

2004_593



TÜRKİYE BİLİMSEL VE
TEKNİK ARAŞTIRMA KURUMU

THE SCIENTIFIC AND TECHNICAL
RESEARCH COUNCIL OF TURKEY

Proje No: 101Y108

**OLIGO-MIOCENE MAMMALIAN BIOSTRATIGRAPHY
AND DEPOSITIONAL EVOLUTION OF THE
WESTERN AND SOUTHERN PARTS OF THE
ÇANKIRI-ÇORUM BASIN, CENTRAL ANATOLIA**

72765

**Çevre, Atmosfer, Yer ve Deniz Bilimleri
Araştırma Grubu**

Environment, Atmosphere, Earth and Marine Sciences
Research Grant Group

Proje No: 101Y108

**OLIGO-MIOCENE MAMMALIAN BIOSTRATIGRAPHY
AND DEPOSITIONAL EVOLUTION OF THE
WESTERN AND SOUTHERN PARTS OF THE
ÇANKIRI-ÇORUM BASIN, CENTRAL ANATOLIA**

72765

PROJE NO: 101Y108

158

Dr. Levent KARADENİZLİ
Prof.Dr. Şevket ŞEN
Prof.Dr. Gürol SEYİTOĞLU
Dr. Gerçek SARAÇ
Dr. Pierre-Olivier ANTOINE
Prof.Dr. Nizamettin KAZANCI
Prof.Dr. Baki VAROL
Y.Doç.Dr. M. Cihat ALÇİÇEK
Arzu GÜL
Y.Doç.Dr. E. Bülent HEKİMBAŞI
Adeline ANTOINE
Xavier FILOREAU
Sophie HERVET
Dr. Genevieve BOUVRAIN
Dr. Louis De BONIS
Dr. Herve BOCHERENS
Dr. Herve GUILLOU

1-187



**MADEN TETKİK VE ARAMA
GENEL MÜDÜRLÜĞÜ**



**TÜBİTAK
TÜRKİYE BİLİMSEL VE TEKNİK
ARAŞTIRMA KURUMU**



**CENTRE NATIONAL
DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE**

**ANKARA PAMUKKALE
ÜNİVERSİTESİ ÜNİVERSİTESİ**

**OLİGO-MİOCENE MAMMALIAN BIOSTRATIGRAPHY AND
DEPOSITIONAL EVOLUTION OF THE WESTERN AND
SOUTHERN PARTS OF ÇANKIRI-ÇORUM BASIN,
CENTRAL ANATOLIA**

**TÜBİTAK PROJECT NO: 101Y108
MTA PROJECT NO: 10706**

**Dr. Levent KARADENİZLİ (MTA)
Dr. Gerçek SARAÇ (MTA)
Prof.Dr. Şevket ŞEN (FRANSA)
Prof.Dr. Gürol SEYİTOĞLU (AÜ)
Doç.Dr. Pierre Olivier ANTOINE (FRANSA)
Prof.Dr. Nizamettin KAZANCI (AÜ)
Prof.Dr. Baki VAROL (AÜ)
Y.Doç.Dr. M. Cihat ALÇİÇEK (PÜ)
Arzu GÜL (PÜ)
Hüseyin ERTAN (PÜ)
Korhan ESAT (AÜ)
Fatih ÖZCAN (AÜ)
Didem SAVAŞCI (AÜ)
Dr. Adeline ANTOINE (FRANSA)
Xavier FILOREAU (FRANSA)
Dr. Sophia HERVET (FRANSA)
Dr. Genevieve BOUVRAIN (FRANSA)
Dr. Louis De BONIS (FRANSA)
Dr. Yavuz HAKYEMEZ (MTA)**

Ankara, December 2004

ÖNSÖZ

TÜBİTAK ile Fransa Ulusal Bilimsel Araştırma Merkezi (CNRS) arasındaki İşbirliği Anlaşması çerçevesinde kurumunuza sunulan 101Y108 nolu proje kapsamında Çankırı-Çorum Havzasının batı ve güney kesimlerinde Oligo-Miyosen stratigrafisinin kurulması için detay çalışmalar yapılmıştır. Havzadaki karasal Neojen stratigrafisi farklı araştırmacılar tarafından çok değişik olarak tanımlanmış ve yaş aralıklarında birlik sağlanamamıştır. Bunun başlıca öne çıkan iki sebebi vardır. Birincisi, tortulların sınırları çok açık olmayan küçük alt havzalarda depolanması ve buna bağlı olarak çok sık yanal fasiyes değişikliği göstermeleridir. İkinci sebep ise karasal fasiyeslerin fosilce fakir ve/veya iyi araştırılmamış olmasıdır. Mevcut stratigrafi kısmen istiflerin düşey ve yanal ilişkilerine, kısmen de memeli paleo faunasına dayandırılmaktadır. Kırmızı renk çoğu kez haritalamada kolaylık ve aynı zamanda yanılma sebebi oluşturmuştur. Bu nedenle memeli paleo faunası ve her keşfedilen yeni memeli fosil yatağı yöre stratigrafisinde önemli yer tutmaktadır.

Memeli paleontoloji yardımıyla oluşturulan stratigrafi sonucunda 11 formasyon ayırt edilmiştir. Bu formasyonlarda sedimantolojik açıdan fasiyes analizleri yapılmış ve depolanma evrimi, paleocoğrafya ortaya konmaya çalışılmıştır.

Bu proje, aynı zamanda MTA Genel Müdürlüğünün çalışması olup sonuçlar 10706 nolu raporu ile verilmiştir.

Sonuçların bir bölümü ulusal, SCI'e giren uluslararası hakemli dergilerde ve konferanslarda yayınlanmış veya yayınlanacaktır (EK 1). Bu projede bizlere çalışma olanağı veren TÜBİTAK ve CNRS'e teşekkürlerimizi sunarız.

Proje ekibi adına
Dr. Levent KARADENİZLİ
Proje Yürütücüsü

İÇİNDEKİLER

	Sayfa no
GİRİŞ	1
1. RAPOR KAPSAMI	2
1.1. İçindekiler	3
1.2. Öz	8
1.3. Giriş	9
1.3.1. Çalışma Yeri ve Konusu	9
1.3.2. Materyal ve Metod	9
1.3.3. Eleman Yapısı	12
1.4. Önceki Çalışmalar	12
2. GENEL JEOLOJİ	15
2.1. Stratigrafi	15
2.1.1. Oligosen Öncesi Temel Kayaları	15
2.1.2. Oligosen Sonrası Stratigrafi	15
2.2. Tektonizma	33
3. PALEONTOLOJİ	44
3.1. Belirlenen Fosil Lokaliteleri	44
3.2. Paraceratherium sp.	59
4. SEDİMANTOLOJİ	66
4.1. İncik ve Güvendik Formasyonları	66
4.1.1. İncik formasyonun	66
4.1.1.1. Ölçülü kesitler	68
4.1.1.2. İncik formasyonunda ayırtlanmış fasiyesler	76
4.1.1.3. İncik formasyonunun fasiyes toplulukları	81
4.1.2. Güvendik formasyonunu	84
4.1.2.1. Ölçülü kesitler	84
4.1.2.2. Güvendik formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler	84
4.1.2.3. Güvendik formasyonunun fasiyes topluluğu	89
4.1.3. İncik ve Güvendik Formasyonlarının Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi	89
4.2. Kızılırmak Formasyonu	91
4.2.1. Ölçülü kesitler	94
4.2.2. Kızılırmak formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler	94
4.2.3. Kızılırmak formasyonunun fasiyes topluluğu	99
4.2.4. Kızılırmak formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi	99
4.3. Kılçak Formasyonu	102
4.3.1. Ölçülü kesitler	102
4.3.2. Kılçak formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler	102
4.3.3. Kılçak formasyonunun fasiyes topluluğu	106
4.3.4. Kılçak formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi	106

4.4. Kumartaş ve Haççili Formasyonları	108
4.4.1. Kumartaş ve Haççili formasyonlarından ayırtlanmış fasiyesler	108
4.4.2. Kumartaş ve Haççili formasyonlarının fasiyes toplulukları	119
4.4.3. Çankırı Üyesi	121
4.4.3.1. Ölçülü kesitler	123
4.4.3.2. Çankırı üyesinden ayırtlanmış fasiyesler	123
4.4.3.3. Çankırı üyesinin fasiyes toplulukları	
4.4.4. Kumartaş, Haççili formasyonları ve Çankırı üyesinin dolgulama evrimi ve paleocoğrafik gelişimi	127
4.5. Bayındır Formasyonları ve Süleymanlı Üyesi	130
4.5.1. Bayındır formasyonunun	130
4.5.1.1. Ölçülü kesitler	130
4.5.1.2. Bayındır formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler	132
4.5.1.3. Bayındır formasyonunun fasiyes toplulukları	134
4.5.2. Süleymanlı üyesinin sedimantolojisi	136
4.5.3. Bayındır formasyonu ve Süleymanlı üyesinin dolgulama evrimi ve paleocoğrafik gelişimi	136
4.6. Bozkır Formasyonları	139
4.6.1. Ölçülü kesitler	140
4.6.2. Sedimantolojisi ve fasiyes tanımlaması	140
4.6.3. Depolanma ortamları	151
4.6.4. Bozkır formasyonlarının dolgulama evrimi ve paleocoğrafik gelişimi	151
4.7. Akkaşdağı Formasyonu	154
4.7.1. Akkaşdağı formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler	154
4.7.2. Akkaşdağı formasyonunun fasiyes topluluğu	167
4.7.3. Akkaşdağı formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi	172
4.8. Büyükhacıbeyköy ve Değim Formasyonları	174
4.8.1. Ölçülü kesitler	174
4.8.2. Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarından ayırtlanmış fasiyesler	174
4.8.3. Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarının fasiyes topluluğu	178
4.8.4. Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarının Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi	180
5. TARTIŞMA ve SONUÇLAR	182
DEĞİNİLEN BELGELER	188

ŞEKİLLER DİZİNİ:

	Sayfa No
Şekil 1: Çalışma bölgesinin yer buldurur haritası	10
Şekil 2.1: Bölgenin Oligosen öncesi stratigrafisi	16
Şekil 2.2: Bölgenin Oligosen sonrası stratigrafisinin karşılaştırılması	18
Şekil 2.3: Bölgenin genel jeoloji haritası	19
Şekil 2.4 a) Eosen birimleri ile İncik formasyonu arasındaki dokanak bindirmelidir (Kazmaca Köyü). b) İncik ve Güvendik formasyonları birbirleri ile uyumlu bir ilişki sunar (Satyüzü Köyü). c) Bozkır ve Bayındır formasyonları İncik+Güvendik formasyonları ile ilişkisi uyumsuzdur Balıbağı Köyü). d) Kızılırmak formasyonu kırıntılardan oluşan bir istif sunar (Gözükızılı Köyü).	21
Şekil 2.5 a) Kılçak, Kumartaş ve Hançili formasyonları birbirleri ile uyumlu olarak yüzlek verirler (Kumartaş Köyü). b,c) Temel kayalar (Neo-tetis sütür zonu kayaları) ile Kumartaş formasyonu arasındaki dokanak normal faylıdır (Şemşettin Köyü). d) Hançili formasyonunun üzerine uyumlu olarak Çankırı üyesi gelir (Çapar Köyü).	24
Şekil 2.6 a) Bayındır formasyonunun genel görünümü (Çankırı) b,c) Çankırı üyesi kalın kırıntılı istiflerden oluşur (Çankırı Kalesi, Hıdırlık) d) Bayındır formasyonu içerisindeki Süleymanlı üyesi ve üzerine uyumsuz gelen Bozkır formasyonu (Süleymanlı Köyü).	29
Şekil 2.7 a) Zengin memeli fosil yatağı içeren Akkaşdağı formasyonu (A. Şeyh Köyü). b) Kalın kırıntılı istiften oluşan Büyükacıbeyköy formasyonu içerisinde yer alan tabakaların farklı konumları yer almaktadır (B. Hacıbey Köyü). Bu farklı tabaka konumları sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişir. c,d) Bozkır formasyonu üzerine uyumsuz olarak Değim formasyonu gelir (Değim Köyü).	31
Şekil 2.8: Akyürek vd. (1980), Hakyemez vd. (1986) ve Koçyiğit vd. (1995) derlenen haritadır. Bu harita üzerindeki bazı bölgelerde detay jeoloji haritalar yapılmış ve bunların lokasyonlarıdır. 1: Neo-Tetis sütür zonu kayaları, 2: Galatya volkanik kompleksi, 3: Neojen istifleri.	34
Şekil 2.9: Tektonik kamanın batı kenarına ait detay haritası (Seyitoğlu vd., 2000).	36
Şekil 2.10: Tektonik kamanın doğu kenarına ait detay haritası (Seyitoğlu vd., 2000).	37
Şekil 2.11: Minkati kaya heyelanı tortulların yanıl ve düşey dağılımı (Seyitoğlu vd., 2000).	38
Şekil 2.12: Orta Anadolu'nun Geç Senozoyik tektonik çerçevesi için önerilen modeller (Seyitoğlu vd., 1997'den Kaymakçı vd., 2000 sütunu eklenerek modifiye edilmiştir).	41
Şekil 2.13: Miyosen-Pliyosen döneminde varolan bir havzanın doğuya bindiren bir tektonik kama ile parçalanması	42
Şekil 2.14: Ankara ve Çankırı arasındaki tektonik kamanın oluşum sebepleri ve Orta Anadolu'nun temel jeolojik elementleri (Seyitoğlu vd., 2000).	43
Şekil 3.1: Fosil lokalitelerinin yerleri ve koordinatları	45

Şekil 3.2 a: <i>Paraceratherium sp.</i> Fosil buluntusunun yer buldurı haritası	60
b: Bölgenin detay jeoloji haritası ve ölçülen istifin yeri	
Şekil 3.3 a: <i>Paraceratherium sp.</i> Bulunduğu istifin arazi görünümü	61
b: İstifdeki fasiyelerin dağılımı	
c: <i>Paraceratherium sp.</i> fosiline ait kemik parçasının çıkarıldığı kanal konglomeraları	
Şekil 3.4 a: Bütün zamanların en büyük karasal memeli hayvanı <i>Paraceratherium sp.</i>	64
b: <i>Paraceratherium sp.</i> ait sol ön kol kemiğinin görüntüsü	
Şekil 3.5: <i>Paraceratherium sp.</i> 'nın yeryüzündeki dağılımı	65
Şekil 4.1.1: İncik (İN) ve Güvendik formasyonlarına ait ölçülü kesit yerleri	67
Şekil 4.1.2: İncik (İN) formasyonuna ait ölçülü kesitleri	69
Şekil 4.1.3: İncik formasyonunun fasiyelerininin arazi görünümleri	77
Şekil 4.1.4: İncik formasyonunun fasiyelerininin arazi görünümleri	80
Şekil 4.1.5: İncik formasyonunun fasiyes topluluklarının saha dağılımı	82
Şekil 4.1.6: Güvendik formasyonuna ait ölçülü kesitler.	85
Şekil 4.1.7: Güvendik formasyonuna ait fasiyelerin saha dağılımı	87
Şekil 4.1.8: İncik ve Güvendik formasyonlarının paleocoğrafyafik gelişimi	90
Şekil 4.2.1: Kızılırmak formasyonlarına ait ölçülü kesit yerleri	93
Şekil 4.2.2: Kızılırmak formasyonunun fasiyes ve fasiyes topluluklarının saha dağılımı	95
Şekil 4.2.3: Kızılırmak formasyonuna ait fasiyesler	97
Şekil 4.2.4: Kızılırmak formasyonunun paleocoğrafyafik gelişimi	101
Şekil 4.3.1: Kılçak formasyonunun kesit yerleri, fasiyes ve fasiyes topluluklarının saha dağılımı	103
Şekil 4.3.2: Kılçak formasyonuna ait fasiyesler	105
Şekil 4.3.3.: Kılçak formasyonunun paleocoğrafyafik gelişimi	107
Şekil 4.4.1: Kumartaş ve Hançili formasyonlarının ait ölçülü kesit yerleri	109
Şekil 4.4.2: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait kesitlerin düşey ve yanal ilişkileri	111
Şekil 4.4.3: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait fasiyesler	114
Şekil 4.4.4: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait fasiyesler (devamı)	115
Şekil 4.4.5: Çankırı üyesi ait yüzleklerin jeoloji haritası ve ölçülü kesit yerleri	122
Şekil 4.4.6: Çankırı üyesinin fasiyes ve fasiyes topluluklarının saha dağılımı	124
Şekil 4.4.7: Çankırı üyesine ait fasiyesler	126
:	
Şekil 4.4.8: Kumartaş, Hançili formasyonları ve Çankır üyesinin paleocoğrafyafik gelişimi	128
Şekil 4.5.1: Bayındır formasyonu ve Süleymanlı üyesine ait ölçülü kesit yerleri	131
Şekil 4.5.2: Bayındır formasyonu ve Süleymanlı üyesinin fasiyes dağılımı	133
Şekil 4.5.3: Bayındır formasyonuna ait fasiyesler	135

Şekil 4.5.4:	137
a) Bayındır formasyonu içerisindeki Süleymanlı üyesi ve üzerine lokal olarak uyumsuz gelen Bozkır formasyonu.	
b) Bayındır formasyonu içerisinde değişik seviyelerde bulunan kırmızı çamurtaşlarından oluşan çamur düzlükleri.	
Şekil 4.5.5: : Bayındır formasyonu ve Süleymanlı üyesinin paleocoğrafyafik gelişimi	138
Şekil 4.6.1: Bozkır formasyonuna ait ölçütlü kesit yerleri	141
Şekil 4.6.2: Bozkır formasyonuna ait fasiyeslerin dağılımı.	143
Şekil 4.6.3: : Bozkır formasyonunun paleocoğrafyafik gelişimi	153
Şekil 4.7.1: Akkaşdağı bölgesinin yer bulduru haritası ve Orta Anadolu Havzalarındaki ana birlikler	155
Şekil 4.7.2: Akkaşdağı bölgesinin jeolojik haritası ve kesit yerleri	156
Şekil 4.7.3: Akkaşdağı formasyonunun tip kesitinin arazi görünümü	158
Şekil 4.7.4: Akkaşdağı formasyonundan ölçülen kesitler ve fasiyes dağılımları	160
Şekil 4.7.5: Fasiyes B'nin (çakıllı kumtaşı) genel arazi görünüm (Merdanali Köyü yakınları).	164
Şekil 4.7.6:	165
A)Kireçtaşı ve kilitaşı fasiyesleri arasındaki kontakt,	
B)Kalın tabakalı ve traverten gibi doku gösteren kireçtaşları,	
C)Kırmızı renkli çamurtaşları ile örtülen kireçtaşlarının arazi durumları,	
D)İnce tabakalı, nodüler kireçtaşları.	
Şekil 4.7.7: Fasiyes E (tül)'in genel görünümü.	166
Şekil 4.7.8: Fosil lokalitesinden saptanan fosiller.	168
Şekil 4.7.9: Fosil lokalitesinden saptanan fosiller.	169
Şekil 4.7.10: Fosil topluluklarının dikey dağılımıdır. Üstte doğru akarsu tortullarına geçmektedir. B: Temel kayaları, Q:Kvarterner tortulları.	171
Şekil 4.7.11:	173
A)Fasiyes topluluklarının arazi dağılımı,	
B)Havzanın güney kesiminin Geç Miyosen-Erken Pliyosen paleocoğrafik gelişimi	
Şekil 4.8.1: Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarına ait ölçütlü kesit yerleri	175
Şekil 4.8.2: Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarına ait fasiyeslerin dağılımı	177
Şekil 4.8.3	179
Büyükhacıbeyköy (a) ve Değim formasyonlarına ait (b) ait istifler Ve masif konglomeralar (c)	
Şekil 4.8.4: Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonunun paleocoğrafyafik gelişimi	181

1.2. Öz

Bu çalışmanın amacı, Çankırı-Çorum Havzasındaki yeni memeli fosil yataklarına göre stratigrafik ilişkilerin ortaya çıkarılması ve Oligosen'den Pliyosen'e kadarki paleocoğrafik evrimi ortaya koymaktır.

Çankırı-Çorum Havzasında 32 memeli fosil yatağı bulunmuş ve fosillerin sundukları yaş verilerine göre formasyonların yaşları yeniden verilmiştir. Neojen havzasının tabanında Oligosen yaşlı İncik ve Güvendik formasyonları yer alır. Bunların üzerine yanal-düşey geçişli olarak Kızılırmak formasyonu gelir. Erken ve Orta Miyosen'de genişleme tektoniğine bağlı olarak Kılçak, Kumartaş ve Hançili formasyonları çökelmiştir. Geç Miyosen ve Pliyosen zaman aralığında ise Bayındır, Bozkır, Akkaşdağı formasyonları geniş alanlarda yayılım göstermek-tedirler. Geç Pliyosen'de son sıkışma tektoniğine bağlı olarak Değim ve Büyük Hacıbeyköy formasyonları çökelmiştir.

Çankırı-Çorum Havzasında Oligosen'den itibaren 3 evre halinde kurak iklim koşulları ve buna bağlı evaporitik gelişim gözlenir. Oligosen, Geç Miyosen ve Pliyosen zamanlarında geniş evaporitlerin hakim olduğu göller ve bu gölleri çevreleyen havza kenarlarında alüvyal yelpaze ve akarsular yer alır. Erken-Orta Miyosen'de iklim nispeten ılıman ve yarı tropik hale dönüşmekte ve buna bağlı karbonat-organik maddece zengin göller ve bataklıklar oluşmaktadır. Bu göller ve bataklıklar etrafında yine alüvyal yelpaze, akarsu ve göl sel kıyı ortamları gelişmiştir.

Anahtar kelimeler: Çankırı-Çorum Havzası, Neojen stratigrafisi, Memeli paleontoloji, sedimantoloji

ABSTRACT

The reason of this work in Çankırı-Çorum Basin is to put forward the stratigraphic relations of a new mammal's fossil deposits guidance and paleographic evolution from the age of Oligocene till Pliocene.

In Çankırı-Çorum Basin 32 mammal fossils deposits were found and with the help of these the age of formation described below has been relatively made definite. İncik and Guvendik formations at the age of Oligocene take places on the basement of Neogene Basin. Kılçak, Kumartaş, and Hancili formations were settled being depended on extension tectonic in Early and Middle Miocene. For the age space between Late Miocene and Pliocene, Çankırı (Mahmutlar), Tuğlu, Süleymanlı, Bozkır and Akkaşdağı formations showed wide-area spreading. In Pleistocene, Değim and BüyükHacıbeyköy formations formed by the last compression tectonic regime has been deposited.

In Çankırı-Çorum Basin, three period arid climate conditions and depending on that evoporitic progress has been seen since Oligocene. In a age of Oligocene and Late Miocene, wide evaporites-rich lakes and their surrounded by alluvial fan and rivers were settled. In an Early-Middle Miocene, climate had been comparatively turned into humid and semi-tropical condition and depending on that lakes enriched with carbonate-organic material and swamps came into existence. Alluvial fan, fluvial and shore environments around these lakes were developed.

Key words: Çankırı-Çorum Basin, Neogene stratigraphy, Mammal paleontology, sedimentology

1.3. Giriş

1.3.1. Çalışma Yeri ve Konusu

Çalışma yeri Çankırı-Çorum Havzası olup İç Anadolu'nun en önemli Tersiyer havzalarından biridir. 1\100.000 lik topoğrafik haritalarından Çankırı G31, H30 ve H31; Kırşehir İ30, İ31, J30 ve J31 paftalarına giren ve yaklaşık 12.000 km² lik bir alanı kaplar (Şekil 1). Kuzey ve batıdan Amasya-Ankara yükselimi (Ofiyolitli melanj, Galatya Volkanik Kompleksi), güneyden ise Kırşehir Masifi ile çevrelenmiştir (Şekil 1). Havzanın temeli ve kuzey kenarlarını teşkil eden ve Amasya-Ankara yükselimi genel adıyla anılan yaşlı kayalar, üst üste binmiş tektonik birlikler halinde olup bu bindirmeli tektonik Çankırı-Çorum Havzasının şekillenmesine yol açmıştır (Tüysüz ve Dellaloğlu 1992,1994).

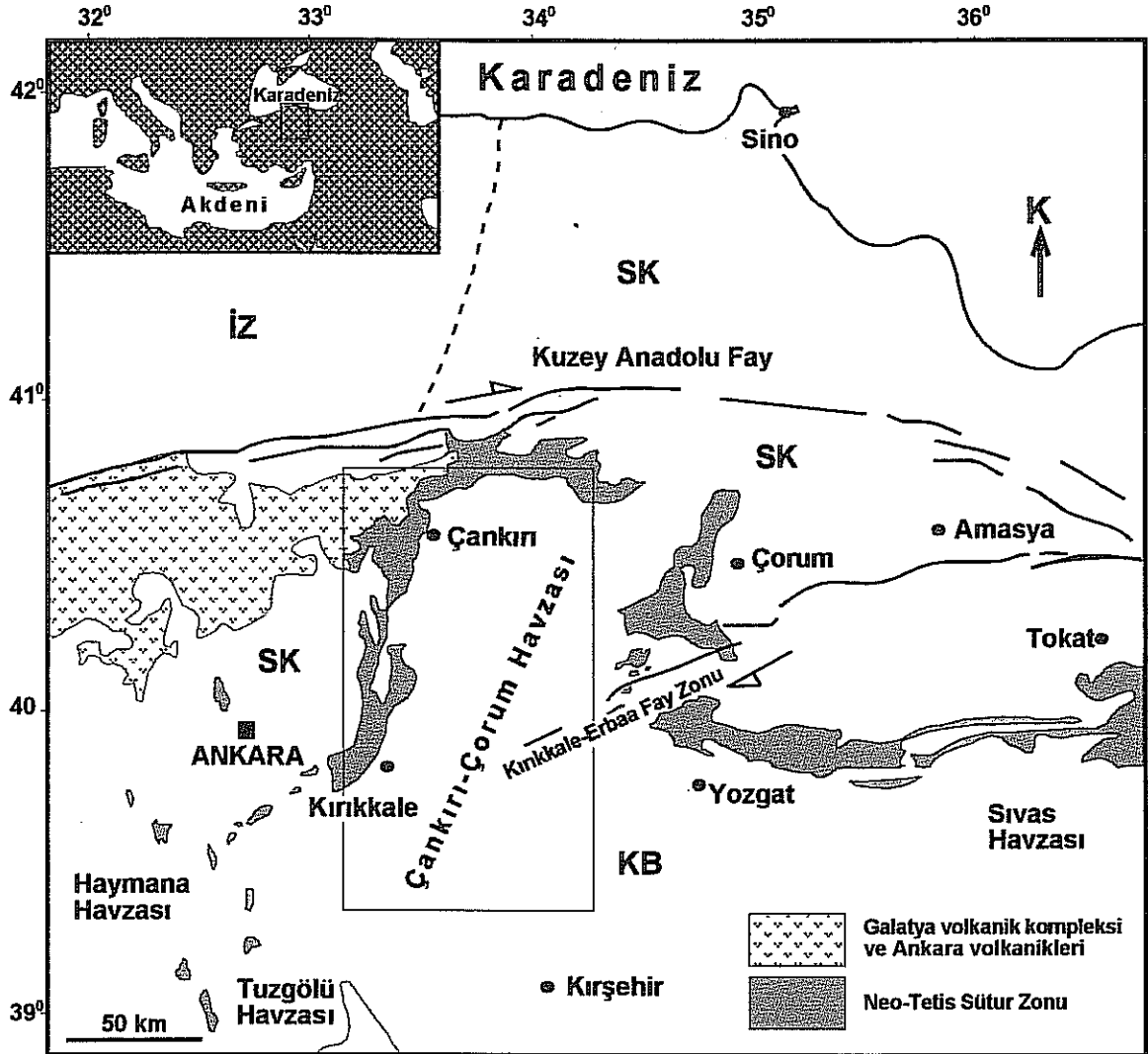
Bu çalışmada, Çankırı-Çorum Havzasının Oligosen-Pleistosen zaman aralığındaki stratigrafisi ele alınmıştır. Neojen karasal stratigrafisinin kurulmasında bazı zorluklar bulunmasının nedenleri kısaca şöyledir; Birimler küçük alt havzalarda depolanmakta ve yanal fasiyes değişimleri ani olmaktadır. Ayrıca tortullarda memeli fosiller olmaması veya iyi araştırılmaması da bir başka nedendir. Bu amaçla tonlarca numuneden elek analiz yapılarak memeli fosilleri aranmış ve bunların ışığında sağlıklı bir stratigrafinin kurulmasına çalışılmıştır. Memeli lokasyonları daha önce bulunmuş olanlarla birlikte 31 lokasyondan oluşmuştur.

Bölgenin, çok sayıda memeli fosil lokasyonununundan elde edilen veriler ışığında stratigrafik çatısı oluşturulmuş ve 11 formasyon ve 2 üye belirlenmiştir. Bu formasyonlar ve üyelerden fasiyes analizi sonucu fasiyesler, fasiyes toplulukları ve palaeocoğrafya ortaya konmuştur.

1.3.2. Materyal ve Metod

Çalışmaları saha ve laboratuvar incelemeleri olmak üzere ikiye ayırmak mümkündür.

Saha çalışmaları sık aralıklı ölçülü kesitler şeklinde yürütülmüştür. Araştırmaya temel teşkil eden fasiyes analizleri için alüvyal yelpaze ve akarsu tortullarında Miall (1977; 1978b), evaporitlerde Kendall (1979), Hardie vd. (1978), karbonatlarda Folk



Şekil 1: Çalışma bölgesinin yer bulduru haritası (İZ: İstanbul Zonu; SK: Sakarya Kıtası; KB: Kırşehir Bloğu) [MTA 1/500.000 jeolojik harita, Okay ve Tüysüz (1999); Seyitoğlu vd. (2000)].

(1959;1962); Dunham (1962); Aigner (1984)'ın tanımları ile fasiyes analiz yöntemleri izlenmiştir. Bu nedenle çalışmamızda tek tabaka incelemeleri, tane boyu analizleri, mineralojik-petrografik değerlendirmeler, birincil ve ikincil tortul yapı araştırmaları, tortul doku incelemeleri yapılmış ve sonuçlar topluca değerlendirilmiştir. Kesit ölçümünde çelik şerit metre metodu tercih edilmiştir.

Paleontolojik incelemelerin arazi çalışmalarında bilinen ve yeni saptanan fosil bulgu yerlerinin GPS alımları yapılmaktadır. Çünkü daha önceden bilinen fosil lokalitelerinin koordinatlarının bilinmemesi ve bu nedenle onlara ulaşmanın zorluğu nedeniyle, onlar hakkında yeterli bilgi sahibi olunamamıştır. Her bir lokasyondan çuvallarca numune alınmakta ve çözülmesi için çeşitli asitler kullanılmaktadır. Daha sonra çözülen numuneler elek takımı ile elenmekte ve küçük memelilere ait kemik ve diş parçaları ayırt edilmektedir.

Laboratuvar çalışmaları sedimantolojik ve paleontolojik olarak yürütülmektedir. Sedimantolojik çalışmalarda; arazide ölçülen kesitlerden fasiyesler belirlenmiş ve bunların yanal ve düşeyde oluşturdukları fasiyes toplulukları saptanmıştır. Numunelerden kimyasal, X-ray analizleri ve radyometrik yaş tayini analizleri yapılmıştır. Paleontolojik çalışmalarda; yıkama sonucu elde edilen materyal kurutulduktan sonra, ayıklanmış ve fosillerin cins ve tür tayinleri yapılmıştır.

1.3.3. Eleman Yapısı:

Adı ve Soyadı	Çalıştığı kurum	Uzmanlık alanı	Projeledeki görevi
Levent Karadenizli (Proje Başkanı)	MTA, Jeoloji Etüd.Dai.	Sedimentoloji, stratigrafi	Kırıntılı kayalar
Gerçek Saraç	MTA, Müze	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi
Yavuz Hakyemez	MTA, Deniz Araştırmaları	Sedimentoloji	Kırıntılı kayalar
Gürol Seyitoğlu	AÜ, Jeoloji Müh. Bl.	Tektonik	Tektonik, stratigrafi
Baki Varol	AÜ, Jeoloji Müh. Bl.	Sedimentoloji	Evaporitli ve karbonatlı kayalar
Nizamettin Kazancı	AÜ, Jeoloji Müh. Bl.	Sedimentoloji, stratigrafi	Kırıntılı kayalar
Korhan Esat	AÜ, Jeoloji Müh. Bl.	Tektonik	Harita yapımı
Fatih Özcan	AÜ, Jeoloji Müh. Bl.	Tektonik	Harita yapımı
Didem Savaşçı	AÜ, Jeoloji Müh. Bl.	Tektonik	Harita yapımı
Şevket Şen	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi
Pierre-Olivier Antoine	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Makro memeliler
Genevieve Bouvrain	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Makro memeliler
Louis De Bonis	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Makro memeliler
Adeline Aumont	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi
Sophie Hervet	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi
Xavier Filoreau	Paris Ulusal Tabiat Tarihi Müzesi-Fransa	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi
Cihat M. Alçiçek	Pamukkale Üniv. (Denizli)	Sedimentoloji	Kırıntılı kayalar
Hüseyin Ertan	Pamukkale Üniv. (Denizli)	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi
Arzu Gül	Pamukkale Üniv. (Denizli)	Paleontoloji	Memeli paleontolojisi

1.4. Önceki Çalışmalar

Çankırı-Çorum Havzasının 10.000 m yi aşkın ve yaşı Paleosen'den Pliyosen'e uzanan bir dolgusu vardır (Birgili vd., 1975). Bu dolgunun Paleojen bölümü ekseriyetle denizel kırıntılı, Neojen bölümü ise karasal, kırıntılı ve evaporitik kayalardan oluşmaktadır. Dolgunun fasiyesce çeşitli ve kalın istifleri Eosen ve Oligosen'e aittir (Birgili vd. 1975). Yöre petrol olanakları açısından dikkat çekmektedir ve bu yönde birkaç kez incelenmiştir (Reckamp ve Özbey 1960, Dellaloğlu 1973, Ünal ve Harput 1983). Ayrıca Kırşehir masifi, Sulakyurt granit sokulumu, Ankara Melanjı, evaporitli istifler gibi temel jeolojik konuları nedeniyle, çokca araştırılmıştır. Fakat, bu çalışmaların çoğu havzanın kuzeyinde yoğunlaşmaktadır (Örneğin; Alpan 1968, Dellaloğlu 1973, Birgili vd. 1975, Şenalp 1974, 1981, Akyürek vd. 1980, 1982, 1984, Yoldaş 1982, Hakyemez vd. 1986, Pehlivan vd. 1977, Tüysüz ve Dellaloğlu 1992). Güney yarıdaki incelemeler ise daha çok

havza kenarı ve temel kayaları ile ilgilidir (Norman 1972, Seymen 1981, Kara ve Dönmez 1990, Erdoğan vd. 1996).

Doğrudan Çankırı-Çorum Havzası'nın incelenmesine yönelik çalışmalar, yukarıda belirtildiği gibi yalnızca havzanın kuzey yarısında yoğunlaşmıştır. Bu çalışmalarda birbirinden farklı stratigrafik dizilimlerin tespit edildiği görülmektedir. Şenalp (1980) Sungurlu yöresinde Eosen'den Pliyosen'e kadar kesiksiz istifin varlığını belirtirken, Dellaloğlu (1973), Birgili vd. (1975) ve Ergun (1977) hemen yakın civarda, yerel olanlardan başka Eosen sonunda ve Oligosen sonunda bölgesel uyumsuzlukların varlığına işaret ederler. Aynı araştırmacılar, Orta Eosen, Geç Eosen, Oligosen ve Miyosen'de yanal yönde birbirinden çok farklı istiflerin gözlemlendiğine değinirler. Havzanın tüm kuzey yarısını irdeleyen Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) ise Paleosen'den Miyosen'e kadar tüm birimleri İSKİLİP BİRLİĞİ, Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı tortullara da ÇANKIRI BİRLİĞİ olarak ayırmıştır. Bu araştırmacılara göre Paleosen sonunda açılan havza Oligosen sonunda kapanmış ve Geç Miyosen'den itibaren karasal dağarası havza halini almıştır. Verilen stratigrafi ve tortul kalınlıkları da oldukça değişiktir. Örneğin bu çalışmanın materyalini teşkil eden Çankırı-Çorum Havzasındaki Orta Eosen- Erken Miyosen tortulları ve bunların eşdeğerleri farklı adlarla haritalanmıştır (İncik ve Bayındır fm.: Birgili vd.1975, Yoldaş 1982; Deliceirmak fm.: Kara ve Dönmez 1990, Topraktepe fm.: Aral 1990; Deliceirmak, Kullar, İncik formasyonları: Karadenizli, 1999).

Koçyiğit vd. (1995) tarafından, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı boyunca kuzeydeki Sakarya kıtası ile güneydeki Kırşehir bloğu arasında çarpışmadan doğan sıkışmalı rejimin Oligosen- erken Pliyosen dönemi boyunca Galatya volkanik aktivitesinin de katılımı ile sürdüğü, bu sıkışmalı rejimin (Ankara Orojenik Fazı) Geç Pliyosen'de kuzey batısında Yuvaköy civarında (Koçyiğit, 1992) ve Çankırı havzasının batı kenarı boyunca (Koçyiğit vd. 1995) bulunduğu, özetle, İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağına ait birimlerin Neojen yaşlı birimler üzerine bindirdikleri gösterilmiştir.

Seyitoğlu vd. (1997) Yuvaköy civarında yaptığı araştırmada kenet zonu kayaçları ile Neojen yaşlı birimler arasındaki ilişkinin sıkışmalı bir rejimi temsil etmediğini, Galatya volkaniklerinin jeokimyasının zaman içindeki değişimden de yola çıkarak öne sürmüştür. Bölgede Erken Miyosen'den itibaren orojenik çökmeye bağlı genişlemeli tektonik rejimin hakim olmaya başladığı ve Pliyosen'den sonra Kuzey Anadolu Fay sistemine bağlı tektonik rejimlerin etkin olabileceği belirtilmiştir (Seyitoğlu vd., 1997).

Seyitoğlu vd. (2000) Çankırı havzasının batı kenarında Neo-Tetis kenet kuşağına ait birimlerin batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama şeklinde, ankırı havzasının Neojen yaşı ünitelerini parçaladığını ve bunu yaratan gerilmenin Geç Pliyosen'i izleyen dönemde Kuzey Anadolu Fayı ile onun bir kolu olan Kırıkkale-Erbaa Fay zonu arasındaki KB-GD sıkışma olduğunu belirtmiştir. Bu çalışmaya göre ankırı havzasının batı kenarında görölen bindirmeler İzmir-Ankara kenet zonunun oluşumuna bağlı kıtalararası sıkışmanın verileri olmayıp, "Ankara Orojenik Fazı" (Koçyiğit vd., 1995) önerisi geçerli değildir.

Kaymakçı (2000), Kaymakçı vd. (2001) ise; ankırı havzasının batı kenarında kıtalararası sıkışmanın son ürünü olarak Erken Miyosen yaşı Kılçak formasyonunu göstermiştir. Erken-Orta Miyosen'de bölgede orojenik çökmeye bağlı olarak gelişen genişlemeli rejim içinde yaklaşık K-G yönlü bir paleo-yükseltinin batıdaki Hanılı kenar havzası ile doğudaki ankırı havzasını ayırdığı ve bu havzalarda farklı stratigrafiler geliştiği belirtilmiştir. Geç Miyosen'den günümüze kadar ise bölgenin yanal atım tektoniğine bağlı sıkışmanın etkisinde kaldığı ve ilişkili sedimanter ünitelerin çökeldiği öne sürölmüştür (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd., 2001).

2. GENEL JEOLJİ

2.1. Stratigrafi

2.1.1. Oligosen Öncesi Temel Kayaları

Anatolid Tektonik Birliği içinde yer alan Tersiyer yaşı Çankırı-Çorum Havzası, kuzey ve batısında ofiyolitli melanj ile, güneyden de Kırşehir Masifi ile kuşatılmıştır (Şekil 1). Çalışma bölgesinde hem yaşı hem de genç tektoniğinin izleri görülür. Bu nedenle, temel kayaların stratigrafisi oldukça karmaşıktır. Çankırı-Çorum Havzasının oluşumu ile ilgili Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) nun genel kabul gören görüşü şöyledir: Çankırı-Çorum Havzası, Geç Paleosen(?)-Erken Eosen zaman aralığında Kırşehir Kıtası ile Sakarya Kıtasının çarpışması sonucu ve iki kıta arasındaki İzmir-Ankara-Erzincan sütürü üzerinde gelişen çarpışma sonrası bir havzadır. Yukarıdaki tanımdan da anlaşıldığı gibi havzanın temelindeki birimler: Sakarya Kıtası, Kırşehir Kıtası ve İzmir-Ankara- Yozgat sütür kuşağıdır. Bu temel üzerinde Tersiyer yaşı Çankırı-Çorum Havzasının birimleri yer alır.

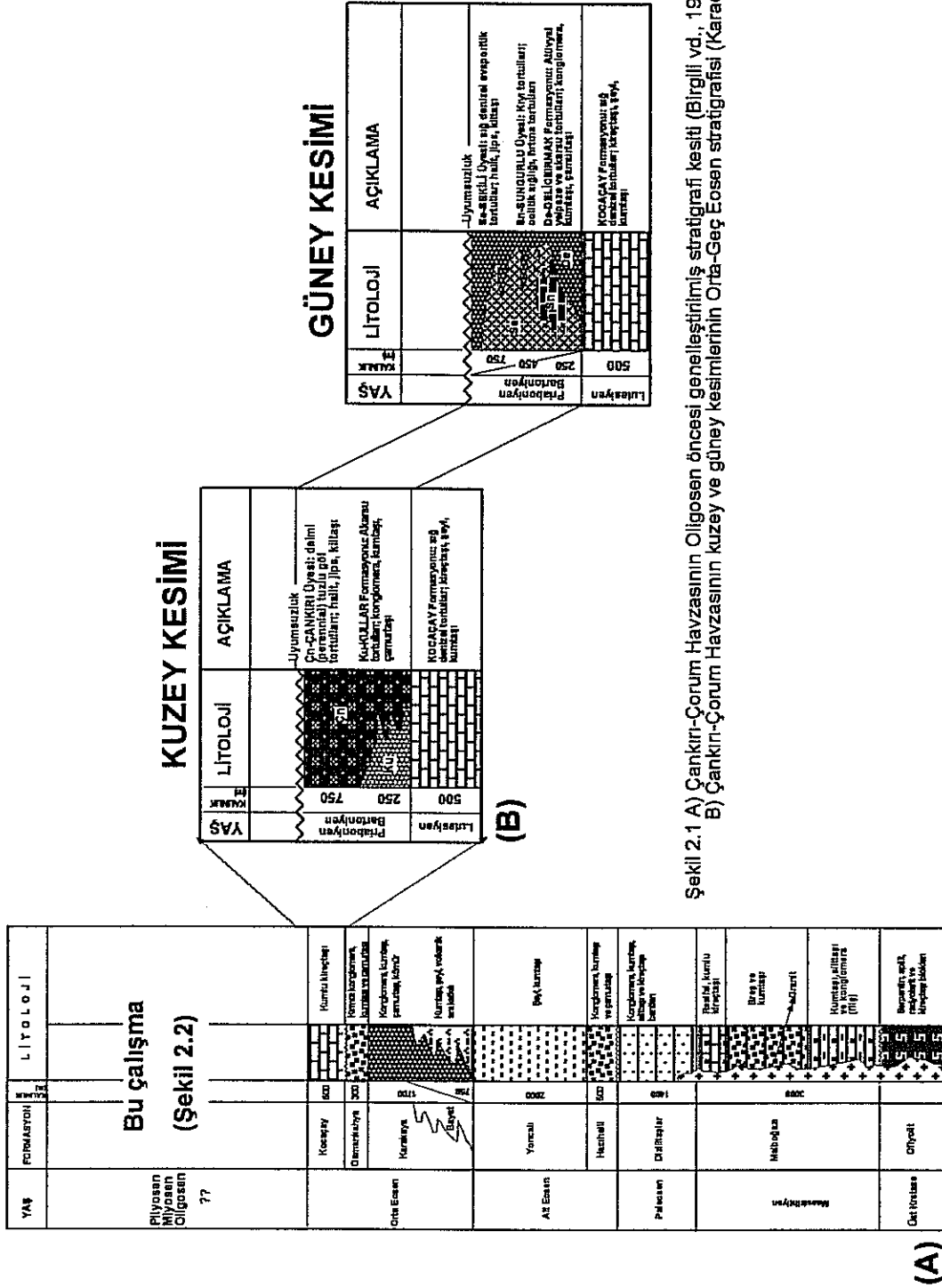
Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) Sakarya Kıtasını oluşturan birimleri 3 kısma ayırmıştır. Bunlar: Permien öncesi granitik temel, Karakaya Birliği ve Sakarya Birliği'dir.

Kırşehir Kıtası, Seymen (1981,1984) tarafından detaylı olarak çalışılmıştır. Bu çalışmaya göre, Kırşehir Kıtası şu birimlerden oluşmaktadır: Kaman Grubu, Ankara Melanjı, Kartal ve Asmaboğazi formasyonu, Kötüdağ Volkaniti, Baranadağ Plütonu ve Buzlukdağı Plütonu'dur.

Çankırı-Çorum Havzasını oluşturan Tersiyer birimlerini Tüysüz ve Dellaloğlu (1992) İskilip Birliği ve Çankırı Birliği adı altında toplamıştır. Birgili vd. (1975) ve Yoldaş (1982) ise Tersiyer havzasının birimlerini tek tek formasyon olarak ele almış ve daha ayrıntılı çalışmışlardır (Şekil 2.1). Karadenizli (1999) çalışması ile özellikle Orta-Geç Eosen ile Oligosen zaman aralığındaki depolanma evrimi detaylı olarak verilmiştir (Şekil 2.1).

2.1.2. Oligosen Sonrası Stratigrafi

Çankırı-Çorum Havzasında karasal Neojen stratigrafisi farklı araştırmacılar tarafından çok değişik olarak tanımlanmış ve yaş aralıklarında birlik sağlanamamıştır



(Şekil 2.2). Bunun başlıca öne çıkan iki sebebi vardır. Birincisi, tortulların sınırları çok açık olmayan küçük alt havzalarda depolanması ve buna bağlı olarak çok sık yanal fasiyes değişikliği göstermeleridir. Örneğin, Büyük Çankırı-Çorum Havzası içinde pek çok alt havza bulunur. Bu sırada bütün Anadolu'da, bilhassa Orta Anadolu'da yaygın olan volkanizma, çıkış merkezlerinin ve çıkış zamanlarının çeşitliliğine karşın ürün homojenliği (çoğunlukla andezitik volkanizma) göstermesi karmaşıklığı artırmaktadır. İkinci sebep ise karasal fasiyeslerin fosilce iyi araştırılmamış olmasıdır. Mevcut stratigrafi kısmen istiflerin düşey ve yanal ilişkilerine, kısmen de memeli paleo faunasına dayandırılmaktadır. Kırmızı renk çoğu kez haritalamada kolaylık ve aynı zamanda yanılma sebebi oluşturmuştur. Bu nedenle memeli paleo faunası ve her keşfedilen yeni memeli fosil yatağı yöre stratigrafisinde önemli yer tutmaktadır.

Bu çalışma ile belirlenen lokasyonlarla stratigrafi kurulmaya çalışılmış (Şekil 2.2) ve ayırt edilen formasyonlar, üyeler aşağıda verilmiştir.

İncik Formasyonu:

Tanım, ad ve dağılım:

İncik formasyonu ilk defa Birgili vd. (1975) tarafından adlandırılmıştır. Genelde kırmızı renkli olan istif konglomera, kumtaşı, çamurtaşı kuruludur.

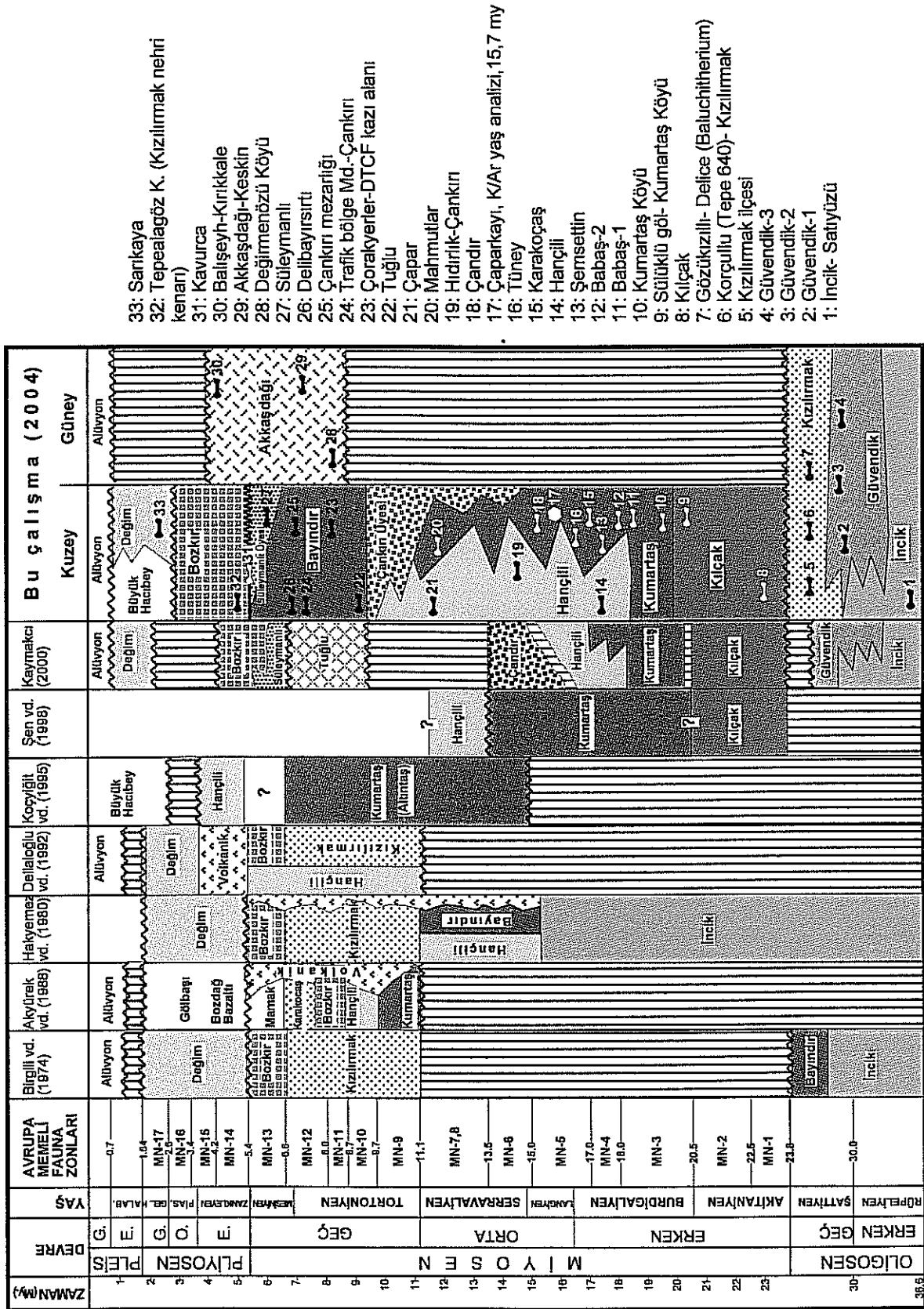
Çalışma alanı içerisinde İncik Köyü ile Satıyüzü Köyü arasında, Sulakyurt'un batısındaki Kuru, Çayobası, Kazmaca Köylerinde yüzlek verir.

Kaya türü özellikleri:

İstif tabanında kaba taneli kırıntılılar hakimdir ve genellikle konglomera, kumtaşı ağırlıklıdır. Çakıl ve kum bileşenleri genellikle Nummulitli kireçtaşı, volkanikler ve ofiyolitik malzemedir. Rengi kırmızı şarabı, sarı renklidir. Konglomeralar masif, kalın-orta tabakalı olup tabanı aşınmalı ve aşınmasız olabilir. Kumtaşları orta-ince tabakalıdır, tabaka içerisinde normal derecelenme gözlenir.

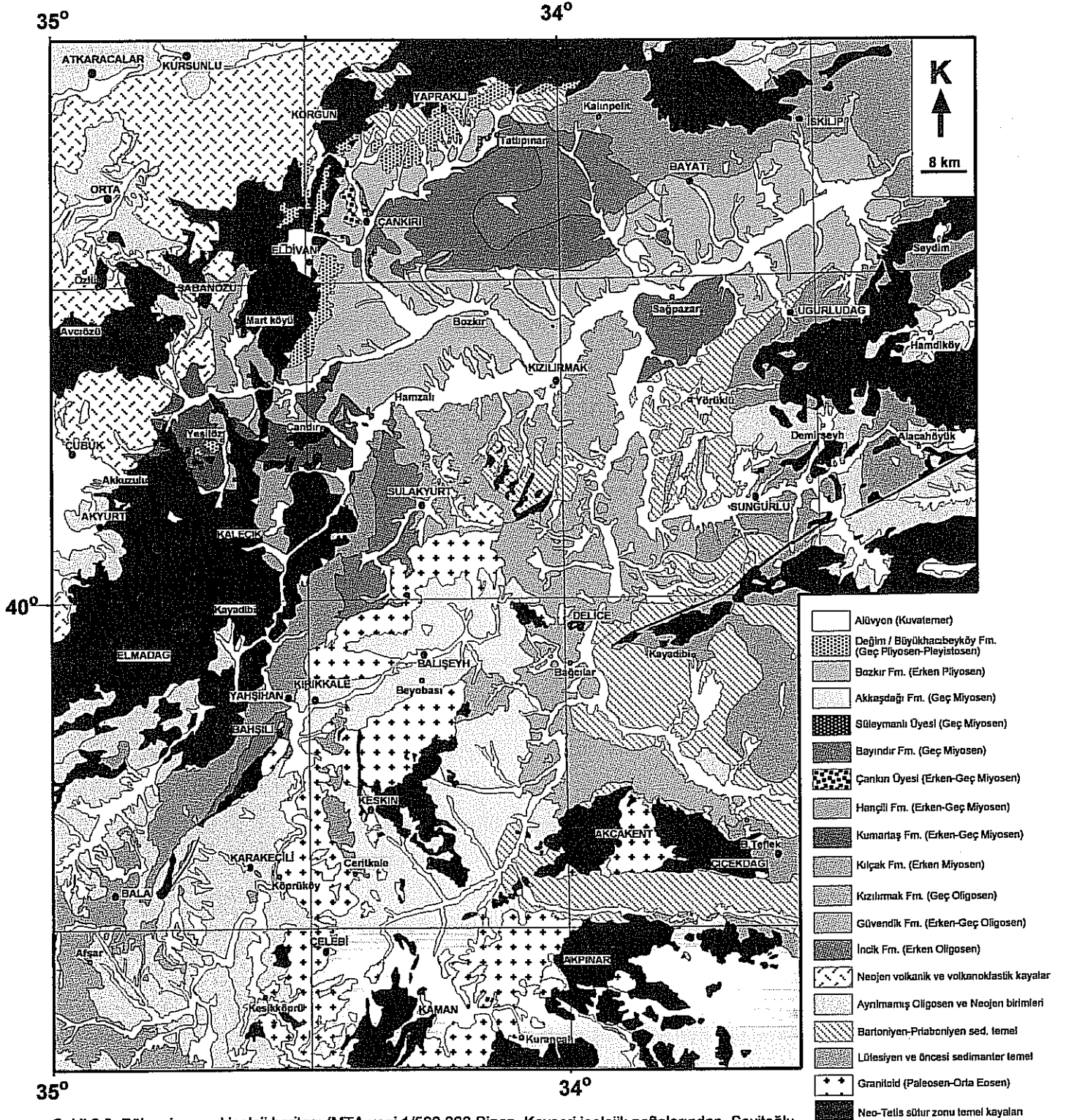
Dokanak İlişkileri:

Birimin alt dokanağında Eosen birimleri uyumsuz ve tektonik olarak yer alır (Şekil 2.4). Üst dokanağı ise Güvendik formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir (Şekil 2.4). İncik ve Güvendik formasyonunun geçişli olduğu Balıbağı Köyü (Çankırı) civarında ise daha genç olan Bayındır ve Bozkır formasyonları ile uyumsuz bir ilişki gözlenir (Şekil 2.4).



- 33: Sarıkaya
 32: Tepealagöz K. (Kızılırmak nehri kenarı)
 31: Kavurca
 30: Balışeyh-Kırıkkale
 29: Akkaşdağı-Keskin
 28: Değirmenbüzü Köyü
 27: Süleymanlı
 26: Delibayırırıtı
 25: Çankırı mezarlığı
 24: Trafik bölge Md.-Çankırı
 23: Çorakyerler-DTCF kazı alanı
 22: Tuğlu
 21: Çapar
 20: Mahmutlar
 19: Hıdırlık-Çankırı
 18: Çandır
 17: Çaparkayı, K/Ar yaş analizi, 15,7 my
 16: Tüney
 15: Karakoçuş
 14: Hançilli
 13: Şemsetin
 12: Babaş-2
 11: Babaş-1
 10: Kumartaş Köyü
 9: Süüklü göl- Kumartaş Köyü
 8: Kılçak
 7: Gözükızılı- Delice (Baluchitherium)
 6: Korçullu (Tepe 640)- Kızılırmak
 5: Kızılırmak ilçesi
 4: Güvencik-3
 3: Güvencik-2
 2: Güvencik-1
 1: İncik- Satıyüzü

Şekil 2.2: Bölgenin Oligosen sonrası stratigrafisinin karşılaştırılması.



Şekil 2.3: Bölgenin genel jeoloji haritası (MTA yeni 1/500.000 Sinop, Kayseri jeolojik paftalarından, Seyitoğlu vd. (2000), Özcan (2003) derlenmiştir)

Kalınlık:

İstif kalınlığı İncik-Satıyüzü civarında 1500 m yi bulmaktadır.

Yaş:

Satıyüzü Köyü civarında bir file ait olduğu saptanan memeli fosilinden cins ve tür tayini yapılamamıştır. Karasal olan bu istifde yaş tayini için konglomeraların içinde bulunan taşınmış kireçtaşı bloklarından faydalanılmıştır. Bu taşınmış fosilli kireçtaşı boklarından elde edilen fosiller şunlardır. *Nummulites* sp. (N. group perforatus), *Alveolina* sp., *Chapmanina gassinensis* (Oppenheim), *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Gypsine mastelensis* (Burch), *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Orbitolites* sp. Ercüment Sirel tarafından tespit edilen bu fosillere Bartoniyen-Priaboniyen yaşları verilmiştir. Ayrıca İncik formasyonun üzerine uyumlu olarak Geç Oligosen birimleri gelmektedir. Sonuçta stratigrafik ilişkilere göre İncik formasyonun yaşının Geç Eosen'den genç, Geç Oligosen'den yaşlı olduğu saptanmıştır. Böylece bu formasyonun yaşının Erken Oligosen olduğu belirlenmiştir.

