiyorit,
Permo - Triyas	Keban Metamorfileri				Diskordans Mermer , rekristalize kireçtaşı, şist

Şekil 4.3. İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik kesiti. (Turan, 1984'den değiştirilerek alınmıştır.).



Şekil 4.4. Keban Metamorfitlelerinden bir görünüm. Çalışma alanının kuzeydoğusu (Karakaya Baraj Gölü).



Şekil 4.5. Keban Metaforfitlerine ait mermerler. Yağmurlu köyünün kuzeyi. Bakış; K'e

4.2. Elazığ Magmatitleri

Perinçek (1979), Hakkari ili Yüksekova ilçesi civarında yapmış olduğu çalışmada, Elazığ Magmatitlerine eşdeğer olan birim için “Yüksekova Karmaşığı” ismini kullanmıştır. Bu çalışmanın bir bölümünün yapıldığı Baskil yöresinde daha önce yapılan çalışmalarda; Yazgan (1984) ve Asutay (1985) ‘‘Baskil Magmatitleri’’, Akgöl (1987) ise ‘‘Baskil Granitiyodi’’ gibi daha yerel adlandırmaları tercih etmişlerdir. Turan vd. (1995) birimi ‘‘Elazığ Magmatitleri’’ adı altında incelemişlerdir. Aksoy ve Turan (1997) Elazığ ve çevresindeki yüzeylemelerinde birimin, Yüksekova Karmaşığı’na eşdeğer olduğunu belirtmekle beraber, Van yöresindeki Yüksekova Karmaşığına göre daha düzenli bir içyapıya sahip olmasından dolayı birimi “Elazığ Magmatitleri” ismi altında incelenmiştir.

Elazığ Magmatitleri çalışma sahasında harita alanının güneydoğu tarafında gözlenmiştir. Birim, Ömeridandik köyü civarında ve İbşir köyünün doğu ve kuzey doğu kesimlerinde yüzeylemeler sunmaktadır.

Çalışma alanında magmatik kayalarla temsil edilen tek birim Elazığ Magmatitleridir. Elazığ ve çevresinde geniş bir yüzeylemeye sahip olan birim çalışma alanında dar bir yüzeyleme sunmaktadır. Genel olarak diyabazlarla temsil edilen birim içerisinde mikrodiorit ve mikrogabrolarda gözlenmektedir (Şekil 4.6-4.7).

Turan ve Bingöl (1991) Elazığ Magmatitleri’nin yaşını, radyometrik yaş tayini ve karmaşık içerisindeki tortullardan alınan örneklerde saptanan fosillere dayanılarak geniş aralıkta Senoniyen olarak kabul etmişlerdir.



Şekil.4.6. Elazığ Magmatitlerine ait diyabazlar.



Şekil.4.7. Elazığ Magmatitlerine ait diyoritlerden bir görünüm.

4.3. Harami Formasyonu

İnceleme alanında polijenik heterojen konglomera, kumtaşı ve kumlu kireçtaşı litolojileri ile temsil edilen birim, tipik yüzleşini Adıyaman ili Gölbaşı ilçesi kuzeyinde Harami köyü yakınlarında sunmaktadır. Birim ilk defa Erdoğan (1975) tarafından tanımlanmış ve “Harami Formasyonu” olarak adlandırılmıştır.

İnceleme alanında Harami Formasyonu, tabanında konglomera üste doğru kumtaşları ve kumlu kireçtaşı litolojileri ile temsil edilir Birim konglomeralarla başlayarak üste doğru dereceli olarak kumtaşlarına geçmektedir. Konglomeraların çakılları tamamen metamorfik kökenli olup, Keban Metamorfitlerinin değişik şist ve mermer birimlerinden türemiştir. Konglomeralar üzerine, 5-10 m kalınlığına sahip kumtaşları gelmektedir. Bu kumtaşları konglomeralarla dereceli geçişlidir. Sarı ve yer yer kırmızı renkte gözlenen bu kumtaşları ince-orta tabakalanma göstermektedirler. Harami Formasyonu’nun en üst litolojik birimini kumlu kireçtaşları oluşturmaktadır. Tabanındaki kumtaşları ile uyumlu ve dereceli geçişlidir. Gri-beyaz renkli, bol çatlaklı, çatlakları ikincil kalsitlerle doldurulmuş olup sert ve aşınmaya karşı dayanımlı olmaları nedeniyle topoğrafyada belirgin çıkıntılar oluşturmaktadırlar.

Turan (1984) Baskil-Aydınlar bölgesinde yapmış olduğu çalışmada Harami Formasyonu’nun tavanını oluşturan kireçtaşlarından derlenen örneklerde; *Globotruncana* sp., *Orbitoides* sp., *Rotalia*, *Stomiosphaera*, *Rudist* kavkıları gibi fosilleri saptayarak birime Geç Maastrichtiyen yaşını vermiştir. Son yıllarda yapılan paleontolojik incelemeler sonucunda formasyonda; *Hippurites* cf. *variabilis*, *Sabinfarranjica*, *Mitrcaprina* cf. *bulgarica*, *Radiolites* sp. ve *Joufia* sp. gibi Rudist türleri ve *Orbitoides medius*, *Orbitoides apiculatus*, *Smoutina cruysi*, *Omphalocyclus macroporus*, *Hellonocyclina beotica*, *Siderolites caldirapoides* ve *Sirtina orbitoidiformis* gibi bentik foraminifer türlerine rastlanmıştır (Aksoy vd., 1999). Bu fosil topluluğu esas alınarak, bu çalışmada Harami Formasyonu Maastrichtiyen yaşı altında incelenmiştir

Harami Formasyonu, litolojik özellikleri ve içerdiği fauna topluluğuna göre, fazla derin olmayan ve başlangıçta yüksek enerjili bir ortamdan sonra giderek enerjisi düşen bir ortamda çökelmiştir. Formasyon’un tabanındaki düzensiz boylanmalı konglomera ve kumtaşları yüksek enerjili ortamları karakterize ederken, üstteki resifal kireçtaşları sığ ve berrak ortamda, resifin açık denize bakan kısmında oluşmuş platform tipi kireçtaşlarını karakterize etmektedir (Turan, 1984).

4.4. Kuşçular Formasyonu

İlk defa Alkumru (1962) Keban baraj yeri ile ilgili çalışmaları sırasında, Keban'a bağlı Kuşçular köyü civarında Paleosen-Eosen yaşı verdiği birim için Kuşcu formasyonu adını kullanmıştır. Elazığ çevresinde daha sonra yapılan çalışmalarda (Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986; Özkul, 1988; Turan ve Bingöl, 1991) bölgede Erken Paleosen'de karasal ortam koşullarının egemen olduğu ve bu koşullarda kırmızı konglomeralar ile temsil edilen bir birimin varlığı saptanmıştır.

Kuşçular Formasyonu Elazığ yöresinde yüzeyleme verdiği hemen her yerde dar bir şerit halinde Seske Formasyonu'nun tabanında yer alır. Bazen de inceleme alanının bir bölümünde olduğu gibi Kırkgeçit Formasyonu'nun tabanında görülür (Şekil 4.8-4.10). Kırmızı, bordo ve yer yer alacalı renkler sunan Kuşçular Formasyonu çakıllı kumtaşı, çamurtaşı, kumtaşı, tabakalı ve yumrulu jips, jipsli çamurtaşı ve konglomeralardan oluşur (Şekil 4.9.). Kuşçular Formasyonu, en altta kumtaşı ve kırmızı çamurtaşları ile başlamakta, bunların üzerine laminalı ve yumrulu jips ara katkıları içeren çamurtaşları gelmektedir. Jipsli düzeylerin yanıl devamlılığı sınırlı olup, 150 m kadardır. Genellikle kırmızı çamurtaşları ile yanıl geçişlidirler. Havzanın hemen hemen her tarafında formasyonun en üst seviyelerini konglomeralar oluşturur. İnceleme alanının kuzeyinde yoğunlaşan konglomeralar, güneye doğru tabakalı konglomera ve kumtaşları ile geçişlidir. Birim alüvyal yelpaze fasiyes topluluğu (iç yelpaze, orta yelpaze ve dış yelpaze) ve kuru çamur düzlüğü-playa fasiyes topluluklarından oluşmuştur (Turan ve Türkmen, 1996).

Kuşçular Formasyonu tabanında Üst Maestrihtiyen yaşlı Harami Formasyonu üzerine uyumsuz olarak gelirken, Orta Paleosen-Erken Eosen yaşlı Seske Formasyonu tarafından uyumsuz olarak üstlenir. Birime açıklanan bu stratigrafik ilişkiye dayanılarak Erken Paleosen yaşı verilmiştir.



Şekil 4.8. Kuşçular (Tku) ve Seske (Ts) Formasyonları arasındaki ilişki.



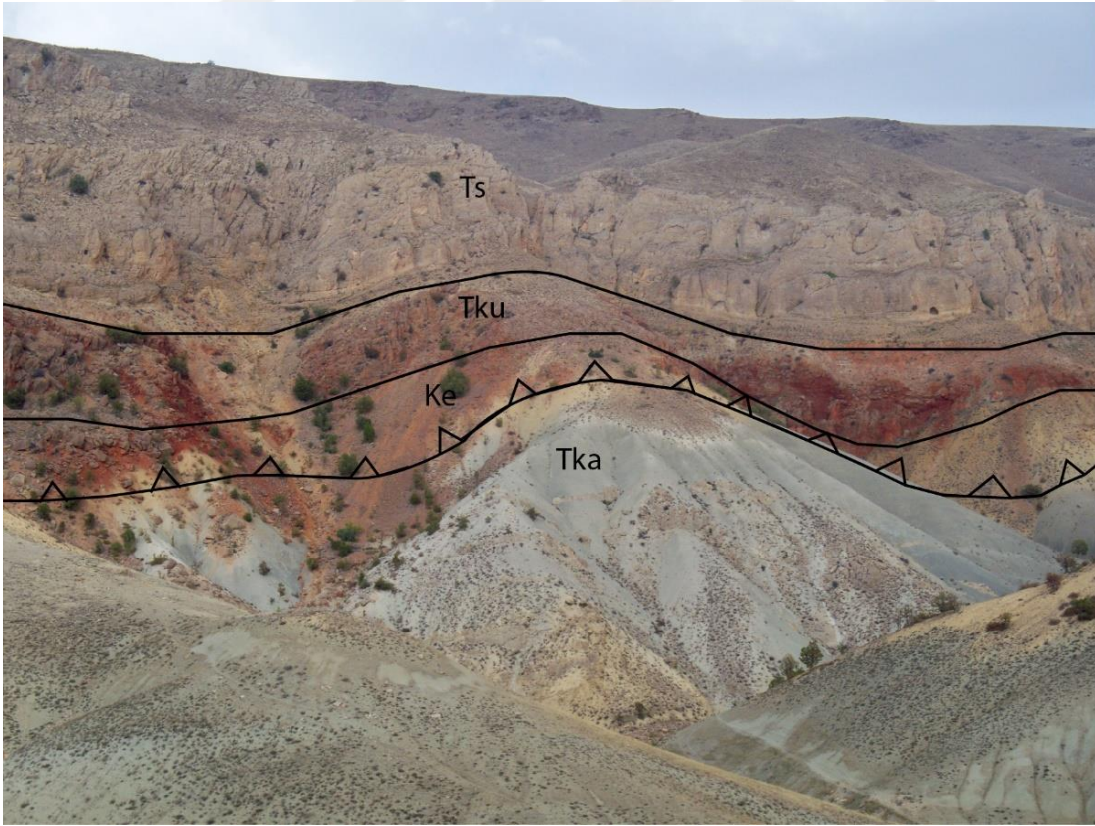
Şekil 4.9. Kuşçular Formasyonuna ait konglomeralardan görünüm. İbşir kayalıkları. Bakış;K'e.



Şekil 4.10. Kuşçular Formasyonuna ait bir görünüm.

4.5. Seske Formasyonu

İnceleme alanında kireçtaşları ile temsil edilen birim (Şekil 4.11-4.13), ilk defa Erdoğan (1975) tarafından, Adıyaman ilinin Gölbaşı ilçesine bağlı Seske Köyü çevresinde tanımlanmış ve “Seske Formasyonu” olarak adlandırılmıştır. Seske Formasyonu inceleme alanında, gri-beyaz renkli, bol çatlaklı, ileri derecede karstlaşma gösteren kireçtaşlarından ibarettir. Seske Formasyonu tabanındaki Kuşçular Formasyonu ile uyumsuz olup, keskin geçişlidir. Bu birim içerisindeki kireçtaşları bol oranda kum taneleri içerir. Kum içeriği üst seviyelere doğru giderek azalır. Bölge ve yakın çevresinde yapılan çalışmalarda (Erdoğan, 1975; Perinçek, 1979; Turan, 1984; Asutay, 1985; Asutay ve Turan, 1986) elde edilen fosil içerikleri ve son yıllarda yapılan çalışmalar referans alınarak birim Geç Paleosen-Erken Eosen yaşı altında incelenmiştir. Turan (1984) bu formasyonda yaptığı incelemeler sonucunda : *Nummulitidae (Ranikothalia ?)*, *Nummulitidae (Assilina ?)*, *Alveolina*, (*Glomalveolina*) sp., *Idalina* sp., *Algae*, *Fabularia* sp., *Gypsina* sp., *Discocyclina* sp. gibi fosil türleri saptayarak formasyona Tanesiyen-Erken Eosen yaşını vermiştir. Turan (1984) ve Asutay (1985) formasyonun resif gerisi sığ lagün ortamda çökeldiğini belirtmişlerdir.



Şekil 4.11. Elazığ Magmatitleri (Ke), Kuşçular Formasyonu (Tku), Seske Formasyonu (Ts) ve Alibonca Formasyonu (Tka) arasındaki ilişki. Konalga köyünün kuzeybatısı. Bakış K’e.



Şekil 4.12. Seske Formasyonunda gözlenen Nummulites fosilleri.



Şekil 4.13. Seske Formasyonu ve Kuşçular Formasyonu arasındaki ilişkiyi gösteren bir fotoğraf.

4.6. Kırkgeçit Formasyonu

Elazığ ve çevresinde geniş yayılımlar sunan formasyon ilk olarak Van'ın güneydoğusunda Kırkgeçit Köyü çevresinde tanımlanmış ve "Kırkgeçit Formasyonu" olarak adlandırılmıştır (Perinçek, 1979). Daha sonraki yıllarda birimde üzerinde birçok araştırma yapılmıştır (Asutay, 1985; Özkul, 1988; Aksoy, 1988, 1993; Turan ve Bingöl, 1991; İnceöz, 1994).

Turan (1984), çalışma alanının doğu kesimlerini içerisine alan bölgede yapmış olduğu çalışmada, Kırkgeçit Formasyonu'nu Konglomera ve Fliş Üyesi olmak üzere iki üyeye ayırmış ve haritalamıştır. Asutay (1985), Baskil çevresinde yaptığı çalışmada, Kırkgeçit Formasyonuna ait konglomeraları Marik üyesi, kumtaşı-kiltaşı-marn ardalanmasından oluşan birimleri ise fliş üyesi olarak ayırmış ve haritalamıştır. Özkul (1988) çalışma alanının bir kısmını içerisine alan Elazığ batısında yaptığı çalışmada Kırkgeçit Formasyonu'nu alttan üste doğru Marik Üyesi, Seherdağı Üyesi, Kekliktepe Üyesi ve Gökbelen Üyesi olmak üzere dört üyeye ayırarak incelemiştir.

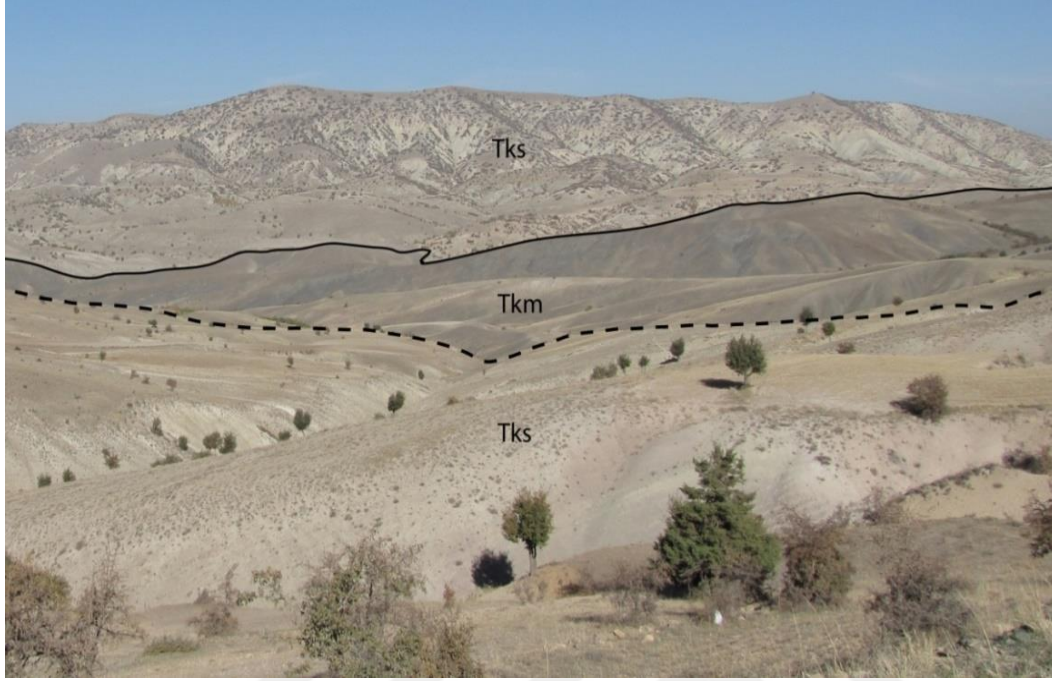
Bu çalışmada birimi, göstermiş olduğu litolojik farklılıklara göre, "Marik Üyesi", "Seherdağı Üyesi" ve Gökbelen Üyesi adıyla üç üye adı altında incelenmiştir.

4.6.1. Marik Üyesi

Özkul (1982) Elazığ doğusunda yapmış olduğu çalışmada, eşdeğer birim için "Balkaya Konglomera Üyesi" adını kullanırken, Elazığ batısında yaptığı çalışmada Marik Üyesi adını kullanmıştır (Özkul, 1988). Turan (1984) inceleme alanı doğusunda yapmış olduğu çalışmada birimi "Konglomera Üyesi" adı altında çalışmıştır.

Kırkgeçit Formasyonu'nun tabanını oluşturan bu üye birimin bütün tabanı boyunca gözlenmemektedir (Şekil 4.14-4.15). Bu birimde yapılan incelemeler sonucu yumuşak çökel deformasyon yapısına rastlanmamıştır. Marik Üyesi arazide alacalı bir renk ve orta-kalın tabakalanma sunan konglomeralardan oluşmaktadır. Bu konglomeraları oluşturan çakılların asıl kaynağını Keban Metamorfikleri ve Elazığ Magmatitleri oluşturmakla birlikte az oranda Harami Formasyonu'na ait kireçtaşı çakılları da bulunmaktadır. Konglomeralar içerisinde yer yer kumtaşı seviyeleri de gözlenmektedir. Bu konglomeralarda tabakalanma düzlemleri iyi gelişmemiş olup, ölçü alımına elverişsizdirler. Konglomeralar, farklı büyüklükteki köşeli ve yuvarlak çakıllardan oluşmaktadır. Çakıl boyutları, iri kum boyundan 1 m'ye kadar varabilen çok iri blok

boyutu arasında değişmektedir. akıl boyutları birimin tabanından tavanına doğru giderek kld ve yuvarlaklaşma derecesinin arttığı belirlenmiştir.



