

CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ

SİVAS HAVZASI OLİGO-MİYOSEN İSTİFİNDEKİ GÖLSEL
KARBONATLARIN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Baki AKTOY

YÜKSEK LİSANS TEZİ

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ

Danışman
Yrd. Doç. Dr. Özgen KANGAL

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRLÜĞÜ'NE

Bu çalışma, jürimiz tarafından, Jeoloji Anabilim Dalı'nda Yüksek Lisans Tezi olarak kabul edilmiştir.

Başkan	Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN
Üye	Yrd. Doç. Dr. Özgen KANGAL
Üye	Yrd. Doç. Dr. Nihat KARAKUŞ

Yukarıdaki imzaların, adı geçen öğretim üyelerine ait olduğunu onaylıyorum.

.../.../2009

FEN BİLİMLERİ ENSTİTÜSÜ MÜDÜRÜ

Prof. Dr. Sezai ELAGÖZ

Bu tez, Cumhuriyet Üniversitesi Senatosunun 05.01.1984 tarihli toplantısında kabul edilen ve daha sonra 30.12.1993 tarihinde C.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Müdürlüğünce hazırlanan ve yayınlanan “Yüksek Lisans ve Doktora tez yazım Kılavuzu” adlı yönergeye göre hazırlanmıştır.

ÖZET

SİVAS HAVZASI OLİGO-MİYOSEN İSTİFİNDEKİ GÖLSEL
KARBONATLARIN OLUŞUMU VE KÖKENİ

Baki AKTOY

Yüksek Lisans Tezi, Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı

Danışman: Yrd. Doç. Dr. Özgen KANGAL

2009, 56 sayfa

Sivas Havzası Oligo-Miyosen istifinde, gölssel karbonat içeren iki farklı çökel sistemi bulunmaktadır. Bunlardan havzanın orta kesiminde yer alan Emirhan formasyonu dört (paralel/çapraz tabakalı kumtaşı; masif çamurtaşı; kireçtaşı ve tabakalı jipsler), batı kesiminde yer alan Deliktaş formasyonu ise üç fasiyese (kırmızı renkli kumtaşı-silttaşı-çakıltaşı; gri-yeşil renkli çamurtaşı ve karbonatlar) ayrılarak incelenmiştir.

Emirhan formasyonu karbonatları bütünüyle mikritten oluşmuştur ve tatlı su gastropodları, chara ve ostracod fosilleri içerirler. Formasyonun kil minerali topluluğunu, klorit-smektit, smektit, illit ve klorit, daha az oranda da serpantin oluşturur. Deliktaş formasyonu karbonatları ise dolomit ve manyezit minerallerinden oluşmuştur ve fosil içermez. Kil minerali topluluğu olarak ise, paligorskit, smektit, klorit ve serpantin mineralleri yer alır. Her iki formasyona ait karbonatlarda da sığ su koşullarını yansıtan, (kuruma çatlakları, mikrit intraklastları ve bitki kök izleri) gibi tortul yapılar izlenir.

Deliktaş formasyonu manyezitlerinin izotop içeriği $\delta^{13}\text{C}$ ‰ -6,5 ile ‰-7,6 (PDB); ve $\delta^{18}\text{O}$ ‰ 24,3 ile ‰ 25,9 (SMOW) aralığında değişmektedir. Bu değerler Kuvaterner-Güncel manyezit oluşumlarıyla uyumludur.

Emirhan formasyonu karbonatlarının oluşumu iklim ve biyolojik faaliyetler tarafından denetlenirken, Deliktaş formasyonu karbonatlarının oluşumunda iklimin yanı sıra, göle Mg sağlayan çevredeki ofiyolitli kayalar belirleyici olmuştur.

Anahtar sözcükler: Gölssel karbonatlar, Sivas havzası, Oligo-Miyosen

ABSTRACT

THE GENESIS AND THE FORMATION OF LACUSTRINE CARBONATES IN
OLIGO MIOCENE DEPOSITS OF SIVAS BASIN

Baki AKTOY

Master of Science Thesis, Department of Geological Engineering

Supervisor: Yrd. Doç. Dr. Özgen KANGAL

2009, 56 pages

There are two different depositional systems containing lacustrine carbonates in Sivas Basin-Oligo Miocene. Of these, Emirhan formation at the central part of the basin was examined by separating into four (parallel/cross stratified sandstone; massive mudstone; limestone and stratified gypsum) and Deliktaş formation at the western part into three facies (reddish sandstone-siltstone-conglomerate; grey-green mudstone and carbonates). The carbonates of Emirhan formation are composed entirely of micrit and contain fresh water gastropods, chara and ostracod fossils.

Chlorite-smectite, smectite, illite-chlorite and in less proportions of serpentine constitute the association of clay minerals. However, Deliktaş formation is formed of dolomite and magnesite minerals and does not accommodate fossils. Paligorskite, smectite, chlorite and serpentine are the mineral compounds. Sedimentary structures, such as the desiccation cracks, intraklasts of micrit and the traces of plant roots which reflect shallow water circumstances are observed on the carbonates of both formations.

Isotope contents of Deliktaş formation magnesite ranges from $\delta^{13}\text{C}$ ‰ -6,5 to ‰-7,6; (PDB) for carbon isotope and ranges from $\delta^{18}\text{O}$ ‰ 24,3 to ‰ 25,9 (SMOW) for oxygen isotopes. These findings are conformed to the formations of Quaternary-Holocene magnesite.

While Emirhan formation was governed by the climate and biological activities, ophiolitic rocks which provided magnesium to the lake were determinant in the formation of carbonate depositions of Deliktaş formation besides climate.

Key Words: Lacustrine carbonates, Sivas basin, Oligo-Miocene

TEŐEKKÖR

Yüksek Lisans Tezi olarak hazırlanan bu çalışmanın konu ve arazi seçimindeki yönlendirmesi ile arazi çalışmaları ve tez yazımı aşamasında teşvik ve önerilerini, Yüksek Lisans Tez çalışmalarım esnasında her türlü yardım ve desteğini esirgemeyen danışman hocam Yrd. Doç. Dr. Özgen KANGAL' a,

XRD incelemelerindeki yardımlarından dolayı Prof. Dr. Hüseyin YALÇIN ve MİPJAL laboratuvarı çalışanı Kimya Yük. Müh. Fatma YALÇIN' a,

Teze sağladığı büyük katkılarından dolayı Jeoloji Mühendisi Kenan ERSİN' e ve tezin arazi aşamasındaki yardımlarından dolayı Jeoloji Yüksek Mühendisi Ayhan SAĞIROĞLU' na

Teşekkür ederim.

İÇİNDEKİLER DİZİNİ

ÖZET	i
ABSTRACT	ii
TEŞEKKÜR	iii
İÇİNDEKİLER	iv
ŞEKİLLER DİZİNİ.....	vi
ÇİZELGELER DİZİNİ	vii
1. GİRİŞ	1
1.1. İnceleme Alanının Konumu.....	1
1.2. İncelemenin Amacı.....	1
1.3. İnceleme Yöntemleri	1
1.4. Önceki Çalışmalar	3
2. STRATİGRAFİ.....	10
2.1. Temel Kayaları.....	10
2.1.1. Munzur Kireçtaşları.....	10
2.1.2. Akdağ Metamorfitleri.....	12
2.1.3. Hınzırdağ Metamorfitleri	12
2.1.4. Güneş Ofiyolitli Karışığı	12
2.2. Örtü Birimleri.....	13
2.2.1. Tecer Formasyonu	13
2.2.2. Bahçecik Konglomeraları	14
2.2.3. Bozbel Formasyonu	14
2.2.4. Tokuş Formasyonu	15
2.2.5. Selimiye Formasyonu	15
2.2.6. Hafik Formasyonu	16
2.2.7. Karayün Formasyonu	17
2.2.8. Emirhan Formasyonu	18
2.2.9. Karacaören Formasyonu	19
2.2.10. Deliktaş Formasyonu	19
2.2.11. Benlikaya Formasyonu	20
2.2.12. İncesu Formasyonu.....	21
2.2.13. Alüvyonlar ve Travertenler	21
3. SEDİMANTOLOJİ.....	22
3.1. Genel Tanıtım ve Ölçülü Kesitler	22
3.1.1. Tecer Kesiti.....	22
3.1.2. Emirhan Yolu Kesiti.....	25
3.1.3. Eskiboğazkesen Kesiti	26
3.2. Fasiyes Analizi.....	27
3.2.1. Emirhan Formasyonunda Ayırtlanan Fasiyesler	27
3.2.2. Deliktaş Formasyonunda Ayırtlanan Fasiyesler	31
4. SEDİMANTER PETROGRAFİ	34
4.1. Çamurtaşları.....	35
4.2. Karbonat Kayaçlar.....	40
5. DURAYLI İZOTOP JEOKİMYASI.....	44
6. SONUÇLAR.....	47
DEĞİNİLEN BELGELER	49
ÖZGEÇMİŞ	56

ŞEKİLLER DİZİNİ

Şekil 1. Sivas Tersiyer Havzası ve inceleme alanının konumu (1.2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından yalınlaştırılmıştır).....	2
Şekil 2. İnceleme alanının da içinde bulunduğu Sivas Havzasının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Poisson ve diğ., 1996; İnan ve diğ., 1993; Gökten 1993, Kangal 2000’ den derlenmiştir).....	11
Şekil 3. Çalışma alanının da içinde bulunduğu Sivas havzası merkezi kesiminin jeoloji haritası ve ölçülü kesit yerleri: 1-Kuvaterner. 2-İncesu formasyonu (Pliyosen). 3-Karacaören formasyonu (Alt Miyosen). 4-Deliktaş formasyonu (Alt Miyosen). 5-Emirhan formasyonu (Üst Oligosen). 6-Karayün formasyonu (Oligosen). 7-Hafik formasyonu (Oligosen). 8-Selimiye formasyonu (Oligosen). 9-Bozbel formasyonu (Eosen). 10-Tecer formasyonu (Üst Kretse-Paleosen). 11-Güneş Ofiyolitleri Geç Kretase). 12-Munzur Kireçtaşı (Jura-Kretase) (Poisson ve diğ., 1996; İnan ve diğ., 1993; Gökten 1993, Kangal 2000’ den derlenmiştir). A,B,C Kesit Yerleri (A-Tecer kesiti, B-Eskiboğazkesen kesti, C-Emirhan yolu kesiti).....	23
Şekil 4. Emirhan (Emirhan yolu ve Eskiboğazkesen) ve Deliktaş (Tecer) formasyonlarından alınan ölçülü stratigrafik kesitler.	24
Şekil 5. Tecer kesitinin genel görünümü.	25
Şekil 6. Emirhan kesitinin genel görünümü.	26
Şekil 7. Eskiboğazkesen kesitinin genel görünümü.	27
Şekil 8. Emirhan formasyonuna ait paralel/çapraz tabakalı kumtaşlarından(E1) bir görünüm	28
Şekil 9. Emirhan formasyonundan ayırtlanan masif çamurtaşlarından (E2) bir görünüm	29
Şekil 10. Emirhan formasyonuna ait kireçtaşlarından (E3) bir görünüm	30
Şekil 11. Emirhan formasyonundan ayırtlanan tabakalı jipslerden (E4) bir görünüm.....	31
Şekil 12. Deliktaş formasyonuna ait kırmızı renkli kumtaşı, silttaşı ve çakıltaşlarından (D1) bir görünüm.	32
Şekil 13. Deliktaş formasyonununa ait gri-yeşil renkli çamurtaşı (D2) ve gölsel karbonatlardan(D3) bir görünüm	33
Şekil 14. Emirhan yolu kesitinden alınan örneklerin XRD tüm kayaç ile kil analizi sonuçları.....	37
Şekil 15. Eskiboğazkesen kesitinden alınan örneklerin XRD tüm kayaç ile kil analizi sonuçları.....	38
Şekil 16. Tecer kesitinden alınan örneklerin XRD tüm kayaç ile kil analizi sonuçları.	39
Şekil 17. Emirhan formasyonu kireçtaşının tipik XRD-TK difraktogramı.	40
Şekil 18. Emirhan formasyonuna ait kireçtaşları içerisinde bulunan bitki kök saçaklarından oluşan fabriğin ince kesit görünümü.....	41
Şekil 19. Deliktaş formasyonuna ait karbonatlı kayaçlardan alınan örneklerin ince kesit görüntüleri. a) Biyotürbasyon, b) Menisküs çimento, çamur intraklastları, c) Erken çimento, vadoz silti, biyojenik uygulama, d) Kuruma çatlağı, e) Kök izi.....	42

Şekil 20. Manyezit minerallerinin SEM görüntüsü.	43
Şekil 21. Manyezit ve dolomit minerallerinin SEM görüntüsü.	43
Şekil 22. Deliktaş manyezitlerinin C ve O izotop değerlerinin, Ultramafikler içindeki kriptokristalin-ince taneli manyezitler, Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler, iri taneli spari manyezitler, güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerin C ve O değerleriyle (Kralik ve ark., 1989) karşılaştırılması.	45

ÇİZELGELER DİZİNİ

Çizelge 1. Emirhan formasyonundan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%).....	34
Çizelge 2. Deliktaş formasyonundan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%).....	34
Çizelge 3. Emirhan formasyonundan alınan kayaçların optik mikroskop inceleme sonuçları	35
Çizelge 4. Deliktaş formasyonundan alınan kayaçların optik mikroskop inceleme sonuçları	35
Çizelge 5. Tecer kesitinden alınan örneklerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizi sonuçları.....	44
Çizelge 6. Manyezit oluşumlarının ortalama bileşimleri (Kralik ve diğ., 1989).	45

1. GİRİŞ

1.1. İnceleme Alanının Konumu

Çalışma alanını içinde barındıran Sivas Tersiyer Havzası, en önemli Orta Anadolu havzalarından biridir. Havza kuzeyden İzmir- Ankara- Erzincan kenet kuşağı, güney ve doğudan Doğu Toroslar ve batıdan Kırşehir bloğu ile sınırlanmıştır. Çalışma alanı Sivas' ın yakın yöresindeki Oligo-Miyosen yaşlı gösel karbonatların yüzelediği iki farklı bölgeden oluşmaktadır. Bunlardan doğudaki bölüm Emirhan-Eskiboğazkesen yöreleri arasında, güneybatıdaki bölüm ise Tecer' in yaklaşık 7 km güney doğusunda yer alır (Şekil 1).

1.2. İncelemenin Amacı

Bu çalışmanın başlıca amacı Sivas Havzası Oligo-Miyosen istifinde yer alan kayaçların sedimantolojik, petrografik ve jeokimyasal niteliklerini irdeyerek kökenini ve oluşum süreçlerini ortaya koymaktır.

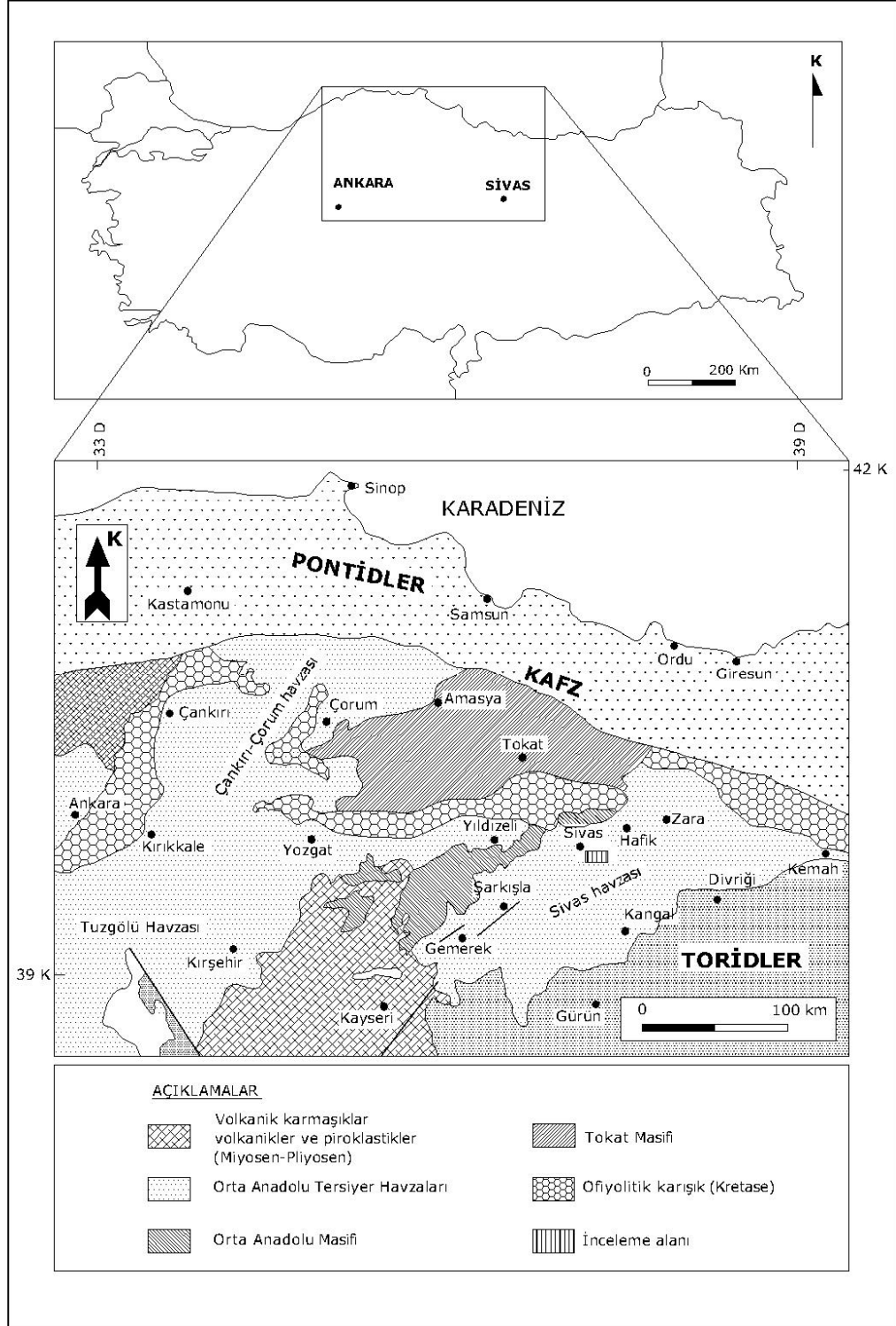
1.3. İnceleme Yöntemleri

Bu çalışma büro, saha ve laboratuvar çalışmaları biçiminde yürütülmüştür. Saha öncesi literatür araştırmalarında havzaya ilişkin daha önce yapılan çalışmaların bir dökümü çıkarılarak önemli ve konuya ilişkin veriler özet haline getirilmiştir.

Bölgenin jeolojik haritalamalarının daha önceden çeşitli araştırmacılar tarafından yapılmış olması nedeniyle (İnan ve diğ., 1993; Gökten, 1993; Poisson ve diğ., 1996; Kangal, 2000) bu çalışmada yeniden harita alımı yapılmamış, öncel jeoloji haritaları çalışma amacı doğrultusunda düzenlenerek kullanılmıştır.

Arazi çalışmalarında, amaca uygun olarak birimleri en iyi şekilde temsil edeceği düşünülen yerlerden ölçülü stratigrafik kesitler alınmış ve öncel çalışmalardaki kesitlerden de yararlanılmıştır. Ölçülü kesit yerleri jeolojik harita üzerine işlenmiş olup, ölçülü stratigrafik kesit alımı sırasında sistematik örnekleme yapılmıştır. Ölçülü kesit alımı fasiyes analizi niteliğinde yapılmıştır. Fasiyes tanımlamaları litolojik çeşitlilik gösteren Emirhan yolu ve Eskiboğazkesen kesitlerinde başlıca arazi gözlemlerine; karbonatların baskın olarak yer aldığı Tecer kesitinde ise arazi gözlemlerinin yanı sıra mineralojik- petrografik niteliklere göre yapılmıştır. Bu kapsamda toplam 7 fasiyes ayırtlanmıştır.