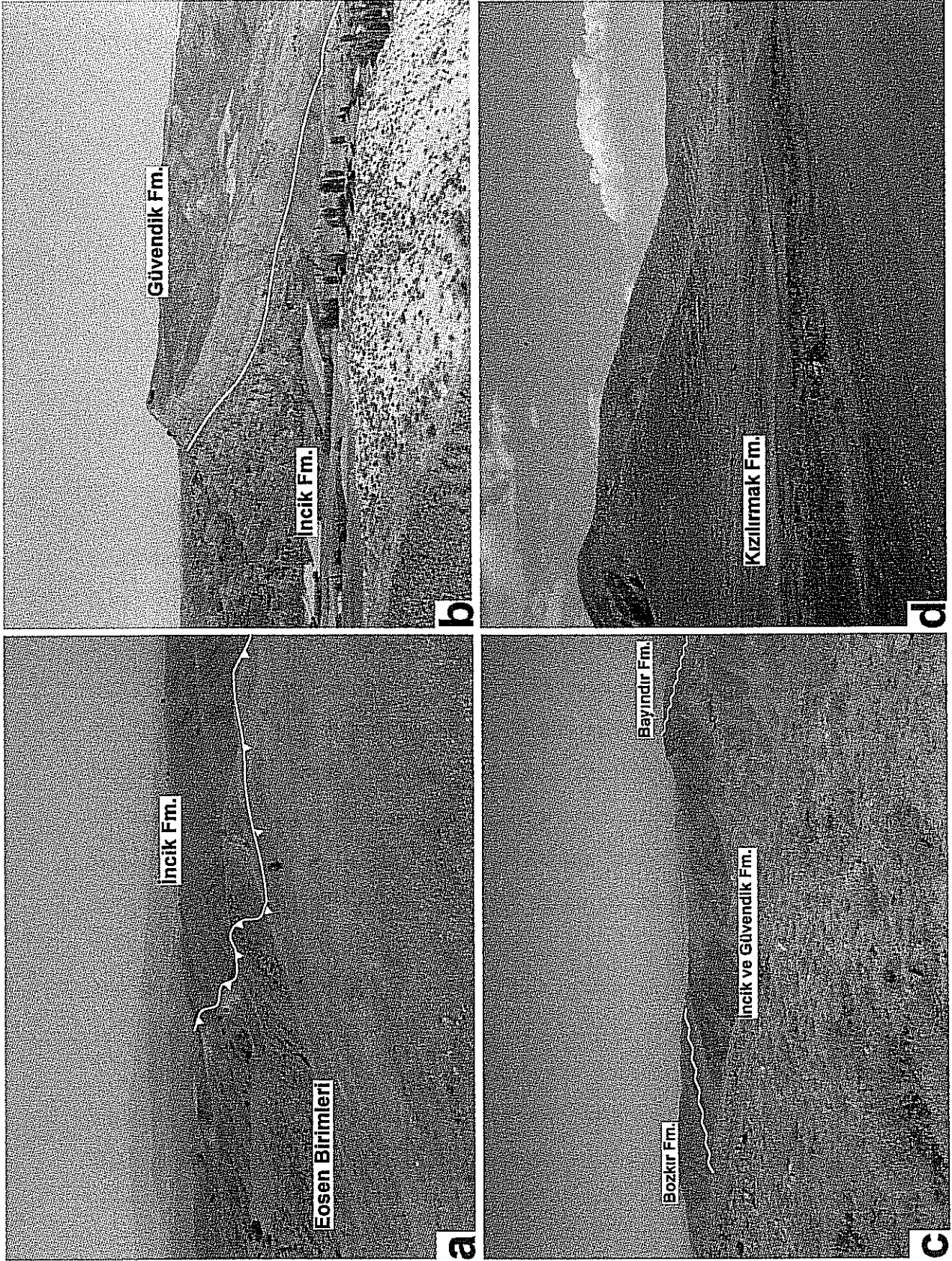
Güvendik Formasyonu:**Tanım, ad ve dağılım:**

Güvendik formasyonu Kaymakçı (2000) tarafından tanımlanmıştır. İstif kalın evaporitler, ince kırıntılardan oluşur.

Güvendik formasyonu Delice, Sungurlu ve Yerköy arasında değişik alanlarda yüzlek verir (Şekil 2.3). Bununla beraber özellikle Güvendik, Sekili ve Karaçay köylerinde önemli kalınlıklar oluşturmaktadır.

Kaya türü özellikleri:

Formasyon; tabakalı-laminalı jipsler, masif kiltaşları, kırmızı renkli halit ve ara seviyelerde kırıntılardan (kumtaşı, çamurtaşı) oluşur. İstif içerisinde kalın tabakalı jipsler önemli kalınlıklar oluşturmakta ve kurak iklim koşullarının uzun süre devam ettiğini göstermektedir.



Şekil 2.4: a) Eosen birimleri ile İncik formasyonu arasındaki dokanak bındırmelidir (Kazmaca Köyü). b) İncik ve Güvendik formasyonları birbirleri ile uyumlu bir ilişki sunar (Satyüzü Köyü). c) Bozkır ve Bayındır formasyonları İncik+Güvendik formasyonları ile ilişkisi uyumsuzdur Balıbağı Köyü). d) Kızılırmak formasyonu kırınıtlardan oluşan bir istif sunar (Gözükızılı Köyü).

Dokanak İlişkileri:

Güvendik formasyonunun alt dokanağında yanal ve düşey geçişli olarak İncik formasyonu gelir (Şekil 2.4). Bu uyumlu ilişki formasyonun üst dokanağındaki Kızılırmak formasyonunda da gözlenir (Şekil 2.4)..

Kalınlık:

İstif kalınlığı Güvendik köyünde 500 m'yi bulmaktadır.

Yaş:

Gözükızılı ile Güvendik köyleri arasındaki yüzlelerde elde edilen memeli fosillerine göre formasyonun yaşı Geç Oligosen olarak verilmiştir. Bulunan memeli fosilleri şunlardır; *Eucricetodon* sp., *Muhsinia* sp., *Eumyarion* sp.

Kızılırmak Formasyonu:

Tanım, ad ve dağılım:

Kızılırmak formasyonu ilk defa Geç Miyosen tortulları için Birgili vd. (1975) tarafından verilmiştir. Bu çalışmada yaşı Geç Oligosen olarak belirlenmesine rağmen formasyon adı kullanılmaya devam edilmiştir. Formasyon genellikle kumtaşı, çamurtaşı ve konglomeralardan oluşur ve egemen rengi kırmızı, kahverengidir.

Tip yeri Kızılırmak ilçesi olup, Sulakyurt'ta kadar geniş bir dağılım gösterir. Özellikle Birgili vd. (1975) çalışmalarında yaklaşık 20.000 km² lik bir alana yayılmış ve 8 adet 1/100.000 lik jeolojik harita paftasını kaplayan Kızılırmak formasyonu Geç Miyosen yaşı ile haritalanmıştır. Gerçekten de Geç Miyosen yaşını veren yüzlek vardır, ama tip lokalitesindeki yaşı Oligosen olması ve burada gelişen paleocoğrafya ile Miyosen zamanındaki paleocoğrafya birbirinden farklı olması nedeni ile Kızılırmak formasyonu ile birlikte farklı formasyonlar kullanılmıştır.

Kaya türü özellikleri:

Kızılırmak formasyonunu oluşturan fasiyesler şunlardır; tabakalı konglomera, masif kumtaşı, çapraz tabakalı kumtaşı, sarı-kırmızı renkli çamurtaşı, laminalı kıltaşlarıdır. Özellikle havzanın batı kenarında kaba kırıntılılar yer alırken havza merkezinde ince taneli kırıntılılar gözlenir.

Dokanak İlişkileri:

Kızılırmak formasyonunun alt dokanağında geçişli olarak Güvendik formasyonu gelir. Formasyonun üst dokanağında ise bir zaman boşluğu vardır ve üzerine gelen Miyosen tortuları uyumsuz olarak gelir.

Kalınlık:

Formasyonun kalınlığı 110-120 m arasında değişir.

Yaş:

Birgili vd. (1975) ile Hakyemez vd. (1986) çalışmalarındaki polen, ostrakodlara göre yaşı Geç Miyosen verilmiştir. Bu çalışmada ise bulunan memeli fosillerine göre yaşı Geç Oligosen olarak değiştirilmiştir. Bu memeli fosiller şunlardır; *Iberomeryx* cf. *Parvus*, *Procervulus*, *Dremotherium*, *Baluchitherium* (*Paraceratherium*), *Eucricetodon*, *Tataromys*.

Kılçak Formasyonu:**Tanım, ad ve dağılım:**

Kılçak formasyonu ilk defa Şen vd. (1998) tarafından tanımlanmıştır. İstif genellikle ince taneli kırıntılı tortulardan, kömür damarlarından ve daha az olarak kaba kırıntılardan oluşur.

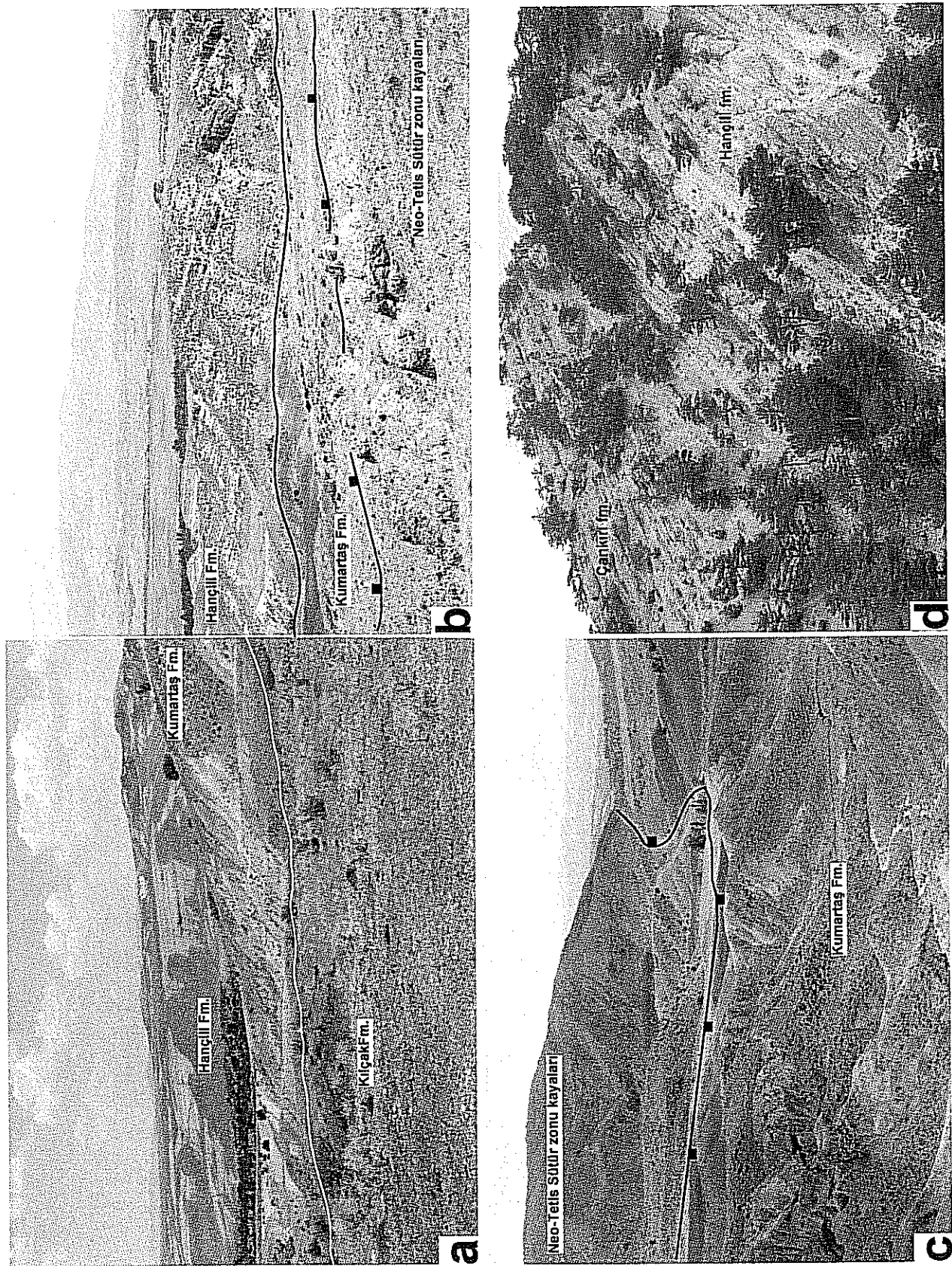
Kılçak formasyonunun içinde bulunduğu yüzlekler büyük heyelanlar sebebi ile karışık bir haldedir. En iyi gözleendiği yer Kumartaş köyünün 4 km GD'sındaki Sülüklü göl mevkisidir. Ayrıca formasyona ismini veren Kılçak köyünde fasiyesler iyi gözlenmesine rağmen alt-üst ilişkileri kesin değildir.

Kaya türü özellikleri:

Fasiyes ilişkilerinin iyi gözleendiği Sülüklü Göl kesitindeki istif; konglomera, kumtaşı, çamurataşı, kıltaşı, kireçtaşı ve kömür damarlarından oluşur. İstif içerisinde farklı kalınlıklarda 7 kömür damarı kesilmiştir.

Dokanak İlişkileri:

Kılçak formasyonunun tabanındaki Neo-tetis suture zonu kayaları ile normal dokanaklıdır (Şekil 2.5). Diğer sedimanter temeller ile olan dokanağı ise uyumsuzdur. Formasyonun üst kantağında Kumartaş formasyonu uyumlu olarak gelmektedir (Şekil 2.5).



Şekil 2.5: a) Kılıçak, Kumartaş ve Hançilli formasyonları birbirleri ile uyumlu olarak yüzlek verilir (Kumartaş Köyü). b,c) Temel kayalar (Neo-tetis sütür zonu kayaları) ile Kumartaş formasyonu arasındaki dokanak normal faylıdır (Şemsettin Köyü). d) Hançilli formasyonunun üzerine uyumlu olarak Çankırı üyesi gelir (Çapar Köyü).

Kalınlık:

Formasyonun kalınlığı Sülüklü Göl mevkinde 110 m ölçülmüştür.

Yaş:

Kılçak formasyonunun yaşı memeli fosillerine göre MN 1-3 verilmiş ve Erken Miyosen olduğu belirlenmiştir. Elde edilen memeli fosilleri şunlardır; *Galerix* sp., *Soricidae* indet, *Albertona* n.sp., *Ctenodactylidae* indet, *Debruijnia* sp., *Spanocricetodon* sp., *Democricetodon* sp., *Megacricetodon* sp., *Cricetodon versteegi*.

Kumartaş Formasyonu:**Tanım, ad ve dağılım:**

Kumartaş formasyonu Akyürek vd. (1980) tarafından tanımlanmıştır. Daha sonra formasyon adı Koçyiğit vd. (1995) Altıntaş diye değiştirmişlerdir. Tarafımızca eski adının kullanılması uygun bulunmuştur. Bu formasyonlar kırmızı renkli olup, konglomera, kumtaşı ve çamurtaşından kuruludur.

Tip yeri Kumartaş köyü olup Şemşettin, Tüney köyleri civarında yüzlek vermektedir.

Kumartaş formasyonu içerisinde Orta-Geç Miyosen yaşlı Çankırı üyesi ayırt edilmiştir (Şekil 2.5, 6). Çankırı üyesini oluşturan fasiyesler Kumartaş formasyonuna büyük benzerlik göstermektedirler.

Kaya türü özellikleri:

Formasyonu oluşturan fasiyes çok çeşitli olup, başlıcaları konglomera (masif-organize olmamış, dereceli-matriks destekli, tabakalı-tane destekli), kumtaşı (masif, teknesi-düzlemsel çapraz tabakalı, ripil çapraz laminalı, iyi boylanmış-tabakalı), masif çakıllı çamurtaşı, karbonatlar, kömür ve tüfitlerden oluşur.

Dokanak ilişkileri:

Kumartaş formasyonu altta bulunan Kılçak formasyonu ile uyumludur (Şekil 2.5). Bununla beraber Neo-tetis suture zonu kayaları ile normal faylı bir ilişki sunar. Kumartaş formasyonu yanal ve düşey geçişli olarak Hançili formasyonuna geçer (Şekil 2.5).

Kalınlık:

Kumartaş formasyonu Hançili formasyonu ile ardalanmalı depolanır ve beraberce istif kalınlığı yaklaşık 400 m'yi bulmaktadır.

Yaş:

Kumartaş formasyonun yaşı memeli fosillerine göre geniş bir yaş aralığında bulunmakta ve Erken-Geç Miyosen yaşı verilmiştir. Elde edilen memeli fosilleri şunlardır; *Cricetodon* sp., *Galerix* cf. *Symeonidisi*, *Miosorex* sp., *Aliveria* sp., *Gliridimus* cf. *Euryodon*, *Democricetodon franconius*, *Micromeryx* sp., *Schizogalerix* sp., *Prolagus* sp., *Byzantinia eskihisarensis*, *Democricetodon mutilus*, *Eutamias* sp.

Hançili Formasyonu:**Tanım, ad ve dağılım:**

Hançili formasyonu Akyürek vd. (1980) tarafından tanımlanmıştır. Formasyon beyaz renkli olup, ince taneli kırıntılardan oluşur.

Tip yeri Hançili köyü ve çevresidir olmakla beraber Gökçeören köyündede yüzlek vermektedir.

Kaya türü özellikleri:

Formasyonu oluşturan litolojiler şunlardır; Kilitaşları, marınlar, karbonat ve kömür damarlarıdır. Formasyondan elde edilen killer ekonomik olarak işletilmektedir.

Dokanak ilişkileri:

Hançili formasyonun tabanında Kumartaş formasyonu uyumlu olarak bulunmaktadır (Şekil 2.5). Üst sınırında ise uyumlu olarak Çankırı üyesi gelmektedir (Şekil 2.5).

Kalınlık:

Kumartaş formasyonu Hançili formasyonu ile ardalanmalı depolanır ve beraberce istif kalınlığı yaklaşık 400 m'yi bulmaktadır.

Yaş:

Hançili formasyonu memeli fosillerine göre yaşı Erken-Geç Miyosen verilmiştir. Memeli fosilleri şunlardır; *Peridyromys* sp., *Democricetodon* sp., *Eumyarion* sp., *Megacricetodon* cf. *Collongensis*, *Cricetodon* sp., *Anomalomys* sp., *Eumyarion*.

Bayındır Formasyonu:

Tanım, ad ve dağılım:

Bayındır formasyonu ilk defa Oligosen yaşlı olarak Birgili vd. (1974) tarafından tanımlanmıştır. Sarı renkli olan bu istif evaporitler ve kırıntılardan oluşur.

Tip lokalitesi Bayındır Köyüdür. Çankırı ve civarındada yaygın olarak bulunurlar.

Bayındır formasyonu içinde değerlendirdiğimiz Süleymanlı üyesi Çankırı girişindeki Süleymanlı Köyünde yüzlek verir ve kırmızı renkli ince kırıntılardan oluşur (Şekil 2.6).

Kaya türü özellikleri:

Bayındır formasyonu tabakalı jipsler ve kilaşlarından kuruludur. Bununla beraber istif içerisinde farklı seviyelerde kırmızı çamurtaşları ve kumtaşları da gözlenir.

Dokanak İlişkileri:

Bayındır formasyonu altta Çankırı üyesi ile uyumlu olarak bulunur (Şekil 2.5, 6). Üst kesimlerinde ise lokal olarak uyumsuz, fakat genelde uyumlu olarak Bozkır formasyonu gelir (Şekil 2.5, 6).

Kalınlık:

Bayındır formasyonunu kalınlığı 300 m'yi bulmaktadır.

Yaş:

Bayındır formasyonun yaşı memeli fosillerine göre Geç Miyosen verilmiştir. Formasyonda bulunan memeli fosilleri şunlardır; *Schizogalerix* sp., *Parapodemus* sp., *Byzantinia* sp., *Myomimus* sp., *Pseudomeriones*, *Pliospalax*, *Allocricetus* cf. *Ehuki*, *Hypsocricetus strimonis*, *Apodemus gudrunae*, *Castillomy*, *Dryomimus*, *eliomyoides*, *Microtus* sp., *Tamias* sp., *Myomimus* sp., *Cricetulus* sp., *Calomyscussp.*, *Pseudomeriones* sp., *Pliospalax* sp., *Apodemus* sp., *Occitanomys* sp., *Hipparion* sp.

Bozkır Formasyonu:**Tanım, ad ve dağılım:**

Bozkır Formasyonu ilk defa Birgili vd. (1975) tarafından tanımlanmıştır. Beyaz renkli olan bu istif evaporitlerden oluşur.

Tip yeri Çankırı-Kızılırmak karayolu üzerindeki Bozkır Köyüdür. Çankırı, Hamzalı, Bayat'a kadar uzanan çok geniş alanlarda yüzler verir.

Kaya türü özellikleri:

Bozkır formasyonunda belirlenen fasiyesler; tabakalı-laminalı jips, nodüler tabakalı jips, jips arenit, oolitik kireçtaşı, kaliş, kıltaşı, kırmızı çamurtaşı, organik maddece zengin çamurtaşı ve kumtaşıdır.

Dokanak ilişkileri:

Bozkır formasyonun alt sınırında bazen lokal uyumsuz olarak Süleymanlı üyesi bulunur (Şekil 2.6). Genelde alttaki birimler ile uyumludur. Üst sınırında ise uyumsuz olarak Değim ve Büyükhacıbeyköy formasyonu gelir (Şekil 2.7).

Kalınlık:

Bozkır formasyonun kalınlığı 350 m'yi bulmaktadır.

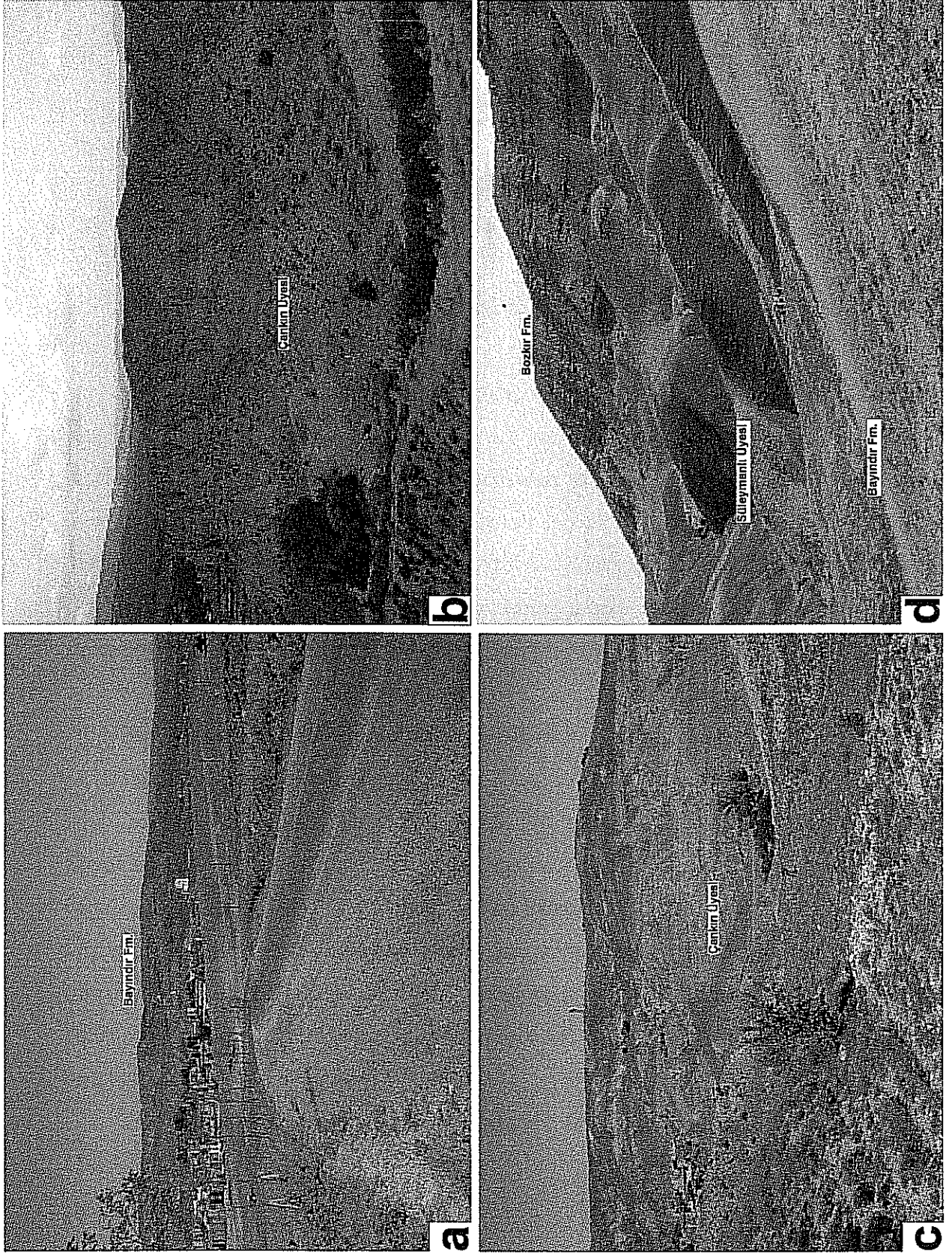
Yaş:

Bozkır formasyonu yaşı *Promimomys* sp. memeli fosiline göre Erken Pliyosen olarak verilmiştir.

Akkaşdağı Formasyonu:**Tanım, ad ve dağılım:**

Akkaşdağı formasyonu ilk defa bu çalışma ortaya konmuştur. İstifin alt kesimlerinde ince taneli kırıntılılar (çamurtaşı, kıltaşı), karbonatlar ve tüfler yer alırken üst kesimlerinde kaba taneli kırıntılılar (kumtaşı, konglomera) bulunur.

İstifin alt kesimlerini oluşturan tortullar Aşağı Şeyh ve Gökeşme köyleri arasındaki Akkaşdağı bölgesinde yer alır (Şekil 2.7). İstifin üst kesimi ise Kırıkkale-Kayseri karayolu üzerindeki Merdanali Köyü civarında yüzlek verir.



Şekil 2.6: a) Bayındır formasyonu genel görünümü (Çankırı). b,c) Çankırı üyesi kalın kırıntılı istiflerden oluşur (Çankırı Kalesi, Hıdırlık). d) Bayındır formasyonu içerisindeki Süleymanlı üyesi ve üzerine uyumsuz gelen Bozkır formasyonu (Süleymanlı Köyü).

Kaya türü özellikleri:

Akkaşdağı formasyonunu oluşturan başlıca fasiyesler; Çamurtaşları, çakıllı kumtaşı, kireçtaşı, laminalı kilttaşları ve tüflerden oluşur. İstifin üst kesimleri, özellikler Kırıkkale taraflarında kaba kırıntılı tortullar bakımından artış gözlenmektedir.

Dokanak ilişkileri:

Akkaşdağı formasyonu tabanındaki temel ile uyumsuz bir ilişki gözlenmektedir. Üst kesimlerinde ise Kuvaterner alüvyonları ile uyumsuz bir ilişki sunar.

Kalınlık:

Formasyonun kalınlığı 150 m'yi bukmaktadır.

Yaş:

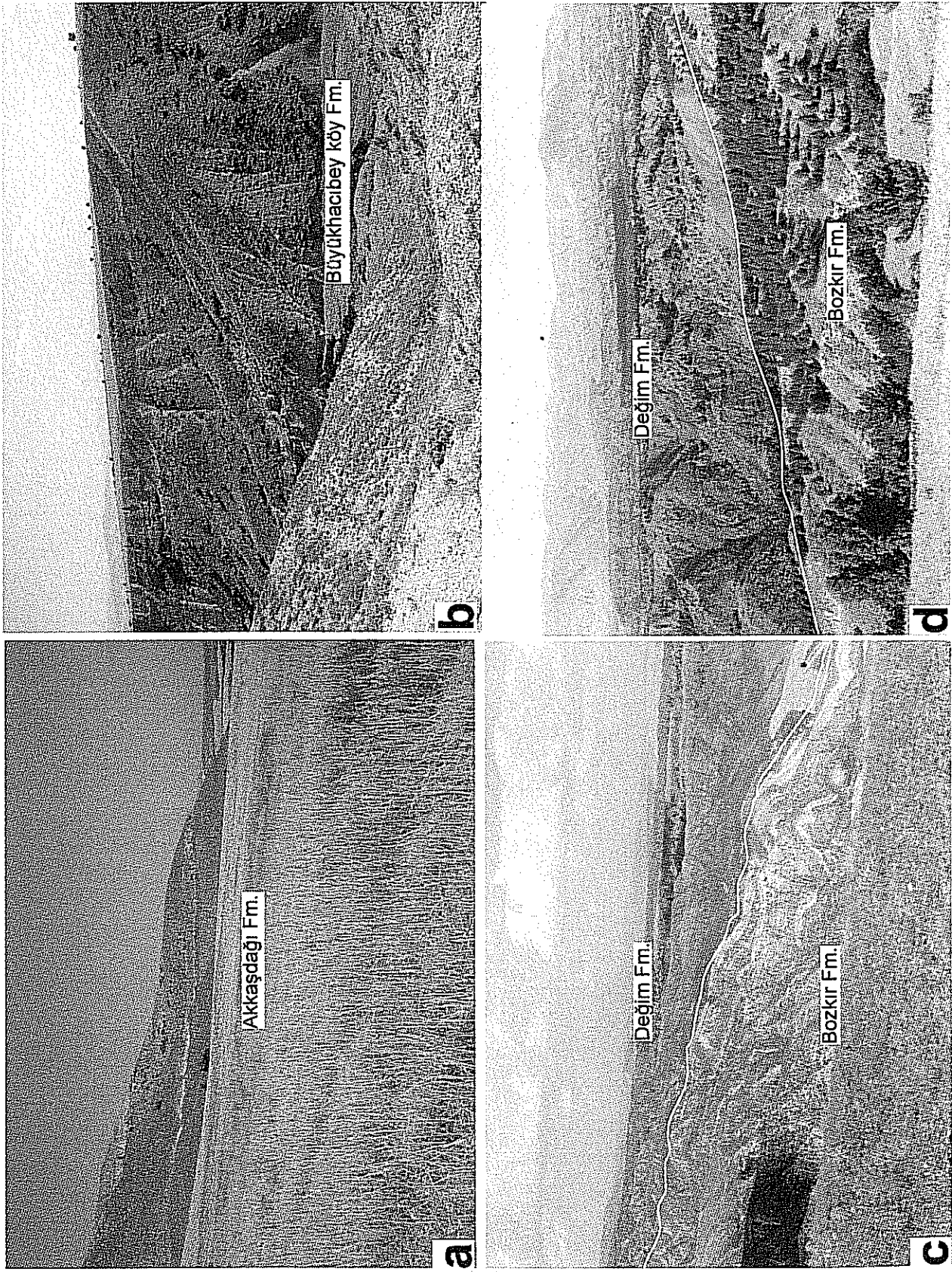
Akkaşdağı formasyonunun alt kesimlerinde yer alan tüfler üzerinde dünyanın en zengin memeli fosil yatağı içermektedir. Burada bulunan memeli fosillere göre yaşı MN-12 verilmiştir. İstifin üst kesimlerindeki kırıntılardan ise MN-24,15 alınmıştır. Bu yüzden formasyonun yaşı Geç Miyosen-Erken Pliyosen olarak verilmiştir. Elde edilen memeli fosillerinin bazıları şunlardır; *Choerolophodon*, *Shizogalerix attica*, *Apodemus cf. Gudrunae*, *Occitanomys provocator*, *Byzantinia pikermiensis*, *Apodemus dominans*, *Pseudomeriones*, *Dryomimus*, *Mimomys*, *Ochotonoma*.

Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonları:

Tanım, ad ve dağılım:

Değim formasyonu ilk kez Birgili vd. (1975) tarafından tanımlanmıştır. Büyükhacıbeyköy formasyonu ise ilk bu çalışma ile tanıtılmıştır. Fakat her iki formasyonda depolanma mekanizması olarak aynıdır, sadece lokasyonların bazı litolojik farklılıkları söz konusudur. Bunun sebebi de kaynak alanın cinsi ve tektonik aktivitesi ile ilgilidir. Değim formasyonu kırmızı renkli kumtaşı, konglomera ve çamurtaşlarından oluşurken Büyükhacıbeyköy formasyonu ise gri,kahverenkli olup daha ağırlıklı olarak kaba kırıntılardan kuruludur.

Tip yerleri Değim ve Büyükhacıbeyköyleridir. Bindirme fayları önünde oluşur ve K-G uzanımlıdır.



Şekil 2.7. a) Zengin memeli fosil yatağı içeren Akkaşdağı formasyonu (A. Şeyh Köyü). b) Kalın kırıntılı istiften oluşan Büyükhacıbeyköy formasyonu içerisinde yer alan tabakaların farklı konumları yer almaktadır (B. Hacıbey Köyü). Bu farklı tabaka konumları sıkışma tektoniğine bağlı olarak gelişir. c,d) Bozkır formasyonu üzerine uyumsuz olarak Değim formasyonu gelir (Değim Köyü).

Kaya türü özellikleri:

Her iki formasyonda aynı fasiyeler gözlenir ve başlıcaları şunlardır; masif-matriks destekli konglomera, tabakalı- tane destekli konglomera, masif kumtaşı ve masif çamurtaşlarından oluşmaktadır.

Dokanak İlişkileri:

Her iki formasyonda kendinde yaşlı birimler ile uyumsuz ve tektonik ilişkilidir (Şekil 2.7).

Kalınlık:

Her iki formasyonun kalınlığı 110 m'yi bulmaktadır.

Yaş:

Formasyonda yaş verecek memeli fosil aranmış ve bazı kemikler bulunmasında rağmen yaş verecek önemde değildir. Bununla beraber bu formasyonların yanıl devamı olan litolojilerden Kaymakçı (2000) tarafından *Microtus* memeli fosilleri bulunmuş ve yaşı Geç Pliyosen (?) olarak verilmiştir.

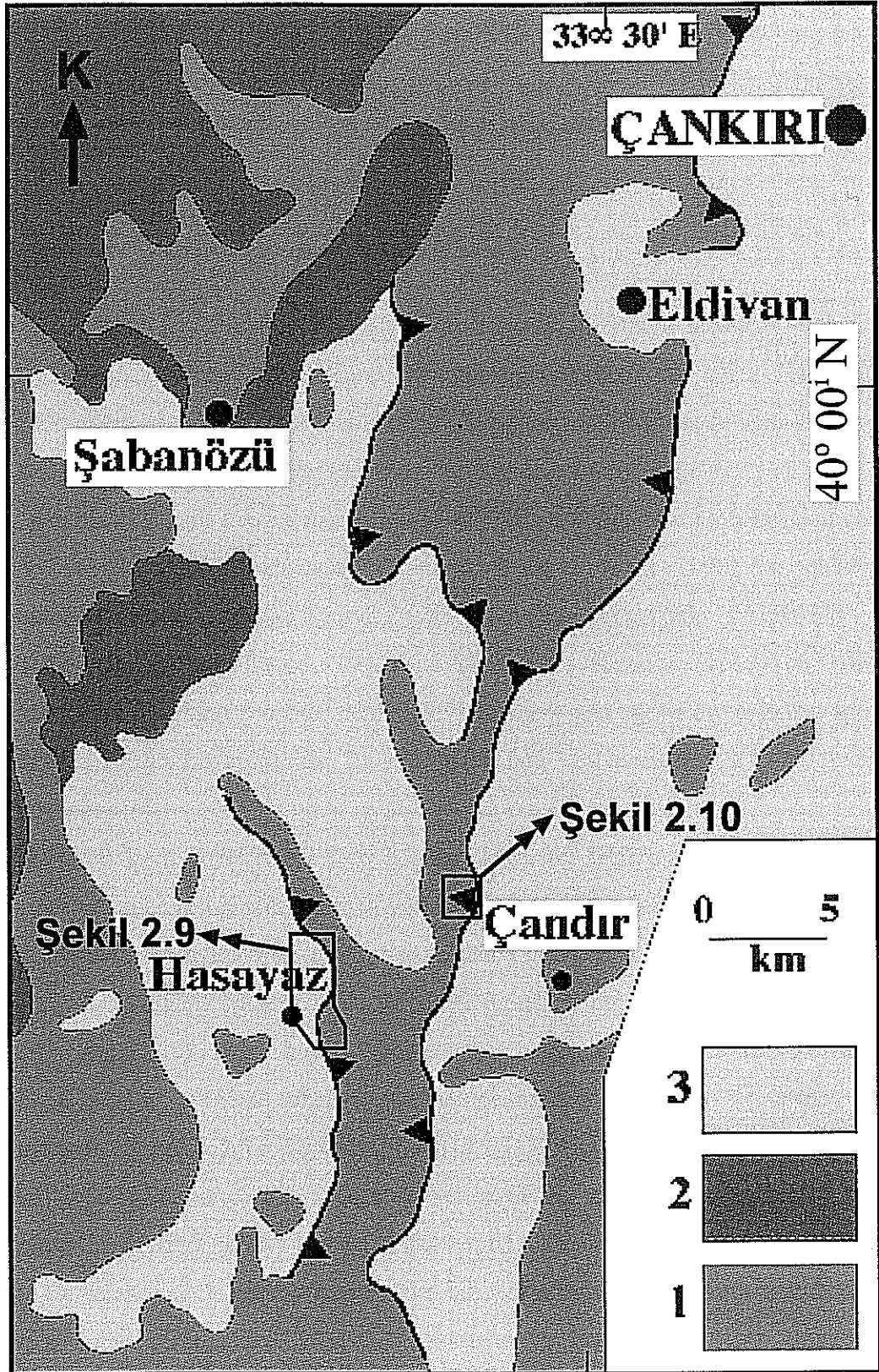
2.2. Tektonizma

Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunun Sakarya kıtası ile Kırşehir bloğu arasında Kretase'den Eosene kadar olan zaman aralığında kapanması sürecinde (Şengör ve Yılmaz 1981) Orta Anadolu çökel havzalarının oluşumu gerçekleşmiştir (Koçyiğit 1991a; Tüysüz vd. 1995; Erdoğan vd. 1996). Bu havzaların çarpışma ile eşzamanlı tektonik evrimi yakın zamanda Görür vd. (1998) tarafından tartışılmış olmasına rağmen, Orta Anadolu'nun çarpışma sonrası tektonik evrimi hakkında az sayıda çalışma bulunmaktadır. Görür vd. (1998)'in genel değerlendirmesinde Orta-Geç Miyosen'de Şengör (1979)'ün ova rejimine bağlı olarak daha önceki havza oluşumlarından bağımsız havzaların geliştiği bildirilmektedir. Bununla beraber, Koçyiğit (1991b, 1992) ve Koçyiğit vd. (1995) Neo-Tetis orojeni ile ilişkili kıtalararası yakınlaşmanın Geç Pliyosen'e kadar devam ettiğini (Ankara orojenik fazı) ve Oligosen-Erken Miyosen yaşlı sedimanların bindirme ile ilişkili havzalarda çökeldiğini belirtmişlerdir. Yazarlara göre bu havza gelişimine Galatya volkanik kompleksindeki çarpışma sonrası volkanik aktivite eşlik etmiştir. Bu model esas olarak Ankara KB'sı ve KD'sunda yapılmış olan bir seri arazi gözlemine dayanmaktadır. Öngörülen bu modeli test etmek amacıyla KB Ankara'da tekrar yapılan gözlemler (Seyitoğlu vd. 1997) Neojen birimleri ve Neo-Tetis kenedine ait melanj arasında belirtildiği gibi (Koçyiğit 1992) güneye doğru bir bindirmenin var olmadığını ortaya koymuştur. Bunun sonucunda Miyosen sırasında bir genişlemeli rejimin varolabileceğini ve Pliyosen sırasında Kuzey Anadolu Fayına bağlı olarak bir transpresyonel rejimin gelişebileceği hipotezi ortaya atılmıştır (Seyitoğlu vd. 1997).

"Ankara orajenik fazı" modelinin temelini oluşturan diğer lokasyon olan KD Ankara bölgesi, Çankırı havzasının batı kenarını oluşturmakta ve bu projenin çalışma alanı içinde bulunmaktadır.

Tektonik gözlemler:

Neo-Tetis kenedine ait ofiyolitik melanj, Ankara ve Çankırı arasında KKD gidişli bir topoğrafik yükselti oluşturmakta ve çoğunluğu memeli biyokronolojisi ile tarihlenmiş (Şen vd. 1998) Neojen çökel istifini bölmektedir. Bu topoğrafik yükseltiyi oluşturan melanj, Neojen üniteleri üzerine doğu ve batıya çift taraflı bindirme kuşakları olarak haritalanmıştır (Akyürek vd. 1980; Hakyemez vd. 1986). Koçyiğit vd. (1995) bu ilişkiyi doğrulamış ve özellikle Neo-Tetis melanjının batıya bindirmesinin Hasayaz kasabası kuzeyinde Neojen üniteleri üzerinde klipleri bulunduğunu belirtmiştir (Şekil 2.8,9). Bu



Şekil 2.3: Akyürek vd. (1980), Hakyemez vd. (1986) ve Koçyiğit vd. (1995) derlenen haritadır. Bu harita üzerindeki bazı bölgelerde detay jeoloji haritalar yapılmış ve bunların lokasyonlarıdır.
1: Neo-Tetis suture zonu kayaları, 2: Galatya volkanik kompleksi, 3: Neojen istifleri.

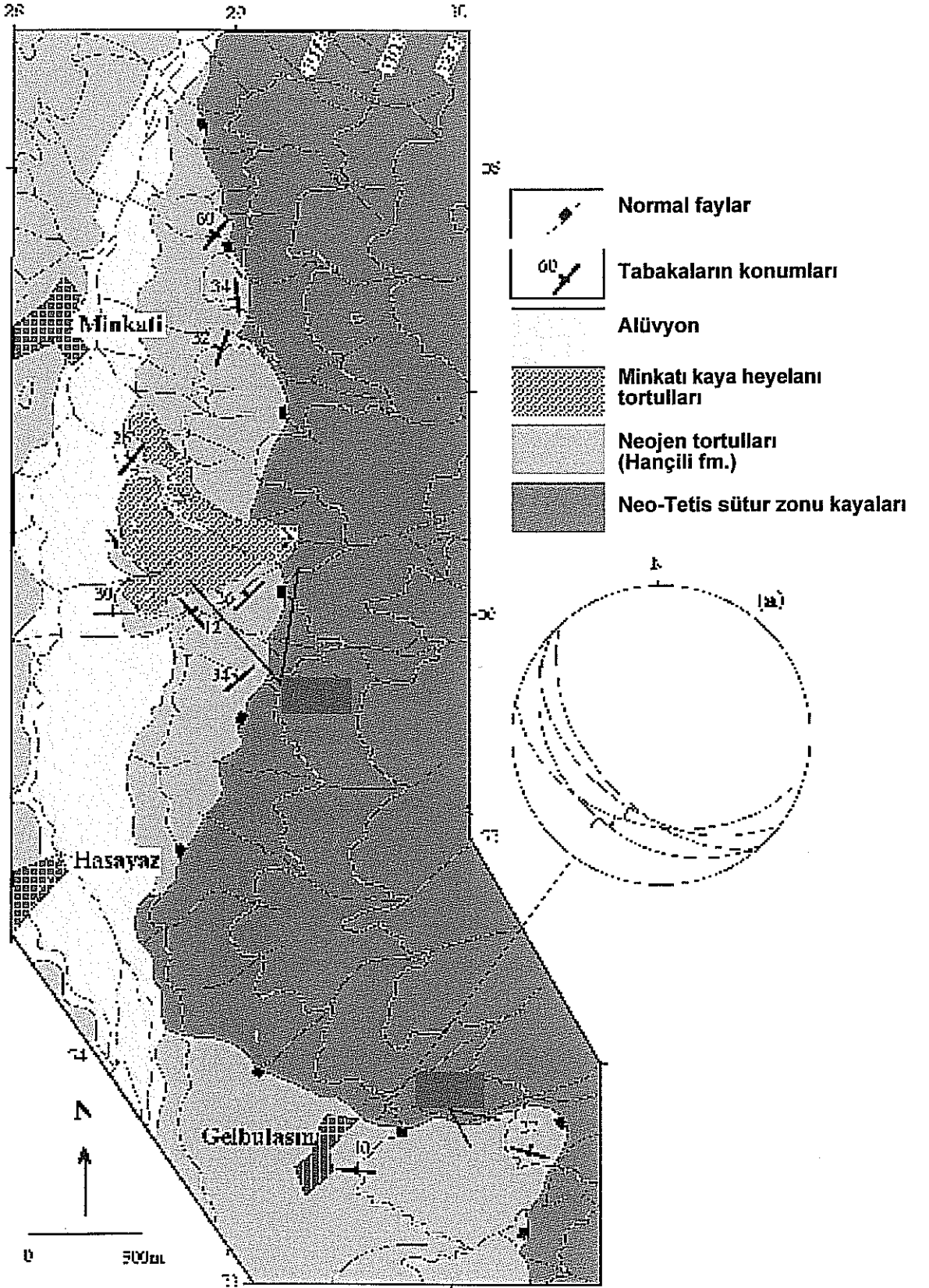
alan proje kapsamında tekrar incelenmiş ve Neojen ünitelerin (Hançili fm.) Neo-Tetis melanjı ile normal faylı olduğu saptanmıştır (Şekil 2.8,9). Normal fayın topoğrafya ile yaptığı iz, daima batıya eğimli bir düzlem sunmaktadır. Normal fay melanj içindeki düşük dereceli metamorfik kayalar içinden geçtiği Gelbulasın köyünde iyi korunmuş kayma çizikleri ve genişlemeli mezo-yapılar sunar (Şekil 2.9). Diğer taraftan temelin doğu tarafındaki Neojen birimleri ile olan dokanağının ters fay olduğu gözlemlenmiştir (Şekil 2.8,10).

Bu normal fay zonunda Minkati köyü civarındaki detaylı inceleme, daha önceki çalışmalarda melanja ait klipler olarak yorumlanan (Akyürek vd. 1980; Hakyemez vd. 1986; Koçyiğit vd. 1995) mostraların ofiyolitik temelin yükselmesi ile ilgili kaya heyelan çökelleri (rockfall avalanche deposits) olduklarını göstermektedir (Şekil 2.11).

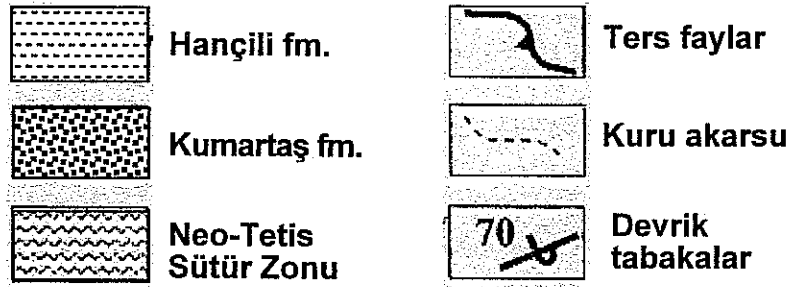
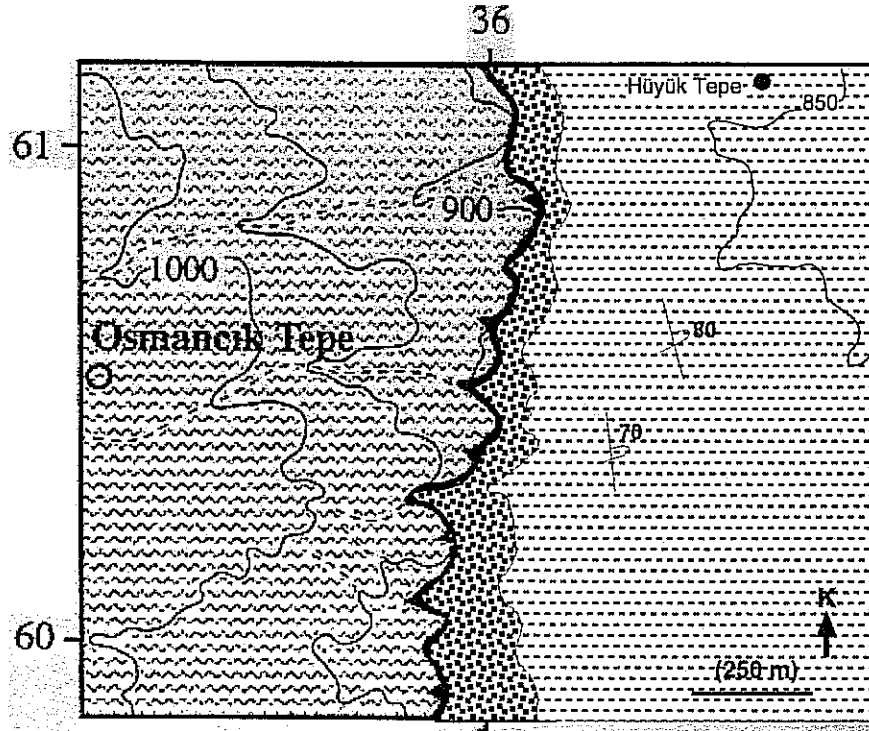
Amerika Birleşik Devletleri'nde Basin and Range bölgesinde kaya heyelan çökelleri üzerine yapılan detaylı çalışmalar (Yarnold 1993; Beratan 1998) bu çökeller ile streamflood, debrisflow and gravity glide çökelleri arasındaki farklılıkları ortaya koymuştur. Blikra ve Nemec (1998) ile Nemec ve Kazancı (1999) iyi korunmuş Kuvartemer heyelanların rockfall, debrisfall, debrisflow and snowflow çökelleme işlevlerini içerdiklerini ortaya koymuşlardır. Bu raporda Blikra ve Nemec (1998)'e ait terminoloji kullanılacaktır.

Minkati kaya heyelan çökelleri Minkati köyünün GGD'sunda normal faylı yamaç boyunca yer alırlar. En büyük kütle, ofiyolitik bloklardan meydana gelmiş ve yaklaşık boyu 1 km , ortalama kalınlığı 4 cm olan yelpaze şekilli geometriye sahiptir. Yakınsak bölümü Neojen yaşlı sedimanter kayalar ile ofiyolitik temeli ayıran batıya eğimli normal fay ile sınırlanır (Şekil 2.8). Kaya heyelan çökellerinin yakınsak bölümü 5-12° batıya eğimli, genellikle düzgün, aşınmalı olmayan ve hafifçe asimmetrik içbükey bir tabana sahiptir. İraksak bölümü ise doğuya eğimlidir (Şekil 2.9,11). Altta yeralan Neojen yaşlı çökeller normal fayın düşen bloğunda faylanma nedeni ile bir senktinal (drag folds) meydana getirmişlerdir ve Minkati kaya heyelanı çökellerinin tabanı ile aralarında bir açı vardır.

Dik yamaçlı derin aşındırılmış vadiler bize kaya heyelanı çökellerinin iç özelliklerini gözleme fırsatı yaratmıştır. Çökeller tabakasız olup, görelî olarak ince (granül, kum) matrix içinde yarı yuvarlak bloklardan meydana gelmiştir. Blokların boyutları 35 cm ile 90 cm arasında değişmekte olup, mafik volkanikler, diyabaz, grafit mika şist, serpantin ve nadir olarak Neojen sedimanter kayalarından meydana



Şekil 2.9: Tektonik kamanın batı kenarına ait detay haritası (Seyitoğlu vd., 2000).



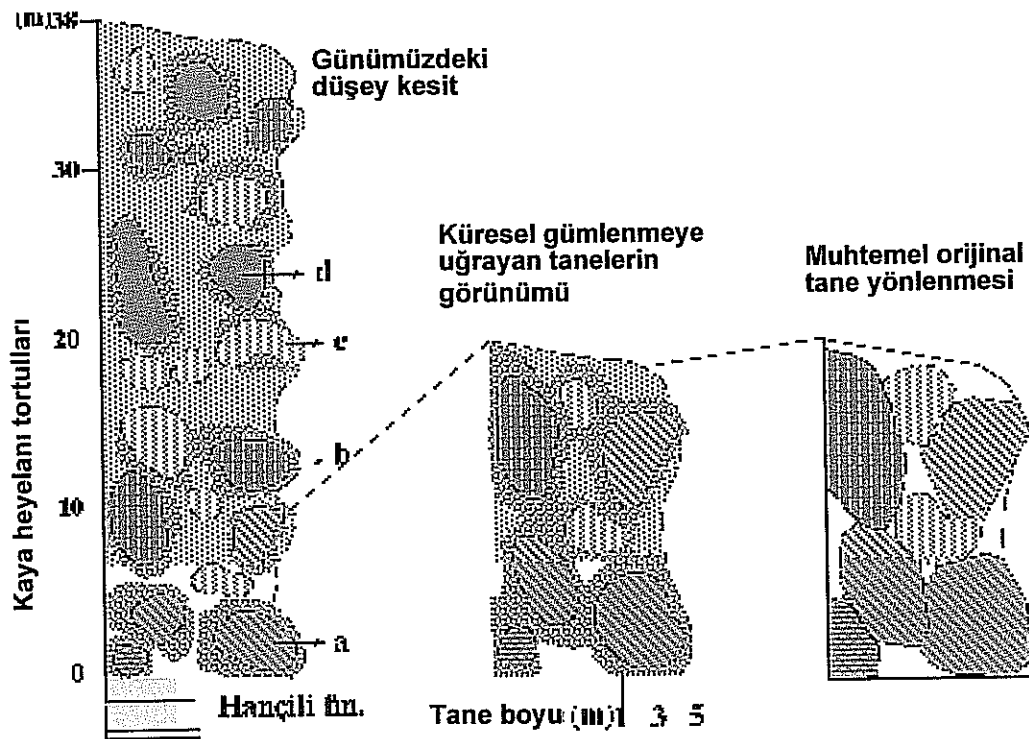
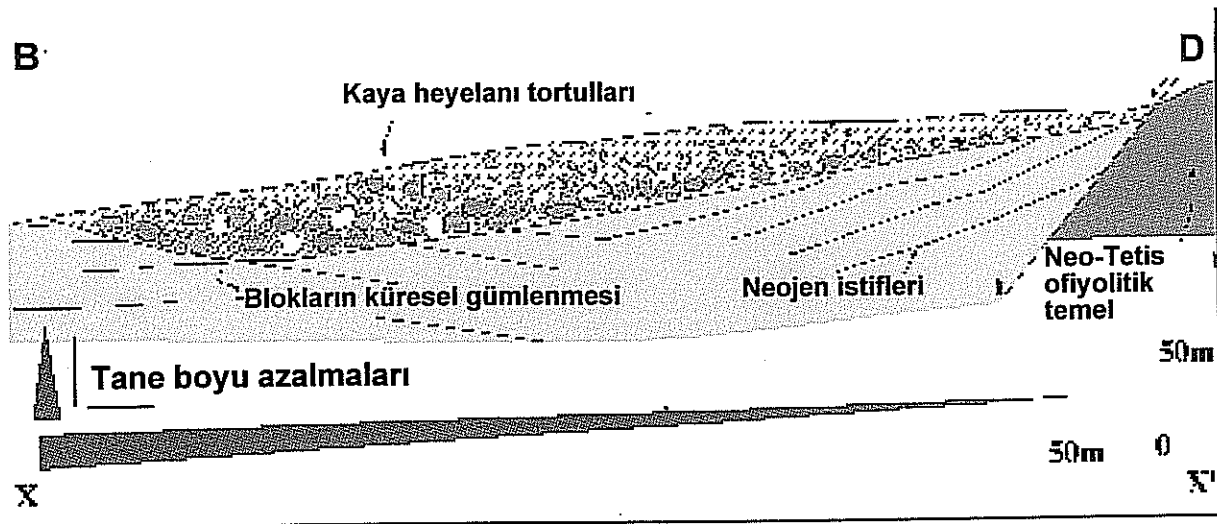
Şekil 2.10: Tektonik kamanın doğu kenarına ait detay haritası (Seyitoğlu vd., 2000).

gelmiştir. Depolanma dokusu belirgin değildir. İlk bakışta ayrışma nedeniyle yarı yuvarlak blokların matris destekli olduğu izlenimi doğmaktadır. Küresel ayrışma tipiktir ve blokların yuvarlaklaşmış olduğu izlenimini vermektedir. Ayrışma çökellerin üst bölümüne doğru artmakta ve olasılıkla üst seviyelerin ince taneli görünümünü yaratmaktadır. Minkati kaya heyelan çökellerinin daha az altere olan ait seviyelerindeki gözlemler bloklardaki yerinde ayrılma ve parçalanmanın matrisi oluşturduğunu, hem çarpma hem ayrışmanın önemli role sahip olduğunu göstermektedir (Şekil 2.11). Büyük bir olasılıkla başlangıçta blok destekli bir dokunun daha sonra çökerek bloklar arasındaki boşlukların daha ince taneli malzeme ile doldurulması mümkün görülmektedir.

Minkati köyünün GD'sında ofiyolit temelden türemiş kütleler daha önceki çalışmalarda klip olarak yorumlanmıştır (Akyürek vd. 1980; Hakyemez vd. 1986 and Koçyiğit vd. 1995). Fakat burada gözlenen yoğun bloklu doku, farklı kayaç tiplerinin varlığı, tabanda makaslama zonlarının bulunmayışı ve yakında bulunan normal faylı yüzey bu yorumu geçersiz kılmaktadır. Yakın zamandaki erozyonal işlevler orijinal şeklini bozmuş olsa da yelpaze şekilli çökellerin en kalın kesimi ortada yer almakta ve bloklar yakınsak kesime doğru kaybolmaktadır. Bu gözlemler kaya düşme işlevinin baskın olduğu heyelan mekanizmasını desteklemektedir. Dağıtım kanallarına işaret eden aşınmalı konglomeratik seviyelerin yokluğu alüvyal yelpaze yorumuna olanak sağlamamaktadır.

Tektonik Tartışma ve Sonuçlar:

Kaya heyelan çökelleri ve ilişkili normal fay, Ankara ve Çankırı arasında Akyürek vd. (1980), Hakyemez vd. (1986) and Koçyiğit vd. (1995) tarafından bildirilen çift taraflı bindirmenin var olmadığını göstermektedir. KKD gidişli Neo-Tetis melanjinin batı kenarında Neojen birimleri ile normal faylı bir ilişkiye sahipken (Şekil 2.8,9), melanj doğu kenarında Neojen çökellerin farklı stratigrafik seviyelerine bindirmiş durumdadır (Şekil 2.8,10). KKD gidişli Neo-Tetis melanjinin batı ve doğu kenarlarında yapılan gözlemler her iki tarafta da ince taneli görsel çökellerin (Hançili fm.) hakim olduğunu ve sedimentolojik olarak Koçyiğit vd. (1995)'nin önerdiği gibi kıtalararası sıkışma ile ilişkili bindiren dilimler önünde gelişen Neojen ünitelerin yer almadığı göstermiştir. Bu sebeple kıtalararası arası yaklaşmanın sebep olduğu sıkışma rejiminin Geç Pliyosen'e kadar devam ettiği ve bu zamanı takip eden sıkışmalı olmayan tektonik rejim KAF zonu kontrolü altında geliştiğini savunan Koçyiğit vd. (1995) görüşleri gerçekçi değildir (Şekil 2.12). Bu projede ulaştığımız ana sonuç önceki çalışmalardan farklı olarak, Neo-Tetis'e



Şekil 2.11: Minkati kaya heyelanı tortularının yanıl ve düşey dağılımı (Seyitoğlu vd., 2000).