şekil 4.14. Marik yesi (Tkm) ile Seherdağı yesi (Tks) arasındaki ilişkiyi gösteren şekil. Seherdağı Güney yamacı. Bakış; K'e.



şekil 4.15. Marik yesine ait bir görünüm. Marik Köyü güneyi

4.6.2. Seherdağı Üyesi

Özkul (1988), inceleme alanının doğu kesimlerini de kapsayan Elazığ batısında yaptığı çalışmada, Marik Üyesi adı altında incelediği konglomeratik tortul kayaçlar dışında kalan diğer türbiditik birimleri “Seherdağı Üyesi” adı altında incelemiştir. Baskil-Aydınlar çevresinde incelemeler yapan Turan (1984), aynı birimleri “Filiş Üyesi” başlığı altında incelemiştir. Aynı bölgede incelemeler yapan Asutay (1985), Kırkgeçit Formasyonu’nu anlatırken Seherdağı üyesine karşılık gelen çökelleri “filiş” olarak tanımlamıştır (Şekil 4.16).

4.6.2.1. Dağılım ve Konumu

Çalışma alanında çok geniş bir yüzeylemeye sahip olan birim Aydınlar bindirme fayına bağlı olarak otokton ve paraallokton olmak üzere iki ayrı konumda temsil edilmektedir. Birim, harita alanının kuzey kesimlerinde verdiği yüzeylemelerde paraallokton bir konuma sahip olup, Seske Formasyonu’nu uyumsuz şekilde örtmektedir. Marik Üyesi üzerinde ise uyumlu bir şekilde yer almaktadır. Harita alanının güney kesimlerinde verdiği yüzeylemelerde ise otokton bir konuma sahip olup, Keban Metamorfikleri birim üzerinde tektonik dokanakla yer alırken, Alibonca ve Palu Formasyonu tarafından uyumsuz bir şekilde örtülmektedir.



Şekil 4.16. Seher Dağı üyesinden görünüm. Nohut tepe güney yamacı. Bakış; KB’ya.

4.6.2.2. Litoloji

Konglomeralar üzerine marnlarla ardalanmalı kumtaşları gelmektedir (Şekil 4.17). Bu birimler arazide düzenli bir tabakalanma sunmaktadır. Bu litoloji inceleme alanında geniş bir alanda gözlenmektedir. Tabanda derecelenmeli tabakalanma gösteren kumtaşlarıyla başlayarak, dereceli olarak marnlara geçmektedir ve en son kil oranı yüksek marnlarla sona erer. Yapılan çalışmalarda ideal bir türbidit istifine rastlanılmamıştır. Genel olarak Bouma istifinin A bölümü (dereceli bölüm) yaygın olarak gözlenmektedir, C bölümü (çapraz laminalı bölüm) ise çok nadir olarak gözlenmektedir. Kumtaşlarında tabaka altı ve tabaka içi yapılar yoğun olarak gözlenmektedir. Türbiditik akıntılar sonucunda kazanılan ve tabaka içi yapıların başında gelen dereceli tabakalanma kumtaşlarında iyi gözlenmektedir. Türbiditik akıntıları simgeleyen tabaka altı tortul yapılardan arazide gözlenenler şunlardır; kaval yapıları (Şekil 4.18), kayma izleri, hafif çarpma izleridir.



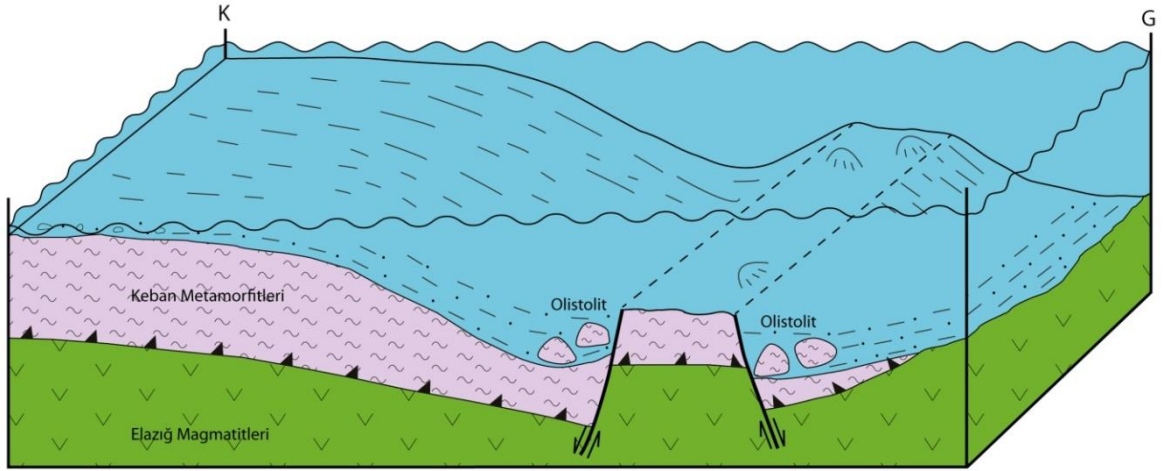
Şekil 4.17. Seherdağı Üyesi'ne ait kumtaşı-marn ardalanmasından görünüm. Çilehare deresi. Bakış; K'e. (37S463950D/4271500).



Şekil 4.18. Seherdağı Üyesi'ne ait kumtaşlarının tabanında gözlenen kaval yapıları. Kuçık sırtı güney yamacı.

Kumtaşı-marn ardalanması üzerinde çakıllı çamurtaşı-kumtaşı ardalanması yer almaktadır. Bu litoloji en iyi Seher dağı güney eteklerinde gözlenmektedir. Koyu gri renkli masif çamur içerisine yerleşmiş çakıllar genellikle çok olgundur. Çoğunlukla Elazığ Magmatitlerine ait granit ve bazalt ve diyorit ve Keban Metamorfitlelerinden türemiş çakıllar bulunmaktadır.

Birim içerisinde Keban Metamorfitleleri'nin mermerlerinden türemiş büyük boyutta olistolit blokları belirlenmiştir. Kırkgeçit havzası'nın Orta Eosen'de kıtasal kabuk üzerinde bir yay ardı havza olarak geliştiği ve tabanının blok faylanmayla kontrol edildiği çeşitli araştırmacılar tarafından kabul görülmüştür (Aksoy ve diğ., 1996; Turan ve diğ., 1995). Aksoy ve Turan (1997), değişik fasiyeslerin yanal ve düşey yöndeki ani geçişlerini buna delil olarak göstererek, havza tabanının blok faylı yapıda olmasını olistolit türemesi ve yerleşimini kolaylaştıran neden olarak belirtmişlerdir (Şekil 4.19).



Şekil 4.19. Bölgedeki olistolitlerin oluşumunu gösteren blok diyagram (Aksoy ve Turan, 1997).

4.6.2.3. Fosil Topluluğu ve Yaşı

Turan (1984), Baskil-Aydınlar çevresinde yaptığı çalışmada formasyondan derlediği örneklerle belirlediği; *Nummulites* ex. gr. *Fabiani*, *Nummulites fichteli* Michelotti, *Alveolina* sp., *Assilina* sp., *Globorotalia* sp., *Orbitoides* sp., *Gypsina* sp., *Discocyclus* sp., Miliolidae, Algae gibi fosillere dayanarak birime, Lütesiyen-Üst Oligosen yaşı vermiştir. Asutay (1985), Baskil çevresinde yaptığı çalışmalarda, Kırkgeçit Formasyonu'nun farklı kesimlerinde derlediği örneklerde saptadığı fosillere dayanarak birime Orta Eosen-Geç Oligosen yaşı vermiştir.

Aksoy (1988) Van'ın doğu ve kuzey doğusunda yaptığı çalışmada Kırkgeçit Formasyonu'nun yaşı Orta Eosen-Erken Miyosen olarak saptamıştır. Özkul (1988), Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde yaptığı çalışmalarda, formasyondan derlediği örneklerde saptadığı fosillere dayanarak, birime Orta Eosen-Geç Oligosen yaşı vermiştir.

4.6.2.4. Oluşum Ortamı

Kırkgeçit Formasyonunu meydana getiren litolojik birimler ve bunların içerdiği fosil topluluğu, formasyonun çökeldiği havzada farklı fasiyeslerin hüküm sürdüğünü göstermektedir. Birim, yanal ve düşey yönde sürekli birbirlerine dereceli geçiş sunan kayaç topluluklarıyla temsil edilmektedir. Bu kayaçlardan bir kısmı oldukça sığ ortam çökellerini, bir kısmıda filiş fasiyesinde türbiditik akıntılarla oluşmuş derin deniz çökellerini karakterize etmektedir. Bu durum Kırkgeçit Formasyonu'nun oluştuğu ortamın zaman ve mekan içinde önemli fasiyes değişimleri sunduğunu ortaya koymaktadır (Turan, 1984).

Elde edilen veriler formasyonun çökelme ortamının; başlangıçta sığ ve yüksek enerjili bir ortam olduğunu göstermiştir. Bu ortamda birime ait düzensiz boylanmalı konglomeralar çökelmiştir. Konglomeralar içerisinde ara seviyeler halinde bulunan kumtaşlarının bolca neritik ortam foraminiferleri içermesi, çökelmenin sığ bir ortamda gerçekleştiğinin kanıtıdır (Turan, 1984).

Bu sığ ve yüksek enerjili ortam yerini zamanla, sığ enerjisi düşük yani sakin bir ortama bırakmış ve bu ortamda, killi-kumlu kireçtaşları çökelmiştir. Killi kireçtaşları ortamın başlangıçta biraz derin ve durgun olduğunu göstermektedir. Bununla beraber, hızlı çökel birikimi ile ortam giderek sığlaşmış ve bu sığ ortamda, bol *Nummulit* ve *Alg* fosilleri içeren kumlu platform tipi kireçtaşları oluşmuştur. Özellikle kumlu kireçtaşları içerisinde, yanal devamlılıkları sürekli olmayan kanal dolgusu şeklinde sıkça konglomera ve iri taneli kumtaşı araseviyelerine rastlanması ortamın duraysız olduğunu göstermektedir. Kumlu kireçtaşları çökelimini takiben, havza sübsidans bir karakter kazanmış ve tabanda hızlı bir çökelme oluşmuştur. Bunun sonucu olarak çökelme havzası hızla derin deniz ortamına dönüşmüştür. Bu ortamda filiş fasiyesinde çökeller meydana gelmiştir (Turan 1984).

4.6.3. Gökbelen Üyesi

Birim ilk defa Özkul (1988) tarafından tanımlanmış ve haritalanmıştır. Birim çalışma alanının kuzeyinde Keban Metamorfitlerini uyumsuz olarak üzerler. Güneyde Seherdağı üyesi ile yanal-düşey geçişlidir. Tavanında ise Alibonca Formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenir.

Birim kalın tabakalı masif kireçtaşları ile temsil edilir. *Nummulites* fosillerinin yoğun olarak gözlendiği seviyeler gözlenmiştir (Şekil 4.20-4.21). Bol çatlaklı olan bu kireçtaşlarında yoğun karstlaşma gözlenmiştir. Özkul (1988) birimden tespit ettiği fosillere göre üyeye Orta-Geç Eosen yaşını vermiştir. Aygen (2000) çalışma alanında bu birimde yaptığı ayrıntılı paleontolojik çalışmalara göre birime Orta Eosen (Bartoniye) yaşını vermiştir. Birimde yapılan sedimantolojik-petrografik çalışmalar sonucu birimin karbonat şelfinde çökeldiği tespit edilmiştir.



Şekil 4.20. Gökbelen üyesine ait kireçtaşlarında gözlenen *Nummulites* fosilleri. Kızıлтаş Tepe. Bakış; K'e. (37S461800D/4286428K)



Şekil 4.21. Gökbelen Üyesine ait şelf kireçtaşlarından bir görünüm. Yukarıgeçit köyü kuzeydoğusu. Bakış;K'e.

4.7. Alibonca Formasyonu

Alibonca Formasyonu ilk defa Soyutürk (1973) tarafından Muş ili kuzey batısında Alibonca yöresinde adlandırılmış ve tanımlanmıştır.

Alibonca formasyonu tabanında konglomeralarla başlamakta olup, konglomerayı oluşturan çakılları kendinden daha yaşlı Keban Metamorfikleri, Elazığ Magmatikleri ve Kırkgeçit Formasyonuna ait kayalardan almıştır (Şekil 4.22). Konglomeraların üzerine dereceli geçişli olarak kumlu kireçtaşları gelmektedir. Bu da kumtaşı-marn ardalanması ile örtülmektedir.



Şekil 4.22. Alibonca Formasyonu'nun taban konglomeralarından görünüm. Ovacık mahallesi 100 m. kuzeyi. Bakış; D'ya.

Turan (1984) Baskil-Aydınlar çevresinde yapmış olduğu çalışmada birime ait kumlu kireçtaşlarından aldığı örneklerde; *Miogypsinoides* spp., *Lepidocyclina* (Eulepidina) sp., *Lepidocyclina* (Nephrolepidina) sp., *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Spiroclypeus* sp., *Operculina* sp. fosillerini tespit ederek formasyona Erken Miyosen(olasılıkla Burdigaliyen) yaşını vermiştir.

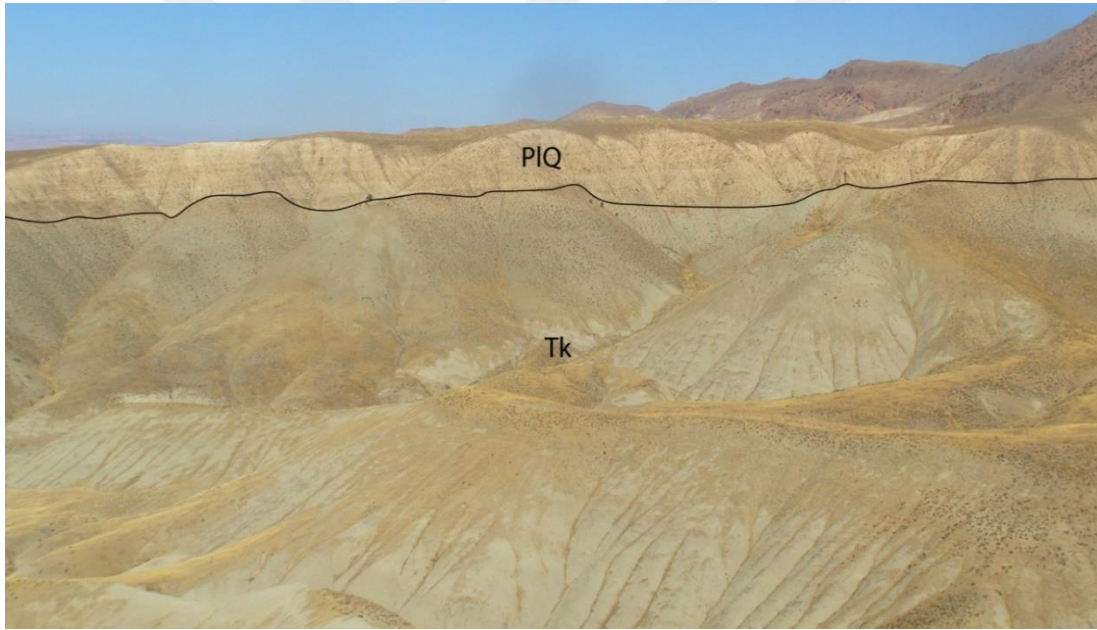
Alibonca Formasyonu'nun tabanını oluşturan konglomera ve kumlu kireçtaşlarının litolojik özellikleri ve içerdikleri fosiller, çökeltme ortamının başlangıçta yüksek enerjili sığ bir denizel ortam olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak, kireçtaşları resif gerisi durgun

korunmuş platformda veya lagünlerde çökelmiştir (Turan, 1984). Başlangıçta sığ olan bu çökelme ortamının tabanı sübsidans hareketi ile giderek derinleşmiş ve çökelme ortamı derin denizel ortama dönüşmüştür.

4.8. Palu Formasyonu

Birim, ilk defa Çetindağ (1985) tarafından Palu İlçesi civarında tanımlanmış ve “Palu Formasyonu” adı altında incelenmiştir. Bu çalışmada polijenik heterojen konglomeralarla temsil edilen birim “Palu Formasyonu” adı altında incelenmiştir.

İnceleme alanında yaklaşık olarak yatay bir duruşa sahip olan Palu Formasyonu, harita alanının doğu kesimlerinde ki yüzeylemelerinde Kırkgeçit Formasyonu üzerine (Şekil 4.23), batı kesimlerinde ise Alibonca Formasyonu üzerinde açısız uyumsuzlukla oturmakta olup, hiçbir birim tarafından örtülmemektedir.



Şekil 4.23. Palu Formasyonu (PIQ) ile Kırkgeçit Formasyonu (Tk) arasındaki ilişki. Karaçalı sırtı. Bakış KB'ya.

Genel olarak birimi oluşturan çakıllar çok zayıf bir kumlu çimento ile tutturulmuştur. Arazide birim yaklaşık yatay bir duruşa sahiptir. Kırmızı renkli, kötü boylanmalı, zayıf çimentolu çakıltaşları ile temsil edilir. Kırkgeçit Formasyonundan türemiş kumtaşı ve kireçtaşı çakılları içermekte olup, kirli sarı bir renk hakimdir. Çakıllar çok kötü boylanmalı olup, boyutları birkaç cm ile 60 cm. arasındadır. Çakılların yuvarlaklaşma dereceleri de kötüdür.

Turan (1984) inceleme alanının doğu kesimlerinde yaptığı çalışmada birimin stratigrafik konumunu dikkate alarak, Pliyosen yaşlı olması gerektiğini belirtmişlerdir. Tuna (1979), Çetindağ (1985) ve Türkmen (1991, 1988) ise, birime Pliyo-Kuvaterner yaşını vermişlerdir.

Formasyon içerisinde kesin yaş verebilecek herhangi bir fosile rastlanılmamıştır. Birimin arazideki stratigrafik konumundan ve daha önceki yıllarda yapılmış olan çalışmalardaki bulgular referans alınarak bu çalışmada birim için Pliyo-Kuvaterner yaş aralığı kullanılmıştır.

4.9. Alüvyonlar

İnceleme alanının en geçen oluşukları alüvyonlar, harita alanının doğu kesimlerinde başlıca nehir ve sürekli akan dere yataklarında grlrlr. Bu bölgede haritalanabilir ölçekteki yzeylemesini Hor ayı boyunca vermektedir. Harita alanının batı kesimlerinde ise oldukça geçiş yüzeylemeler sunan birim bu bölgede geçiş bir alana yayılmış durumdadır.

Alvyonların malzemesini irili ufaklı çakıllar, kumlar ve siltler oluşturur. Tamamen ayırık haldeki bu malzemeler yörede yüzeyleyen kayalardan beslenmektedirler.