Laboratuvar çalışmaları araziden derlenen kayaç örnekleri üzerinde gerçekleştirilmiştir. Arazi çalışmalarından elde edilen el örneklerinden, C.Ü. Mühendislik



Şekil 1. Sivas Tersiyer Havzası ve inceleme alanının konumu (1.2.000.000 ölçekli Türkiye Jeoloji haritasından yalınlaştırılmıştır).

Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü İnce Kesit Laboratuvarında petrografik ve paleontolojik ince kesitler yapılmıştır. Çamurtaşı örneklerinin paleontolojik karakterlerini belirlemeye yönelik olarak yıkama ve tane fosil ayıklama işlemleri yapılmıştır.

Laboratuvar çalışmaları kapsamında araziden alınan karbonat kayaç örneklerinden 8 tanesinin elektron mikroskop (SEM) çalışmaları İzmir İleri teknoloji Enstitüsü ve TPOA laboratuvarlarında yapılmıştır. 20 adet örneğin ise duraylı izotop (Oksijen ve Karbon) çalışmaları Tübingen (Almanya) laboratuvarlarında yürütülmüştür. 26 örnek üzerinde XRD (X-Ray-Diffraction) tüm kayaç ve seçilen 11 adet örnek üzerinde kil analizi C.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü MİPJAL laboratuvarlarında gerçekleştirilmiştir.

1.4. Önceki Çalışmalar

Sivas havzasına ilişkin farklı alanlarda birçok araştırmacının çalışmaları bulunmaktadır. Bunlardan havzanın genel jeolojisine yönelik olanların başlıcaları aşağıda verilmiştir. Bunlardan Gökten (1993), Poisson ve diğ. (1996), Kangal (1999) ve Kangal (2000) çalışmaları temel alınarak Oligo-Miyosen yaşlı gölsel çökellerin sedimentolojik, petrografik ve jeokimyasal nitelikleri incelenmiştir.

Stephepinsky (1939), Kretase-Paleosen aralığında havzanın tabanında yükselimlerin başladığını ve Oligosen sonuna kadar devam ettiğini ayrıca Miyosen' in, Oligosen üzerine açılmal uyumsuzlukla geldiğini belirtmiştir.

Kurtman (1961), Sivas-Divriği bölgesini kapsayan çalışmasında; Paleozoyik-Kuvaterner yaşlı birimlerin yüzlek verdiğini ve Sivas çevresindeki jipslerin Miyosen' de açık denizin etkisinde kalan geniş lagünlerde çökeldiğini belirtmiştir.

Kurtman (1963), Tecer dağı ve çevresinde yapmış olduğu çalışmada; Tecer dağlarında izlenen Üst Kretase yaşlı kalkerlerin bir ters fay ile Eosen kalkerlerinin üzerinde yer aldığını, jipsli serinin ise biri Oligosen yaşlı kırıntılıların tabanında, diğeri denizel Miyosen' le girift olmak üzere iki seviye halinde olduğunu belirtmiştir.

Baykal ve Erentöz (1966), 1:500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası' nın Sivas paftası açıklamasında, Üst Kretase yaşlı kayaçların metamorfik temel üzerine açılmal uyumsuzlukla geldiği, bunu Paleosen-Eosen filişinin izlediği, bölgedeki Oligosen-Miyosen yaşlı lagüner oluşuklar olarak niteledikleri jipsli serinin ise bu filiş üzerinde uyumsuzlukla bulunduğunu belirtmiştir.

Sungurlu ve Soytürk (1970), Sivas havzasını kapsayan çalışmasında; daha yaşlı birimler üzerine uyumsuz olarak gelen Üst Kretase-Paleosen yaşlı kireçtaşlarını tanımlayarak, Tersiyer havzasının başlangıcının Üst Kretase' ye kadar indirilmesi gerektiği belirtilmiştir. Çalışmalarında ayrıca, bol ofiyolit kırıntılı ve volkanik ara katkılı Eosen'i Üst Kretase-Paleosen kireçtaşları üzerinde uyumlu olduğu, ancak Eosen'de hızlı bir aşınmanın varlığı nedeni ile Paleosen-Eosen ilişkisinin uyumsuz olarak kabul ettikleri belirtilmiştir. Oligosen'in jipslerle başladığı ve kırmızı kumtaşı-silttaşı-kiltaşı tekrarlanması ile devam ettiği kabul edilmiş olup, Eosen üzerinde ise uyumsuz olarak bulunduğu ileri sürülmüştür.

Kurtman (1973), Sivas havzasının doğu bölümünü içine alan çalışmasında metamorfik serinin yaşının Üst Kretase öncesi olduğunu, bu metamorfiklerin Paleozoik yaşında olabilecekleri gibi, kısmen Mesozoyik yaşında da olabileceklerini belirtmiştir. Bu seri üzerinde bölgede tespit edilen en yaşlı sedimanter birim olan Üst Kretase (Kampaniyen-Mestrihtiyen-Daniyen) yaşındaki Tecer kalkerlerinin bulunduğunu, Tecer kalkerlerinin ise üste doğru konkordan olarak Paleosen yaşlı Gürlevik kalkerlerine geçtiğini belirtmiştir. Bu birimler üzerinde uyumsuz olarak Eosen yaşlı volkanik ara katkılarını içeren filiş bulunduğuna değinen yazar, Oligosen' in etüt bölgesinde görülen en yaşlı jipsli serisi ve genellikle alacalı renkli kumtaşı, silttaşı araldanması ile jips tabakalarından oluşan ve lagüner bir ortamda çökelmiş olan Selimiye Formasyonu ile temsil edildiğini belirtmiştir. Yazar Miyosen' in Oligosen üzerinde diskordan olarak bulunduğunu ve birbirleriyle girift olarak bulunan denizel ve lagüner fasiyesteki tortulardan oluştuğunu belirterek Hafik ve Karacaören Formasyonları olarak iki ayrı formasyona ayırarak incelemiştir. Karacaören Formasyonu' nun fosil içeriğine göre Alt-Orta Miyosen yaşında denizel karakter taşıyan bir formasyon olduğunu vurgulayan yazar, Hafik Formasyonu içinde hiç bir fosil izine rastlayamamış ancak bu formasyonun Karacaören Formasyonu ile birlikte çökeldiğini belirtmiştir. Pliyosen tabakalarının yatay veya yataya yakın olduğunu ve Miyosen' e ait jipsli seri üzerinde diskordan olarak bulunduğuna değinen yazar, ayrıca Üst Kretase yaşlı ultrabaziklerle, Eosen yaşlı andezitik tüflerin bulunduğunu ve bölgenin genel olarak kıvrılma tektoniğinin denetiminde olduğunu belirtmektedir.

Erkan ve diğ. (1978), tarafından bölgedeki Tersiyer kayaları formasyon düzeyinde ilk kez tanımlanmıştır. Çalışmalarında Üst Paleosen-Lütesiyen'de volkanizmanın da eşlik ettiği bir derin denizden söz edilmiş, olistolit ve olistostromal taşıyan filiş çökellerinin biriktiği bu denizin Lütesiyen sonunda kapandığı belirtilmiştir.

Gökten (1978), Şarkışla güneydoğusunda yer alan ofiyolitlerin melanaj özellikli olduğunu ve Alt Tersiyer filiş sedimantasyonu sırasında olistostrom biçiminde yerleştiğini öne sürmüştür. Yazar, melanaj içerisinde yer alan kireçtaşı olistolitlerinin Üst Kretase yaşında olması nedeniyle, melanajında en az Üst Kretase’de depolandığını savunmuş, aynı zamanda birimin yerleşme yaşının da Orta-Üst Paleosen olduğunu belirtmiştir.

Gökçen (1981), tarafından Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocoğrafik evrimi ortaya konulmuştur. Araştırmacı, bölgede Eosen’ in kalın tabakalı türbiditler, Oligosen’ in sığ su türbidit kumtaşlarıyla karakteristik olduğunu belirtmiştir.

Gökten (1983), Şarkışla (Sivas) ilçesinin güney-güneydoğusunda yapmış olduğu çalışmada, bu alanda Üst Kretase, Paleosen, Eosen, Oligosen ve Pliyosen devrelerine ait oluşukların yüzeyletiği ve havzanın, Paleosen sonunda gerçek anlamda bir okyanus kabuğu oluşmadan sıkışarak kapandığı öne sürülmüştür.

Gökten (1984), Şarkışla güneyinde yer alan çalışma alanındaki jeolojik olay ve yapıların iki tektonik dönemi temsil ettiğini ileri sürmüş ve bu iki dönemi Eski Tektonik Dönem ve Yeni Tektonik Dönem olarak ayırmıştır. Eski Tektonik Dönemin, Geç Miyosen sonuna kadar sürmüş jeolojik olay ve yapılarla temsil edildiğini, bunları Paleosen, Eosen ve Oligosen sonunda bölgeyi etkileyen basınç ve gerilmeleri ve bunlara bağlı olarak gelişmiş KD-GB gidişli kıvrımlar ve bindirmeler olduğunu ayrıca KB-GD gidişli verev atımlı fayların geliştiğini belirten araştırmacı, Yeni Tektonik Dönemi ise Pliyosen yaşlı karasal tortullar ve onların oluşumuyla yaşıt düşey hareketlerle temsil edildiğini ileri sürmüştür.

Gürsoy (1986), Örenlice-Eskiköy yöresinde yapmış olduğu çalışmada; Tecer kireçtaşları üzerine uyumlu olarak Paleosen yaşlı Gürlevik kireçtaşları, bunların üzerinde ise uyumsuz olarak Eosen yaşlı Bozbel formasyonunun bulunduğundan söz eden çalışmacı daha üstte yine uyumsuz olarak Oligosen ve Miyosen yaşlı serilerin geldiğini belirtmiştir.

İnan ve İnan (1987), Tecer kireçtaşlarının Üst Mestrihtiyen-Taneniyen yaşlı olduğu ve resifal-sığ deniz ortamında çökeldiğini ortaya koymuşlardır. Ayrıca bu birimin kuzeyde Lütésiye yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonları üzerine çökeldiğini belirtmişlerdir.

Gökçe ve Ceyhan (1988), Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin jeolojisi, stratigrafisi, yapısal özellikleri ile oluşumunu açıklamışlardır.

Çalışmalarında jipslerin karasaldan denizele veya denizelden karasala dönüşürken gelişen sabkha ortamı koşullarında anhidritlerin hidratasyonu sonucu oluşmuş ikincil jipsler olduğunu belirtmişlerdir.

Aktimur ve diğ. (1990), Sivas-Erzincan arasında bulunan Tersiyer yapmış oldukları çalışmalarında Alt Kampaniyen- Alt Mestrihtiyen aralığında bölgeye ofiyolitli karışıkların yerleştiğini, bu karışıkların üzerine uyumsuz olarak çökelen Üst Mestrihtiyen-Paleosen-Eosen yaşlı kırıntılıların birbirleriyle düşey yönde geçişli olduğunu, Oligo-Miyosen ve Alt-Orta Miyosen yaşlı kırıntılılarla karbonatların denizel, lagüner ve karasal ortam koşullarında çökeldiği ve her ortam koşulunun birbirleriyle düşey ve yanal yönde geçişli olduğunu belirtmişlerdir. Çalışmalarında bölgenin Üst Lütseyen' den itibaren kısmen karalaşmaya başladığı, Üst Miyosen sonlarına doğru tamamen karalaştığı, Neotektonik dönemde doğrultu atımlı Tecer ve Düzyayla faylarının oluştuğu, bu faylara bağlı olarak da travertenlerin çökeldiği belirtilmiştir.

İnan ve İnan (1990), Tecer kireçtaşlarının (İnan,1987), Lütseyen yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonları üzerinde devrik konumlu olduğunu belirtmişlerdir. Ayrıca çalışmalarında, Gürlevik kireçtaşlarına Tanesiyen yaşını vermişler, bu kireçtaşlarının paleontolojik, stratigrafik ve yapısal özelliklerine göre, Tecer Kireçtaşı Formasyonu' nun (İnan ve İnan, 1987) yanal devamı olduğunu öne sürmüşler bu iki birimi, "Tecer Formasyonu" adı altında toplamışlardır.

Cater ve diğ. (1991), Sivas Havzası' nı Erken Tersiyer zamanında Neotetis okyanusunun kapanması sırasında oluşmuş Türkiye' deki birkaç havzadan biri olarak nitelendirmiştir. Çalışmada Kretase yaşlı ofiyolitik parçalar ve Eosen platform karbonatları ile volkanoklastikler, Eosen türbiditleri ve biyoklastik kireçtaşlarının olistolitler gibi havza içerisinde kuzeye doğru taşındığı belirtilmektedir.

Gökten ve Kelling (1991), Hafik kuzeyinde yapmış oldukları çalışmalarında Paleosen depolarının sedimantasyonunun tektonikle kontrol edildiğini yansıtır biçimde, yukarı doğru kabalaşarak bir yelpaze deltası gelişimini sergilediğini, bu kontrolü sağlayan havza kenarı faylarının Eosen, Oligosen ve Miyosen dönemlerinde de aktif olduğunu ve jipsli serinin yaşının Alt Miyosenden yukarı çıkamayacağını belirtmişlerdir.

Gökten (1993), Sivas havzası güney kenarında yapmış olduğu çalışmalar sonucunda, bölgede ilk ofiyolitli melanj yerleşiminin Geç Kretase' de meydana geldiğini, Geç Kretase-Paleosen' in neritik fasiyeste geliştiğini, Tecer kireçtaşlarının bugünkü konumunun alloktan olduğunu, İç Toros Okyanusunun Erken Miyosen sonunda kapanmış olabileceğini ve Oligosen' in lagüner ve deltayik fasiyeste geliştiğini öne sürmüştür.

Ayrıca araştırmacı Erken Miyosen' in Deliktaş Formasyonu ile temsil edildiğini ve formasyon içerisindeki fosil kapsamına göre formasyonun yaşının Akitaniyen-Burdigaliyen olduğunu belirtmiştir.

İnan ve diğ. (1993), bölgenin temelini Üst Jura-Alt Kretase yaşlı sığ denizel ortamda okelmiş Çataldağ kireçtaşlarının oluşturduğunu, ofiyolitli karışığın yerleşim yaşının ise Üst Kretase olduğunu öne sürmüş olup ayrıca Tecer kireçtaşlarını ilk defa formasyon mertebesinde adlandırmış ve Mestrihtiyen-Tanesiyen yaş aralığında okeldiğini belirtmiştir.

Poisson ve diğ. (1995, 1996), Sivas havzasının Orta Anadolu havzalarından biri olduğunu ve ofiyolitik napların havzanın temelini teşkil ettiğini, havzanın Paleosen' den Orta Eosen' e kadar bir n ülke gibi geliştiğini ve Oligosen ve erken Miyosen' de havzanın bazı bölümlerinde bir transgresyonun meydana geldiğini belirtmişlerdir. Havzada Arabistan ve Avrasya plakalarının birbirine doğru hareketi nedeni ile KKB yönlü bir bölgesel sıkışmanın etkin olduğu ve havzanın bir okyanusal temel olmaksızın Torid platformu içinde kıta içi havza olarak gelişmiş olabileceği ileri sürülmüştür.

Ciner ve Koşun (1996), Hafik güneyinde Miyosen yaşlı okellerdeki yanal ve düşey yöndeki ani fasiyes değişimlerinin Erken ve Orta Miyosen sırasındaki deniz seviyesindeki sık değişimlere bağlanabileceğini belirtmişlerdir.

Atalay (1998), Sivas havzasının paleocoğrafik evrimini değerlendirdiği çalışmasında, havzada karasallaşmanın Eosen sonunda başladığı ve Oligosen sonuna kadar devam ettiğini belirtmiştir. Oligosen sonu Miyosen başında sınırlı olarak denizel rejim tekrar egemen olmuş, regresyon ile aynı dönemin sonuna kadar karasal şartlarda gelişmiştir. Orta-Alt Miyosen sonuna kadar oluşan karasal birimlerin birbirleriyle geçişli ve uyumlu oldukları görülmüştür. Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı karasal kırıntılıların daha yaşlı tüm birimlerin üzerine açısal uyumsuzlukla geldiğini belirtmiştir.

ubuk ve İnan (1998), İmranlı ve Hafik güneyinde (Sivas) Miyosen havzasında yaptıkları çalışmada, Oligosen yaşlı Selimiye Formasyonu ile Ağıkaya Formasyonu arasındaki Miyosen-Oligosen uyumsuzluğu olarak bilinen açısal uyumsuzluğun şatiyen öncesinde gerçekleşmiş olabileceği; Miyosen' deki ikincil transgresyonla okelen Sarıhacı Formasyonunun altında da alt Miyosen' de gerçekleşmiş olan açısal bir uyumsuzluk varlığı ortaya konulmuştur. Ayrıca havzada Oligosen sonrasında K-G sıkışma olmadığı ileri sürülmüştür.

Koşun (1999), havzanın temel birimleri olarak yorumladıkları Oligosen litolojileriyle, Alt-Orta yaşlı birimlerin dokanak ilişkilerinin Zara güneyinde geçişli, Hafik güneyinde ise açısal uyumsuz olduğunu ifade etmiştir.

Kangal ve Varol (1999), Sivas Alt Miyosen Havzası'nda ki bu çalışmalarında daha önce harita ölçeğinde denizel ve karasal olarak ayırtlanmış birimleri ölçülü stratigrafik kesit alımı yöntemiyle fasiyeslere ayırmışlardır. Ayrıca Taşlıdere kesitinden alınan örneklerde bulunan charalardan Karayün formasyonunun yaşını Erken Miyosen olarak saptamışlardır.

Yalçın ve diğ. (2000), Sivas havzası merkezi kesiminde Oligo-Miyosen yaşlı paleoortamlar-kil minerolojisi ilişkisi isimli çalışmalarında jeokimyasal değerlere dayanarak açık denizel ortamın Eosen yaşlı Bozbel formasyonunun ağırlıklı olarak volkanik, Miyosen yaşlı Karacaören formasyonunun metamorfik, Emirhan formasyonuna ait gölsel ortamın ise egemen olarak ofiyolitik seriye ait ultramafik kayalardan beslendiğini öne sürmüşlerdir.

Kangal (2000), Sivas Havzası (Sivas-Hafik arası) Alt Miyosen birimlerini kapsayan doktora tezi çalışmasında; Alt Miyosen yaşlı çökellerin büyük bölümüyle karasal (akarsu-göl) ve sığ denizel karakterli olduğunu, silisiklastik, karbonat ve evaporit gibi oldukça farklı birimlerle temsil edildiğini ifade ederek 17 adet denizel ve 15 adet karasal fasiyes ayırtlamış olup Sivas Havzası' nın orta ve kuzey kesimlerine karşılık gelen bu bölgede aktif havza kenarı depolanma sisteminin tipik örneklerini ortaya çıkarmıştır.

Çiner ve diğ. (2002), Sivas havzasının Karayün bölgesindeki Alt-Orta Miyosen yaşlı kayaları Ağlıkaya ve Eğribucak Formasyonu olarak ayırtlamışlardır.

Koşun ve Çiner (2002), Zara' nın güney kısmını içeren çalışmalarında Sivas havzasında geniş yayılım sunan Hafik jipslerinin yaşını (?)Oligosen - Alt Miyosen olarak yorumlamışlardır.

Yılmaz ve Yılmaz (2004), Divriği-Sincan-Kangal arasında yapılan çalışmalarında görelî otokton birlik, allokton birimler ve Tersiyer yaşlı dolguyu ilk kez sistemli bir biçimde ayırtlamışlardır. Çalışmalarında görelî otokton birliğin Paleozoyik yaşlı düşük dereceli metamorfik kayalardan oluşan Kangal Formasyonu ve bu birimle uyumlu Alt Karbonifer-Kampaniyen yaşlı platform kireçtaşlarından oluşan Munzur Kireçtaşı'ndan oluştuğu belirlenmiştir.