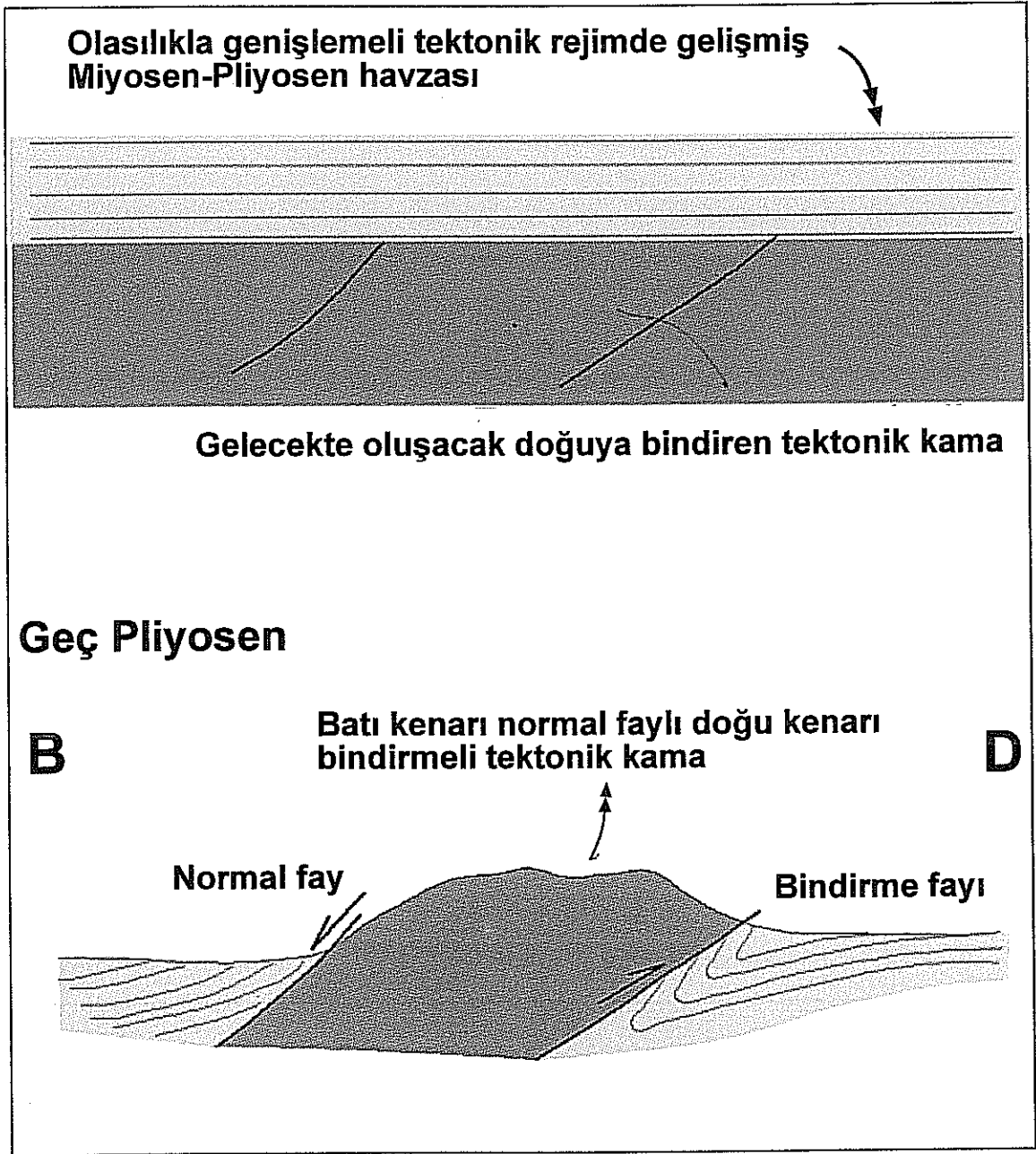
ait ofiyolitik temelden oluşan bir tektonik kamanın (sliver) daha önce var olan Miyosen - Pliyosen yaşlı bir havzayı geç Pliyosende parçaladığı yönündedir (Şekil 2.13). Bu aşamada iki önemli soru karşımıza çıkmaktadır. 1) Miyosen - Pliyosen havzası hangi tektonik rejim altında gelişti? 2) Hangi nedenle Neo- Tetis melanjından oluşmuş temel doğuya bindirme ile bu havzayı parçaladı?

İlk soruya direkt yanıt için havza çökelleri ve temel arasındaki ilişkiler incelenmeye devam etmektedir, fakat bölgede bu ilişkiler volkanik aktivite ile perdelenmiş durumdadır. Bununla beraber ilk soruya dolaylı olarak yanıt vardır. Çalışma alanının KB'sında Galatya volkaniklerinin jeokimyası (Wilson vd. 1997) Neojen döneminde kalınlaşan kabuk görüşünü desteklememektedir. Bu veriler bölgede Neojen döneminde de kıtalararası sıkışmalı rejimin devam ettiği görüşünün (Koçyiğit vd. 1995) geçerliliğini ortadan kaldırmaktadır (Seyitoğlu vd. 1997). Erken Miyosen'de Wilson vd. (1997 nin Kuzey Anadolu Fayına bağlı olarak geliştiğini öne sürdüğü transtansiyonel rejimin varlığı tartışmalıdır, çünkü yakın zamanda yapılan çalışmalar bu fay zonunun Pliyosen öncesinde oluşmadığı yönündedir. Erken Miyosen'de Orta Anadolu'da orojenik çökmeden kaynaklanan bir genişleme rejiminin geliştiği belirtilmiştir (Seyitoğlu vd. 1997) (Şekil 2.12). Kaymakçı (2000) ve Kaymakçı et al. (2000, 2001) Kırşehir Bloğunun "indentation" sebep olduğu sıkışmalı rejim Erken Miyosen'in ortalarında bir genişlemeli tektoniğe sebep verdiği fikrini ileri sürer ve genişlemeli rejim Geç Miyosen'e kadar devam ettiğini söylemiştir (Şekil 2.12). Geç Miyosen ile günümüzdeki transcurrent tektonik rejim ise havzadaki sıkışma deformasyonu ile yaratıldığını belirtir (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı et al. 2000, 2001).

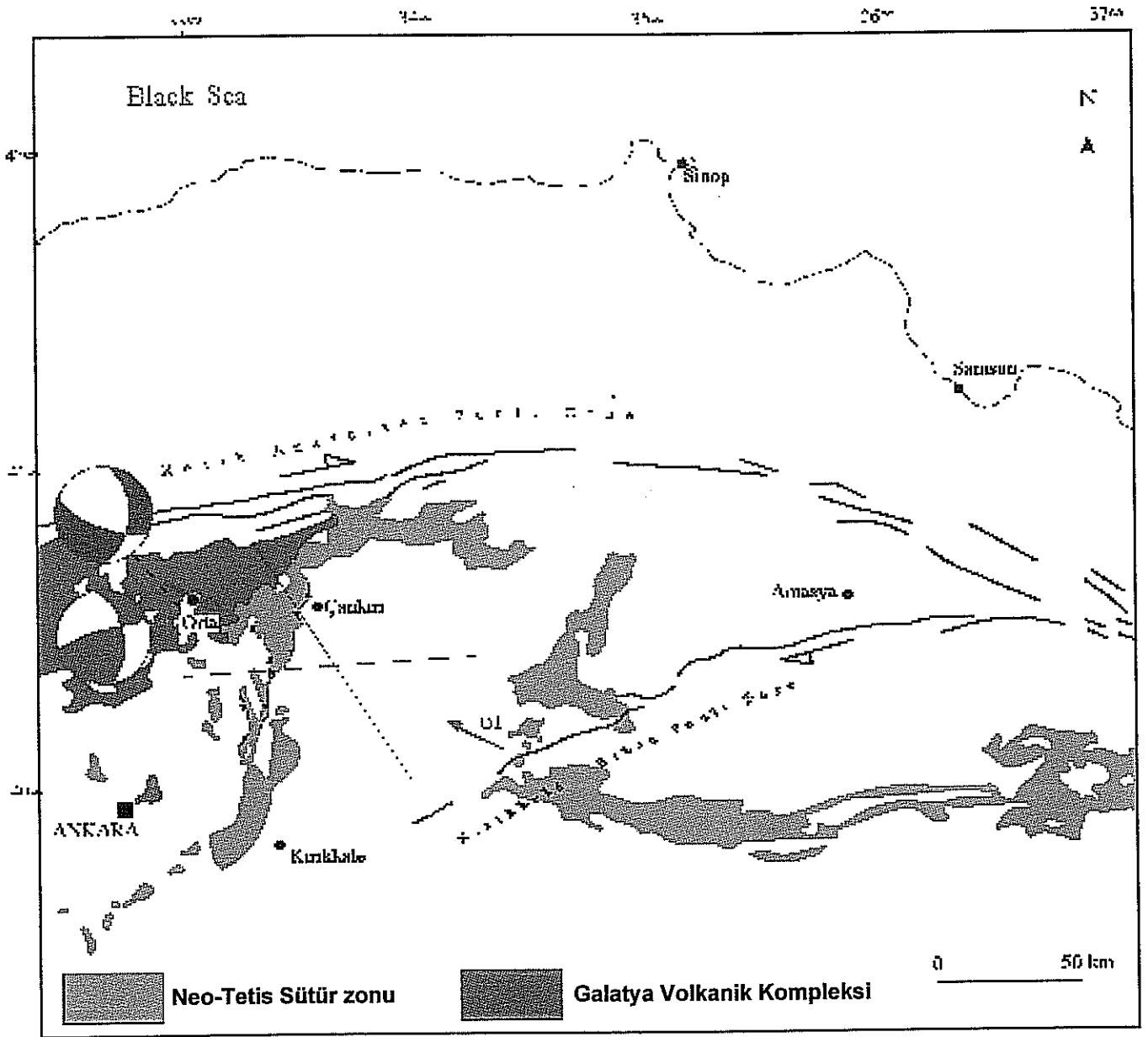
İkinci sorunun cevabı ise olasılıkla Kuzey Anadolu Fayı (KAF) ve onun kolu olan Kırıkkale Erbaa Fayı (KEF) ile ilgilidir. KAF ve KEF'dan kaynaklanan en büyük gerilme eksenini (σ_1) Ankara ve Çankırı arasında temelin KKD gidişli bir hat boyunca doğuya bindirmesinin nedeni olabilir (Şekil 2.14) ve olasılıkla Anadolu levhasının içsel deformasyonunun Neo-Tetis orojenine ait zayıflık zonunu kullanmaktadır.

M/a	Seri	Kat	Koçyiğit 1991b, 1992	Koçyiğit vd 1995	Seyitoğlu vd 1997	Kaymakçı vd 2001
1	PLEYİS- TOSEN	KALABRİYEN	Doğrultu atımlı faylanma nedeniyle sıkışmalı rejim	Yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim	Kuzey Anadolu fay zone üzerindeki doğrultu atımlı harekete bağlı olarak transpresyonel ve transstansiyonel rejim	Kuzey Anadolu fay zone üzerindeki doğrultu atımlı harekete bağlı olarak transpresyonel rejim
2		-----				
3		PIASENZİYEN				
4	PLİYOSEN	ZANKLEYAN	Doğrultu atımlı faylanma nedeniyle sıkışmalı rejim			
5		-----				
6	M İ Y O S E N	MESSİNİYEN	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim	Olasılıkla yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim	Olasılıkla yerçekimine bağlı çökme nedeniyle genişlemeli rejim
7		-----				
8		GEÇ				
9		TORTONİYEN				
10		-----				
11		-----				
12		-----				
13		ORTA				
14		SERRA- VALİYEN				
15		-----				
16	LANGİYEN					
17	-----					
18	ERKEN	BURDI- GALİYEN	Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim			Çarpışma sonrası sıkışmalı rejim
19		-----				
20		-----				
21		-----				
22	-----					
23	AKİTANİYEN					
24	OLİGO- SEN	ŞATTİYEN				

Şekil 2.12: Orta Anadolu'nun Geç Senozoyik tektonik çerçevesi için önerilen modeller (Seyitoğlu vd, 1997'den, Kaymakçı et al. 2000 sütunu eklenerek modifiye edilmiştir)



Şekil 2.13: Miyosen-Pliyosen döneminde varolan bir havzanın doğuya bindiren bir tektonik kama ile parçalanması.



Sekil 2.14: Ankara ve Çankırı arasındaki tektonik kamanın oluşum sebepleri ve Orta Anadolu'nun temel jeolojik elementleri (Seyitoğlu vd., 2000).

3. PALEONTOLOJİ

3.1. Belirlenen Fosil Lokaliteleri

Bu çalışma ile önceki araştırmacıların belirlendiği yerler ile birlikte 30 lokasyonda çalışmalar yürütülmüş ve ilk sonuçları alınmıştır. Fosil lokasyonlarının yerleri Şekil 3.1'de verilmiştir.

İncik-Satıyüzü (1):

Koordinatlar: X: 0591870; Y: 4494780 (UTM)

Bu lokasyonda sadece 1 adet fil kemiği bulunmuştur. Bu yüzden cins, tür tayini yapılamamıştır. Bununla beraber İncik formasyonun tabanındaki konglomeralar içerisindeki taşınmış kireçtaşı bloklarından fosiller (*Nummulites* sp. (N. group perforatus), *Alveolina* sp., *Chapmanina gassinensis* (Oppenheim), *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Gypsine mastelensis* (Burch), *Sphaerogypsina globula* (Reuss), *Orbitolites* sp.) elde edilmiştir. Bu fosillere göre taşınmış kireçtaşlarının yaşı Bartoniyen-Priaboniyen'dir (Dr. Ercüment Sirel tarafından tayin edilmiştir). Ayrıca İncik formasyonunun üzerine uyumlu olarak Geç Oligosen birinleri gelmektedir. Bu sebeple göreceli olarak İncik formasyonunun yaşı Priaboniyen'den genç, Geç Oligosen'den yaşlı olmalıdır. Böylece bu formasyonunun yaşı Erken Oligosen olarak alınmıştır.

Güvendik-1 (2):

Corum – Sungurlu – Güvendik 3a

Koordinatlar: K- 40 09 10.3
D- 34 04 02.2

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Cricetinae	<i>Eucricetodon</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae s.l.	<i>Muhsinia</i>	sp.
Rodentia		Eumyarioninae	<i>Eumyarion</i>	sp.

Yaş= Geç Oligosen (MP 30)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Kaymakçı (2000)

LOKASYONLAR	YAŞ	KOORDİNATLAR	KAYNAKLAR
Sarıkaya (33)	MN-17 (?)	K-40 47 42.3; D-33 54 59.4	Kaymakçı (2000)
Tepealağöz Köyü (Kızılırmak nehri kenarı) (32)	MN-14	X: 0580398; Y: 4527303 (UTM)	Yeni bulgu
Kavurca (31)	MN-13,14	X: 0553453; Y: 4491698 (UTM)	Yeni bulgu
Balıyevh-Kırıkklae (30)	MN-13,14	X: 0556531; Y: 4414543 (UTM)	Yeni bulgu
Akkaşdağı-Keskin (29)	MN-12	X: 0556650; Y: 4372200 (UTM)	Yeni bulgu
Değirmenözü Köyü (28)	MN-9-13	X: 0562238; Y: 4366700 (UTM)	Yeni bulgu
Süleymanlı (27)	MN-13	K-40 30 54.4; D-33 37 27.6	Kaymakçı (2000)
Delibayırısı (26)	MN10-12	K-40 38 50.6; D-33 38 41.5	Saraç (2003)
Çankırı mezarlığı (25)	MN-12	X: 0552675; Y: 4495780 (UTM)	Yeni bulgu
Trafik Bölge Md.-Çankırı (24)	MN-12	X: 0552365; Y: 4486988 (UTM)	Yeni bulgu
Çorakyerler- DTCF kazı alanı (23)	MN-10-12	K-40 36 32.2; D-33 38 03.5	Sickenberg (1975)
Tuğlu (22)	MN-10	K-40 25 24.2; D-34 18 43.8	Kaymakçı (2000)
Çapar (21)	MN-7-9	X: 05 32 98.1; Y: 44 84 94.6 (UTM)	Yeni bulgu
Mahmutlar (20)	MN-7,8	X: 0550650; Y: 4463275 (UTM)	Saraç (2003)
Hıdırlık-Çankırı (19)	MN-4-6	X: 05 32 98.1; Y: 44 84 94.6 (UTM)	Yeni bulgu
Çandır (18)	MN-5	K-40 17 45.0; D-33 29 13.0	Saraç (2003)
Çapakayı (17)	15,7 my	Volkanik kayaların radyometrik yaş tayini sonuçları	
Tüney (16)	MN-5,6	K-40 20 02.2; D-33 29 45.5	Saraç (2003)
Karakopuz (15)	MN-3-5	K-40 26 25.5 D-33 21 28.7	Yeni bulgu
Hançilli (14)	MN-4	K-40 21 49.9; D-33 24 33.6	Kaymakçı (2000); Saraç (2003)
Şemşettin (13)	MN-4	K-40 19 15.1; D-33 20 07.4	Şen vd. (1998)
Babaş-2 (12)	MN-3,4	K-40 17 31.3; D-33 25 36.2	Yeni bulgu
Babaş-1 (11)	MN-3,4	K-40 17 34.4; D-33 25 38.4	Yeni bulgu
Kumartuş Köyü (10)	MN-3	K-40 16 26.0; D-33 23 48.4	Yeni bulgu
Sütlüklü göl- Kumartuş Köyü (9)	MN-1-3	X: 0533814; Y: 4456566 (UTM)	Yeni bulgu
Kıçpak (8)	MN-1	K-40 12 52.4; D-33 24 20.5	Kaymakçı (2000)
Gözbükzülü (7)	MP-30 (Geç Oligosen)	X: 0588175; Y: 4445467 (UTM)	Yeni bulgu
Korçullu K. (Tepe 641) (6)	MP-30 (Geç Oligosen)	K-40 17 22.3; D-34 04 51.5	Yeni bulgu
Kızılırmak İlçesi (5)	MP-30 (Geç Oligosen)	K-40 19 57.3; D-34 01 59.7	Yeni bulgu
Güvendik-3 (4)	MP-30 (Geç Oligosen)	K-40 09 07.2; D-34 04 56.6	Kaymakçı (2000)
Güvendik-2 (3)	MP-30 (Geç Oligosen)	K-40 09 04.2; D-34 04 11.8	Kaymakçı (2000)
Güvendik-1 (2)	MP-30 (Geç Oligosen)	K-40 09 10.3; D-34 04 02.2	Kaymakçı (2000)
İnceik-Sarıyüzü (1)	Erken Oligosen	Bir fil kemiği bulunmuş, fakat yaş alınmamış. Yaşınmış denizel fosillere göre yaş verildi.	

Şekil 3.1: Fosil lokalitelerinin yerleri ve koordinatları.

Güvendik-2 (3):**Corum-Sungurlu – Güvendik 3b**

Koordinatlar: K- 40 09 04.2
D- 34 04 11.8

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Cricetinae	<i>Eucricetodon</i>	sp.
Rodentia		Eumyarioninae	<i>Eumyarion</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae s.l.	<i>Muhsinia</i>	sp.

Yaş= Geç Oligosen (MP 30)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Kaymakçı (2000)

Güvendik-3 (4):**Corum – Sungurlu – Güvendik-3**

Koordinatlar: K- 40 09 07.2
D- 34 04 56.6

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Cricetinae	<i>Eucricetodon</i>	sp.
Rodentia		Eumyarioninae	<i>Eumyarion</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae s.l.	<i>Muhsinia</i>	sp.

Yaş= Geç Oligosen (MP 30)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Kaymakçı (2000)

Kızılırmak (5):**Cankırı –Kızılırmak**

Koordinatlar: K- 40 19 57.3
D- 34 01 59.7

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Artiodactyla	Lophiomerycidae		<i>Iberomeryx</i>	cf. <i>parvus</i>
Artiodactyla	Tragulidae			
Carniovera				sp. 1
Carniovera				sp. 2
Perissodactyla	Rhinocerotidae			

Rodentia
Lagomorpha

Yaş= Geç Oligosen (MP 30)
Ortam= akarsu çökelleri
Kaynakça= Bu çalışma

Korçullu Köyü (Tepe 641) (6):

Cankırı-Kızılırmak-Korçullu Köyü

Koordinatlar: K- 40 17 22.3
D- 34 04 51.5

Fauna

Takım	Üst Aile	Aile	Cins	Tür
Artiodactyla			<i>Iberomeryx</i>	cf. <i>parvus</i>
Artiodactyla		Tragulidae		
Artiodactyla	Cervoidea		<i>Procervulus</i> <i>Dremotherium</i>	
Carniovera	Feloidea			
Perissodactyla		Rhinocerotidae		
Perissodactyla	Rhinocerotidae			
Rodentia				
Lagomorpha				

Yaş= Geç Oligosen (MP 30)
Ortam= akarsu çökelleri
Kaynakça= Bu çalışma

Gözükkızılı (7):

Kırıkkale-Delice-Gözükkızılı

Koordinatlar: X: 0588175; Y: 4445467 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Perissodactyla	Hyracodontidae	Paraceratheriinae	<i>Baluchitherium</i> (<i>Paraceratherium</i>)	
Rodentia		Paracricetodontinae	<i>Eucricetodon</i>	
Rodentia	Ctenodactylidae		<i>Tataromys</i>	
Rodentia	Digodidae			
Rodentia	Gliridae			

Yaş= Geç Oligosen (MP 30)

Ortam= Akarsu çökelleri

Kaynakça= Bu çalışma

Kılçak (8):

Ankara – Kalecik – Kılçak

Koordinatlar: K- 40 12 52.4

D- 33 24 20.5

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Çins	Tür
Insectivora		Erinaceinae	<i>Galerix</i>	<i>saratji</i>
Insectivora	Heterosoricidae		<i>Dinosorex</i>	<i>anatolicus</i>
Insectivora	Talpidae		<i>Desmanodon</i>	<i>ziegleri</i>
Insectivora	Talpidae		<i>Suleimania</i>	<i>ruemkae</i>
Insectivora	Talpidae		<i>Theratiskos</i>	<i>rutgeri</i>
Insectivora	Talpidae		<i>Theratiskos</i>	<i>mechteldae</i>
Insectivora	Soricidae		<i>Oligosorex</i>	aff. <i>reumeri</i>
Rodentia	Castoridae		<i>Stenofiber</i>	cf. <i>eseri</i>
Rodentia	Sciuridae		<i>Palaeosciurus</i>	sp.
Rodentia	Dipodidae		<i>Parasminthus</i>	sp.
Rodentia	Gliridae		<i>Glirudinus</i>	<i>engesseri</i>
Rodentia	Gliridae		<i>Vasseuromys</i>	aff. <i>duplex</i>
Rodentia		Cricetinae s.l.	<i>Enginia</i>	<i>djanpolati</i>
Rodentia		Cricetinae	<i>Enginia</i>	<i>beckerplateni</i>
Rodentia		Cricetinae	<i>Spanocricetodon</i>	<i>sinuosus</i>
Rodentia		Cricetinae	<i>Democricetodon</i>	<i>anatolicus</i>
Rodentia		Cricetinae	<i>Deperetomys</i>	<i>anatolicus</i>
Rodentia		Cricetinae	<i>Mirabella</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae	<i>Metamys</i>	<i>alpani</i>
Rodentia		Cricetodontinae	<i>Cricetodon</i>	sp.

Yaş= Erken Miyosen (MN 1)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Kaymakçı (2000)

Sülüklü Göl- Kumartaş Köyü (9):

Ankara – Kalecik – Kumartaş

Koordinatlar: X: 0533814; Y: 4456566 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora	Erinaceidae		<i>Galerix</i>	sp.

Insektivora	Soricidae	<i>Soricidae</i>	indet
Lagomorpha	Ochotonidae	<i>Albertona n.</i>	sp.
Rodentia	Ctenodactylidae	<i>Ctenodactylidae</i>	indet
Rodentia	Spalacidae	<i>Debruijnia</i>	sp.
Rodentia	Cricetidae	<i>Spanocricetodon</i>	sp.
Rodentia	Cricetidae	<i>Democricetodon</i>	sp.
Rodentia	Cricetidae	<i>Megacricetodon</i>	sp.
Rodentia	Cricetidae	<i>Cricetodon</i>	<i>versteegi</i>

Yaş= Erken Miyosen (MN 1-3)
Ortam= Akarsu ve bataklık çökelleri
Kaynakça= Bu çalışma

Kumartaş Köyü (10):

Ankara – Kalecik – Kumartas

Koordinatlar: K- 40 16 26.0
D- 33 23 48.4

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia	Gliridae			
Rodentia		Cricetodontidae	<i>Cricetodon</i>	sp.
Carnivora	Criadontidae			
Artiodactyla	Suidae			

Yaş= Erken Miyosen (MN 3)
Ortam= Akarsu çökelleri
Kaynakça= Bu çalışma

Babaş-1 (11):

Ankara – Kalecik – Babas-1

Koordinatlar: K- 40 17 34.4
D- 33 25 38.4

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Artiodactyla	Bovidae			

Yaş= Erken Miyosen (MN 3-4)
Ortam= Gölsel çökeller
Kaynakça= Bu çalışma

Babaş-2 (12):**Ankara – Kalecik – Babas-2**

Koordinatlar: K- 40 17 31.3
D- 33 25 36.2

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Perissodactyla	Rhinocerotidae			

Yaş= Erken Miyosen (MN 3-4)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Bu çalışma

Şemsettin (13):**Ankara – Kalecik – Şemsettin (Kumartas fm. İçinde)**

Koordinatlar: K- 40 19 15.1
D- 33 20 07.4

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora	Erinaceidae		<i>Galerix</i>	cf. <i>symeonidisi</i>
Insectivora	Soricidae		<i>Miosorex</i>	sp.
Rodentia	Petauristidae		<i>Aliveria</i>	sp.
Rodentia	Gliridae	Glirinae	<i>Gliridimus</i>	cf. <i>euryon</i>
Rodentia		Cricetinae	<i>Democricetodon</i>	<i>franconius</i>
Artiodactyla	Moshidae		<i>Micromeryx</i>	sp.

Yaş= Erken Miyosen (MN 4)

Ortam= Kıyı ve akarsu çökelleri

Kaynakça= Şen et al. (1998)

Hançili (14):**Ankara – Kalecik – Hançılı**

Koordinatlar: K- 40 21 49.9
D- 33 24 33.6

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia	Gliridae	Myomiminae	<i>Peridyromys</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae	<i>Democricetodon</i>	sp.
Rodentia	Eumyarionidae		<i>Eumyarion</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae s.l.	<i>Megacricetodon</i>	cf. <i>collongensis</i>
Rodentia		Cricetodontinae	<i>Cricetodon</i>	sp.

Rodentia Anomalomyinae *Anomalomys* sp.
Rodentia Spalacinae

Yaş= Erken Miyosen (MN 4)
Ortam= Gölsel çökeller
Kaynakça= Kaymakçı (2000), Saraç (2003)

Karakoças (15):

Cankırı – Sabanözü – Karakoças

Koordinatlar: K- 40 26 25.5
D- 33 21 28.7

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia	Cricetidae			
Artiodactyla				

Yaş=Erken Miyosen (MN 3-5)
Ortam=Fluviatil çökeller
Kaynakça= Bu çalışma

Tüney (16) :

Cankırı-Tüney

Koordinatlar: K- 40 20 02.2
D- 33 29 45.5

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Perissodactyla	Equidae		<i>Anchitherium</i>	
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Brachypotherium</i>	

Yaş= Erken-Orta Miyosen (MN 5,6)
Ortam= Akarsu çökelleri
Kaynakça= Saraç (2003)

Çaparkayı (17)

Volkanik kayalardan Radyometrik yaş tayini (15.7 my)

Ankara – Kalecik – Candır (18)

Koordinatlar: K- 40 17 45.0
D- 33 29 13.0

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Primata	Hominoidea		<i>Griphopithecus</i>	<i>alpani</i>
Carnivora	Amphicyonidae		<i>Amphicyon</i>	<i>major</i>
Carnivora	Ursidae	Hemicyoninae	<i>Hemicyon</i>	<i>sansaniensis</i>
Carnivora	Ailuridae			
Carnivora	Mustelidae		<i>Amphictis</i>	<i>cuspidata</i>
Carnivora	Mustelidae		<i>cf. Trochistis</i>	<i>depereti</i>
Carnivora	Mustelidae		<i>Proputorius</i>	<i>sansaniensis</i>
Carnivora	Hyaenidae		<i>Protictitherium</i>	<i>intermedium</i>
Carnivora	Hyaenidae		<i>Protictitherium</i>	<i>cf. gaillardi</i>
Carnivora	Hyaenidae	Percrocutinae	<i>Percrocuta</i>	<i>miocenica</i>
Carnivora	Felidae		<i>Pseudailurus</i>	<i>quadridentatus</i>
Tubulidentata	Orycteropidae		<i>Orycteropus</i>	sp.
Perissodactyla	Equidae		<i>Anchitherium</i>	<i>aurelianense</i>
Perissodactyla	Equidae		<i>Anchitherium</i>	<i>aurelianense hippoides</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Aceratherium</i>	sp.
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Beliajevina</i>	<i>grimmi</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Rh.</i>	<i>caucasicus</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Brachypotherium</i>	<i>brachypus</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Brachypotherium.</i>	<i>cf. brachypus</i>
Perissodactyla	Chalicotheridae		<i>Chalicotherium</i>	sp.
Artiodactyla	Suidae	Paleochoerinae		
Artiodactyla	Suidae	Schizochoerinae	<i>Schizochoerus</i>	<i>anatoliensis</i>
Artiodactyla	Suidae	Listriodontinae	<i>Listriodon</i>	<i>splendens</i>
Artiodactyla	Suidae	Listriodontinae	<i>Bunolistriodon</i>	<i>meidamon ultimus</i>
Artiodactyla	Moschidae		<i>Micromeryx</i>	<i>aff. flourensianus</i>
Artiodactyla	Palaeomerycidae		<i>cf. Palaeomeryx</i>	sp.
Artiodactyla	Cervidae		<i>Heteroprox</i>	<i>anatoliensis</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Turcocerus</i>	<i>gracilis</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Sinomioceros</i>	sp.
Artiodactyla	Bovidae		<i>Oioceros</i>	? <i>grangeri</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Hypsodontus</i>	? <i>pronaticornis</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Tethytragus</i>	<i>koehlerae</i>
Artiodactyla	Giraffidae		<i>Giraffokeryx</i>	<i>punjabiensis</i>
Artiodactyla	Giraffidae		<i>Giraffokeryx</i>	<i>anatoliensis</i>
Proboscidae	Deinotheridae		<i>Deinotherium</i>	sp.
Proboscidae			<i>cf. Protanancus</i>	sp.

Yaş= Orta Miyosen (MN 5)

Ortam= Akarsu- göl çökelleri

Kaynakça= Saraç (2003)

Hıdırlık (19):**Cankırı-Merkez - Hıdırlık**

Koordinatlar: X: 05 32 98.1; Y: 44 84 94.6 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Eumyarioninae	Eumyarion	

Yaş= Erken-Orta Miyosen (MN 4-6)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Bu çalışma

Mahmutlar (20):**Cankırı-Mahmutlar**

Koordinatlar: X: 0550650; Y: 4463275 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora			<i>Schizogalerix</i>	sp.
Lagomorpha			<i>Prolagus</i>	sp.
Rodentia			<i>Byzantinia</i>	<i>eskihisarensis</i>
Rodentia			<i>Democricetodon</i>	<i>mutilus</i>
Rodentia			<i>Eutamias</i>	sp.

Yaş= Orta Miyosen (MN 7-8)

Ortam= Akarsu çökelleri

Kaynakça= Saraç (2003)

Çapar (21):**Cankırı- Sabanözü- Çapar**

Koordinatlar: X: 05 32 98.1; Y: 44 84 94.6 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Cricetodontinae	<i>Byzantinia</i>	sp.

Yaş= Orta-Geç Miyosen (MN 7,8,9)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Bu çalışma

Tuğlu (22):**Corum – Sungurlu - Tuğlu**

Koordinatlar: K- 40 25 24.2
D- 34 18 43.8

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora	Erinaceidae		<i>Schizogalerix</i>	sp.
Insectivora	Erineceidae			
Rodentia		Murinae	<i>Parapodemus</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae		
Rodentia		Cricetodontinae	<i>Byzantinia</i>	sp.
Rodentia	Dipodidae			
Rodentia	Gliridae		<i>Myomimus</i>	sp.

Yaş= Geç Miyosen (MN 10)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Kaymakçı (2000)

Çorakyerler (23)Cankırı- Çorakyerler

Koordinatlar: K- 40 36 32.2
D- 33 38 03.5

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	sp.
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Ceratotherium</i>	<i>neumayri</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Chilotherium</i>	<i>samium</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Chilotherium</i>	<i>kowalewskii</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Oioceros</i>	sp.
Artiodactyla	Giraffidae		<i>Samotherium</i>	sp.
Proboscidea	Gomphotheriidae		<i>Choerolophodon</i>	<i>pentelici</i>

Yaş= Geç Miyosen (MN 10-12)

Ortam= Fluvial çökeller

Kaynakça= Sickenberg vd. (1975)

Çankırı Trafik Bölge Md. (24):Cankırı- Merkez (24)

Koordinatlar: X: 0552365; Y: 4486988 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Erinaceomorpha	Erinaceidae			
Lagomorpha	Leporidae			
Rodentia		Gerbillinae	<i>Pseudomeriones</i>	
Rodentia		Cricetodontinae	<i>Byzantinia</i>	
Rodentia		Spalacinae	<i>Pliospalax</i>	
Rodentia		Cricetinae	<i>Allocrietus</i>	cf. <i>Ehuki</i>

Rodentia	Cricetinae	<i>Hypsocricetus</i>	<i>strimonis</i>
Rodentia	Murinae	<i>Apodemus</i>	<i>gudrunae</i>
Rodentia	Murinae	<i>Castillomys</i>	

Yaş= Geç Miyosen (MN 12)

Ortam= Göl çökeller

Kaynakça= Bu çalışma

Çankırı Mezarlığı (25):

Çankırı- Merkez

Koordinatlar: X: 0552675; Y: 4495780 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia	Gliridae		<i>Dryomimus</i>	<i>eliomyoides</i>
Rodentia	Cricetidae		<i>Byzantina</i>	sp.

Yaş= Geç Miyosen (MN 12)

Ortam= Göl çökeller

Kaynakça= Bu çalışma

Delibayirsirtı (26):

Delibayirsirtı-Çankırı

Koordinatlar: K- 40 38 50.6
D- 33 38 41.5

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	

Yaş= Geç Miyosen (MN 10-12)

Ortam= Akarsu çökelleri

Kaynakça= Saraç (2003)

Süleymanlı (27):

Çankırı- Süleymanlı

Koordinatlar: K- 40 30 54.4
D- 33 37 27.6

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Cricetinae	<i>Microtus</i>	sp.
Rodentia	Sciuridae		<i>Tamias</i>	sp.
Rodentia	Gliridae	Myomiminae	<i>Myomimus</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae	<i>Cricetulus</i>	sp.
Rodentia		Cricetinae	<i>Calomyscus</i>	sp.
Rodentia		Gerbillinae	<i>Pseudomeriones</i>	sp.
Rodentia		Spalacinae	<i>Pliospalax</i>	sp.
Rodentia		Murinae	<i>Apodemus</i>	sp.
Rodentia		Murinae	<i>Occitanomys</i>	sp.
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	sp.

Yaş= Geç Miyosen (MN13)

Ortam= Gölsel çökeller

Kaynakça= Kaymakçı (2000)

Değirmenözü Köyü (28):**Kırşehir-Kaman-Değirmenözü Köyü**

Koordinatlar: X: 0562238; Y: 4366700 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Proboscidae		Choerolophodontinae	<i>Choerolophodon</i>	

Yaş= Geç Miyosen (MN 9-13)

Ortam= Göl çökeller

Kaynakça= Bu çalışma

Akkaşdağı-Keskin (29):**Kırıkkale-Keskin-Akkaşdağı**

Koordinatlar: X: 0556650; Y: 4372200 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora		Erinaceinae	<i>Shizogalerix</i>	<i>attica</i>
Rodentia		Murinae	<i>Apodemus</i>	cf. <i>gudrunae</i>
Rodentia		Murinae	<i>Occitanomys</i>	<i>provocator</i>

Rodentia		Cricetodontinae	<i>Byzantinia</i>	<i>pikermiensis</i>
Rodentia		Spalacinae	<i>Pliospalax</i>	sp.
Carnivora	Felidae		<i>Felis attica</i>	
Carnivora	Hyaenidae		<i>Hyaenotherium</i>	<i>wongi</i>
Carnivora	Hyaenidae		<i>Protictitherium</i>	<i>crassum</i>
Carnivora	Hyaenidae		<i>Adcrocuta</i>	<i>eximia</i>
Tubulidentata	Orycteropidae		<i>Orycteropes</i>	<i>gaudryi</i>
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	<i>dietrichi</i>
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	<i>moldavicum</i>
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	<i>brachypus</i>
Perissodactyla	Equidae		<i>Hipparion</i>	cf. <i>Longipes</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Ceratotherium</i>	<i>neumayri</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Stephanorhinus</i>	<i>pikermiensis</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Chilotherium</i>	<i>habereri</i>
Perissodactyla	Rhinocerotidae		<i>Chilotherium</i>	cf. <i>Schlosseri</i>
Perissodactyla	Chalicotherioidae		<i>Ancylotherium</i>	<i>pentelicum</i>
Proboscidea	Gomphotheriidae		<i>Choerolophodon</i>	<i>pentelici</i>
Proboscidea	Gomphotheriidae		<i>Tetralophodon</i>	<i>atticus</i>
Artiodactyla	Suidae		<i>Microstonyx</i>	<i>major</i>
Artiodactyla	Giraffidae		<i>Palaeotragus</i>	<i>rouenii</i>
Artiodactyla	Giraffidae		<i>Samotherium</i>	sp.
Artiodactyla	Giraffidae		<i>Helladotherium</i>	sp.
Artiodactyla	Bovidae		<i>Gazella</i>	cf. <i>capricornis</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Gazella</i>	aff. <i>pilgrimi</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Prostrepsiceros</i>	<i>rotundicornis</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Miotragocerus</i>	<i>valenciennesi</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Tragoportax</i>	aff. <i>amalthea</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Protoryx</i>	<i>laticeps</i>
Artiodactyla	Bovidae		<i>Palaeoryx</i>	<i>majori</i>
Aves	Strathionidae		<i>Struthio</i>	sp.

Yaş= Geç Miyosen (MN 12)

Ortam= Göl çökelleri

Kaynakça= Bu çalışma

Bahşeyh-Kırıkkale (30):

Kırıkkale-Bahşeyh

Koordinatlar: X: 0556531; Y: 4414543 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Murinae	<i>Apodemus</i>	<i>dominans</i>
Rodentia		Gerbillinae	<i>Pseudomeriones</i>	
Rodentia	Myoxidae		<i>Dryomimus</i>	

Rodentia Arvicolinae *Mimomys*
 Lagomorpha Ochotonidae *Ochotonoma*
 Insectivora Soricidae

Yaş= Erken Pliyosen (MN 14,15)

Ortam= Akarsu çökelleri

Kaynakça= Bu çalışma

Kavurca (31):

Cankırı-Merkez-Kavurca

Koordinatlar: X: 0553453; Y: 4491698 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Insectivora	Soricidae	Soricinae	indet.	indet.
Lagomorpha	Prolagidae	Prolaginae	Prolagus	sorbini
Rodentia	Muridae	Murinae	Cenralomys	sp.
Rodentia	Muridae	Murinae	Apodemus	gorafensis
Rodentia	Cricetidae	Cricetinae	Hypsocricetus	strimoni
Rodentia	Spalacidae	Spalacinae	Pliospalax	sp.
Rodentia	Eomyidae	?	Keramidomys	sp.

Yaş= Geç Miyosen-Erken Pliyosen (MN 13,14)

Ortam= Taşkı düzlüğü ve göl çökelleri

Kaynakça= Bu çalışma

Tepealagöz Köyü (Kızılırmak Nehri Kenarı) (32):

Cankırı-Kızılırmak-Tepealagöz

Koordinatlar: X: 0580398; Y: 4527303 (UTM)

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia	Arvicolidae		<i>Promimomys</i>	sp.

Yaş= Erken Pliyosen (MN 14)

Ortam= Taşkı düzlüğü ve göl çökelleri

Kaynakça= Bu çalışma

Sarıkaya (33):**Cankırı-Yapraklı-Sarıkaya**

Koordinatlar: K- 40 47 42.3
D- 33 54 59.4

Fauna

Takım	Aile	Alt Aile	Cins	Tür
Rodentia		Cricetinae	<i>Microtus</i>	

Yas= Geç Pliyosen (MN ?17)
Ortam= Gölsel çökeller
Kaynakça= Kaymakçı (2000)

3.2. *Paraceratherium* sp.

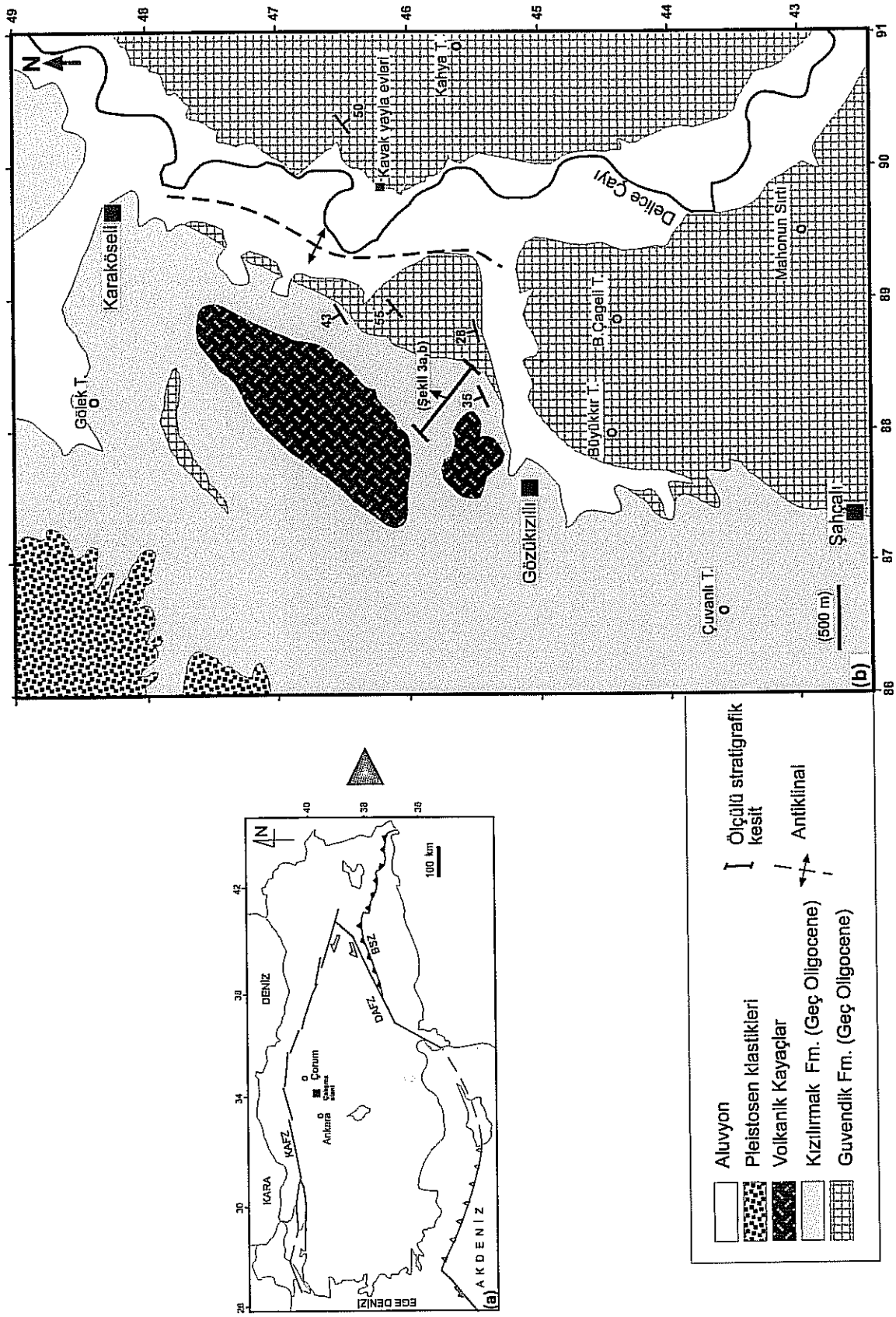
Bu cinsin detaylı tanıtımı özellikle yapılmıştır. Nedeni Türkiye’de ilk defa bulunması ve bütün zamanların en büyük kara memeli hayvanı olmasıdır.

Geç Oligosen / Erken Miyosen (yaklaşık 20-30 my öncesi) zaman aralığında yaşamış olan *Paraceratherium* sp., şimdiye kadar karada yaşayan en büyük memeli hayvan unvanına sahiptir. Aynı soydan gelen güncel torunlarının aksine *Paraceratherium* sp. boynuzsuzdur, fakat diğer özellikleri ile dev bir gergedandır (uzunluğu 8 m, boyu omuz hizasında 6 m, kafatası uzunluğu 1.3 m ve ağırlığı yaklaşık 17-18 tondur). Ot obur olan bu hayvan, ağaçların üzerindeki yaprakları, ince dalları ve meyveleri yiyerek beslenir.

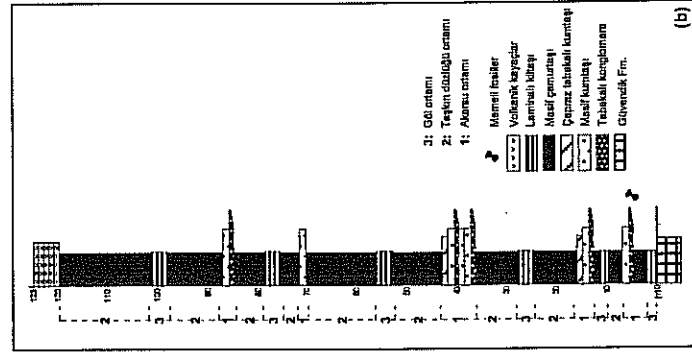
İlk *Paraceratherium* sp. Kuzey Pakistan’da ve daha sonraki bulgular Çin, Moğolistan, Rusya, Romanya ve Yugoslavya’ya aittir. Türkiye’de de ilk kez Çankırı-Çorum Havzasında *Paraceratherium* sp. ait bulgular 2002 yılı yaz aylarında bulunmuştur. Bulgu yeri Gözükızılı Köyü (Delice-Kırıkkale) yöresinde olup tarafımızca Kızılırmak formasyonuna dahil edilmiştir. *Paraceratherium* sp.’un içinde bulunduğu Kızılırmak formasyonu alüvyal yelpaze ve akarsu tortullarından oluşmakta ve yanal olarak göl tortullarına geçmektedir.

Fosil Lokalitesinin Stratigrafisi ve Sedimentolojisi:

Çankırı Çorum Havzasında bulunan fosil bulgu yeri Çorum’a yaklaşık 110 km mesafededir ve Kızılırmak ile Delice arasında yüzlek verir (Şekil 3.2).



Şekil 3.2 a: *Paraceratherium* sp. Fosil buluntusunun yer buldu ru haritası
 b: Bölgenin detay jeoloj i haritası ve ölçütlen istifin yeri



Şekil 3.3 a: *Paraceratherium sp.* Bulunduğu istifin arazi görünümü
 b: İstifdeki fasiyeslerin dağılımı
 c: *Paraceratherium sp.* fosiline ait kemik parçasının çıkarıldığı

Fosil buluntusu Kızılırmak formasyonu içerisinde saptanmıştır. Kızılırmak formasyonu ilk defa Birgili ve diğ. (1975) tarafından tanımlanmış ve Geç Miyosen olarak yaşlandırılmıştır. Karasal birimdir. Kırmızı rengi tanıtmandır. Litolojisi çoğunlukla çamurtaşı ve nispeten az oranda çamurtaşlarıyla bölünen kumtaşı ve konglomeradır. Daha sonra Hakyemez ve diğ. (1986) tarafından revize edilmiş ve aynı yaş kullanılmaya devam etmiştir.

Paraceratherium sp. ve diğer memeli fosillerine (*Eucricetodon* sp., *Ctenodactylidae*, *Tataronyinen* sp) (Kaymakçı, 2000) göre Kızılırmak formasyonunun yaşı Geç Oligosen olarak değiştirilmiştir.

Paraceratherium sp. fosilini içeren istif yaklaşık 110 m kalınlığında olup üst kesiminde volkanik kayalar yer alır. (Şekil 3.2,3). İstifde fasiyes analizi yapılmış olup; tabakalı konglomera, masif kumtaşı, çapraz tabakalı kumtaşı, masif çamurtaşı ve laminalı kiltaşından oluşan fasiyesler saptanmıştır (Şekil 3.3). Fasiyeslerin yanal ve düşey olarak değerlendirilmesi sonucunda; akarsu (örgülü, menderesli), taşkın düzlüğü ve göl ortamlarında depolandığı saptanmıştır. *Paraceratherium* sp. ilişkin fosil veride bir akarsu kanalı içinde bulunmuştur (Şekil 3.3).

Tanımlamalar:

Bulunan örnek 1/3 oranında kırılmış olan sol Radius'un (ön kol kemiği) üst bölümünden oluşmakta ve yaklaşık 47 cm uzunluğundadır (Şekil 3.4). Radius'un üst eklem bölümünün yanlamasına çapı 35 cm, ön-arka çapı ise 25 cm dir. Bu örnekler yapı ve boyutları ile *Paraceratherium* sp. cinsine katılabilir, ancak tür tayini için yetersizdir (Şekil 3.4).

Capitulum radii'nin süngersi dokusu fosilleşmeden önce bir süre açıkta kalmış ve etcil kuşların beslenmek amacıyla yapmış oldukları tahribata uğramıştır. Bu bağlamda capitulum radii çepre çevre tahrip olmuştur ve collum radii görülememektedir.

Capitulum radii'nin proximali'deki fovea articularis caputuli konkavdır ve trochlea humeri ile eklenmiştir. Bu eklem yüzeyinin büyük bir bölümü yukarıda değinilen etcil kuşların besin kaynağı olarak tahrip görmüştür. Fovea articularis caputuli sagittal crista ile lateral yüzey dar, medialdaki ise geniş olan iki eklem yüzeyine ayrılmıştır.

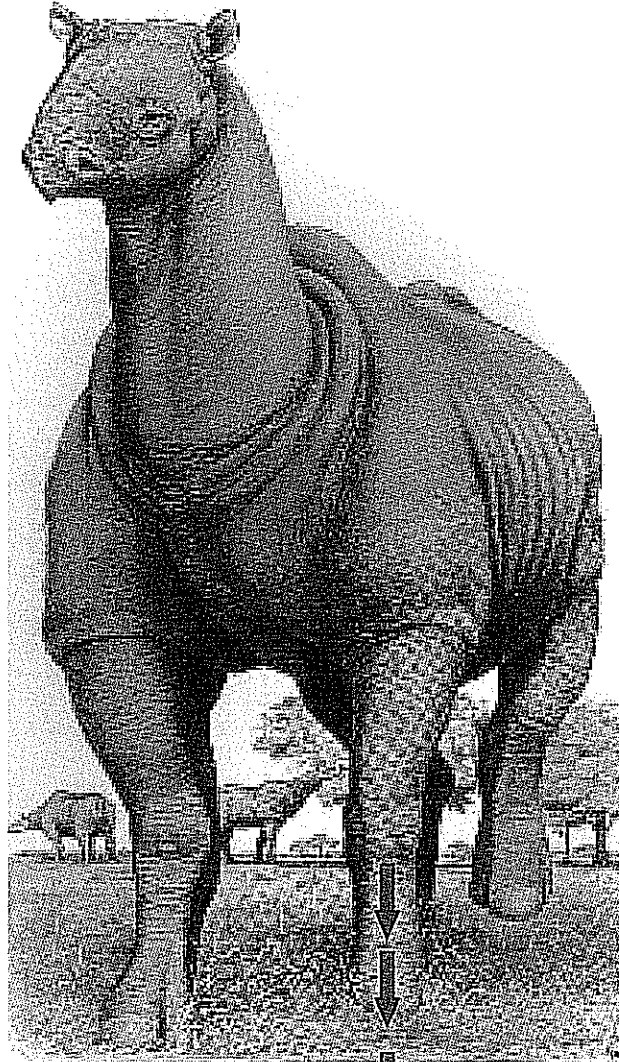
Capitulum radii'nin distalinden başlayan corpus öne doğru hafifçe kamburlaşmış olup biri dorsal ve dışbükey, öbürü volar ve düz iki yüzey ile birbirinden ayrılmaktadır. Bu iki

yüzü birbirinden median ve lateral'de iki kenar ile ayrılır. Lateral kenar büyük bir kısmı eksiktir.

Fosilin Önemi ve Sonuçları:

Oligosen yaşındaki *Paraceratherium* sp. dünyada çok yaygın alanlarda bulunmasına (Şekil 3.5) rağmen Türkiye'de ilk defa bulunmuş ve MTA Tabiat Tarihi Müzesinde koruma altına alınmıştır.

Anadolu'nun Oligosen zaman aralığındaki paleocoğrafyası henüz açıkça bilinmiyor ya da birçok bilinmezlerle doludur. Bruijn vd. (yayında) Anadolu'nun Oligosen'de bir adalar sistemine ait olduğunu savunurlar ve bu sebeple paleomemeli faunanın, cins ve tür düzeyinde fakir olduğunu belirtirler. Bununla beraber Rögl (1999) Eosen-Oligosen sınırında Alp-Himalaya tektonik kuşağı boyunca, kıta-kıta çarpışması sonucu Paratetis'in kapandığına ve "Turgai" Boğazının yok olduğuna inanırlar. Oligosen'de Anadolu'nun kısıtlı alanları denizin etkisi altında olup büyük oranda karasal alanlara sahip olduğu ve kapanmış "Turgai" geçidi ile oluşan kara köprüsü sayesinde Asya ile karasal bağlarının gerçekleşmiş olması gerekmektedir. Çünkü tanımlanan *Paraceratherium* sp. Asya kıtası kökenlidir ve kapanan Turgai geçidinden geçerek Anadolu'ya, Romanya'ya ve Yugoslavya'ya ulaşmış olmalıdır. Çankırı-Çorum Havzasında bulunan *Paraceratherium* sp. ait veri bu kara köprüsünün oluştuğunu kanıtlayan çok önemli bir bulgudur.



Şekil 3.4 a: Bütün zamanların en büyük karasal memeli hayvanı *Paraceratherium sp.*
b: *Paraceratherium sp.* ait sol ön kol kemiğinin görüntüsü

Şekil 3.5: *Paraceratherium sp.*'nin yeryüzündeki dağılımı.

Bulunduğu lokasyon		Sistemik	Yaş	Kaynaklar
Pakistan (Baluchistan)		<i>Paraceratherium</i> <i>bugtiense</i>	Erken Miyosen	Forster Cooper (1911, 1913a,b)
Çin	(Yunnan)	<i>Paraceratherium sp.</i>	Orta Miyosen	Zhang vd. (1978); Zheng vd. (1978)
	(Nei Monggol)	<i>Paraceratherium</i> <i>transouralicum</i>	Orta- Geç Oligosen	Wood (1938)
	(Dengkou)	<i>Paraceratherium</i> <i>transouralicum</i>	Orta Oligosen	Teilhard de Chardin (1926)
	(Ningxia)	<i>Paraceratherium sp.</i>	Orta Oligosen	Hu (1962)
	(Lingwu basin)	<i>Paraceratherium</i> <i>transouralicum</i>	Orta Oligosen	Young and Chow (1956)
	(Gansu)	<i>Paraceratherium sp.</i>	??	Bohlin (1946)
	(Hami Basin)	<i>Paraceratherium sp.</i>	Oligosen	Chow ve Xu (1959)
	(Turpan Basin)	<i>Paraceratherium</i> <i>orgosensis</i>	Orta-Geç Oligosen	Chiu (1962)
Moğolistan (Hsanda Gol)		<i>Paraceratherium</i> <i>transouralicum</i>	Orta Oligosen	Osborn (1923); Mellett (1968)
SSCB	(Agispe- Petrouskova)	<i>Paraceratherium</i> <i>prohorovi</i>	Geç Oligosen- Erken Miyosen	Gromova (1959)
	(Chelkar- tenis)	<i>Paraceratherium</i> <i>transouralicum</i>	Geç Oligosen	Gromova (1959)
	(Turgai)	<i>Paraceratherium</i> <i>transouralicum</i>	Geç Oligosen	Gromova (1959)
Yugoslavya (Ivangrad)		<i>Paraceratherium sp.</i>	??	Petronijevic ve Thenius (1957)
Romanya	(Tuyurga)	<i>Paraceratherium sp.</i>	??	Gabunia ve Ilesku (1960)
	(Kluj)	<i>Paraceratherium sp.</i>	??	Gabunia ve Ilesku (1960)
Türkiye Delice)	(Kızıllırmak-	<i>Paraceratherium sp.</i>	Geç Oligosen	

4. SEDİMANTOLOJİ

Araştırmaya temel teşkil eden fasiyes analizleri için alüvyal yelpaze ve akarsu tortullarında Miall (1977; 1978b), evaporitlerde Kendall (1979), Hardie vd. (1978), karbonatlarda Folk (1959;1962); Dunham (1962); Aigner (1984)'ın tanımları ile fasiyes analiz yöntemleri izlenmiştir.

Ölçülü kesitler şeritmetre ve kompas ile ölçülmüştür. Sediman kalınlığı grafik metodu ($t = \sin \alpha \times l$; $t =$ kalınlık, $\alpha =$ yüzey eğimi, $l =$ yüzey genişliği) ile ölçülmüştür. Fasiyes analiz metodunda her bir fasiyes için tabaka kalınlıkları, birincil-ikincil sedimanter yapı ve doku, mineralojik kompozisyon, tane boyu, renk açıklaması kullanılmıştır. Ölçülen kesitlerin yerleri portatif el GPS ve arazi pozisyonlarına göre belirlenmiştir.

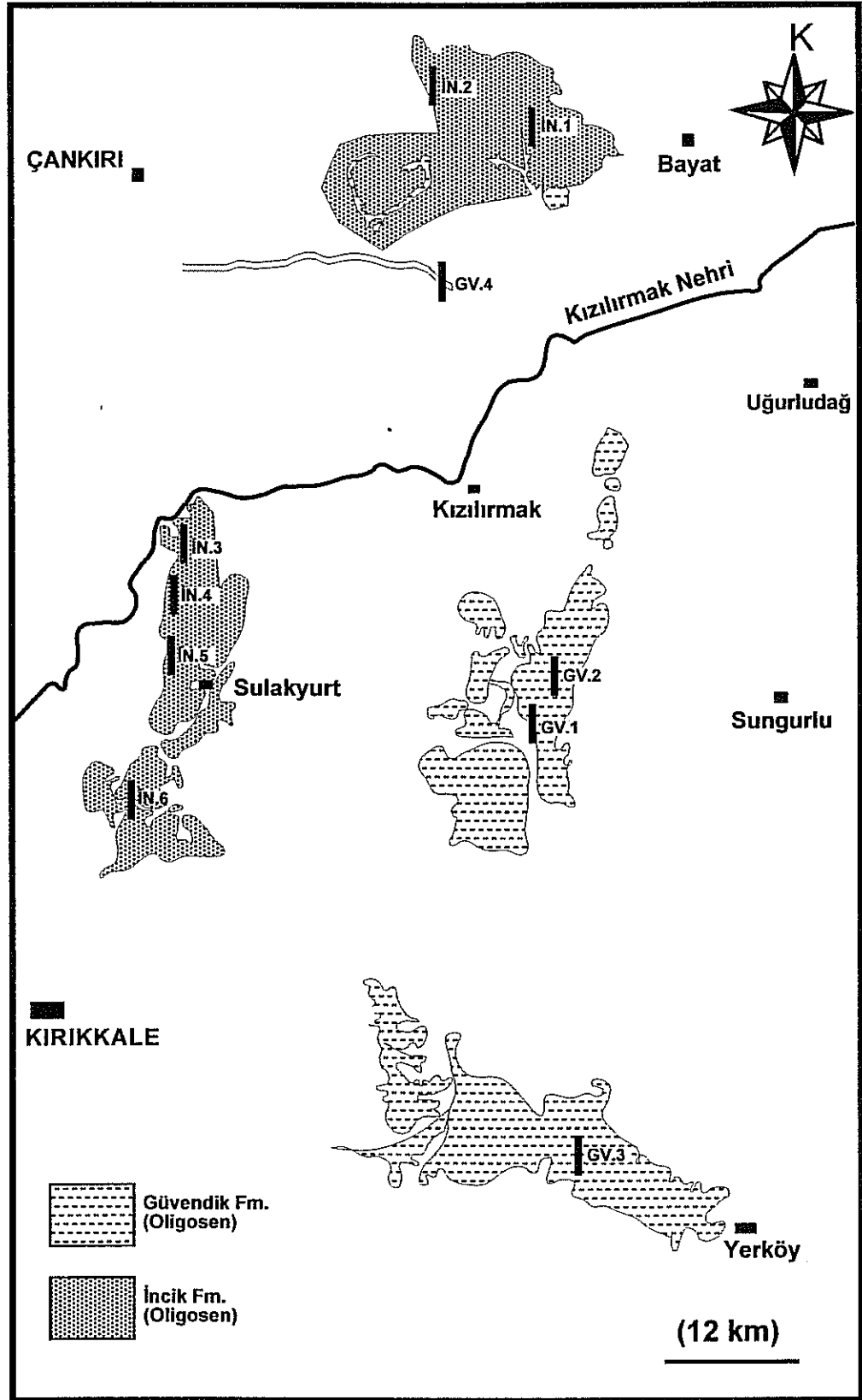
Memeli fosilleri ile oluşturulan stratigrafi sonucu 11 formasyonlar ve 2 üye ayırt edilmiştir. Bu formasyonlar ve üyelerde fasiyes analizi yapılmış ve paleocoğrafik gelişimleri ortaya konmuştur. Formasyonlar yaş sırasına göre alttan üstte doğru aşağıda verilmiştir.