5. YAPISAL JEOLJİ

Ketin (1966) Türkiye’de dört tektonik birlik ayırt etmiştir. Bunlar kuzeyden güneye Pontidler, Anatolidler, Toridler ve Kenar Kıvrımları Kuşağı’dır. Çalışma alanı bu birliklerden Toridler (Toros Orojenik Kuşağı) Tektonik Birliği içerisinde yer almaktadır. Bu kuşak Türkiye’nin tektonik açıdan belkemiğini oluşturan yapılardan ikisi olan Güneydoğu Anadolu Bindirme Kuşağı ve Doğu Anadolu Fay Zonu gibi iki önemli tektonik unsuru içerisinde bulundurulur.

5.1. Kıvrımlı Yapılar

Önceki çalışmalar sırasında tanımlanan bazı önemli kıvrımlar Baskil, Marik ve Hor antiklinalleridir.

5.1.1. Baskil Antiklinali

Baskil antiklinali, ilk defa Turan (1984) tarafından Landsat uydu görüntüleri üzerinde belirlenmiştir. Antiklinal, harita alanında sadece kuzeybatı kanadı ile temsil edilmektedir. Antiklinalin eksenini yaklaşık K45⁰D yönünde uzanır ve güneybatıya doğru dalımlıdır. Kıvrımın çekirdeğinde Elazığ Magmatitleri yer alırken, kanatlarında Harami (Üst Maastrichtiyen), Kuşçular (Erken Paleosen), Seske (Geç Paleosen-Erken Eosen) ve Kırkgeçit (Orta Eosen-Oligosen) formasyonlarının yüzeyletiği gözlenmiştir.

5.1.2. Marik Antiklinali

İlk defa Cronin vd. (2005) tarafından haritalanmış ve Marik antiklinali olarak adlandırılmıştır. Karamaşe sırtı güney kesimlerinde uzanım gösteren antiklinal yaklaşık 1.5 km eksen uzunluğuna sahiptir. Antiklinalin çekirdeğinde Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfikleri bulunmaktadır, kanatlarında ise Erken Paleosen yaşlı Kuşçular Formasyonu, Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı Seske Formasyonu ve Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu yer almaktadır. Antiklinalin eksenini yaklaşık K35⁰D yönünde uzanım göstermektedir. Kıvrımlanmanın Oligosen sonunda ki sıkışma hareketleriyle oluştuğu düşünülmektedir (Cronin vd., 2005).

5.1.3. Hor Antiklinali

İlk defa Kaymakçı vd. (2006) tarafından haritalanan antiklinal, ilk defa bu çalışmada isimlendirilmiş ve incelenmiştir. İbşir köyü kuzeyinden başlayan antiklinalin çekirdeğinde Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfikleri bulunmaktadır. Antiklinalin kanatlarında ise Erken Paleosen yaşlı Kuşçular Formasyonu, Geç Paleosen-Erken Eosen

yaşlı Seske Formasyonu ve Orta Eosen-Oligosen yaşlı Kırkgeçit Formasyonu yer almaktadır. Çalışma alanında yaklaşık 7 km kadar eksen uzunluğuna sahip olan kıvrımın batı bölümü $K45^0B$ doğrultulu, doğu bölümü ise yaklaşık D-B doğrultulu bir eksen doğrultusuna sahiptir (Kaymakçı vd., 2006).

5.2. Kırıklı Yapılar

Çalışma alanı, Aydınlar bindirme fayı gibi tektonik açıdan önemli olan büyük bir kırıklı yapıya sahip olmakla birlikte çalışma sahasında önceki çalışmalarda birçok normal fay tanımlanmıştır. Bunlardan bu bölümde Karamiş Sırtı fayının özellikleri verilmiştir.

5.2.1. Aydınlar Bindirme Fayı

İnceleme alanının en önemli ve en büyük kırıklı yapısını meydana getiren bu fay, ilk defa Turan (1984) tarafından tanımlanmış ve Hor bindirme fayı olarak adlandırılmıştır. Aynı fay Kaymakçı vd. (2006) tarafından Aydınlar bindirme fayı olarak isimlendirilmiştir. İbşir köyünden çalışma sahasına giren Aydınlar bindirme fayı yaklaşık $K75^0B$ doğrultusunda harita alanını boydan boya kat ederek harita alanının dışına çıkar ve bu sahalarda da devam eder (Şekil 5.1). Fay düzlemi üzerinde bulunan en yaşlı birim Keban Metamorfikleri'dir. Bu birim üzerine paraallokton konumda sırasıyla Harami Formasyonu, Kuşçular Formasyonu, Seske Formasyonu ve Kırkgeçit Formasyonu gelmektedir. Keban Metamorfikleri üzerinde bulunan kendisinden daha genç bu birimlerle arasındaki birincil ilişkiyi koruduğu için bu genç birimler Keban Metamorfikleri sırtında taşınarak bugünkü konumlarını kazanmışlardır (Turan, 1984).

Fay düzlemi altında bulunan en genç birim Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu'dur. Bu veriye göre Aydınlar bindirme fayı, Alt Miyosen sonunda oluşmuş olmalıdır (Turan, 1984; Kaymakçı vd. 2010).



Şekil 5.1. Keban metamorfitleri(Pzmzk) ile Kuşçular Formasyonu (Tku), Seherdağı üyesi(Tks) ve Aydınlar bindirme fayı. İbşir kayalıkları. Bakış; K'e.

5.2.2. Karamişe Sırtı Fayı

İbşir Köyü 3 km kuzeyindeki normal fay ilk defa Turan (1984) tarafından haritalanmış ve incelenmiştir. Yaklaşık 3.5 km uzunluğundaki bu fay, Seske ve Kırkgeçit formasyonları arasındaki tektonik dokunağı meydana getirir. Fayın göreceli olarak kuzeybatı bloğu düşmüş, güneydoğu bloğu yükselmiştir (Turan, 1984).

6. YUMUŞAK ÇÖKEL DEFORMASYON YAPILARI

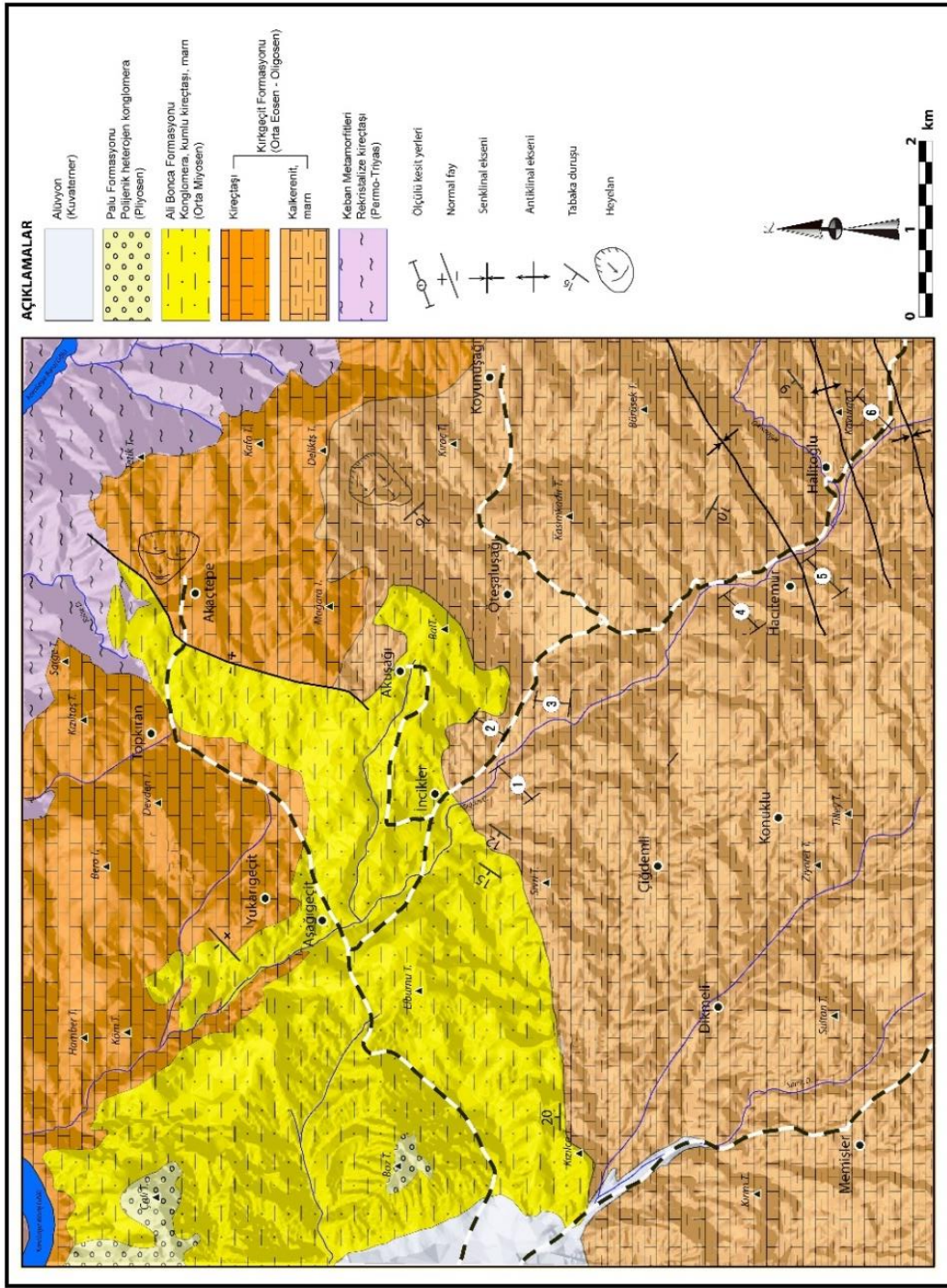
Sedimentler genellikle tabakalı olarak çökelir. Depolanma sırasında; çapraz tabakalanma, dalga ripilı veya yatay laminasyon oluşur. Bunlar birincil sedimanter yapılar olarak tanınırlar. Eğer sediment yumuşaksa orijinal tabakalanma ve bu sedimanter yapılar su hareketi ve gravite ile ilişkili etkilerle değişikliğe uğrayabilir. Sedimanter tabakaların bozulması, depolanma sırasında veya sediment taşlaşmaya başladığı zaman ki herhangi bir anda oluşabilir. Yumuşak sediment deformasyon, yeni çökelmiş sedimentin fabrik ve laminalarının değişmesi için kullanılan bir terimdir. (Nichols, 2009).

Yumuşak çökel deformasyon yapıları Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu içerisinde iki bölgede gözlenmiştir. Bunlar;

1. **Hacitemur Köyü Çevresi**
2. **Saluşağı Köyü Çevresi**

6.1. Hacitemur Köyü Çevresi (Aydınlar Kuzeyi, Baskil Kuzeybatısı K41d1 Paftası)

Bu alan Aydınlar kuzeyinde Hacitemur köyünün çevresinde yer almaktadır (Şekil 6.1).



Şekil 6.1. Çalışma alanının (1. Bölge Hacitemur Köyü Çevresi) jeolojik haritası (Türkmen ve Ertürk, (2002)'den değiştirilerek alınmıştır).

6.1.1. Hacitemur köyü (Aydınlar kuzeyi) çevresinden gözlemler

Kırkgeçit Formasyonu'nun bu alanındaki sedimantolojik özelliklerini belirlemek, kayma-oturma yapılarının geliştiği fasiyesleri ve bu yapıların olduğu seviyelerin karşılaştırılması için 6 stratigrafik kesit ölçülmüştür. Bu kesitler; Mağara Tepe kesiti (13 m), Matüte Tepe I ve II (9 ve 18 m), Hacitemur (90 m), Halitoğlu Kesiti (10 m) ve Kavurga Tepe kesiti (19 m)'dir. Ölçülen istifler tabakalı kalkarenitler, karbonat çamurtaşı–kalkarenit ardalanması, algli-mercanlı istiftaşı ve çamurtaşlarından oluşmaktadır.

Kalkarenitler: Bu fasiyes yeniden işlenmiş iri ve küçük bentik foraminiferler (*Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., Miliolidae, Rotaliidae, *Asterigerina* sp., *Textularia* sp., ...vb), mercan ve alglerin yanında bol oranda havza içi kökenli karbonat tanelerinden oluşmuştur (Şekil 6.2-6.3). Fosiller yoğun kırılma, parçalanmalar ve belirli bir yönde dizilim göstermektedir. Bu durum bunların yeniden işlendiğini işaret etmektedir. Biyoklastik ve litoklastik malzemeler mikrit matriks içerisindeki oranına göre genellikle istiftaşı ve yer yer de vaketaşı ismini almıştır. Karadan taşınan malzeme nadirdir. Litoklastlar çalışma alanının yakın kuzeyindeki karbonat şelfinden türemiştir.

Biyoklastik vaketaşı veya biyoklastik mikrit dalga tabanı seviyesinde veya hemen aşağısında açık sirkilasyona sahip sığ su ortamlarını karakterize ederler (Mutti ve Ricci Lucchi, 1972; Walker ve Mutti, 1973).

Algli-mercanlı istiftaşı: Fasiyes mikrit matriks içerisinde yeralan bol alg ve mercanlarla karakterize edilir. Biyoklastik-litoklastik istiftaşı-vaketaşı ve karbonat çamurtaşlarının ardalanmasından oluşan istif içerisinde merceksi geometrili olarak gözlenen fasiyes yamaç ortamında gelişmiş tepecik resifleri olarak yorumlanmıştır (Ertürk, 2001; Türkmen ve Ertürk, 2002) (Şekil 6.4).

Karbonat Çamurtaşı: Bu fasiyes krem-bej renkli çoğunlukla lamine karbonatlı pelajik çamurtaşları ile karakterize edilir. İçerisinde planktik foraminiferlerden *Globigerina* sp. *Globorotalia* sp. gibi fosiller tanımlanmıştır.

Biyoklastik-litoklastik istiftaşı-vaketaşı ve karbonat çamurtaşlarının ardalanmasından oluşan istif yamaç çökelleri olarak yorumlanmaktadır (Mutti ve Ricci Lucchi, 1972; Walker ve Mutti, 1973). Yamaç ortamında çökelen sedimentler yaklaşık 30° kadar eğimli bir zemin üzerinde çöklerler. Sedimentler duraysız ve şekil-boyut olarak değişiklik gösterirler. Sedimentleri kireç silti, biyoklastik vaketaşı-istiftaşı oluşturur [Flügel, 1982)]. Çalışma alanında yamaç çökelleri üzerinde yer alan tepecik resiflerinin varlığı bu yamacın

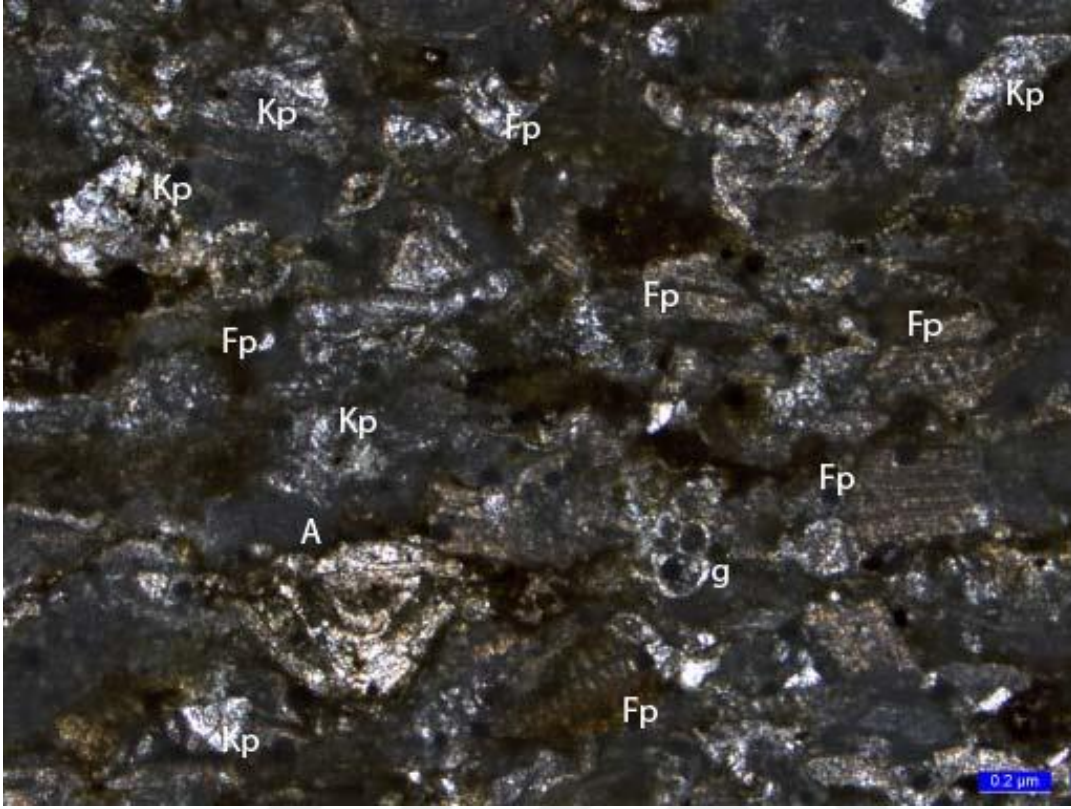
oldukça düşük eğime (15° ye kadar) sahip olduğunu (Clark vd., 1984; Ertürk, 2001; Türkmen ve Ertürk, 2002) göstermektedir.

Kalın tabakalı-masif kireçtaşları ile temsil edilen şelf çökelleri (Şekil 6.5) (Gökbelen üyesi) yamaç çökelleri ile yanıl-düşey yönde ilişkilidir.

Ertürk, (2001) ve Türkmen ve Ertürk (2002), Akuşığı köyü (Baskil) çevresinde yapmış olduğı sedimantolojik çalışmalar sonucu 7 fasiyes, 3 fasiyes topluluğı (karbonat şelfi, yamaç ve tepecik resifleri) tanımlamışlardır. Bu çalışma sırasında elde edilen sedimantolojik veriler söz konusu çalışmalara paralellik göstermektedir.



Şekil 6.2. Seherdağı Üyesinde gözlenen kalkarenit-karbonat çamurtaşıl ardalanması. Mağara tepe kuzeybatı yamacı. Bakış; GD'ya. (37S462455D/4283475)



Şekil 6.3. Kalkarenitlerin mikroskopik görünümü (Kp: Karbonat kayaç parçası, Fp: Fosil parçası, A: *Asterigerina* sp., g: *Globigerina* sp.).



Şekil 6.4. Seherdağı Üyesinde gözlenen tepecik resifi. Kısa Tepe yamacı. Bakış; K'e. (37S465158D/4280184K)



Şekil 6.5. Gökbelen Üyesine ait şelf kireçtaşlarından bir görünüm. Yukarıgeçit köyü kuzeydoğusu. Bakış;K'e.

6.1.2. Yumuşak Çökel Deformasyon Yapıları

Bu lokasyonda kayma-oturma yapıları ve onlarla ilişkili sinsedimanter faylar gözlenmiştir.

6.1.2.1 Kayma-oturma Yapıları

Kayma-oturma yapıları çalışma alanında altı lokasyonda gözlenmiş olup bu lokasyonlardan kesitler ölçülmüş ve bu yapıların seviyeleri karşılaştırılmıştır (Şekil 6.6, 6.9, 6.12, 6.16, 6.19, 6.22, 6.25). Yaklaşık aynı seviyede 5 km boyunca devamlılık gösteren bir kayma-oturma horizonu tanımlanmıştır (Şekil 6.25). Beş lokasyonda tek bir seviyede gözlenen kayma-oturma yapıları bir lokasyonda iki seviyede gözlenmiştir. Bu lokasyonlar aşağıda ayrıntılı olarak tanımlanmıştır.