Kangal (2005), Sivas Alt Miyosen istifinin, sığ bir göle boşalan alüvyal yelpaze ile kısmen örgülü akarsu sistemlerini yansıttığını belirtmiştir.

Yümin ve Kılıç (2006), Sivas' ın güneydoğusunda yapmış oldukları çalışmalarda bölgede yüzeyleyen platform karbonatlarının içerdiği fosillere dayanarak Noriyen-Resiyen yaşlı düzeyleri de kapsadığını belirtmişler, Munzur ve Sivas bölgelerinin korelasyonu ile bu kireçtaşlarını Munzur kireçtaşlarına dahil etmişlerdir.

2.STRATİGRAFI

Orta Anadolu' nun önemli havzalarından biri olan Sivas Tersiyer Havzası, Anadolu' nun tektonik birlikleri sınıflamasında Anatolid' lerin doğu ucuna karşılık gelmektedir (Ketin, 1966). KD-GB yönünde uzanan ve doğuya doğru daralarak kapanan havza, kuzeyde Pontid kuşağı, güneyde Torid kuşağı ve batıda Kırşehir masifiyle sınırlanmıştır (Şekil 1). Havza esas olarak, Erken Tersiyer' den itibaren Neotetis' in kuzey kolunun kapanması olaylarının denetimi altında gelişme göstermiştir.

Neotetis' in kuzey kolunun kapanmasıyla Sakarya Kıtası ve Kırşehir Blok'u olmak üzere iki kıtasal birim arasında (Şengör ve Yılmaz, 1981), Sivas Basenini de kapsayan Orta Anadolu Basenleri (Koçyiğit, 1991; Görür ve diğ., 1998) oluşmuştur. Sivas Havzası, çarpışma ile ilgili tipik bir ön ülke havzası olup (Görür ve diğ., 1998), Üst Paleosen' de (Poisson ve diğ., 1996) oluşmaya başlamış ve Orta Miyosen' de Anadolu ve Arap levhalarının çarpışarak Neotetis' in kapanmasıyla evrimini tamamlamıştır (Görür ve diğ., 1998).

Bu bölümde Sivas havzasında yüzeyleyen kaya stratigrafi birimleri (Şekil 2), temel kayaları ve örtü birimleri olmak üzere iki kısımda ele alınacak olup, bu birimler için olabildiğince genel kabul gören formasyon adları kullanılacaktır. Çalışmanın asıl konusunu oluşturan Oligo-Miyosen yaşlı Emirhan ve Deliktaş formasyonlarının ayrıntılı irdelemeleri sedimantoloji bölümünde ayrıca yapılacaktır.

2.1. Temel Kayaları

2.1.1. Munzur Kireçtaşı

Munzur dağları ve civarında yüzeyleyen bu birim ilk kez Özgül ve diğ. (1981) tarafından Munzur Kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. İnan ve diğ. (1993), Felhan dağı, Çataldağ, Çaltepesi ve Yılanlıdağ bölgesinde yüzeyleyen birimi Çataldağ kireçtaşı, Gökten (1993) ise Yılanlıdağ formasyonu adı altında tanımlamışlardır.

Birim yer yer masif, yer yer kalın katmanlı, bol çatlaklı ve kısmen rekristalize kireçtaşları ile temsil edilmektedir.

Birimin kalınlığını İnan ve diğ., (1993) 2000 m, Gökten (1993) ise 700 m olarak saptamışlardır.

Sığ ve sakin denizel ortam şartlarında çökelen birim içerisinde İnan ve diğ. (1993) çeşitli düzeylerden aldıkları kaya örneklerinde *Clypeina of Jurasica* Faure,

SİSTEM	SERİ	FORMASYON	KALINLIK	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMALAR	ORTAM	
KUVATERNER							
TERSİYER	Pliyosen	İNCESU	75-350		Kıltaşı, silttaşı, çakıltası ve kireçtaşı ar dalanması	Akarsu-göl	
							Alt Miyosen
	Oligosen	EMİRHAN - DELİKTAŞ	160-750		Kireçtaşı, marn, kumtaşı ve jips ar dalanması	Göl	
							KARAYÜN
	HAFİK	100-200		Masif Jips	Kıyı sabhkası		
						Selimiye	2100
	Eosen	BOZBEL	1000		Kumtaşı, silttaşı, şeyl ve marn ar dalanması		
						Paleosen	TECER
	KRETASE	Üst	GÜNEŞ OFİYOLİTLİ KARIŞIĞI	3000			

Şekil 2. İnceleme alanının da içinde bulunduğu Sivas havzasının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (Poisson ve diğ., 1996; İnan ve diğ., 1993; Gökten 1993, Kangal 2000' den derlenmiştir).

Pseudocyclammina sp., *protoglobigerina* sp. nin yanı sıra çok sayıda mercan, mollusk ile sünger spikülleri gözlemlenmiş ve bu fosillere dayanarak birime Üst Jura-Alt Kretase yaşını vermişlerdir.

2.1.2. Akdağ Metamorfitleri

Kırşehir Bloğunun doğu ucundaki metamorfitler ilk kez Tatar (1971) tarafından Akdağ Metamorfitleri olarak adlandırılmıştır. Özcan ve diğerleri (1980) tarafından ise “Akdağmadeni grubu” olarak adlandırılmış ve önerilen adlama Türkiye Stratigrafi komitesi tarafından "Akdağmadeni Litodemi" biçiminde resmi adlama olarak benimsenmiştir (Türkiye Stratigrafi Komitesi Bülteni, 1987). Birim, Yılmaz (1980, 1981) tarafından “Karaçayır Formasyonu”, Yılmaz ve Özer (1984) tarafından “Akdağmadeni grubu”, Kalkan (1997) tarafından ise “Akdağmadeni Metamorfitleri” olarak benimsenmiştir.

Çalışma alanı içerisinde bulunmayan Akdağ Metamorfitleri başlıca gnays, amfibolit ve şist ardaşımı; şist ve mermer ardaşımı ile mermer, kuvarsit gibi metamorfik kayalarla bu kayaları kesen gabro, granit, siyenit, monzonit ve tonalit gibi intruzif kayalardan oluşur (Yılmaz ve diğ., 1995). Intruziflerin bir bölümü çarpışma sonrası bir evrede oluşmuştur (Alpaslan, 1993). Birimin yaklaşık kalınlığı 800 m dolayındadır (Yılmaz, 1981).

Akdağmadeni Litodemi’ ne Yılmaz (1981) tarafından Paleozoyik, Aktimur (1988) tarafından ise Tokat masifi ile karşılaştırılması sonucu Üst Paleozoyik-Alt Mesozoyik yaşını önerilmiştir.

2.1.3. Hınzırdağ Metamorfitleri

Hınzırdağ Metamorfitleri (Erkan ve diğ. 1978), Permo Triyas yaşlı karbonatik ve az miktarda pelitik kayalar ile metaofiyolitlerden oluşur. Havzanın güneybatı temelini oluşturmuştur. Yüksek basınç-düşük sıcaklık gösteren metamorfizma Tekeli ve diğ., (1992)’ ne göre Kırşehir Bloğu ile Doğu Torosların çarpışmasından kısa bir süre önce gelişmiş olmalıdır.

2.1.4. Güneş Ofiyolitli Karışığı

Bayhan (1980) tarafından Sivas havzasının orta kesimlerinde yüzeyleyen ofiyolitik kayaları ilk kez Güneş Ofiyoliti olarak adlandırmıştır. Çapan (1980), Tunç ve diğ. (1991), Öztürk (1991), İnan ve diğ. (1993), Gültekin (1993) ve Öztürk ve diğ.,

(1996) bu alandaki ofiyolitik kayaları ya ofiyolit ya da ofiyolitli karışık olarak ve tek bir birim halinde incelemişlerdir. İlk kez Yılmaz ve diğ., (2001) Divriği-Sincan-Çetinkaya arasındaki ofiyolitik kayaları ofiyolit (Güneş Ofiyoliti) ve ofiyolitli karışık (Yeşiltaşayla Karışığı) olmak üzere ikiye ayırmış ve Güneş Ofiyoliti' ni de as birimlerine ayırarak irdelenmişlerdir.

Çalışma alanının güneydoğusunda yüzeyleyen birim Tecer formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmüştür.

Gökten (1993), birimin birbiri üzerine bindirmiş üç dilimden oluşan bir ofiyolitli melanj napı olduğunu ve başlıca, serpantin matris içerisinde yer alan kırmızı renkli radyolarit, pelajik kireçtaşı ve oksidasyona uğramış az miktardaki volkanik kayalardan meydana geldiğini belirtmiştir.

Güneş Ofiyolitli Karışığı' nın kalınlığı 3000 m.yi geçmektedir (Gökten, 1993).

Ofiyolit napının Geç Jura-Erken Kretase yaşlı bir platform üzerinde bir sürüklenme düzlemi ile oturmuş olması ve Lütésiyen denizel serileriyle transgresif olarak örtülmesi yerleşim yaşının Geç Kretase-Lütésiyen öncesi aralığında gerçekleşmiş olduğunu göstermektedir (Gökten, 1993).

2.2. Örtü Birimleri

2.2.1. Tecer Formasyonu

Tecer dağı ve Gürlevik dağı dolaylarında yüzeyleyen birim ilk kez Blumental (1937) tarafından Tecer kalkeri olarak, daha sonra ise İnan ve İnan (1990) tarafından; Gürlevik kireçtaşlarıyla birleştirilerek Tecer formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Tecer ve Gürlevik dağı dolaylarında yüzeyleyen birim, Güneş Ofiyolitli Karışığı üzerinde uyumsuzlukla yer alır (Kurtman, 1973). Ayrıca Tecer dağı'nın kuzeyinde birim, Eosen ve Oligosen yaşlı formasyonlar üzerinde ekaylanmalar şeklinde değil (Kurtman, 1973), devrik konumdadır (İnan ve diğ., 1993).

Egemen litolojisini kireçtaşlarının oluşturduğu birim; kalın katmanlı (30-60 cm), yüzeyleri erime boşluklu, çatlaklı ve yarıklı, bazı kesimlerde makro ve mikro fosilli, üst seviyelerde ise killi, kumlu, dolomitik, mercanlı, kavkı kırıklı ve breşik kireçtaşlıdır (İnan ve diğ., 1993).

Birimin kalınlığı 310-970 m arasında değişmektedir (İnan ve diğ., 1993).

İnan ve diğ. (1993) birimin Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen (Üst Kretase- Paleosen) yaş aralığında çökeldiğini öne sürmüştür. İnan (1995), formasyon içerisinden alınan bir örneğin paleontolojik incelemeleri sonucu *Laffitteina marsicana* FARINACCI, *Laffitteina*

öztürki ÜNAN, *Laffiteina erki* (SİREL), *Üdalina aff sinjarica* GRIMSDALE, *Rotalia* sp fosil topluluklarına rastlamış olup birimin içindeki mikrofauna topluluğu ve litolojik özellikleri göz önünde bulundurarak formasyon sığ denizel ortamda çökeldiğini belirtmiştir.

2.2.2. Bahçecik Konglomerası

Sivas havzasının kuzey ve güney yanlarında görülen bu birim için ilk kez Kurtman (1973) tarafından tipik olarak Bahçecik köyü yakınında gözlemlenmelerinden dolayı Bahçecik konglomerası olarak kullanılmıştır. Gökten ve Kelling (1991) ise aynı birim için “Özderesi formasyonu” ismini önermiştir.

Bahçecik konglomera tabakaları Bahçecik köyünün 500-600 m kuzeyinde, Bahçecik deresi vadisinde serpantinlerle kırmızı radyolarit tabakaları üzerinde bir diskordansla başlamakta olup konglomeralar genellikle ofiyolit, mermer, radyolarit, kalker ve kuvarsit çakıllardan meydana gelmiş ve iyi tabakalanmıştır (Kurtman 1973).

Birimin kalınlığı Kurtman (1973) tarafından 1500 m, Gökten ve Kelling (1991) tarafından 450 m olarak verilmiştir.

Kurtman (1973), konglomera tabakaları içerisinde hiç bir fosil izine rastlayamamış olup, Bahçecik deresinde 1500 m kalınlık gösteren bu konglomera tabakalarının üzerinde fosilli Alt Lütésiyen marn tabakalarının uyumlu olarak bulunduğunu gözlediğinden, Alt Lütésiyen’ den daha yaşlı, yani İpresiyen yaşında olabileceklerini öne sürmüştür. Gökten ve Kelling (1991), bitki kırıntılı kiltası-silttaşı düzeylerinde buldukları fosillere dayanarak birime Sparnasiyen yaşını vermişlerdir. Gökten ve Kelling (1991), birimin yelpaze deltası-lagün-sığ deniz ortamında çökeldiğini belirtmiştir.

2.2.3. Bozbel Formasyonu

Formasyon ilk kez Kurtman (1973) tarafından Tecer dağı ve Gürlevik dağı kuzey kesiminde yer alan gri renkli Eosen filişini tanımlamak için kullanılmıştır.

Özellikle Tecer ve Gürlevik dağlarının kuzey yamaçlarında geniş bir alanda yüzeyleyen birim, Tecer formasyonu tarafından tektonik olarak üstlenmektedir (İnan ve diğ., 1993).

Genel olarak ince-orta katmanlı, bej-gri, sarımsı gri renkli, yer yer killi kireçtaşı bantları içeren kumtaşı, silttaşı, şeyl aralanmasından oluşmakta ve üst kesimlerde ise yer yer jips merceklerine rastlanılmaktadır (İnan ve diğ. 1993).

Poisson ve diğ. (1996)' ya göre birimin kalınlığı 1000 m' yi geçmektedir.

İnan ve diğ. (1993), birim içerisinde kireçtaşı seviyelerinden alınan kayaç örneklerinde *Nummulites cf. uronuensis* Heime, *Nummulites galensis* Heime, *Nummulites cf. brogniarti* d'Archiac, *Nummulites cf. irregularis* Deshayes, *Nummulites geuttardi* d'Archiac, *Nummulites cf. atacicus* Leymerie fosillerini saptamış olup, bu fosillere göre birime Lütésiyen yaşını vermişlerdir. Kurtman (1973)' de, bilhassa kalker, kumtaşı ve marn tabakalarından almış olduğu numunelerde *Nummulites cf. brogniarti* d'Archiac, *Nummulites gallensis* A. Heime, *Asterigerina rotula* Kaufmann, *Discocyclina* sp., *Triloculina* sp., *Spiroculina* sp., *Nummulites uroniensis* A. Heime, *Rotalia* sp., *Textularia* sp., *Acarinina rotundimarginata* Subbotina, *Hantkenina alabamensis* Cushman fosillerini bulmuş olup, bu fosillere göre Lütésiyen yaşını saptamıştır.

Birimin alt ve orta düzeylerinde yer alan kumtaşlarının tipik türbidit özellikte olması ve silttaşı içerisinde yer yer pelajik organizma izlerine rastlanması, bu seviyenin türbidit akıntılarının egemen olduğu derin denizde çökeldiğini göstermekle beraber üst seviyelerinde gözlenen nummulitli kireçtaşları ve jipsler ise ortamın giderek sığlaştığını işaret eder (İnan ve diğ. 1993).

2.2.4. Tokuş Formasyonu

Sivas havzasının kuzey kesimlerinde, temel kayaçlar üzerinde yer alan genelde gri, yeşilimsi gri, kısmen kırmızı renkli çakıltaşı, *Nummulites'* li kireçtaşı, kumtaşı, kiltası ve şeyl aralanmalarından oluşan Eosen yaşlı birimler ilk kez Yılmaz ve Özer (1984) tarafından Tokuş formasyonu olarak adlandırılmıştır. Yılmaz ve Özer (1984) tarafından Tokuş Formasyonu'nun, alt düzeylerinin sığ denizel bir ortamda çökeldiği ve Lütésiyen-Priaboniyen yaşında olduğu belirtilmiştir. İnan ve İnan (1999) ise Tokuş Formasyonu'nun, Erken İlerdiyen-Erken Lütésiyen aralığında ve alüvyon yelpazesi-sığ denizel ortamda depolandığını öne sürmüşlerdir.

2.2.5. Selimiye Formasyonu

Sivas havzasında oldukça geniş alanlarda yüzeyleyen Oligosen yaşlı birim, ilk kez Kurtman (1973) tarafından Selimiye formasyonu olarak adlandırılmıştır. Aktimur ve diğ. (1988) bu formasyonu Yağbasan ve Zikri üyelerine ayırarak incelemiştir.

Sivas havzasının özellikle orta ve doğu kısımlarında geniş bir alanda yüzeyleyen birim Eosen üzerinde uyumsuz olarak yer alır.

Formasyonun litolojisini gri, yeşil ve çoğunlukla da kırmızı renkli ve çapraz tabakalanmalı kumtaşı, silttaşı ve marn ardalanması oluşturur. Çalışma alanının dışında bulunan Bolucan yöresinde jips ara düzeyleri yer almaktadır (Çubuk, 1994).

Birimin kalınlığı Kurtman (1973) tarafından 1500-2000 m, Poisson ve diğ. (1996) tarafından ise 2100 m olarak verilmiştir.

Kurtman (1973) birim içerisinde hiçbir denizel fosile rastlayamamış olup Ostracod' lu seviyeleri tespit etmiştir. Ostracod cinsleri olarak rastlanılan *Cyprideis* sp., *Ilyocypris* sp., Oligosen' in tabanından Pliyosen sonuna kadar geniş bir yaş aralığını işaret etmektedir. Kurtman (1973), Selimiye formasyonunun üzerinde denizel Alt Miyosen tabakaları, altta Eosen tabakaları arasında yer almasından dolayı yaşını Oligosen olarak kabul etmek gerektiğini belirtmiştir. Gökçen (1981) *Hyocypris Böhli* TRIEBEL ve *Isomoenocrypris* cf. Pamiri SÖNMEZ fosillerine dayanarak Orta-Üst Oligosen, Sümengen ve diğ., (1990) Gemerek güneyinde saptadıkları memelilerle Oligosen yaşını vermişlerdir. Altunsoy (1993) ise İmranlı yöresinde saptadığı *İdalina aff. Sinjarica* GRIMSDALE, *Heterellina* cf. *guespellensis* SCHLUMBERGER, *Archaias* cf. *Compressus* (d' ORBIGNY), *Spiroloculina* sp., Miliolidae ve Gastropod fosilleriyle Alt Oligosen ve Kavak (1998)' in Akçamescit köyü dolaylarında saptadığı *Globigerina ouachitaensis* HOWE & WALLECE, *Globigerina officinalis* SUBBOTİNA, *Globigerina angustiumblicata*, *Turborotalia permicra* DE GREGORIO fosilleriyle Alt Oligosen yaşını tespit etmişlerdir.

Kurtman (1973), Selimiye formasyonunun lagüner bir ortamda çökelmiş olabileceğini, İnan ve diğ. (1993), birimin litolojik özellikleri ve de jips çökellerinin varlığından dolayı çok sıcak ve az yağışlı bir iklimin egemen olduğu karasal ve kıyıya yakın sabka ortamını işaret ettiğini belirtmiştir. Gökten (1993) ara katkı halinde bulunan çamurtaşı düzeylerinin ortamın gelgit akıntılarıyla etkilenen çok sığ bir deniz olduğunu gösterdiğini, Poisson ve diğ. (1996) ise formasyonun kısmen denizel ortamda çökeldiğini belirtmişler ve çalışmaları sonucunda yeni planktonik foraminiferler bulmuşlardır.

2.2.6. Hafik Formasyonu

Birim adlaması ilk kez Kurtman (1973) tarafından Sivas havzasında geniş bir alanda yüzeyleyen masif jipslerle, kırmızı, kahverengi renkli karasal kırıntılılar için önerilmiştir. Hafik Formasyonu, Atalay (1999) tarafından ise Küçüktuzhisar Jipsleri olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada Hafik formasyonu adlaması Oligo-Miyosen çökellerinin tabanında bulunan masif jipsler için kullanılırken masif jipslerin üzerinde yer

alan ve denizel Oligo-Miyosen çökelleriyle yer yer geçişler gösteren karasal kıvrıntılılar için Cater ve diğ. (1991)' de önerilen Karayün formasyonu adlaması kullanılmıştır.