4.1. İncik ve Güvendik Formasyonları

İncik ve Güvendik formasyonları arazide yanal ve düşey geçişli olmaları sebebi ile paleocoğrafik modeli birlikte verilmiştir. Fasiyes ve fasiyes toplulukları ayrı başlıklar halinde yer almaktadır.

4.1.1. İncik Formasyonu

İncik formasyonu ilk kez Birgili vd. (1975) tarafından tanımlanmıştır. Çankırı-Çorum Havzasının kuzey ve batı kenarında geniş yüzlekler veren İncik formasyonunun toplam kalınlığı 1150 m yi bulmaktadır (Şekil 4.1.1). Birgili vd. (1975) İncik ve Satıyüzü Köyleri arasındaki istif 3000 m olarak ölçmüştür. Fakat tarafımızca yapılan incelemede bu istif içerisinde birçok fayın olduğu ve bu yüzden, istif içerisindeki birimlerin üst üste tekrarlandığı görülmüştür. Bu sebeple istifin bu kadar kalın olamayacağı en fazla kalınlığın 1150 m civarında olduğu saptanmıştır. İncik formasyonu genelde kırıntılı tortullardan oluşmaktadır. İncik formasyonunda fasiyes analizi yapılmış ve aşağıda verilen fasiyesler ayırt edilmiştir.



İN.1: İncik; İN.2: Doğanbey; İN.3: Hamzalı; İN.4: Kuru; İN.5: Akkuzulu; İN.6: Kazmaca
 GV.1: Güvendik; GV.2: Karaçay; GV.3: Sekili; GV.4: Ağzıbüyük

Şekil 4.1.1: İncik (İN) ve Güvendik (GV) formasyonlarına ait ölçülü kesitlerinin yerleri.

4.1.1.1 Ölçülü kesitler

İncik formasyonunda 7 adet ölçülü stratigrafik kesit alınmıştır (Şekil 4.1.1) Kesitlerin yerlerinin seçiminde tabaka uzanışları kontrol edilerek, denestirilebilmeleri gözönüne alınmıştır. Ölçülen kesitler aşağıda tanıtılmıştır.

İncik Kesiti (İN.1)

Bu kesit Bayat'ın 13 km KB'sında yer almakta olup 1150 m lik bir istif ölçülmüştür (Şekil 4.1.1). Burası İncik formasyonunun, Birgili vd. (1975) tarafından verilen tip yeridir. Kesit yeri İncik Köyünden Satıyüzü Köyüne kadar yaklaşık 8 km'lik bir alanda yayılmıştır. Burada tabakalar DB\25G yönlüdür. Tip kesit yeri olan İncik kesitinin tabanında Kocaçay formasyonuna ait Nummulitli kireçtaşları uyumsuz olarak uzanır. Üst sınırında ise Güvendik formasyonuna ait jipsler uyumlu olarak yer alır.

Doğanbey Kesiti (İN.2)

Doğanbey kesiti Yapraklı'nın 8 km GD'sında yer alır (Şekil 4.1.1). Ölçülen istifin kalınlığı 820 m dir. Kesit başlangıcı örtülü olduğundan kısa mesafeli ötelenmeler yapılmıştır. Tabakalar G, GB eğim yönündedir.

Hamzalı Kesiti (İN.3)

Sulakyurt'un 17 km kuzeyinde yer alır ve Kızılırmak nehrinin yanında yer alır (Şekil 4.1.1). İstif kalınlığı 180 m dir. Tabanında Kocaçay formasyonu yüzlek verir. Tabaka eğim yönü KD'ya doğrudur.

Koru Kesiti (İN.4)

Koru kesiti Sulakyurt'tan 11 km KB'sında ve Akkuyu Kesitinin 1.5 km kuzeyinde yer alır (Şekil 4.1.1). İstif tabanında Kocaçay formasyonu, üstünde ise paralel tabakalı yamaç döküntüleri bulunmaktadır. Tabakalar tektonik tesirlerle dik duruşlu olup KG\70D konumludur.

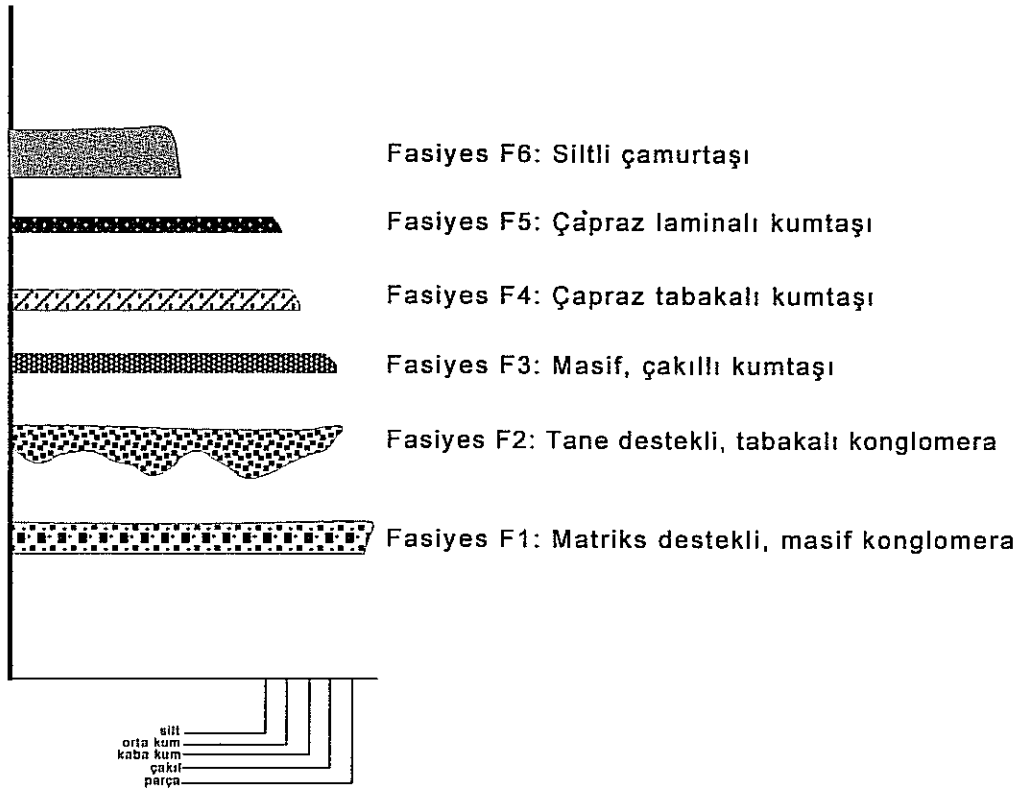
Akkuyu Kesiti (İN.5)










Akkuyu, Sulakyurt'tan 7 km KB'da yer alır (Şekil 4.1.1). Bu istif yaklaşık 530 m olup tabanında Kocaçay formasyonu yer alır. Burada tabakalar KG\18D konumludur.

Kazmaca Kesiti (İN.6)

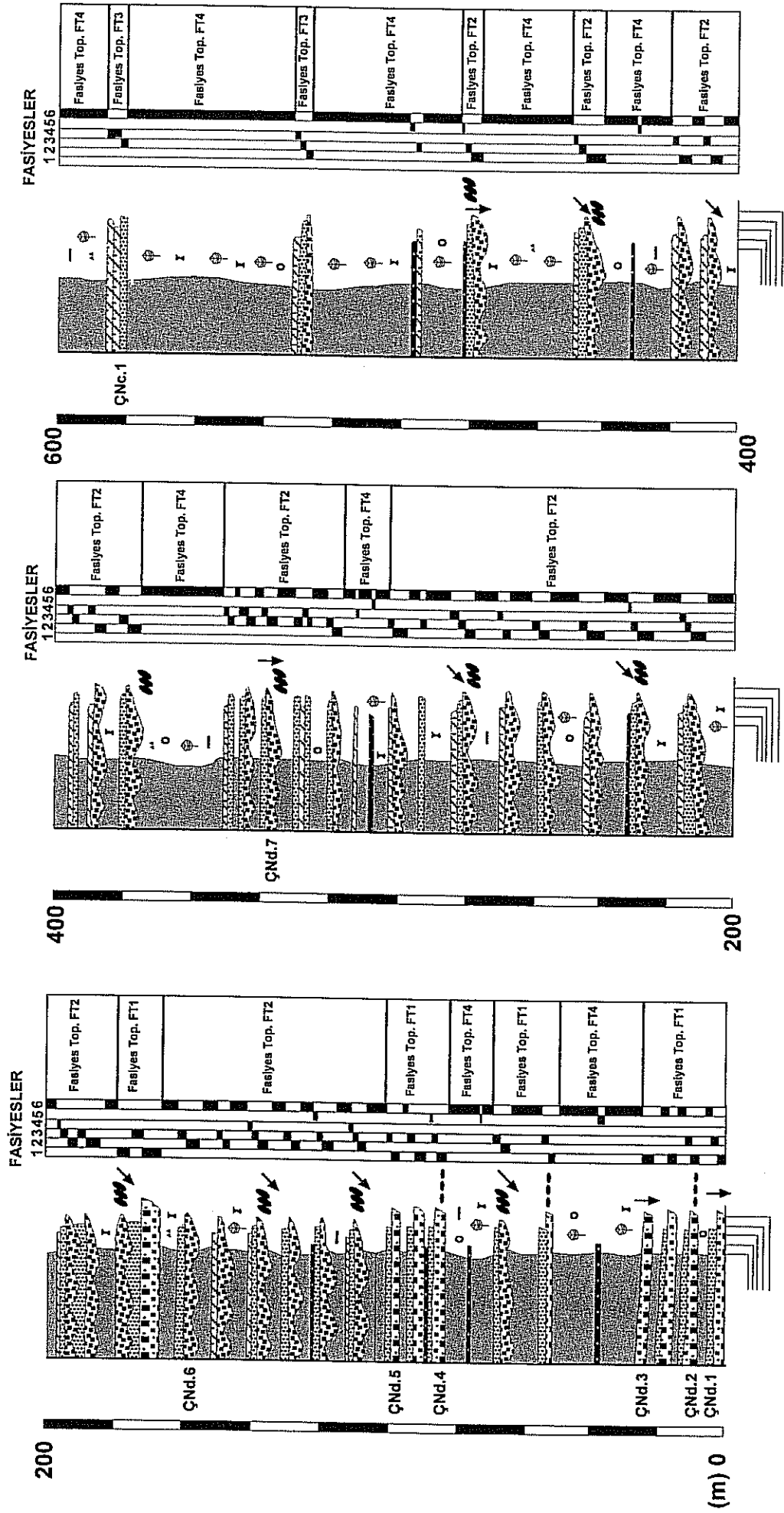
Kalecik'in 12 km GD'sunda yer alır (Şekil 4.1.1) ve istifin toplam kalınlığı 115 m yi bulmaktadır. İstif tabanında Kocaçay formasyonuna ait birimler yüzlek verir. Tabakalar K20B\50KD konumludur.

İncik formasyonuna ait ölçülü kesitlerin açıklamaları

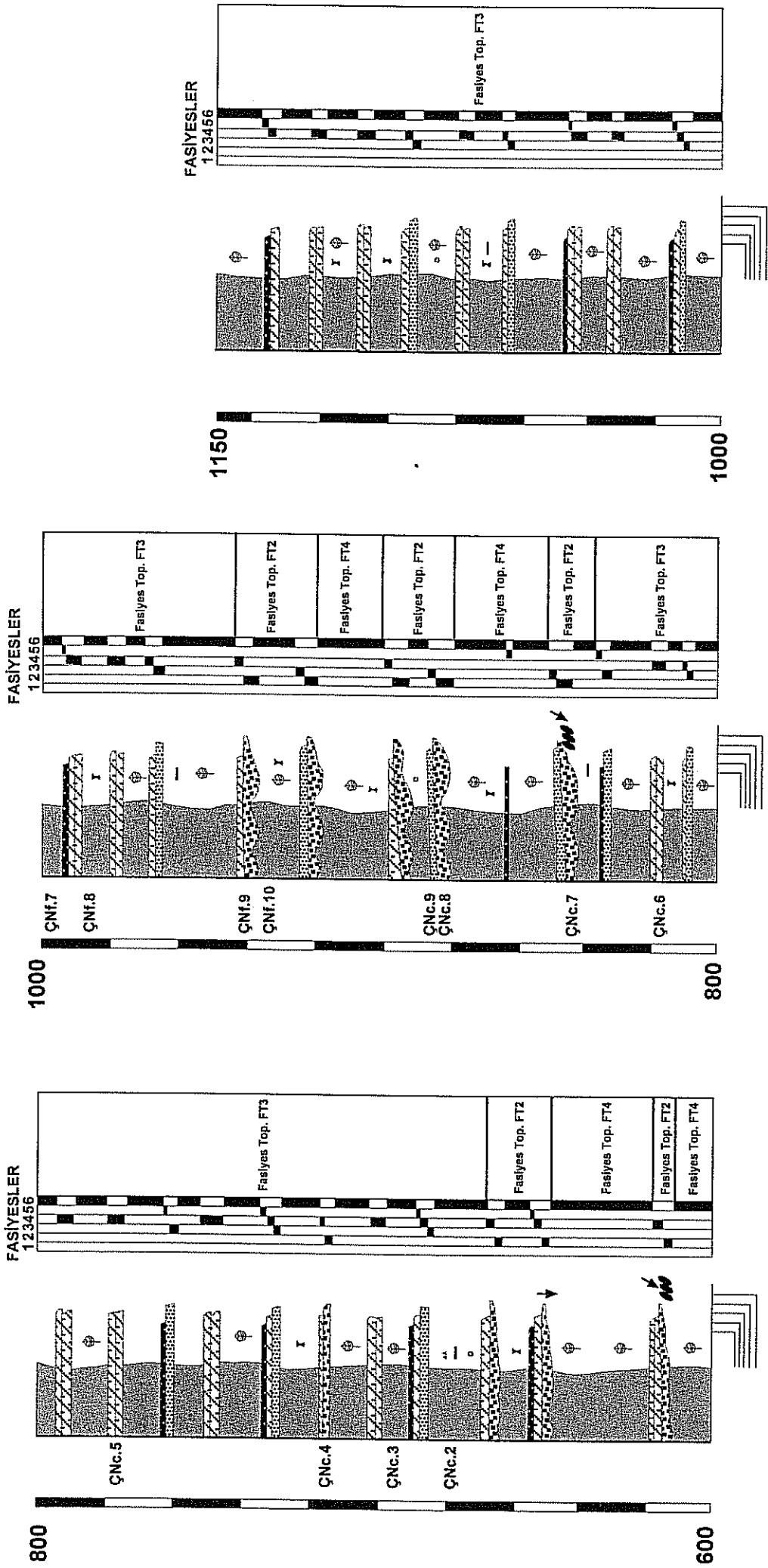


-  : Çakıllardaki kiremitlenme
-  : Çakıllardaki yönlenme
-  : Paleoakıntı yönü
-  : Bitki parçaları
-  : Demirli nodüller
-  : Kök izleri
-  : Kömür parçaları
-  : Nodüller
-  : Jips parçaları

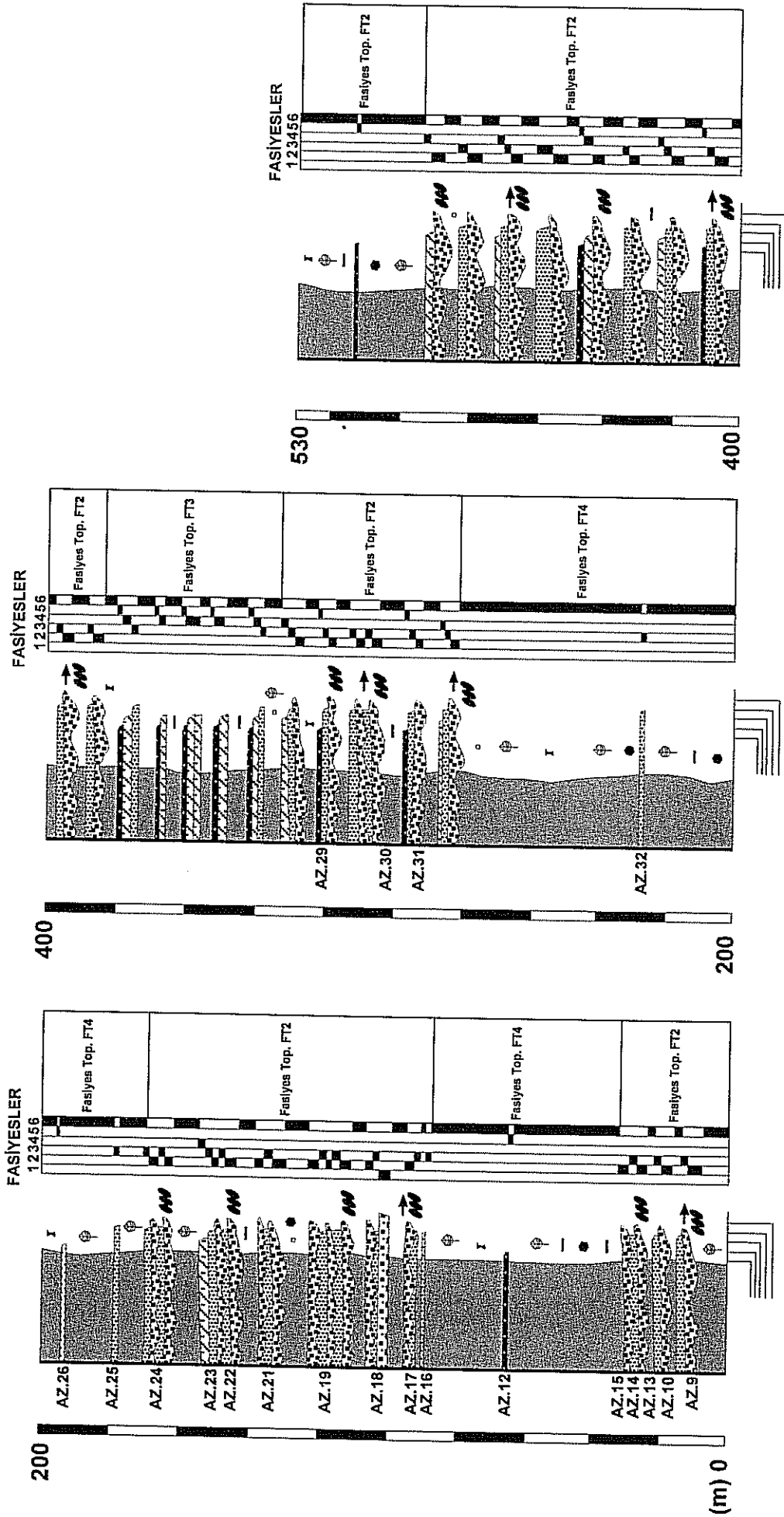
Şekil 4.1.2: İncik (İN) formasyonuna ait ölçülü kesitleri



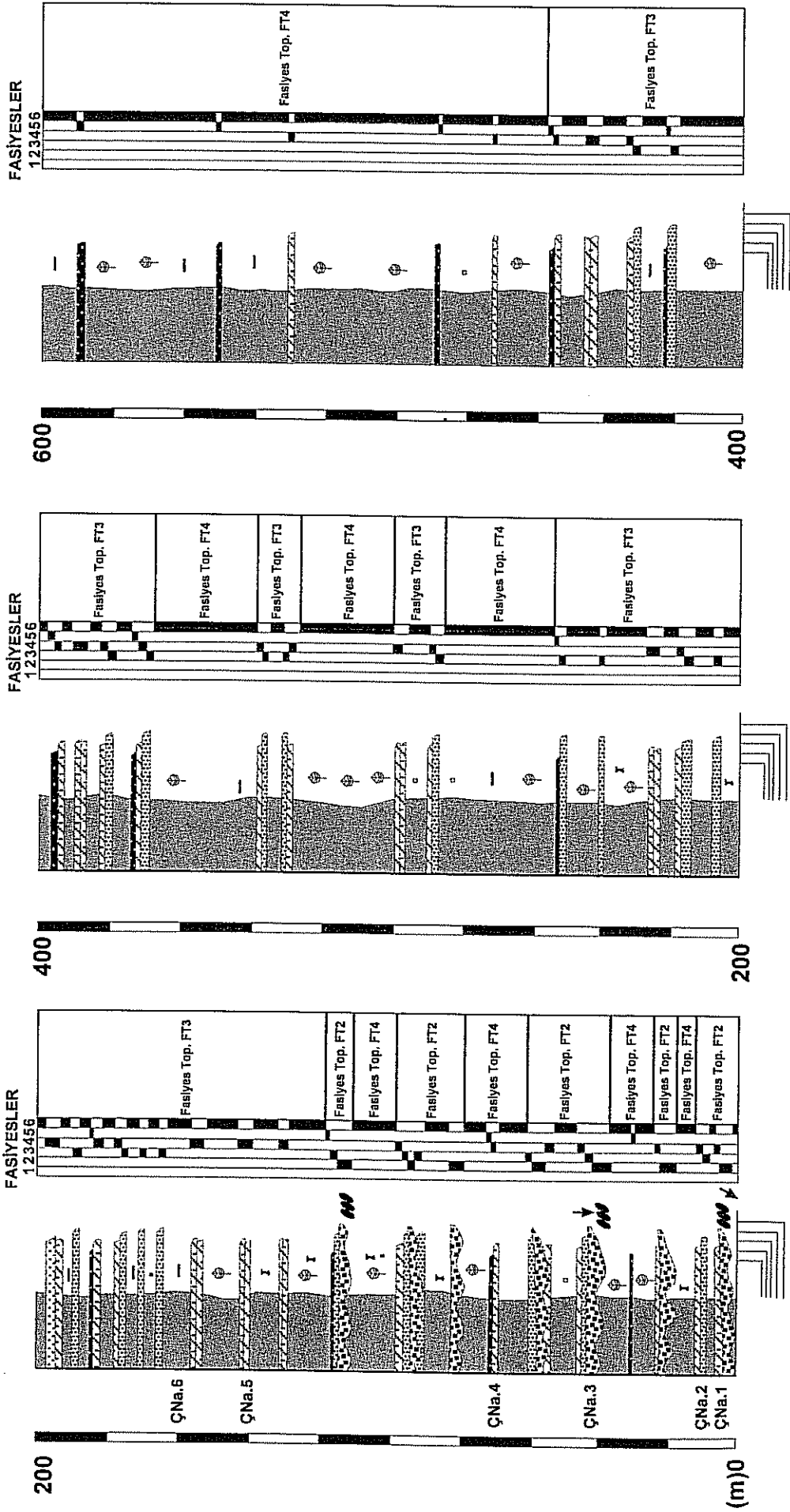
İNCİK KESİTİ (İN.1)



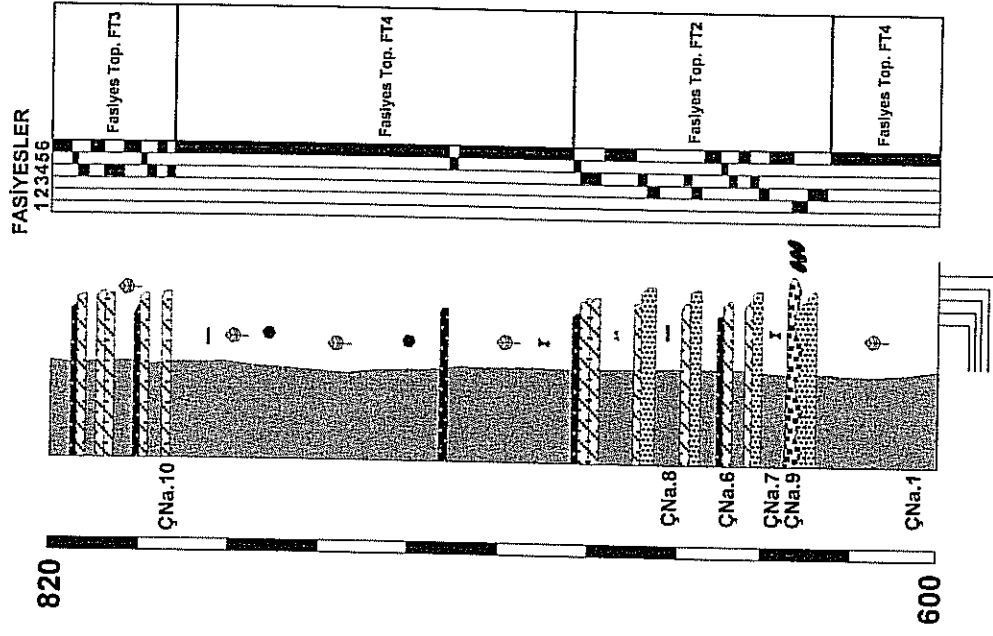
İNCİK KESİTİ (İN.1)



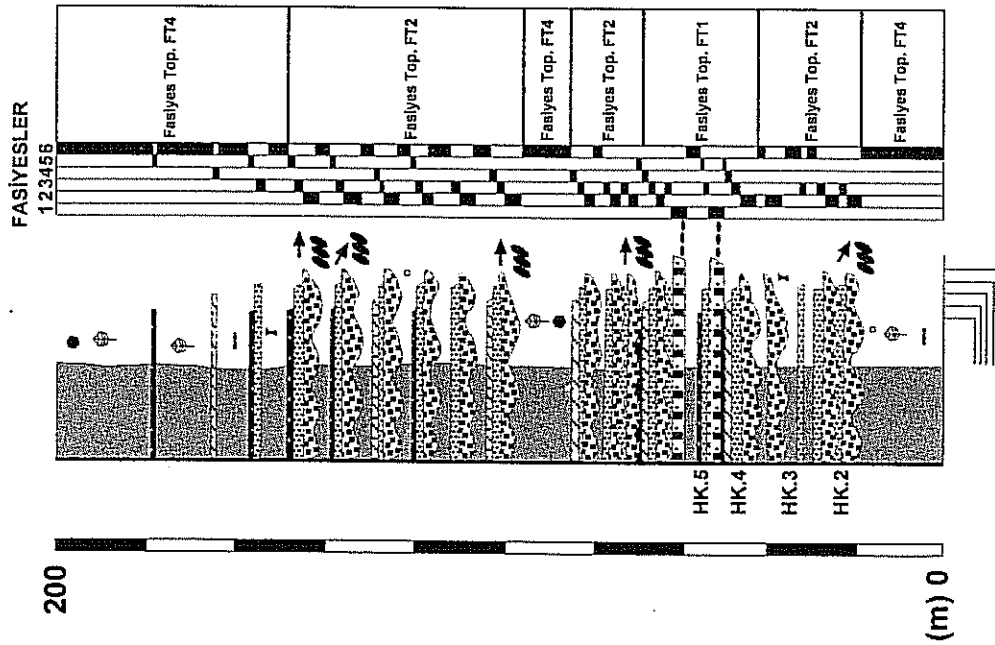
AKKUZULU KESİTİ (İN.5)



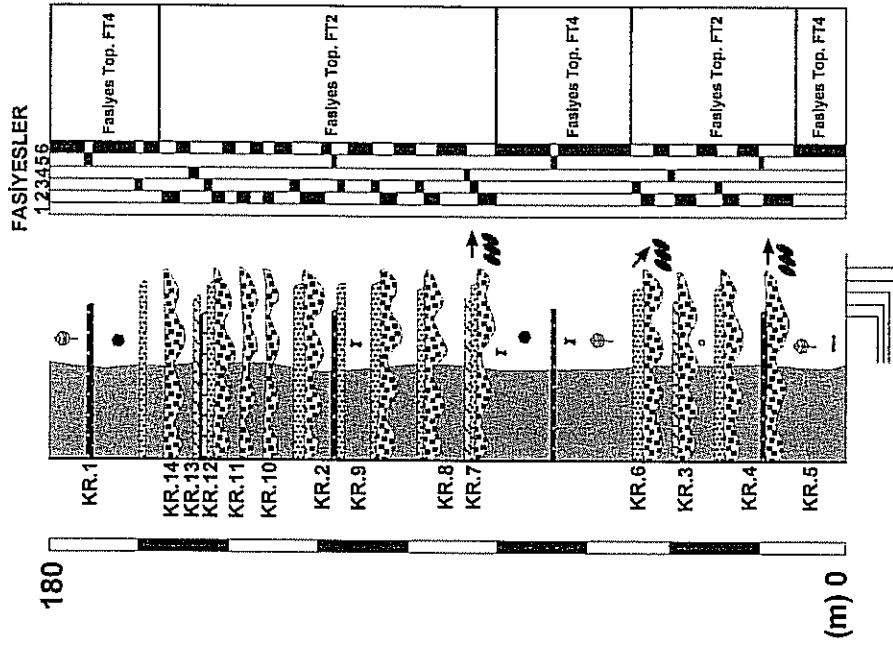
DOĞANBEY KESİTİ (İN.2)



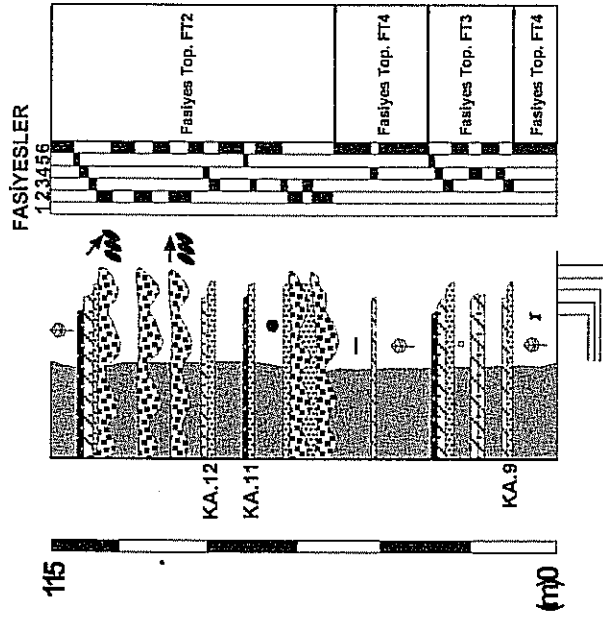
DOĞANBEY KESİTİ (İN.2)



HAMZALI KESİTİ (İN.3)



KORU KESİTİ (İN.4)



KAZMACA KESİTİ (İN.6)

4.1.1.2. İncik formasyonunda ayırtlanmış fasiyesler

Fasiyes, özelliği olan bir kayaç topluluğudur ve yorumlanarak ortam hakkında bilgi elde edilebilir. İncik formasyonunu oluşturan karasal birimler için Miall (1977, 1978b)'ın fasiyes analiz yöntemleri kullanılmıştır. Bu yöntemler ile incelenen birimde 6 fasiyes ayrılmıştır. Bunlar, 1) F1: Matriks destekli, masif konglomera, 2) F2: Tane destekli, tabakalı konglomera 3) F3 : Çakıllı masif kumtaşı, 4) F4: Çapraz tabakalı kumtaşı, 5) F5: Çapraz laminalı kumtaşı, 6) F6: Siltli çamurtaşı

Fasiyes F1: Matriks destekli, masif konglomera:

Bordo, kırmızımsı kahverenkli olan bu fasiyes masif konglomeralardan oluşmaktadır. Özellikle İncik, Akkuzulu ve Hamzalı ölçülü kesitlerinin alt seviyelerinde gözlenmektedir (Şekil 4.1.2). Tabaka kalınlıkları 1-2 m arasında değişir ve tekçe tabakaların yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır. Tabaka tabanları genellikle aşınmasız olup yer yer erozyonal tabanda gözlenmektedir (Şekil 4.1.3).

Konglomeralar matriks bakımından zengin olup bileşenleri % 60-65 ofiyolit parçaları, % 20-25 volkanik parçalar ve % 15-20 kireçtaşlarından oluşur. Matriksi genellikle kum olmakla birlikte kil de izlenir. Kumlu matrikste kısımlarda makaslanma laminalanması gözlenir. Tane boyları 7-9 cm arasında olup, maksimum tane boyu 50-60 cm'yi bulmaktadır (Şekil 4.1.3).

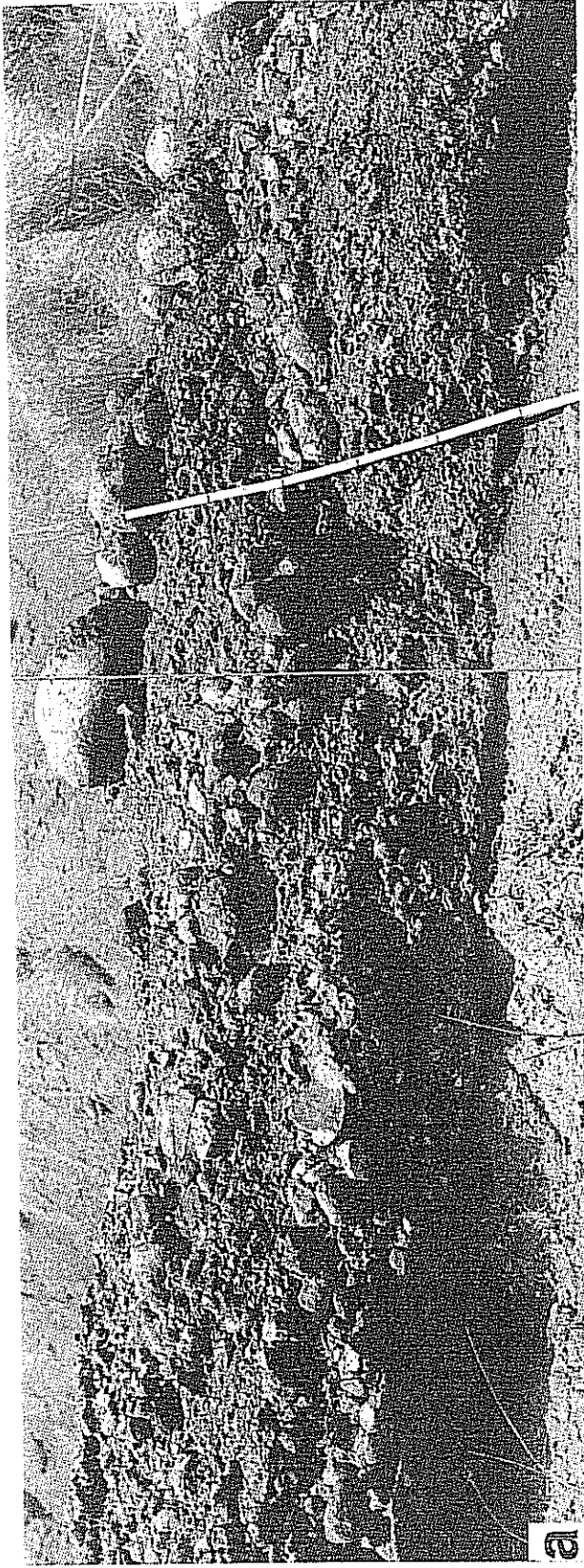
Yorum:

Tekçe tabakaların çok kalın ve masif oluşu, yer yer ters derecelenme ve iri blokların varlığı, bu fasiyesin kütle akmaları ile depolandığını işaret etmektedir (Enos 1977, Bull 1977).

Fasiyes F2: Tane destekli, tabakalı konglomera:

Tabakalı konglomeralardan oluşan bu fasiyes, çoğunlukla istifin orta ve alt bölümlerinde ve ekseri önceki fasiyes F1 ile birlikte bulunur. F1 fasiyesinin gözlenmediği ölçülü kesitlerde istifin tabanını teşkil eder, İncik, Doğanbey, Hamzalı, Kuru ve Akkuzulu kesitlerinde tipiktir (Şekil 4.1.2).

Bu fasiyes 60-95 cm arası tabaka kalınlığına sahip konglomeralardan oluşmakta olup rengi bordo ve kırmızımsı gridir (Şekil 4.1.3). Merceksi bir geometriye sahip bu konglomeraların tabaka tabanları aşınmalıdır.



Şekil 4.1.3: İncik formasyonuna ait F1 ve F2 fasiyesleri. a) Fasiyes F1'in genel görünümü, b) Matrikse destekli konglomeralar içerisindeki 70-80 cm boyutundaki Nummulitiferi kireçtaşı blikleri içermektedir, c) Fasiyes F2'nin görünümü

Konglomeralarda boylanma kötü olup normal derecelenme izlenmektedir. Tabaka tabanlarında tane boyu 20-30 cm'yi bulan bloklar yer alır ve ortalama tane boyu 5-7 cm dir. Çakıllarda zayıf olarak kiremitlenme (binik dizilim) gözlenir. Fasiyesin tümüne yakını tane desteklidir ve çakıl boylu taneler hacimce %80 bolluكتadır. Yuvarlaklaşma iyi gelişmiştir. Tane bileşenlerini ofiyolit, volkanik ve kireçtaşı parçaları oluşturur. Kum boylu tane nispeti az olup (%20) ekseri karbonat çimento ile bağlanmıştır. Kil boylu çok az veya yoktur. Konglomeralar genellikle petromikt karakterde olup duraysız bileşenler bakımından zengindir.

Yorum:

Bu fasiyes tane-tane yatak yükü şeklinde bir depolanma gösterir (Harms vd. 1982). Ayrıca normal derecelenme ve/veya kiremitlenme, akarsu taşımalarını işaret eder. Bu fasiyes uzunlamasına barlar yada çakıl yaygıları şeklinde depolanmıştır (Rust 1972, Southard vd. 1984).

Fasiyes F3: Çakıllı masif kumtaşı:

Bu fasiyes kalın tabakalı ve masif kumtaşlarından oluşur (Şekil 4.1.2) ve istif içerisinde geniş yayılım gösterirler. Tabaka tabanları aşınmasız olup bu kumtaşlarının yanıl devamı onlarca metreyi bulmaktadır. Fasiyesin sahadaki rengi kırmızıdan yeşile kadar değişebilen renk yelpazesi sunar. Renklenme alterasyondan çok mineralojik bileşime bağlıdır.

Fasiyesi oluşturan kumtaşlarının tane boyu orta-kaba kum olup, yer yer çakıllı seviyeler de izlenebilir. Boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme sunar. Kumtaşlarının bağlayıcısı genellikle karbonat ve kil olup, kayaç parçası (Ofiyolit parçaları, kireçtaşı, volkanik, kumtaşı) ve feldispatlarca zengindir. Litik vake ve arkozik vakeden oluşan bu kumtaşları yer yer de litik arenittir. Kumtaşları içerisindeki ağır minerallerden piroksen, hornblend, epidot, biyotit, klorit, aktinolit, turmalin ve zirkon tanımlanmıştır. Kaynak alan olarak ofiyolit ve volkanik alanları yansıtmaktadır.

Yorum:

Tabakaların yanıl devamlı oluşu sellenme sonu dönemlerde yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmesi sonucudur (Rust 1978a,b, Todd 1996, Maizels 1993)

Fasiyes F4: Çapraz tabakalı kumtaşı:

Bu kumtaşları çapraz tabakalanmanın iki türünü, büyük ölçekli düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalanma gösterirler. Fasiyeste düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları daha yaygındır.

Kırmızı-yeşil renkte gözlenen düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları, istif içerisinde özellikle İncik, Doğanbey ölçülü kesitlerinde çok yaygın olarak yer almakta ve önemli kalınlıklar oluşturmaktadırlar. Daha az olarak da Kazmaca, Yağbasan ve Akkuzulu kesitlerinin üst seviyelerinde izlenirler (Şekil 4.1.2). Fasiyesin tabanı her yerde aşınmalıdır ve üzerinde bulunduğu litolojiyi keserek yerleşmiştir. Çapraz tabaka kalınlıkları 15-25 cm arasında değişir (Şekil 4.1.4). Bunlar çapraz tabakalı-laminallı olup, ön takım kalınlıkları 4-8 mm'dir. Ön takım eğimleri 10-12° arasında değişir. Kumtaşları ince-orta tane boyuna sahip olup orta-zayıf boylanma göstermektedir. Bu fasiyesi oluşturan kumtaşları genellikle arkozik vake ve kuvars arenit özelliğindedirler.

Teknesi çapraz tabakalı kumtaşları orta-ince taneli kum tanelerinden oluşmaktadır. Özellikle İncik, Doğanbey ve Kazmaca ölçülü kesitlerinde üst seviyelerinde gözlenir (Şekil 4.1.2). Yeşil ve kırmızı renkli gözüken teknesi çapraz tabakalı kumtaşlarının yanallı devamı birkaç metreyi bulmaktadır. Takım kalınlığı 15-20 cm olup, ön takımların kalınlığı 5-12 mm arasında değişmektedir. Genellikle arkozik vakeden oluşan kumtaşlarında bağlayıcı karbonat ve kildir.

Yorum:

Bu fasiyes kumlu boyuna-dölsü barların, enine barların yada verev barların göçü ile meydana gelmektedir (Miall 1977).

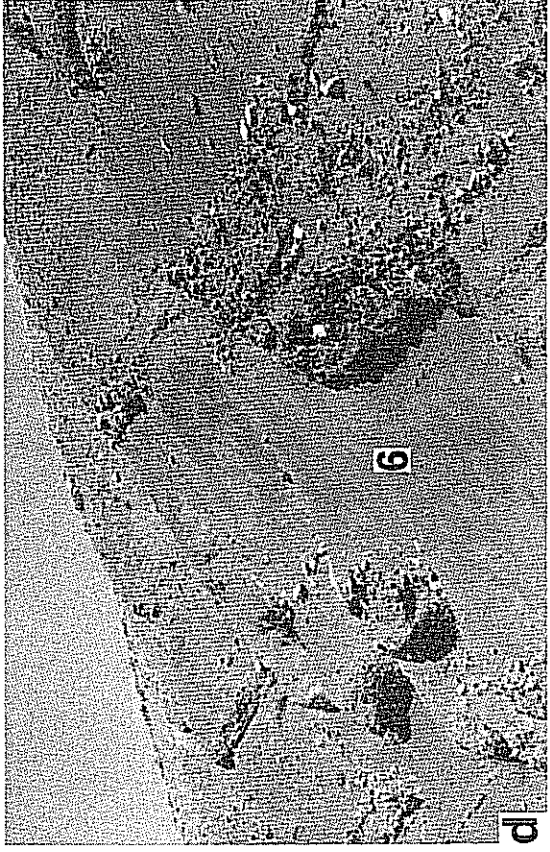
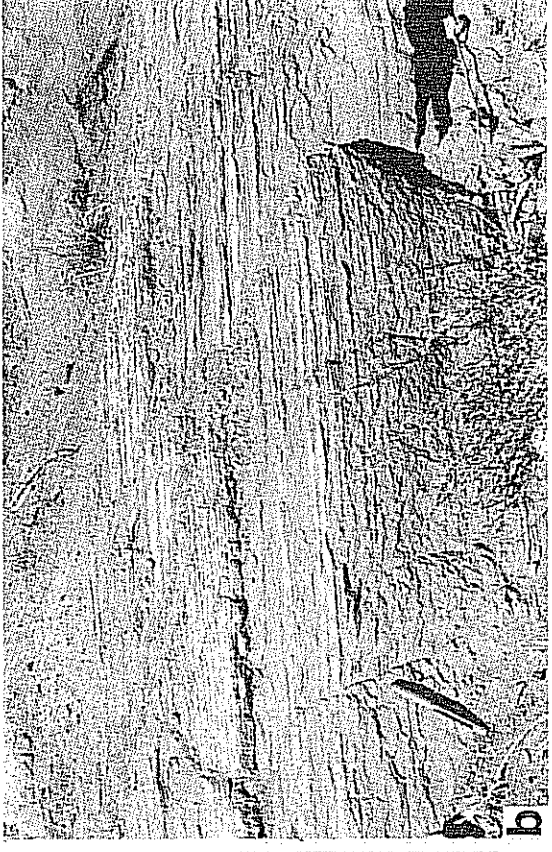
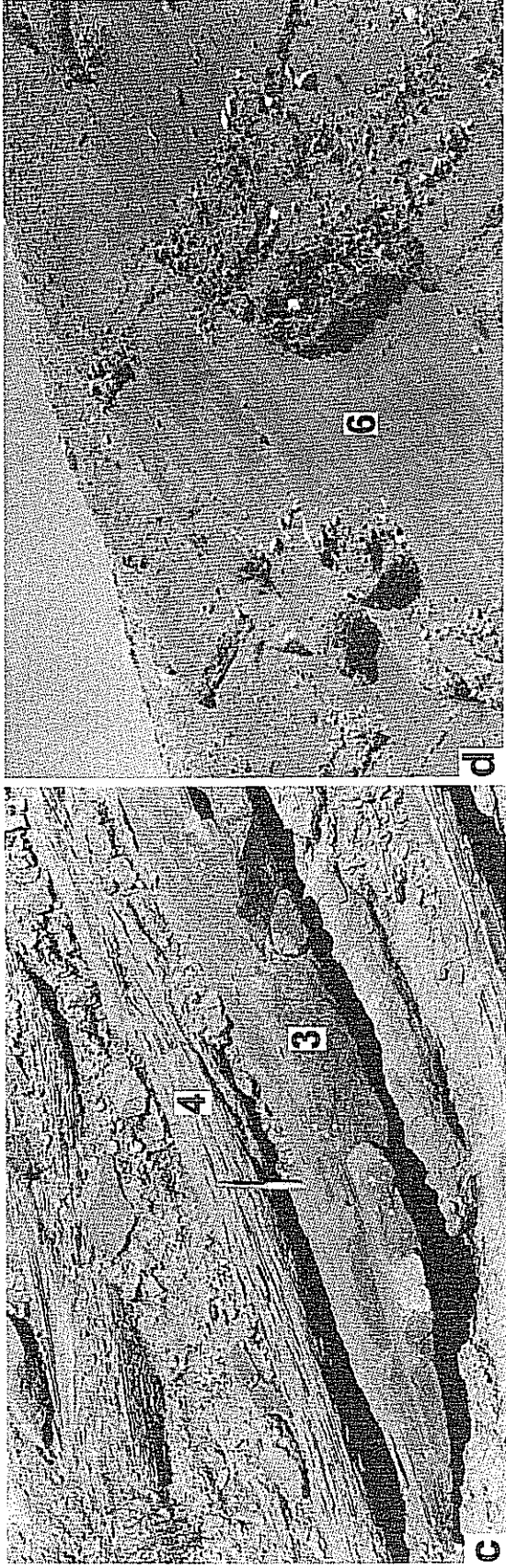
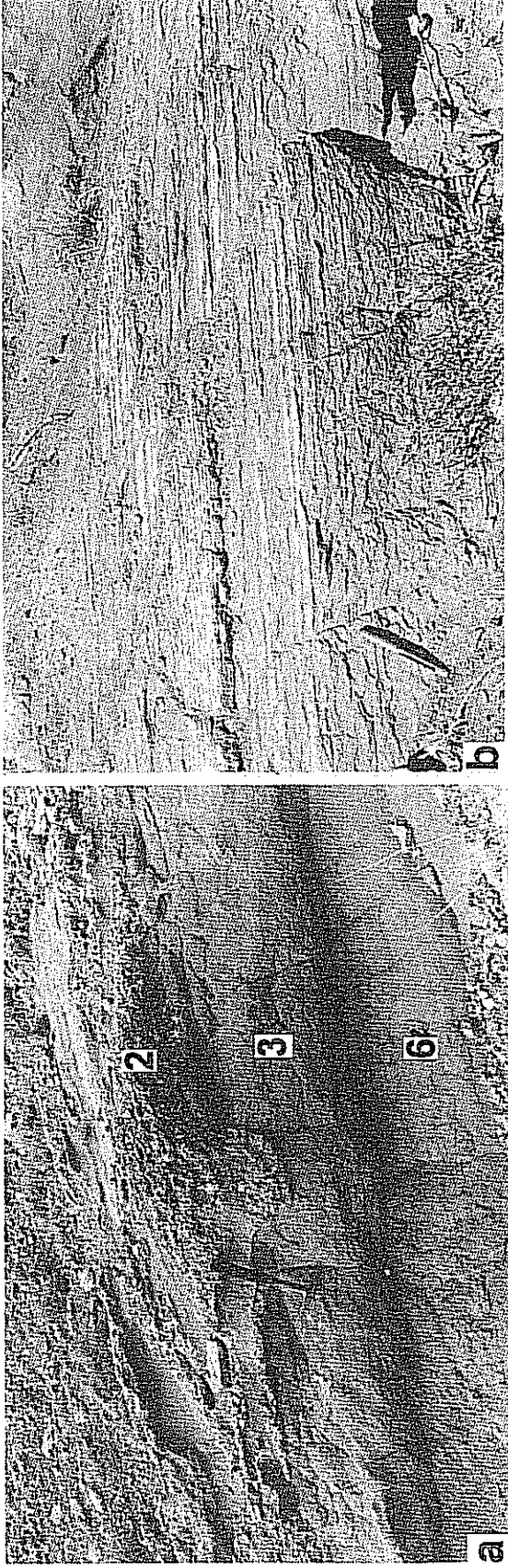
Fasiyes F5: Çapraz laminallı kumtaşı:

Gri ve yeşil renkli olan bu kumtaşları istif içerisinde az bir kalınlık oluştururlar. Özellikle İncik ve Doğanbey ölçülü kesitlerinin en üst seviyelerini oluştururlar (Şekil 4.1.2). Rıplı boyu 5-15 cm olup rıplı genişliği 6-8 cm arasındadır (Şekil 4.1.4). Genellikle çamurtaşları ile birlikte bulunur.

İnce-çok ince tane boyuna sahip bu kumtaşlarında boylanma iyidir.

Yorum,

Küçük ölçekli akıntı rıplılarının göçü ile oluşur (Miall 1977, Bridge 1984).



Şekil 4.1.4: İncik formasyonuna ait fasiyeslerin saha görünüşleri. a) Çakıllı masif kumtaşı ile çamurtaşı ardalanması, b) Çapraz laminalı kumtaşı, c) Çapraz tabakalı kumtaşı, d) Tabakalı konglomeratlar arasındaki siltli çamurtaşları.

Fasiyes F6: Siltli çamurtaşı

İncelenen istiflerin yaklaşık 1/3'ü bu fasiyesle temsil edilir. Bu fasiyes, paralel laminalı çamurtaşları ve laminalı silttaşlarının ardalanması ile temsil edilir. Tanıtman rengi kırmızı ve toprağimsi gridir. Tabakaların yanal devamı çok fazladır (Şekil 4.1.4).

Kömürleşmiş bitki kırıntıları, demir nodüllü ve benekler çamurtaşları içerisinde sıkça rastlanır. X-Ray sonuçlarına göre çamurtaşları, simektit, mika, ankerit, klorit, karışık tabakalı killer, kaolinit ve illitten oluşmaktadır.

Yorum:

Siltli kısımlar bar üstü ve set üstü tortullarını temsil eder (Mc Kenzie vd.1967, Bull 1977). Masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökelinin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında teşekkül etmiştir (Miall 1977, Kraus ve Bown, 1993; Kraus, 1997). Ayrıca bu tür ortamlarda toprak oluşumu süreçleri de gelişmiştir.

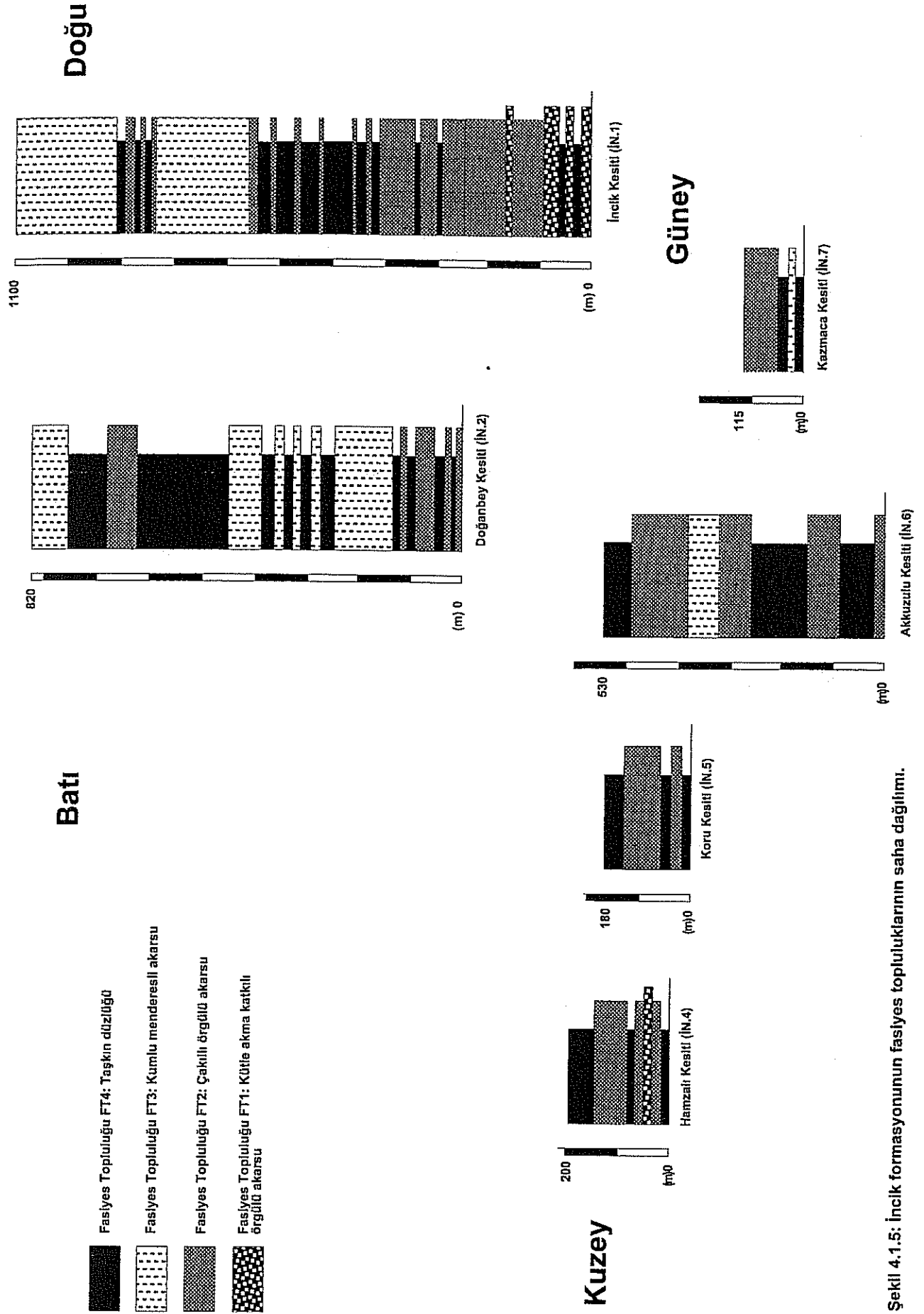
4.1.1.3. İncik formasyonunu fasiyes toplulukları

Fasiyes analizinin amacı, depolanma ortamlarını tespit etmek ve paleocoğrafyayı kurmaktadır (Walker ve Cant 1979, Miall 1984a,b). Fasiyes, depolanma şartlarını ortaya koyar ve aynı ortamın farklı kesimlerinde şartlar değişebileceği için çeşitli fasiyesler ayrılabilir. Köken benzerliği olan fasiyesler gruplanabilir. Bu işleme fasiyes toplulukları oluşturma denilmektedir ve sağlıklı yapılmış fasiyes toplulukları ortamları ifade edebilir (Miall 1985).

Fasiyeslerin yanal ve düşey ilişkileri incelenen istifte başlıca 4 fasiyes topluluğunun ayrılabilirliği görülmektedir (Şekil 4.1.5).

Fasiyes Topluluğu FT1: Kütle akma katkılı örgülü akarsu

Bu toplulukta F1 fasiyesi %40, F2 fasiyesi %30, F3 fasiyesi %10, F4 fasiyesleri %10 oranlarında bulunur. Kütle akması kökenli konglomeralar (F1), çoğunlukla kanal barı konglomeraları (F2) tarafından erozyonal dokanakla üstlenirler. Miall (1988)'in "architectural" element analizine göre özellikle GB, SG (SB) elementlerini içerir. Bu fasiyes topluluğu sedimanter gravite akmalı çakıllı örgülü akarsuları karakterize etmektedir (Miall,1988, 1996). Miall (1978b) ın Death Valley (Kalifornia) deki Trollheim tipi yelpaze sedimantasyonuna benzemektedir. Stanistreet ve Mac Carthy (1993)'e göre ise moloz akmalarının hakim olduğu yelpazelerin iç ve orta kesimlerinde bu fasiyes topluluğu yer almaktadır.



Şekil 4.1.5: İncik formasyonunun fasiyes topluluklarının saha dağılımı.

Fasiyes Topluluğu FT2: Çakıllı örgülü akarsu

Bu fasiyes topluluğunda F2 fasiyesi %55, F3 fasiyesi %20, F4 fasiyesleri %15, F5 fasiyesi %5 oranlarında oluşmaktadır. İstifte yukarı doğru inceleme gözükür. Miall (1988)'in "architectural" element analizine göre GB, SB (OF) elementleri içerir. Bu fasiyes topluluğu çakıllı derin kanallı örgülü akarsuları karakterize etmektedir (Miall 1988, 1996). Stanistreet ve Mc Carthy (1993)'a göre ise bu fasiyes topluluğu örgülü akarsu yelpazelerinin iç ve orta kısımlarında yer almaktadır.

Fasiyes Topluluğu FT3: Kumlu menderesli akarsular

Bu fasiyes topluluğunda A4 fasiyesi %75, A5 fasiyesi %15 ve A6 fasiyesi %10 oranlarında yer almaktadır. Miall (1988)'in architectural analizine göre LA, SB ve OF elementleri içerir. Bu fasiyes topluluğu kumlu klasik anlamda menderesli akarsuları temsil etmektedirler. Menderesli akarsu modeli ilk defa Allen (1963b, 1970b) tarafından tanımlanmıştır ve daha sonra Plint (1983), Farrell (1987) ve Munoz vd. (1992) tarafından geliştirilmiştir. Bu fasiyes topluluğu Stanistreet ve Mc Carthey (1993) göre de düşük sinüslü \ menderesli akarsu yelpazelerinin iç kısımlarında yer alırlar. Ayrıca Kelly ve Olsen (1993)'e göre uç terminal yelpazelerin orta kısımlarını karakterize ederler.

Fasiyes Topluluğu FT4: Taşkın düzlükleri

Bu fasiyes topluluğunda A6 fasiyesi %75, A4 fasiyesi %15, A5 fasiyesi %10 oranlarında yer alır.

Çamurtaşlarının bu kadar yaygın olduğu ortamlar set üstü ve taşkın düzlüğü ortamlarını yansıtır (Collinson 1996). Özellikle Nanson ve Croke (1992) jeomorfolojik açıdan yaptığı sınıflamada da orta enerjili kohesif olmayan taşkın düzlüğü ortamlarını göstermektedir. Özellikle Fasiyes Topluluğu FT1,2,3 arasında yer alanlar örgülü akarsu taşkın düzlülüğünü yansıtırken, Fasiyes Topluluğu FT3,4 arasındakiler menderesli taşkın düzlülüğünü oluştururlar.

Sınırlı, sulu, bataklık alanlarda kömürleşmeler gelişebildiği gibi bitki kırıntıları taşınarak çamurtaşlarına karışması da gözlenir (Flores 1984, Mc Cabe 1984, Miall 1987). Kurak iklim dönemlerinde kalış gelişebildiği gibi depolanmanın durduğu zamanlarda topraklaşma gözlenebilir (Nami ve Leeder 1978). Ayrıca Friend (1978), Parkash vd. (1983), Kelly ve Olsen (1993) bu tür ortamlara uç yelpaze (terminal fan) adını vermektedir. Özellikle Kelly ve Olsen (1993) tanımlamasında, bu fasiyes topluluğu terminal yelpazesinin taşkın havzasını oluşturmaktadır.

4.1.2. Güvendik formasyonunu:

Güvendik formasyonu ilk kez Kaymakçı (2000) tarafından tanımlanmıştır. İncik formasyonu ile yanal ve düşey geçişlidir. Güvendik formasyonunun yaşı memeli fosillerine göre Oligosen olarak verilmiştir. Çankırı-Çorum Havzasının merkezi kısımlarında yer alan bu formasyon yaklaşık 250 m kalınlık sunmaktadır.

4.1.2.1. Ölçülü kesitler:

Güvendik formasyonuna ait kesit yerleri Şekil 4.1.1'de verilmiş ve aşağıda kısaca tanıtılmıştır.