1.Lokasyon; Mağara Tepe'dir (Koordinat: 37S4622479D/4283409K) (Şekil 6.6-6.8). Mağara Tepe'nin alt düzeylerinde gözlenen kayma-oturma yapısı yaklaşık 2,5-3 m kalınlığında bir seviyeyi etkilemiştir. Karbonat çamurtaşı ve kalkarenit tabakalarının ardalınmasından oluşan fasiyesler deformasyona uğramıştır. Kalkarenitlerin tabaka kalınlığı 7-20 cm arasında

değişirken karbonat çamurtaşı tabakaları 5-10 cm kalınlığa sahiptir. Kayma-oturma yapısının kıvrım eksen düzlemi yataya yakın olup KB (340°) yönünde eğimli iken bu yapıyı oluşturan hareketin yönü GD'dur (160°). Yer yer bu yapılarla ilişkili sin-sedimanter faylar da gözlenmiştir.

2. Lokasyon: Matüte Tepe 1. (Koordinat: 37S462985K/4283483D) (Şekil 6.9-6.11). Bu lokasyonda iki seviyede kayma oturma yapısı gözlenmektedir. Birinci ve ikinci seviyeyi birbirinden ayıran yaklaşık 4 m kalınlığında bir karbonat çamurtaşı ölçülmüştür. Birinci seviyede yaklaşık 2 m kalınlığa sahip deforme olmuş tabakalar, kalkarenit-karbonat çamurtaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Kayma-oturma yapıları 125° yönünde yani GD'ya doğru hareket etmiştir. Tabakalı kalkarenitleri etkileyen ikinci seviyedeki kayma-oturma yapısı 2 m kalınlığında olup birinci seviyedeki kayma oturma yapıları gibi GD'ya doğru (125° yönünde) hareket etmişleridir.

3. Lokasyon: Matüte Tepe 2. (Koordinat: 37S463106D/4283340K) (Şekil 6.12-6.15). Bu lokasyonun alt seviyesinde gözlenen kayma-oturma yapısının deformasyona uğrattığı kalınlık 2,5 m kadardır. Karbonat çamurtaşı-kalkarenit tabakalarının ardalanmasından oluşan istif etkilemiştir. Kayma-oturma yapısının hareket yönü güney doğuya (125° yönünde) doğrudur.

4. Lokasyon: Hacitemur kesitidir. (Koordinat: 37S464458D/4280646K) (Şekil 6.16-6.18). Kalın bir istifin alt düzeyinde gözlenen kayma oturma yapısı 8 m kalınlığındaki bir seviyeyi etkilemiştir. Büyük ölçekli kıvrımlardan oluşmuştur. Burada gözlenen kayma oturma yapıları ile ilişkili normal fay da gelişmiş olup atımı 1 m kadardır. Kayma-oturma yapısının hareket yönü 165°' dir.

5. Lokasyon: Halitoğlu Mahallesi (Koordinat: 37S465356D/4279855K) (Şekil 6.19-6.20). Halitoğlu mahallesi yakınındaki yol yarmasında gözlenen kayma oturma yapıları tabakalardaki bükülmelerle karakterize olup kaotik bir içyapı sunmaktadır. 4 m kalınlığında bir istif etkilemiştir. Karşı yol yarmasında aynı seviyede sinsedimanter ters fay gelişmiş olup atımı 130 cm kadardır (Şekil 6. 21).

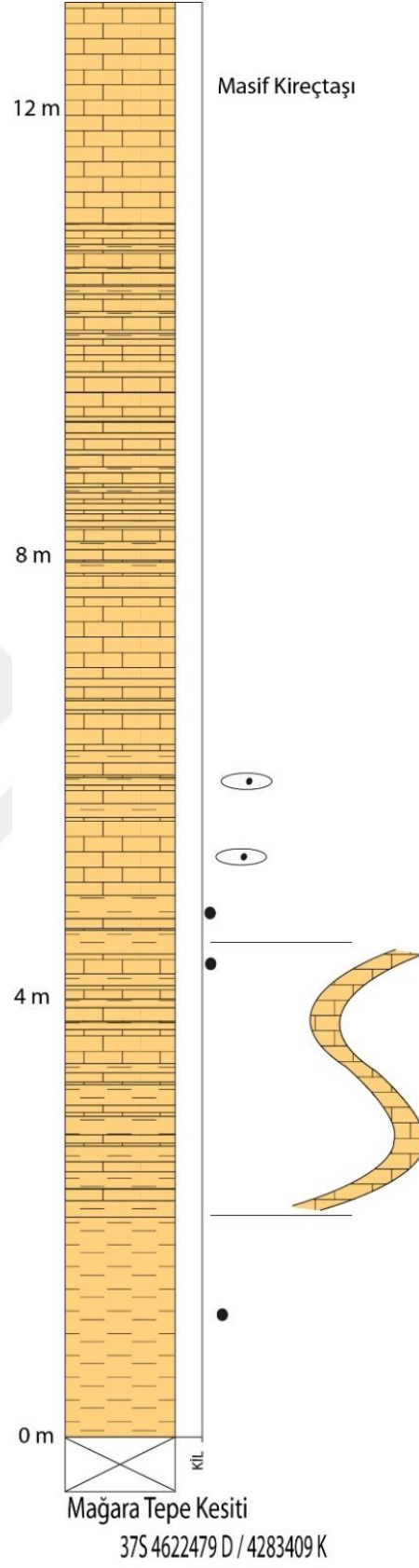
6. Lokasyon: Kavurga Tepedir. (Koordinat: 37S465948D/4279492K) (Şekil 6.22-6.24). 4 m kalınlığa sahip deforme olmuş seviye tabakalarda süreklilik gösteren kıvrımlardan oluşmaktadır. Yatık özellikte olan bu kıvrımların kıvrım eksen düzlemleri de yataya yakındır. Bu nedenle hareket yönü belirlenememiştir.

Yorum: Sıklaşmamış sediment kütlelerinde kayma-oturma hareketinin oluşabilmesi için olası ana neden yamaç eğiminin artmasıdır. Tabakalı sedimentlerin duraylılık sınırlarını

kontrol eden açının artmasına bağlı olarak tabakalar dikleşirler ve kaymalar oluşur. Bu dikleşme ve kaymaları kontrol eden açı değişimi depolanmaya ve tektonik hareketlere bağlı olarak oluşabilir. Ayrıca akıntılar-türbidit akıntılara bağlı olarak erozyon sonucu alttan oyularak oluşabilir (Morgenstern, 1967). Diğer yandan bu yapıların oluşumunda sıvılaşma ile artan su doygunluğu da önemli bir mekanizmadır (Mills, 1983). Kayma-oturma olayının oluşabilmesi için daha az karşımıza çıkan sebeplerden biri de aşırı yükleme sonucu oluşan duraysızlıktır.

Kayma-oturma yapılarının oluşumu için çoğunlukla dik yamaçlar gerekli olmakla birlikte 1 derece kadar düşük eğimli yamaçlarda da kayma-oturmalar oluşabilir (Shepard, 1955; Mills, 1983). Düşük eğimli yamaçlarda kayma-oturma yapılarının oluşumunu etkileyen faktörler; sediment tipi, çökme hızı ve su derinliği gibi özelliklerdir. Morgenstern (1967), 4 derece eğime sahip delta ilerisine ait yamaçlarda kayma-oturma yapıları tanımlamıştır. Delta ilerisi ortamında yüksek gözenek suyu basıncını destekleyen düşük permeabiliteye sahip silt ve killerin olması kayma-oturma hareketinin oluşmasını kolaylaştırmıştır. Bu çalışma alanında benzer etkiyi kalkarenitlerle aralanmalı karbonat çamurtaşları oluşturmuş olmalıdır.

Bu yapılar, sediment kütlelerinin hareketi (sediment makaslama gerilmesindeki azalma) ya da tam bir sıvılaşma sonucu sedimentin dayanımındaki geçici ve büyük azalmalar nedeniyle sedimentin plastik davranışı sonucu oluşabilir (örneğin Allen, 1982; Moretti and Sabato, 2007; Alsop and Marco, 2011).



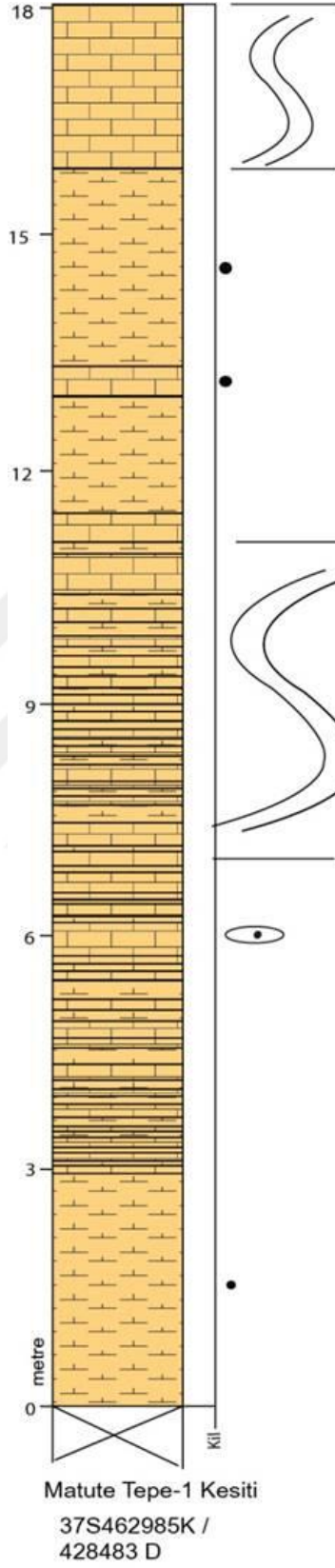
Şekil 6.6. 1.Lokasyon: Mağara Tepe kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız).



Şekil 6.7. Mağara Tepe’de gözlenen kayma-oturma yapısının uzaktan görünüşü. Bakış; GB’ya. (37S4622479D/4283409K)



Şekil 6.8. Kalkarenit-marn aradalanmasından oluşan fasiyeslerde gözlenen kayma-oturma yapısı. Bakış; GB’ya. (37S4622479D/4283409K)



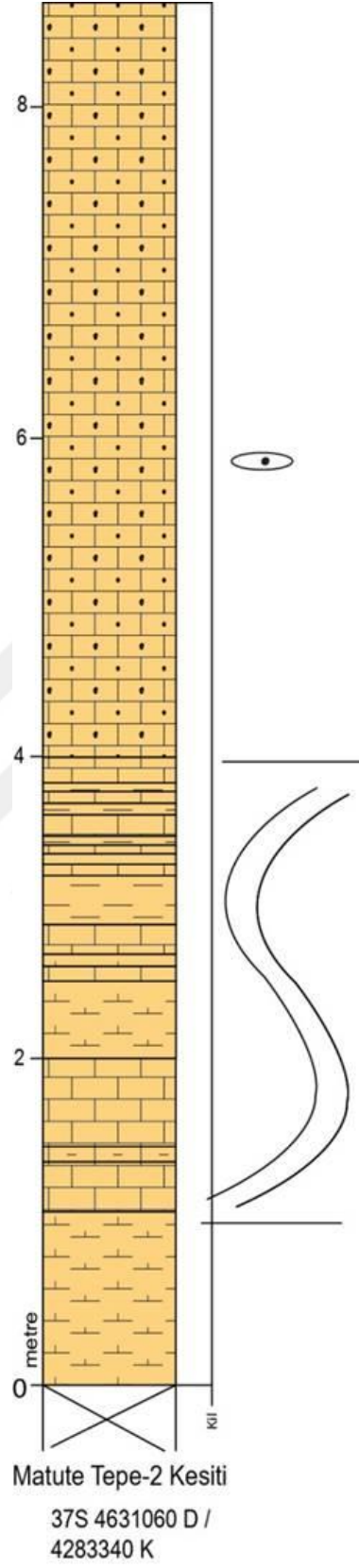
Şekil 6.9. 2. Lokasyon: Matüte Tepe-I kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız).



Şekil.6.10. Matüte Tepe I kesitinin alt seviyesindeki kayma-oturma yapısından bir görünüm. Bakış; KB'ya. (37S462985K/4283483D)



Şekil 6.11. Matüte Tepe I kesitinin üst seviyesindeki kayma-oturma yapısından bir görünüm. Bakış; KB'ya. (37S462960D/4283495K).



Şekil 6.12. 3. Lokasyon: Matüte Tepe–II kesiti (Açıklama için Şekil 6.58’e bakınız).



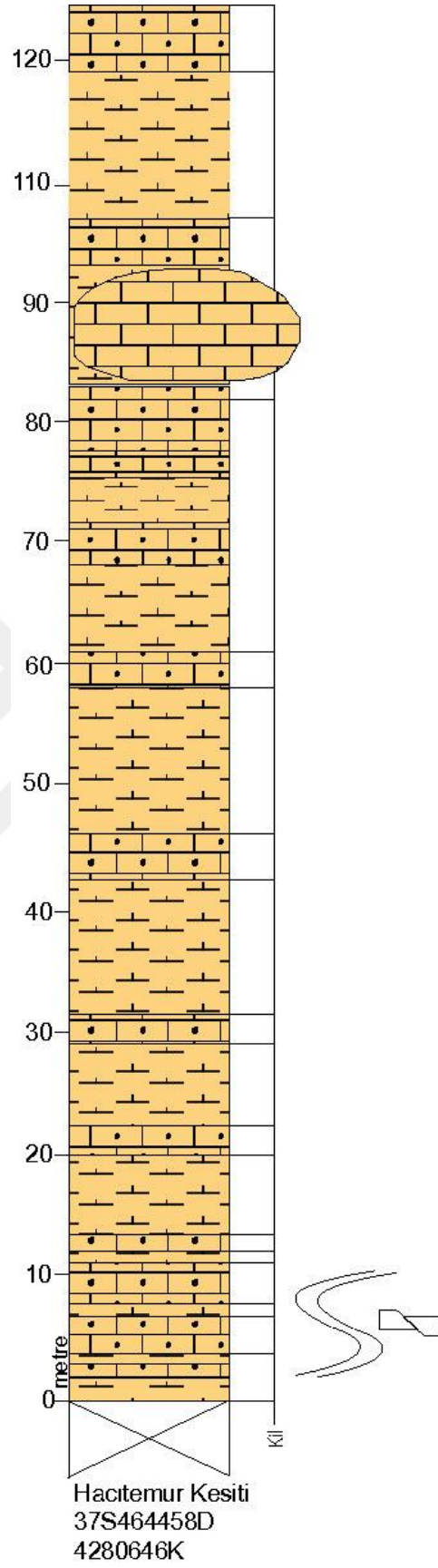
Şekil 6.13. Matute Tepe-II kesitine ait arazi görüntüsü. Bakış; KB'ya. (37S4622985K/4283483D)



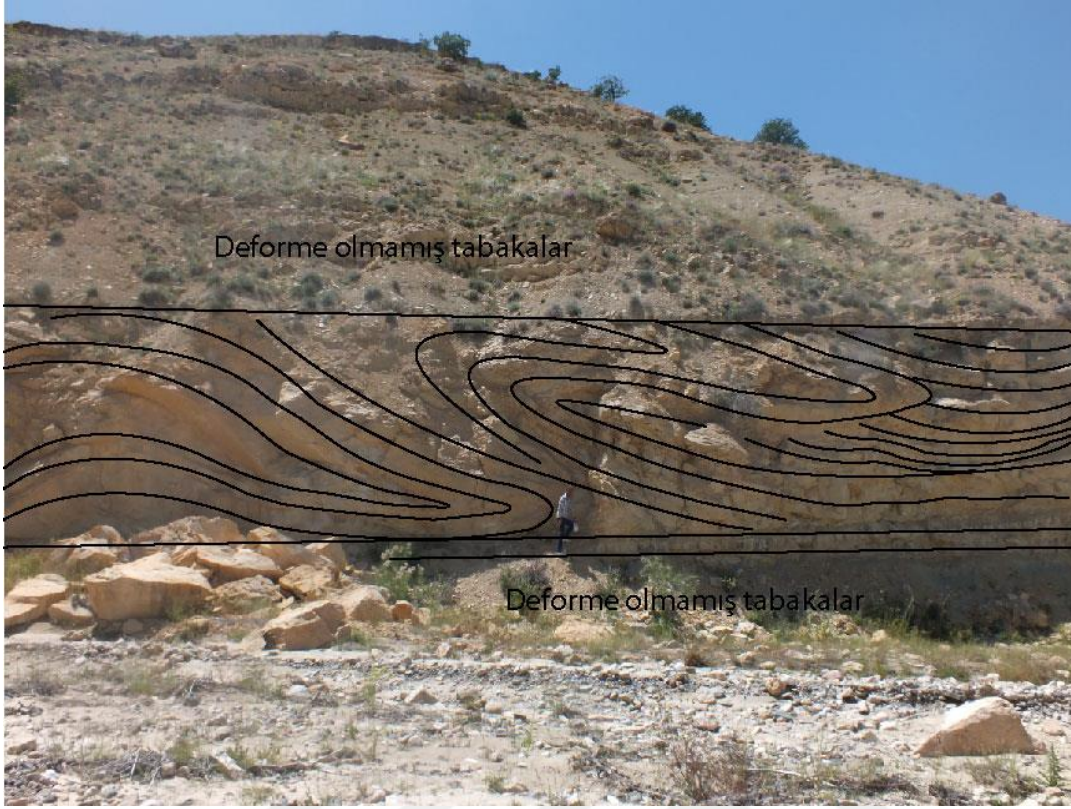
Şekil 6.14. Matute Tepe-II kesitinde alt seviyede tanımlanan kayma-oturma yapısı. Bakış GB'ya. (37S4631060D/4283340K)



Şekil 6.15. Matute Tepe-II kesitiden tanımlanan kayma oturma yapısının yakından görünüşü. Bakış; GB'ya. (37S4631060D/4283340K).