Sivas havzasının birçok kesiminde ve de geniş alanlarda yüzeyleyen Hafik formasyonu Alt Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Üzerinde ise Alt Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu uyumsuz, Üst Oligosen-Alt Miyosen yaşlı olduğu düşünülen Karayün formasyonu yer yer geçişli olarak yer alır (Kangal, 2000).

Birimin litolojisini beyaz, bej, gri renkli yer yer ince-orta-kalın tabakalı, çoğunlukla masif jipsler oluşturmaktadır. Formasyon içerisinde yer yer ince marn ve siltaşı seviyeleri izlenir. Hafik formasyonunu oluşturan jipslerin uzunlukları birkaç mden, birkaç yüz mye kadar uzanmakla beraber yer yer küçük kıvrımlar içerirler.

Birimin kalınlığı 100-200 m arasındadır (Poisson ve diğ. 1996).

Bugüne kadar fosil izine rastlanılmamış olan Hafik formasyonunun yaşı hakkında birçok araştırmacı değişik yorumlar yapmışlardır. Stchepinsky (1939), Sivas bölgesindeki jipsli serinin yaşını Oligosen olarak kabul etmiştir. Nebert (1956), Zara ve İmranlı bölgesindeki jips tabakalarının denizel Burdigalien tabakaları üzerinde regresif olarak teşekkül ettiklerini öne sürmüştür. Kurtman (1961–1963), Sivas bölgesindeki jipsli serinin Oligosen ve Miyosen yaşında olduğunu açıklamıştır. Kurtman (1973) ise Hafik formasyonunun Alt ve Orta Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu ile yanall geçişler gösterdiğinden dolayı Alt ve Orta Miyosen yaşında olması gerektiğini, Hafik formasyonunun en üst seviyelerinin Karacaören formasyonunun da üstünde olmasından dolayı birimin üst seviyelerinin Üst Miyosen' e kadar geçebileceğini öne sürmüştür. Gökçe ve Ceyhan (1988) jipsleri üç farklı düzeye ayırarak Alt-Üst Miyosen, Aktimur ve diğ. (1988) formasyon içerisinde *Amphistegina* spp., *Rotalia beccarii*, *Robulus vortex*, *Aurilina* sp., *Krithe* sp. ve *Bairdiasp.*, fosillerini saptayarak Üst Miyosen, Cater ve diğ. (1991) Geç Miyosen, Poisson ve diğ. (1996) Oligosen, Çiner ve Koşun (1995) Alt-Orta Miyosen, Kangal (2000) Üst Oligosen olarak kabul etmişlerdir. Birim, Poisson ve diğ. (1997) tarafından Alt Miyosen olarak kabul gören Karacaören Formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üzerlendiğinden dolayı, Oligosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

Kangal (2000) birimin kıyasal sabkha ortamında çökeldiğini öne sürmüştür.

2.2.7. Karayün Formasyonu

Kırmızı renkli siltaşı, kumtaşı ve konglomera ardalanmasından oluşan birim, ilk kez (Cater ve diğ., 1991) tarafından Karayün formasyonu olarak tanımlanmıştır. Kurtman

(1973) tarafından Hafik formasyonu kapsamında incelenen bu karasal çökeller, Çiner ve diğ. (2002) tarafından tanımlanan Selimiye formasyonu ve Ağilkaya formasyonun en alt kesimlerine karşılık gelmektedir. Formasyon, Çubuk (1994) tarafından Ağıldere, Eğribucak ve Danışma Tepe olmak üzere üç üyeye ayrılmıştır.

Sivas havzasında oldukça geniş yayılıma sahip birim, yer yer geçişli olarak Oligosen yaşlı Hafik formasyonu üzerinde yer alır. Karayün formasyonu, üzerinde bulunan Üst Oligosen yaşlı Emirhan formasyonu ile yatay ve düşey geçişlidir.

Birim, kahverengi-kırmızı renkli, karasal ortamda çökelmiş, ince-orta tabakalı, silttaşı, çamurtaşı arakatkılı, kumtaşı, çakıllı kumtaşı ve çakıltaşı ardalanmasından oluşmaktadır. Ayrıca formasyonun alt kesimlerinde yer yer gri-beyaz renkli, kalın katmalı jips seviyeleri de bulunmaktadır.

Çubuk ve İnan' a (1998) göre 1350-2150 m arasında değişen birimin kalınlığı Kangal' a (2000) göre 2500 m' yi aşmaktadır.

Çubuk ve İnan (1998) birimde, paleontolojik çalışmalarda fosil içeriğine rastlayamamış ancak stratigrafik konumuna göre Alt Miyosen yaşlı olabileceğini ortaya koymuşlardır. Cater ve diğ. (1991) formasyona Alt Miyosen yaşını vermiştir. Kurtman (1973) birimi Hafik formasyonu kapsamında incelemiş ve Alt-Orta Miyosen yaşını önermiştir. Poisson ve diğ. (1996) tarafından Karayün bölgesinde yaşı kesin olarak Alt Miyosen olarak saptanan Karacaören formasyonu tarafından uyumsuzlukla üzerlenmesinden dolayı Oligosen yaşlı olarak kabul edilmiştir. Bu çalışmada Karayün formasyonu Oligosen yaşlı olarak kabul edilmiştir.

2.2.8. Emirhan Formasyonu

Gölsel çökellerden oluşan birim ilk kez Poisson ve diğ. (1996) tarafından Emirhan formasyonu olarak tanımlanmıştır. Bu çalışmada da Alt Miyosen yaşlı denizel ve flüviyal çökellerle geçişli olan gölsel çökeller Emirhan formasyonu olarak incelenecektir.

Birim daha çok çalışma alanının kuzeyinde ve de tipik olarak Emirhan köyü civarında yüzeylenmektedir. Emirhan formasyonu, altında bulunan Karayün formasyonu ile üzerinde bulunan Karacaören formasyonu ile yer yer geçişlidir.

Formasyon, beyaz-krem renkli gölsel kireçtaşı ile marn, kumtaşı ve jips ardalanmasıyla temsil edilmektedir.

Birimin kalınlığı yaklaşık 150 m' dir (Kangal, 1994).

Poisson ve diğ. (1996) kireçtaşları içerisinde bulunan charophytlerin Geç Oligosen yaşında olabileceğini belirtmişlerdir. Birimin yaşı, üzerinde bulunan Alt Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu ile yer yer geçişli olmasından dolayı yer yer Alt Miyosen' e de çıkabileceği göz ardı edilmeden Üst Oligosen olarak benimsenmiştir.

Birim gölsel ortamda çökelmiştir.

2.2.9. Karacaören Formasyonu

Sivas havzasındaki Alt Miyosen yaşlı denizel çökeller, ilk kez Kurtman (1973) tarafından Karacaören Formasyonu olarak tanımlanmıştır.

Sivas havzasında geniş bir alanda yüzeyleyen Karacaören formasyonu altında bulunan Oligosen yaşlı Karayün ve Üst Oligosen yaşlı Emirhan formasyonlarıyla yanal ve düşey geçişlidir. Havzanın kuzey kesiminde, çalışma bölgesinin de dışında bulunan Alt-Orta Miyosen yaşlı Benlikaya formasyonu tarafından üzerlenir.

Birimin egemen litolojisini kırmızı renkli kumtaşı, kiltası, çakıltası ardalanması oluşturur. Bunların üzerinde ise yer yer sarı, gri renkli killi kireçtaşları bulunmaktadır.

Formasyonun kalınlığı Kangal (1994) tarafından 350 m olarak saptanmıştır.

Kurtman (1973), Alt-Orta Miyosen olarak belirttiği birimin yaşının, Poisson ve diğ. (1996) tarafından Orta Miyosen' e çıkmadığı tespit edilmiştir. İnan (1995), formasyonu oluşturan kaya birimlerinden alınan örneklerin ince kesit tanımlanmaları sonucunda *Miogypsina mediterranea* BRÖNNIMANN, *Miolepidocyclina sp.*, *Rotalia sp.*, *Lucina sp.*, *Cardium sp.*, *Planorbis sp.* fosil topluluklarına rastlamış ve buna göre birime Alt Miyosen yaşını vermiştir. Yine Koşun ve Çiner, (2002) tarafından, Karacaören üyesi kumlu kireçtaşlarından alınan örneklerde *Miogypsina cf. irregularis* (Michelotti), *N.cf. tournoueri* (Lemoine and Douville), *Lepidocyclina sp.*, *Nephrolepidina sp.*, *Miogypsina sp.*, *Amphistegina sp.*, *Elphidium sp.*, *Rotalia sp.*, *Operculina sp.*, Miliolidae, *Peneroplis sp.*, *Archaias sp.* isimli bentik foraminifer fosillerini bulmuşlar ve bu fosil topluluğuna göre birime Akitaniyen-Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşını vermişlerdir.

Birim ortamsal olarak; delta, plaj, sabkha, körfez-lagün, sed adası, resif ve kısmen açık deniz olmak üzere birçok ortamda çökelmiştir (Kangal, 2000).

2.2.10. Deliktaş Formasyonu

Çalışma alanının güneyinde bulunan birim ilk kez Gökten (1993) tarafından Deliktaş formasyonu olarak adlandırılmış, Ulaş (Sivas) Doğusunda Sivas Havzası Güney Kenarının Jeolojisi adlı çalışmasında, Erken Miyosen yaşındaki çok çeşitli ortam ve

litolojileri simgeleyen tortullar için kullanılmıştır. İnan ve diğ. (1993) ise birimi Örencik ve Kulmaç üyesi olmak üzere iki üyeye ayrılarak incelenmiştir. Yümin (2000) ise birimi Kulmaç formasyonu olarak ele almıştır. Bu çalışmada Gökten (1993)' de olduğu şekilde ancak karasal çökeller için ele alınacak olup üyelere ayrılmadan incelenecektir.

Çalışma alanının güneyinde yüzlek veren birim, Ofiyolitli melanj napı üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu tarafından ise açılı uyumsuzlukla örtülmektedir.

Formasyonun alt ve orta düzeyleri kirli sarı-gri, yer yer beyaz renkli kumtaşı, şeyli ve çakıltaşları ile temsil edilmekte ve alt düzeylerinde yer yer ince kömür bantları bulunmaktadır. Birim çalışma alanının daha güneyinde kalan Kulmaç dağı dolaylarında ise beyaz-gri renkli, kalın katmanlı (30-50 cm) killi kireçtaşları ile temsil edilmektedir (İnan ve diğ. 1993).

Deliktaş formasyonunun kalınlığı 750 m' dir (İnan ve diğ. 1993).

İnan ve diğ. (1993) formasyon içerisinde yaş verebilecek fosil bulamamış olup Orta Miyosen yaşlı olarak düşündüğü Karacaören formasyonu üzerinde yer alması ve yer yer yanal geçişli olması nedeniyle Orta-Üst Miyosen yaşında olduğunu belirtmiştir. Yümin (2000) ise kireçtaşı ve marn seviyelerinde geniş bir yaş aralığı veren Gastropoda, Lamellibrans ve Ostrocod kavkılarını gözlemiş, birimin stratigrafik konumu ve öncel çalışmalarını da dikkate alarak Alt-Orta Miyosen yaşında olabileceğini belirtmiştir. Bu çalışmada birimin yaşı Alt Miyosen (zaman zaman Üst Oligosen olabileceği de göz ardı edilmeden) olarak kabul edilmiştir.

Birim görsel ortamda çökelmiştir.

2.2.11. Benlikaya Formasyonu

Sivas havzasında birkaç yerde yüzlek veren Benlikaya formasyonu ilk kez Pisoni (1965) tarafından adlandırılmıştır.

Çalışma alanında bulunmayan fakat çalışma alanının daha kuzey kesimlerinde yaygın olarak izlenen birim, bu kesimlerde Karacaören formasyonu üzerine uyumlu olarak çökelmiştir.

Benlikaya formasyonu, kırmızı-koyu kahverenkli renkli kıltaşı, silttaşı, konglomera ve kumtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Yer yer de ince kömür ve jips bantları içermektedir. İyi tabakalanmış birimde tabaka kalınlıkları birkaç cm. den birkaç m. ye kadar değişmektedir.

Temiz (1994)' e göre formasyon kalınlığı 500 m.ye kadar çıkabilmektedir.

Birim içerisinde yaş verilebilecek herhangi bir fosil topluluğuna rastlanılmamış olup Temiz (1994), birimin taban kesimlerinde Orta Miyosen ostracodları içerdiğini belirtmiştir. Kangal (2000), bu veri ışığında ve de Celalli tarafından almış olduğu ölçülü stratigrafik kesitte Benlikaya Formasyonunun tabanının Alt Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu ile geçişli olması sebebiyle birimin yaşını Alt-Orta Miyosen olarak kabul etmiştir. Birim alüvyal kıyı ovasında çökelen flüviyal (akarsu; kanal, nokta barları, taşkın düzlüğü ve bırakılmış kanal çökelleri) çökeller olarak yorumlanmıştır.

2.2.12. İncesu Formasyonu

Flüviyal ve gösel çökellerden oluşan bu birim ilk kez Yılmaz (1980) tarafından İncesu formasyonu olarak adlandırılmıştır. Çalışma alanının güney kesimlerinde yüzeyleyen ve İnan ve diğ. (1993) tarafından Pliyosen yaşlı Örenlice formasyonu adı altında incelenen çakıltaşları da bu çalışmada İncesu formasyonu kapsamında ele alınmıştır.

Birim özellikle çalışma alanının dışında, Sivas' ın kuzeyinde geniş bir alanda yüzeylemektedir. Çalışma alanının ise kuzey ve güney bölümlerinde yüzlek vermektedir.

İncesu Formasyonu karasal fasiyes özelliği gösteren kıltaşı, silttaşı, çakıltaşı, kumtaşı ve gösel kireçtaşlarından ibarettir (Atalay, 1993).

Birimin kalınlığı çalışma alanının güneyinde 75 m. (İnan ve diğ. 1993), kuzeyinde ise 350 m.dir (Kangal, 1994).

Poisson ve diğ. (1996) Sivas' ın kuzeybatısında birim içerisinde *Hipparion gracila*, *Sus erimanthius*, *Mastodon*, *Cervus*, *Gazella*, *Giraffa* memeli fosillerine rastlamış ve bu bölümde birime Geç Miyosen yaşını vermiştir. Formasyonun daha üst kesimlerinden ise Erken Pliyosen yaşını saptanmıştır (Sümengen ve diğ., 1990). İnan ve diğ. (1993) ise havzanın güneyinde birimin Deliktaş formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmesi ve ayrıca çakıllar içerisinde Orta-Üst Miyosen' i simgeleyen *Miogypsina irregularis* Mich; *Peneroplis thomasi* Henson fosillerinin toplanması nedeniyle yaşının Pliyosen olabileceğini belirtmişlerdir.

Gerek daha önceki araştırmacılar, gerekse yazarlar tarafından yapılan gözlemlere dayanarak formasyonun karasal ortamda (akarsu-göl) çökeldiği anlaşılmaktadır.

2.2.13. Alüvyonlar ve Travertenler

Çalışma alanında dere yataklarında serbest çakıl ve kum olarak genç alüvyon çökellerine rastlanılmaktadır. Traverten oluşumları da günümüzde devam etmektedir.