GV.1: Güvendik Kesiti:

Formasyona ismini veren Güvendik Köyünün GPS (X:0595224, Y:4443214) değeri alınmıştır. İstif kalınlığı 500 m olup tip kesit yeridir. Tabaka konumları KG / 38 B'dir.

GV.2: Karaçay Kesiti:

Sungurlu-Kızılırmak karayolu üzerinde olup, Sungurlu'nun 15 km KB'sındadır (Şekil 4.1.1). Karaçay kesitini oluşturan istifin kalınlığı 240 m dir. İstif tabanında Sungurlu üyesine ait birimler vardır.

GV.3: Sekili Kesiti:

Yerköy'ün yaklaşık 15 km KB'sında yer alır. Buradaki istif kalınlığı 200 m'yi bulmaktadır. Ayrıca TEKEL Tuz İşletmesine ait sondajlarda da Bayındır formasyonunun birimleri kesilmiştir.

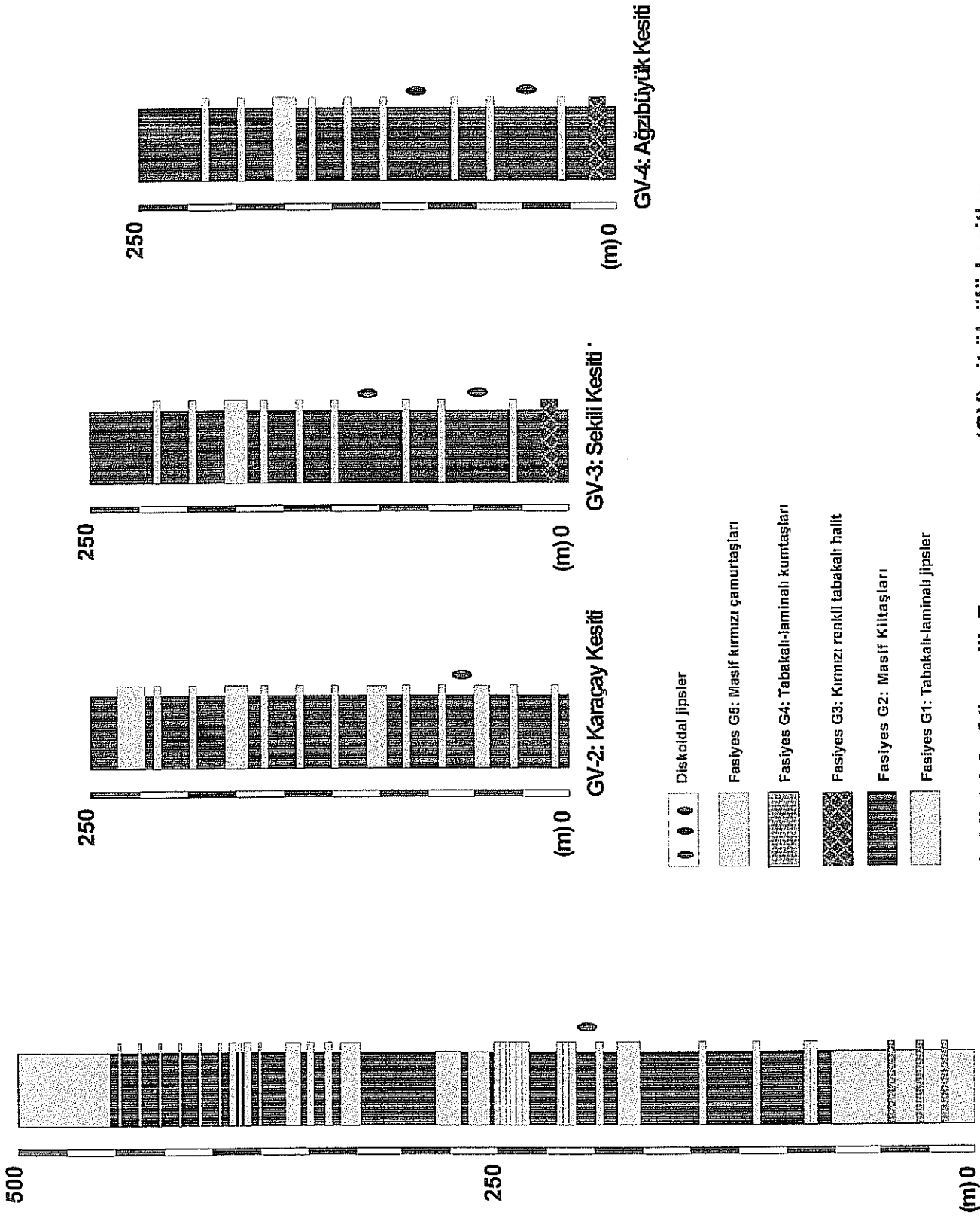
GV.4: Ağzıbüyük Kesiti:

Eski Bayat-Çankırı Karayolu üzerinde yer alır (Şekil 4.1.1). GPS değerleri şöyledir; X: 0585811; Y: 4488171. Kesiti oluşturan istifin kalınlığı 100 m dir.

4.1.2.2. Güvendik formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler

İncelenen Güvendik formasyonunda Hardie vd. (1978)'m kriterleri kullanılarak fasiyes analizi yapılmış ve başlıca 5 adet fasiyes ayırt edilmiştir (Şekil 4.1.6). Bunlar,

- Fasiyes G1: Tabakalı-laminah jipsler
- Fasiyes G2: Masif kilttaşları
- Fasiyes G3: Kırmızı renkli tabakalı halit
- Fasiyes G4: Tabakalı-laminah kumtaşı
- Fasiyes G4: Masif kırmızı çamurtaşları



Şekil 4.1.6: Güvendik Formasyonuna (GV) ait ölçülü kesitler.

Fasiyes G1: Tabakalı-laminalı jipsler

Jipsler kalın-ince tabakalı veya laminalı olarak gözlenir. Laminalı jipsler, kilttaşları ile birlikte lamina çiftleri oluşturup "balatino" adını alabilirler (Şekil 4.1.6, 7). Özellikle Güvendik kesitindeki istifin orta seviyelerinde jipsler yaklaşık 20 m lik bir seviye oluşturmuşlar ve devamlı evaporit çökelişi olmuştur (Şekil 4.1.6, 7). Jipsler yer yer anhidrite dönüşmüştür. Bu hacim değişimi nedeniyle tabakalar noduler bir görünüm sergilemektedir.

Yorum:

Fasiyesi oluşturan killere ardalı kalın tabakalı jipsler genellikle iklimsel değişimlere ve zamana bağlı olarak gelişmiştir. Bununla beraber iklimin kısa süreli kurak- yarı kurak olması gölde evaporit çökelişine neden olabilmektedir (Hardie vd. 1978, Magee 1991).

Fasiyes G2: Masif kilttaşları

Bu fasiyesteki kilttaşları sarı, gri renklidir. Lamina yüzeyleri yer yer belli olmasına rağmen masifittir. Tabakalı jipsler arasında onlarca metre kalınlığa sahiptir. İstif içerisinde en yaygın fasiyestir (Şekil 4.1.6). Bazı seviyelerde diskoidal jipsler, jips gülleri de gözlenmektedir.

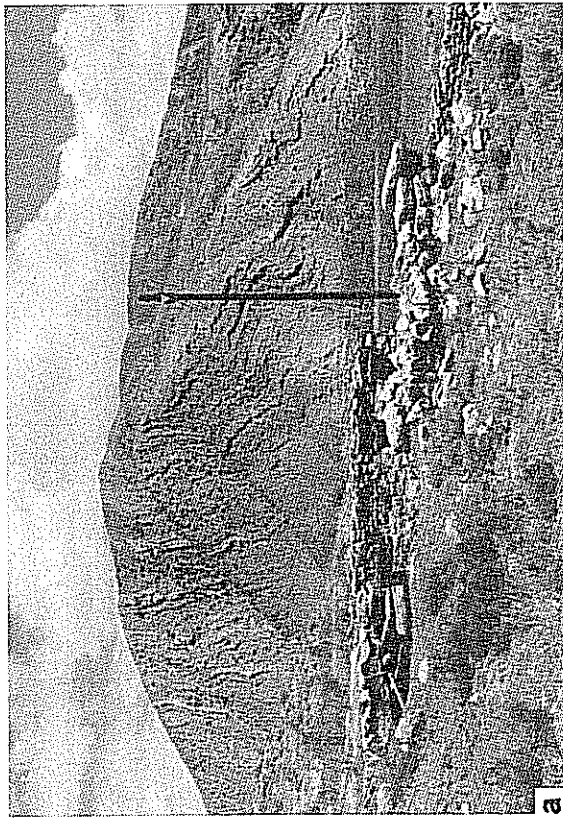
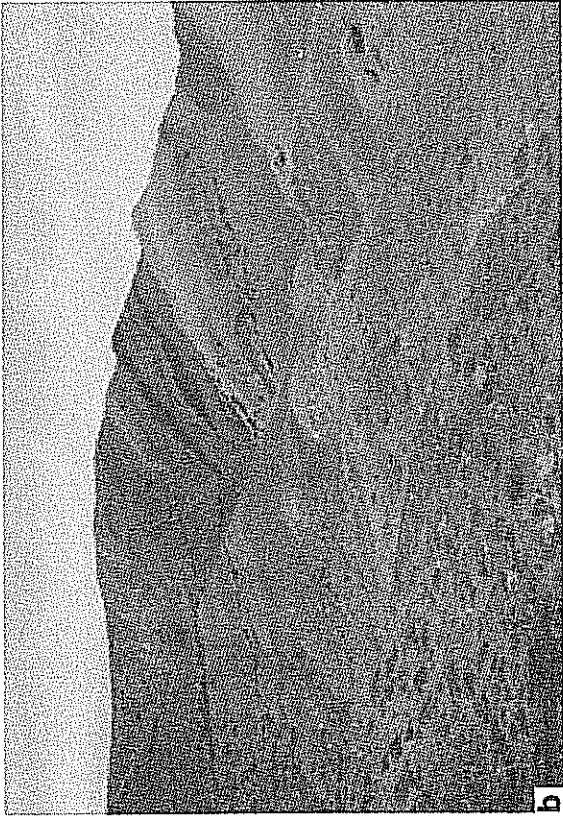
Yorum:

Masif kilttaşları göl ortamında depolanmış ve iklimin yer yer yağmurlu ve ılıman oluşu killerin asıltıdan ve kolüvyondan göle karışarak çökmesine neden olmuştur. Diskoidal jipsler evaporitce zengin yer altı sularının kilttaşları içerisinde yumrular halinde çökmesi ve kristalleşmesi ile oluşur.

Fasiyes G3: Kırmızı renkli, tabakalı halit

Özellikle havzanın güney kesiminde Sekili yakınlarındaki TEKEL'e ait sondaj verilerinden saptanmıştır (Şekil 4.1.6). Ünüçok vd. (1981) alttaki kalın beyaz-gri renkli tuzlar ile bu kırmızı tuzlar arasında bir diskordans olabileceğini belirtmişlerdir. Bu kırmızı tuzların kimyasal analiz sonuçları aşağıda verilmiştir,

% 38.5 Na, % 0.008 K, %0.10 Ca, % 0.01 Mg, % 0.012 Li, % 59.88 Cl, % 0.08 SO₄, % 0.31 HCO₃, % 0.024 Br, % 1 suda erimeyen maddedir. Bunlar Orta-Geç Eosen yaşlı Sekili üyesi evaporitlerinden farklıdır.



Şekil 4.1.7: Güvendidik forasyonuna ait fasiyesler: a) Tabakalı jips ve kilitaşlarından oluşan istif, b) İncik forasyonuna ait kırmızı renkil kumtaşı +çamurtaşları ile ardalanmalı olarak bulunan jipsler, c) Jips tabakaları, d) laminalı kilitaşları

Yorum:

Bu tür tuzların mevsimsel (empemeral) tuzlu göllerde tuz tavası ortamlarında çökebileceği belirtilmektedir (Hardie vd. 1978).

Fasiyes G4: Çapraz tabakalı kumtaşları

Bu fasiyes İncik formasyonuna ait olup önceki konularda Bölüm 4.1.1.2'de anlatılmıştır.

Fasiyes G5: Masif kırmızı çamurtaşları

Yaklaşık 1-2 m lik bir kalınlık oluşturan bu çamurtaşları organik maddece zengindir ve içerisinde serbest büyümeli jipsler (diskoidal jipsler) vardır. Beyaz renkli olan diskoidal jipsler zemin suyu etkisi ile oluşmuşlardır. Bunlar organik maddece zengin kilitaşları içerisinde serbest büyümeli kristaller halinde bulunurlar. Bu kristallerin yapışkan kil hamur içerisinde kovucu büyüme (displacive) göstermesi tipiktir (Schreiber vd. 1976).

Yorum:

Fasiyesi oluşturan organik maddece zengin çamurtaşları içerisindeki serbest büyümeli jipsler göl kıyı çamur düzlüklerinde zemin suyu etkisi ile oluşmaktadır (Cody 1976, Hardie vd. 1978). Organik bir çamur içinde evaporitik zemin suyu sokulması sonucu birbirinden ayrı konsantrik tuz çözeltileri oluşur. Bu tuz çözeltileri daha sonra miktarına göre diskoidal ve/veya jips gülü şeklinde kristalleşirler (Caldwell 1976, Arakel 1980, Magee 1991). Bu tür kristallere topraklaşma süreçleri ile oluşan jips yumruları da eklenmektedir.

Fasiyesi oluşturan çamurtaşları özellikle göl kenarındaki kuru çamur düzlüklerinde depolanırlar (Hardie vd. 1978). Çamur düzlükleri kendi içerisinde 3'e ayrılır (Hardie vd. 1978),

- a) Yaygı yıkaması şeklinde olan çamurtaşı düzlükleri (sheetwashed mudflat)
- b) Havuzlaşmış su bulunduran çamur düzlükleri (ponded water mudflat)
- c) Taban çamur düzlüğü, eski daimi (perennial) göllerde oluşur (bottom mudflat)

İncelenen fasiyesin hangi tip çamur düzlüğü olduğuna ilişkin yeterli veri elde edilememiştir. Ancak, fasiyes yaygınlığı nedeniyle taban çamur düzlüğü olması muhtemeldir.

4.1.2.3. Güvendik formasyonunun fasiyes topluluğu

İncelenen istifte, yukarıda tanıtılan 5 adet fasiyes ayrılmıştır (Şekil 4.1.6). Bu fasiyeslerin birbirleriyle stratigrafik istifteki düşey ve yanal ilişkileri sonucunda tuzlu göl ve çevresinde gelişen fasiyesler olduğu tespit edilmiştir.

Alüvyal yelpaze ve akarsu tortularından oluşan İncik formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan Güvendik formasyonları yaklaşık 500 m kalınlığındaki evaporitik bir istiftten oluşur. Bu istif tabakalı, laminalı jips, yer yer anhidrit ve kilttaşlarından meydana gelir. İstifin bazı seviyelerinde kırmızı çamurtaşları ve ince tabakalı kumtaşları gözlenmektedir. Bu evreler, muhtemelen gölün kuruduğu ve göl düzlüğüne dönüştüğü süreçlere karşı gelmektedir. Kalın tabakalı jipsler gölün hidrolik açıdan kapalı olduğu ve kurak iklim koşullarının yaygın olduğu zamanlarda çökelmiştir (Şekil 4.1.8). İstif içerisinde 20'den çok evaporit tekrarı bu evrelerin çok uzun sürdüğünü göstermektedir. Kiltası katmanları içerisindeki bireysel jipsler, evaporitik zemin suyu ile beslenen göl çamur düzlüklerinde kristallenmişlerdir. Uzun ve kısa periyodlarda gölün açık koşullara geçtiğinde ise daha çok kilttaşları depolanmıştır. Bunlardaki sarı renk demir minerallerinin oksidasyon ile açığa çıkmıştır.

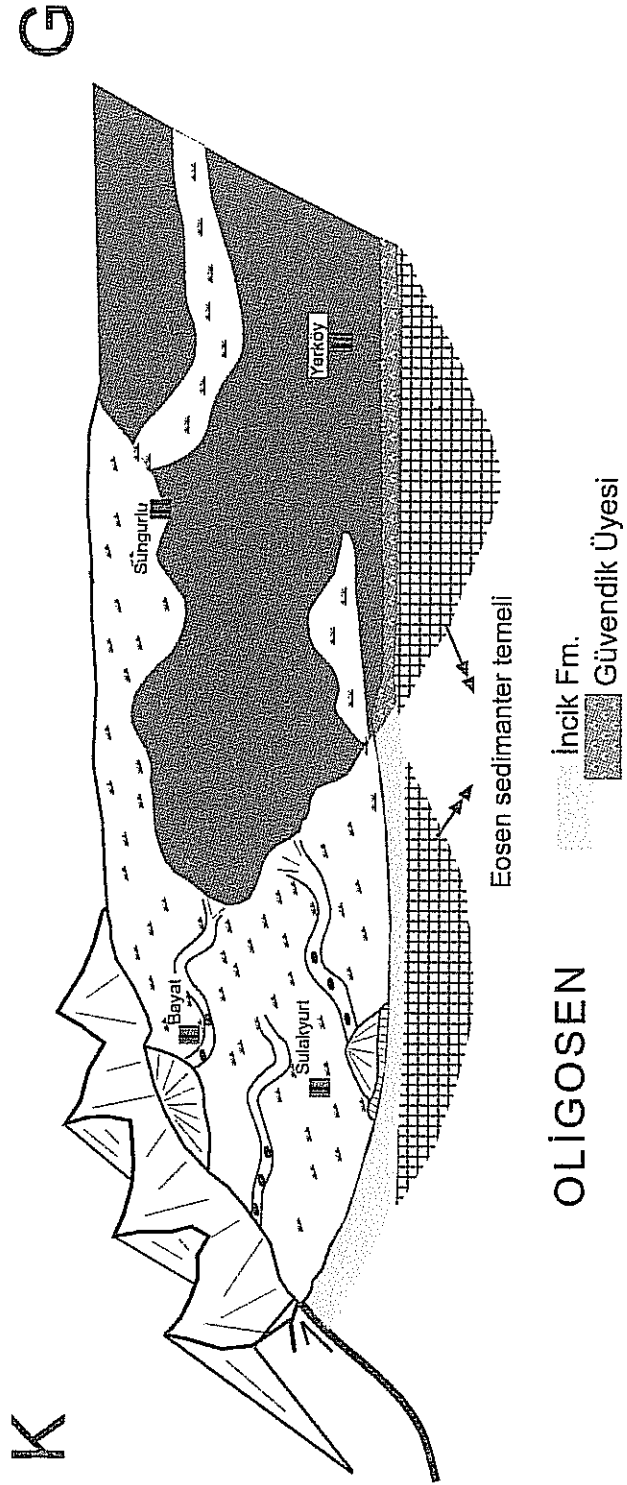
4.1.3. İncik ve Güvendik Formasyonlarının Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi

İncik formasyonu yanal ve düşey olarak Güvendik formasyonuna geçmektedir. Bu iki formasyon üzerine yine Geç Oligosen yaşlı Kızılırmak formasyonu gelmektedir

Oligosen'den itibaren Çankırı-Çorum Havzasının kenar kısımlarında (özellikle kuzey ve batı kenarları) İncik formasyonu depolanırken havzanın orta kesimlerin de gölsel karakterde Güvendik formasyonu çökelmiştir (Şekil 4.1.8).

Oligosen-Erken Miyosen yaşlı İncik formasyonu kuzey ve batı kaynak alanlarından beslenen alüvyal yelpaze ve akarsu tortularından oluştuğu saptanmıştır. İncik formasyonunda

- Gravite akma katkılı örgülü akarsular
- Çakıllı örgülü akarsular
- Kumlu menderesli akarsular
- Taşkın düzlükleri



Şekil 4.1.8: İncik ve Güvendik formasyonlarının paleocoğrafyafik gelişimi

için tanıtman fasiyes toplulukları belirlenmiştir. Bu üst üste gelişler havza ortalarında ve kuzey kenarlarda belirgin olup birimin kalınlığını oluşturur. Ölçülü kesitlerdeki fasiyes topluluklarının tekrarlaması da bu nedenledir.

Güvendik formasyonu havza merkezinde gelişen tuzlu göllerde oluşmuş ve kalın istifler oluşturmuştur (Şekil 4.1.8).

4.2. Kızılırmak Formasyonu

Kızılırmak formasyonunu tanımlayan Birgili vd. (1975), tip lokalitesi olarak Kızılırmak nahiyesi ve çevresini belirtmiş ve aşağıda belirtilen fosiller göre Geç Miyosen-Pliyosen yaşını vermişlerdir;

- N. Gökçen'in tayinleri; (Üst Miyosen);

-*İlyocypris gibba*

- M. Erkan'ın tayinleri; (Pliyosen);

-*Ostracode indet*

-*İlyocypris gibba*

-*Cyprinotus solinus*

-*Candona sp.*

- R. Çetin'in tayinleri; (Üst Miyosen);

-*Monoporollenites solaris*

-*Pityosporites microalutus*

-*Periporopollenites multiparatus*

Daha sonra Hakyemez ve diğ. (1986) stratigrafik ilişkilere dayanarak Kızılırmak formasyonunu aynı yaşta kabul etmişlerdir.

Bu proje kapsamında Kızılırmak nahiyesinde ve çevresinde 3 adet memeli fosil yatağı bulunmuştur. Bu lokaliteler şunlardır (Şekil 4.2.1);

- Kızılırmak lokalitesi (K 40° 19' 57.3", D 34° 01' 59.7")
- Korçullu (Tepe 641) lokalitesi (K 40° 17' 22.3", D 34° 04' 51.5")
- Gözükızıllı lokalitesi (K 40° 09' 13.1", D 34° 02' 0.4")

Bu lokalitelerde bulunan ve sistematik olarak paleo memeli fosilleri şunlardır;

Kızılrnak lokalitesi ;

- Iberomeryx cf. parvus* Gabunia, 1964,
- Tragulidae indet. [majoritary among artiodactyls]
- Carnivora indet.*, sp. 1,
- Carnivora indet.*, sp. 2,
- Rhinocerotidae gen. et sp. indet.*,
- Rodentia
- Lagomorpha

Korçullu (Tepe 641) lokalitesi

- Iberomeryx cf. parvus* Gabunia, 1964 [majoritary among artiodactyls],
- Tragulidae indet.
- Palaeohypsodontus* sp.,
- Cervoidea gen. et sp. indet.* (size of *Procervulus/Dremotherium*),
- Feloidea gen. et sp. indet.* (small),
- Rhinocerotidae gen. et sp. indet.*,
- Rhinocerotoidea gen. et sp. indet.*,
- Rodentia
- Lagomorpha

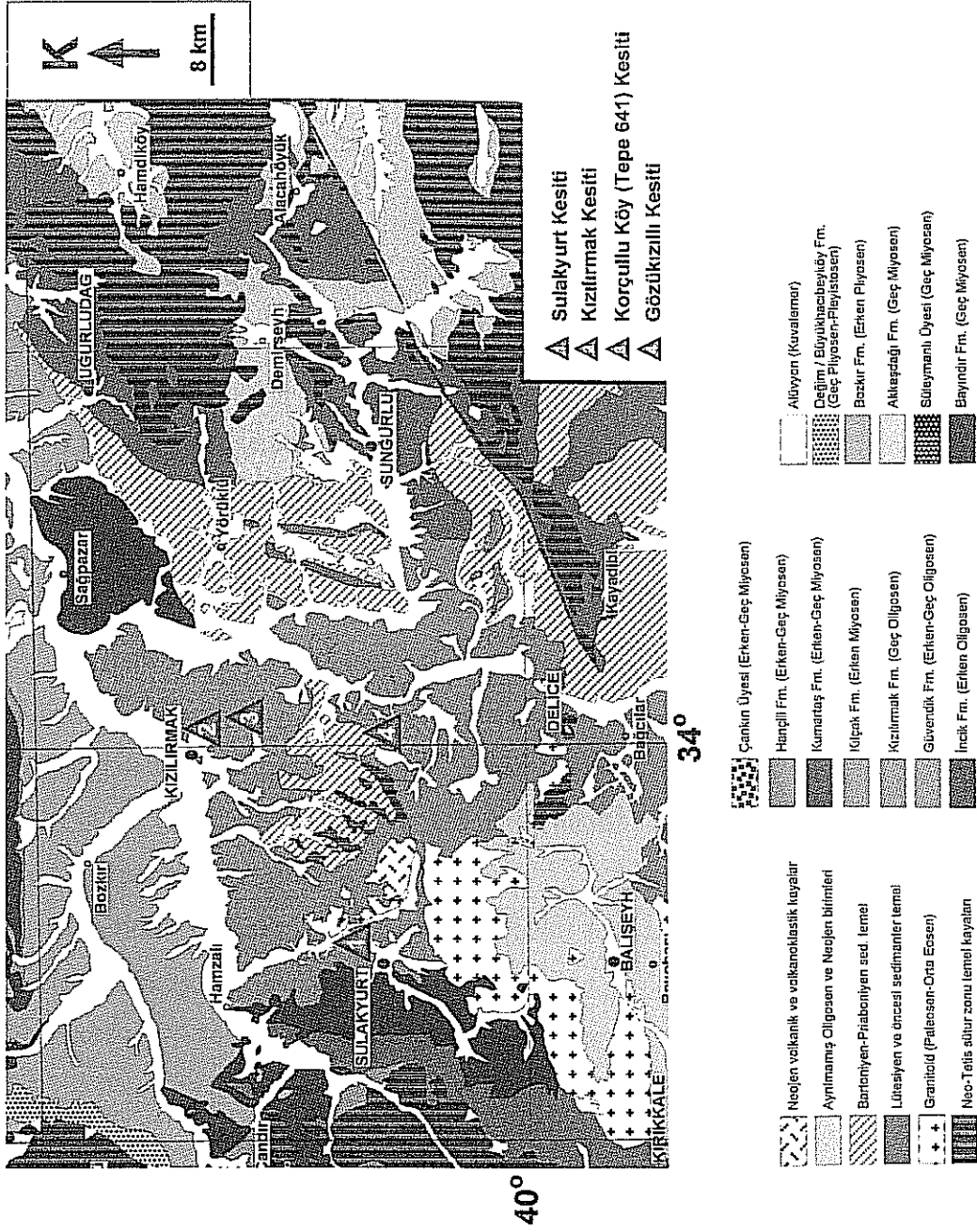
Gözükazılı lokalitesi

- Baluchitherium (Paraceratherium)*
- Eucricetodon* sp., Ctenodactylidae, *Tataronyinen* sp. (Saraç,2003;

Kaymakçı,2000)

Bu bulgular ışığında, önceki çalışmacıların görelî stratigrafiye dayanarak Geç Miyosen olarak kabul edilen Kızılrnak formasyonunun yaş konağı Geç Oligosen olarak değiştirilmiştir. Bununla beraber bu birimden havzanın güneyinde Geç Miyosen- Erken Pliyosen Akkaşdağı formasyonu, kuzey ve batısında ise Miyosen yaşlı Kumartaş formasyonu ve Geç Miyosen yaşlı Süleymanlı üyesi ayrılmıştır.

Daha önceki çalışmacıların kırmızı renkli karasal kırıntılılara, stratigrafik ilişkiye ve sınırlı sayıdaki ostrakod, polen vb. çalışmalarına göre hep aynı formasyon adını vermeleri birçok problemi beraberinde getirmektedir. Farklı zamanlardaki depolanma ortamları birbirlerine karışmakta ve stratigrafik olarak önemli sorunlara yol açmaktadır.



Şekil 4.2.1: Kızılırmak formasyonuna ait ölçülü kesit yerleri.

Bu bağlamda Çankırı-Çorum Havzasındaki Kızılırmak formasyonunun kapsadığı tortulların gerçek stratigrafik yeri ve yaşlarının ortaya konulmasıyla daha doğru jeolojik (tektonik, sedimentoloji) modellere varılabilecektir.

4.2.1. Ölçülü kesitler

Kızılırmak formasyonuna ait ölçülü kesit yerlerinin lokasyonları Şekil 4.2.1'de verilmiştir. Bu kesitlerden elde edilen fasiyesler aşağıda detaylı olarak açıklanmıştır.

Sulakyurt Kesiti (A)

Sulakyurt kesiti Sulakyurt'un 1 km KD'sında yer alır (Şekil 4.2.1). Ölçülen istifin kalınlığı 110 m dir. Kesit başlangıcı örtülü olduğundan kısa mesafeli ötelenmeler yapılmıştır. Tabakalar K, KD uzamışlıdır. Kesit tabanında İncik formasyonuna ait birimler yer alır.

Kızılırmak Kesiti (B)

Kızılırmak-Sungurlu karayolu üzerinde Kızılırmak ilçesinden 5 km kuzeyde yer alır (Şekil 4.2.1). Ölçülen istifin kalınlığı 110 m dir. İstifin tabanında Güvendik formasyonunun jipsleri ve kilaşları yer alır.

Korçullu (Tepe 641) Kesit (C)

Korçullu kesiti Kızılırmak-Sungurlu karayolu üzerinde, Kızılırmak-Bağdatlı Köyü kavşağından itibaren 5 km GD'da yer alır (Şekil 4.2.1). GPS Koordinatları şöyledir; X-0591942; Y-4460595. Burada ölçülen istifin kalınlığı 40 m'dir.

Gözükızılı Kesiti (D₁, D₂)

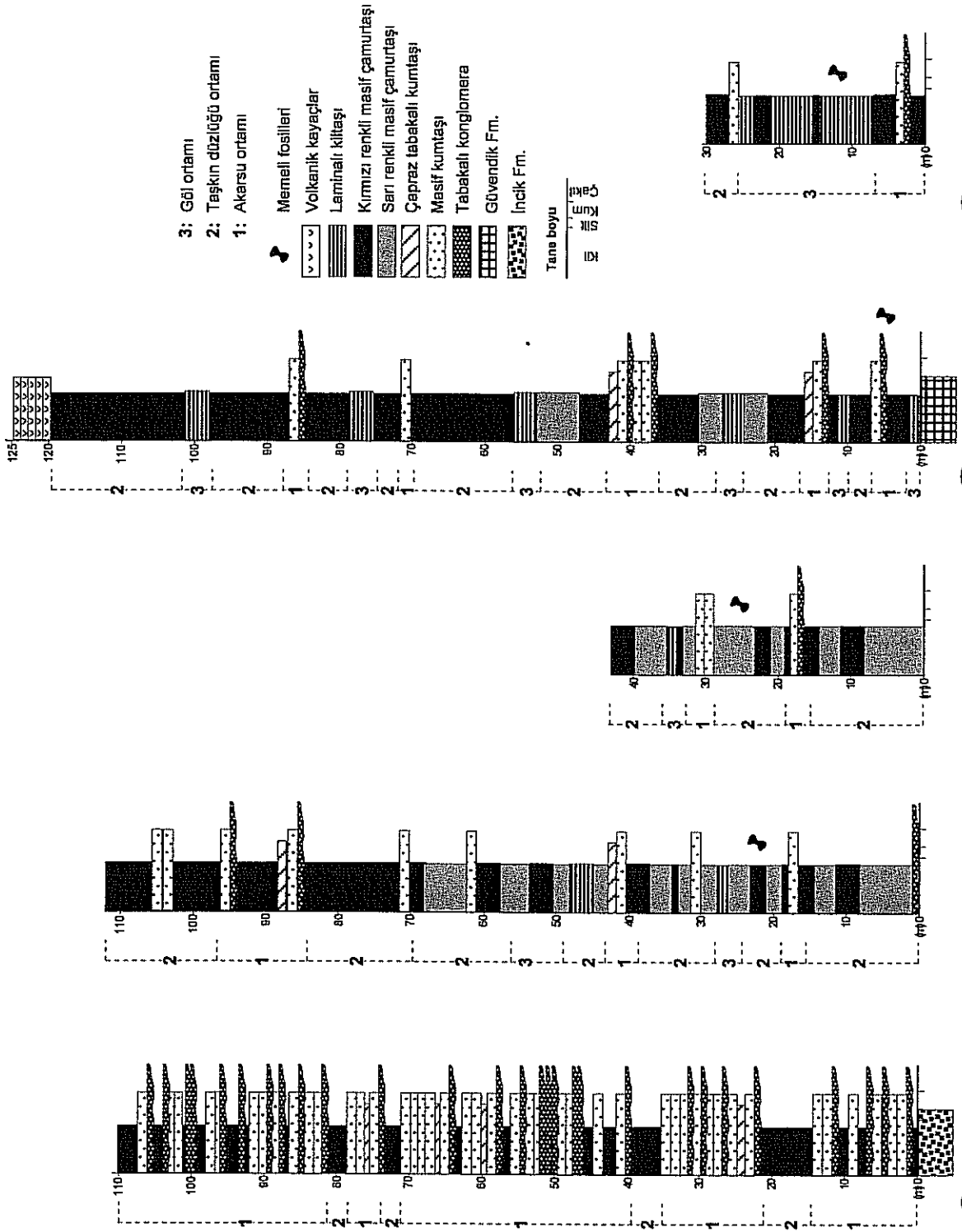
Delice'nin 7 km GB'sında yer alır (Şekil 4.2.1). Bu lokasyonda 50 m aralıkla 2 adet kesit ölçülmüştür. Kesitlerin GPS koordinatları şöyledir; GPS: X-0588034; Y-4445394, X-0588162; Y-4445334. İstiflerin kalınlığı 120 m ve 30 m dir.

4.2.2. Kızılırmak formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler

Tabakalı konglomera

Bu fasiyes de konglomera olmakla birlikte tabakalı oluşuyla dikkat çeker, çoğunlukla istifin orta ve alt bölümlerinde ve ekseri masif kumtaşları ile birlikte bulunur (Şekil 4.2.2). Bu fasiyes kesitlerde istifin tabanını teşkil eder, Sulakyurt, Gözükızılı ve Kızılırmak kesitlerinde tipiktir (Şekil 4.2.2).

Fasiyes 40-70 cm arası tabaka kalınlığına sahip konglomeralardan oluşmakta olup rengi gri ve kırmızımsı gridir. Kumtaşları ile ardalanmalı ve girik olan bu fasiyesin yanal



Şekil 4.2.2: Kızılırmak formasyonunun fasiyes ve fasiyes topluluklarının saha dağılımı

devamı birkaç metreyi bulmakta olup genellikle merceksidir. Tabaka tabanları aşınmalı ve erozyonaldır (Şekil 4.2.3).

Konglomeralarda boylanma kötü olup normal derecelenme izlenmektedir. Tabaka tabanlarında tane boyu 10-15 cm'yi bulan iri çakıllar yer alır ve ortalama tane boyu 4-5 cm dir. Çakıllarda zayıf olarak kiremitlenme gözlenir. Fasiyesin tümüne yakını tane desteklidir ve çakıl boyu taneler hacimce %80 bolluكتadır. Yuvarlaklaşma iyi gelişmiştir. Tane bileşenlerini genellikle volkanik kayaç parçası olup daha az ofiyolit ve kireçtaşı parçaları da yer alır. İnce boy taneler ince-orta kum olup, ekseri karbonat çimento ile bağlanmıştır.

Bu fasiyesin alt kesimlerinde bütün zamanların en büyük kara memeli hayvanı *Paraceratherium* sp. (*Baluchitherium*) parçaları bulunmuş ve detay kazılar ile bir kısmı çıkarılmıştır (Şekil 4.2.3).

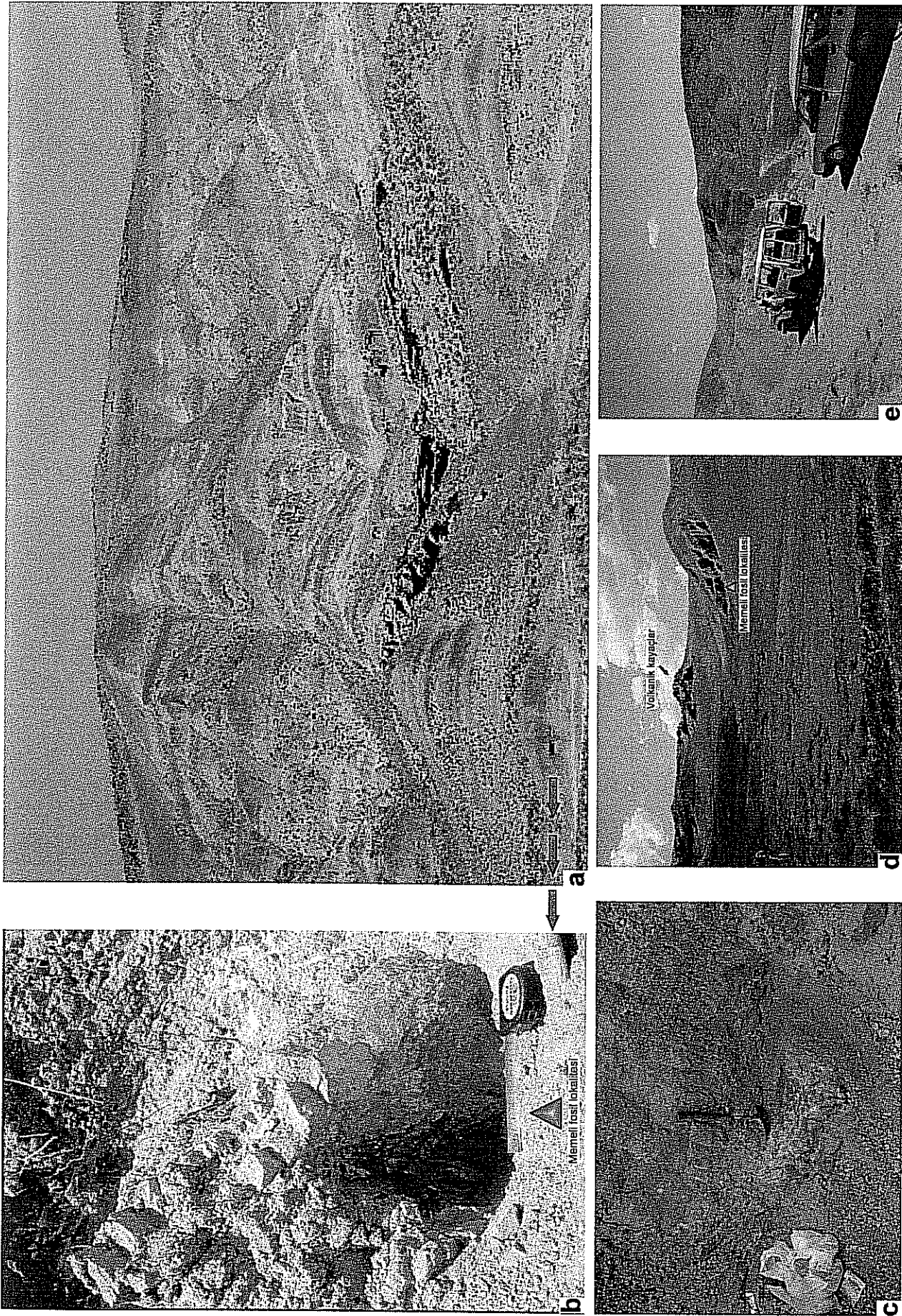
Yorum:

Bu fasiyes tane-tane yatak yükü şeklinde bir depolanma gösterir (Harms vd. 1982). Ayrıca normal derecelenme ve/veya kiremitlenme (binikleme), akarsu taşımalarını işaret eder. Bu fasiyes uzunlamasına barlar ya da çakıl yaygıları şeklinde depolanmıştır (Rust 1972, Miall 1977).

Masif kumtaşı:

Masif kumtaşlarından oluşan bu fasiyes istif içerisinde geniş yayılım gösterir. Tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 8-35 cm arasında değişir ve ortalama 15 cm kalınlıktaki tabakalar hakimdir (Şekil 4.2.3). Tüm fasiyesler içinde en yaygın görülen ve ölçülü kesitlerin hepsinde önemli kalınlıklar teşkil eden bu fasiyestir. Tabaka tabanları aşınmasız olup bu kumtaşlarının yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır. Egemen tane orta-kaba kumdur. Yer yer çakıllı seviyelerin de olduğu bu kumtaşlarında, boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme vardır.

Kumtaşları içerisindeki ağır minerallerden hornblend, piroksen, epidot, biyotit ve zirkon tanımlanmıştır. Kaynak alan olarak volkanik ve ofiyolitik kayaçları yansıtmaktadır.



Şekil 4.2.3: Kızılırmak Formasyonuna ait fasiyeler: a) Gözükişilli-1 Kesiti (D1) ait istifin genel görünümü, b) *Paraceratherium* sp. (*Baluchitherium* sp.) çıkarıldığı akarsu kanalı arkası fasiyesi, c) *Paraceratherium* sp. (*Baluchitherium* sp.) alçılanması, d) Gözükişilli-2 Kesiti (D2) genel görünümü ve istifi kesen Miyosen volkanikleri, d) Kırmızı renkli çamurtaşları

Yorum:

Tabakaların yanıl devamlı oluşu sebebiyle yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmesiyle ve sellenme sonu dönemlerinde bu tür fasiyesler oluşabilmektedir (Rust 1978, Todd 1989).

Çapraz tabakalı kumtaşı

Kırmızı-yeşil renkte gözlenen çapraz tabakalı kumtaşları istif içerisinde yer yer gözlenir ve önemli kalınlıklar oluşturmaktadırlar (Şekil 4.2.2). Fasiyesin tabanı her yerde aşınmalıdır. Çapraz tabaka kalınlıkları 15-25 cm arasında değişir. Bunlar çapraz tabakalı-laminall olup, ön takım kalınlıkları 4-8 mm dir. Ön takım eğimleri 10°-15° arasında değişir. Kumtaşları ince-orta kum tane boyuna sahip olup orta-zayıf boylanma göstermektedir.

Yorum:

Fasiyesin çapraz tabakalı oluşu su akımları ile depolandığı ve yatak yükünün yanıl yönde taşınımı ile oluştuğunu gösterir (Rust 1978).

Masif çamurtaşı

İncelenen istifin yarısı bu fasiyesle temsil edilir (Şekil 4.2.2). Bu fasiyes, paralel laminall ve ince tabakalı siltaşları ile masif çamurtaşları içerir. Masif oluşu amalgamasyon (tabaka sınırlarının silinmesi) ile ilgilidir. Tanıtman rengi kahverengi ve toprağımsı gridir. Çamurtaşlarının yanıl devamı çok fazladır (Şekil 4.2.3). Kömürleşmiş bitki kırıntıları, demirli nodül ve benekler çamurtaşları içerisinde sıkça rastlanır.

Yorum:

Masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökeliminin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında teşekkül etmiştir (Miall 1977, Kraus 1993,1997). Ayrıca bu tür ortamlarda toprak oluşumu süreçleri de gelişmiştir.

Laminall kiltası

Gri, kahve renkli olan bu kiltaları yer yer çamurtaşları ile ardalanmalıdır (Şekil 4.2.3). Tabaka kalınlıkları 2-8 cm arasında değişir. Killer içerisinde çözülmüş olarak veya kristal halinde tuzlar bulunur. Bu sebeple bazı seviyelerde tuzlu killer halinde olabilmektedir.

Yorum:

Bu tür fasiyesler su altı koşullarında oluşur ve yer yer sığ göllerin kuruması ile çamur düzlükleri oluşur (Hardie vd. 1978).

4.2.3. Kızılırmak formasyonunun fasiyes topluluğu**Akarsu ortamı**

Bu fasiyes topluluğunu tabaklı konglomeralar ve masif kumtaşları oluşturur. İstifte yukarı doğru incelmeye gözükür. Bu fasiyes topluluğu çakıllı derin kanallı örgülü akarsuları karakterize etmektedir (Miall 1996) (Şekil 4.2.2). Stanistreet ve Mc Carthy (1993)'e göre ise bu fasiyes topluluğu örgülü akarsu yelpazelerinin iç ve orta kısımlarında yer almaktadır. İstifin üst seviyelerine doğru çapraz tabakalı kumtaşları ve çamurtaşlarının arttığı gözlenir. Bu seviyelerde ise menderesli akarsulara geçiş gösterir (Şekil 4.2.2).

Taşkın düzlüğü ortamı

Çamurtaşlarının bu kadar yaygın olduğu ortamlar set üstü ve taşkın düzlüğü ortamlarını yansıtır (Collinson 1996). Sınırlı, sulu, bataklık alanlarda kömürleşmeler gelişebildiği gibi bitki kırıntıları taşınarak çamurtaşlarına karışması da gözlenir (Flores 1984). Kurak iklim dönemlerinde kalış gelişebildiği gibi depolanmanın durduğu zamanlarda topraklaşma gözlenebilir (Nami ve Leeder 1978).

Göl ortamı

Laminalı kilaşları genellikle göl ortamlarını yansıtır. Özellikle gölün açık evresinde kırıntılı ağırlıklı fasiyesler gelişmektedir. Zaman zaman gölün kuruması ile birlikte taşkın düzlüğü fasiyesleri yer alır.

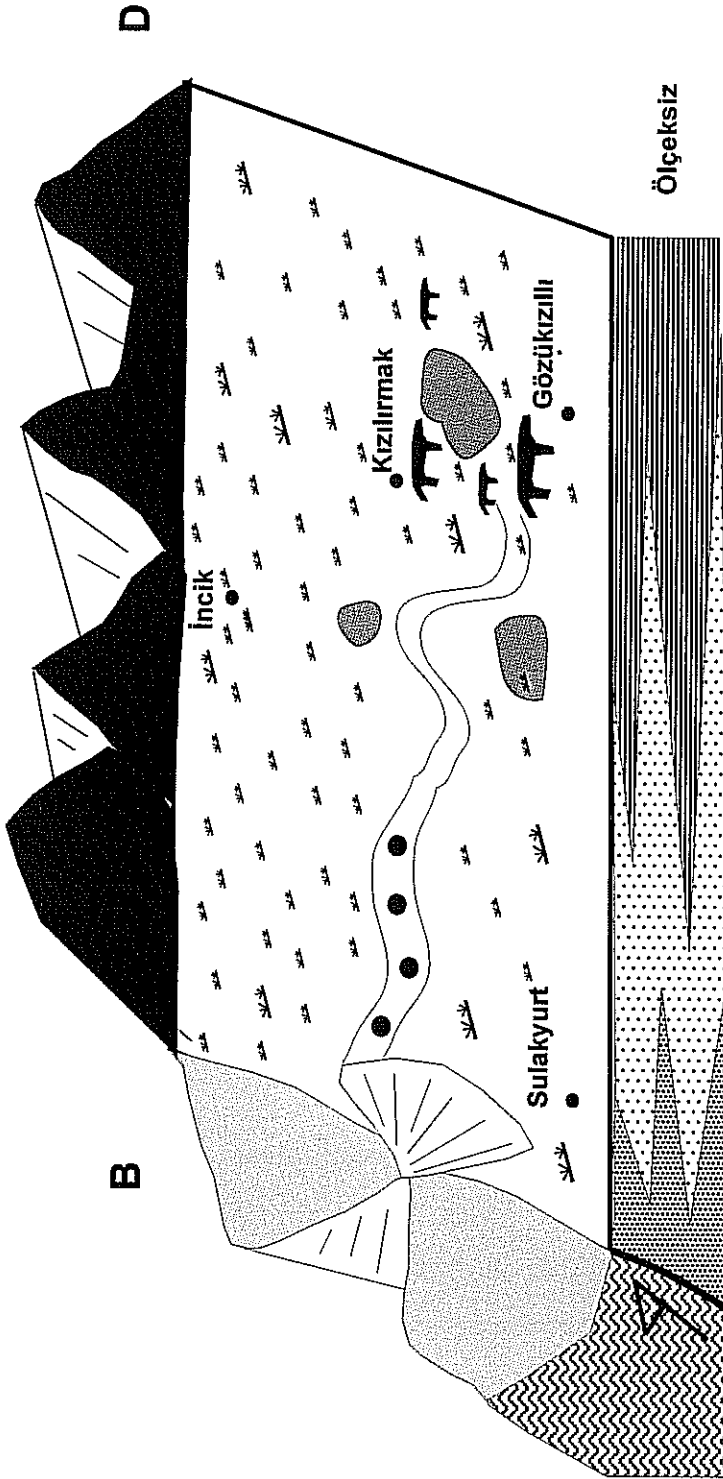
4.2.4. Kızılırmak formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi

Türkiye jeolojisinde Kızılırmak formasyonu; karasal tortulların önemini ortaya koyan ve bir o kadar da yanılırlara yol açabilen güzel bir örnektir. Karasal kırıntılıların çalışmalarında memeli paleontolojisi ile desteklenmediği takdirde birçok önemli stratigrafik sorunlarla karşılaşmaktadır. Yaklaşık 20.000 km² lik bir alana yayılmış ve 8 adet 1/100.000 lik jeolojik harita paftasını kaplayan Kızılırmak formasyonu Geç Miyosen yaşı ile haritalanmıştır. Bölgede gerçekten de Geç Miyosen yaşını veren ve benzeri fasiyesleri

sunan birimler bulunmaktadır. Ancak birimin tip lokalitesindeki yaşın Oligosen olması, birbirine benzeyen fakat farklı yaşlardaki birimlerin karıştırılmış olması durumunu yaratmıştır. Bu karışıklık elbetteki paleocoğrafya yorumlarını da etkileyecektir.

Geç Oligosen'de Çankırı-Çorum Havzasının batı kesimlerinde akarsu ortamı gelişirken havza merkezinde taşkın düzlüğü ve sığ göl ortamına ait fasiyesler çökelmiştir (Şekil 4.2.4). Erken Oligosen döneminde çok hızlı sedimantasyonun gelişmesinin aksine Geç Oligosen tektonik olarak nispeten daha sakin olup memeli hayvanlarında bol bulunduğu bir zamana karşılık gelmektedir.

Anadolu'nun Oligosen zaman aralığındaki paleocoğrafyası henüz açıkca bilinmiyor ya da birçok bilinmezlerle doludur. Bruijn vd. (baskıda) Anadolu'nun Oligosen'de bir adalar sistemine ait olduğunu savunurlar ve bu sebeple paleomemeli faunanın, cins ve tür düzeyinde fakir olduğunu belirtirler. Bununla beraber Rögl (1999) Eosen-Oligosen sınırında Alp-Himalaya tektonik kuşağı boyunca, kıta-kıta çarpışması sonucu Paratetis'in kapandığına ve "Turgai" Boğazının yok olduğunu belirtir. Oligosen'de Anadolu'nun kısıtlı alanları denizin etkisi altında olup büyük oranda karasal alanlar bulunmaktadır. Kapanmış "Turgai" geçidi ile oluşan kara köprüsü sayesinde de Asya ile karasal bağlarının gerçekteşmiş olması gerekmektedir. Proje kapsamında bulunan *Paraceratherium* sp. Asya kıtası kökenlidir ve kapanan Turgai geçidinden geçerek Anadolu'ya, Romanya'ya ve Yugoslavya'ya ulaşmış olmalıdır. Çankırı-Çorum Havzasında bulunan *Paraceratherium* sp. ait veri bu kara köprüsünün oluştuğunu kanıtlayan çok önemli bir bulgudur.



Şekil 4.2.4: Kızılırmak formasyonunun paleocoğrafik gelişimi.

4.3. Kılçak Formasyonu

Kılçak formasyonu ilk defa Şen vd. (1998) tarafından adlandırılmıştır. Erken Miyosen yaşı memeli fosillerine göre verilmiştir [(Bruijn vd., 1993; Hoek Ostende, 1992; bu çalışma (MN 1-3)]. Kılçak formasyonunun üzerine uyumlu olarak Kumartaş formasyonu gelir. Formasyonun yüzlek verdiği bölge çok geniş bir heyelan alanı içerisinde yer alır. Bu yüzden doğru stratigrafinin kurulması için düzgün kesit yerleri çok sınırlıdır. Sadece Sülüklü göl mevkinde ve Kılçak köyünde ölçülebilecek kesitler saptanmıştır. Bu sebeple saptanan fasiyes ve fasiyes toplulukları sınırlı bilgi vermekte, başka kesitler ile korele imkanı olmamaktadır.

4.3.1. Ölçülü kesitler

Kılçak formasyonuna ait iki ölçülü kesit alınmış ve lokasyonları Şekil 4.3.1'de verilmiştir.

Sülüklü göl (Kumartaş Köyü) Kesiti:

Kılçak formasyonu için tanıtman olan en tipik ölçülü kesit yeridir. Kesit yerinin GPS değerleri (X: 0533881, Y: 4456667) alınmış ve Kumartaş 4 km GD'sındaki Sülüklü göl mevkinde olduğu belirlenmiştir.

Kılçak Köyü Kesiti:

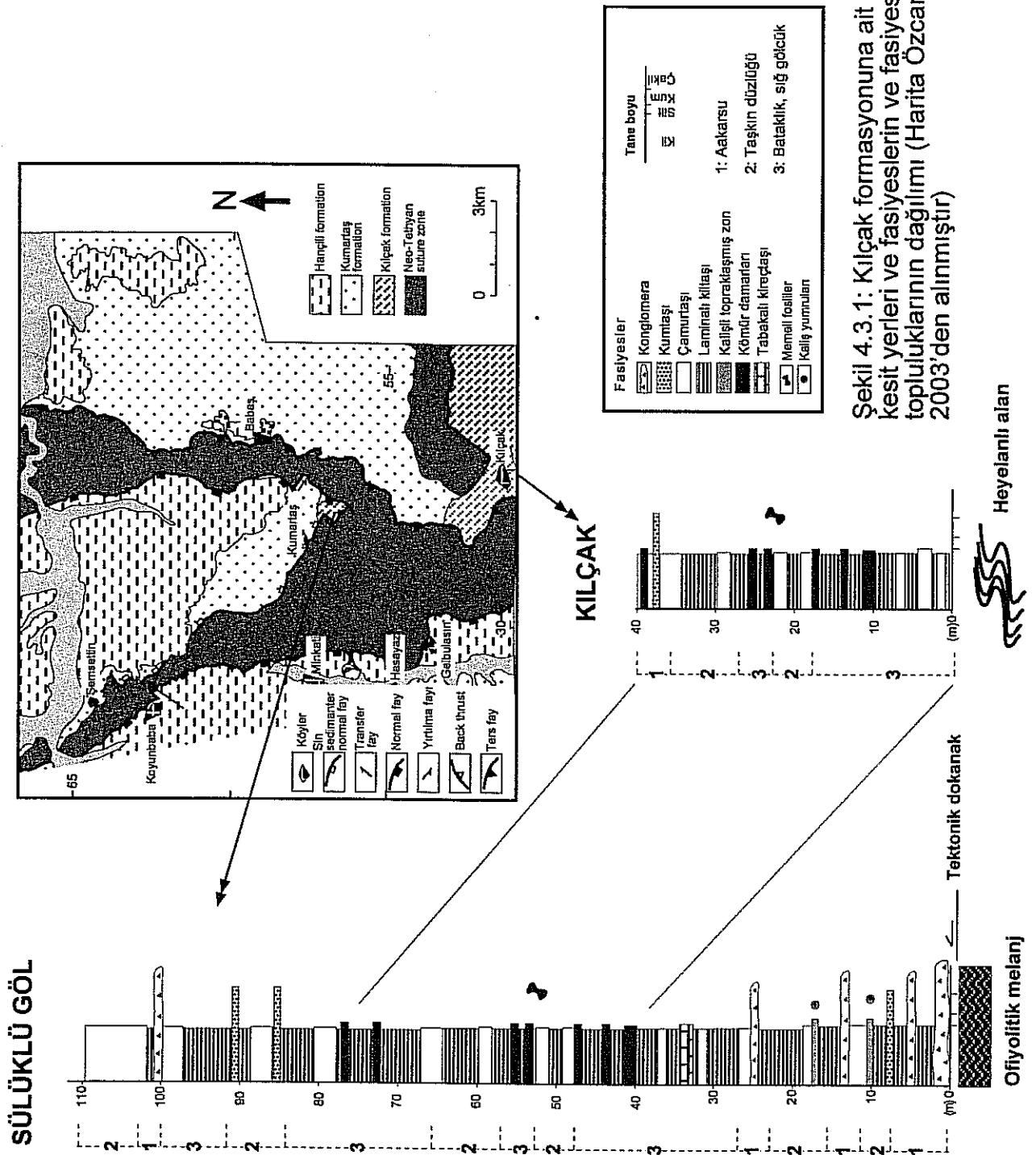
Bu bölge tamamen heyelan alanı halindedir. Ölçülebilecek 40 m lik kesit ölçülmüş ve Sülüklü göl kesitinde ölçülen tam istif ile korele edilerek muhtemel yeri saptanmıştır. Kesit yeri yeni Kılçak Köyünün 2km GB'da yer alır.

4.3.2. Kılçak formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler:

Konglomera:

Gri ve sarı renkli olan bu konglomeraların tabaka kalınlıkları 35-70 cm arasındadır (Şekil 4.3.1,2). Merceksi bir geometriye sahiptir ve yanal devamı 30-40 m yi bulmaktadır. Tabaka tabanları erozyonaldır. Konglomeralarda boylanma kötü olup normal derecelenme izlenmektedir. Konglomeraların bileşenleri ofiyolit malzemesi olup ortalama tane boyu 1-2 cm, max. Tane boyu ise 6-8 cm bulur.

Bu fasiyes tane-tane yatak yükü şeklindeki bir depolanmayı gösterir (Harms vd., 1982). Ayrıca normal derecelenme ve/veya kiremitlenme akarsu taşınmalarını işaret eder.



Şekil 4.3.1: Kılçak formasyonuna ait kesit yerleri ve fasiyelerin ve fasiyes topluluklarının dağılımı (Harita Özcan, 2003'den alınmıştır)

Kumtaşı:

Bu fasiyesi oluşturan kumtaşlarının tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 10-30 cm arasında değişir (Şekil 4.3.1,2). Tabaka tabanlarında genelde aşınmasız bazen aşınmalı olabilmektedirler. Egemen taneler orta-kaba kumdur. Yer yer çakıllı seviyelerin de olduğu bu kumtaşlarında, boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme sunarlar.

Bu tür fasiyeslerde tabakaların yanal devamlı oluşu ve diğer özellikleri ile , sellenme sonu dönemlerde, yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmeyi karakterize eder (Rust, 1978).

Çamurtaşı:

Kırmızı, sarı renkli olan bu çamurtaşları kil+siltlerden oluşmaktadır. Genellikle konglomera ve kumtaşları ile birlikte bulunur (Şekil 4.3.1,2). Yanal devamı yüzlerce metreyi bulabilmektedir. Fasiyes içerisinde kalışlı topraklaşma zonları bazı seviyelerde yer alır.

Çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökelinin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında oluşurlar (Miall, 1977; De Feyter ve Molenaar, 1984; Flores, 1984).