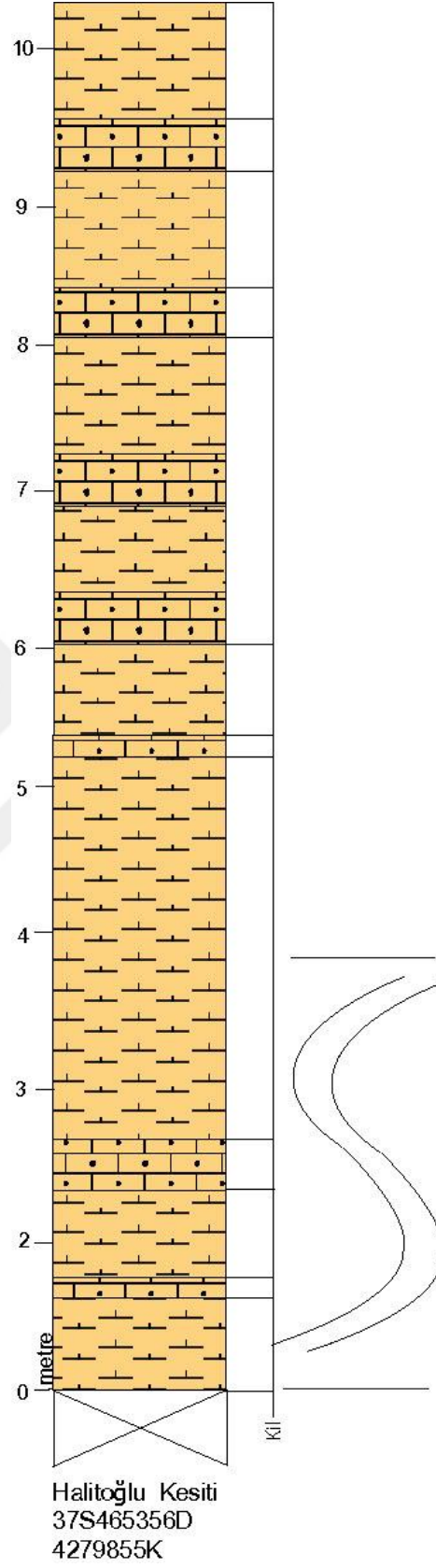
Şekil 6.16. 4. Lokasyon: Hacıtemur Kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız)



Şekil 6.17. Büyük ölçekli kayma-oturma yapısı, Hacitemur Kesiti. Bakış; GB'ya. (37S464458D/4280646K)



Şekil 6.18. Hacitemur kesitinde gözlenen kayma oturma yapıları ile ilişkili sinsedimanter normal fay. Bakış; GB'ya



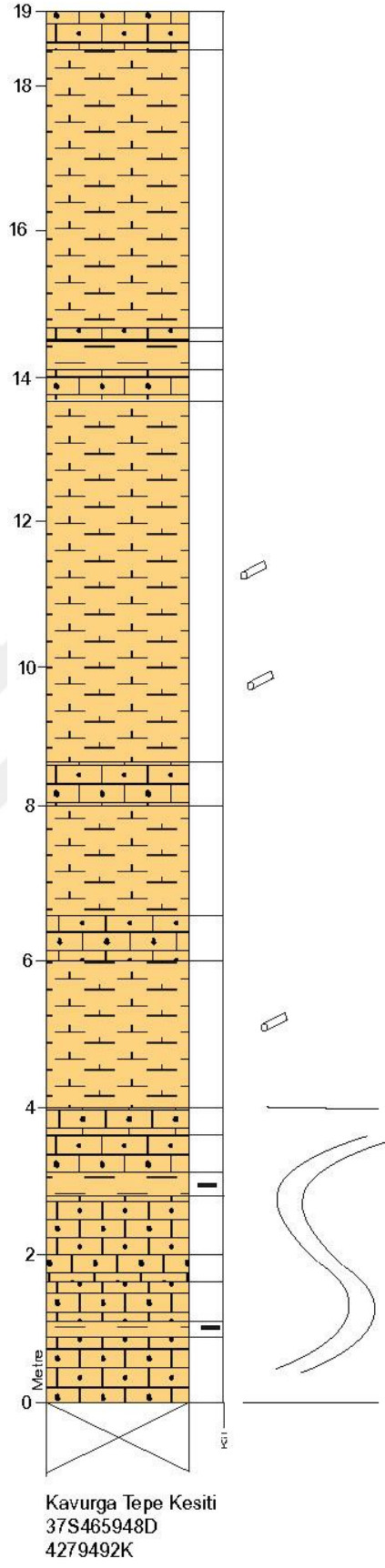
Şekil 6.19. 5. Lokasyon: Halitoğlu kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız).



Şekil 6.20. Halitoğlu köyü civarında gözlenen kayma-oturma yapısı. Bakış; GB'ya



Şekil 6.21. Kayma-oturma yapıları ile ilişkili sinsedimanter ters fay. Bakış; KD'ya.



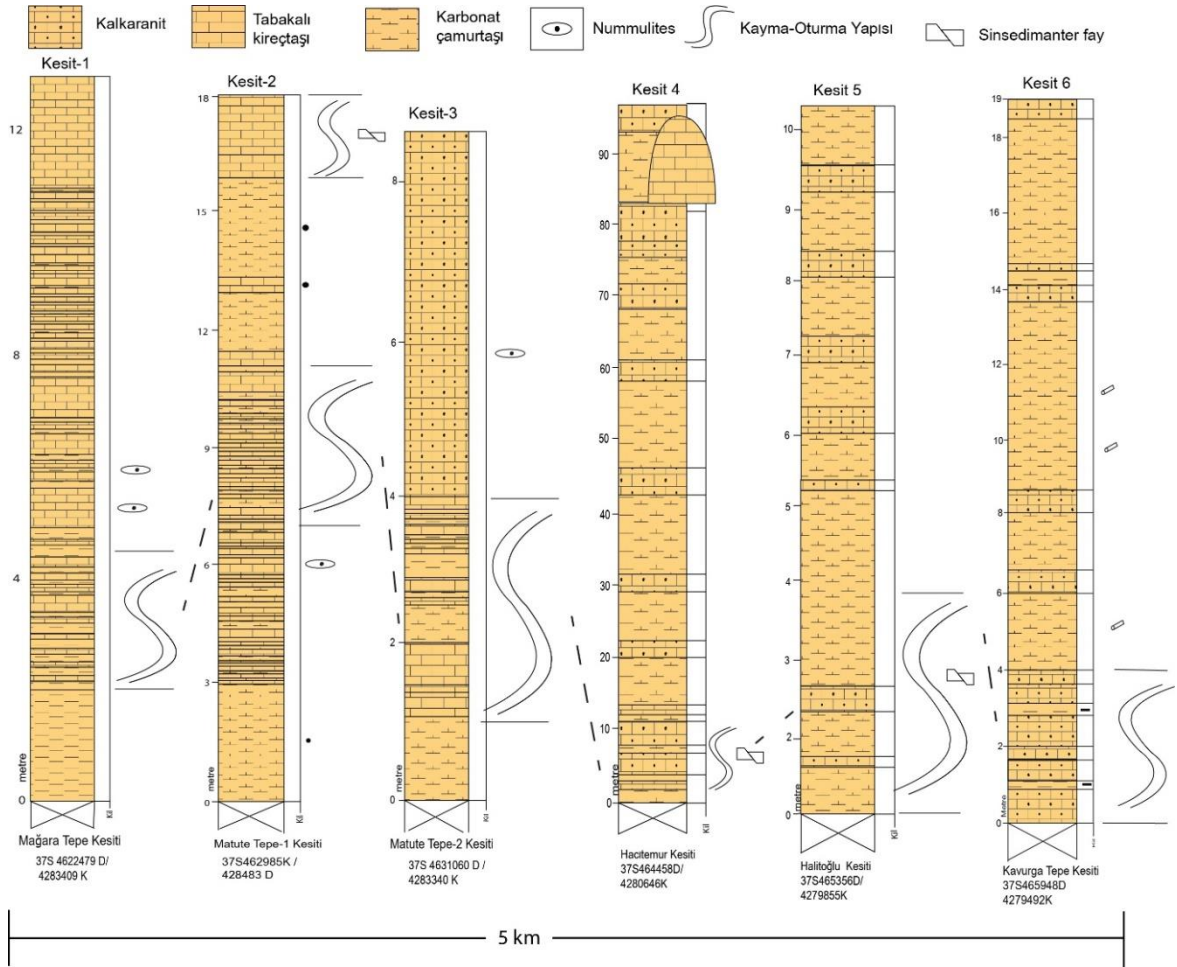
Şekil 6.22. 6. Lokasyon: Kavurğa Tepe kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız).



Şekil 6.23. Kavurga tepede gözlenen kayma-oturma yapısı. Bakış; KB'ya



Şekil 6.24. Kavurga tepede gözlenen kayma-oturma yapısının yakından görünümü. Bakış; KB'ya.



Şekil 6.25. A) Kayma-oturma yapıları içeren ölçülü stratigrafik kesitlerin korelasyonu

6.2. Saluşıağı Köyü Çevresi (Aydınlar güneyi, Baskil Güneybatısı, K41d4 paftası)

6.2.1. Saluşıağı köyü (Aydınlar güneyi) çevresinden gözlemler

Aydınlar güneyindeki bu alanda birim marnlarla aralanmalı kumtaşılarından oluşmaktadır. Bu litoloji inceleme alanında geniş bir alanda gözlenmektedir. Tabanda derecelenmeli tabakalanma gösteren kumtaşlarıyla başlayarak, dereceli olarak marnlara geçmektedir ve en son kil oranı yüksek marnlarla sona erer. Orta seviyelerde marnlar içerisinde kumtaşı merceklerinden oluşan kanal çökelleri gözlenmiştir (Şekil 6.27). Marnlar içerisinde çakılların yoğunlaştığı seviyeler gözlenmiştir (Şekil 6.28) ve debrit çökelleri olarak tanımlanmıştır. Yapılan çalışmalarda ideal bir türbidit istifine rastlanılmamıştır. Genel olarak Bouma istifinin A bölümü (dereceli bölüm) yaygın olarak gözlenmektedir, C bölümü (çapraz laminalı bölüm) ise çok nadir olarak gözlenmektedir. Kumtaşlarında tabaka altı ve tabaka içi yapılar gözlenmektedir. Türbiditik akıntılar sonucunda kazanılan ve tabaka içi yapılarından biri olan dereceli tabakalanma kumtaşlarında belirgin bir şekilde gözlenmektedir.

Çalışılan lokasyonlarda çeşitli özelliklere sahip konglemera, kumtaşı ve marn fasiyesleri tanımlanmış ve içerdiği özelliklere göre aşağıda sunulmuştur (Şekil 6.26).

Matriks destekli konglomera: Çalışma alanının merceksi geometrili olarak gözlenen konglomeralar masif, matriks destekli konglomeralarla temsil edilmektedir. Genel olarak incelendiğinde maksimum tane boyu 30 cm ortalama 7-8 cm'dir. Kesitlerde ölçülen maksimum kalınlığı 13 m'dir. Genellikle üzerine massif kumtaşları yer yer de tabakalı kumtaşları gelmektedir. Çoğunlukla iyi yuvarlaklaşmıştır. Çok az oranda köşelidir. Çakıllarını esas oranda magmatik, daha az oranda metamorfik kayaç parçaları oluşturmaktadır. Matriksini kum ve ince çakıllar oluşturmaktadır. Çakıltaşılarında gözlenen kiremitlenmelerden alınan eski akıntı yönleri 200°, 210°, 223° arasında değişmektedir.

Yorum: Erozyonal tabanlı matriks destekli merceksi geometrili konglomeralar derin bir şekilde kesen kanalları temsil etmektedir (Ge and Zhong, 2017). Yüksek yoğunluklu türbilent akıntılarda laminar kohezif moloz akması veya süspansiyon sonucu çökme olarak yorumlanır (Lowe, 1982)

Masif kumtaşları: Ortalama kalınlığı 1,5-2 m olan masif kumtaşları alt seviyesinde genellikle matriks destekli konglomeralarla ilişkilidir. İçerisinde çakıl düzeyleri

gözlenmiştir. Marnlarla ilişkili olarak da gözlenen massif kumtaşlarında herhangi bir yapı gözlenmemiş olup yanal olarak devamlılık göstermektedir.

Yorum: Dik yamaçlarda kum akması veya diğer tane akış prosesleri masif kumları çökeltebilir. Yüksek konsantrasyonlu türbiditik akıntılardan hızlı çökme sonucu oluşabilir. Bununla birlikte sivilaşma ve su kaçma hareketlerine bağlı olarak daha önce gelişmiş tabakalı yapılar bozulmuş olabilir (Middleton, 1969; Aalto, 1976; Lowe, 1976a; Hiscott and Middleton, 1979; Lowe, 1982).

Tabakalı kumtaşları: İnce–orta tabakalı olarak gözlenen kumtaşları ince-orta tane boyuna sahiptir. Marnlarla ilişkili olduğu yerlerde geniş yanal yayılıma sahip iken kanalların üst seviyesinde gözlenen tabakalı kumtaşları merceksi geometrilidir. Kumtaşlarının tabaka kalınlığı 10 cm ile 40 cm arasında değişmektedir. İçerisinde herhangi bir yapı yoktur. Marnlarla aralanmalı olarak gözlenmektedir.

Yorum: Yüksek yoğunluklu türbiditik akıntıların tabanında ardışıklı bir şekilde oluşan daha ince sürüklenme yaygılarının çökmesi ile oluşur (Mutti and Ricci Lucchi, 1975; Pickering et al., 1986)

Dereceli kumtaşları: İnce-orta taneli ve ince tabakalı kumtaşlarında gözlenmiştir. İstif içerisinde nadir olarak yer alır. Bazı seviyelerde derecelenme üzerinde paralel laminalanma gelişmiştir. Tabaka kalınlığı 10-15 cm kadardır. Tabaka alt yapıları (kaval yapıları ve yük kalıpları) nadir olarak gözlenmektedir.

Yorum: Bu fasiyes yüksek yoğunluklu türbiditik akıntılarda süspansiyon içerisindeki tanelerin hızlı bir şekilde çökmesi ve hızlı bir şekilde gömülmesi sonucu oluşur (Hubert et al., 1970; Stanley et al., 1978; Watson, 1981; Hein, 1982). Türbidit akıntılarla ilişkili bouma istifinin a bölümünü oluşturabilir.

Marn: Ölçülü kesitlerde yoğun olarak gözlenen marn fasiyesinin kalınlığı 10-50 m arasında değişmektedir. Bir çok seviyede kumtaşı tabakaları ile aralanmalı olarak gözlenmekte olup bu seviyelerde kumtaşı marn oranı 1/10 dur. Buradaki kumtaşları genellikle ince tanelidir. Çoğunlukla konkoidal kırınımlı olarak gözlenen fasiyes yer yer laminalı (plaketli) şekilde gözlenmiştir.

Yorum: Hacim olarak fazla, su oranı yüksek türbiditik akıntıların gözleendiği bölgelerde ve/veya derin okyanus akıntıları veya kayma prosesleri ile yanal taşınma sonucu

hemipelajik çökelme sonucu oluşular. Bu çökelme nispeten hızlı depolanma ile ilişkili olabilir (Cremer and Stow, 1986; Stow et al., 1986).

Çakıllı marl: Marn fasiyesi ile yanal-düşey ilişkili olarak gözlenen seviyenin kalınlığı 2 m civarındadır. Çakıllar marn içerisinde düzensiz bir şekilde gözlenmektedir. Maksimum çakıl boyu 10 cm kadardır. Bazı seviyelerde çakıl oranı artarak çamur matriksli konglomera olarak tanımlanmıştır. İçerisinde kayma-oturma yapıları gözlenmiştir.

Akış tabanındaki makaslama gerilmesi kohezyon kuvvetinden daha az olursa kohezif moloz akması çökelleri olarak oluşabilir. Bazı çakıllı çamurlar dik yamaçlardan aşağı çamur içerisine çakılların kayması sonucu çakıl ve çamurun karışması sonucu oluşabilir (Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Naylor, 1982; Lowe, 1982; Marjanac, 1985). Moloz akmaları çamurca ve kumca zengin olabilir. Veya hepsinin karşımı olabilir. (Var olan) kendi gücü nedeniyle çakıl ve iri kumları taşıma yeteneğine sahiptir. Çökelleri debrit olarak tanımlanır (Shanmugan, 2016). Burada tanımlanan çakıllı marn çökelleri debritlerdir.

Türbiditler deniz-altı yelpazelerden bağımsız tek bir tabaka şeklinde oluşabilirler (Shanmugam, 1990). Türbiditik akıntılar düzensiz akış davranışı sergiler ve kabarma tipi sönümlenen akışlardır. Bu akıntılar her ne kadar havzanın ortaç ve distal bölümünde gözlemlenirler, bu tür akıntılar sistemin herhangi bir bölümünde (şelf kenarı, yamaç ve havza) oluşabilirler. Türbiditik akıntılar çamur akıntıları gibi bir güce sahip olmadıkları için süspansiyon içerisinde çakıl ve iri taneli kumları taşıyamazlar. Türbiditlerin genel karakterleri; -İnce taneli kum ve çamur, - Normal derecelenme, -Keskin veya erozyonal taban, -Dereceli üst kontak, -Santimetre ölçeğinde ince tabakalar, -Yaygı benzeri geometri, -Merceksi geometriye sahip kanal dolguları (Shanmugam, 1990; 2016). Bu tür özelliğe sahip türbiditler düşük yoğunluklu akıntılar ile çökeltirler. Çalışma alanında yukarıda sayılan özelliklere sahip bir türbidit istifine nadir olarak rastlanmıştır.

Yüksek yoğunluklu akıntılarda oluşan sedimanlar genelde daha kalın tabakalı, kötü boylanmalı, daha iri taneli, görece kötü derecelenmeli, çok az içsel laminalı olmakla birlikte, taban yapıları ya gelişmemiş ya da çok azdır. Bazı kalın tabakalı türbiditler daha ince taneli, laminasyonlu ve küçük ölçekli çapraz tabakalanmalı tabakalara geçiş gösterebilmektedirler. En üstte çok ince taneli sedimanlar ve kuyruk kısmında homojen

çamur çökelimi oluşmaktadır. Bu çalışmada tanımlanan masif kumtaşları, tabakalı kumtaşları özellikle yüksek yoğunluklu türbiditik akıntıların varlığını işaret etmektedir.

Kırkgeçit Havzası'nın paleo yamacı güney-güneybatıya doğru bakar ve bu yönde ilerler. Hem kayma-oturma yapılarının hareket yönleri hem de konglomeralardan alınan kiremitlenmelerden alınan yönler bunu kanıtlamaktadır. Kompleks tarzda kanallar gelişmiştir. Çalışma alanında slampların gözlenmesi, yüksek yoğunluklu türbidit akıntılarla çökelen çökellerin fazlalığı ve marnca zengin yamaç ortamını temsil etmektedir. Yamaç çökelleri ilerleyen şelf kumları (kalkaranitler) ile örtülmektedir.



Şekil 6.26. Saluşağı çevresinde Kırkgeçit Formasyonuna ait fasiyeslerinden görünüm. A. Merceksi geometrili kanal çökelleri. B) Matriks detsekli konglomeralar, C) Altta konglomera seviyesi, üzerinde masif kumtaşı ve tabakalı kumtaşları yer almaktadır, D) Kaval yapıları.



Şekil 6.27. Marnlar içerisinde gözlenen kanal çökelleri . Osizin Sırtı güney yamacı. Bakış; K'e.