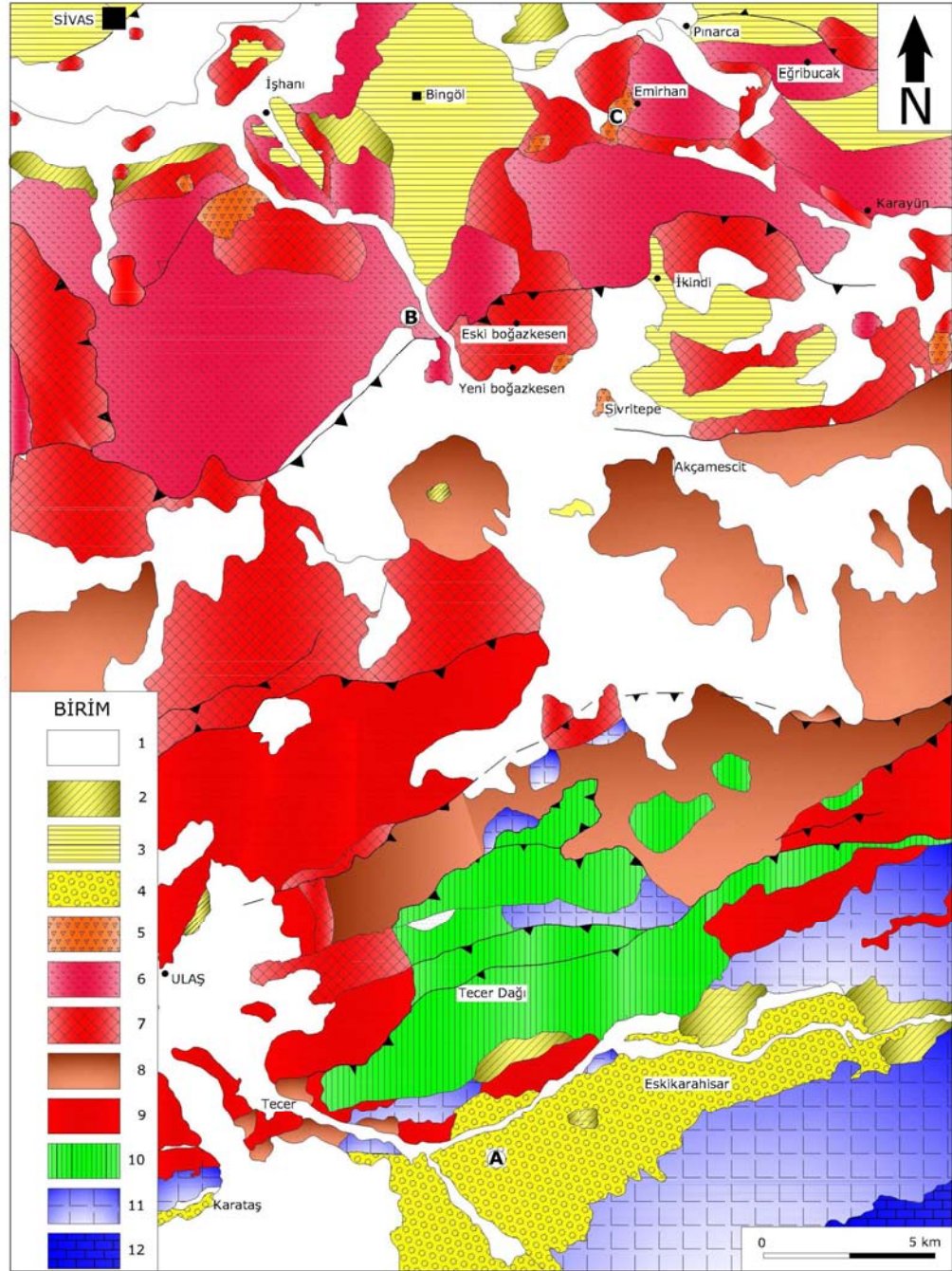
3. SEDİMANTOLOJİ

3.1. Genel Tanıtım ve Ölçülü Kesitler

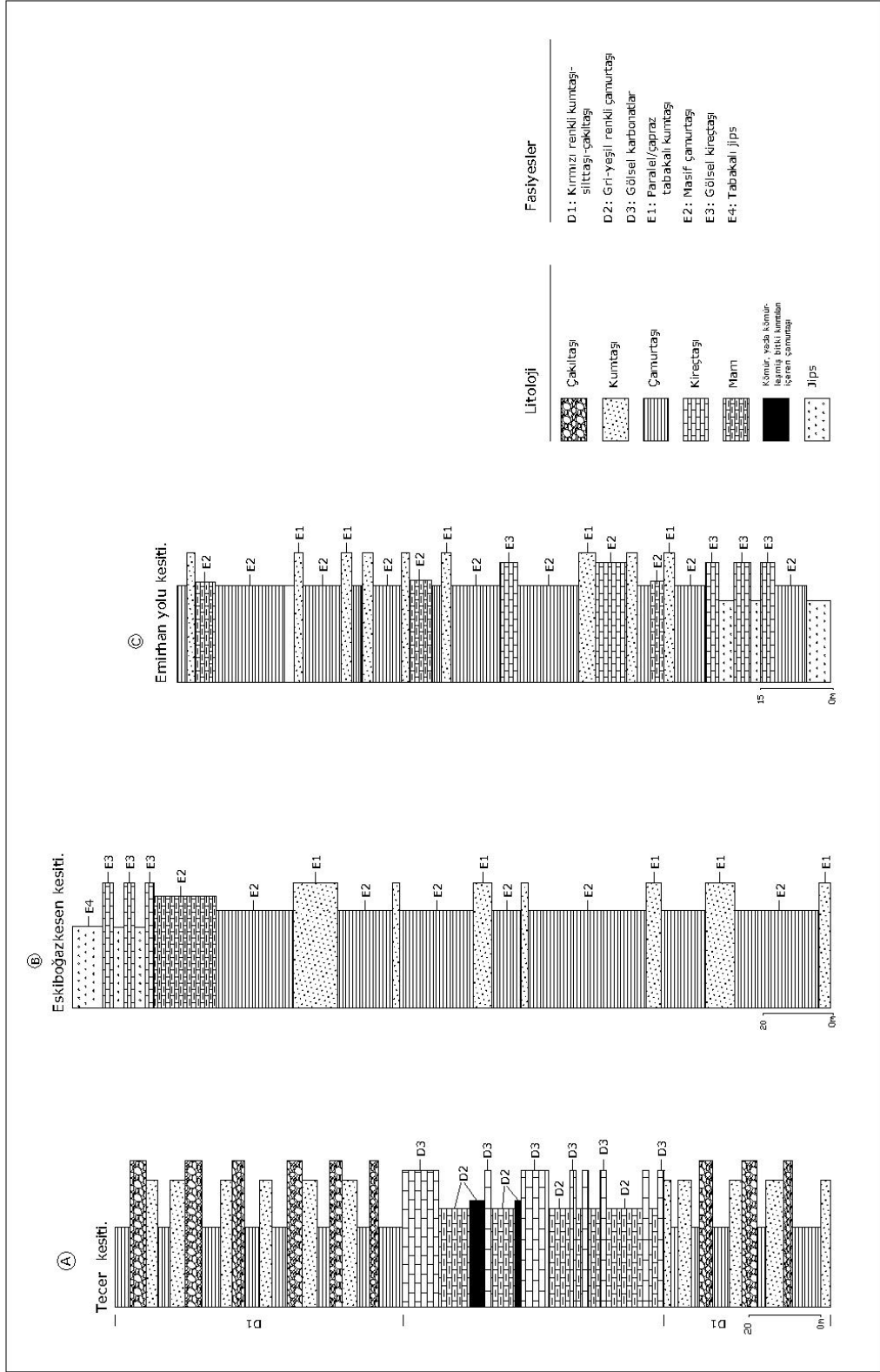
Çalışma alanındaki Oligo-Miyosen yaşlı göl istifleri başlıca iki formasyon adı altında toplanmıştır. Bunlardan doğu kesiminde yüzeyleyen ve karbonat, silisiklastik ve evaporit ardalanmasından oluşan istifler Emirhan formasyonu (Poisson ve diğ. 1996), batı kesiminde yüzeyleyen ve karbonatların baskın olarak yer aldığı istifler ise Deliktaş formasyonu (Gökten, 1993) olarak adlandırılmıştır. Bu çalışmada Emirhan formasyonundan, Emirhan yolu ve Eskiboğazkesen adı verilen iki adet, Deliktaş formasyonundan ise Tecer adı verilen bir adet kesit ölçülmüştür (Şekil 3). Kesit yerlerinin tespitinde özellikle bölgeyi temsil eden temel fasiyeslerin en belirgin olduğu alanlar seçilmiş ve fasiyeslerin yanal ve düşey yayılımları izlenmiştir. Fasiyeslerde izlenen bölgesel değişimlerin kesit alanları içerisinde kalmasına özen gösterilmiş olup ölçülü kesitlerin tanıtımları aşağıda verilmiştir.

3.1.1. Tecer Kesiti

Tecer dağlarının güneyinde ölçülen ve 200 m kalınlığa ulaşan bu kesit Tecer köyünün yaklaşık 7 km güneydoğusunda yer almaktadır (Şekil 3). Taban ve tavanında kırmızı renkli akarsu çökellerinin yer aldığı ve onlarla geçişler gösteren gölsel bir karbonat istifi niteliğindedir (Şekil 4). Gölsel karbonat paketi başlıca dolomit, manyezit ve çamurtaşı tabakalarının ardalanımı biçiminde izlenir (Şekil 5). Çamurtaşları içerisinde bitki kırıntıları yaygındır ve iki düzeyde kömür niteliği gösterir.



Şekil 3. Çalışma alanında içinde bulunduğu Sivas havzası merkezi kesiminin jeoloji haritası ve ölçülü kesit yerleri: 1-Kuvaterner. 2-İncesu formasyonu (Pliyosen). 3-Karacaören formasyonu (Alt Miyosen). 4-Deliktaş formasyonu (Alt Miyosen). 5-Emirhan formasyonu (Üst Oligosen). 6-Karayün formasyonu (Oligosen). 7-Hafik formasyonu (Oligosen). 8-Selimiye formasyonu (Oligosen). 9-Bozbel formasyonu (Eosen). 10-Tecer formasyonu (Üst Kretse-Paleosen). 11-Güneş Ofiyolitleri Geç Kretase). 12-Munzur Kireçtaşı (Jura-Kretase) (Poisson ve diğ., 1996; İnan ve diğ., 1993; Gökten 1993, Kangal 2000' den derlenmiştir).A,B,C Kesit Yerleri (A-Tecer kesiti, B-Eski boğazkesen kesti, C-Emirhan yolu kesiti).



Şekil 4. Emirhan (Emirhan yolu ve Eskiboğazkesen) ve Deliktaş (Tecer) formasyonlarından alınan ölçülü stratigrafik kesitler.



Şekil 5. Tecer kesitinin genel görünümü.

3.1.2. Emirhan Yolu Kesiti

Sivas' ın güneydoğusunda, Emirhan köyünün hemen güneyinde (Şekil 3) yol boyu ölçülen bu kesitte gösel depolanma izlenilmektedir (Şekil 4). İstifin taban ve tavanında tektonik dokanaklarla masif jipsler yer alır. Üste doğru ise istif, kireçtaşı, kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn tabakalarının ardalanımı biçiminde sürer. Tabanda masif jipslerin üzerinde yer alan 20 m'lik düzeyde, ince tabakalı-laminalı jipslerle, çamurtaşı laminaları ardalanmalı olarak bulunmaktadır (Şekil 6). İstif içerisinde gözlenen kireçtaşları beyaz-gri renki olup, bol miktarda gastropod, ostrocod ve chara içerirler. Jipslerle ara laminalı oldukları taban kesimlerinde, yer yer dolomitik karakter izlenir ve organik maddelerce zengin düzeyler de bu kesimlerde sıklıkla yer alır. Alacalı renkli (kırmızı, yeşil ve gri) çamurtaşları 10–15 m' lik paketler halinde kireçtaşı ve kumtaşı tabakalarıyla ardalanmışlardır. Genellikle çakıllı, iri taneli, çapraz tabakalı kumtaşı tabakalarının kalınlığı yaklaşık olarak 1 m' dir. Yer yer ağır mineral yoğunlaşmaları içerirler. Kesitin kalınlığı iki tektonik dokanak arasında 150 m olarak ölçülmüştür.



Şekil 6 . Emirhan yolu kesitinin genel görünümü.

3.1.3. Eskiboğazkesen kesiti

Litolojik özellikleri ve ortam karakteri olarak Emirhan yolu kesitine benzeyen bu kesit, Eskiboğazkesen köyünün 2.5 km batısında ölçülmüştür (Şekil 3). Taban kesiminde yer alan kalın katmanlı kumtaşı-silttaşı ardalanımından oluşan akarsu çökelleri, dereceli olarak yerlerini kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı litolojileriyle temsil edilen görsel çökellere bırakır (Şekil 4). Çamurtaşı düzeyleri yer yer fosil toprak özelliği gösterir. Yer yer dolomitik kireçtaşlarının da izlendiği kesitin tavanını, 15 m kalınlığa ulaşan karbonat-evaporit tabakalarının ardalanımı oluşturur. Yukarıya doğru kalınlıkları artan ve 70 cm' ye kadar ulaşabilen kireçtaşları, gri-kahverengi renkli, kötü kokulu ve organik maddece zengin karbonat çamurundan oluşmuştur. Bu kesimlerde tabaka ara yüzeylerinde kömür laminaları ve yer yer ikincil jipsler izlenir. İstifin üst kesiminde ise ortalama 10 cm kalınlığındaki jips tabakaları ve çamurtaşı laminalarının ardalandığı 4 m' lik bir paket bulunur. Jips tabakaları içerisinde çadır yapılarına, okside düzeylere sıklıkla rastlanır. Toplam kalınlığı 220 m olan Eskiboğazkesen kesitinin (Şekil 7) üst dokanağı bindirme hattı nedeniyle oldukça deforme değildir. Bindirme hattı boyunca yer yer jipsarenitler ve denizel kırıntılılar açığa çıkmıştır.



Şekil 7. Eskiboğazkesen kesitinin genel görünümü.

3.2. Fasiyes Analizi

Fasiyes terimi değişik vurgulamalarla kullanılmakla birlikte, bir tortul fasiyes denildiğinde, kendine özgü nitelikleri olan sedimanter kayaçlar akla gelir. Bu nitelikler özellikle taşınma depolanma süreçlerinde kazanılan litolojik (bileşim, yapı ve doku) ve biyolojik (fosil içeriği) özellikleri kapsar.

Bu çalışmada ayırtlanan fasiyesler esas olarak litolojik özelliklere göre yapılmış olup, çalışmanın asıl konusunu oluşturan gölsel karbonatların ve çamurtaşlarının ayrıntılı incelemelerine sedimanter petrografi bölümünde (bölüm 4) değinilecektir. Deliktaş formasyonuna ait karbonat kayaçların kökenine yönelik olarak yürütülen $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizinin sonuçları ise 5. bölümde verilmiştir.

3.2.1. Emirhan Formasyonunda Ayırtlanan Fasiyesler

Emirhan formasyonunda litolojik olarak dört fasiyes topluluğu ayırtlanabilir:

- 1) E1: Paralel/çapraz tabakalı kumtaşı,
- 2) E2: Masif çamurtaşı,
- 3) E3: Kireçtaşı,
- 4) E4: Tabakalı jipsler.

Paralel/çapraz tabakalı kumtaşı (E1): Orta-iri taneli ve gri-kırmızı renkli kumtaşları gerek Emirhan yolu, gerekse Eskiboğazkesen kesitlerinde belirgin olarak izlenir. Tabaka kalınlıkları birkaç cm' den 50-60 cm' ye kadar ulaşabilir. Başlıca içerdiği tortul yapılar, düzlemsel tabakalanma ve laminalanma, çapraz tabakalanma ve ripil çapraz laminalanmadır (Şekil 8). Ayrıca değişik kesimlerinde çok ince ağır mineral bantları içerirler.

Bütün bu nitelikler gölün kıyasal kesimindeki kumtaşı çökelişini yansıtmaktadır (Kangal, 2000; Mial, 1977).



Şekil 8. Emirhan formasyonuna ait paralel/çapraz tabakalı kumtaşlarından (E1) bir görünüm.

Masif Çamurtaşı (E2): Kalınlıkları birkaç m. ye ulaşabilen bu fasiyes yeşil-kırmızı renkli çamurtaşlarından oluşur (Şekil 9). Organik madde artışına bağlı olarak griden siyaha kadar değişen renk tonları da gösterebilirler. Özellikle Emirhan yolu kesitinde gastropod, ostracod ve chara fosilleri içerirler. XRD tüm kayaç analizlerinde % 50 yi aşan oranda kil, % 30' a ulaşabilen kalsit ve daha az oranda feldispat ve kuvarstan oluştuğu saptanmıştır.

Bu tip çamurtaşları, göl içerisinde askı yüklerin çökelişini biçiminde oluşurlar. Koyu renkli kesimler organik maddece zengin parçacıkların askıdan çökelişini ve

redüksiyon koşullarını yansıtırken (Chun ve Chough, 1995) kırmızı renk oksidasyon koşullarını belirtir.



Şekil 9. Emirhan formasyonundan ayırtılan masif çamurtaşlarından (E2) bir görünüm.

Kireçtaşı (E3): Gri-kahverengi ve tabakalı mikrit niteliği gösteren kireçtaşları ortalama 15 cm kalınlığındaki tabakalardan oluşmuştur (Şekil 4). Yer yer 50 cm yi aşan tabaka kalınlıklarına rastlanır. Kireçtaşları içerisinde tatlı su gastropodları, chara ve ostracod fosilleri izlenir. Organik maddece zengindirler. Bitki kök saçaklarının oluşturduğu laminer fabrik çıplak gözle de ayırtlanabilir (Şekil 10).



Şekil 10. Emirhan formasyonuna ait kireçtaşlarından (E3) bir görünüm.

İçerdiği fauna ve bitki kökleri, yer yer artan organik madde içeriği bu karbonatların düşük enerjili sığ su karbonatları olduğunu ortaya koymaktadır.

Tabakalı jipsler (E4): Gri-siyah renkli çamurtaşı laminalarıyla ardalanmalı beyaz renkli jps tabakalarından oluşan bu fasiyes, Emirhan yolu ve Eskiboğazkesen kesitlerinin tavan kesiminde belirgindir. Kalınlıkları birkaç mm. den 10 cm' ye kadar değişen jips tabakalarının sınırları keskindir (Şekil 11).

Bu şekilde açık ve koyu renkli laminaların ardışımı biçiminde izlenen laminalı evaporit çökelimlerinin su kimyası ve ısısındaki mevsimsel değişimlerden kaynaklandığı belirtilmiştir (Kendall ve Harwood, 1996).



Şekil 11. Emirhan formasyonundan ayırılan tabakalı jipslerden (E4) bir görünüm.

3.2.2. Deliktaş Formasyonunda Ayırılan Fasiyeler

Deliktaş formasyonu Gökten (1993) tarafından Sivas havzasının batı kesiminde Oligosen yaşlı Selimiye formasyonu üzerine uyumsuzlukla çökelen ve litolojik ve ortamsal olarak büyük çeşitlilik sunan istif için kullanılmıştır. Bu çalışmada Deliktaş formasyonunun gösel niteliğinin baskın olduğu Tecer civarındaki bölümü incelenmiştir. Bu kesimde Deliktaş formasyonu başlıca üç fasiyes topluluğundan oluşmaktadır:

- 1) D1: Kırmızı renkli kumtaşı-silttaşı-çakıltaşı
- 2) D2: Gri-yeşil renkli çamurtaşı
- 3) D3: Karbonatlar

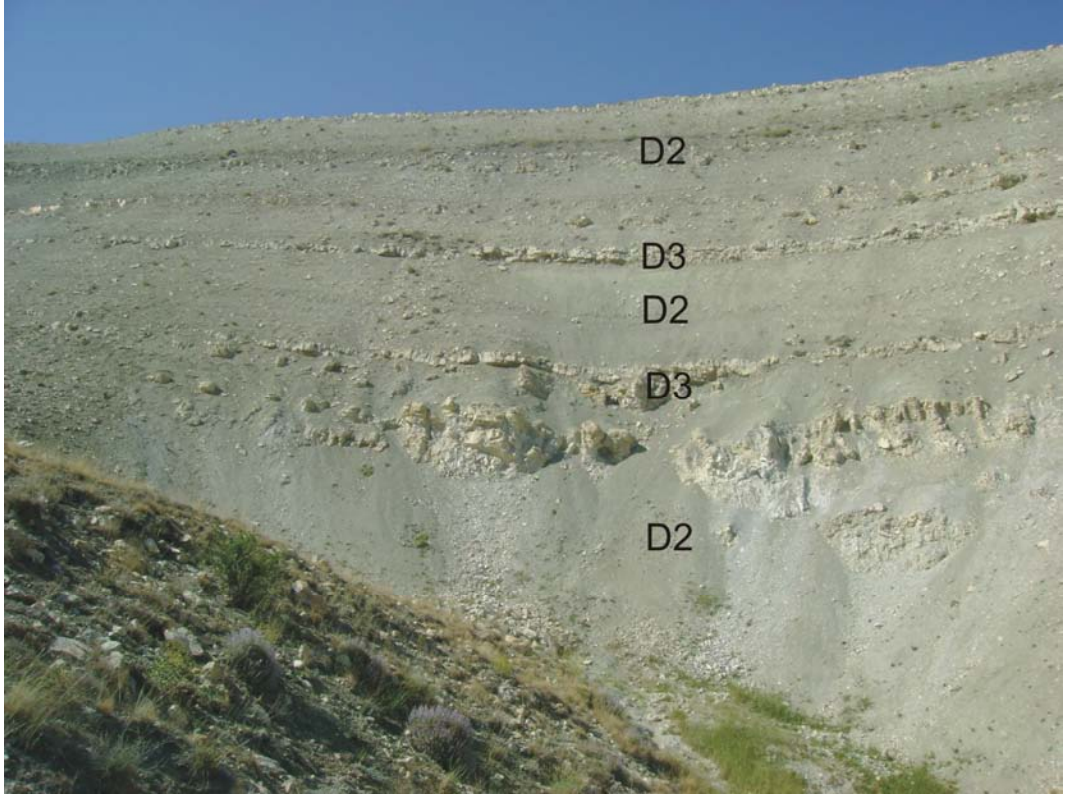
Kırmızı renkli kumtaşı-silttaşı-çakıltaşı (D1): Gösel karbonatlarla tabanda ve tavanda geçişler sunan bu fasiyes topluluğunun saha görünüşü orta-kalın tabakalı kumtaşı, silttaşı ve çakıltaşı ardalanımı biçimindedir (şekil 12). Kumtaşı ve silttaşlarında yer yer paralel laminalanma izlenir. Çakıllı kesimler merceksi tabakalanma gösterir ve bazı kesimlerde kanal geometrileri ve kazımalı taban belirgindir. Çakıllar çoğunlukla ofiyolit kökenlidir.



Şekil 12. Deliktaş formasyonuna ait kırmızı renkli kumtaşı, silttaşı ve çakıltaşlarından (D1) bir görünüm.

Sıralanan bütün bu nitelikler menderesli akarsuların taşkın düzlüklerini işaret etmektedir (Walker ve Cant, 1979; Mial, 1984). İnce taneli kesimler ana kanalın uzağında dönemsel taşkınlarla çökelirken, çakıllı ve kaba kumlu kesimler ana kanal ve dağıtım kanallarındaki çökelişimi yansıtmaktadır.

Gri yeşil renkli çamurtaşı (D2): Gölsel karbonatlarla ardalanmalı olarak izlenen bu fasiyes, kalınlığı 10 cm' den birkaç m' ye kadar değişen çamurtaşlarıyla temsil edilir (Şekil 13). Çoğunlukla kiltası, yer yer de marn niteliği gösterirler. Çamurtaşları içerisinde kömürleşmiş bitki parçaları olağandır. Birkaç düzeyde ince kömür tabakaları içerirler.



Şekil 13. Deliktaş formasyonunununa ait gri-yeşil renkli çamurtaşı (D2) ve karbonatlardan (D3) bir görünüm.

Bu fasiyes göl içi çökeli mi yansıtmaktadır.