Laminalı kiltası:

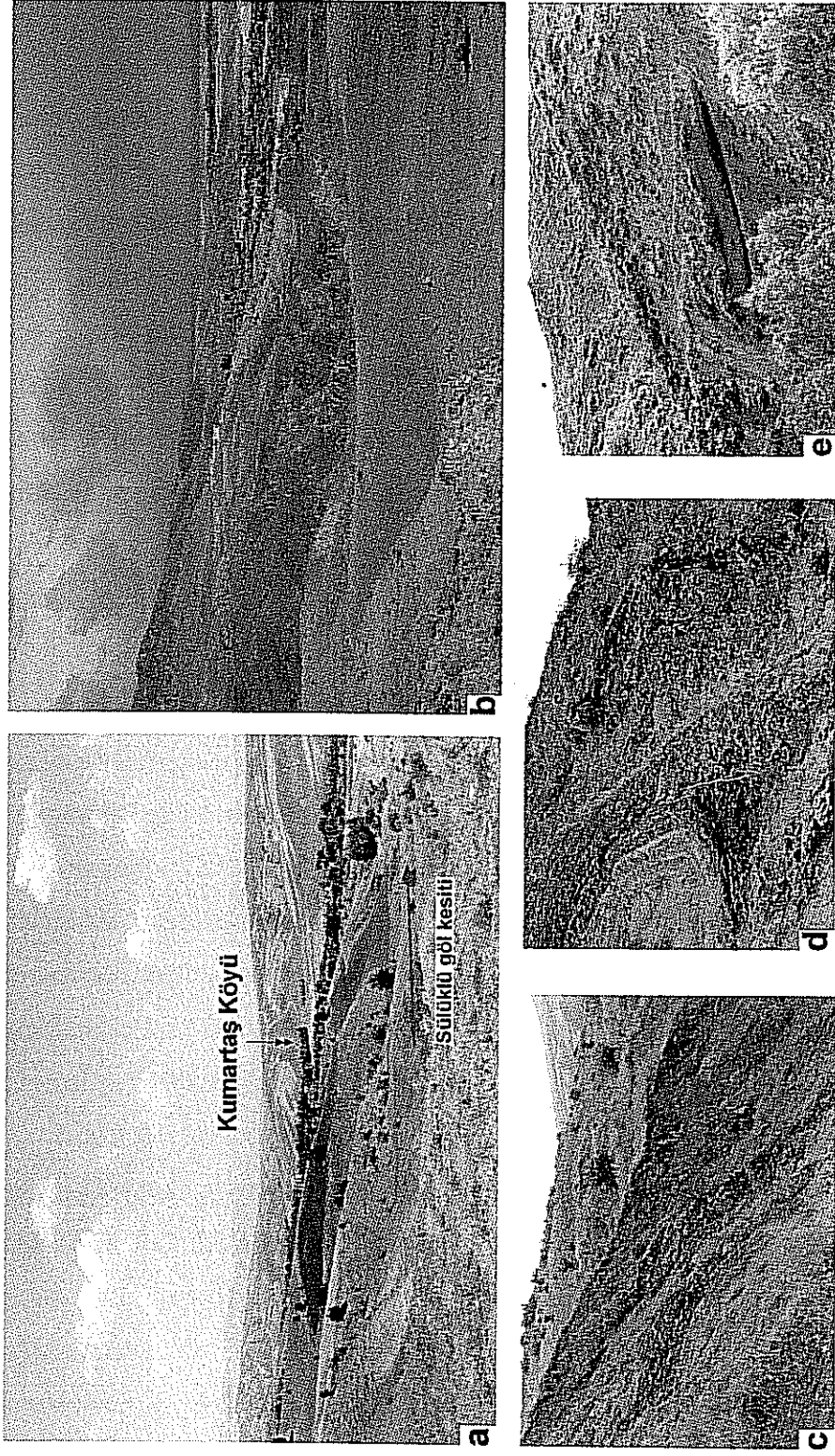
Yeşil renkli, laminalı kiltası istif içerisinde en yaygın olan fasiyesdir (Şekil 4.3.1,2). Bazı seviyelerde kiltasının organik madde miktarı artmakta ve kömür bantlarına geçmektedir. İstif içerisinde 7 kömür bantları yer almaktadır. Bu kömür bantlarının kalınlığı 10-40 cm arasında değişmektedir.

Laminalı killer genellikle açık göl koşullarında asıltıdan çökeliyi ifade eder (Talbot ve Allen, 1996). Kömür ile ardalanmalı oluşu sığ göl ve bataklık ortamlarını yansıtmaktadır (Flores, 1984).

Kireçtaşı:

Beyaz renkli olan bu kireçtaşlarının tabaka kalınlığı 15-25 cm arasında değişir. Bu fasiyes laminalı kiltası ile birlikte bulunur. Mineralojik incelemesi sonucunda kırılmış gastrapod parçalarından oluştuğu ve matriksinin mikrit olduğu belirlenmiştir.

Karbonatlar genellikle göl kenarı karbonat banklarında oluşmuşlardır (Platt ve Wright, 1991).



Şekil 4.3.2: Kılçak formasyonuna ait kesit yerleri ve fasiyeslerin arazi görünümü: a) Sülüklü göl kesitinin genel görünümü, b) Kılçak kesitindeki heyelan alanları, c) Sülüklü göl kesitindeki kömürlü, kıltaşı fasiyesleri, d) Kılçak kesitindeki kömürlü, kıltaşı fasiyesleri, e) Sülüklü göl kesitindeki konglomera, kumtaşı fasiyesleri.

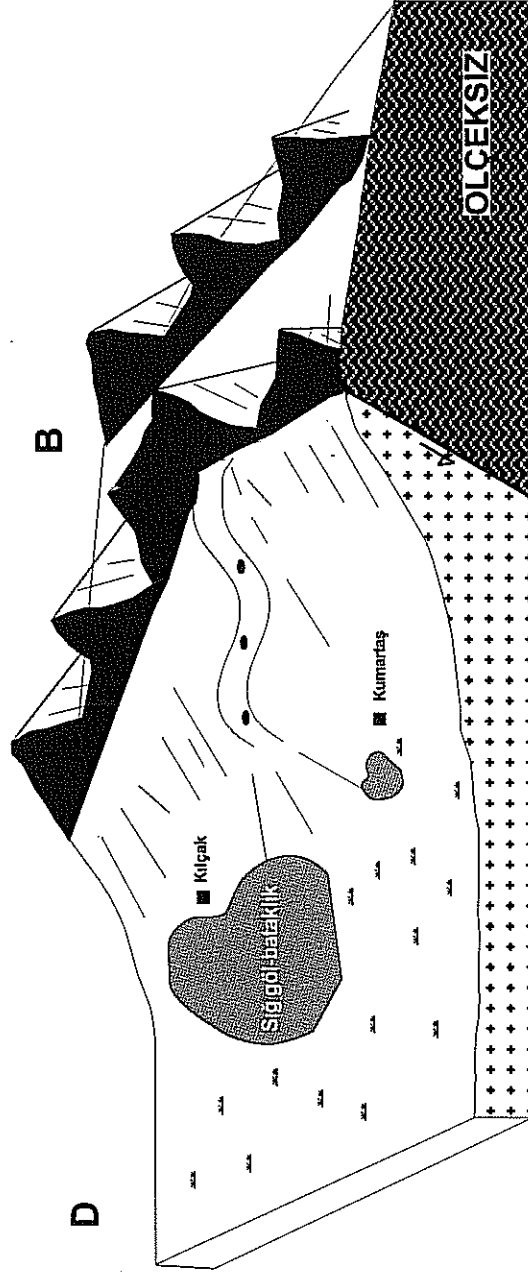
4.3.3. Kılçak formasyonunun fasiyes topluluğu:

Konglomera, kumtaşı ve çamurtaşları fasiyesleri beraberce çakıllı örgülü akarsu fasiyes topluluğunu oluşturmuştur (Miall 1996). Bu fasiyes topluluğu yanal ve düşey olarak taşkın düzlüğü fasiyes topluluğuna geçmektedir (Şekil 4.3.1). Taşkın düzlüğü ortamı ağırlıklı olarak çamurtaşlarından ve daha az olarak da kumtaşlarından meydana gelmektedirler. Sınırlı, sulu, bataklık alanlarda kömürleşmeler gelişebildiği gibi bitki kırıntılarının taşınarak çamurtaşlarına karışması da gözlenir (Flores 1984, Miall 1987). Kurak iklim dönemlerinde kalış gelişebildiği gibi depolanmanın durduğu zamanlarda topraklaşma gözlenebilir (Nami ve Leeder 1978). Ayrıca Friend (1978), Parkash vd. (1983), Kelly ve Olsen (1993) bu tür ortamlara uç yelpaze (terminal fan) adını vermektedir. Özellikle Kelly ve Olsen (1993) tanımlamasında, bu fasiyes topluluğu terminal yelpazesinin taşkın havzasını oluşturmaktadır. Bu tür ortamlarda küçük sığ gölcükler ve bataklıklarda gelişmektedir. Laminalı kıltaşları ve kireçtaşları bu tür sığ gölcüklerde oluşmuş olup taşkın zamanlarında çamurtaşları ile birlikte bulunmaktadır.

4.3.4. Kılçak formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi:

Kılçak Formasyonu havzanın tektoniğinin açıklanmasında anahtar rol oynamaktadır. Bu konu ile ilgili 2 farklı görüş vardır. Bunlar; Kaymakçı (2000) ve Seyitoğlu vd. (2000) dir. Kaymakçı (2000) görüşüne göre; Kırşehir Bloğu ile Sakarya Kıtası arasındaki kıtalararası yakınlaşmanın sebep olduğu sıkışma rejiminin en son ürününün Kılçak formasyonu olduğudur. Kılçak formasyonunu oluşturan istifin yukarı doğru incelleme karakteri göstermesine rağmen bindirme dilimleri önünde depolandığını belirtmektedir (Kaymakçı, 2000; Kaymakçı vd. 2001).

Bizim de savunduğumuz diğer bir görüş ise Seyitoğlu (2000) görüşüdür; Çankırı-Çorum Havzasının batı kenarındaki Kılçak formasyonunun da içinde bulunduğu Neojen istifi KKD doğrultulu tektonik kama ile parçalanmıştır. Bu tektonik kamanın batı kenarı normal faylı iken doğu kenarı bindirmelidir. Tektonik kamanın her iki tarafında da hem doğuda hem de batıda (Kılçak Köyü ve Kumartaş Köyünün GD'da) Kılçak formasyonunun yüzlekleri vardır (Özcan, 2003). Bunlar fasiyesleri ve fosil içerikleri ile bu çalışmalarda kanıtlanmıştır. Ayrıca Kılçak formasyonunun kenar fasiyes olduğunu gösteren işaretler de yoktur. Bu istif muhtemelen batı kenarından akarsular ile beslenen ve havza merkezine doğru sığ göl ve bataklıkların geliştiği bir paleocoğrafya sunmaktadır (Şekil 4.3.3).



Şekil 4.3.3: Kılıçak formasyonunun paleocoğrafik gelişimi.

4.4. Kumartaş ve Hançili Formasyonları

Bu bölümde Erken-Geç Miyosen yaşlı Kumartaş ve Hançili formasyonlarının fasiyes analizi ile depolanma ortamlarını tespit etmek ve depolanmasında etkili olan tektonizma tanıtılacaktır. Bu formasyonlar Çankırı-Çorum Havzasının batı kenarında yer alır (Şekil 4.4.1). Kumartaş ve Hançili formasyonlarının yaşı memeli fosillerinin bulunması ile açık olarak ortaya konmuş ve Erken-Geç Miyosen yaşındaki bu formasyonların yanal ve düşey geçişli olduğu saptanmıştır (Şekil 4.4.2).

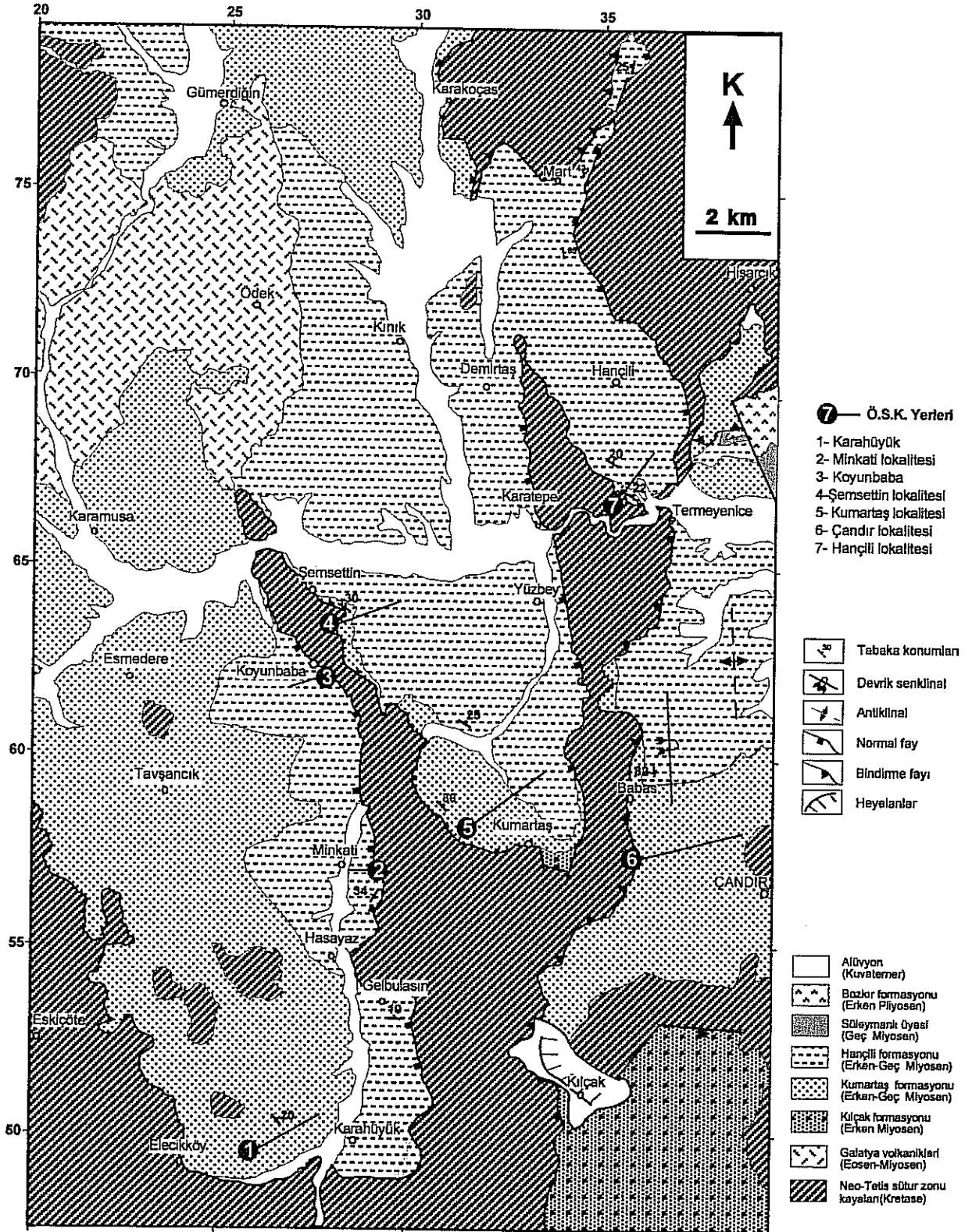
Kumartaş ve Hançili formasyonlarının hangi tektonik ortamda çökdiklerini ortaya koymak amacı ile önemli lokasyonlarda detay jeoloji haritaları yapılmıştır. Bu haritalama sonucu Neojen yaşlı birimlerle Neo-Tetis kenet zonuna ait temel arasında iki tür ilişki saptanmıştır. Bunlardan birincisi Kumartaş ve Hançili formasyonlarının çökmesi ile eş yaşlı normal faylı ve üzerlemeli sınırlardır. Diğer ise bu formasyonların çökümünden sonra gelişmiş olan tektonik kamanın havzayı parçalaması sırasında gelişen (Seyitoğlu vd., 2000) normal ve bindirme faylarıdır (Şekil 4.4.1, 2.7,8).

Bölgede sedimantolojik yönden uygun lokasyonlardan ölçülü kesitler alınmış (Şekil 4.4.2) ve Kumartaş ile Hançili formasyonlarına ait istifler cm detayında ölçülerek fasiyes analizi yapılmıştır. Kumartaş ve Hançili formasyonlarındaki fasiyeslerin yanal ve düşey ilişkilendirilmesi sonucunda alüvyal yelpaze- akarsu, göl kıyısı (fan-delta, kıyı yakını kum barları, karbonat bankları) ve göl merkezi ortamını yansıtan veriler elde edilmiştir. Bu sedimanter ortamlar Erken-Geç Miyosen'de genişlemeli tektonik rejimde gelişen bir havzada depolanmıştır. İstif içerisindeki sedimantasyonla eş zamanlı tektonik yapılar ve istifin yukarı doğru incilmesi bunu destekleyen kanıtlardır. Daha sonra Geç Pliyosen'de havza, batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli bir tektonik kama ile parçalanmış ve depolanan Miyosen tortulları deformasyona uğramıştır.

Formasyonların en iyi tanımlandığı yerlerden alınan ölçülü kesitler Şekil 4.4.1'de gösterilmiştir.

4.4.1. Kumartaş ve Hançili formasyonlarından ayırtlanmış fasiyesler

Fasiyes analizi için 7 lokasyondan ölçülü kesit alınmış ve bu kesitlerin korelasyonu için istif içerisinde yer alan tüfit ve stromatolit seviyeleri kullanılmıştır (Şekil 4.4.2). Kumartaş ve Hançili formasyonlarının birbirleri ile yanal ve düşey geçişli olmaları nedeniyle fasiyesler birbirleriyle giriktir (Şekil 4.4.3). Özellikle iki formasyon arasındaki



Şekil 4.4.1: Kumartag ve Hancili formasyonuna ait ölçülü kesitler. Jeolojik harita MTA 1/100.000, Özcan (2003)'dan derlenmiştir.

su altı ve üstü koşullarını yansıtan kıyı fasiyesleri, göl seviyesi oynamalarını göstermesi bakımından önemlidir. Fasiyeslerin ayrıntılı özellikleri ise aşağıda anlatılmıştır. İstif içerisindeki sinsedimanter tektonik yapılar (normal faylar), depolanma esnasındaki tektonik rejimin ortaya konması bakımından önemlidir (Şekil 4.4.3).

A1: Masif, organize olmamış konglomera

Tanım:

Konglomeraların tabaka kalınlıkları 1-2 m arasında değişir. Tekçe tabakaların yanal devamı 300-400 m ye ulaşmaktadır (Şekil 4.4.3). Tabakaların tabanları genellikle aşınmasızdır. Fasiyes özellikleri organize olmayan bir fabrik sunmakta ve ters derecelenme ile çok kötü boylanma gösterirler. Matriksi çamur ve kumdur. Matriksli kısımlarda zayıf bir makaslanma zonu laminaları gözlenir. Konglomera bileşenlerini ofiyolitli melanaj ile temele ait tortul kayaç parçaları oluşturur. Ortalama tane boyu 8-10 cm, maksimum tane boyu ise 60 cm olan bulan bloklar yer alır.

Yorum:

Tekçe tabakaların çok kalın ve masif oluşu ve içerisinde iri blokların gözlenmesi bu fasiyesin kütle akmaları ile depolandığını işaret etmektedir (Enos, 1977; Bull, 1977). Diğer taraftan organize olmayan bir fabrik ve makaslanma zonu laminalanması da bu fasiyesin moloz akmaları ile yerleştiği görüşünü desteklerler (Nemec ve Steel, 1984; Miall, 1996).

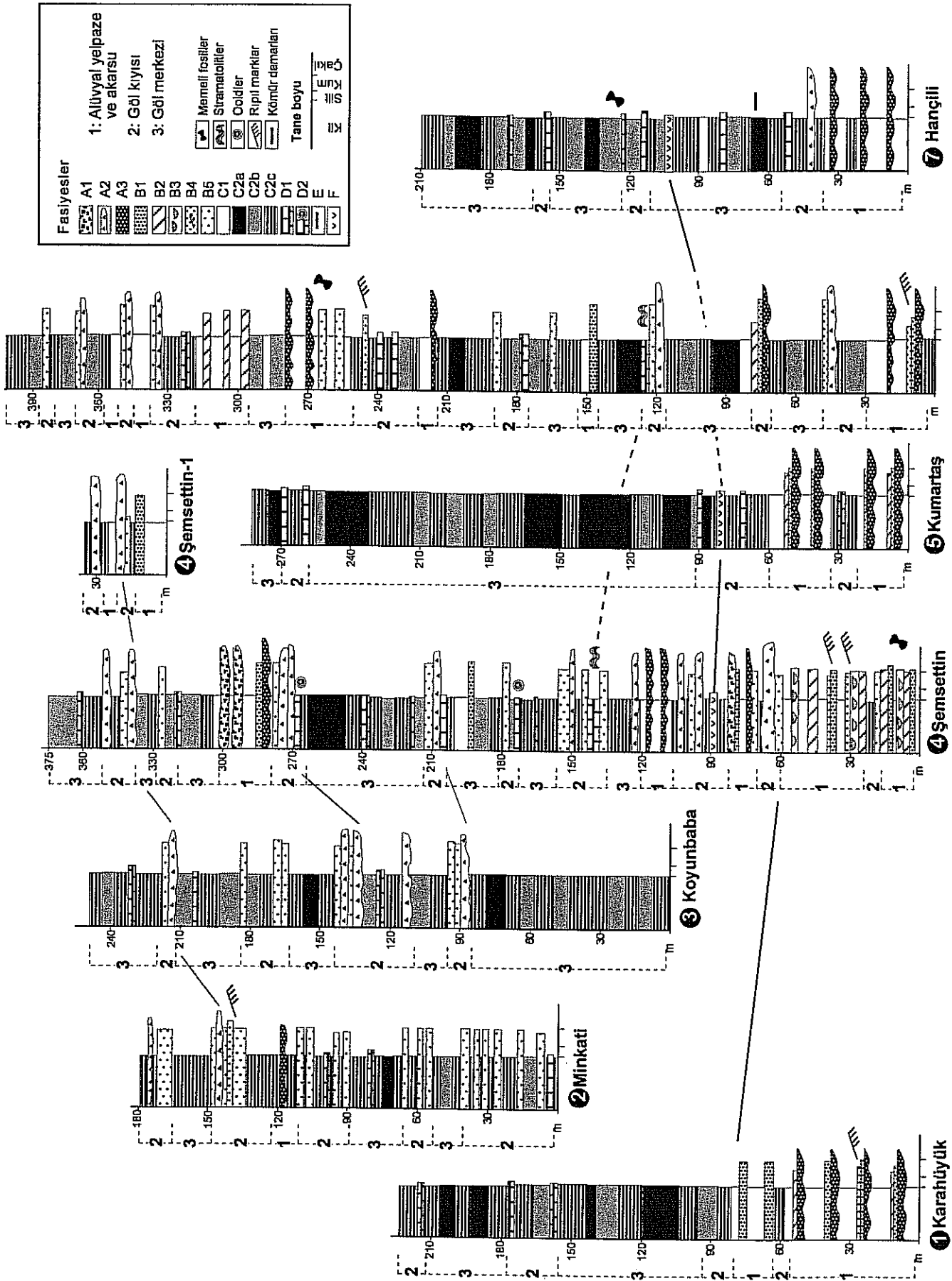
A2: Dereceli, matriks destekli konglomera

Tanım:

Tabaka kalınlıkları 1-4 m arasında değişir. Yanal devamlılıkları 150-250 m arasında olup kıltaşı ve çamurtaşları ile kamalanırlar (Şekil 4.4.3). Tekçe konglomera tabakalarında matriks oranı yukarı doğru artar. Bu sebeple ters bir derecelenme gözlenir. Yer yer yük ve alev yapıları bulunur (Şekil 4.4.4). Konglomeralar içerisinde bol olarak marn- kıltaşı aratabakaları ile mercekleri izlenir. Ortalama tane boyu 5-20 cm, maksimum tane boyu ise 50 cm'nin üzerindedir ve yanal yönde tane yönlenmesi gözlenmektedir.

Yorum:

Yanal yönde tane dizilimi, matriks oranı yukarıya doğru artması, yük ve alev yapıları ile kıltaşlarının ardalanması şeklinde olan bu fasiyeslerin sualtı moloz akması



Şekil 4.4.2: Kumartaş ve Hañçilli formasyonlarına ait kesitlerin düşey ve yanal ilişkileri

şeklinde depolandığına işaret ederler (Nemec ve Steel, 1988; Mc Pherson vd., 1988; Horton ve Schmitt, 1996).

A3: Tabakalı tane destekli konglomera

Tanım:

Konglomera kalınlıkları 40-90 cm arasındadır. Gri, kırmızı, yeşil renkli olan bu konglomeralar, kumtaşları ile ardalanmalı ve geçişli olup, yanal devamı birkaç metreyi bulmaktadır. Tabakaların tabanları aşınmalı ve erozyonaldır (Şekil 4.4.3).

Konglomeralarda boylanma kötü olup normal derecelenme izlenmektedir. Tabaka tabanlarında tane boyu 10-12 cm'yi bulan iri-çakıllar yer alır ve ortalama tane boyu 3-4 cm'dir. Çakıllarda zayıf kiremitlenme (biniklik) gözlenir. Fasiyesin tümüne yakını tane desteklidir ve çakıl boyu taneler hacimce % 75 oranındadır.

Yorum:

Bu fasiyes tane-tane yatak yükü (grain-grain bedload) şeklindeki bir depolanmayı gösterir (Harms vd., 1982). Ayrıca normal derecelenme ve/veya kiremitlenme akarsu taşınmalarını işaret eder. Bu fasiyes uzunlamasına barlar ya da çakıl yaygıları biçiminde depolanmıştır (Rust, 1972; Mc Pherson vd., 1988; Miall, 1996). Diğer taraftan bu fasiyes yüksek yoğunluktaki sualtı turbidit akıntılar ile de oluşmuş olabilirler (Lowe, 1982).

B1: Masif kumtaşları

Tanım:

Tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 5-25 cm arasında değişir (Şekil 4.4.3). Masif kumtaşları istifin alt seviyelerinde yaygın olarak görülürler. Tabaka tabanlarında aşınmasız olup bu kumtaşlarının yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır.

Egemen taneler orta-kaba kumdur. Yer yer çakıllı seviyelerin de olduğu bu kumtaşlarında, boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme sunarlar.

Yorum:

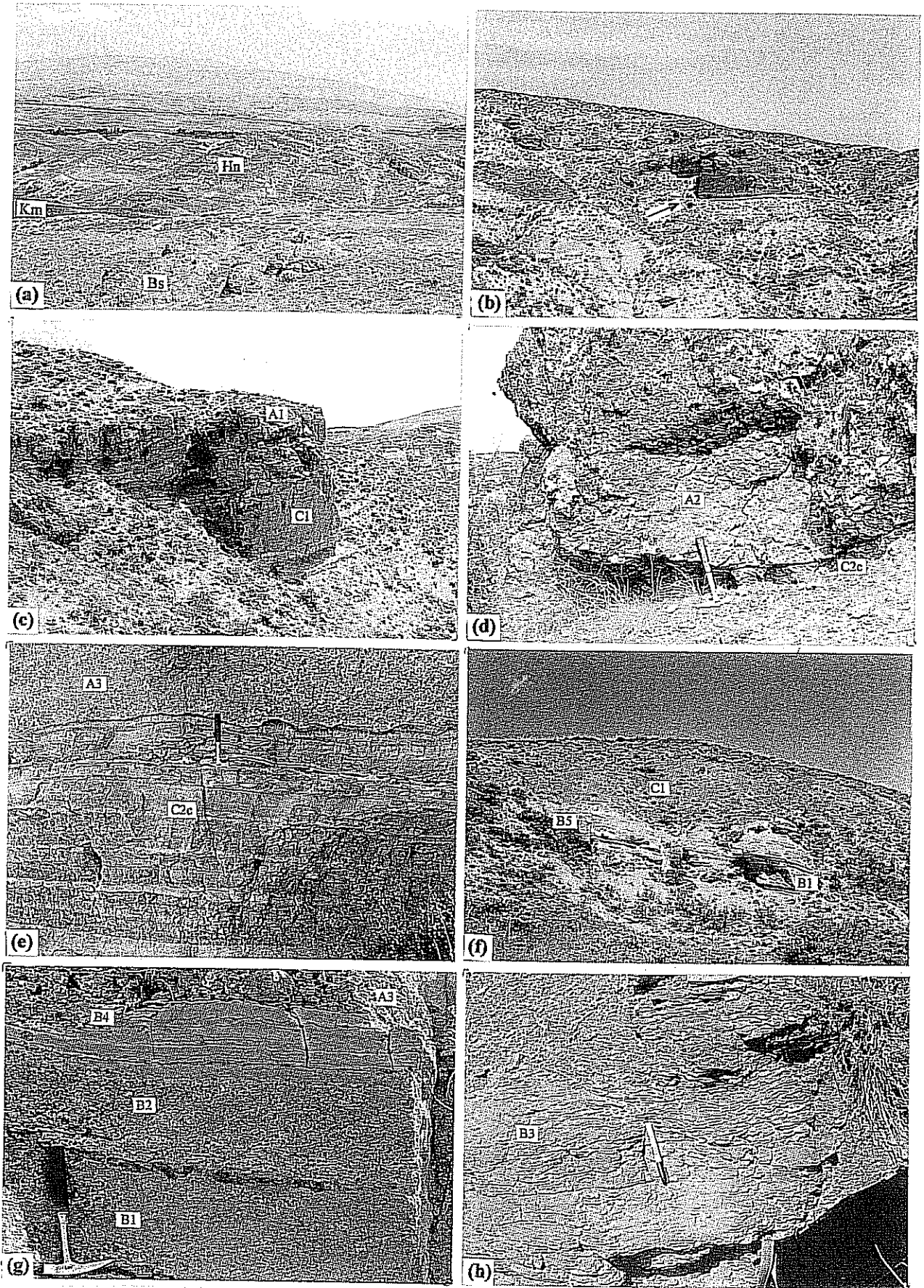
Bu tür fasiyeslerin; sellenme sonu dönemlerde, yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmesi sonucu oluştuğu belirtilmiştir (Rust, 1978a,b; Maisel, 1993). Ayrıca bu tür fasiyesler su üstü yüksek yoğunluklu (hiperkonsantre) akıntılarla da gelişebilirler (Smith, 1986; Horton ve Schmitt, 1996).

Şekil 4.4.3: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait fasiyesler

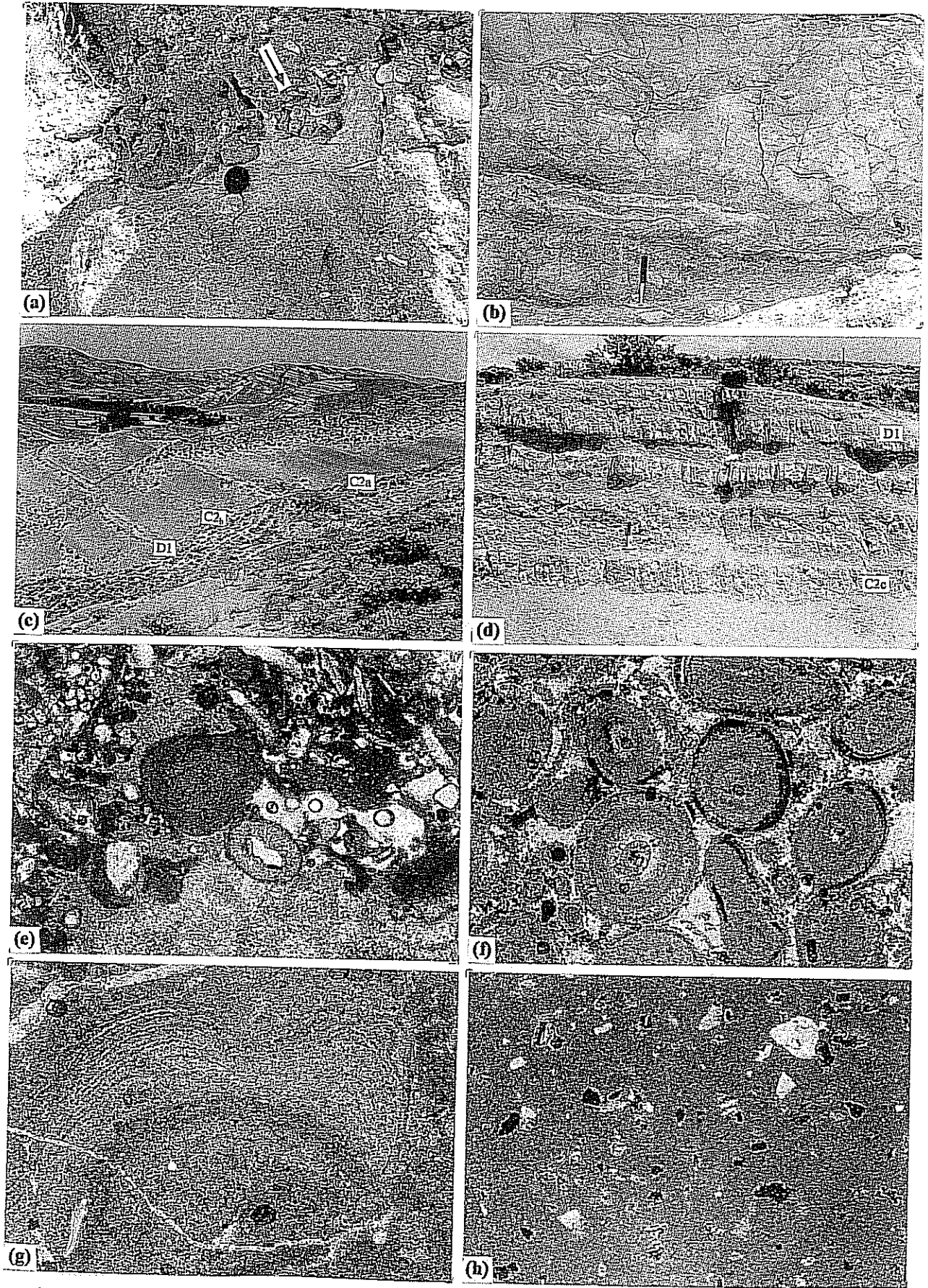
- a) Kumartaş-Hançili formasyonlarının yanal ve düşey ilişkisi, Bs: Neo-Tetis suture kayaları, Hn: Hançili formasyonu, Km: Kumartaş formasyonu, ayrıca gölün yükselmesi sonucunda doğrudan temel üzerine gelen aşmalı göl tortulları görülmektedir.
- b) İstif içerisinde gelişen sinsedimanter normal faylar.
- c) Masif-organize olmayan konglomeralar (A1) ile masif çakıllı çamurtaşlarının (C1) görünümü.
- d) Laminallı kilitaşları (C2c) üzerine gelen dereceli matriks destekli konglomeralar. (konglomera içerisinde gölssel kilitaşları mercekleri gözlenir)
- e) Gölssel laminallı kilitaşları (C2c) üzerine gelen erozyonal tabanlı tabakalı-tane destekli konglomeralar (A3)
- f) Masif kumtaşları (B1) ile boylanmalı-tabakalı kumtaşlarının (B5) dağılımı ve bunların üzerine gelen masif çakıllı çamurtaşları (C1).
- g) Masif kumtaşı (B1), düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları (B2) ve ripil çapraz laminallı kumtaşlarının (B4) ardalanması. En üstte tabakalı- tane destekli konglomera (A3) ile başlayan bar gelişimi.
- h) Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları (B3)

Şekil 4.4.4: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait fasiyesler

- a) Sokulma yapıları (okla işaretli)
- b) Deformasyon ve yük yapıları
- c) Kalın bir istif oluşturan gölssel organik maddece zengin kilitaşları(C2a), masif marnlar (C2b) ve tabakalı-fosilli kireçtaşları (D1).
- d) Laminallı yeşil renkli kilitaşları (C2c) ve karbonatların ardalanması (D1)
- e) Kötü yıkanmış bio-intra sparit, istiftaşı (Büyültme 4x10, çift nikol)
- f) Oosparit, tanetaşı (Büyültme 4x10, çift nikol)
- g) Stramatolitik gelişim (Büyültme 4x10, çift nikol)
- h) Tüfit (Büyültme 4x10, çift nikol)



Şekil 4.4.3: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait fasiyesler



Şekil 4.4.4: Kumartaş ve Hançili formasyonlarına ait fasiyeler (devamı)

B2: Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları

Tanım:

Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşlarının tabanı her yerde aşınmalıdır. Çapraz tabaka kalınlıkları 15-22 cm arasında değişir (Şekil 4.4.3). Bunlar çapraz tabakalı ve laminalı olup ön takımlarının kalınlıkları 4-8 mm'dir. Ön takım eğimleri 12° - 15° arasında değişir. Kumtaşları ince-orta kum tane boyuna sahip olup orta-zayıf boylanma göstermektedir.

Yorum:

Fasiyesin çapraz tabakalı oluşu su akıntıları ile depolandığı ve yatak yükünün yanal yönde taşınımı ile oluştuğunu gösterir (Rust, 1978a,b). Bu tür düzlemsel çapraz tabakalar barların göçü ile meydana gelmektedir (Harms vd., 1982; Todd, 1996)

B3: Teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları

Tanım:

Tabaka tabanları erozyonal olup tabaka kalınlığı 0.6-1.0 m'dir. Tabakaların yanal devamı 10-30 m, öntakım açısı ise 15° - 25° dir. Boylanması orta-iyidir ve çok ince- kaba tanelerden oluşmaktadırlar (Şekil 4.4.4).

Yorum:

Bu tür özelliklere sahip fasiyesler alt akış rejim koşullarında kumulların göçü ile oluşurlar (Miall, 1977). Ayrıca yatak yükünün kum olduğu aktif kanalların derin kısımlarında veya dirsek barlarının kum düzlüklerinde yaygın olarak bulunurlar (Miall, 1985).

B4: Ripil çapraz laminalı kumtaşları

Tanım:

Bu fasiyes; düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşları (B2), teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları (B3) ve iyi boylanmış tabakalı kumtaşları (B5) ile ardalanmalı olarak bulunmakta ve tabaka kalınlığı 0.5-25 cm, yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır (Şekil 4.4.3). Öntakım açıları 10° - 22° olan asimetric veya simetric ripil marklardan oluşmaktadır. Dalga genişliği 5 cm ve amplitüdü 0.5 cm dir.

Yorum:

Bu fasiyesi oluşturan kumtaşları genellikle ripillerin göçü ile oluşmaktadır (Miall, 1977). Diğer taraftan ripil yatak şekillerindeki küçük dalga boyu ve düşük amplitüd, sığ sularda izlenirler (Tucker, 1978). Ayrıca simetric ripilli kumtaşlarının sığ su kumlarının

fırtına erozyonu ile de oluştuğu ve kıyı yakını taban akıntıları ile kıyı ötesine taşındıkları da bilinmektedir (Dam ve Surlyk, 1993).

B5: İyi boylanmış tabakalı kumtaşları

Tanım:

Sarı, yeşil renkli kumtaşları ince-orta paralel tabakalardan oluşur (Şekil 4.4.3). Tabakaların üst yüzeyleri aşınmalıdır. Orta-kaba tane boyundaki kumtaşları çok iyi boylanmış gösterir. Kil matriks yoktur. Bu kumtaşları ripil çapraz laminalı kumtaşları (B4), masif çakıllı çamurtaşları (C1), kilttaşları ve marnlar (C2) fasiyesleri ile birlikte bulunur ve bu kumtaşlarında yük, deforme ve sokulma yapıları gözlenir (Şekil 4.4.4).

Yorum:

İyi boylanmış kumtaşları, fan-delta tortullarının dalgalar ile yeniden işlenmesi ile plaj ve kıyı yakını barları şeklinde yerleşebilir (Crowell ve Link, 1982). Kumtaşları ve konglomeralarda gözlenen yük, deforme ve sokulma yapıları su altı koşullarında depolanmayı gösterir (Nemec ve Steel, 1988) (Şekil 4.4.4).

C1: Masif çakıllı çamurtaşları

Tanım:

İstifin çeşitli seviyelerinde kumtaşı fasiyesleri ile birlikte bol olarak bu fasiyes bulunur (Şekil 4.4.4). Masif oluşu amalgamasyon (tabaka sınırlarının silinmesi) ile ilgilidir. Çamurtaşlarının rengi kırmızı ve gridir. Yanal yönde yayılımı yüzlerce metreyi bulmaktadır.

Yorum:

Masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökelinin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında oluşurlar (Miall, 1977; De Feyter ve Molenaar, 1984; Flores, 1984).

C2: Kilttaşları ve marnlar (C2a, C2b, C2c)

Bu tortullar 3 alt fasiyes halinde incelenir. Bunlar; organik maddece zengin kilttaşları (C2a), masif marn (C2b) ve laminalı sarı-yeşil renkli kilttaşlarıdır (C2c).

Genel olarak ince taneli tortulların mineralojik bileşimini simektit, illit, kristobalit, analsim, kalsit, dolomit, feldispat ve kuvars oluşturur.

Organik maddece zengin kilttaşları özellikle Kumartaş ve Hançili kesitlerinde yaygın olarak bulunur (Şekil 4.4.2, 4). Organik madde miktarı bazı seviyelerde % 8-10 arasında değişmektedir.

Masif marnlar ve laminalı kiltaşları arasında Haççili kesitinde küçük memeli fosilleri bulunmuştur. Bunlar; *Megacricetodon cf. callongensis*, *Democricetodon sp.*, *Cricetodon sp.*, *Anomalomys sp.*, *Eumyarian sp.*, *Spalacid* indet (Kaymakçı, 2000; Saraç, 2003). Bu memeliler genellikle yarı tropik iklimlerde yaşayabilen canlılardır. Marn ve kiltaşları içerisinde yer yer algler ve ostrakodlar da bulunmaktadır. Bu ince taneli tortullar karbonatlar ile ardalanmalı olarak bulunmaktadır (Şekil 4.4.4).

Yorum:

Organik maddece zengin kiltaşları derin su koşullarını ve anoksik ortamları yansıtırlar (Talbot ve Allen, 1996). Marnlar kıvrıntılı getiriminin az olduğu, karbonat çökeline fazla olduğu zamanlarda depolanırlar. Laminalı killer genellikle açık göl koşullarında asıltıdan çökeliyi ifade eder. Ostrakodlu-agli marnlar ve kiltaşları, karbonatlar ile ardalanmalı olarak kıyılardaki karbonat banklarda oluşabilmektedirler (Platt ve Wright, 1991).

D: Karbonatlar

Karasal kıvrıntılı malzeme getiriminin azaldığı veya durduğu zamanlarda karbonat çökeliyi olmaktadır. İki alt fasiyesi vardır. Bunlar;

D1: tabakalı fosilli kireçtaşları (Şekil 4.4.4)

D2: ooidli kireçtaşları (Şekil 4.4.4)

İnce-orta tabakalı kireçtaşları mikrit ve vaketaşı türündendir. Bazı seviyelerde algler, ostrakod ve az olarak gastrapod mevcuttur. İstifin farklı seviyelerinde stromatolitler yer alır ve bunlar, kesitlerin korele edilmesinde anahtar seviye oluştururlar (Şekil 4.4.2, 4).

Ooidli kireçtaşları ise tanetaşı özelliğindedir.

Yorum:

Karbonatlar göl kenarı karbonat banklarında oluşurlar (Platt ve Wright, 1991). Tabakalı kireçtaşları (ostrakodlu, agli mikrit) düşük enerji bank tipi göl kenarlarını yansıtır iken ooidli kireçtaşları da yüksek enerji koşullarını yansıtırlar (Platt ve Wright, 1991).

E: Kömür

Karbonat ve kiltası tabakaları arasında yaklaşık 10-12 cm kalınlığında kömür düzeyleri gözlenir. Kömürlü düzeyler genellikle göl kıyısı koşullarında oluşmuştur.

F: Tüfit

Volkan hamuru içerisinde plajiyoklas kristalleri şeklinde yer alır (Şekil 4.8h) ve epiklastik malzeme getiriminin yüksek olması sebebiyle yeniden işlendiği (reworked) düşünülmektedir.

4.4.2. Kumartaş ve Haççili formasyonlarının fasiyes toplulukları

Fasiyeslerin yanal ve düşey ilişkileri sonucunda farklı fasiyes toplulukları ayrılmıştır (Şekil 4.4.2). Bunlar; kütle akma katkılı örgülü akarsu, menderesli akarsu, taşkın düzlüğü, fan delta, kıyı yakını kum barları, karbonat bankları, derin ve sığ gölleridir. Bu fasiyes topluluklarının oluşturduğu depolanma ortamları ise alüvyal yelpaze-akarsu, göl kıyısı ve göl merkezidir.

Alüvyal Yelpaze ve Akarsu Ortamları

Bu ortamın ilk fasiyes topluluğu özellikle istifin alt kesimlerinde ve Kumartaş formasyonuna ait birimlerde yaygın olarak yer almaktadır (Şekil 4.4.2). Genellikle masif-organize olmayan konglomeralar, tabakalı-tane destekli konglomeralar ağırlıklı olarak bulunurlar. Bunlara eşlik edenler; masif kumtaşları, düzlemsel ve teknesi çapraz tabakalı kumtaşları ve her seviyede yer alan masif çakıllı çamurtaşlarıdır. Bu fasiyes topluluğu sedimanter gravite akmalı çakıllı örgülü akarsular ile karakterize edilir. (Miall, 1985, 1996).

Bu ortamın ikinci fasiyes topluluğunu menderesli akarsular oluşturur. Kumtaşlarının hakim olduğu bu fasiyes topluluğu masif kumtaşları, düzlemsel-teknesi çapraz tabakalı kumtaşları ve ripil çapraz laminalı kumtaşlarından oluşur. Bu fasiyesler arasında ince taneli tortul olarak masif çamurtaşları bulunur. Bu fasiyes topluluğu klasik anlamda kumlu menderesli akarsuları temsil ederler. Bu fasiyes topluluğu Stanistreet ve McCarthy (1993) görede düşük sinüslü/ menderesli akarsu yelpazelerinin iç kısımlarında yer alırlar. Ayrıca Kelly ve Olsen (1993)'e göre uç terminal yelpazelerin orta kısımlarını karakterize ederler.

Son fasiyes topluluğu ise taşkın düzlüklerinden oluşmaktadır. Ağırlıklı olarak masif çamurtaşlarının hakim olduğu bu topluluk da teknesi çapraz tabakalı kumtaşları ve ripil çapraz laminalı kumtaşları az oranda temsil edilirler.

Göl Kıyısı Ortamları

Kıyı ortamlarında birçok sürecin etkin olduğu, kırıntılı ve karbonat getirimine bağlı olarak farklı fasiyes topluluklarının geliştiği hareketli bir ortamdır. Ayrıca tektonizma etkisi ile oluşan su seviyesi değişimleri fasiyes oluşumunda çok etkilidir.

Bu ortamın ilk fasiyes topluluğu olan fan-delta çökelleri istifin değişik seviyelerinde yer alır (Şekil 4.4.3). Egemen olan fasiyes dereceli-matriks destekli konglomeralardır. Konglomera tabakalarına masif çamurtaşları, masif marnlar ve laminalı kilitaşları eşlik eder. Bu marn ve kilitaşları konglomera içinde merceksi olarak da bulunabilirler. Su üstü koşullarının hakim olduğu zamanlarda ise masif-organize olmayan konglomeralar ile tabakalı- tane destekli konglomeralar yer alır. Fan-delta terimini ilk ortaya atan Holmes (1965) ve daha sonra geliştiren Rust (1979), Rust ve Koster (1984), Mc Pherson vd. (1988) dir. Nemec ve Steel (1988)'e göre alüvyal yelpazelerin sulu bir ortama (göl veya deniz) girdiğinde yelpazenin tamamı veya bir kısmı su altında kalır ve bu su altında kalan prizma şeklindeki tortullar fan-delta tortulları olarak adlandırılırlar. Göl seviyesi düştüğü periyotlarda akarsu profilleri kendilerini düşük seviyelere adapte etmek için derin vadiler kazarlar. Bu arada aşınan kırıntılı malzeme kütle akma veya akarsu süreçleri ile göle taşınmakta ve alüvyal yelpaze ve fan-delta ortamlarında depolanmaktadırlar.

Bu ortamın ikinci fasiyes topluluğunu oluşturan kıyı yakını kum barları Şemsettin ve Çandır lokalitelerinde gözlenirler. Genellikle kalın ince taneli kilitaş-marn arasında iyi boylanmalı- tabakalı kumtaşları şeklinde bulunur. Bunlar önceden oluşan fan-delta tortullarının dalgalar ile yeniden işlenmesi ile plaj ve kıyı boyu bar tortulları şeklinde depolanırlar (Crowell ve Link, 1982). Burada etkili olan süreç, göl seviyesinin yükselmesi ile göl içinde depolanan malzemenin yeniden işlenmesi ve kum barlarını oluşturmalarıdır.

Bu ortamın son fasiyes topluluğunu karbonat bankları oluşturur. Göl seviyesinin yükseldiği periyotlarda, kırıntılı getiriminin durduğu anlarda tabakalı fosilli kireçtaşları ve ooidli kireçtaşları çökler iken kırıntılı getirimin başladığı zamanlarda kilitaşları depolanmıştır (Şekil 4.4.4). Kireçtaşları ve kilitaşları içerisinde stromatolitli, ostrakodlu, gastrapodlu, algli fosiller bulunur. Özellikle Platt ve Wright (1991) gölsel karbonatlarda fasiyes modellemesine gitmiş ve ostrakod seviyelerinin 10 m derinliğe kadar, stromatolitlerin 10-60 m derinliğinde, chara'lı çamurların 0-2 m arasında oluştuğunu göstermiştir. Ayrıca aynı yazarlar ooid sığlığının 2-4 m arasında olabileceğini de belirtirler. Bu tür ortamlarda kömürler de oluşabilmektedir. Bu kömürler Hançili kesitinde ince bantlar halinde yer alır ve istife yaşını veren küçük memeli fosilleri ile beraber bulunur

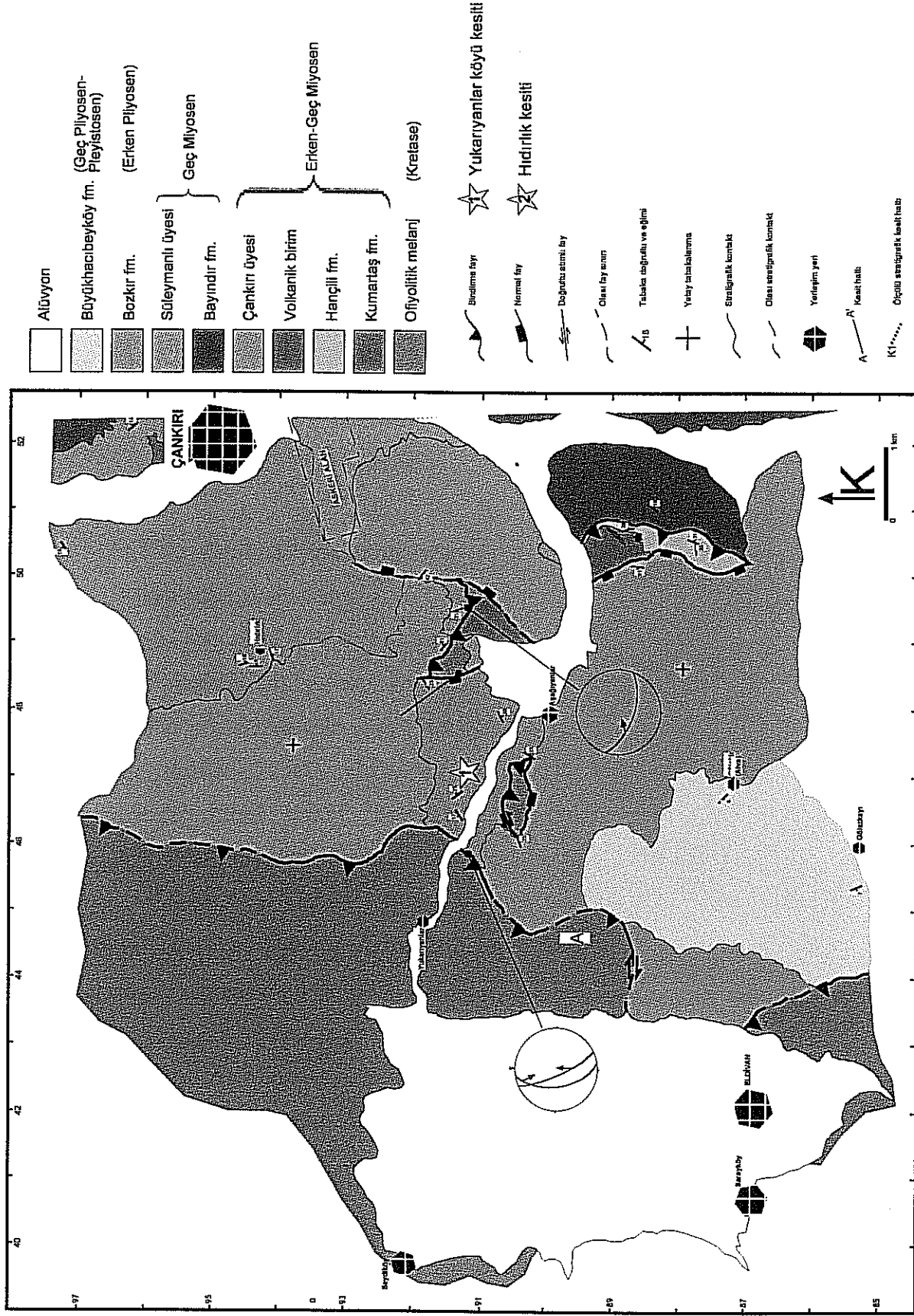
(Şekil 4.4.3). Sonuç itibarıyla tabakalı, ostrakodlu, gastrapodlu, algli kireçtaşları düşük enerjili karbonat banklarında oluşurken ooidli kireçtaşları yüksek enerjili karbonat banklarında oluşmaktadır (Platt ve Wright, 1991).

Göl Merkezi Ortamı

Gölde zaman içerisinde tektonizmaya ve iklime bağlı olarak su seviyesi oynamaları oluşmakta ve buna bağlı olarak gölde derinleşme veya sığlaşmalar görülmektedir. Gölün derinleşmesi ile organik maddece zengin kilitaşları ve yer yer marnlar çökelebilmektedir. Katmansız (unstratification) ve süreksiz (unpermanently) göllerde anoksik koşullar olduğu için organik madde korunur ve yaklaşık 100 m derinliğe varan derin su koşulları gözlenebilmektedir (Platt ve Wright, 1991). Göl seviyesinin yükseldiği dönemlerde havza içindeki paleoyükseltiler göl seviyesinin yükseldiği dönemlerde sular tarafından örtülmekte ve üzerleri ince taneli göl tortulları ile kaplanmaktadır. Gölün sığlaştığı zamanlarda kıyılarda karbonatlar veya kırıntılı getiriminin fazla olduğu zamanlarda fan-delta tortulları gelişirken, kıyı ötesinde de laminalı kilitaşları ve marnlar depolanmaktadır (Horton ve Schmitt, 1996).

4.4.3. Çankırı Üyesi

Kumartaş ve Hançili formasyonları ile geçişli olan Çankırı üyesi farklı litolojik görünümü ile Çankırı-Eldivan arasında yüzlek vermektedir. Depolanma ortamı olarak Kumartaş formasyonuna ait fasiyes topluluklarına benzese de farklı mostra görünümü sebebiyle ayrı bir üye olarak adlandırılması tarafımızca uygun bulunmuştur. Bölgenin detay jeolojik haritası ve bu üye ile ilgili kapsamlı bilgiler Esat (2004) tarafından verilmiştir (Şekil 4.4.5).



Şekil 4.4.5: Çankırı üyesi ait yüzleklerin jeolojik haritası ve ölçülü kesit yerleri (Jeolojik harita Esat (2004)'den alınmıştır).

4.4.3.1. Ölçülü Kesitler

Çankırı üyesine ait ölçülü kesit yerleri Şekil 4.4.5’de verilmiştir.

Yukarı Yanlar Köyü Kesiti:

Çankırı-Şabanözü karayolu üzerindeki Yukarı Yanlar Köyünün 500 m batısında yer alır ve GPS (X: 0546399, Y: 4491308) ile yeri tespit edilmiştir. Kesit kalınlığı 230 mdir. Ofiyolit melanj ile tektonik dokanaktır. Tabaka konumları K69D / 17 KB dır.

Hıdırlık Kesiti:

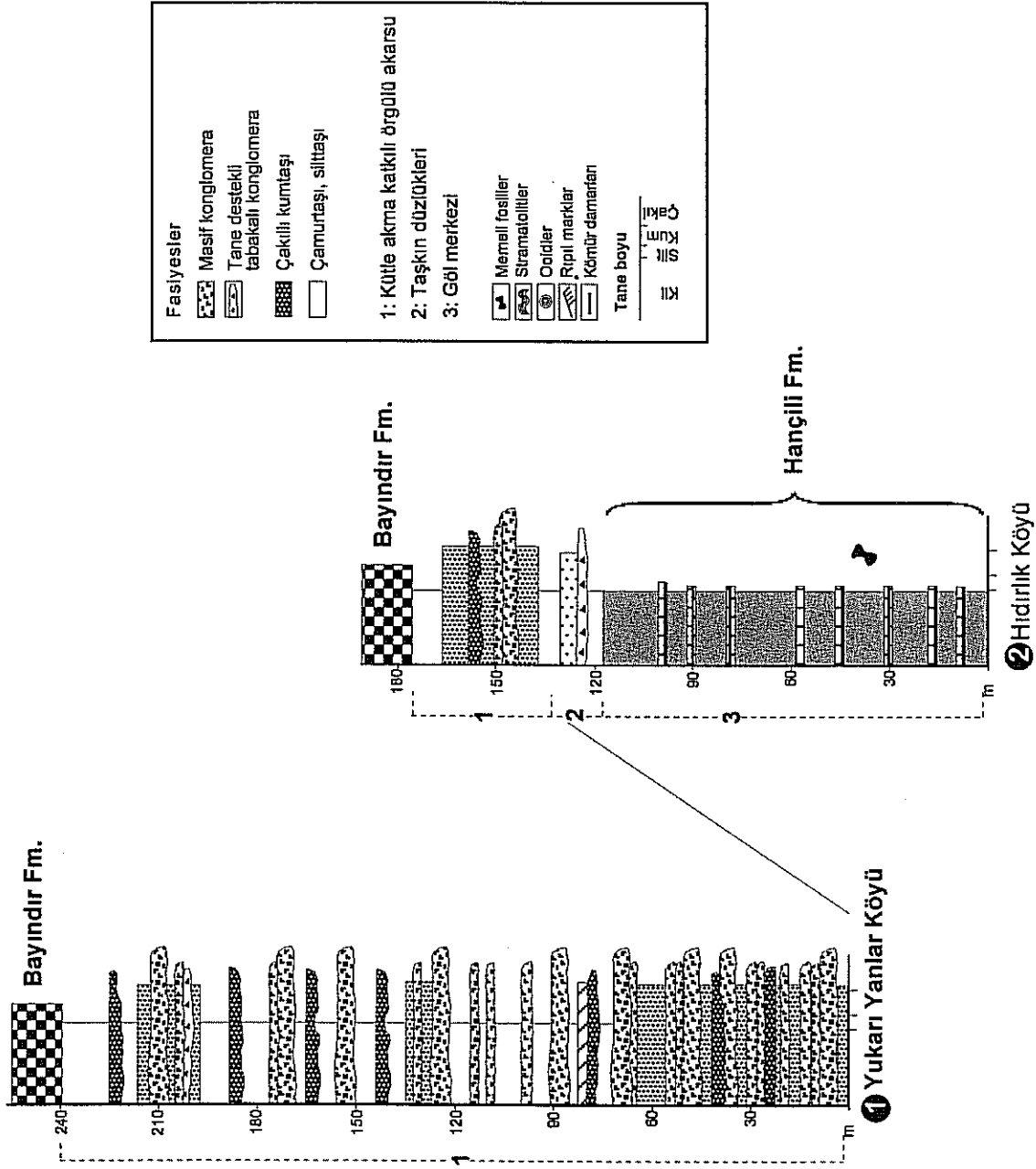
Çankırı’ni 2 km batısında yer alır ve GPS (X: 48746, Y: 94142) verilmiştir. Kesit kalınlığı 175 m olup istifin taban ilişkisi gözlenmemektedir.

4.4.3.2. Çankırı üyesinin ayrırtlanmış fasiyesler

Masif Konglomeralar:

Bu fasiyes masif, kahverenkli konglomeralardan oluşmaktadır. Genellikle stratigrafik istifin alt düzeylerinde bulunur ve tipik olarak Yukarı Yanlar Köyü ve Hıdırlık ölçülü kesitlerinde gözlenmektedir (Şekil 4.4.6,7). Konglomeraların tabaka kalınlıkları 1-3 m arasında değişir. Tabaka düzlemleri yer yer belirsizdir. Tabaka tabanları genelde aşınmasızdır (Şekil 4.4.7). Seyrek olarak zayıf bir ters derecelenme gözlenir. Konglomeralar matriks bakımından zengin olup tane bileşenleri ofiyolit parçalarından oluşur. Çakıllarda boylanma yoktur. Ortalama tane boyu 3-6 cm arasındadır. Bununla beraber, düzensiz dağılmış, boyu 100 cm’e ulaşan iri bloklar da gözlenir. Taneler çoğunlukla rastgele duruşlu olmakla birlikte bazı düzeylerde, bilhassa çok kalın tabakaların orta kesimlerinde yönlenme gösterirler. Bu yönlenme çakılların uzun eksenlerinin birbirine paralel olacak tarzda aynı düzlemde dizilmeleridir. Matriks genellikle ince-orta kumdan oluşmakla birlikte, önemli miktarda kil boyu tane varlığı izlenir.