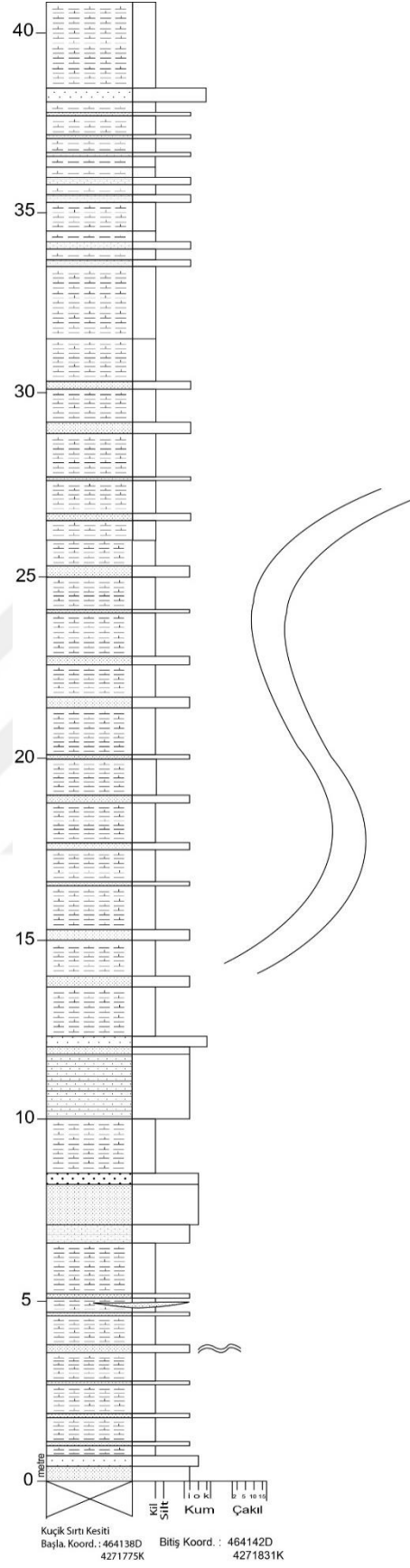
Şekil 6.28. Moloz akması çökelleri (debrit). Bakış; KD'ya. (37S464810D/4271910K)

6.2.2. Yumuşak çökel deformasyon yapıları

Saluşı köyü çevresinde çeşitli yumuşak çökel deformasyon yapıları gözlenmiştir. Bunlar kayma-oturma yapıları, kaotik çökeller, yük kalıpları, alev yapıları, konvolüt laminasyon, klastik dayklar ve sinsedimanter faylardır.

6.2.2.1. Kayma-oturma yapıları

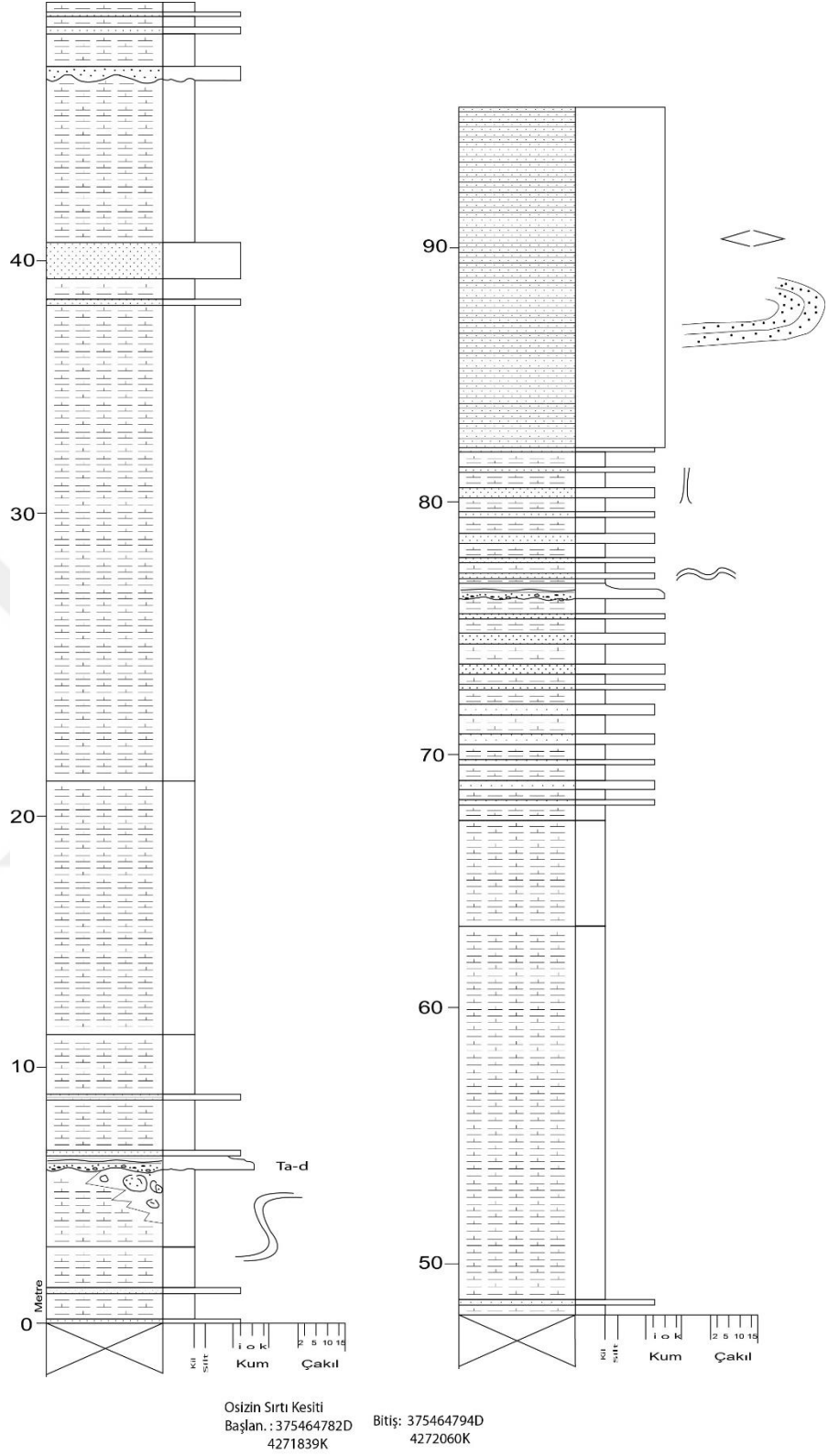
Kayma-oturma yapıları değişen morfolojide kumtaşı-marn ardalanması, çakıl içeren marnlar ve marnlarda yaygın olarak gözlenmektedir (Şekil 6.29-6.37). Bu yapılar genellikle metre ölçeğindedir (2-10 m). Yer yer kompleks yer yer yatık ve bazen düzensiz kıvrımlar şeklinde gözlenmektedir. Altan ve üstten deforme olmamış tabakalarla sınırlıdır. Kayma-oturma yapılarından alınan hareket yönleri 200 ile 250° arasında değişmektedir.



Şekil 6.29. Kuık Sırtı kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız).



Şekil 6.30. Kuçik Sırtında gözlenen kayma-oturma yapısı. Bakış; KB'ya.



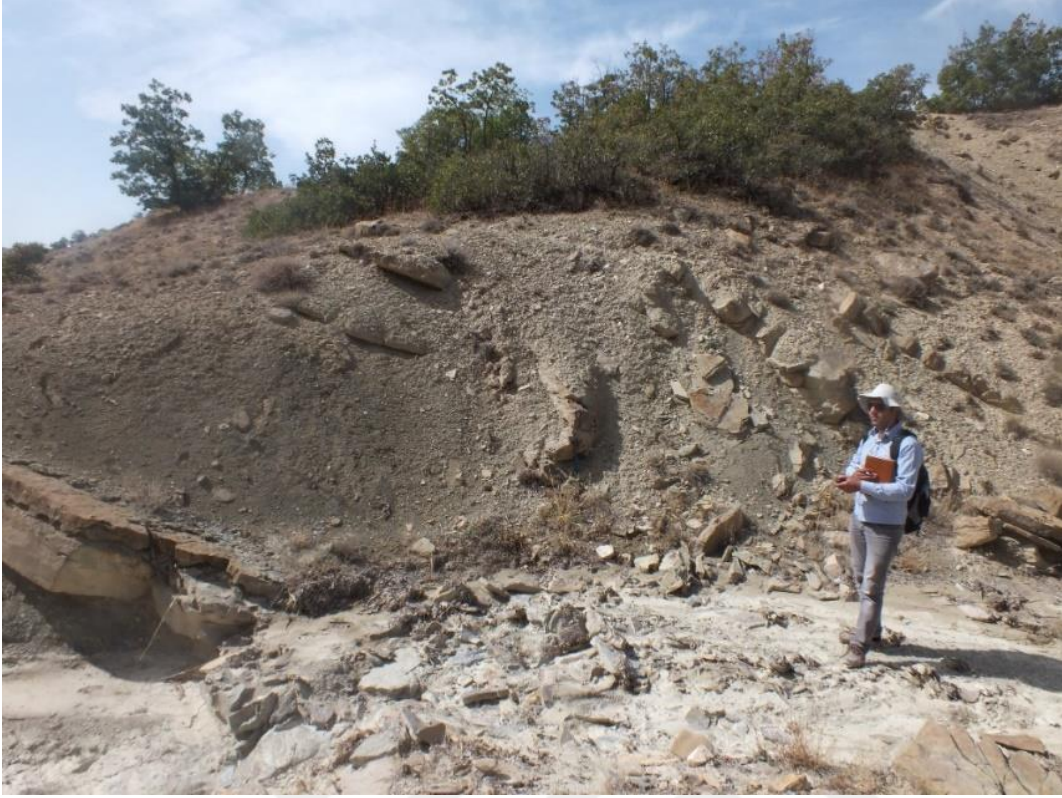
Şekil 6.31. Osizın Sırtı kesiti (Açıklama için Şekil 6.58'e bakınız).



Şekil 6.32. Marn-deprit fasiyesi içerisinde gözlenen kayma-oturma yapısı. Osizin Sırtı. Bakış; KD'ya



Şekil 6.33. Marn-deprit fasiyesi içerisinde gözlenen kayma-oturma yapısı. Osizin sırtı. Bakış; KD'ya. (37S4647821D/4271839K)



Şekil 6.35. Kayma-oturma yapısı, alttan ve üstten deforme olmamış tabakalarla sınırlıdır. Sorik dere kesiti. Bakış: KB'ya. (37S464507D/4272050K).



Şekil 6.36. Kayma-oturma yapısı, alttan ve üstten deforme olmamış tabakalarla sınırlıdır. Sorik dere kesiti. Bakış: KD'ya. (37S464810D/4271903K).



Şekil 6.37. Marn ve kumtaşı fasiyeslerinde gözlenen kayma-oturma yapısı. Sorik dere kesiti. Bakış; KD'ya. 37S464751D/4271704).

6.2.2.2. Kaotik çökeller

Kalınlığı 20 m civarında olan kaotik tabakalar yoğun kıvrılmış kopmuş parçalanmış tabakalardan oluşmakta olup oldukça karışık bir morfoloji gösterirler (Şekil 6.38, 6.39). Kıvrımlı yapılarda kıvrım eksen düzlemleri yatay, düşey ve verev konumda gözlenmektedir. Deforme olmamış tabakalarla sınırlanırlar. Kıvrımlar birbirine göre ters dönmüş özellik gösterebilir.

Yorum: Montenant vd., (2007), benzer yapıları; 'Büyük hacimli sedimentlerin sismik aktivite kökenli sıvılaşması sonucu oluşmuştur' şeklinde yorumlamıştır.



Şekil 6.38. Marn ve kumtaşı tabakalarından etkilenen kaotik çökeller. Direkli mahhallesi güneyi. Bakış; KD'ya. (37S462946D/4271698K)



Şekil 6.39. Kaotik çökellerin yakından görünümü. Direkli mahhallesi güneyi. Bakış; KD'ya (37S462946D/4271698K)

6.2.2.3. Yük kalıpları

Bu bölgede gözlenen yk kalıpları; kumtaşı-marn, iri taneli kumtaşları-ince taneli kumtaşları ve orta taneli kumtaşları –ince taneli kumtaşları arasında gözlenmiştir (Şekil 6.40-6.46). Yük kalıpları genellikle basit yk kalıpları şeklinde olup yer yer asılı yk kalıpları şeklindedir (Şekil 6.41) ve bu asılı yk kalıpları birbiri ile bağlantılıdır. Boyutları 3 cm den 15 cm ye kadar değişir. Yanal devamlılıkları oldukça fazladır ve fasiyes devamlılığına bağlı olarak son bulurlar.

Yorum: Sıvılaşma sonucu tabakalar arası ara yüzeyi graviteye bağlı duraysızlık yani tabakalar arasındaki yoğunluk farkı nedeniyle deformasyona maruz kalır (Owen 1987; Moretti vd., 1999). Üstteki tabakaların taban kısmı yuvarlaklaşmış seviyeler şeklinde alttaki kum içerisine doğru batma eğilimi gösterir ve yk kalıpları oluşur.

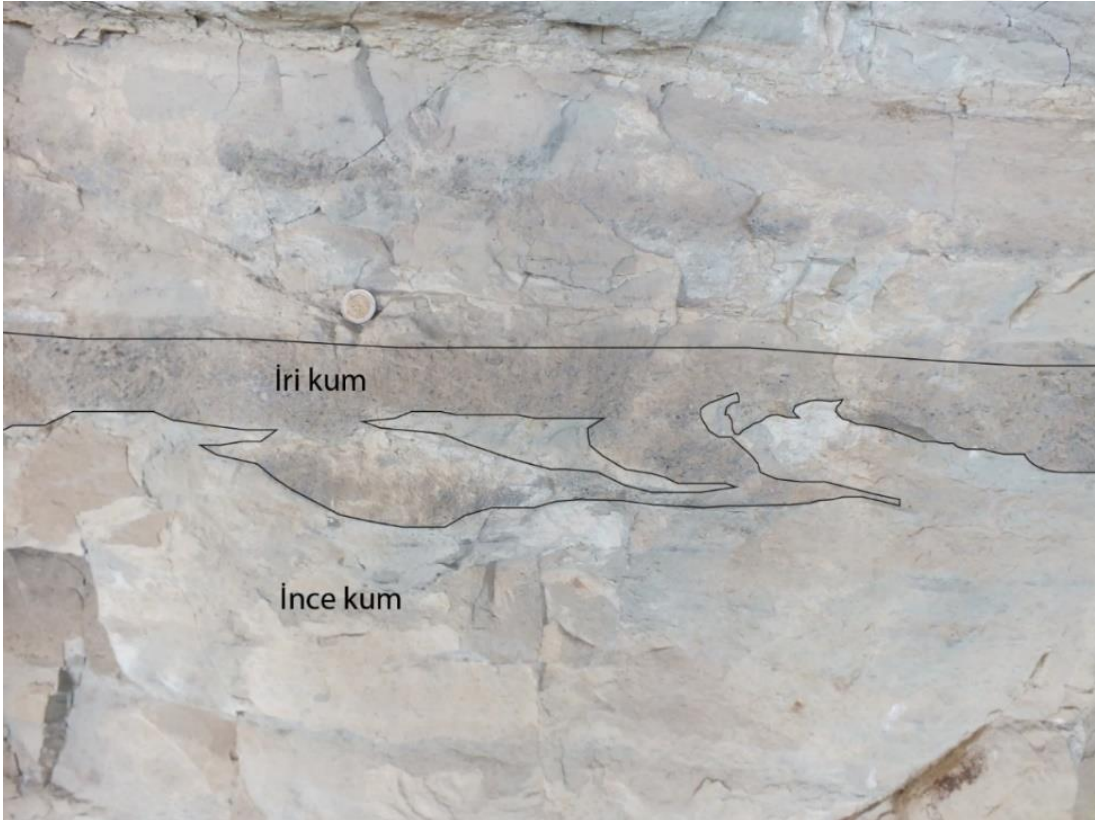
6.2.2.4. Alev yapıları

Saluşıağı çevresinde gözlenen alev yapıları, kumtaşı- marn, iri taneli kumtaşı-ince taneli kumtaşı fasiyesleri arasında gözlenmiştir (Şekil 6.40-6.46). Boyutları 3 ile 10 cm arasında değişir. Genellikle yk kalıpları ile birlikte gözlenir.

Yorum: Alev yapıları ince taneli sedimentlerin diapirik sokulumu sonucu oluşur (Mills, 1983). Altta yer alan tabakaların dinamik viskozitesi üstte olan tabakalardan daha düşüktür ve sonuç olarak alev yapıları oluşur (Anketell vd., 1970)



Şekil 6.40. Yük kalıpları ve alev yapıları (37S464310D/4271355K)



Şekil 6.41. Yük kalıpları ve alev yapıları (37S463055D/4271890K)



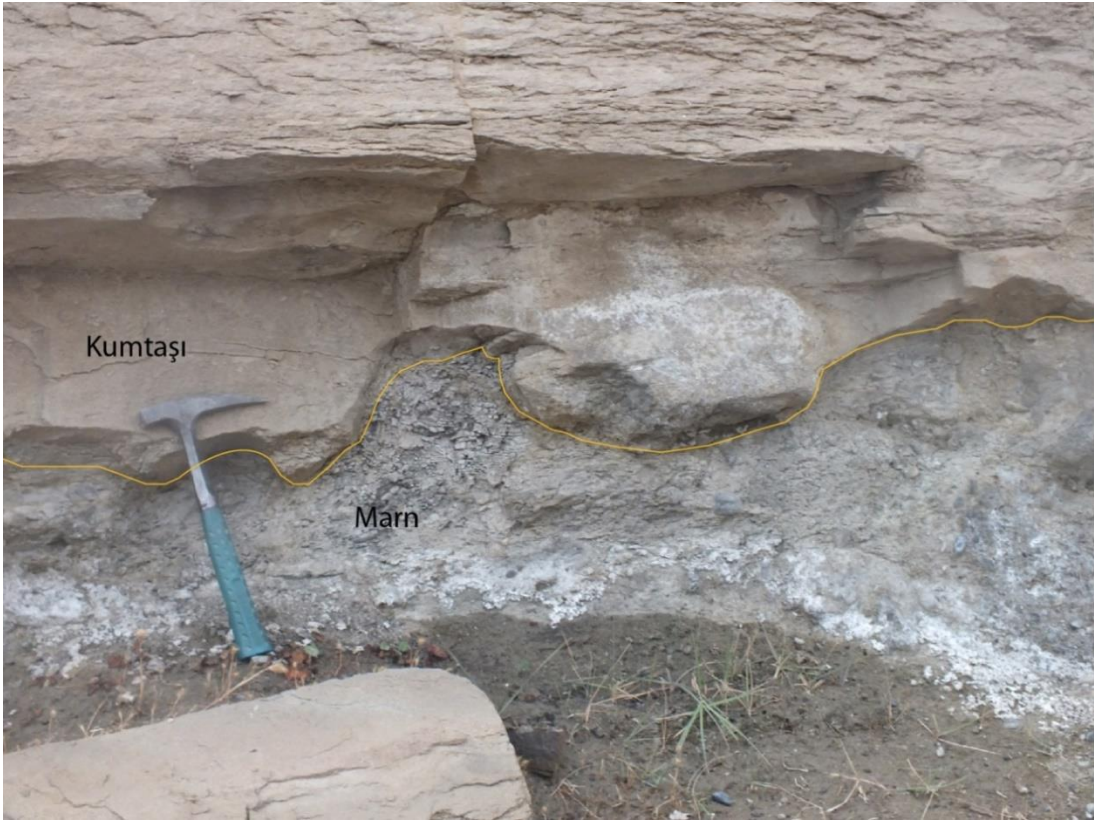
Şekil 6.42. Yük kalıpları ve alev yapıları. Sorik dere (37S64678D/4271670K).



Şekil 6.43. Yük kalıpları ve alev yapıları. Sorik dere (37S64735D/4271670K).



Şekil 6.44. Yük kalıpları. Çilehare dere.



Şekil 6.45. Yük kalıpları. Çilehare dere.



Şekil 6.46. Seherdağı Üyesine ait kumtaşı tabakalarında gözlenen yük kalıpları. Çilehare dere.Bakış; KB'ya.