Karbonatlar (D3): Beyaz krem renkli, ince-orta tabakalı görünüşleriyle kolaylıkla tanınan bu fasiyes topluluğu kesit içerisinde gri-yeşil marnlarla birlikte 75 m' lik bir çökel istif i oluşturur (Şekil 13). Mikroskopta mikritik nitelik sunan bu fasiyesin XRD incelemelerinde başlıca manyezit ve dolomit minerallerinden oluştuğu saptanmıştır. Fasiyeste kuruma çatlakları, mikritik intraklastlar, bitki parçaları olağandır. Bu fasiyes de E3 fasiyesi gibi petrografik olarak sığ su karbonatlarının tipik özelliklerini sunmaktadır.

4. SEDİMANTER PETROGRAFI

Bu bölümde çalışmanın asıl konusunu oluşturan, Emirhan ve Deliktaş formasyonlarına ait karbonat kayaçalardan ve çamurtaşlarından derlenen örneklerin ince kesit, XRD tüm ve kil ile elektron mikroskop (SEM) analizlerinden elde edilen sonuçlara dayanılarak bu kayaçların mineralojik, petrografik ve kısmen paleontolojik özellikleri ortaya konmaya çalışılacaktır (Çizelge 1,2,3,4). Anlatım sırası çamurtaşları ve karbonat kayaçlar biçiminde olacak ve formasyonlara göre yapılacaktır.

Çizelge 1. Emirhan formasyonundan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%).

Örnek No	Tüm kayaç						Kil fraksiyonu					
	Dol	Cal	Man	Kil	Qtz	Fm	I	Chl	Chl +S	Srp	S	P
C-2		17		56	14	13	5	5	70		20	
C-4		19		61	20		10	15		10	65	
C-5		100										

Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Qtz=Kuars, Man=Manyezit, Fm=Feldispat, I=Illit, Chl=Klorit, Srp=Serpantin, S=Smektit, P=Paligorskit.

Çizelge 2. Deliktaş formasyonundan alınan kayaçların XRD-TK ve KF sonuçları (%).

Örnek No	Tüm kayaç						Kil fraksiyonu					
	Dol	Cal	Man	Kil	Qtz	Fm	I	Chl	Chl +S	Srp	S	P
07-T1	31		50	19								
07-T2	9		66	25								
07-T3	22		64	14								
07-T4	22		43	35				20		15	15	50
07-T4a	18		82									
07-T5	11		73	16								
07-T5a	4		96									
07-T5b	2		98									
07-T6	18			77	5			10		10	70	10
07-T8	36		37	27				15		10	40	35
Te10		99			1							
07-T1a	16		84									
07-T1b	30		61		9							
07-T2	89		11									
07-T3a	95		5									
07-T3b	97		3									
07-T6	26		74									
07-T7	100											
07-Tu1	4			90	6			25		15	45	15

07-Tu2				85	5	10		15		10	35	40
07-Tu4				78	11	11		35		25		40
07-Tu7	22	5		66	7			10		10	15	65
07-BT2	89			11								
07-Tu8	12			79	9			15		10	25	50
07-B1	100											
07-BT1	89			11								

Cal=Kalsit, Dol=Dolomit, Qtz=Kuvars, Man=Manyezit, Fm=Feldispat, I=Illit, Chl=Klorit, Srp=Serpantin, S=Smektit, P=Paligorskit.

Çizelge 3. Emirhan formasyonundan alınan kayaçların optik mikroskop inceleme sonuçları.

Örnek	Doku	Bileşim	Özellikler	Kayaç
C4	Mikrokristalin kalsit matriksi	Cal	Gastropod, ostracod fosil kavkı parçaları, kuş gözü yapıları	Fosilli Mikrit
C2	Mikrokristalin kalsit matriksi	Cal	Bol miktarda charalar, bitki kök saçaklarının oluşturduğu laminer fabrik, kuruma çatlakları	Fosilli Mikrit

Çizelge 4. Deliktaş formasyonundan alınan kayaçların optik mikroskop inceleme sonuçları.

Örnek	Doku	Bileşim	Özellikler	Kayaç
07-T7	Mikrokristalin dolomit matriksi	Dol	Biyotürbasyon yapıları, erken çimento, vadoz silti, biyojenik uygulama	Mikrit
07-T2	Mikrokristalin dolomit/manyezit matriksi	Dol+Man	Çamur intraklastları, menisküs çimento	Mikrit
07-T1b	Mikrokristalin manyezit/dolomit matriksi	Man+Dol	Kök izi, kuruma çatlağı, çok az ince taneli kuvars	Mikrit

4.1. Çamurtaşları

Her iki göl istifinde değişik renklerde ve kalınlıklarda izlenen çamurtaşları, bileşimsel olarak kiltası ile marn arasında geçiş gösterirler (Çizelge 1,2). Akarsu etkisinin baskın olduğu kesimlerde kırmızı renk egemen olmakla birlikte, göl etkisinin baskın olduğu kesimlerde gri-yeşil ve siyahımsı renk tonları izlenir. Emirhan formasyonuna ait kesitlerde tatlı su gastropodları, ostracod ve charalara rastlanırken, Tecer kesitinde fosil bulunamamıştır (Çizelge 3,4).

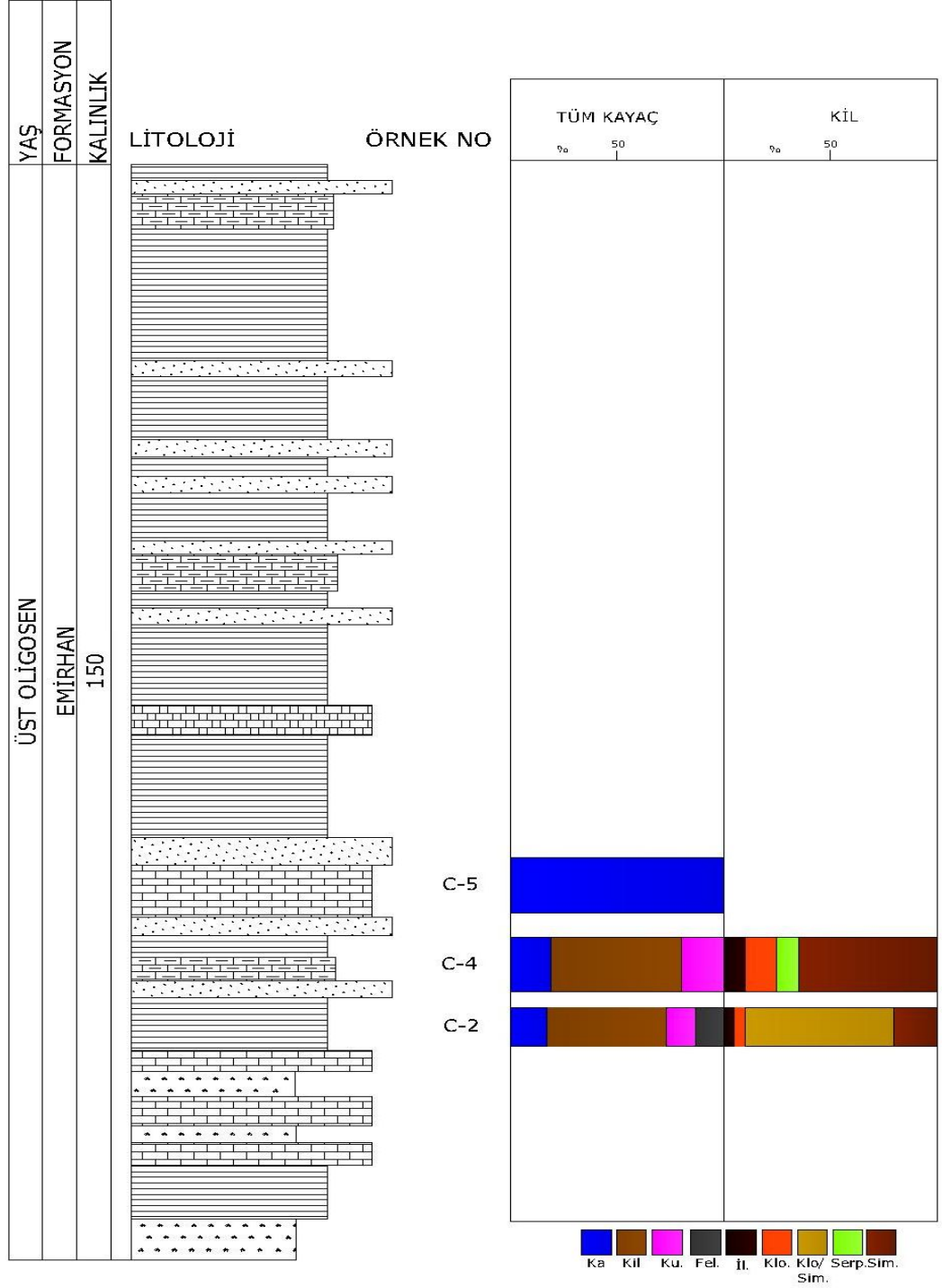
Emirhan formasyonuna ait kesitlerden derlenen çamurtaşları, ortalama %15 oranında kalsit daha az oranlarda kuvars ve feldispat mineralleri içerirler. Kil minerali topluluğunu ise ortalama bolluk sırasına göre, karışık tabakalı klorit-smektit, simektit, illit ve klorit, daha az oranda da serpantin oluşturur (Şekil 14-15).

Deliktaş formasyonu Tecer kesitine ait çamurtaşlarında ise dolomit ve manyezitin varlığı tipiktir. Tek bir çamurtaşı örneğinde % 5 oranında kalsit minerali saptanmıştır. Bu minerallere yine düşük oranda kuvars ve feldispat eşlik etmektedir. Kil minerali topluluğu ise paligorskitin varlığı ve baskınlığıyla (% 15-70) tipiktir. Bunun yanında bolluk sırasına simektit, klorit ve serpantin mineralleri içerilir (Şekil 16).

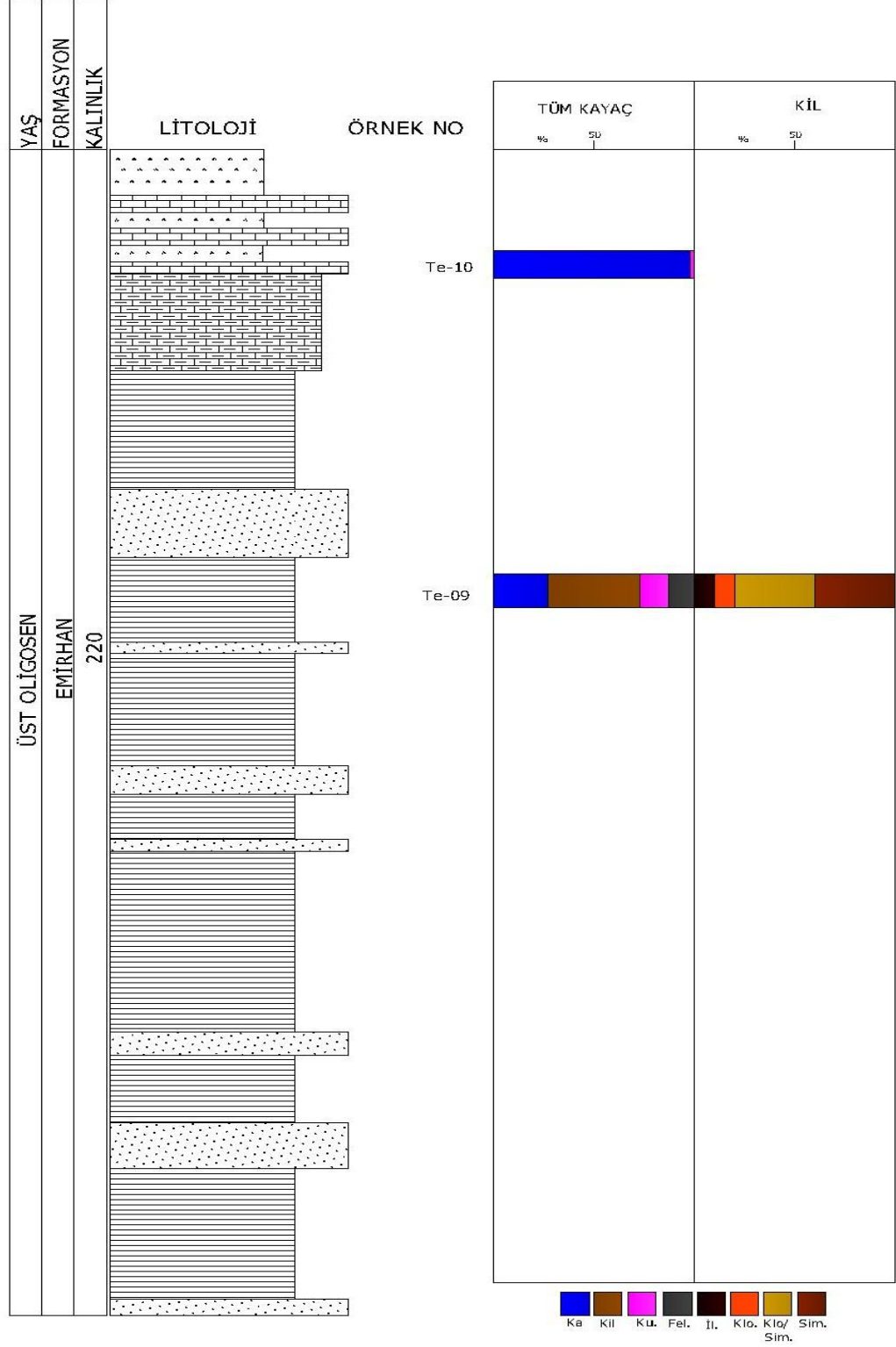
Emirhan formasyonunda baskın olarak izlenen karışık tabakalı klorit-simektitin bolluk oranlarındaki değişim, farklı beslenme rejimlerinden kaynaklanır. Volkanojenik malzeme içeren silisiklastik kayalarda karışık tabakalı klorit-simektit indikatör mineraldir. Bu mineralin varlığı daha yaşlı volkanik ürünlere (Üst Kretase ve Eosen) işaret eder.

Deliktaş formasyonunda dolomit, manyezit ve paligorskit varlığı dikkat çekicidir. Bu minerallere eşlik eden serpantin ile ofiyolitik dizilime ait ultramafik kayalar arasında kökensel bir ilişki bulunduğu bilinmektedir. Sivas havzasının gösel çökeliyi temsil eden kesimlerin de (Kangal-Çetinkaya: Yalçın ve Bozkaya, 1995; Ağcakışla: Yalçın ve diğ., 1994; Yavu: Çericioğlu ve Yalçın, 1998; Gemerek: Türkmen ve Bölücek, 1998) karakteristiğidir. Paligorskitler jeolojik ortamlarda detritik, diyajenetik, neoforme veya dönüşüm biçiminde oluşabilmektedir (Singer, 1979). Bölgedeki ofiyolitik birimlerde paligorskitin gözlenmemesi (Yalçın, 1991; Yalçın ve diğ., 1999), bu mineralin detritik olarak taşınmadığını, diyajenetik kökenli olduğunu göstermektedir.

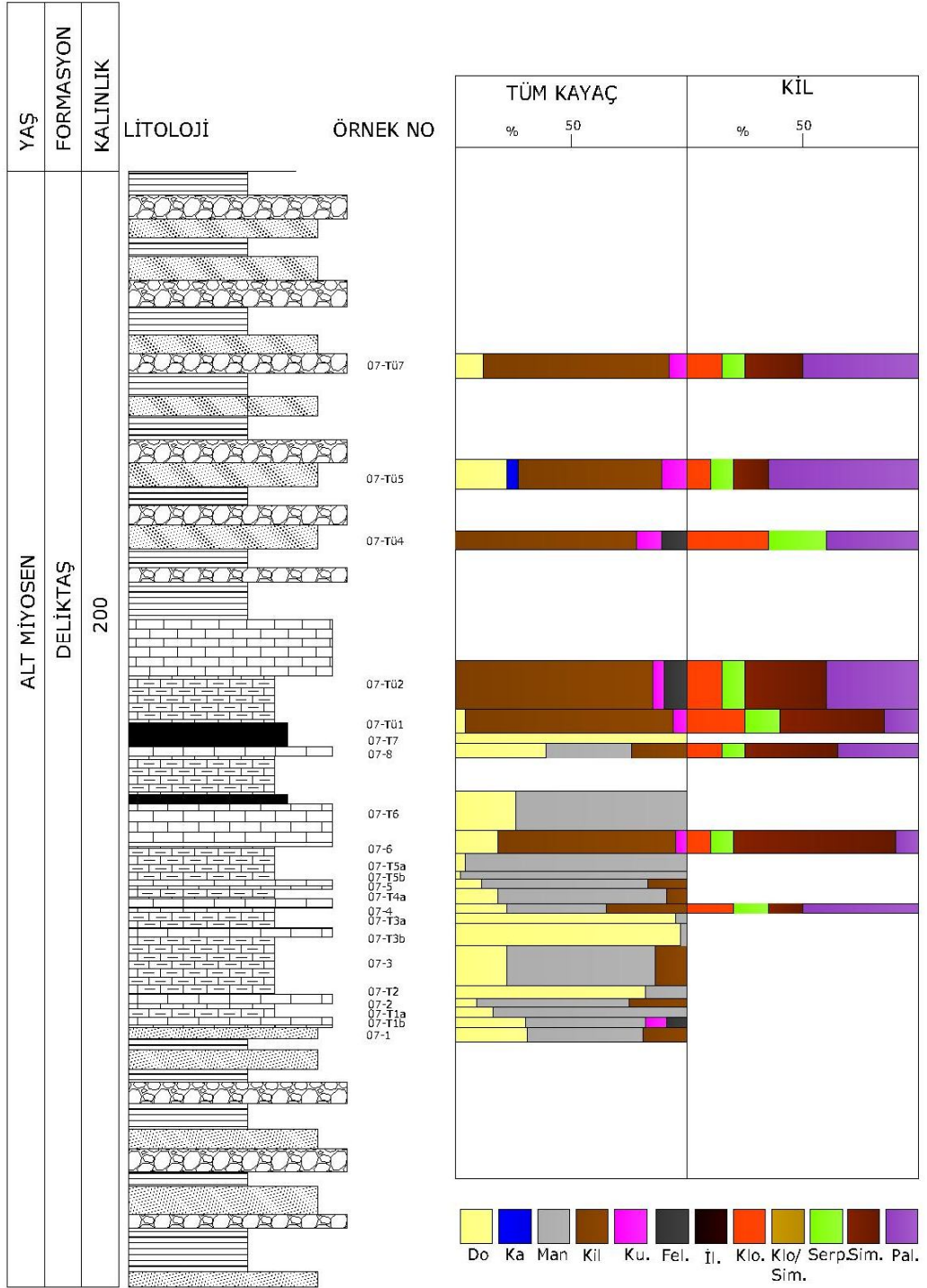
İllit ve kloritler ise olasılıkla çevredeki metapelitlerden gelmiş gözükmektedir.



Şekil 14. Emirhan yolu kesitinden alınan örneklerin XRD tüm kayaç ile kil analizi sonuçları.