Tekçe tabakaların çok kalın ve masif oluşu, yer yer ters derecelenme ve iri blokların varlığı gözlenmesi bu fasiyesin kütle akmaları ile depolandığını işaret etmektedir (Enos 1977, Bull 1977).



Şekil 4.4.6: Çankırı üyesini fasiyes ve fasiyes topluluklarının saha dağılımı

Tane destekli tabakalı konglomera

Kahverenkli, gri renkli olan bu fasiyesi oluşturan konglomeraların tabaka kalınlıkları 40-70 cm arasında değişir (Şekil 4.4.7). Tabaka tabanları aşınmalıdır. Tabaka tabanlarında tane boyu 20-30 cm'i bulan bloklar yer alır ve ortalama tane boyu 2-3 cm dir. Çakıllarda zayıf olarak kiremitlenme gözlenir. Fasiyesin tümüne yakını tane desteklidir ve taneler hacimce %80 bolluكتadır. Tane bileşenlerini genellikle ofiyolit kayaç parçalarından oluşur.

Bu fasiyes uzunlamasına barlar ya da çakıl yaygıları şeklinde depolanmıştır.

Çakıllı kumtaşı:

Çakıllı kumtaşı istifte yaygın olarak bulunur. Tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 15-250 cm arasında değişir. Tabaka tabanları aşınmaz olup bu kumtaşlarının yanal devamı onlarca metreyi bulmaktadır. Kumtaşları gri ve kahverenkli dir. Tane boyu orta-kaba kumdur. Yer yer çakıllı seviyelerin de olduğu bu kumtaşlarında, boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme sunar. Kaynak alan olarak volkanik ve ofiyolitik kayaçları yansıtmaktadır.

Bu fasiyes kum yaygısı şeklinde depolanmıştır.

Çamurtaşı ve silttaşı

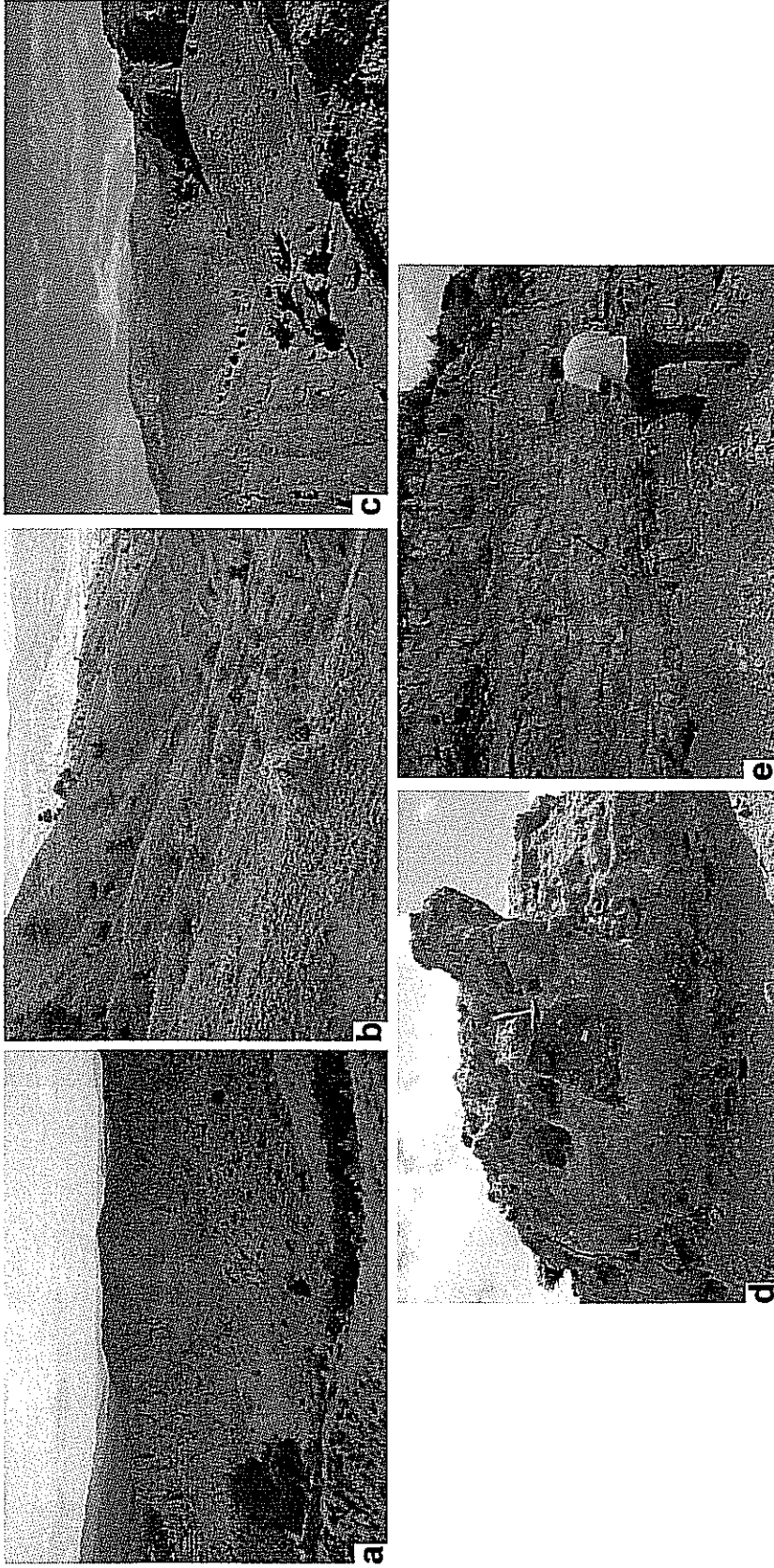
Bu fasiyes, paralel laminalı ve ince tabakalı silttaşları ile masif çamurtaşları içerir. Tanıtman rengi kahverengi ve toprağimsi gridir. Çamurtaşlarının yanal devamı çok fazladır

Bu fasiyes bar üstü ve set üstü tortullarını temsil eder.

4.4.3.3. Çankırı üyesinin fasiyes toplulukları

Kütle akma katkılı örgülü akarsu:

Bu toplulukda Masif konglomeralar, tane destekli-masif konglomeralar ile çakıllı kumtaşları bulunur. Özellikle istifin alt kesimlerinde 50-100 m lik kalınlıklar oluştururlar. Bu fasiyes topluluğu sedimanter gravite akmalı çakıllı örgülü akarsuları (Şekil 4.4.6) karakterize etmektedir (Miall, 1988, 1996).



Şekil 4.4.7: Çankırı üyesine ait fasiyesler. İstifin; a) Çankırı Kalesi civarı, b) Çapar Köyü, c) Çankırı-Eldivan karayolu civarındaki genel görüntüsü, d) Masif konglomera içerisindeki volkanik kayaç blokları, e) Haççilli formasyonuna ait kireçtaşı, kıltaşı fasiyesleri ile yanal ve düşey geçiştir.

Taşkın düzlükleri

Bu fasiyes topluluğunda çamurtaşı, silttaşı ve kumtaşları yer alır. İstifin genellikle üst kesimlerinde görülür. Bununla beraber diğer fasiyes toplulukları arasında da yer alır. Çamurtaşlarının bu kadar yaygın olduğu ortamlar set üstü ve taşkın düzlüğü ortamlarını yansıtır (Collinson 1996).

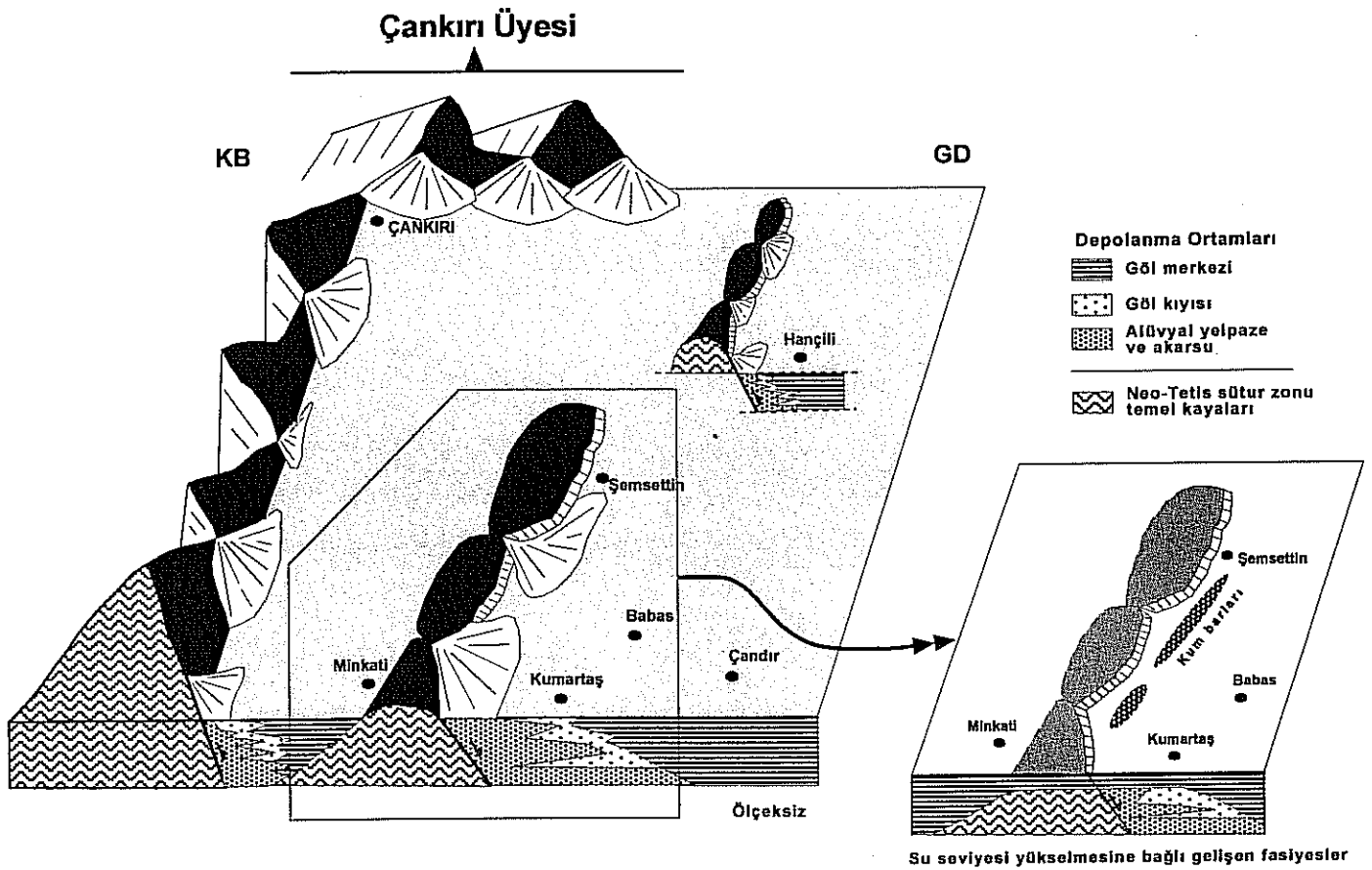
4.4.4 Kumartaş, Hançili formasyonları ve Çankırı üyesinin dolgulama evrimi ve paleocoğrafik gelişimi .

Çankırı-Çorum Havzası Geç Paleosen- Erken Eosen döneminde Neo-Tetis okyanusunun kapanması ile başlayan kıtalararası sıkışma rejiminin kontrolü altında gelişen bir havzadır (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992, 1994). Daha sonra Miyosen'den itibaren kıtalararası sıkışma yerini, olasılıkla orojenik çökme nedeni ile genişlemeli tektonik rejime bırakmıştır (Seyitoğlu vd., 1997, 2000). Çalışma konusunu teşkil eden Erken-Geç Miyosen tortulları da bu görüşü destekler konumdadır. Gerek fasiyesler gerekse istifin yukarı doğru incelenmesi ve sin-sedimanter tektonik yapılar (Savaşçı, 2003) bunların kanıtıdır.

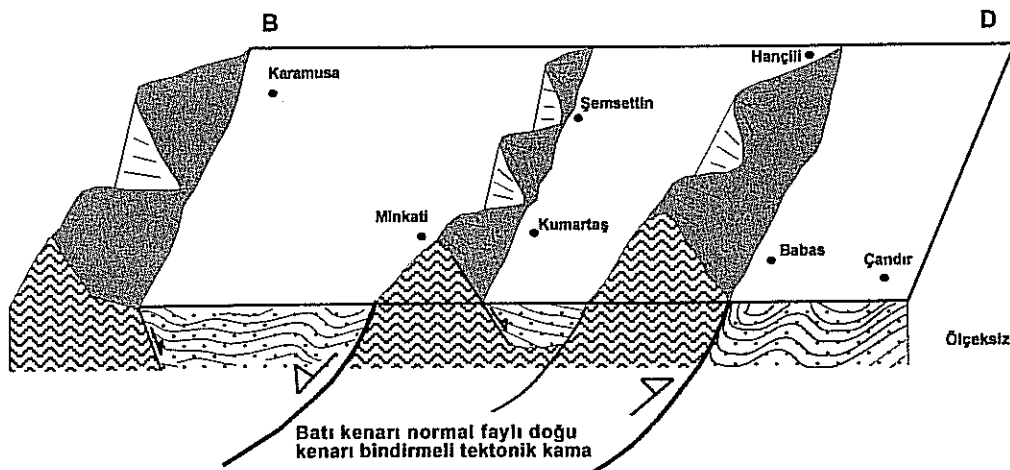
Büyük Çankırı-Çorum Havzasının batı kenarını oluşturan bu bölgede Miyosen'den itibaren yaklaşık KB-GD istikametinde normal faylar ile bölünen paleoyükseltiler yer alır (Şekil 4.4.8). Paleoyükseltileri oluşturan kara alanlarının kıyılarında göl kıyısı fasiyesler gelişmiştir. Bu kıyı fasiyesleri çok değişik ve miktarda olup aşağıda değinilen süreçlerin etkisi altında gelişmişlerdir. Bunlar; tektonizma, buna bağlı su seviye değişimleri, kaynak alanın cinsi, dalga-akıntı süreçleri vb. dir.

Tektonizmaya bağlı su seviyesi düşmelerinin ve kıyıtlı getiriminin fazla olduğu zamanlarda fan-delta tortulları gelişmiştir ve değinilen bu fan-delta gelişimi istif içerisinde birçok kez tekrarlanmıştır (Şekil 4.4.2). Daha sonra dalga ve akıntı süreçleri ile oluşan bu tortullar işlenmekte ve kıyı boyu kum barlarını oluşturmaktadır.

Kaynak alandan kıyıtlı getiriminin az olduğu ve fay sarplıklarının azaldığı zamanlarda da kıyılarda karbonat bankları oluşmuştur. Bu zamanda kıyılarda yaşanan süreçler, düşük ve yüksek enerji koşullarında oluşabilmekte ve buna bağlı farklı karbonat fasiyesleri gelişebilmektedir.



ERKEN-GEÇ MİYOSEN PALEOCOĞRAFYASI



GEÇ PLİYÖSEN PALEOCOĞRAFYASI

Şekil 4.4.8: a) Kumartaş, Hançili formasyonları ve Çankırı üyesinin paleocoğrafik gelişim. b) oluşan bu havzanın Geç Pliyosen'de parçalanması

Zaman içerisinde su seviyesi yükselmekte ve mevcut paleoyükselti alanları sular altında kalabilmektedir (Şekil 4.4.8). Bunun en iyi örneği Şemsettin lokalitesinde doğrudan temel üzerine gelen ince göl fasiyeslerinde görülmektedir (Şekil 4.4.3). Bu olay Erken-Geç Miyosen boyunca tekrarlanmış ve bazı zamanlarda tüm havzada derin göl merkezi fasiyesleri hakim olmuştur. Erken-Geç Miyosen gölü yarı tropikal ve açık göl karakterinde olan ve çok geniş alanları kaplayan bir göldür. Gerek memeli fosilleri gerekse fasiyesler bu bulguları doğrular. Göl organik maddece zengin olup bazı kıyı alanlarında önemli kömür bantları oluşmuştur.

Erken-Geç Miyosen'deki Hançili gölünün KD kenarlarında tektonik hareketin yoğun olduğu alanlarda alüvyal yelpaze ve akarsu ortamları gelişmiştir (Şekil 4.4.8). Bu ortamın ürünleri olan kalın kaba kırıntılı istif Çankırı üyesi olarak isimlendirilmiş ve Çankırı-Eldivan arasında geniş yüzlekler vermektedir (Şekil 4.4.6, 8).

Genişlemeli tektonik rejim Geç Miyosen'de devam etmiş, fakat iklimin değişmesi sonucu evaporitik göl ortamları gelişmiştir.

Miyosen tortulları genişlemeli tektonik rejimde depolandıktan sonra Geç Pliyosen'de batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli tektonik kama ile parçalanmıştır (Şekil 4.4.8) (Seyitoğlu vd., 2000). Bu kama Kuzey Anadolu Fayı ve onun bir kolu olan Kırıkkale - Erbaa fay zonu arasında oluşan NW - SE yönlü sıkışmanın etkisi ile oluşmuştur (Seyitoğlu vd., 2000). Bu tektonik aktivite sonucunda Miyosen tortulları deforme olmuş ve farklı bölgelere ayrılmış konumdadır. Koçyiğit vd. (1995)'in ön gördüğü gibi kıtalararası sıkışmadan doğan bindirme sistemleri mevcut olmayıp, önceden genişlemeli tektonik rejim altında gelişen havza neotektonik aktivite sonucu oluşan bir tektonik kama ile parçalanmıştır. Ayrıca Kaymakçı (2000) belirttiği gibi Erken-Geç Miyosen zaman aralığında farklı iki havza (Çankırı ve Hançili havzaları) gelişimi ve bunları ayıran sol yanal atım bileşenli normal faylarla sınırlı bir paleoyükseltinin varlığı sözkonusu değildir. Çünkü önerilen paleoyükseltinin her iki tarafında da Kumartaş ve Hançili formasyonunun varlığı kanıtlanmıştır (Bkz. Şekil 4.4.1).

4.5. Bayındır Formasyonu ve Süleymanlı Üyesi

4.5.1. Bayındır formasyonu

4.5.1.1. Ölçülü kesitler

Bayındır formasyonuna ait ölçülü kesitlerin yerleri Şekil 4.5.1’de verilmiştir.

Çankırı Kesiti:

Çankırı ilinin 1 km kuzeyinde yer alır ve altta İncik formasyonu ile uyumlu dokanaklıdır. İstifin kalınlığı 110 m dir. Tabakalar K10D\28GD dir.

Topuzsaray Kesiti:

Çankırı’nın 24 km KD’sunda kalan bu kesitte istif kalınlığı yaklaşık 45 m olup tabanda İncik formasyonu ile uyumludur. Tabakalar DB\30 K uzanırlıdır. Bu bölgede TPAO petrol amaçlı sondaj yapmıştır (Usta 1992).

Ovacık Kesiti:

Bu kesit yeri Çankırı İlinin 21 km GD’sunda yer almakta olup (Şekil 4.5.1), 100 m lik bir istif ölçülmüştür. Kesit başlangıcı örtülü olduğundan istif tabanı görülememektedir. Tabakalar DB\20K uzanırlıdır.

Danabaş Kesiti:

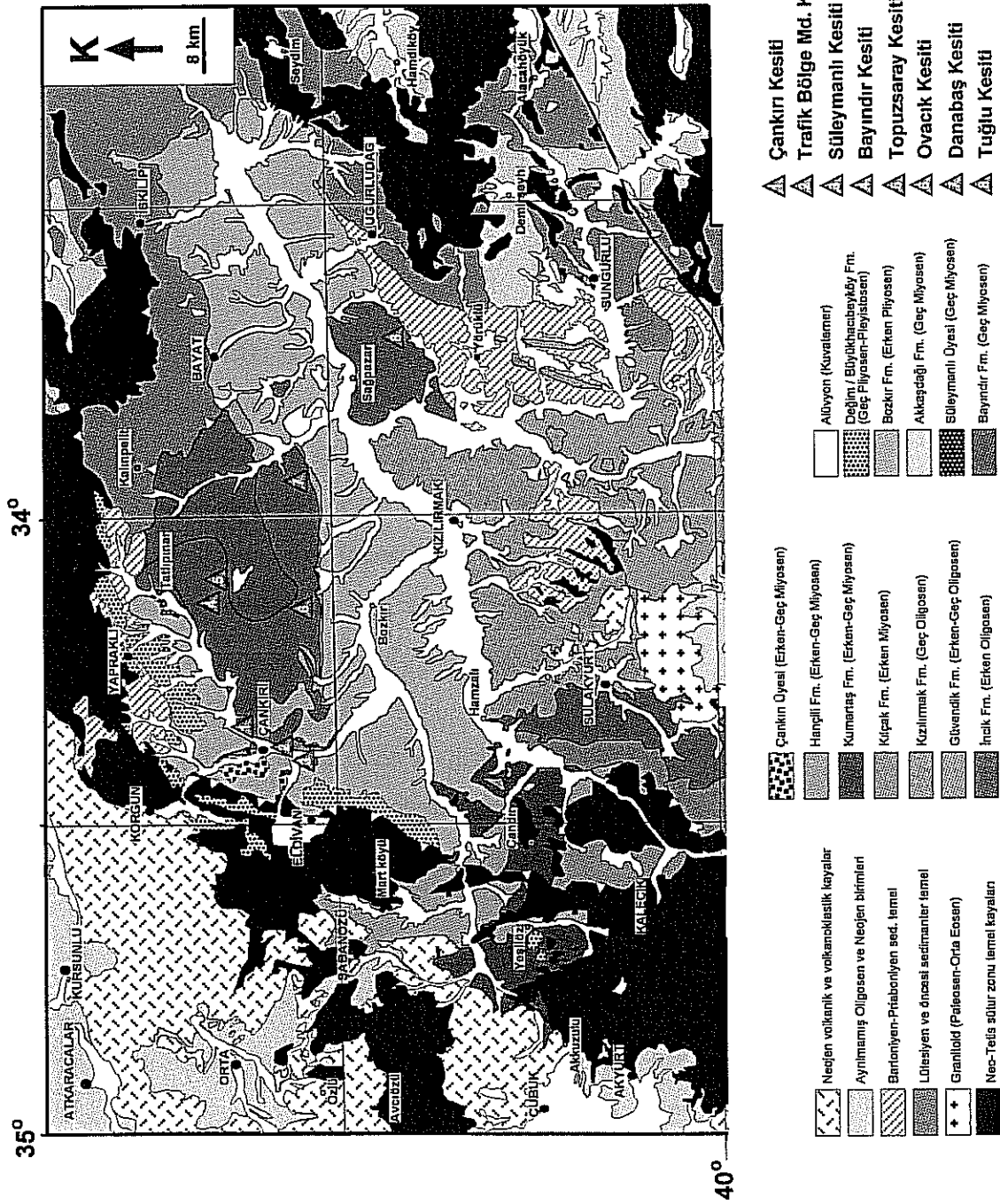
Bayat’ın yaklaşık 23 km GB’sında kalan bu kesitte istifin kalınlığı 125 m dir (Şekil 4.5.1). Kesit tabanı örtülü olduğundan için alt dokanak görülmemektedir. Bu nedenle kesitin stratigrafik kalınlığının biraz daha fazla olması beklenmektedir. Tabakalar DB\25 G uzanırlıdır.

Tuğlu Kesiti:

Kesit yeri Uğurludağ ilçesine bağlı Tuğlu Beldesinde yer alır. İstif kalınlığı 175 m’dir.

Trafik Bölge Müdürlüğü Kesiti:

Bu kesit yeri, Çankırı ili girişindeki Trafik Bölge Müdürlüğü’nün karşı tepesinde yer alır ve GPS değerleri (X: 0552373; Y: 4486804) verilmiştir. İstif kalınlığı 300 m olup üst seviyelerde Süleymanlı üyesine ait birimler bulunur.



Şekil 4.5.1: Bayındır formasyonu ve Süleymanlı üyesine ait ölçülü kesit yerleri.

Bayındır Kesiti:

Bayındır formasyonunun tip kesiti olup GPS değerleri (X: 0568618; Y: 4497345) verilmiştir. İstif kalınlığı 210 m'dir.

4.5.1.2. Bayındır formasyonundan ayırtlanmış fasiyesler

İncelenen Güvendik formasyonunda Hardie vd. (1978)'in kriterleri kullanılarak fasiyes analizi yapılmış ve başlıca 3 adet fasiyes ayırt edilmiştir (Şekil 4.5.2). Bunlar,

- Fasiyes Ba1: Killerle ardalanmalı bireysel tabakalı jipsler
- Fasiyes Ba2: Masif kilitaşları
- Fasiyes Ba3: Laminallı kumtaşı
- Fasiyes Ba4: Masif çamurtaşı

Fasiyes Ba1: Killerle ardallı tabakalı jipsler

Kilitaşları ve yer yer ince taneli kumtaşıları ardalanmalı olarak bulunurlar. İstif içerisinde yaklaşık 10 defa tekrarlanmaktadır (Şekil 4.5.3). Jips tabaka kalınlıkları 40-80 cm arasında değişmekte olup yanall yönde kilometrelerce uzanmaktadır. Düşey yönde ise kilitaşları ile jipsler dereceli geçişlidir.

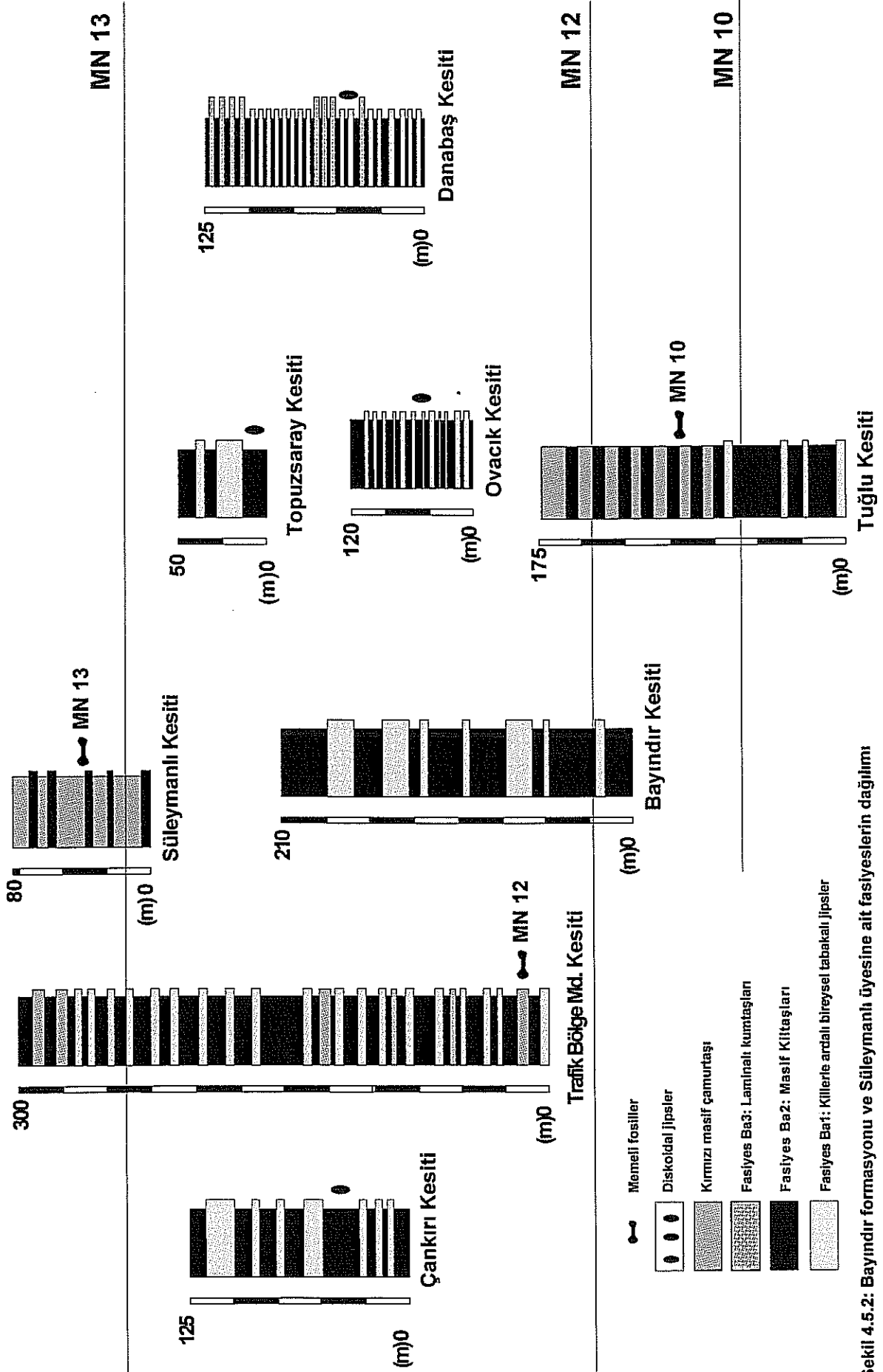
Grimsi beyaz renkli jipsler prizmatik olup porfiroblastik fabrik gösterirler. Jips kristalleri içerisinde anhidrit kapanımlarının yanında jipslerin tamamen anhidritlere dönüştüğü kısımlarda vardır.

Fasiyesi oluşturan killerle ardalanmalı kalın tabakalı jipsler genellikle iklimsel değişimlere ve zamana bağılı olarak gelişmiştir. Bununla beraber iklimin kısa süreli kurak-yarı kurak olması gölde evaporit çökelimine neden olabilmektedir (Hardie vd. 1978, Magee 1991).

Fasiyes Ba2: Masif kilitaşları

Kırmızı, gri, renklidir. Lamina yüzeyleri yer yer belli olmasına rağmen masifittir. Tabakalı jipsler arasında onlarca metre kalınlığa sahiptir (Şekil 4.5.3). İstif içerisinde en yaygın fasiyestir.

Masif kilitaşları göl ortamında depolanmış ve İklimin yer yer yağmurlu ve ılıman oluşu killerin asıltıdan ve kolüvyondan göle karışarak çökelmesine neden olmuştur.



Fasiyes Ba3: Laminalı kumtaşları

Sarı renkli olan bu kumtaşları jips ve kilaşları ile ardalanmalı olarak bulunur. Tabaka kalınlığı 0.8-2 cm arasında değişir (Şekil 4.5.3).

Kumtaşlarının bağlayıcısı kalsit, spartit ve demir olup genellikle sedimanter kayaç parçaları içermesi nedeni ile litik vake özelliğindedirler. Bazı numunelerde feldispatlar da bulunmaktadır.

Bu fasiyes genellikle mevsimsel (ephemeral) tuzlu göllerin kenarlarında izlenen kum düzlüklerine karşılık gelmektedir (Lombardi 1963, Hardie vd. 1978).

Fasiyes Ba4: Masif çamurtaşı:

İncelenen istiflerin belirli seviyelerinde önemli kalınlıklar oluştururlar. Bu fasiyes, paralel laminalı çamurtaşları ve laminalı silttaşlarının ardalanması ile temsil edilir. Tanıtman rengi kırmızı ve toprağımsı gridir. Kömürleşmiş bitki kırıntıları fasiyes içerisinde yer yer gözlenir.

Masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökelinin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında teşekkül etmiştir (Miall 1977; Kraus, 1997).

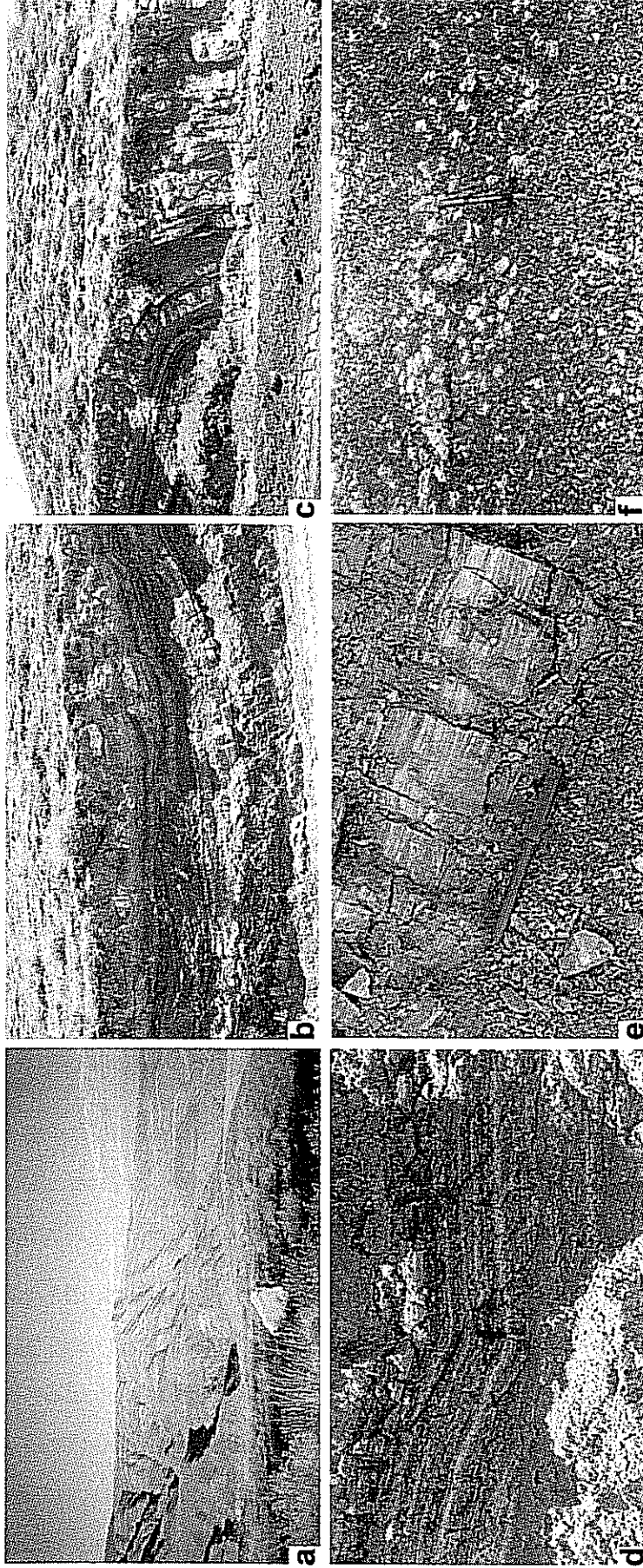
4.5.1.3. Bayındır formasyonunun fasiyes topluluğu

İncelenen istifte, yukarıda tanıtılan 3 adet fasiyes ayrılmıştır (Şekil 4.5.2). Bu fasiyeslerin birbirleriyle stratigrafik istiftteki düşey ve yanal ilişkileri sonucunda mevsimsel (ephemeral) tuzlu göl ve çevresinde gelişen fasiyesler olduğu tespit edilmiştir.

Fasiyes Topluluğu: Mevsimsel (ephemeral) tuzlu göller

Bu topluluk tabakalı jips, kilaş, tuz ve az olarak ince taneli kumtaşlarından oluşmaktadır. Bu topluluk mevsimsel tuzlu göllerde çökeliyorlar (Hardie vd. 1978). Özellikle tuz ve jipsler tuz tavası (salt pan) denilen ortamlarda çökelmişlerdir. İnce taneli kumtaşları ise genellikle "terminal" yelpazelerin uzak kısımlarında depolanmaktadır (Kelly ve Olsen 1993). Hardie vd. (1978) ise bunların genellikle yelpaze ile çamur düzlüğü-tuzlu göl zonları arasında bağlantı sağlayan kum düzlükleri diye yorumlamıştır. Bireysel jipsler (diskoidal, jips gülü) ile zengin çamurtaşları ise genellikle kuru çamur düzlükleri olarak yorumlanırlar (Hardie vd. 1978). Bu seviyeler Bayındır formasyonu içerisinde değişik seviyelerde yer alır (Şekil 4.5.4).

Bu göller sıg bir su kütesine sahiptir ve en azından her birkaç yılda kuruyan ve bu



Şekil 4.5.3: Bayındır Formasyonuna ait fasiyeler: a) İstifin genel görünümü, b,c) İstif içerisinde gözlenen kıvrımlar ve tabakalı jips- kıltaşları fasiyesi, d) Organik maddece zengin kıltaşları, e) Laminalı kumtaşları, f) Organik maddece zengin kıltaşları içerisindeki diskoidal jipsler.

kuruma sonucu gölün en derin olduğu kısımda yoğun bir salamura kütlesi vardır (Şekil 4.5.5) ve bu alana da tuz tavası (salt pan) denmektedir (Langbein 1961, Cooke ve Warren 1973, Hardie vd.1978). Bu tür göllerde görülen seyrek fırtına ve sellenmeler ile yeniden göl içine su dolmaktadır.

4.5.2. Süleymanlı Üyesinin Sedimantolojisi

Süleymanlı üyesi Kaymakçı (2000) tarafından formasyon olarak ayırt edilmiş ve üst kesimlerindeki Bozkır formasyonu ile geçişli olduğunu belirtilmiştir. Formasyonun tip kesiti olarak verilen ve memeli fosil lokasyonunda da (MN 13) bulunduğu alanlarda detaylı sedimantolojik ve stratigrafik gözlemler yapılmıştır. Bu gözlemler sonucunda, Süleymanlı üyesine ait tabakaların 50-60 derece eğimli oldukları ve üzerindeki Bozkır formasyonuna ait tabakaların ise yatay olduğu saptanmıştır (Şekil 4.5.4). Bu sebeple Süleymanlı üyesinin alttaki Bayındır formasyonuna ait deforme olmuş birimler ile bir birlik oluşturduğu kesindir (Şekil 4.5.4). Sonuçta bu birimleri Bayındır formasyonu içerisinde bir üye olarak verilmesi daha doğru olacağı düşünülmektedir.

Süleymanlı üyesinde ait istif yaklaşık 80 m kalınlığında olup sarı-gri kiltası ve kırmızı çamurtaşı fasiyesinden (Ba4) oluşmaktadır (Şekil 4.5.2). Gri kiltaları genellikle istifin alt ve orta kesimlerinde yer alırken kırmızı çamurtaşları istifin üstüne doğru ardalanmalı olarak bulunur.

Kiltası fasiyesi genellikle laminalı sedimanter yapı gösterir ve bol memeli faunası içermektedir. Muhtemelen omurgalı hayvanların su ihtiyaçlarını karşıladıkları su altı koşullarını yansıtan sedimanter ortamlar bakımından zengin alanlardır. Kırmızı çamurtaşlarının gözlemlendiği dönemlerde bu sığ gölcük alanların kuruduğu ve taşkın düzlüğü ortamına dönüştükleri düşünülmektedir (Şekil 4.5.5).

4.5.3. Bayındır formasyonunun ve Süleymanlı Üyesinin dolgulama evrimi ve paleocoğrafik gelişimi:

Geç Miyosen'de Çankırı-Çorum Havzasının kuzey kesimlerinde sınırlı bir alanda mevsimsel tuzlu göllerin geliştiği düşünülmektedir (Şekil 4.5.5). Bayındır formasyonuna ait istiflerin sedimantolojik analizlerinde bunların detaylı verileri ortaya konmuştur. Bu göllerin etrafında çamur düzlükleri ve terminal yerpazelerin distal kesimlerinden oluşan ortamlar da gelişmiştir (Şekil 4.5.5). Oluşan gölün, sığ su kütlesine sahip olup belli periyotlarda kuruduğu düşünülmektedir. Kırıntılılar ile birlikte evaporitlerin bulunması

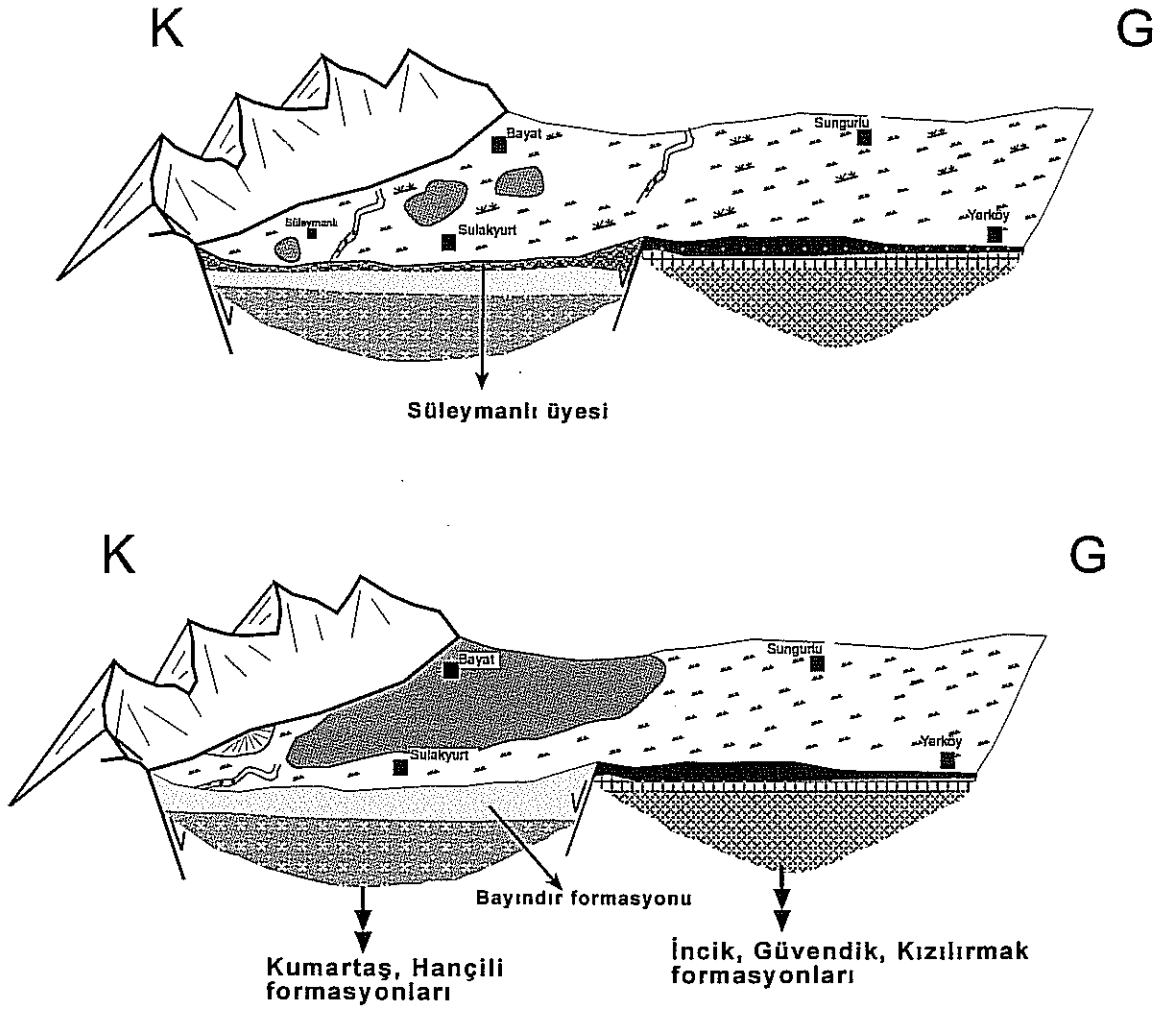


a



b

Şekil 4.5.4: a) Bayındır formasyonu içerisindeki Süleymanlı üyesi ve üzerine lokal olarak uyumsuz gelen Bozkır formasyonu. b) Bayındır formasyonu içerisinde değişik seviyelerde bulunana kırmızı çamurtaşlarından oluşan çamur düzlükleri.



Şekil 4.5.5: Bayındır formasyonu ve Süleymanlı üyesinin paleocoğrafik gelişimi

iklimin genellikle kurak, bazı evrelerde nemli koşulların da egemen olduğu belirlenmiştir.

Geç Miyosen-Pliyosen sınırında tuzlu gölün yok olduğu ve bunun yerine küçük sığ gölcüklerin olduğu saptanmıştır (Şekil 4.5.5). Süleymanlı üyesi içerisindeki bol memeli fosillerinin bulunduğu kilitaşı fasiyesleri bu su altı koşullarındaki ortamları yansıtmaktadır.

4.6. Bozkır Formasyonu

Bozkır Formasyonunun sedimantolojisi Varol vd. (2002) çalışması ile literatüre tanıtılmıştır. Orta Anadolu'daki Çankırı-Çorum Havzası Erken Pliyosen yaşlı denizel olmayan evaporitik ve evaporitik olmayan istiflere sahiptir. Bu tortullar mevsimsel ya da iklimsel değişimleri yansıtan "palustrine" koşulların sürekli geliştiği evaporitik göllerde depolanmıştır. Sülfatlar, karbonatlar, siliklastiklerden oluşan çok farklı fasiyesler bu istifte yer almaktadır. Birincil, yeniden işlenmiş (reworked) ve diyajenetik jipsler sülfatları oluşturur. Laminallı-tabakalı jipsler ile selenitler birincil sülfat tortullarında hakimdirler. Jipsit, jipsarenit, jipsrudit ve breşler yeniden işlenmiş (detritik) sülfatları oluştururlar. Mikro ve makro jips nodülleri diyajenetik tipteki sülfatları oluşturur. Killi kireçtaşı, oolitik kireçtaşı ve dolomitler esas olarak karbonatlı tortullarda bulunur. Kanallı ve kanalsız kırmızı tabakalar, konglomeralar ve çamurtaşları siliklastik tortulları meydana getirmiştir.

Dolomit ve jips ardalanmasında oluşan laminallı jipsler çok tuzlu ortamlarda oluşurlar. Aşırı buharlaşma evrelerinde gölün derin kısımlarında tabakalı jipsler çökeler. Şevron tipli selenit kristalleri kurak devirler boyunca tuzlu çamur düzlüklerinde oluşurken organik maddece zengin çamurtaşlarında görülen diskoidal jipsler ılıman devirlerde jipsli bataklıklarda oluşur. Yeniden işlenmiş detritik jipsler göl kenarlarında hakimdir. Bunlar periyodik ıslak-nemli ortamlarda birincil jipslerin yeniden işlenmesi ile oluşurlar. Jips nodülleri erken ve geç diyajenetik süreçler ile oluşurlar. Karbonat ve siliklastikler gölün yenilenme-tazelenme evrelerinde oluşmuştur.

İklimsel ya da mevsimsel değişimler, Pliyosen evaporitik ve evaporitik olmayan göltsel tortulların depolanma şekillerini ana sebepleridir. Üstelik alüvyalden göl ortamına kadar değişen drenaj modelleri önemli değişimleri işaret eder ve bunlar kenar fay aktivitelerinin bir sonucudur.

4.6.1. Ölçülü Kesitler

Çalışma, Çankırı-Çorum Havzasındaki evaporitlerin hakim olduğu Erken Pliyosen yaşlı Bozkır Formasyonunda yapılmıştır. Çalışma bölgesinde yer alan evaporit ve diğer birimler basit kolon kesitler ve haritalarda gösterilmiştir (Şekil 4.6.1, 2) Altı stratigrafik kesit, Mahmutlar, Konak, Süleymanlı, Bozkır, Bayat ve Uğurludağ bölgelerinde ölçülmüştür (Şekil 4.6.1, 2).

4.6.2. Sedimentolojisi ve Fasiyes Tanımlaması

Mostra ölçeğinde litoloji ve karakteristik sedimanter yapılara dayanarak 3 ana litofasiyes ayırt edilmiştir. Bunlar; 1)Sülfatlar, 2)Karbonatlar, 3)Siliklastiklerdir. Ana litofasiyes grupları; diyajenetik, mineralojik, petrografik özellikleri, farklı depolanma tiplerine dayanarak birçok fasiyes ayrılmıştır.

Sülfatlar:

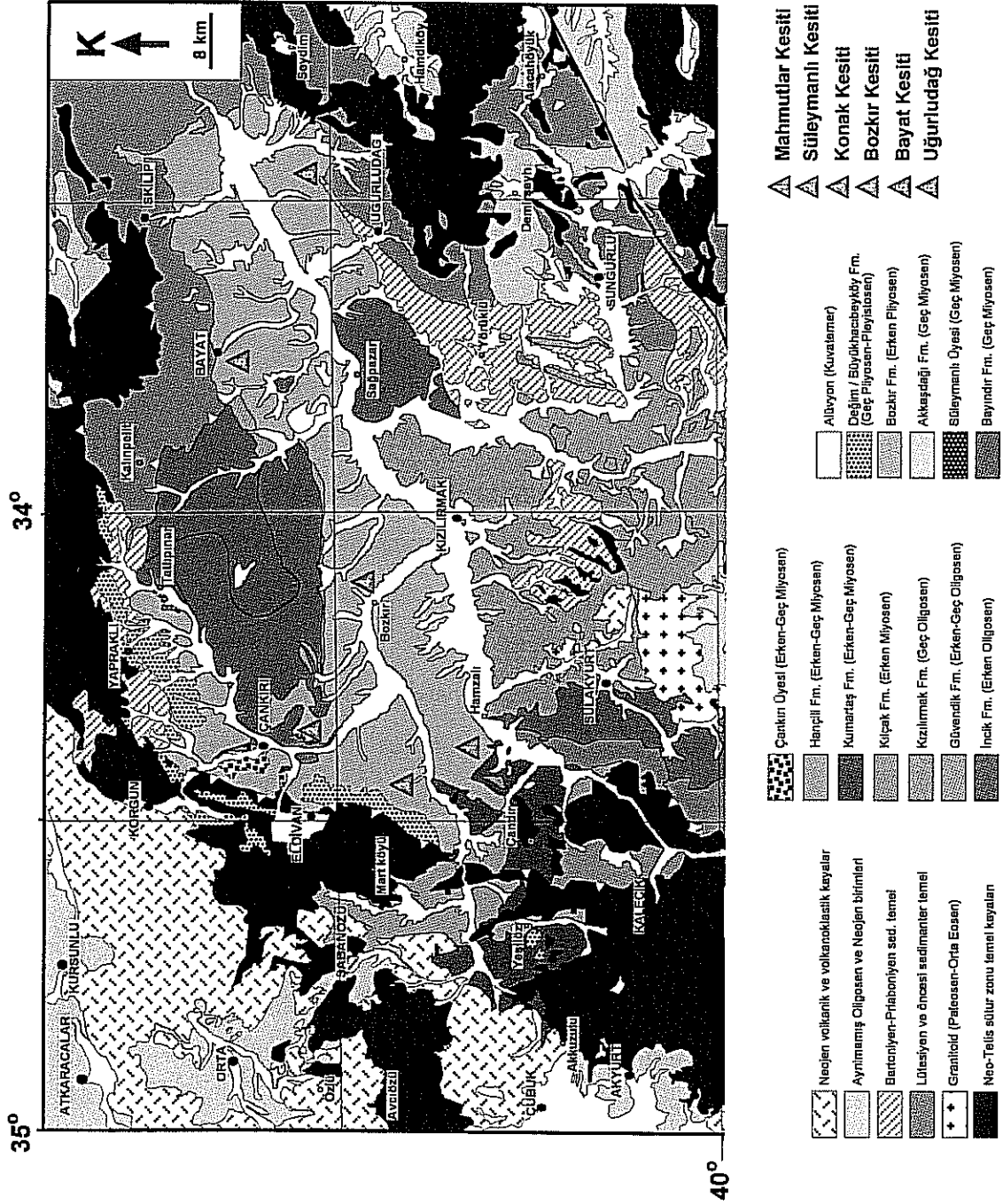
Litofasiyes grubu, diyajenetik jips (nodüler) fasiyesi, yeniden taşınmış (reworked) jips (detritik), birincil jipslerden (laminalı, tabakalı, selenit) oluşur.

Birincil jipsler:

Laminalı jipsler Mahmutlar ve Uğurludağ kesitlerinin orta ve üst kesimlerinde yaygın olarak yer alır (Şekil 4.6.1, 2). Jips seviyesinin kalınlığı 60-100 m arasında olup selenit içeren jipsli çamurtaşları ve killi kireçtaşları ile ardalanmalıdır.

Bu fasiyes, desimetre kalınlığında jips seviyeleri ile ardalanmalı milimetre kalınlığındaki dolomit laminalı ve daha seyrek olarak da kil laminalarından oluşur. Mahmutlar kesitinde ise bu fasiyes diğer jips fasiyesleri ile düzensiz bir ardalanma (5-15 m) gösterir. Her biri jipsli yeşil çamurtaşı (şevron, selenit) üzerindeki laminalı jips ile başlar, yukarı doğru organik maddece zengin çamurtaşlarına (şevron, selenit) geçer ve en üstte kaba-orta taneli jips arenitler ile son bulur. Bazen bu kesitte slamp yada yumuşak deformasyon yapıları gözlenmektedir. Uğurludağ kesitinde de benzer deformasyon yapıları vardır. Bununla beraber bazı şartlarda istifler nodüler-tabakalı jipsler ile son bulmaktadır.

Jips laminalı fasiyes genellikle beyaz renklidir. Dolomitlerde renk gri yada açık gridir. Bu renk kristal boyutu ve prizmatik ile mikromerçeksi jips kristallerine bağlı olarak değişmektedir. Bu kristaller saftır yada bulutsu görünümüne sebep olan dolomit

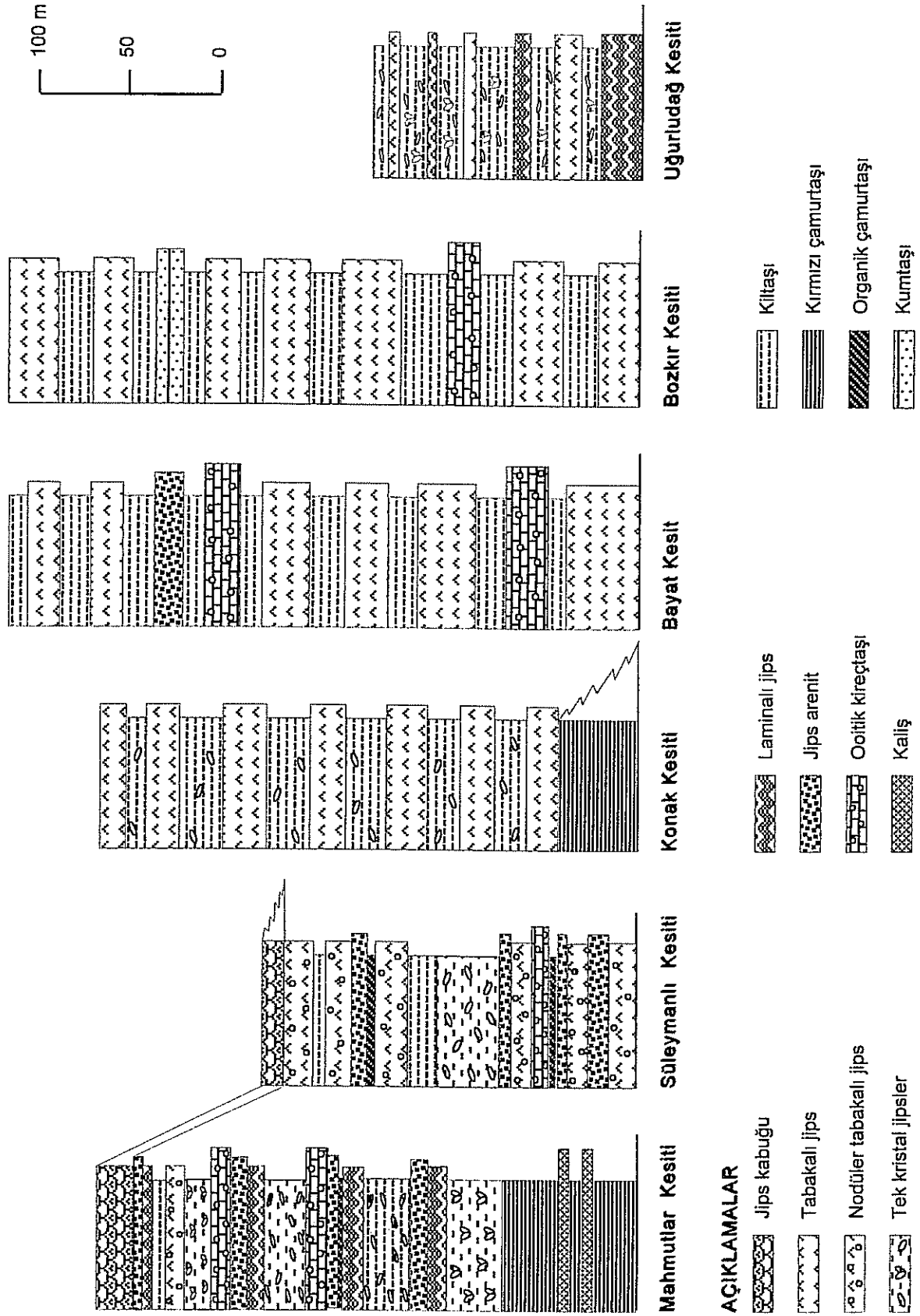


Şekil 4.6.1: Bozkır formasyonuna ait ölçülü kesit yerleri.

kapanımları ile değişik miktarlarda olabilmektedir. Bazı jips seviyeleri (5-15 cm) ters derecelenme (yukarı doğru kabalaşma) sergiler ve jips arenitler ile örtülür. Bütün dolomit laminaları ince kristallerden (dolomikrit) oluşur ve mikrobreşleşme ile bazı oyuklarda da (burrows) yer alır.

Kuvarterner tuz göllerindeki laminalı jips istifleri Warren (1982) tarafından rapor edilmiştir. Sicilya'daki Geç Miyosen Solffera serisindeki sığ lagün-litoral ortam komplekslerindeki jips-dolomit-kalsitten oluşan üçlü fasiyes dizilimi Hardie ve Eugster (1971) tarafından açıklanmıştır. Bizim çalışma bölgemizde laminalı jips fasiyesleri genellikle detritik jipslerden sonra gelmiştir. Bu lokasyonlar, tuzlu ve acı su arasındaki göl suyunun çok kısa oynamalarını yansıtabilmektedir. Göl suyunun aşırı tuzluluğu yada kimyasal oynamaları jips+dolomit lamina çiftlerinin çökeline sebep olmaktadır. Bizim örneklerimizdeki prizmatik ve mikromerceksi jipsler, sediman-su ara yüzeyleri veya Salvany vd. (1994) belirttiği göl tabanı sedimanları arasında büyülebilmektedir. "Poikilotopic" yığınlar ve matriks kapanımlarının bolluğu, dolomit matriksinin katılaşmadan önce oluşan jips kristallerinin kovucu (displacive) karakterde olduğunun kanıtı olabilmektedirler. Bu yoruma göre, laminalı jips kristalleri değişik türde oluşabilirler. Bu kristaller, tuzlu göl suyunda çökeli ile oluşur ve bunlar yumuşak taban sedimanları ile saçılımlı büyüme gösterirler. Yukarı doğru kabalaşan birincil çökelim; tuzluluğun yaz mevsiminde buharlaşma sebebiyle arttığını gösterir. Dolomit çökeli genellikle meteorik su girişinin sınırlı ve göl suyunun acısu safhasında olduğu sürelerde oluşur. Dolomit laminaları ile saçılımlı jipslerden olması gözenek suyundaki tuzluluğun artması ile oluşur. Gözenek suyu veya göldeki Mg ve Ca arasındaki hassas dengenin değişmesi sonucunda oluşan dolomitler, jips çökeliminde artabilmektedir.

Tabakalı jipsler saf ve ince kristallerden oluşur. Bunlar çok homojen görünüme sahiptir ve içsel yapı ya da diğer benzer özelliklere sahip değildir. Seyrek olarak tabakalı jipslerin üst kesimlerinde kök izleri bulunur. Tabakalar ortalama 40-70 cm kalınlığındadır ve gri-yeşil çamurtaşları, jipsli çamurtaşı-selenit, kireçtaşı (oolitik), ince kömür seviyeleri ile ardalanmalıdır. Depolanma düzeni birkaç yüz metreden fazla kalınlığa sahiptir ve Konak, Bayat, Bozkır kesitlerinde düzenli tekrarlanmalar gösterir. İnce kesitlerdeki örnekler küçük jips kristallerinin (0,004-0,07 mm) beyaz-gri euhedral ile subhedral matriksler ile temsil edilirler. Bazı örnekler, ters dereceli tabakaların üst kesimlerinde geniş tabular jips kristalleri gösterir.