6.2.2.5. Konvolüt laminasyon

Konvolüt laminalar kıvrımlı ve deforme olmuş laminalardan oluşmaktadır (Şekil 6.47-6.49). Yanal olarak ardalanmalı konveks ve konkav morfolojiler oluşturur. Konvolüt laminaları oluşturan bu morfolojilerin genişliği 5-20 cm arasında, yüksekliği ise 10-20 cm arasında değişir. Yanal devamlılığı onlarca metreye ulaşmaktadır. Altan ve üstten deforme olmamış tabakalarla sınırlıdır. Silt oranı yüksek ince taneli kumtaşlarında oluşmuştur.

Üç tip konvolüt laminasyon tanımlanmıştır.

- Ters dönmüş kıvrımlar
- Diapir şeklinde kıvrımlar
- Bozulmuş diapirler

Yorum: Konvolüt laminalar; yerli yerinde oluşan hidroplastik deformasyona maruz kalmış sediment kütleleridir. Suyun akışkanlaşması olayından ziyade sıvılaşma ile temsil edilirler (Lowe, 1975). Bu yapı, yanal olarak ardalanmalı konveks ve konkav morfolojiler oluşturan bozulmuş tabakalanma olarak tanımlanır ve geniş senklinal ve antiklinallerin karmaşık bir

modelinden oluşur. Benzer özellikler literatürde tanımlanmıştır (örneğin Kuenen, 1953; Anketell vd., 1970 ; Visher ve Cunningham, 1981; Hempton ve Dewey, 1983; Mills, 1983).



Şekil 6.47. Konvolüt laminasyon . Sorik dere (37S64751D/4271704K).



Şekil 6.48. Konvolüt laminasyon . Sorik dere (37S64745D/4271690K).



Şekil 6.49. Konvolüt laminasyon. Çilehare dere (37S64732D/4271680K).

6.2.2.6. Klastik Dayklar

İnceleme alanında gözlenen klastik dayklar ince tabakalı kumtaşı seviyeleri içeren marn fasiyesi içerisinde gözlenmiştir (Şekil 6.50). Söz konusu deformasyon yapısı lokal olarak gözlenmektedir. Boyutu 40 cm kadardır. Kalınlığı 3-4 cm dir. Kumtaşlarından oluşan mercekli geometrili kanal fasiyesinin alt seviyesinde gözlenmiştir.

Yorum: Kumtaşı daykları pelajik ortamlarda yoğun kum akışlarının depolanması sonucu asismik şartlarda oluşabilir (Beaudoin ve Fries, 1982; Beaudoin vd., 1983).



Şekil 6.50. Klastik dayk. Osizin dere güney yamacı (37S464794D/4272060K).

6.2.2.7. Su kaçma yapısı

-Tabakalar arası su kaçma yapıları

Kumtaşları, silttaşı ve marn seviyeleri arasında gözlenmiştir (Şekil 6.51-6.53). Owen (1995) in tanımladığı tabakalar arası su kaçma yapılarına benzerlik göstermektedir. Kumtaşı tabakaları bir yönde yukarıya doğru bükülme göstermişlerdir. Lokal alanlarda gözlenmiş olup yanal ve düşey yönde 1-2 m'lik alanı etkilemiştir. Bir lokasyonda marnlar içerisinde gözlenen kumtaşı tabakası parçası yukarıya doğru hareket etmiştir (Şekil 6.52).

Yorum: Bu tür yapıların oluşumu suyun yukarıya doğru hareketi ve düşey makaslama gerilmesi ile ilişkilidir (Owen, 1987). Lokal olarak suyun hareket ettiği zonları temsil ederler.



Şekil 6.51. Su kaçma yapısı, tabakalar arası su kaçma yapısı, marn ve tabakalı kumtaşları ile ilişkili olarak oluşmuştur. Kuçuk sırtı güneyi. Bakış; KD'ya (37S464650/4271455K).



Şekil 6.52. Su kaçma yapısı, kumtaşı ve marnları etkilemiştir. Kuçık sırtı güneyi. Bakış; KD'ya



Şekil 6.53. Su kaçma yapısı, tabakalı kumtaşlarının üst seviyesinde gözlenmiştir. Kuçık sırtı güneyi. Bakış; KD'ya (37S464635/4271458K).

6.2.2.8. Sinsedimanter faylar

Atımları 15-50 cm arasında değişen sinsedimanter faylar normal fay karakterindedir (Şekil 6.54-6.57). Genellikle kumtaşlarını ve marnları etkilemiştir. Birkaç tabakayı birden etkileyen faylar birkaç seviyede gözlenmiştir. Genellikle yüksek açılı normal faylar şeklinde gözlenmektedir.

Yorum: Yumuşak sedimentlerde gözenek suyu basıncı arttığı zaman, bu basınç sedimenti sıvılaştıracak kadar kuvvetli olmazsa gevrek deformasyon oluşur (Owen, 1987; Vanneste ve diğ. 1999). Gevrek (brittle) deformasyon kayaların kohesif olan davranışıyla ilişkilidir. Daha fazla sıkışmış ve daha az suya doymuş sedimentler gevrek davranış sergiler (Rossetti, 1999; Rossetti and Goes, 2000).



Şekil 6.54. Sin-sedimanter faylanma (37S464718/4271550K).



Şekil 6.55. Sin-sedimanter faylanma (37S463070/4271815K).



Şekil 6.56. Sin-sedimanter faylanma (37S463070/4271815K).



Şekil 6.57. Sin-sedimanter faylanma (37S463070/4271815K) Çilehare dere. Bakış; KB'ya.

AÇIKLAMALAR			
	Kumtaşı		Karbonat çamurtaşı
	Tabakalı Kumtaşı		Masif kireçtaşı
	Bouma İstifi (Ta-d)		Kalkaranit
	Debrit		Marn
	Çakıllı Kumtaşı		Kilitaşı
	Çakıltaşı		Silttaşı
	Yük Yapıları (Yük kalıpları ve alev yapıları)		Sinsedimanter Fay
	Merceksi geometri		Kayma-Oturma Yapısı
	Bitki kırıntısı		Kum daykısı
	Organik malzeme		Neptüniyen daykları
	Nummulites		Konvolüt Laminasyon

Şekil 6.58. Ölçülü kesitlerle ilişkili açıklamalar.

7. TARTIŞMA (TETİKLEME MEKANİZMASI)

Çalışma alanında sedimenter ortamın ve tektonik geçmişin bilinmesi yumuşak çökel deformasyon yapılarının oluşumunu başlatan tetikleme mekanizmasının yorumlanmasında oldukça önemlidir. Daha çok derin deniz (2. Bölge) ortamını temsil eden çalışma alanında sığ su dalgaları ile ilişkili tetikleme mekanizması elemine edilebilir. Bununla birlikte bu yapıların oluşumu; sismik aktivite, aktif tektonik ve sedimantasyon ilişkisine bağlıdır. Çalışma alanında tanımlanan yumuşak çökel deformasyon yapılarının deformasyon mekanizması sıvılaşma, su kaçma olayı, makaslama gerilmesi, gevrek davranış ve zıt yoğunluk farkı ile ilişkilidir.

Bir yamaçta çökelen sedimentlerin duraylılığı, kayma-kayma oturma ile sonuçlanması büyük bir oranda çökellerin makaslama gerilmesine ve gömülme derinliği ile bu gerilmenin artma oranına bağlıdır. Bu faktörler tane boyu dağılımı, homojenlik, sedimentin birikme oranı, sıkılaşma derecesi ve gözenek suyu basıncı tarafından kontrol edilir. (Moore, 1961).Yamaç üzerinde sedimentin aşağıya doğru hareketine ne sebep olabilir? Önceki araştırmacılar yamaçlarda kayma-oturma hareketine maruz kalmış sedimentlerin 3 ana tetikleme mekanizması ile harekete geçtiğini ifade etmişlerdir. 1) Yüksek sedimantasyon oranı veya sediment yüklemesi, 2) Eğimi yüksek yamaçlar, 3) Sismik tetikleyici mekanizma (Naylor, 1981).

Her ne kadar sedimentin yavaş birikimi duraylı çökelme ile sonuçlansa da sediment içerisinde doğal olarak oluşmuş kapanlar sedimantasyonu lokal olarak hızlandıracak ve daha az duraylı çökellerin oluşmasına sebep olacaktır (Moore, 1961). Büyük olasılıkla daha kalın tabakalar yüksek sedimantasyon oranıyla ilişkilidir. Bu çalışmada tanımlanan kayma-oturma yapıları genellikle ince tabakalı kalkarenitler ve karbonat çamurtaşlarının aralanmalı olduğu bölgelerde gözlenmiştir. Dolayısıyla hızlı sedimantasyon ile ilişkili tetikleme mekanizmasını elemine edebiliriz.

Havza tabanı faylanması kayma-oturma yapılarının oluşumu için muhtemel sebeplerden biridir (Kuenen, 1967; Corbertt, 1973; Debacker vd., 2001). Bu faylanmalara eşlik eden sismik aktiviteler, kayma hareketini başlatan tetikleyici mekanizma olabilirler (Corbertt, 1973; Kastens, 1984). Bununla birlikte kayma oturma yapıları sismik aktivitelerin etkisi altında sıkılaşmamış sedimentlerde oluşabilen pek çok yapıdan biridir. Kırkgeçit Formasyonu; aktif kıta kenarında yay-gerisi bir havzada tektonik şartlar altında

çökelen bir birimdir. Bu birimde tanımlanan gerek sismitler gerekse sismik aktivitelerle ilişkili kayma-oturma deformasyonları bu yorumla uyumluluk göstermektedir.

Flüvyal çökellerle ilişkili haliç çökellerinde gözlenen haliç bankları boyunca gelişmiş moloz akmaları ve kayma-oturma yapılarının oluşumu sismik aktivitelerle ilişkilendirilmiştir (Rossetti ve Santos, 2003). Calabrian sırtında tanımlanan moloz akması ve türbidit çökellerinin oluşumunu başlatan mekanizma sismik aktivitelerdir. Dik havza yamaçlarında sediment taşınma prosesinin ilk önce rotasyonel kayma-oturma hareketi ile başladığı akabinde moloz akması ve yoğun akıntılar şeklinde devam ettiği belirtilmiştir (Kastens, 1984). Büyük ölçekli kayma-oturma yapılarının gelişimi aşağıdaki kriterlere göre sismik aktivitelerle ilişkili olduğunu gösterebilir (örneğin Ge ve Zhong, 2017).

-Aynı seviyede kilometrelerce devamlılık göstermektedir (Hacıtemur Köyü çevresinde; 5 km den fazla)

-Kayma-oturma yapıları düşük eğimli yamaçlarda oluşmuştur.

-Tektonik aktiviteler sismik aktivite için uygun ortamlardır.

-Elazığ Havzası'nda aynı birimin farklı lokasyonlarında sismik ve genişlemeli (neptüniyen dayklar) hareketlere bağlı yumuşak çökel deformasyon yapıları tanımlanmıştır (Koç-Taşgın, 2018)

Sıvılaşma mekanizmaları, sismik sarsıntılar, fırtınalı dalgaları veya dalga kırılmaları ile ilişkili periyodik basınç değişiklikleri ve hızlı sedimantasyon gibi çeşitli etkenler tarafından tetiklenebilir.

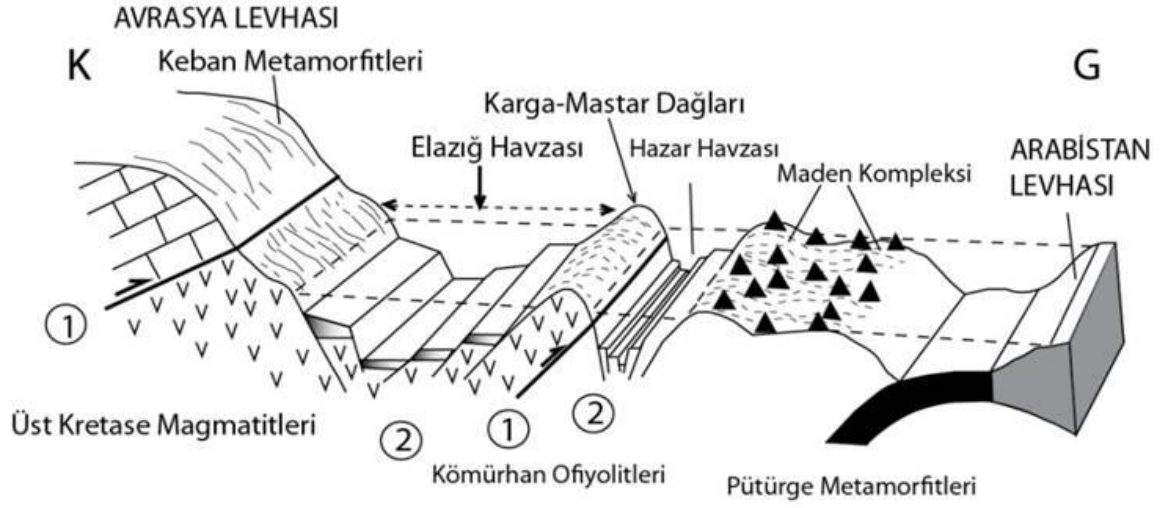
Yük yapıları, konvolüt laminasyon ve su kaçma yapılarını içeren yumuşak çökel deformasyon yapılarının birçok tipi türbidit çökellerde yaygın bir şekilde gözlenmektedir (Lowe, 1975; Allen ve Banks, 1972; Stromberg ve Bluck, 1998; Moretti vd., 2001; Tinterri vd., 2016). Bu yapıların çoğu yüksek sedimantasyon oranıyla ilişkili olarak hızlı bir şekilde kalınlaşan yükleme nedeniyle sedimentin duraylılık alt limitini geçtikten sonra, suya doymuş sedimentin sıvılaşma ve su kaçma olayı (Allen, 1977) ile ilişkili olarak oluşmaktadır (Moretti vd., 2001). Top ve yastık yapılarının oluşumu sismik tetikleyici mekanizma ile ilişkilidir (Ringrose, 1989; Bowman, 2004)

Konvolüt laminasyonlar hem denizel ortamlarda (Tinterri vd., 2016) hem de karasal ortamlarda (Koç Taşgın ve Türkmen, 2009) gözlenmiştir. Türbidit çökellerinde bulunan

konvolüt laminasyonlar, yoğunluk/bulanlı akıntıların sahip olduğu kuvvetli akıntılarla oluştuğu şeklinde atfedilir. Çalışma alanında türbiditleri karakterize eden bouma istifinin tam serisi çok nadir gözlenmiştir. Bu nedenle çok kuvvetli akıntıların varlığı söz konusu olmayabilir. Konvolüt laminasyonların çok kalın tabakalarda gözlenmeyişi hızlı sedimentasyona bağlı tetikleme mekanizmasını elemine edebilir. Derin deniz ortamında tetikleyici mekanizma olarak gel-git akıntıları, dalga aktiviteleri, güçlü akıntılar sığ ortamdaki kadar etkilemeyecektir (Lowe, 1976). Su kaçma yapılarının oluşumunu başlatan mekanizma tektonik ile ilişkili sismik şoklar ve denizlerde fırtınalarla ilişkili şoklar olabilir (örn. Johnson, 1977). Bu fırtınalar sıvılaşmaya neden olabilir fakat çalışma alanında fırtınayı temsil edecek herhangi bir çökele rastlanmamıştır.

Sismik aktiviteler aktif tektonik hareketlerle ilişkili olarak oluşan doğal olaylardır. Güncel sismik aktiviteler bölgesel olarak sıkışmalı ve genişlemeli hareketli kuşakları kapsar. Örneğin Alp-Himalaya kıtasal çarpışma kuşağı, kıtasal açılma zonları (Doğu Afrika Rifti). Geçmiş sismik aktivitelerin jeolojik kayıtları sedimanter kayalarda korunmuş olup sismik olarak tanımlanmıştır. Sims (1975), her bir sismik deformasyon horizonunun Mercalli ölçeğine göre 6 veya daha büyük bir sismik aktivite büyüklüğünde oluştuğunu vurgulamıştır. Morgenstern (1967) denizaltı sedimentleriyle ilişkili büyük ölçekli kayma-oturma yapıları ve büyük magnitüdlü yakın mesafe depremler arasında bir korelasyon olabileceğini tartışmıştır. Söz konusu araştırmacı tarafından atfedilen bütün sismik aktivitelerin büyüklüğü 6'dan fazladır ve bu büyüklükte sismik aktivitelerle ilişkili olarak 3 derece kadar düşük eğime sahip yamaçlarda kayma-oturma yapılarının oluşabileceğini vurgulamıştır. Alkyonides Havzasında, denizaltında kayma-oturma hareketi ile ilişkili bir kütle belirlenmiş ve bu kütle akışını başlatan mekanizmanın Yunanistan da 1881 yılında 6,4-6,7 arasında büyüklüklere sahip ilk sismik şok olduğu sonucuna varılmıştır (Perissoratis vd.,1984).

Çalışma alanında gözlenen deformasyon yapılarının oluşumu bu bilgilerle kıyaslanırsa bölgede en az 6 veya daha büyük ölçekte sismik aktivitelerin oluşmuş olabileceği ifade edilebilir.



- ① Ana Bindirme: Üst Kretase-Alt Paleosen (ön-ülke havzası)
- ② Normal Faylanma: Orta Eosen (yay ve yay-gerisi havzalar)

Şekil 7.1. Elazığ Havzasının paleocoğrafyası (Aksoy vd. 2005)

8. SONUÇLAR

1. Elazığ batısında yer alan çalışma alanı iki lokasyona ayrılarak incelenmiştir. Bu lokasyonlar:
 - Hacıtemur Köyü çevresi
 - Saluşağı Köyü çevresi
2. Bu lokasyonlarda yumuşak çökel deformasyon yapılarının gözlemlendiği noktalardan kesitler ölçülmüş, örnekler alınmış ve literatür taranarak ortamla ilgili veriler elde edilmiştir. Bu verilere göre çalışılan lokasyonlarda;
 - Hacıtemur köyü çevresi; Düşük eğimli yamaç ortamı,
 - Saluşağı köyü çevresi; Marn-çamur baskınlığındaki yamaç ortamı
3. Hacı Temur köyü çevresinde kayma-oturma yapıları ve bunlarla ilişkili sinsedimanter fayların gözlemlendiği 6 nokta belirlenmiş ve kesitler ölçülmüştür. Kayma-oturma yapılarından elde edilen hareket yönlerine göre eski yamacın eğim yönü GD ya doğrudur. Bu lokasyonda tanımlanan kayma-oturma yapılarının oluşumunu başlatan mekanizmanın çalışma alanının tektonik olarak aktif bir bölge olması nedeniyle (yay gerisi bir havza) sismik aktivitelerle ilişkilendirilmiştir.
4. Saluşağı Köyü çevresinde tanımlanan yumuşak çökel deformasyon yapıları kayma-oturma yapıları, kaotik çökeller, yük kalıpları, alev yapıları, su kaçma yapıları, konvolüt laminasyon, klastik dayklar ve sinsedimanter faylardır. Özellikle kayma-oturma yapılarının gözlemlendiği lokasyonlardan 3 kesit ölçülmüştür. Diğer yapılar genellikle lokasyon olarak belirlenmiştir. Burada tanımlanan yapıların deformasyon mekanizması yamaç eğimi, yoğunluk farkı, sıvılaşma, su kaçma hareketi önemli faktörlerdir. Deformasyonu başlatan mekanizma hızlı sedimantasyon ve sismik aktivitelerdir.
5. Elazığ havzasında çökelen Kırkgeçit Formasyonu bir dalma-batma kuşağının (Arabistan levhası, Avrasya levhası altına dalıyor) gerisinde yay-gerisi bir havzada genişlemeli rejime bağlı olarak gelişen denizel çökellerin yer aldığı bir birimdir. Dolayısıyla tektonizma ve tektonik hareketler sonucu oluşan sismik aktiviteler

yumuşak çökel deformasyon yapılarının oluşumunda önemli tetikleyici mekanizmadır. Verilerin değerlendirilmesi sonucu bölgede en az 6 veya daha büyük sismik aktivitelerin oluşmuş olabileceği belirlenmiştir.