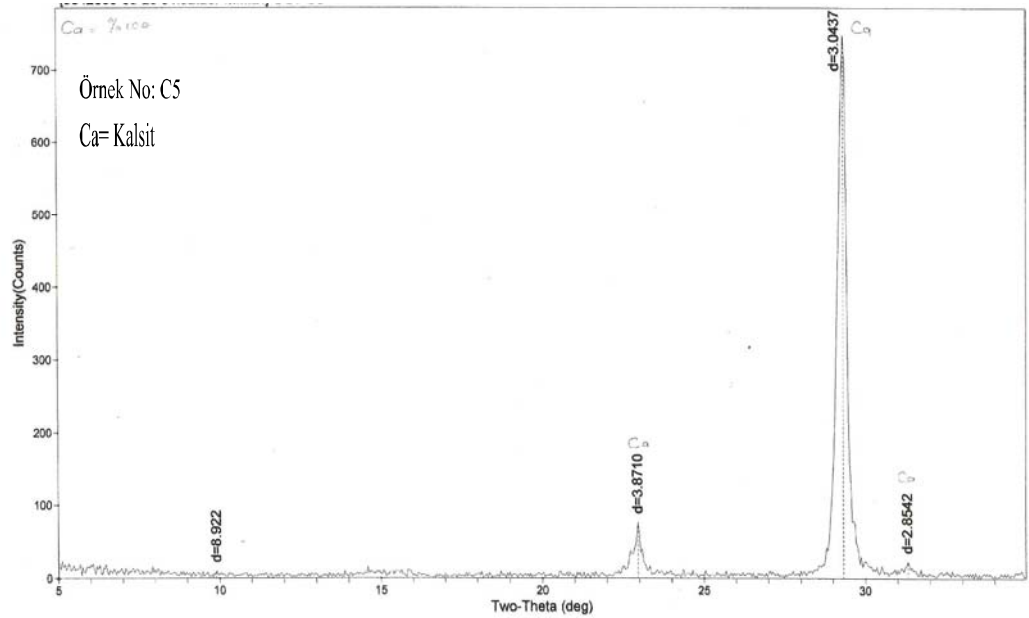
Şekil 15. Eskiboğazkesen kesitinden alınan örneklerin XRD tüm kayaç ile kil analizi sonuçları.



Şekil 16. Tecer kesitinden alınan örneklerin XRD tüm kayaç ile kil analizi sonuçları.

4.2. Karbonat Kayaçlar

Çalışma alanında yer alan karbonat kayaçlarda yürütülen XRD sonuçları Emirhan formasyonuna ait karbonat kayaçların bütünüyle kalsitten oluştuğunu (Şekil 14-15); buna karşın Deliktaş formasyonuna ait karbonat kayaçların, dolomit, manyezit ve bu iki mineralin değişik oranlardaki birlikteliklerinden oluştuğunu göstermiştir (Şekil 16). Bu nitelikler göz önüne alınarak Emirhan formasyonuna ait kireçtaşlarının incelemesinde arazi nitelikleri, XRD analizleri ve polarizan mikroskop çalışmaları yeterli görülmüştür. Deliktaş formasyonunda ise bu analizlerin yanı sıra, karbonatların kökenine yönelik olarak SEM ve İzotop analizleri gerçekleştirilmiştir.



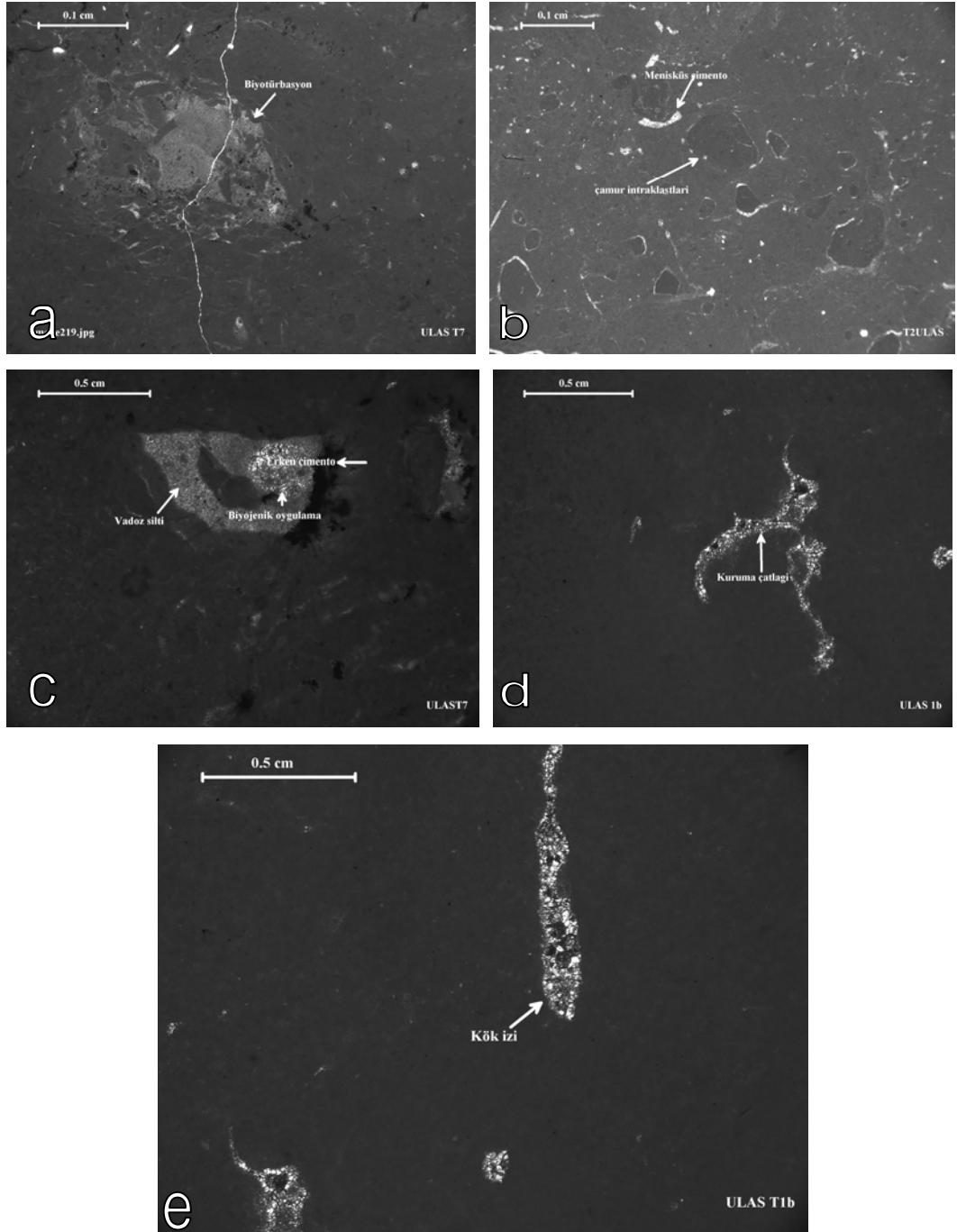
Şekil 17. Emirhan formasyonu kireçtaşının tipik XRD-TK difraktogramı.

İncekesit incelemelerinde Emirhan formasyonuna ait kireçtaşlarının ince karbonat çamurundan oluştuğu saptanmıştır. Sıklıkla organizma kavkı parçaları (özellikle gastropod ve ostracod) içerirler ve bu nitelikleriyle mikrit-fosilli mikrit (Folk, 1962) olarak adlandırılmışlardır (Kangal, 2000). Bitki kök saçaklarından oluşan laminer fabrik belirgindir (Şekil 18). Ayrıca kuruma çatlakları ve kuşgözü yapıları izlenir. Bütün bu dokusal özellikler, gölün dönem dönem iyice sığlaştığını ve bazen de kurduğunu göstermektedir.



Şekil 18. Emirhan formasyonuna ait kireçtaşları içerisinde bulunan bitki kök saçaklarından oluşan fabriğin ince kesit görünümü (X5 büyütme, tek nikol).

Deliktaş formasyonuna ait karbonat kayaçlar ise başlıca dolomit ve manyezit bileşimindedir. Bu mineraller bazı örneklerde tek başına baskın olarak izlenirken bazı örneklerde de değişik oranlarda birliktelik sunarlar (şekil 16). İnce kesit incelemeleri bu formasyona ait karbonat kayaçların da mikritik nitelikte olduğunu göstermektedir. Bitki kök izleri, kuruma çatlakları, mikrit intraklastları, canlı uygulamaları, menüsküs çimento ve vadoz silti yaygın olarak izlenir (Şekil 19). Bütün bu nitelikler Emirhan formasyonunda olduğu gibi dönem dönem iyice sığlaşan bir gölün varlığını ortaya koymaktadır.



Şekil 19. Deliktaş formasyonuna ait karbonatlı kayalardan alınan örneklerin ince kesit görüntüleri (tek nikol).

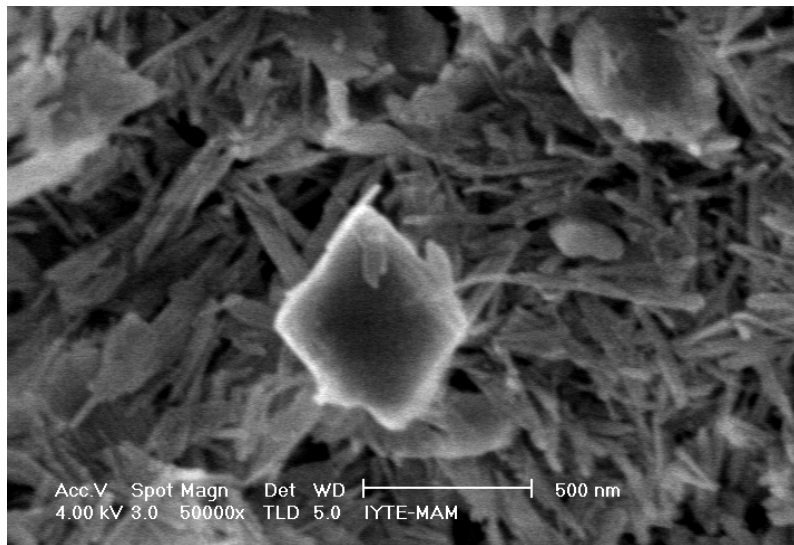
- a) Biyotürbasyon,
- b) Menisküs çimento, çamur intraklastları
- c) Erken çimento, vadoz silti, biyojenik uygulama
- d) Kuruma çatlığı
- e) Kök izi

SEM Sonuçları;

Deliktaş formasyonuna ait 8 adet örnek üzerinde yapılan elektron mikroskop incelemelerinde manyezitin belirgin bir kristal morfolojisi gözlenmemektedir (Şekil 20). Dolomitler ise özşekilli kristalleriyle kolaylıkla tanınmaktadır. Dolomit ve manyezitlere eşlik eden paligorskit mineralleri de lifsi-çubuksu biçimleriyle göze çarpmaktadır (Şekil 21).



Şekil 20. Manyezit minerallerinin SEM görüntüsü (Örnek no: 07-T5).



Şekil 21. Manyezit ve dolomit minerallerinin SEM görüntüsü (Örnek no:07-Tu-7).

5. DURAYLI İZOTOP JEOKİMYASI

Bu çalışmada, Deliktaş formasyonu Tecer kesitinden seçilen 10 karbonat örneği (5 manyezit, 4 dolomit ve 1 manyezit+dolomit) üzerinde $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizi yapılmıştır. Sonuçlara bakıldığında Deliktaş formasyonuna ait dolomit ve manyezitler arasında $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop niteliği arasında belirgin bir farklılaşma göze çarpmamaktadır. Dolomitlerde $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰ -5,2 ile ‰ -7,4; $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰ 26 ile ‰ 26,3 arasında, manyezitlerde ise $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰ -6,5 ile ‰ -7,6; $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰ 24,3 ile ‰ 25,9 arasında değişmektedir (Çizelge5).

Çizelge 5. Tecer kesitinden alınan örneklerin $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ izotop analizi sonuçları (Mgz:Manyezit, Do: Dolomit).

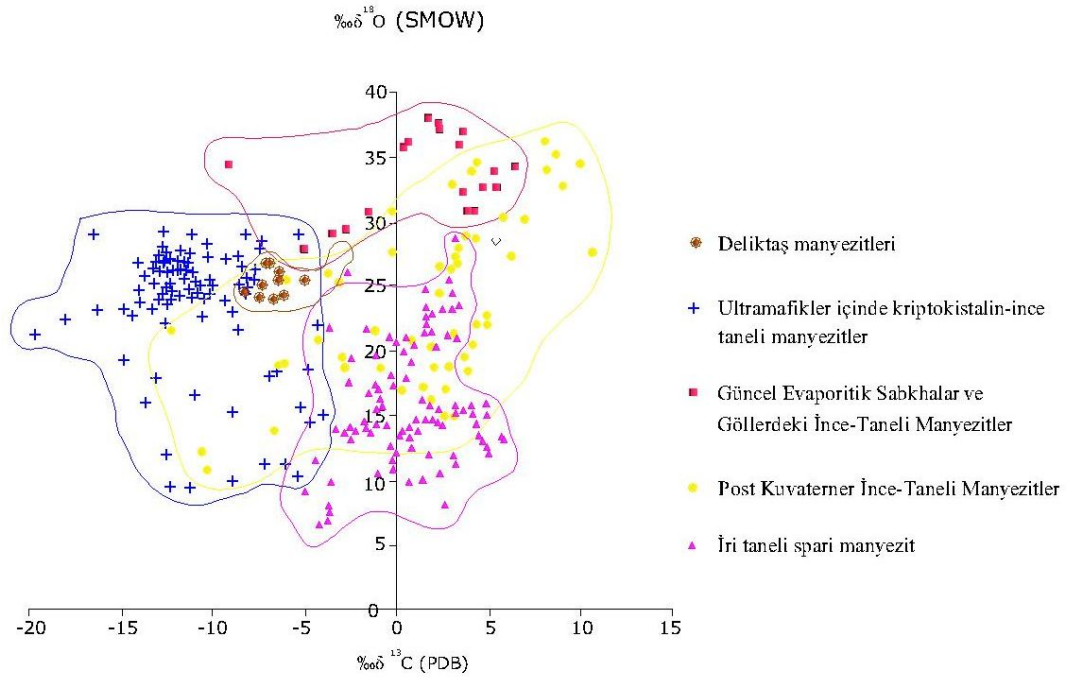
Örnek No	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB)	Kaya Türü
07-4a	-7,0	24,3	-6,4	Mgz
07-5a	-6,7	25,6	-5,1	Mgz
07-5b	-6,7	25,9	-4,8	Mgz
07-T1a	-6,5	24,4	-6,3	Mgz
07-T1b	-7,7	24,4	-6,3	Mgz+Do
07-T2	-6,9	26	-4,8	Do
07-T3a	-7,0	26	-4,8	Do
07-T3b	-7,4	25	-5,8	Do
07-T6	-7,6	24,6	-6,1	Mgz
07-T7	-5,2	25,3	-5,4	Do

Bu izotop sonuçlarına göre Deliktaş manyezitlerinin izotop değerlerinin Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler ile Güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerle yakınlık gösterdiği görülmektedir (Şekil 22).

Literatüre bakıldığında, başlıca manyezit oluşumlarının ortalama $\delta^{13}\text{C}$ ve $\delta^{18}\text{O}$ bileşimleri şu şekilde özetlenebilir (Kralik ve diğ., 1989).

Çizelge 6. Manyezit oluşumlarının ortalama bileşimleri (Kralik ve diğ., 1989).

	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰
Ultramafikler içerisindeki ince taneli manyezitler	-20 ile -4 ile	10 ile 30
Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler	-12 ile 10	10 ile 35
İri taneli spari manyezitler	-5 ile 6	5 ile 28
Güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitler	-10 ile 6	27 ile 37
Deliktaş manyezitleri	-7,7 ile -5,2	24,3 ile 26



Şekil 22. Deliktaş manyezitlerinin C ve O izotop değerlerinin, ultramafikler içindeki kriptokristalin-ince taneli manyezitler, Kuvaterner-Güncel ince taneli manyezitler, İri taneli spari manyezitler, güncel evaporitik sabkalar ve göllerdeki ince taneli manyezitlerin C ve O değerleriyle (Kralik ve diğ., 1989) karşılaştırılması.

Hudson (1977) tathisu karbonatlarında $\delta^{13}\text{C}$ değerlerinin ‰ -3 ile ‰ -7 arasında olduğunu belirtmiştir. Deliktaş manyezitlerinde saptanan ‰ -7,7 ile ‰ -5,2 arasında

değişen $\delta^{18}\text{O}$ izotop değerleri bu değerlerle uyumludur ve CO_2 ' in atmosferik kökenli olduğunu göstermektedir. Bu değerler Salda gölü manyezitlerinden belirgin olarak farklıdır ve biyojenik etkinin belirgin olmadığını işaret eder.

6. SONUÇLAR

1) Sivas havzası Oligo-Miyosen yaşlı gölssel karbonatlar litolojik ve ortamsal olarak birbirinden farklı iki istif oluşturmaktadır. Bunlardan Emirhan formasyonu (Poisson ve diğ., 1996), silisiklastik ve evaporitik kayaçlarla ardalanım gösteren kireçtaşlarıyla temsil edilirken; Deliktaş formasyonu (Gökten, 1993) taban ve tavan kesiminde akarsu çökelleriyle geçişler gösteren dolomit ve manyezitlerin baskın olduğu bir istif niteliğindedir.

2) Emirhan formasyonu; Emirhan yolu ve Eskiboğazkesen kesitleriyle incelenmiş ve 4 adet fasiyes tanımlanmıştır. Bunlar: Paralel/çapraz tabakalı kumtaşı, masif çamurtaşı, kireçtaşı ve tabakalı jipsler olarak adlandırılmıştır.

Deliktaş formasyonu ise Tecer kesitiyle incelenmiş ve 3 adet fasiyes tanımlanmıştır. Bunlar: Kırmızı renkli kumtaşı-silttaşı-çakıtaşı, gri-yeşil renkli çamurtaşı ve karbonatlar olarak adlandırılmıştır.

3) Her iki istifte de sığ göl ortamlarını yansıtır dokusal ve yapısal nitelikler saptanmıştır. Bunların başlıcaları; kuruma çatlakları, mikritik intraklastlar, bitki parçaları ve kuşgözü-pencere tipi boşluklu yapılarıdır.

4) Emirhan formasyonuna ait karbonatlar bütünüyle kalsit mineralinden oluşurken, Deliktaş formasyonuna ait karbonatlar ise başlıca dolomit ve manyezit minerallerinden oluşmaktadır.

5) Her iki formasyonun kil mineral içeriği de farklılık göstermektedir: Emirhan formasyonunun kil mineral içeriğini ortalama bolluk sırasına göre klorit-smektit, smektit ve illit ve klorit, daha az oranda da serpantin oluştururken; Deliktaş formasyonu ise paligorskit, smektit, klorit ve serpantin oluşturur.

6) Emirhan formasyonu karbonatlarında izlenen tatlı su gastropodları, chara ve ostracod fosilleri ve yoğun bitki içeriği, karbonat oluşumunda, iklimle birlikte biyolojik faaliyetlerin de etkin olduğunu göstermektedir.

7) Deliktaş formasyonu karbonatlarının oluşumunda ise iklimsel değişimlere etkisiyle birlikte, çevre kayaçların etkisi baskın olarak gözlenmektedir. Ofiyolitik çevre kayaçlar Mg' un başlıca kaynağını oluşturarak, bileşimi doğrudan belirlemiştir. Buna bağlı olarak dolomit ve manyezit oluşumları gerçekleşmiştir.

8) Deliktaş formasyonuna ait manyezitlerin izotop içeriği, $\delta^{13}\text{C}$ (PDB) ‰ -6,5 ile ‰ -7,6; $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) ‰ 24,3 ile ‰ 25,9 arasında değişmektedir. Bu değerler Kuvaterner-Güncel manyezit oluşumlarıyla uyumludur.

9) Deliktaş formasyonu manyezitlerinin oluşumunda belirgin bir biyojenik aktivite saptanamamıştır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aktimur, H. T., 1986, Erzincan, Refahiye ve Kemah dolayının jeolojisi: MTA Rap., 7932, (yayımlanmamış), Ankara.

Aktimur, H.T., Atalay, Z., Tekirli, M.E., Ateş, Ş. ve Yurdakul, M.E., 1988, Munzur Dağları ile Çavuşdağı arasının jeolojisi: MTA Rap. 8320 (yayımlanmamış), Ankara.

Aktimur, H.T., Tekirli, M.E. ve Yurdakul, M.E., 1990, Sivas-Erzincan Tersiyer Havzasının Jeolojisi: MTA Derg.111: 25-36.

Alpaslan, M., 1993, Yıldızeli yöresi (Sivas batısı) metamorfitlelerinin petrolojik incelenmesi. Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora tezi, Sivas, 359 s. (yayımlanmamış).

Altunsoy, M., 1993, Karacaören (İmranlı-Diktaş (Divriği) yöresi Tersiyer çökellerinin sedimanter petrolojisi, petrol anakayasası ve organik fasiyes özelliklerinin incelenmesi: C.Ü. Fen Bilimleri Ens. Doktora Tezi.

Arpat., E. ve Tütüncü, K., 1978, Gürlevik ve Tecer Dağları yöresinde serpantinitle yerleşmesi sorunu: 32. TJK Bildiri Özetleri, 56-57.

Atalay, Z., 1993, Sivas'ın batısı ve güneybatısındaki karasal Neojen çökellerinin stratigrafisi ve çökel ortamları: Cumhuriyet Üniv., Fen Bilimleri Enst., Doktora tezi, 188 s., Sivas.

Atalay, Z., 1998, Sivas Tersiyer Havzasının Kavlak Köyü-Kızılırmak nehri arasındaki kesiminin stratigrafisi ve bazı yapısal özellikleri. C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri Dergisi, C. 15, S.1, s. 61-74.

Atalay, Z., 1999, Sivas Tersiyer Havzasının Paleocoğrafik Evrimi (B-GB Sivas) MTA Dergisi 121, 153-173.

Bayhan, H., 1980, Güneş- Soğucak (Divriği) yöresinin jeolojik, mineralojik, petrografik, petrolojik ve metalojenik incelemesi. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 206s, (yayımlanmamış).

Baykal, F. ve Erentöz, C., 1966, 1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sivas Paftası izahnamesi, M.T.A. yay. 166s.

Blumenthal, M., (1937): Kangal ile Divrik arasındaki mıntıkanın başlıca jeolojik hatları (Sivas vilâyeti). M.T.A. Rap. no. 568, Ankara.

Cater, J. M. L., Hanna, S.S., Ries, A.C. ve Turner, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas Basin, central Turkey. Tectonophysics, 195, 29-46s.

Chun, S. S. ve Chough, S. K., 1995, The Cretaceous Unungari Formation, SW Korea: lacustrine magrin facies. Sedimentology, 42, 293-322

- Çapan, U., 1980**, Toros kuşağı ofiyolit masiflerinin (Marmaris, Mersin, Pozantı, Pınarbaşı ve Divriği) iç yapıları, petroloji ve petrokimyalarına yaklaşımlar. Doktora Tezi, Hacettepe Üniversitesi, Ankara, 400s, (yayımlanmamış).
- Çerikoğlu, B., Yalçın, H., 1998**. Yıldızeli-Akdağmadeni arasındaki (Yavu çevresi) Eosen yaşlı volkanojenik kayalarla ilişkili kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. C.Ü. Müh. Fak. Derg. Seri-a Yerbilimleri, 15, 87-100.
- Çiner, A., Koşun, E. ve Çubuk, Y., 1995**, Sivas havzasının sedimantolojisi, ekonomik potansiyeli ve çevrimsel sedimantasyona örnekler. Tübitak Rapor no: YBAG-064, 112s.
- Çiner, A. ve Koşun, E., 1996**, Hafik güneyindeki (Sivas Havzası) Oligo-Miyosen yaşlı çökellerin stratigrafisi ve sedimantolojisi: TPJD Bült. 8/1, 16-34
- Çiner, A., Koşun, E. ve Peynoux, M., 2002**, Fluvial, Evaporitic and Shallow-Marine Facies Architecture, Depositional Evolution and Cyclicity in the Sivas Basin (Lower to Middle Miocene), Central Turkey. Journal of Asian Earth Sciences 21, p. 147–165.
- Çubuk, Y., 1994**, Boğazören (İmranlı) ve Karayün (Hafik) yörelerinde (Sivas doğusu) yüzeyleyen Miyosen yaşlı birimlerin tektonostratigrafisi: Doktora tezi, C.Ü. 125s.
- Çubuk, Y. ve İnan, S., 1998**, İmranlı ve Hafik (Sivas) Güneyinde Miyosen Havzasının Stratigrafik ve Tektonik Özellikleri. MTA Dergisi 120, s. 45–60.
- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M. ve Terlemez, T., 1978**, Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasının temel jeolojisi, MTA. Rap., no, 6546(yayımlanmamış).
Folk. R.L., 1962, Spectral subdivision of limestones types. In: W.E. Ham (ed) Classification of carbonate rocks. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1, 62-84.
- Gökçe, A. ve Ceyhan, F., 1988**, Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu: Cumhuriyet Üniv. Müh. Fak., Yerbilimleri Derg., 5/1, 91-113.
- Gökçen, S.L., 1981**, Zara-Hafik güneyindeki Paleojen istifinin sedimantolojisi ve paleocografik evrimi, H.Ü. Yerbilimleri, vol. 8, 1-26. Gökçen, S.L. ve Kelling, G., 1985, Oligocene deposits of the
- Gökten, E., 1978**, Yassıpınar (Şarkışla) olistostromu: Türkiye Jeol.Kur.Bült.,21, 153-158.
- Gökten, E., 1983**, Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 26, 167-176s.
- Gökten E., 1984**, Şarkışla (Sivas) yöresinin tektoniği: Jeoloji Mühendisliği Der., 20, 3-9.
- Gökten, E., 1993**, Yıldızeli (Sivas) güneyinde Akdağ metamorfileri ve örtü kayalarının stratigrafisi ve tektoniği. TJK Bulletin, 36, 1, p. 83–93.

Gökten, E. ve Kelling, G., 1991, Hafik kuzeyinde Senezoyik istifinin stratigrafisi ve tektoniği: Sivas-Refahiye havzası kuzey kenarında tektonik kontrol. A. Acar Jeoloji Sempozyumu Bildiriler Kitabı, 113-123s.

Görür, N., Oktay, F. Y., Seymen, İ. ve Şengör, A. M. C., 1984, Paleo-tectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. In: Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F.,(eds.), the Geological Evolution of the Eastern Mediterranean, Blackwell Sci. Publ., Edinburg, 467-482.

Görür, N., Tüysüz, O. And Şengör, A.M.C., 1998, Tectonic evolution of the Central Anatolia Basin: international Geology Review, 40, 831-850.

Gültekin, A. S., 1993, Alacahan-Çetinkaya-Divriği(Sivas) arasında kalan alanın jeolojisi. Doktora Tezi., İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 180s, (yayımlanmamış).

Gürsoy, H., 1986, Örenlice-Eskiköy (Sivas) yöresinin stratigrafik ve tektonik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas (yayımlanmamış).

Hudson, J. D., 1977, Stable isotopes and limestone lithification. J. Geol. Soc. London, 133, 637-660.

İnan, N. ve İnan, S., 1990, Gürlevik Kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim: Tecer Formasyonu, T.J.K. Bült., 33/1, 51-56.

İnan, N., 1995, The Importance of Laffitteina (Foraminifera) genus at Cretaceous / Tertiary transition in Pontides : ISGB International Symposium on the Geology of the Black Sea Region, September 7-11, 1992, s.109-118, Ankara.

İnan, N. ve İnan, S., 1999, Tokuş formasyonunun yaşı ve çökelme ortamına ilişkin yeni bulgular (Sivas, Türkiye). Türkiye jeoloji Bült., 42/1, 119-130s.

İnan, S. ve İnan N., 1987, Tecer Kireçtaşı Formasyonunun yapısı hakkında bir yorum: C.Ü. Müh. Fak. Yerbilimleri, 5, 1, 49-55.

İnan, S., 1988, Tecer kireçtaşı formasyonunun yapısı hakkında bir yorum: Cumhuriyet Üniversitesi Müh. Fak. Derg. Seri A, Yerbilimleri, 5/1, 49-56, Sivas.

İnan, S., Öztürk, A. ve Gürsoy, H., 1993, Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi; Doğa, Türk Yerb. Derg., 2, 1- 15, Ankara.

Kalkan, E., 1997, Sivas Tersiyer havzasının kuzey kenarının Çırçır-Hamzaşeyh köyleri (Sivas KB) arasındaki kesiminin jeolojik özellikleri. C.Ü. Yüksek Lisans Tezi, 87 s.

Kangal, Ö., 1994, Sivas doğusunda (Emirhan köyü yakın yöresinde) yüzeyleyen Miyosen yaşlı birimlerin tektonostratigrafik özellikleri, Yüksek Lisans tezi, C.Ü. 80s.

Kangal, Ö. ve Varol, B., 1999, Sivas havzası Alt Miyosen istifinde havza kenarı fasiyesleri. TPJD Bült. 11/1:31-53.

Kangal, Ö., 2000, Sivas Havzası (Sivas-Hafik arası) Alt Miyosen birimlerinin sedimantolojik incelemesi, Doktora Tezi, A.Ü. 106s.

Kangal, Ö., 2005, Gölsel Delta Gelişimine Bir Örnek: Sivas Alt Miyosen' i: CÜBAP, M186.

Kavak, K.Ş., 1998, Savcun ve Karacaören (Ulaş-Sivas) yörelerinde Sivas Tersiyer havzasının tektonostratigrafisi, tektonik deformasyon biçimi ve sayısal görüntü işlem yöntemleriyle incelenmesi., Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, Doktora Tezi, 268s (yayımlanmamış).

Kendal, A.C. ve Harwood, G. M., 1996, Marine evaporites: arid shorelines and basins. In. H.G. Reading (ed). Sedimentary Environments: processes, facies and stratigraphy, Blackwell Science, 281-324.

Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri. M.T.A. Derg. no. 66, Ankara.

Koçyiğit, A., 1991, An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey: Geol. Soc. of Amer. Bull., vol. 103, 22-36.

Koşun, E., 1999, Sivas (Hafik-Zara güneyi) Miyosen Havzası' nın Sedimanter Evrimi. Doktora Tezi, H.Ü., 151s.

Koşun, E. ve Çiner, A., 2002, Zara Güneyi (Sivas Havzası) karasal-sığ denizel Miyosen çökellerinin litostratigrafisi ve fasiyes özellikleri, MTA Derg., n.125, s.65-88.

Kralik, M., Aharon, P., Schroll, E. ve Zachmann, D., 1989, Carbon and oxygen Isotope systematics of magnesites: a review. Monograph Series on Mineral Deposits 28: 197-223; Gebrüder Borntraeger, Berlin-Stuttgart.

Kurtman, F., 1961, Sivas civarındaki jips serisinin stratigrafik durumu. MTA Dergisi No. 56, Ankara.

Kurtman, F., 1963, Tecer dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahedeler. T. J.K. Bült., cilt VIII, sayı 1-2, Ankara.

Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. MTA Dergisi, 80, 1-32s.

Mial, A. D., 1977, A Rewiev of the Braided River Depositional Environments. Eart Sciences Review., 13, 1-62.

Mial, A. D., 1984, Principles of sedimentary basin analysis, Springer-Verlag, Newyork, 490p.

Nebert, K., 1956, Sivas vilayetinin Zara-İmranlı mntıkasındaki jips serisinin stratigrafik durumu hakkında: M.T.A. Derg., 52, 537-546.

Özcan, A., Erkan, E., Keskin, A., Keskin, E., Oral, A., Özer, S., Sümengen, M. ve Tekeli, O., 1980, Kuzey Anadolu Fayı-Kırşehir Masif i Arasının Temel Jeolojisi: Maden Tetkik ve Arama Enst. Rap., 6722 (yayımlanmamış), Ankara.

Özgül, N., 1981, Munzur dağlarının jeolojisi. MTA Raporu, No 6995, Ankara (yayımlanmamış).

Özgül, N., Turşucu, A., Özyardımcı, N., Şenol, M., Bingöl, I. ve Uysal, S., 1981, Munzur Dağları'nın Jeolojisi: M.T.A. Rapor No: 6995, Ankara (yayımlanmamış).

Öztürk, H., 1991, Divriği maden provensinin konumu ve kökensel yorumu. Doktora Tezi., İstanbul Üniversitesi, İstanbul, (yayımlanmamış).

Öztürk, A., Boztuğ, D., Yalçın, H., İnan, S., Gürsoy, H., Bozkaya, Ö., Yılmaz, S. ve Uçurum, A., 1996, Hekimhan(KB Malatya) ve Kangal (GD Sivas) yörelerinde mevcut maden yataklarının jeolojik ve madencilik açısından değerlendirilmesi çalışmaları, DPT 89 K 120450 No'lu Teknolojik Araştırma Projesi.

Poisson, A., Guezou, J.C., Öztürk, A., İnan, İ., Temiz, H., Gürsoy, H., Kavak, K. Ş. ve Özden, S., 1995, The Central Anatolian basins in Turkey. General evolution. The Sivas basin as an example. Proceedings Book, International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 9-14 October, İzmir-Güllük, Turkey, 113-134.

Poisson, A., Guezou, J.C., Temiz, H., Gürsoy, H., İnan, S., Öztürk, A., Kavak, K. Ş. ve Özden, S., 1996, Tectonic setting and evolution of the Sivas basin, Central Anatolia, Turkey. International Geological Review, 38, 838–853.

Poisson, A., Wernli, R., Lozouet, P., Poignant, A. ve Temiz, H., 1997, Nouvelles données stratigraphiques concernant les formations oligo-miocenes marines du bassin de Sivas (Turquie). C.R. Acad. Sci. Paris, 325, 869–875.

Pisoni, C., 1965, Sivas i38c1, c4 paftalarının jeolojisi: M.T.A. arşiv No. 21922, Ankara.

Ricou, L.E., Dercourt, J., Geysant, C., Grandjacquet, C., Lepvrier, Biju-Duval, B., 1986, Geological constraints on the Alpine geodynamic history of the Mediterranean Tethys. Tectonophysics., 123, 83-122.

Singer, A., 1979, Palygorskite in sediments: detrital, diagenetic or neofomed. A critical review. Geol. Rund., 68, 996-1008.

Stchepinsky, V., 1939, Faune miocène du vilayet de Sivas (Turquie): M.T.A. Monogr., No. 1, Ankara.

Sungurlu, O., Soytürk, N.M., 1970, Sivas havzası ve civarının jeolojik etüdü: TPAO Rap. No, 482 (yayımlanmamış).

Sümengen, M., Unay, E., Saraç, G., Bruijin, H., Terlemez, İ. And Gürbüz, M., 1990, New Neogene rodent assemblages from Anaolia (Turkey): European Neogene Mammal Chronology: Edited by E.H. Lindsay et al., Plenum Pres, New York.

Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : A plate tectonic approach, *Tectonophysics*, 75, 181-241.

Tatar, Y., 1971, Ofiyolitli Çamhbel Dolaylarında Jeolojik ve Petrografik Araştırmalar, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, 162s, (yayımlanmamış).

Tekeli, O., Varol, B. ve Gökten, E., 1992, Sivas havzasının batı kesiminin jeolojisi (Tuzla gölü- Tecer dağı arası): T.P.A.O. rap., No:3178.

Temiz, H., 1994, Sivas Tersiyer Havzasının Kemah (Erzincan) ve Hafik (Sivas) yörelerindeki tektonostratigrafisi ve deformasyon biçimi: Doktora tezi, C.Ü. 239s.

Tunç, M., Özçelik, O., Tuktun, S.Z. ve Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeoloji özellikleri. *Doğa-Tr. J. Of Engineering and Environmental Sciences*, 15, 225-245s.

Türkmen, İ., Bölücek, C., 1998, The origin of clay minerals in saline playa-mudflat facies. Yeniçubuk formation (Lower-Middle Miocene). Gemerek, Sivas, Türkiye. *Tr.J. of Earth Sciences*, 7.1-10.

Tütüncü, K. ve Aktimur, H.T., 1988, 1:100.000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi, Divriği-F25 paftası, MTA Yayını, Ankara.

Walker, R. G. and Cant, D. J., 1979, Sandy fluvial system. In. R.G. Walker (ed) *Facies models 3*, *Geoscience Can. Rep. Ser.* 1, 23-31.

Yalçın, H., 1991, Clay mineralogy and geochemistry of Sivas (Hafik district) evaporite basin, Eastren Interior Anatolia. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, *Proceedings*, v.3, 1185-1190.

Yalçın, H., Kavak K. Ş., Bozkaya, Ö., Poisson, A., İnan S., 1994, Ağcakışla alt baseninin (Sivas baseni) litolojik ve mineralojik karakteristikleri. C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A Yerbilimleri, 11, 87-95.

Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1995, Kangal-Çetinkaya alt baseni (Sivas baseni) gölsel paligorskitlelerinin mineralojisi ve jeokimyası. VII. Ulusal Kil Sempozyumu, MTA, Ankara, 27-30 Eylül, *Bildiriler Kitabı* (Eds. M. Tener, F. Öner, E. Kotun), 105-116.

Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Poisson, A., 1999, Sivas havzası merkezi kesiminde Miyosen yaşlı paleo-ortamlar ve kil mineralojisi. 9. Ulusal Kil Sempozyumu, İstanbul Üniversitesi, İstanbul, 15-18 Eylül, *Bildiriler Kitabı*, s.66.

Yalçın, H., Bozkaya, Ö., Poisson, A., 2000, Sivas havzası merkezi kesiminde Oligo-Miyosen yaşlı paleo-ortamlar-kil mineralojisi ilişkisi. C.Ü. Müh. Fakültesi Dergisi Seri A-Yerbilimleri, 17, 53-62.

Yılmaz, A., 1980, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitlerin kökeni, iç yapısı ve diğer birimlerle ilişkisi. A.Ü. Fen Fak., Doktora tezi, 136s (yayımlanmamış).

Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın yapısı ve yerleşme yaşı. TJK, 24/1, 31-38, Ankara.

Yılmaz, A., 1982, Dumanlıdağı (Tokat) ile Çeltekdağı (Sivas) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu, MTA Rap.no. 7230, Ankara (yayımlanmamış).

Yılmaz, A., 1983, Tokat (Dumanlıdağı) ile Sivas (Çeltekdağı) dolaylarının temel jeoloji özellikleri ve ofiyolitli karışığın konumu. MTA Bül., 99-100, 1-19., Ankara.

Yılmaz, A. ve Özer S., 1984, Kuzey Anadolu Bindirme kuşağının Akdağmadeni (Yozgat) ile Karaçayır (Sivas) arasındaki bölümün temel jeoloji incelemesi ve Tersiyer havzasının yapısal evrimi. TJK, Ketin Symp., 163-174., Ankara.

Yılmaz, A., 1985, Yukarı Kelkit çayı ile Munzur dağları arasının temel jeoloji özellikleri ve yapısal evrimi, TJK Bült., 28, 79-92.

Yılmaz, A. ve Yılmaz, H., 2004 “Geology and structural evolution of the Tokat Masif (Eastern Pontides, Turkey)”, Turkish Journal of Earth Sciences, 13/2, 231-246.

Yılmaz, Y., Genç, Ş.C., Karacık, Z. ve Altunkaynak, Z., 2001, Two contrasting magmatic associations of northwest Anatolia and their tectonic significance. Journal of Geodynamics 31, 243-271.

Yümin, Z. Ü., 2000, Deliktaş (Kangal-Sivas) yöresindeki Mesozoyik yaşlı sedimanların stratigrafik özellikleri. Yüksek Lisans Tezi C.Ü.

Yümin, Z. Ü. ve Kılıç A. M., 2006, Doğu Toroslarda (Ulaş-Sivas) yeni bir Triyas bulgusu, Türkiye Jeoloji Bülteni, 42/1, 29-40s.

ÖZGEÇMİŞ

Sivas' ta 1977 yılında doğdu. İlköğretimini Sivas, Ortaöğretimini ise Eskişehir Demiryolu Meslek Lisesinde tamamladı. 1994 yılında TCDD 6. Bölge Müdürlüğü bünyesinde Adana Şube 42 Şefliğinde Yol Sürveyanı olarak göreve başlamıştır. 1998 yılında başladığı Selçuk Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği bölümünden 2003 yılında mezun olmuştur. 2006 yılında Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Ana Bilim Dalında Yüksek Lisans Programına başlamıştır.

TCDD 4. Bölge Müdürlüğü - 42. Yol Bakım Onarım Müdürlüğü'nde Jeoloji Mühendisi olarak görev yapmaktadır.