9. KAYNAKLAR

- Akgül, B., 1987,** Keban yöresi metamorfik kayaçlarının petrografik incelenmesi. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek lisans tezi, Elazığ, 60s (Yayımlanmamış).
- Aksoy E. ve Turan, M., 1997.** Van ve Elazığ yörelerinde Kırkgeçit Formasyonundaki olistolit yerleşimlerinin tektonik önemi. Selçuk Üniversitesi, Mimarlık Fakültesi, 20.Yıl Jeoloji Semp., Bildiriler, 35-44.
- Aksoy, E., Turan, M., Türkmen, İ. ve Özkul, M., 1996,** Elazığ Havzasının Tersiyer'deki Evrimi., KTÜ Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Sempozyumu (16-20 Ekim 1995) Bildirileri, 293-310.
- Aksoy, E., Türkmen, İ., Turan, M. ve Meriç, E., 1999.** Harami Formasyonu'nun (Üst Kampaniyen-Maastrichtiyen) Stratigrafik Konumu ve Çökelme Ortamıyla İlgili Yeni Bulgular, Elazığ Güneyi. TPJD Bülteni, 11, 1, 1-15.
- Aksoy E., Türkmen İ. ve Turan M., 2005.** Tectonics and sedimentation in convergent margin basins: an example from the Tertiary Elazığ basin, Eastern Turkey. J. Asian Earth Sci. 2005; 25, 459-472.
- Aksoy, E., 1988,** Van ili doğu-kuzeydoğu yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, Elazığ, 171s (Yayımlanmamış).
- Aksoy, E., 1993.** Elazığ batı ve güneyinin Jeolojik özellikleri. TÜBİTAK Yerbil. Derg., 1,1, 113 - 123.
- Aktaş, E. ve Robertson, A. H. F., 1984.** The Maden Complex, SE Turkey: Evolution of the Neotethyan Continental Active Margin. In: Dixon, J.E and Robertson, A.H.F.(eds). Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, The Special Publication of Geological Society No: Blackwell Scientific Publication, Edinburg, 375-402.
- Alkumru, A., 1962,** Fırat-Keban baraj yeri ve çevresinin jeolojik araştırmaları, E.İ.E. yayını.
- Allen. J.R.L., 1977.** The possible mechanisms of convolute laminations in graded sandstone beds. Journal of the Geological Society of London 134, 19-31.
- Allen, J.R.L., 1982.** Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis, Vol. 2. Developments in Sedimentology (Elsevier, Amsterdam), 30B: 663 pp.
- Allen, JRL, Banks, N.L., 1972.** An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. Sedimentology, 19, 257-283.
- Alsop, G.I. ve Marco, S., 2011.** Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea basin. Journal of Structural Geology 33, 433–457.
- Anketell, J.M., Cegla, J. ve Dzulynski, S., 1970.** On the deformational structures in systems with reversed density gradients. Ann. Soc. Geol. Pologne, 15, 3-29.

- Asutay, H.J., 1985.** Baskil (Elazığ) çevresinin jeolojik ve petrografik incelemesi. Doktora tezi (Yayınlanmamış) Ank. Univ. Fen bil. Enst.. 156s.
- Asutay, H.J., Turan M., 1986,** Doğu Toroslar, Keban-Baskil (Elazığ) dolaylarının jeolojisi: MTA Rep.
- Aygen, G., 2000.** Baskil-Akuşığı (B Elazığ) yakın civarının biyostratigrafisi ve paleontolojisi. Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 80 s. (yayınlanmamış)
- Beaudoin, B. ve Friès, G., 1982.** Filons gréseux sédimentaires, per descensum, dans un système de fractures ouvertes. Le cas de l'Albien de Bevens (Alpes-de-Haute-Provence). C. R. Acad. Sci., Paris 295, 285–387.
- Beaudoin, B., Friès, G., Joseph, P. ve Paternoster, B., 1983.** Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans (Drôme). C. R. Acad. Sci., Paris 296, 387–392.
- Bowman, D., Korjenkov, A. ve Porat, N., 2004.** Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. Sediment. Geol. 163, 211–228.
- Corbett, K.D., 1973.** Open cast slump sheets and their relationship to sandstone beds in an Upper Cambrian flysch sequence, Tasmania. Journal of Sedimentary Petrology, 43, 147-159.
- Cronin, B.T., Çelik, H., Hurst, A. ve Türkmen, İ., 2005,** Mud prone entrenched deep-water slope channel complexes from the Eocene of eastern Turkey, In: D.M. HODGSON and S.S. FLINT, (Eds), Submarine Slope Systems: Processes and Products, Geological Society, London, Special Publications, 244, 155-180.
- Cronin, B.T., Hartley, A.J., Çelik, H., Hurst, A., Türkmen, İ. ve Kerey I.E., 2000;** Equilibrium Profile Development in Graded Deep Water Slopes: Eocene, Eastern Turkey. J. Geol. Soc. London, 157, 943-955.
- Çetindağ, B., 1985.** Palu-Kovancılar (Elazığ) dolayının hidrojeoloji incelemesi. Fırat Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek lisans tezi, Elazığ, 117s (Yayınlanmamış).
- Debacker, T.N., 2001.** Large-scale slumping deduced from structural and sedimentary features in the Lower Palaeozoic Anglo-Brabant fold belt, Belgium. Journal of the Geological Society, 158, 341-352.
- Erdogan, T., 1975,** Gölbaşı yöresinin jeolojisi. TPAO Arsivi Rap. No. 229 (Yayınlanmamış) Ankara.
- Ertürk, Y.T., 2001.** Akuşığı Köyü (Baskil/Elazığ) dolaylarında Kırkgeçit Formasyonu'nun sedimantolojik özellikleri Yüksek Lisans Tezi, Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü. 46 s.
- Ge, Y. ve Zhong, J., 2017.** Trigger recognition of Early Cretaceous soft-sediment deformation structures in a deep-water slope-failure system. Geological Journal. 1-16.

- Hempton, M.R. ve Dewey, J.S., 1983.** Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics* 98, T14–T17.
- İnceöz, M., 1994,** Harput (Elazığ) yakın kuzeyi ve doğusunun jeolojik özellikleri, Doktora tezi (yayımlanmamış). F.Ü. Fen Bil. Enst., 112s.
- Johnson, H.D., 1977.** Sedimentation and water escape structures in some late Precambrian shallow marine sandstones from Finnmark, North Norway. *Sedimentology*, 24, 389-411.
- Kastens, K.A., 1984.** Earthquakes as a triggering mechanism for debris flows and turbidites on the Calabrian Ridge. *Marine Geology*, 55, 1–2, 13-33.
- Kaymakçı, N., İnceöz, M. ve Ertepinar, P., 2006,** 3D architecture and Neogene evolution of the Malatya basin: inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık fault zones. *Journal of Turkish Earth Sciences*, 15, 123-154.
- Kaymakçı, N., İnceöz, M., Ertepinar, P. ve Koç, A., 2010,** Late Cretaceous to Recent Kinematics of SE Anatolia (Turkey). *Geological Society of London, Special Publications*, v. 340, p. 409-435.
- Kaymakçı, N., İnceöz, M. ve Ertepinar, P., 2006,** 3D architecture and Neogene evolution of the Malatya basin: inferences for the kinematics of the Malatya and Ovacık fault zones. *Journal of Turkish Earth Sciences*, 15, 123-154.
- Ketin, İ., 1966,** Anadolunun tektonik birlikleri. *M.T.A., Enst. Derg. No:66*, 20-34, Ankara.
- Kipman, E., 1981,** Keban'ın jeolojisi Ve Keban şariyayı. *İ.Ü.Yerbilimleri Dergisi*. 1–2, 75–81.
- Koç Taşgın, C. ve Türkmen, I., 2009.** Analysis of soft-sediment deformation structures in Neogene fluvio-lacustrine deposits of Çaybağı Formation. *Eastern Turkey, Sediment. Geol.* 218, 16-30.
- Kuenen, P.H., 1953.** Graded bedding, with observations London, 153, 803-810.
- Kuenen, P.H., 1967.** Emplacement of flysch-type sand beds. *Sedimentology*, 9, 203-243.
- Lowe, D.R. 1975.** Water escape structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22, 157-204.
- Lowe, D.R. 1976.** Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology*, 23, 285-308.
- Mills, P.C., 1983.** Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures — a review. *Sedimentary Geology* 35, 83–104.
- Montenant, C., Barrier, P. ve Ott d'Estevou, P., 1991.** Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy. *Tectonophysics* 194, 203–215.
- Montenat, C., Barrier, P., Ott d'Estevou, P. ve Hibsich, C., 2007.** Seismites: An attempt at critical analysis and classification. *Sedimentary Geology*, 196, 5-30.

- Moore, D.G. 1961.** Submarine slumps. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 31-343-357.
- Moretti, M., Alfaro, P., Caselles, O. ve Canas, J.A., 1999.** Modeling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304, 369-383.
- Moretti, M. ve Sabato, L., 2007.** Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant 'Arcangelo Basin (Southern Italy): seismic shock vs. overloading. *Sediment. Geol.* 196, 31-45.
- Moretti, M., Soria, J.M., Alfaro, P. ve Walsh, N. 2001.** Asymmetrical soft-sediment deformation structures triggered by rapid sedimentation in turbiditic deposits (Late Miocene, Guadix Basin, southern Spain). *Facies*, 44: 283-294.
- Morgenstern, N. R., 1967.** Submarine slumping and the initiation of turbidity currents (ed. A. F. Richards), *Marine Geotechnique Urbana*, Ill., University of Illinois Press, 1996, 189—219.
- Mutti, E. ve Ricci Lucchi, F., 1972.** Le torbiditi Dell'Apenino settentrinale: Introduzzone all'analisi di facies. *Memoir Soc. Geol. Italy*, 11, 161-199.
- Naylor, M.A., 1981.** Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone–shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, 28, 6, 837-852.
- Nichols, G., 2009.** *Sedimentology and Stratigraphy*, Wiley-Blackwell, 419s.
- Owen, G., 1987.** Deformation processes in unconsolidated sands. In: M.E: Jones, R.M.F. Preston (Eds.), *Deformation of sediments and sedimentary rocks*. Geological Society Special Publications 62, 733-734.
- Owen, G., 1995.** Soft-sediments deformation in Upper Proterozoic Torridonian Sandstones (Applecross Formation) at Torridon. Northwest Scotland. *Journal of Sedimentary Research* A65, 495-504.
- Owen, G., 2003.** Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. In: Van Rensbergen, P., Hillis, R.R., Maltman, A.J., Morley, C.K. (Eds.), *Subsurface Sediment Mobilization*: Geological Society, London, Special Publications 216, 21–34.
- Özgöl, N., 1976.** Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*. 19 (1), 65-78.
- Özkul, M. ve Üşenmez, Ş., 1986.** Elazığ kuzeydoğusunda derin deniz konglomeralarının sedimantolojik incelenmesi. *G.Ü. Müh.Mim. Fak.Derg.*, 1,2, 53-57.
- Özkul, M. ve Üşenmez, Ş., 1986.** Elazığ kuzeydoğusunda derin deniz konglomeralarının sedimantolojik incelenmesi. *G.Ü. Müh.Mim. Fak.Derg.*, 1,2, 53-57.
- Özkul, M., 1982.** Güneyçayırı (Elazığ) bölgesinin sedimantolojisi. Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Yüksek lisans tezi, Elazığ, 38s (Yayımlanmamış).
- Özkul, M., 1988.** Elazığ batısında Kırkgeçit Formasyonu üzerinde sedimantolojik incelemeler. Doktora tezi (Yayımlanmamış), F.Ü. Fen Bil. Enst., 186s.

- Perinçek, D., 1979.** Palu-Karabegan-Elazığ-Sivrice-Malatya alanının jeolojisi ve petrol imkanları. TPAO Arsivi Raporu no:1361 (Yayınlanmamış) Ankara.
- Perissoratis, C., Mitropoulos, D., Angelopoulos, I., 1984.** The role of earthquakes in inducing sediment mass movements in the eastern Korinthiakos Gulf. An example from the February 24–March 4, 1981 activity. *Marine Geology* 55, 35-45.
- Ringrose, P.S., 1989.** Palaeoseismic (?) liquefaction event in late Quaternary lake sediment at Glen Roy, Scotland. *Terra Nova* 1, 57–61.
- Rossetti, D.F., Santos, J.A.E., 2003.** Events of sediment deformation and mass failure in Upper Cretaceous estuarine deposits (Cameta Basin, northern Brazil) as evidence for seismic activity. *Sedimentary Geology*, 161, 107-130.
- Shepard, P.H., 1955.** Delta-front valleys bordering the Mississippi distributaries. *Geol. Soc. Am. Bull.* 66, 1489–1498.
- Sims, J. D., 1975.** Determining earthquake recurrence intervals from deformation structures in young lacustrine sediments, *Tectonophysics*, 29: 141—152.
- Soyutürk, N., 1973.** Murat baseni jeolojisi ve hidrokarbon imkanlar. T.P.A.O. arşivi Rap. No: 791 (Yayınlanmamış) Ankara.
- Stromberg, S.G. ve Bluck, B., 1998.** Turbidite facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. *Sedimentary Geology*, 115, 267-288.
- Koç-Taşgın, C., 2018.** Kırkgeçit Formasyonu’nda (Elazığ Çevresi) Gözlenen Yumuşak Çökel Deformasyon Yapılarının Özellikleri ve Oluşumu. TÜBİTAK 116Y017 Nolu Proje raporu (Hızlı Destek), 104s.
- Tatar, Y., 1987.** Elazığ bölgesinin genel tektonik yapıları ve Landsat fotoğratları üzerinde yapılan bazı gözlemler. *Yerbilimleri*. 14, 295–308.
- Tinterri, R., Magalhaes, P.M., Tagliaferri, A. ve Cunha, R.S. 2016.** Convolute laminations and load structures in turbidites as indicators of flow reflections and decelerations against bounding slopes. Examples from the Marnoso-arenacea Formation (northern Italy) and Annot Sandstones (south eastern France). *Sedimentary Geology*, 344, 382-407.
- Tuna, E., 1979,** Elazığ-Palu-Pertek bölgesinin jeolojisi. T.P.A.O. arşivi Rap. No: 1363 (Yayınlanmamış), Ankara.
- Turan, M., 1993.** Some important tectonic structures in the surroundings of Elazığ and their meaning in the geological evolution in the region. In: Kazancı, N. (Ed.), *Proceedings of a. Suat Erk Geological Symposium*. Ankara University, Ankara, pp. 193e204.
- Turan, M. ve Bingöl AF., 1991,** Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin Tektono-stratigrafik özellikleri. *Ahmet Acar Sempozyumu, Bildiriler*, 213-m.
- Turan, M., 1984,** Baskil Aydınlar (Elazığ) Yöresinin stratigrafisi ve tektoniği. Doktora Tezi (Yayınlanmamış), F.Ü Fen bilimleri enst., Elazığ.

- Turan, M., Aksoy, E., Bingöl, A.F., 1995.** Doğu Torosların Jeodinamik Evriminin Elazığ Civarındaki Özellikleri. F.Ü. Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi, 7,2, 177-199.
- Turan, M. ve Türkmen, İ., 1996.** Stratigraphy and sedimentological features of Kuşçular Formation (Lower Paleocene). Turkish Journal of Earth Sciences 5, 109–121. (in Turkish with English abstract).
- Türkmen, İ. ve Ertürk, Y., 2002,** Kırkgeçit Formasyonu’nun (Orta Eosen-Oligosen) Akuşağı Köyü (Baskil-Elazığ) dolaylarındaki Yüzeylemelerinin Sedimentolojik Özellikleri, TPJD Bülteni, 14, 2, 1-16.
- Türkmen, İ. İnceöz, M. Aksoy, E. ve Kaya, M., 2001,** Elazığ yöresinin Eosen stratigrafisi ve paleocografyası ile ilgili yeni bulgular. H.Ü. Yerbilimleri, 24,81-95.
- Türkmen, İ., 1988,** Palu-Çaybağı (Elazığ D’su) yöresinin sedimentolojik incelenmesi. Yüksek Lisans tezi (yayımlanmamış). F.Ü. Fen Bil. Enst., 79s.
- Türkmen, İ., İnceöz, M. ve Kerey, İ.E., 1999,** Kırkgeçit Formasyonu (Orta Eosen-Oligosen): Gel-git düzlüğü ve fırtınalı şelf kompleksine bir örnek (Elazığ KKB’sı). H.Ü. Yerbilimleri Bülteni, 21, 125-142.
- Türkmen, İ.,1991.** Palu Formasyonu’nun Sedimentolojik Özellikleri. Türkiye Jeoloji Bülteni, 34, 21-26.
- Vanneste, K., Meghraoui, M. ve Camelbeeck, T., 1999.** Late Quaternary earthquake-related soft-sediment deformation along the Belgian portion of the Feldbiss Fault, Lower Rhine Graben system. Tectonophysics 309, 57–79.
- Visher, G.S. ve Cunningham, R.D., 1981.** Convolute laminations- a theoretical analysis: Example of a Pennsylvanian sandstone. Sediment Geol., 28, 175-189.
- Walker, R.G. ve Mutti, E., 1973.** Turbidite facies and facies associations: In: G.V. Middleton and A.H. Bouma, Eds., Turbidites and deep water sedimentation. SEPM. Pacific Sect. Short Course, Anaheim, California, 119-158.
- Yazgan, E., 1984,** Geodynamics evolution of the Eastern Taurus region. _nt. Symp. on the geology of the taurus belt. Bildiriler, 199-208, Ankara.

ÖZGEÇMİŞ

Adı-Soyadı : Fırat ALTUN
Doğum Yeri ve Doğum Tarihi : DİYARBAKIR/ 01.02.1985
Telefon : 0 538 579 9208
E-mail : firat_altun85@hotmail.com

EĞİTİM BİLGİLERİ	
09/2007-06/2011	FIRAT ÜNİVERSİTESİ MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ
09/2001-06/2003	GAZİ ANADOLU LİSESİ/ELZAIĞ
BİLGİSAYAR BİLGİLERİ	
PROGRAMLAR	Microsoft Office Programları
	Adobe Illustrator
	Google Earth
İŞ DENEYİMLERİ	
08/2013-Devam	Romer Mermer Mad. San. Tic. ve Ltd. Şti.
11/2012-08/2013	Projeo Mühendislik
08/2012-10/2012	Jeos Yerbilimleri Mühendislik Müşavirlik İnşaat Ltd. Şti (Proje)
SERTİFİKALAR	
11 / 2012	Bilgisayar İşletmenlik Sertifikası
09 / 2010	1. Uluslararası Koruma Sempozyumu ve Güneydoğu Avrupa Ülkeleri ProGEO Grubu Katılımı