Şekil 4.6.2: Bozkır formasyonuna ait fasiyeslerin dağılımı (Varol vd., 2002).

Bu jips tabakaları ne sedimanter yapı (ripil mark, çapraz laminalanma, vb.) ne de detritik jipslere (ortam enerjisini yansıtır) sahiplerdir. Bu nedenle gölün derin kesimlerindeki depolanma, dalga etkilerinden, akıntı hareketlerinden ve yeniden işlenmeden korunmuştur. Bununla beraber kök izlerinin varlığı tabakalı jipslerin depolanması boyunca geçici bir sığ ortamın var olduğunu kanıtlamaktadır. Tuzluluğun ani değişimi sonucunda jipslerden oolitik kireçtaşlarına geçen keskin fasiyes değişimlerine sebep olmuştur. Tabakalı jipsler, jipsle doymun periyotlarda gölün derin kesimlerinde çökelmiştir. Ters dereceli tabakalar aşırı doymun periyotları gösterir. Magee (1991) belirttiği gibi göl aşırı doymunluğa ulaştığında hızlı çekirdekleşme ve göl yatağında küçük kristal yaygısı gelişimi gözlenir.

Selenit-jipsli çamurtaşı fasiyesi genellikle çamurtaşlarının içerisindeki tane boyu 2 mm'den büyük berrak jips kristallerinin değişik oranlarda bulunması ile oluşan fasiyes için kullanılır. Jipsin hakim olduğu seviyelerde 2 tip selenit kristalleri bulunur. Bunlar; A tipi ve B tipidir. A tipi selenitler 10-15 cm boyunda gri-yeşil renkli şevron tipli jipslerdir. Hemipiramidal (111) yüzeyde kristografik C eksenine boyunca üst üste büyürler. Bazı kristaller, jipsin büyüme yüzeyindeki mikro erozyon ile kil parçacıkları ve mikritik dolomit gösterir. Selenit kristalleri Mahmutlar, Süleymanlı, kesitlerinde jipsli gri-yeşil çamurtaşlarında yaygın olarak bulunur ve çok kalın ara seviyeler oluşturur. Bu seviyeler genellikle çamurtaşı ve detritik jips tabakaları ile ardalanmalıdır (Şekil 4.6.2). Tip B ise diskoidal ve mercek şekilli kristaller ile temsil edilir. Diskoidal kristaller Mahmutlar ve Süleymanlı kesitlerinde organik maddece zengin çamurtaşları içerisinde çok yaygın olarak bulunurlar. Bu kristaller kahverengimsi bir renk sunarlar. Bunların tane boyları genellikle birkaç cm dir, ama bazen çok uzun kristallerde olabilmektedir. B tipi kristalli seviye üzerine genellikle detritik jipsler yada killi kireçtaşları gelir ve 5-10 m kalınlığında tekrarlanan seviyeler halinde bulunur. Bu tip selenitler genellikle 10-20 cm kalınlığındaki tabakalardan oluşan bir çamur matriksi içinde saçılımlı veya toplu halde bulunan kristallerden oluşur. Selenit bulunduran tabakalarda bazen çadır yapısı da (tepee structure) karakteristiktir. Mercek ve disk şekilli selenitler ise organik madde içermeyen gri-yeşil çamurtaşlarında bulunur. Bunlar 2-4 mm çapındaki renksiz yada gri renkli kristaller ile temsil edilir. Selenit bulunduran çamurtaşları Konak, Bayat ve Bozkır kesitlerinde tabakalı jips seviyeleri ile ardalanmalı olarak bulunur. Uğurludağ kesitinde her bir evaporitik dizilim; birincil detritik jips ve çamurtaşı-kiltaşlarında gelişen selenit ardalanmasından oluşur.

Selenit kristalleri hem evaporitik denizel ortamlarda hem de göl ortamlarında bulunabilirler. Bu kristaller ya sediman-salamura su ara yüzeyinde (Schreiber, 1978; Rouchy vd., 1986) ya da tuzlu su tablasının üzerindeki ortamlarda oluşur (Warren, 1982). Sabit ortam koşulları ve uzun zaman periyodlarında salamura suyun jips doygunluk noktasına ulaştığı anlarda selenit kristalleri oluşabilir (Magee, 1991). Bizim örneklerimizdeki şevron tipli kristaller ağırlıklı olarak gri çamurtaşlarında oluşur ve kesikli bir büyümeyi yansıtır. Bunlar kristaller arası yüzeylerdeki erozyonal izler olarak görülmektedir. Ayrıca kil parçalarının ve dolomit filmlerinin olması kristal büyümesi esnasında kısa süreli evaporitik olmayan safhalarında girdiği gözlenmektedir. Şevron tipli kristaller genellikle tuzlu çamur düzlüğünde gölün kuruma evresinde çamurtaşları içerisinde kovucu büyüme gösterir (Hardie vd., 1978; Sanz vd., 1994).

Diskoidal ve mercek şekilli kristallerden oluşan Tip B selenitleri; çamurtaşlarında yer altı suyu kapilarite olarak yükselmesi ve buharlaşması ile büyümektedirler (Shearman, 1966). Ayrıca Cody (1976 ve 1979) deneysel çalışmalar ile organik maddece zengin ortamlarda kristal büyümelerini gözlemlemiştir. Bizim çalışmalarımızdaki kahverengimsi selenit kristalleri organik maddece zengin çamurtaşlarında yer alır ve renk özelliği genellikle jips büyümesi esnasında bünyesine aldığı organik madde ile ilgilidir. Organikçe zengin seviyeler göl bölgesindeki nemliliği (humidity) yansıtır. Bu oluşumlar için Nury ve Schreiber (1997) uzun graben göllerinin son safhasında tatlı su özelliğini dikkat çeker ve burada jips tabakaları ile geçişli acısu bataklık tortullarının varlığından söz eder. Orti ve Rosell (2000)'de evaporitik göl sistemlerindeki düşük tuzluluktaki jipsli bataklıkların varlığını belirtmiştir. Bu ortam tipleri Çankırı-Çorum Havzası'ndaki organik maddece zengin çamurtaşlarında oluşan jipsler bir devamlılık sunmaktadır. Selenit kristalleri bataklık ortamlarında tuzlu yeraltı suyu ile oluşmaktadır. Yeraltısuyundan jips oluşumu sınırlıdır. Çadır yapısı (tepee structure) olması diskoidal selenit oluşumunu sonra atmosferik koşulların ağırlık kazandığını göstermektedir.

Yeniden işlenmiş (reworked) detritik jipsler:

Bu fasiyes genellikle tane boyu 0.1 mm ile 2 m arasında değişen jipsli kum tanelerinden oluşan jips arenittir. Bunlar kaba (jips rudit) ve ince (jipsit) detritik jips seviyeleri ile ardalanmalıdır. Jips arenit seviyesi Mahmutlar, Süleymanlı ve Uğuludağ kesitlerinde yaygındır. Bu kesitlerde 20-100 cm kalınlığındaki jips arenit; laminal jipsler, jipsli çamurtaşları (selenit) ve konglomeratik kumtaşı dizileri (kalınlık 4-10 m arasındadır)

ile ara katkılı olarak bulunur. Jips arenitler bazı yerlerde merceksi olup yanal-düşey geçişli olarak marn yada oolitik kireçtaşlarına geçer. Çapraz tabakalanma, ripil laminalanma, mikro derecelenme gibi sedimanter yapılar jips arenit fasiyesinde kolaylıkla ayırt edilmektedir (Şekil 4.6.2). Lokal yerlerde jips arenit epiklastik tortullar (kumtaşı, konglomera) ile arakatlı olarak bulunur. Mahmutlar kesitinde detritik jips seviyeleri ile tekrarlanan diğer evaporitik ve evaporitik olmayan fasiyesler gözlemlenir. Bunlar kesitin orta ve alt seviyelerinde hakimdir ve üstte doğru birincil jips fasiyeslerinde (tabakalı, laminalı jipsler) azalma gözlenir. Her bir dizi jipsli çamurtaşı-selenit fasiyesi (2-15 m kalınlık) ile üzerlenir ve 40-60 cm kalınlığında çok ince detritik jips ve kıltaşı (organik madde içeriği azdır) ardalanmasından oluşan laminalı seviyeler ile başlar. Daha sonra 200-500 cm kalınlığında jips arenit yer alır ve 75-120 cm kalınlığında oygu-dolgu yapıları içeren jips ruditler ile son bulur. Bazı yerlerde detritik jips dizilimi erozyonal tabanla siliklastik tortulları kesmektedir.

İnce kesitlerde detritik jipsler tane taşı ve istiftaşı özelliğindedir. Matriksin %10-20'si genellikle çamurdur. Bununla beraber kalsit çimento da jips kumtaşlarında yaygın olarak bulunabilir. Kalsit çimento menisküs ve asılı şeklindedir. Detritik jips seviyelerde % 10-30 epiklastik malzeme (kuvars, feldispat, mafik mineraller) karışıktır. Jips arenitler ince-orta tane boyunda yarı yuvarlak jipslerden oluşur. Bunlar genellikle tabaka düzlemine paralel veya yarı paralel uzanan merceksi ve prizmatik tanelerden oluşur. Jips ruditler 0.5-2 cm boyundaki tanelerden oluşur. Bu yüzden tamamen veya kısmen kopmuş selenit kristallerden oluşur.

Detritik jipsler Akdeniz bölgesinde özellikle Mesiniyen evaporit istiflerinde yaygın olarak bulunurlar ve jipslerin yeniden depolanması veya yeniden işlenmesi ile oluşurlar. Evaporitik istifleri (Hardie ve Eugster, 1971; Rouchy, 1982) detaylı çalışılmasına rağmen göl ortamındaki detritik jipsler daha az çalışılmıştır (Sanz vd., 1994). Bizim örneklerde kopan, kırılan jips taneleri, boylanmış, derecelenmiş, paralel, çapraz laminalanma, oygu-dolgu yapıları gösteren bu tortullar genellikle birincil jipslerin erozyonu ve taşınması ile oluşurlar. Megies vd. (1982) detritik jipslerin evaporitik birimlerin erozyonu ile oluştuğunu belirtir. Sanz vd. (1994)'de detritik jipslerin ana depolanma sürecinin yeniden işlenme (reworked) ve taşkın yaygısı (sheet flooding) olduğunu belirtir. Çankırı-Çorum gölssel havzasında detritik jipslerin depolanmasında benzer hidrodinamik koşulların olduğu düşünülmektedir. Birçok detritik jips seviyesi şevron tipli selenit kristallerinin yeniden işlenmesi ile oluşur. Ara sıra olan aşırı yağışlar gölün taşması ile sonuçlanır ve göl

genişleme evresi başlar (Hardie vd., 1978). Hidrolojik koşul olarak birincil jipslerin erozyonu ve taşınması detritik jipsleri oluşturmaktadır. Kil laminaları arasında yer alan mm ölçekli detritik jipsit cepleri; taşkınımın ilk evresinde kuru çamur düzlüklerinde küçük gölcüklerin oluştuğunu gösterir. Bunu takip eden şiddetli yağışlarda jips arenit ve jips ruditler depolanırlar. Detritik jipsler ile bulunan siliklastik tortullar; yağışlı mevsimler boyunca bazı lokal nehirlerin oluştuğu ve göl içine boşaldığını göstermektedir.

Jips breşleri:

Jips breşleri Pliyosen istifinin en üst kısımlarında bulunur. Mahmutlar kesitinde yaklaşık 40 m olmasına rağmen diğer kesitlerde 0-10 m arasındadır. Jips breşleri 2-5 cm boyunda jips taneleri ve birbirleri ile zayıf olarak bağlı kil ve karbonat çimento karışımından oluşur. Tabaka düzlemleri belirgin olmamasına rağmen aralarında kırmızı toprak seviyesi gözlenir. Bazen breşli seviyelerde kiremitlenme ve derecelenme mevcuttur. Ayrıca seviye halinde 3-5 cm bulan radial kristaller, düzensiz sonlanmalar ve 15-50 cm yükseklikten fazla dom tipi yapılar gözlemlenir.

Jips breşinin kökeni açık değildir. Bu fasiyeler genellikle evaporitik göllerin son safhası boyunca gelişir ve göl tabanının yükselmesi ile atmosferik koşullara açılması ile oluşur. Toprak zonları atmosferik etkileri yada su üstü koşulları göstermesi bakımından önemlidir. Sonuçta breşlemenin sebebi meteorik sular ile birlikte tektonik süreçlerdir. Jips breşleri ile oluşan radial jips kristallerin nasıl oluştuğuna dair yeterli veri toplanamamıştır. Bununla beraber onların düzensiz üst yüzeyleri marjinal çözülme gösterir. Radial jips kristalleri başlıca jips breşleri ile alıkonulan birincil selenit kristalleri olabilir.

Diyajenetik jips

Nodüler jips

Nodüler jipsler iki farklı tipli jipslerden oluşur. Bunlar; makro nodüller ve mikro nodüllerdir. Birincisi Mahmutlar ve Süleymanlı kesitlerinin taban kesimlerinde yaygın olarak bulunurlar. Bunların çapları 10 cm'den 50-70 dm'e kadar değişir ve düzensiz şekiller gösterirler. Bu düzensiz şekiller; çamurtaşı yada jipsli çamurtaşlarındaki birkaç nodülün sıkı paketlenmesi ile oluşur. Tabakalanma gözlenmemektedir. Bunlar çamurtaşlarında bireysel formlar oluştururlar. İkinci tipini oluşturan mikro nodüller Uğurludağ ve Süleymanlı kesitlerinin orta ve üst kesimlerinde bulunurlar. Nodüller küre ya da elipsoid şekilli olup çapları 2 cm-5 dm arasında değişir. Bazen kalınlığı 10-30 cm

arasında değişen tabakalı nodüllü jipsler oluşur. Sonuçta tabakaların biçimi bozulmuş durumdadır. Nodüllerin bulunduğu seviyeler genellikle evaporitik dizilimin üzerlerinde gelişir ve çamurtaşı, laminalı jips, detritik jips, şevron tipli selenit kristalleri, diskoidal jipsler ile ardalanmalı olarak bulunurlar (Şekil 4.6.2).

İnce kesitlerde mikto ve makro jips nodülleri mikroskobik alabaster kristallerinden ve mego kristallerden (boyutları 0.5 cm'den birkaç cm kadar uzanır) oluşur. Mikro ve makro jips kristallerinin karışımı ile oluşan porfirotik doku da gözlenir. Porfirotoplar mega nodüllerin dış zonlarında yaygındır. Değişik miktarlarda anhidrit kalıntıları da içerebilirler. Mikro nodüller mikroskopik merceksi kristallerde (0.09-0.4 mm) yaygın olarak gelişir. Nodüllerin oluşumları için sabhka ya da tuzlu çamur düzlüklerinin koşulları uygundur veya bunlar geç diyajenetik süreçler ile oluşabilirler (Murray, 1964; Salvany ve diğerleri, 1994; Orti ve Rosell, 2000). Çalışma bölgesinde mikronodüllerin özellikleri kırılığandır. Makro nodüllerin içsel deformasyon karakterleri fiziksel süreçlerini kontrolü altındadır ve tektonik stres ya da aşırı yüklenme ile ilgilidir. Porfirotik ikincil jipsler ile temsil edilen mineralojik bileşim anhidritlerden jipslere geçişi gösterir. İkincil jips nodülleri geç diyajenez ürünleridir ve birimlerin yeraltından mostraya çıktıkları evrelerde anhidritlerin hidratasyonu ile oluşurlar (Salvany vd., 1994; El-Tabakh vd., 1997). Mikronodüller; nemli ve aşırı tuzlu ortamlarda oluşan detritik jips ve lamina jipslerde (jips+dolomit laminalanması) tuzluluğun üstte doğru arttığı istiflerde bulunur. Bununla beraber selenit ve jips nodülleri (birincil anhidrit) tuzlu ya da aşırı tuzlu ortamları yansıtır. A tipi evaporitik sistemler ve diyajenetik örnekler sabhka yada tuzlu çamur düzlüklerinde çok yaygındırlar (Shearman, 1966; Orti ve Rosell, 2000). Bizim gözlemlerimize göre evaporasyonun ilerlemesi sonucunda tuzluluğun yukarı doğru arttığını söylebiliriz. Tuzluluk pikleri artıkça anhidrit nodülleri oluşur ve çevrim son bulur. Evaporitik ortama yeni bir yeraltı su girişi ile nodüllü ikincil jipsler anhidrite dönüşür. Jipsler içindeki anhidrit kapanımları; yakın yüzey ortamlarda oluşan ikincil jipsler anhidritlere dönüştüğünü kanıtlar (Kinsman, 1969; Hardie ve Eugster, 1971).

Karbonatlar:

Kireçtaşı ve marnlı kireçtaşı gösel evaporitik istiflerdeki başlıca karbonat fasiyesleridir. Dolomitler sadece laminalı jips fasiyesinde bulunur. Killi kireçtaşı Mahmutlar ve Süleymanlı kesitlerinde yaygındır. Killi kireçtaşı fasiyesinin üzeri jipsli çamurtaşı ve detritik jips seviyeleri örtülür. Organik maddece zengin seviyeler bol olarak taşınmış kömür parçaları, ostrakod ve gastropod fosil parçalarından oluşur. Örneklerin hepsi

petrografik olarak mikrit, dismikrit ve mikrosparit olarak tanımlanmıştır. Ooilitik kireçtaşları Bozkır kesitindeki küçük kanallarda ve küçük çapraz laminaları seviyeler (20-40 cm) oluşturur. Bunlar genellikle ince kumlu, marnlı taban seviyeleri ile başlar ve tabakalı jipsler ile son bulur. İnce kesitlerde iyi boylanmış ooid tanelerinden (0.2-0.4 mm çapında) oluşan oosparitler belirlenmiştir. Kayaç ve kabuk taneleri, pelloidal taneler ooidlerin çekirdeklerini oluştururlar. Çekirdeğin etrafındaki halkalar mikritiktir ve konsantrik lamellerden oluşur. Çimento; sparikalsit ya da jipsden oluşur. Daha sonra üst kesimlerinde sadece jips tabakaları ile üzerlenir. Karbonat çökelişi transgresif ve evaporitik istiflerde bulunabilir (Orti ve Rosell, 2000). Bu yoruma göre karbonatlar nemliliğin artması ile alakalı olarak gölün genişleme evrelerinde oluşur. El-Tabakh vd. (1997)'in gözlemlerine göre tuzluluğun 120-150 g/L olduğu gölcüklerdeki evaporitik koşullar ile karbonatlar oluşabilir. Benzer şekilde evaporitik olmayan göllerde de karbonat fasiyesleri yaygın olarak bulunurlar. Çankırı-Çorum Havzası'ndaki Pliyosen istifinde gölün genişlemesi ile birlikte karbonatlar ve bunlarla beraber detritik jipsler, organik maddece zengin çamurtaşları gelişir. Göle tatlı su girişi olduğunda evaporitik koşullar kesilecektir. Mikritik matriksin hakim olduğu killi ve organik maddece zengin kireçtaşları sakin sularda ve izole ortamlarda oluşur. Evaporitik olmayan gölcüklerde kireçtaşı çökelişi için uygun ortamlardır. Ooilitik kireçtaşlarının üzeri jips tabakaları ile üzerlenmesi gölün açık evreden evaporitik kapalı evreye geçtiğini gösterir.

Siliklastikler

Litolojik grup 3 ana fasiyese ayrılır. Bunlar; kırmızı birimler (red bed), kanallı kumtaşı- konglomera, çamurtaşlarıdır.

Kırmızı birimler (Red bed)

“Red bed” terimi düzlemsel laminalı, iyi boylanmış, orta-ince tane boyundaki kum ve siltleri ifade eder ve bunlar ile birlikte birkaç metre ya da 20-40 cm kalınlığında paleosollar bulunabilir. Paleosol zonlarının özellikleri; ince tabakalı, açık renkli, breşli ve başlıca pizolitik kireçtaşı olması ile karakteristiktir. Bazı seviyelerde çamur kabukları ve küçük ölçekli çapraz tabakalarda bulunur. Kırmızı birimler evaporitik istifin alt kesimlerinde depolanırlar. Mahmutlar ve Konak kesitlerinde bu litoloji grubu ile başlar ve kalınlığı 20 m'den 150 m'e kadar ulaşmıştır (Şekil 4.6.2).

Evaporitik istiflerin taban kesimlerindeki kalın kırmızı birim fasiyesleri Pliyosen'deki alüvyal koşullarından gölsel koşullara geçiş zamanında havzanın morfolojisi ve drenaj

sistemindeki önemli değişiklikleri gösterir. Salvany vd. (1994) depolanma sistemindeki benzer değişimleri ifade etmiştir. Bu yazarlar göre ana gösel depolanmalar havza kenarındaki alüvyal faaliyeti azalmakta ve gölün etrafına saran dağ silsilesindeki tektonik aktiviteyi en aza indirmektedir. Bizim çalışma bölgemizde kırmızı birimlerin özelliği yanal kalınlık ve fasiyes değişimlerin olması ve tektonik aktivitenin etkili olduğu havza kenarı depolanmalar ile bağlantılıdır.

Kanal Konglomeraları

Bunlar sadece Mahmutlar kesitinin üst kesimlerinde bulunur. Ayrıca, bazı kanalsız kumtaşı seviyeleri evaporitik kesimlere küçük cepler oluşturmuştur ve bunlar Konak kesitinde ooilitik kireçtaşı ve çamurtaşları ile ardalanmalı bulunur. Kanal kumtaşı ve konglomeraları detritik jips tabakaları üzerinde yer alır ve yanal devamı birkaç metre kadardır. Bu seviyeler ofiyolitik kayalardan oluşan 0.5-2 cm çapındaki kum ve çakıl parçaları ile alttaki detritik jipslerin aşınması ile oluşan jips parçaları ile karışık halde bulunurlar.

Kanal fasiyesleri detritik jipsler ve organik maddece çamurtaşları ile gelişmiştir ve göl gelişiminde humid ortam koşullarını yansıtır. Sonuçta kumlar ağır yağmur fırtınaları esnasında taşkın yaygısı şeklinde depolanır.

Çamurtaşı

Fasiyes iki ana tipten oluşur. Bunlar; jipsli ve jipsiz çamurtaşı veya kilitaşı fasiyesleridir. Birincisi şevron yada diskoidal selenitlerden oluşan tek jips kristallerin bol olduğu çamurtaşlarıdır. Bu çamurtaşı fasiyesi yukarıda anlatılmıştır. Jipsiz çamurtaşı fasiyesi ise yaygın olarak Bayat ve Bozkır kesitlerinde bulunur ve 2-20 m kalınlık oluştururlar. Bunlar gri-beyaz renkli olup tabakalı jipsler ile ardalanmalıdır. Bazen bu fasiyes ile beraber ince kumtaşı ve marnlı kireçtaşları beraberce bulunurlar. Mahmutlar kesitinde jips istifinin taban seviyesini oluşturan mikro laminalı çamurtaşları detritik jips laminaları içermektedir (Şekil 4.6.2).

Jips fasiyesleri ile ardalanmalı olan çamurtaşları aşırı yağış zamanlarında kilin mekanik taşınması ile oluşur (Warren, 1982; Aigner ve Bachman, 1989). Bayat ve Bozkır kesitlerinde, evaporitlerdeki kalın çamurtaşları nehir taşkınının distal kesimleri olmalıdır.

Benzer sedimanlar Batı Avustralya'daki güncel Mac Leed tuzlasında vardır. Bunlar mevsimsel akarsular ile depolanır ve taşkın düzlüğü olarak yorumlanır (Logan, 1987).

Diğer taraftan yüksek enerji ile depolanan jips arenit ve jipsrudit depolanmasından önce durgun sularda asıltıdan ince kil laminaları çökebilir. Bizim görüşümüze göre, çamurtaşı fasiyesi göl bölgesindeki kurak evreler arasındaki ılıman ortam koşullarında oluşmaktadır.

4.6.3. Depolanma Ortamları

Çalışma bölgesinde ölçülen kesitlerde saptanan evaporitik ve evaporitik olmayan fasiyeslerden 3 ana depolanma ortamı ayırt edilmiştir. Bunlar alüvyal, göl kenarı, ve derin göl ortamlarıdır. Göl hem yeraltısuyu hem de mevsimsel dalgalanmalara bağlı olarak yüzey suları ile beslenmektedir. Hidrolik rejim dikey fasiyes değişimlerinde fasiyes dağılımı Şekil 4.6.3'de gösterilmiştir.

4.6.4. Bozkır Formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi

Çankırı-Çorum Havzası'ndaki Erken Pliyosen tortulları göl ortamını iki farklı tipinde depolanmışlardır (Şekil 4.6.3). Mevsimsel oynamalar, kuraklık, nemlilik gibi faktörler evaporitikten evaporit olmayan fasiyeslere kadar değişen dikey değişimlere sebep olmaktadır. Göl kenarı, derin göl ortamı ile kıyaslandığında kompleks depolanma modelleri sunmaktadır. Hidrolojik dalgalanmalar, meteorik suyun giriş miktarı, buharlaşma, göl kenarı ortamların depolanma karakterlerinde etkilidir. Sonuçta göl suyu periyodik olarak tuzlu, acı ve tatlı olabilmektedir. Bunun sonucunda aynı istifde evaporitik, karbonatlı ve siliklastik fasiyesler aralanmalı olarak tekrarlanmaktadır. Derin göl ortamında ise basit bir aralanma gözükür. Genellikle birincil jipsler, mekanik olarak taşınmış killer ve maksimum kuruma evresi boyunca oluşur. Selenit kristalli jipsli çamurtaşları aralanır.

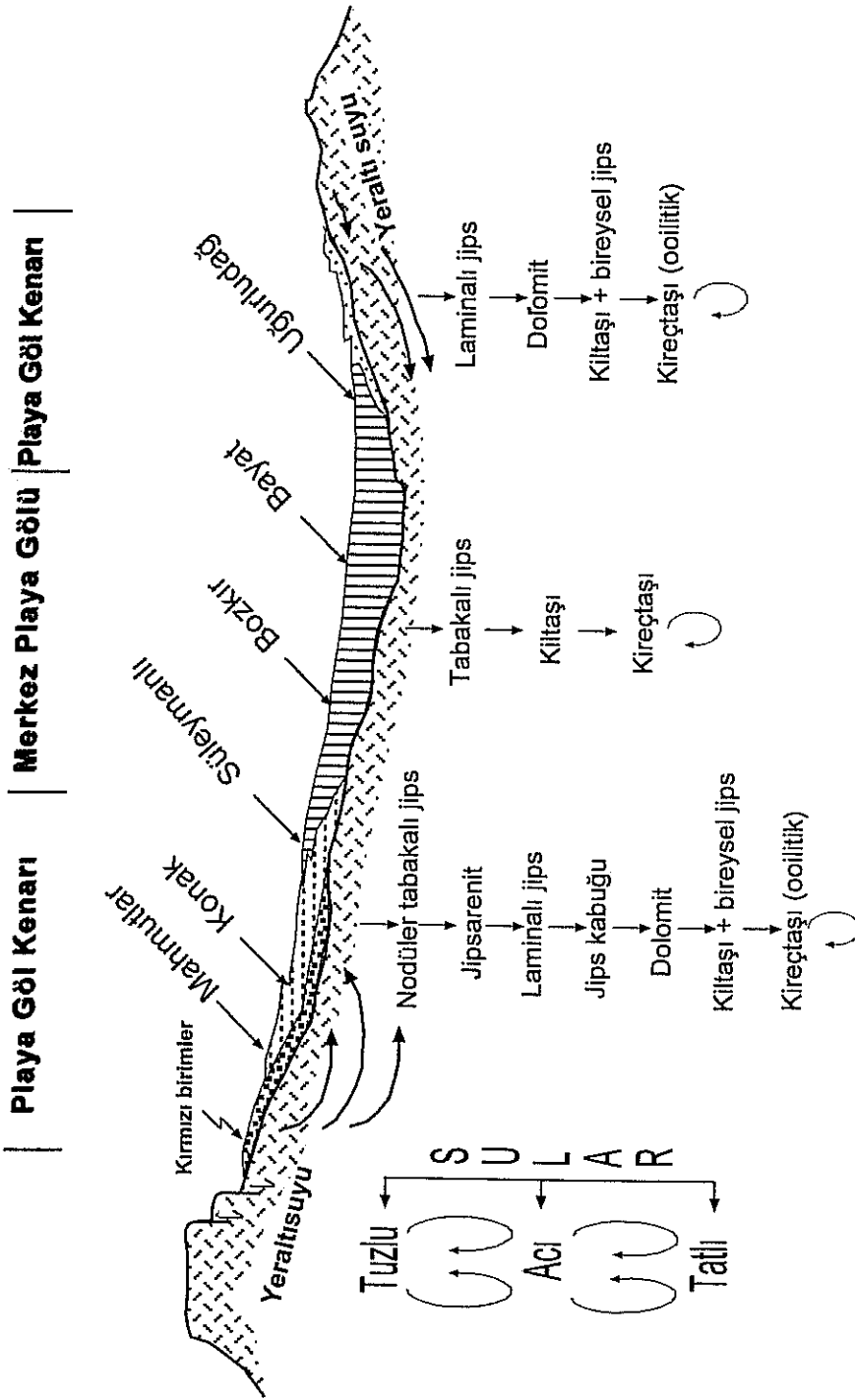
Erken Pliyosen istifindeki evaporitik fasiyesler farklı koşullar altında farklı jips tipleri içerir. Bunlar; taşkın yaygısı ile depolanan detritik fasiyesler (jips arenit, jips rudit), erken-geç diyajenetik jipsler (erken diyajenez safhasında sabhka ortamına giren meteorik sular ile oluşan veya geç diyajenez safhasında birimlerin derinden mostraya çıkması ile oluşan mikro-makro nodüllü jipsler) birincil jipslerdir (tabakalı-laminalı jips, selenit kristalleri). Birincil jipsler, saçılımlı büyüme yada doğrudan çökeltme ile yeraltısuyu yada göl suyunun doygunluk derecesine ulaşması ile oluşur. Selenit kristalleri hem tuzlu çamur düzlüklerinde (şevron tip) hemde jipsli bataklıklarda (diskoidal tip) oluşur. Bu oluşum ortamdaki tuzluluğa bağlıdır.

Evaporitik olmayan fasiyesler; kireçtaşı, çamurtaşı ve siliklastiklerdir. Bunlar tuzludan palustrine göl koşullarına geçiş zamanlarda tatlı su koşullarına bağlı olarak

oluşurlar. Çankırı-Çorum Havzası'nın Geç Miyosen evaporitik istifinde çözelti tuzlar çok yoktur. Bunun sebebi devamlı tatlı su girişidir. Sonuçta büyük jips kütleleri oluşur ve çok yoğun tuzların çökelişi engellenir.

Evaporitlerin hakim olduğu depolanma sistemlerinde iklimsel kontrol en önemli faktördür. Bununla beraber bazı önemli fasiye değişimlerini yönlendiren tektoniktir. Sin-sedimanter tektonik sonucu oluşan bazı slump yapıları göl bölgesinde lokal onlap ve offlaplara neden olmaktadır.

Erken Pliyosen dönemindeki göl Geç Miyosen'deki göle göre daha geniş alanlara yayılmakta ve oluşturduğu fasiyeler çok kalın istiflere sebep olmaktadır (Şekil 4.6.3).



Şekil 4.6.3: Bozkır formasyonunun paleocoğrafyafik gelişimi (Varol vd., 2002)

4.7. Akkaşdağı Formasyonu

Akkaşdağı Formasyonu ilk defa bu çalışma ile tanıtılmıştır. Bu birimleri önceki araştırmacılar Geç Miyosen yaşlı Kızılırmak formasyonu olarak adlandırmışlardır. Fakat, Kızılırmak formasyonunun tip kesitinde saptanan memeli fosiller ile yaşının Oligosen olduğu saptandıktan sonra formasyon ismi tarafımızca Akkaşdağı olarak değiştirilmiştir.

Akkaşdağı formasyonu içerisinde dünyanın en zengin Neojen memeli fosil yatağı yer alır. Keskin-Kaman bölgesindeki Neojen fosil yatağı tortulları Büyük Çankırı-Çorum Havzasının güney kesimlerinde oluşur (Şekil 4.7.1,2). Akkaşdağı fosil yatağı Çankırı-Çorum Havzası için önemli bir keşiftir. Fosil yatağı karasal Neojen tortullarında yer alır ve tüflerin hemen üzerinde 35 memeli türü içerir (Kazancı vd., 1997). Bol cins ve türlerin oluşu ve bunların bir tuf seviyesi üzerinde olması Akkaşdağı fosillerinin özel bir önem taşımaya sebep olmaktadır. Bu önemin sebebi Orta Anadolu Tersiyer Havzasının paleoekoloji ve lokal stratigrafidir. Bunu başarmak için kapsamlı stratigrafik tanımlamaya ihtiyaç vardır.

Akkaşdağı formasyonun tipik kesiti Aşağı Şeyh Köyü ile Gökeşme Köyü arasında yer alır (Şekil 4.7.2,3). Yaklaşık 150 m lik istif kırıntılılardan, karbonatlardan ve tüflerden kuruludur (Şekil 4.7.3). Formasyonu en iyi temsil edilen yerlerden ölçülü kesitler alınmış ve yerleri Şekil 4.7.2'de gösterilmiştir.

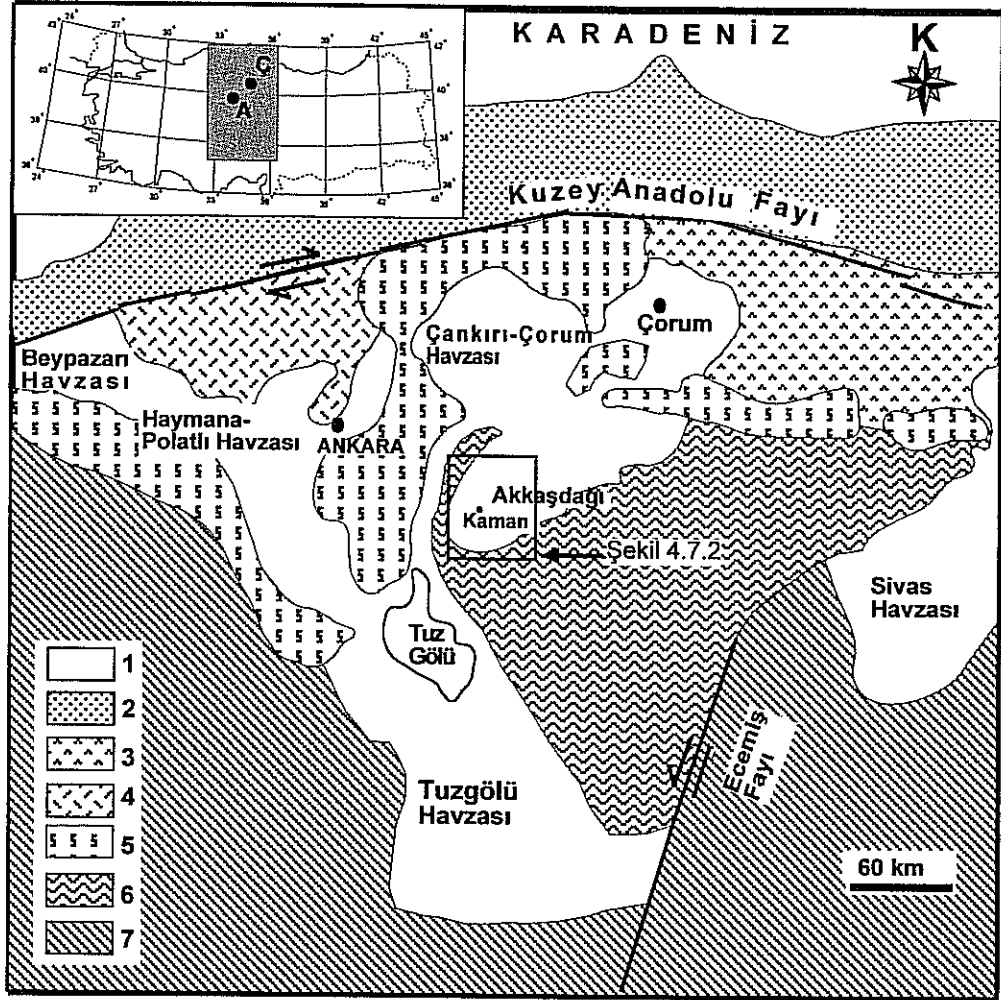
4.7.1. Akkaşdağı Formasyonundan Ayırtlanmış Fasiyesler

Fosil tabakaları içeren Geç Miyosen tortullarının sedimenter karakterleri Miall (1984)'in fasiyes analiz metodu kullanılarak sunulmuştur. Miyosen tortulları; hakim olan çamurtaşı, kireçtaşı, kumtaşı, ve daha az olarak konglomera ve tüflerin ardalanmasından oluşan sedimenter istiften oluşur. Çamurtaşı ve kireçtaşı güneyde (Akkaşdağı, Değirmenözü kesitleri) gözlenirken kumtaşı ve konglomera kuzeyde (Merdanali, Kesit AK-4) haritalanmıştır (Şekil 4.7.2,4). Analiz sonuçlarına göre Geç Miyosen-Erken Pliyosen istifinde 7 fasiyes ve 3 fasiyes topluluğu ayırt edilmiştir. Bunlar aşağıda verilmiştir.

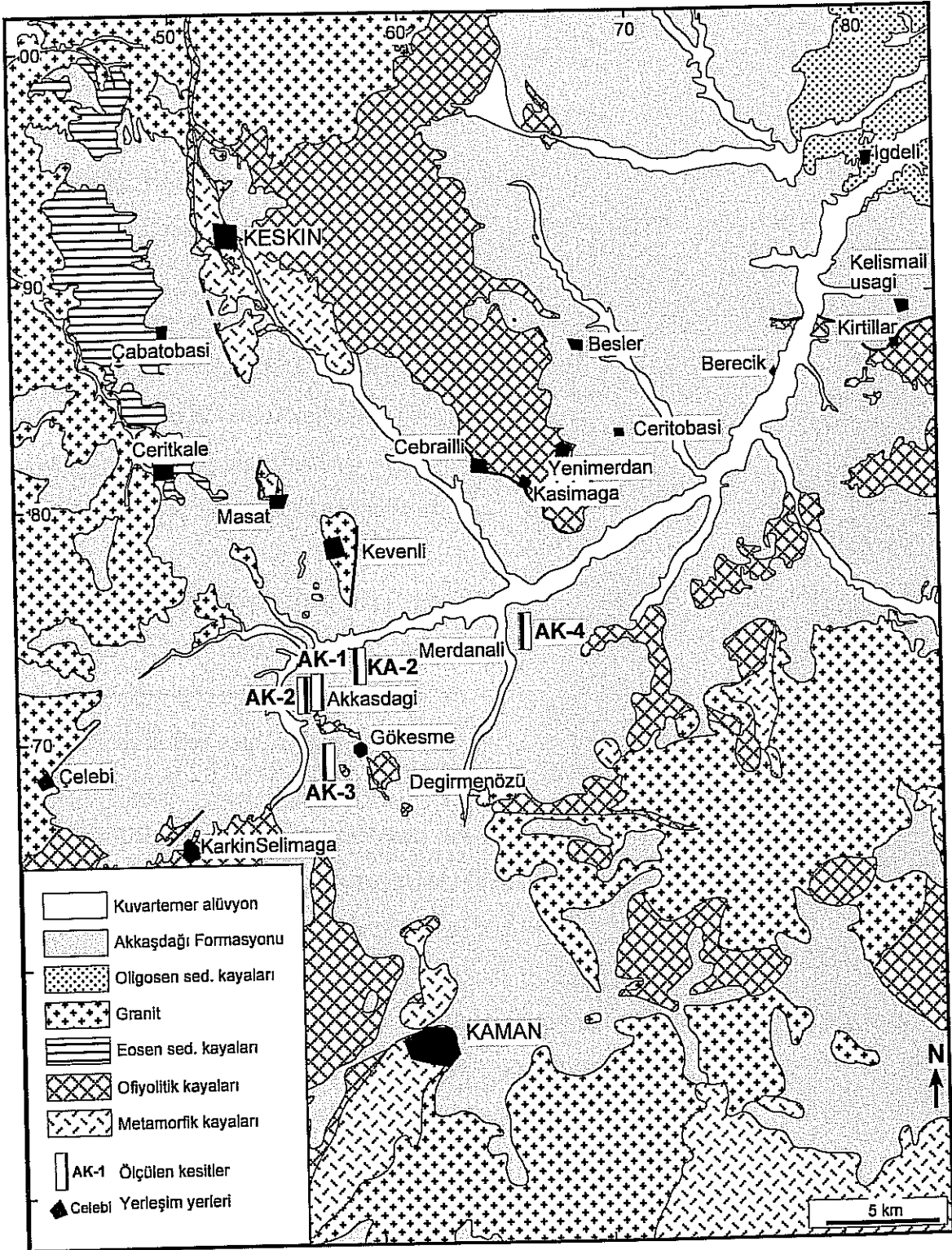
Fasiyesler

Fasiyes A: Çamurtaşları

Bu fasiyes çalışma alanı içerisinde temel ve ev sahibi olan bir fasiyestir ve toplam istifin 3/5'ini oluşturur (Şekil 4.7.4). Litoloji başlıca masif çamurtaşlarından oluşur ve rastgele ince kumtaşı ve silttaşı tabakaları ile ardalanmalı olarak bulunur. Fasiyesin rengi



Şekil 4.7.1: Akkaşdağı bölgesinin yer bulduru haritası ve Orta Anadolu Havzalarındaki ana birlikler; 1) Tersiyer sedimanter havzalar, 2) Rodop-Pontid Bloğu, 3) Sakarya Kıtası, 4) Galatya volkanik kompleksi, 5) Ofiyolitik melanj, 6) Kırşehir Kıtası, 7) Toros Bloğu. Küçük haritadaki; A: Ankara, Ç: Çorum.



Şekil 4.7.2: Akkaşdağı bölgesinin jeolojik haritası ve kesit yerleri.

kahve ya da kırmızıdır. Çok geniş alanlara yayılması sebebiyle fasiyes farklı özellikler (kalış oluşumu, kömür bantları, kömürleşmiş bitki kırıntıları, rastgele çakıl ve parçalar, kumtaşı yada çakıl mercekleri) gösterebilir. Kumtaşı tabakalarının bazısı çapraz laminalıdır. Bu gibi fasiyesler hem taşkın düzlüğü hemde ıraksak alüvyal yelpaze ortamı depolanması olarak yorumlanabilir (Miall, 1977; De Feyter and Molenaar, 1984; Flores, 1984). Toprak oluşumu yaygındır (Kraus ve Bowen, 1993; Kraus, 1997) ve bu fasiyesdeki kalış seviyeleri; taşkın evreleri durduğunda iklim kurak (arid) olduğu zamanlarda topraklaşma süreçlerinin (pedogenic processes) başladığı gösterir.

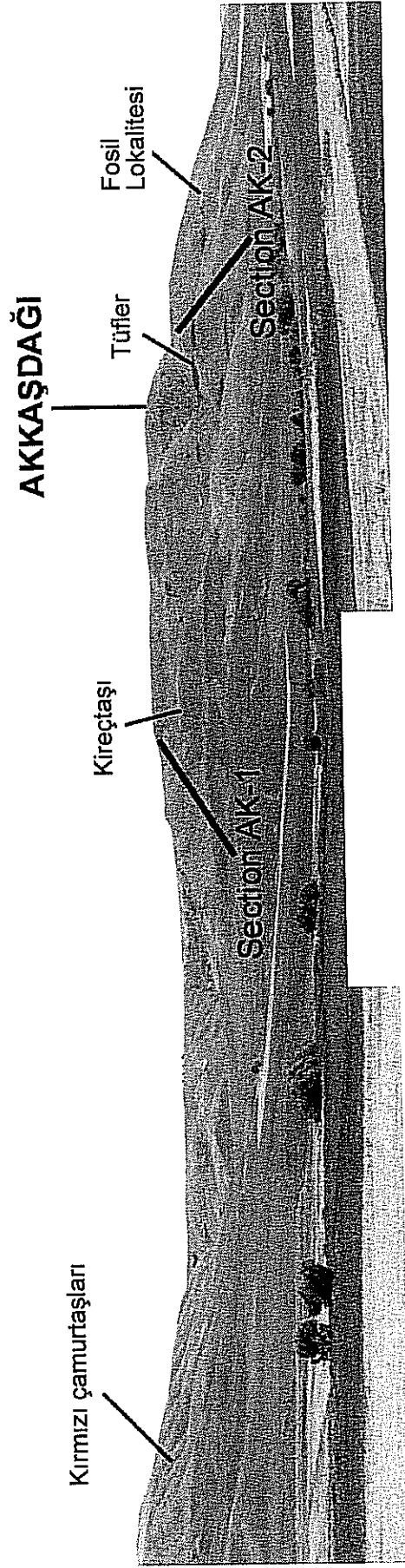
Fasiyes B: Çakıllı kumtaşı

Bu fasiyes Merdanali ölçülü kesitinde yaygın olarak bulunur (AK-4, Şekil 4.7.5) ve harita alanının K ve KD kesimlerinde yaygın olarak 5-15 metre kalınlıktaki 3 seviye halinde bulunur. Üstelik ince kumtaşı tabakaları Fasiyes A'da yer alır. Fasiyes B gevşek yada pekişmiş kilce fakir kumtaşlarından oluşur. Bozunmaya bağlı olarak griden kahverengine kadar değişen renklerde olabilir. Tek tabaka kalınlığı 15-100 cm dir. Tane boyu 4 cm olup ortalama tane boyu 0.3 mm dir. Normal derecelenme yaygındır. Mineralojik kompozisyonlar temel olarak kuvars, feldispat ve litik tanelerdir. Petrografik olarak kumtaşları karbonat çimentolu arkoz ve arkozik vakedir (Folk, 1974). Tabaka tiplerine göre 3 alt fasiyes ayırt edilmiştir;

a)Düzlemsel çapraz tabakalı kumtaşı; Bunlar Fasiyes B'nin esas yapılarıdır. Tabaka tabanları genellikle erozyonaldır. Ön takım kalınlığı 15-30 cm ve eğim açısı 10° - 12° dir. Lamina kalınlıkları 5-8 mm dir (Şekil 4.7.4). Bu gibi kumtaşları yatak yükünün yanal göçü ile oluşurlar (Rust, 1978). Düzlemsel çapraz tabakalanma ve kilce fakir litoloji; boyuna yada verev (lingoid) akarsu barları (Miall, 1977; Rust, 1978) yada akarsu sistemlerindeki enine barları (Smith, 1974; Todd, 1996) temsil eder.

b)Teknemi çapraz tabakalı kumtaşları;

Merdanali kesitinde bol olmasına rağmen Fasiyes B'nin önemli yapısıdır (Şekil 4.7.4,5). Litolojisi, dokusu ve diğer karakteristikleri ile tabakalanma tipi dışında diğer alt fasiyeslere benzer. Teknemsilerin yanal devamı birkaç metre ile sınırlıdır (Şekil 4.7.5). Derecelenme bazen terstir. Bu özellikle akarsu kanal dolgusu veya oygusunu temsil eder (Miall, 1977; Tyler ve Ethridge, 1983).



Şekil 4.7.3: Akkaşdağı Formasyonunun tip kesitinin arazi görünümü.

c)Homojen kumtaşı;

İstifinin orta kısımlarında 1-2.5 m kalınlığında sıkı masif kumtaşları yer alır. Tabaka tabanları erozyonel yada düz olabilir. Tabaka kalınlıkları 25 ile 40 cm'dir. Tabaka yüzeyleri paralel ve metrelerce yanal olarak devamlı olmaktadır. Ortalama tane boyu orta kumdur. Çakıl taneler rastgele saçılımlıdır ve boylanma çok zayıftır. Derecelenme seyrek olarak görülür. Litoloji arkozik vakeden litik vakeye doğru değişir. Demiroksit ve karbonat içeriği diğerlerine göre daha fazladır. Tabakaların yanal devamlılığı ve dokudaki kil partiküllerinin varlığı taşkın düzlüğü ortamındaki kum yaygısı şeklinde depolandığını gösterir (Rust, 1978; Todd, 1989; Maizels, 1993).

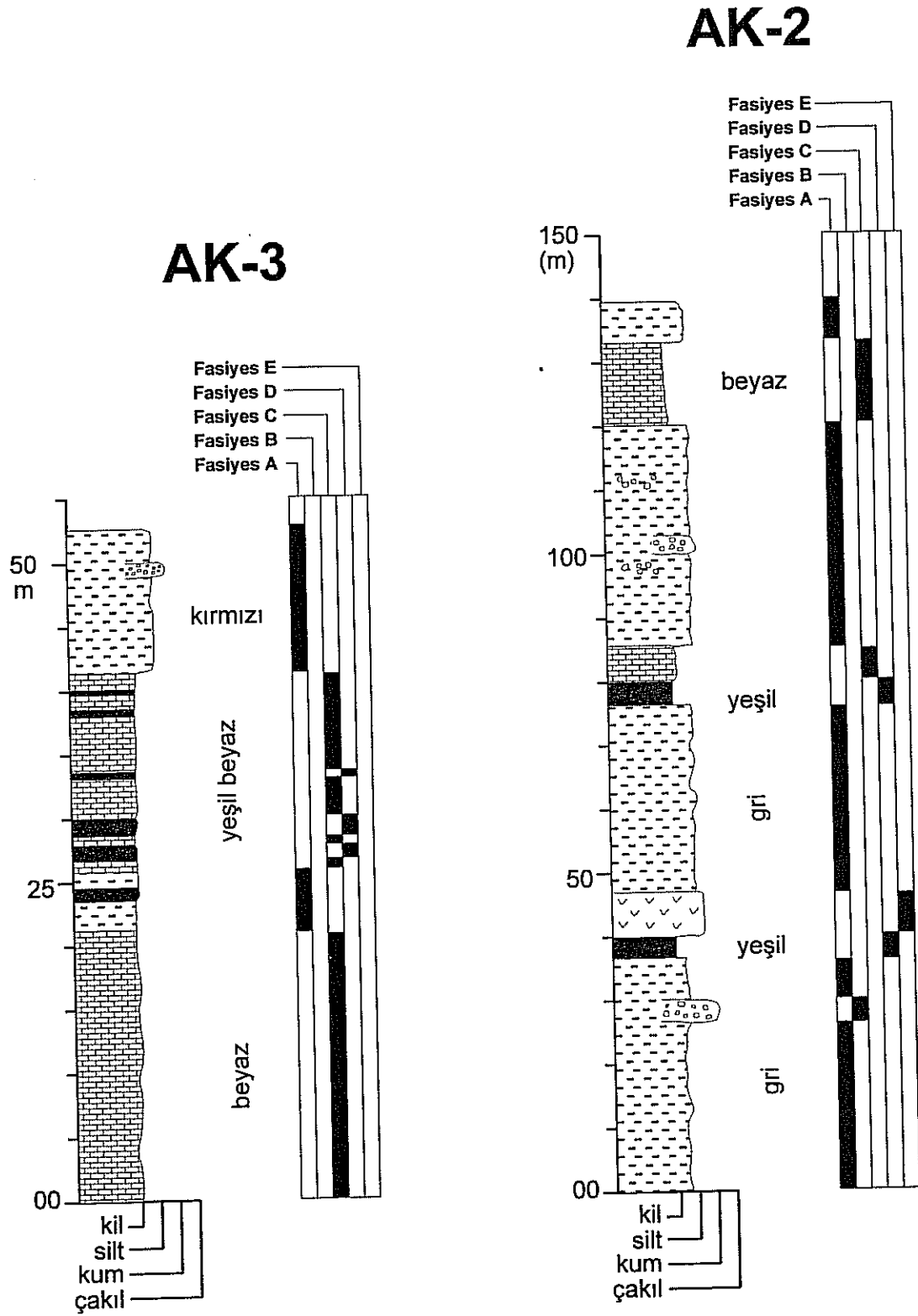
Fasiyes C: Kireçtaşı

Bu fasiyes Akkaşdağı ve Killik Tepe kesitlerinde 2 ve 3 seviye halinde bulunur (Şekil 4.7.3,4). Tek birimin kalınlığı 5 ile 30 m dir (Şekil 4.7.6) ve yanal tabaka değişimleri yaygındır. Alterasyon sebebiyle fasiyes rengi genellikle gri, gri beyaz ve bazen sarıdır. 30-100 cm arasında değişen kalın tabakalardan oluşur. Mezoskopik olarak nodüler ve breş görünümündedir ve lokal olarak kaliş yada kalkret yapı kazanmıştır (Şekil 4.7.6). Bazı yerlerde fasiyes tabakaları birkaç mm'lik marn seviyeleri ile ardalanmalı olarak bulunur. Doku olarak fasiyes mikrit ve/veya karbonat çamurtaşından oluşur. Mikro çatlak ve çözülmüş oyuklar vardır. Alglerden başka biyolojik kalıntı içermez.

Fasiyes C tatlı su gölsel karbonatlarını yansıtır. Kalın tabakalanma, marn ardalanması, çamur dokusu, nodüler yapı ve fosilsiz litoloji sığ (derinlik 10 m'den küçük), tatlı su göllerindeki depolanmayı gösterir (Platt ve Wright, 1991). Tucker ve Wright (1990) gösterdiği orijinal oluşumlu kalkretler burada gözlenmez, muhtemelen göl seviyesi düştüğünde yumuşak göl sedimanları (günlenme ile alterasyon çeşididir) oluşturduğu yalancı kalkretleridir.

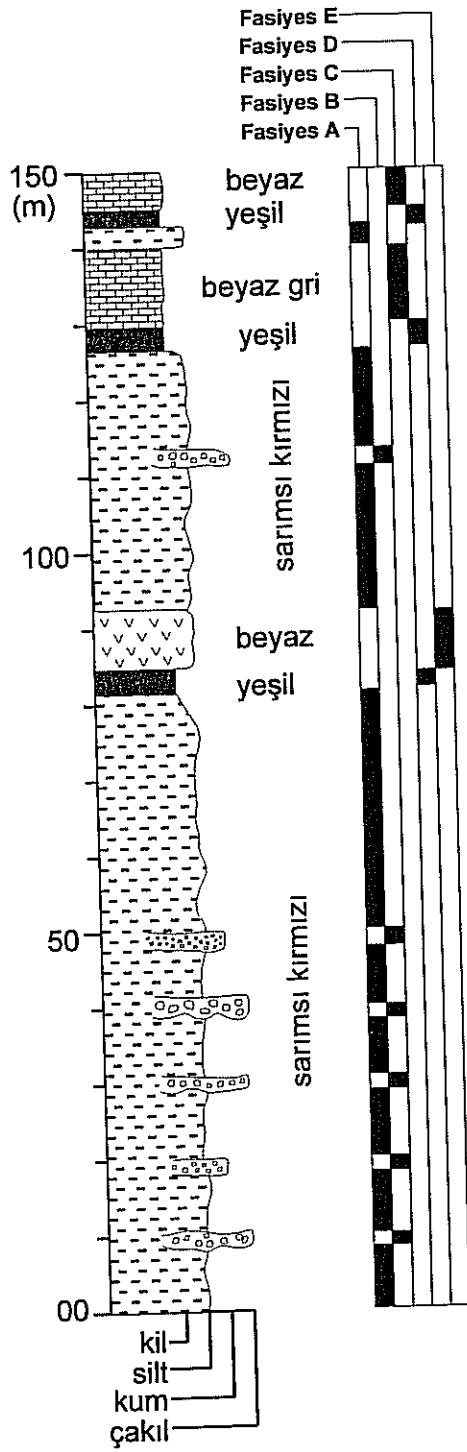
Fasiyes D: Laminallı kilttaşları

Bu fasiyes ölçülü kesitlerde en küçük ölçülen litolojidir. Fasiyes; tuf biriminin hemen altında, karbonatlı fasiyesler ile 10-40 cm kalınlık sunan ince seviyelerde ve istifin üst seviyelerinde 0.5-1.5 m kalınlık sunan iki tabaka halinde yer alır (Şekil 4.7.6,7). Fasiyes rengi yeşil yada yeşil gridir. Sedimanter yapı olarak sadece laminalanma vardır. Kömür damarları ve tuf laminaları (döküntü tortulları) fasiyes içerisinde gözlenebilir.

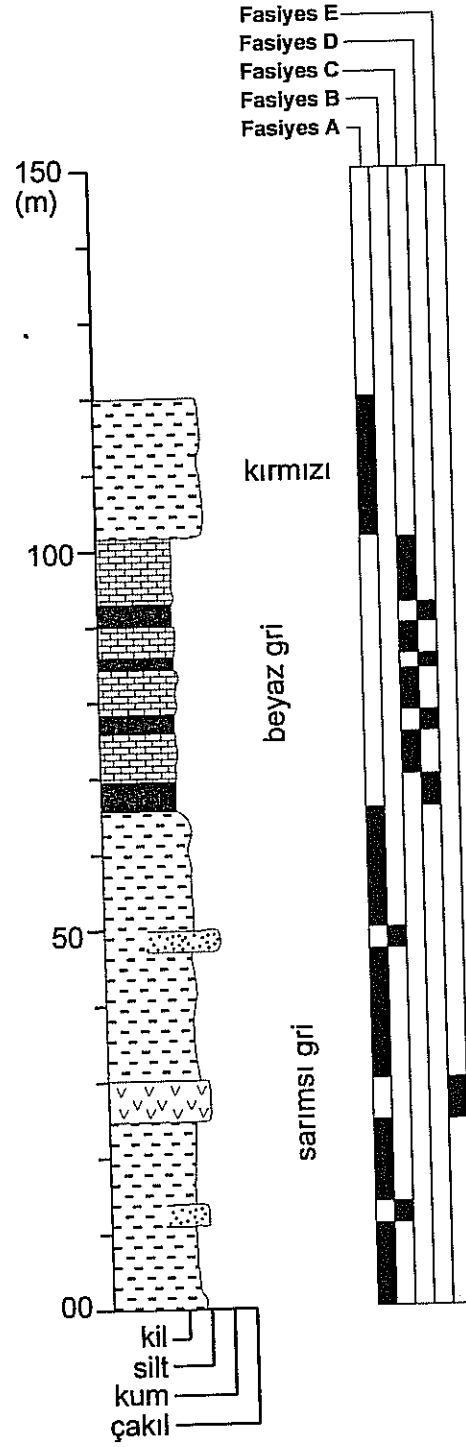


Şekil 4.7.4: Akkaşdağı formasyonundan ölçülen kesitler ve fasiyeslerin dağılımı.

AK-1

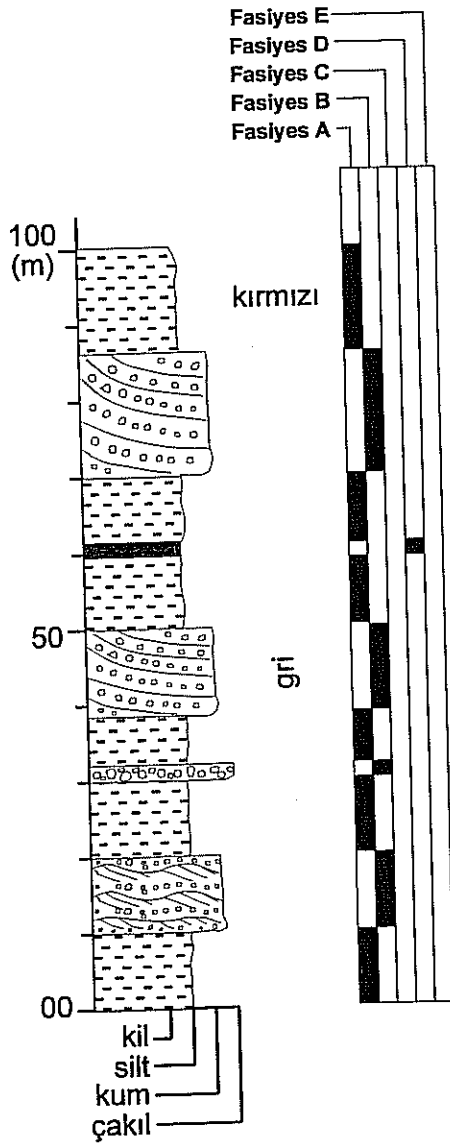


KA-2



Şekil 4.7.4'ün devamı

AK-4



Şekil 4.7.4'ün devamı

XRD analiz sonuçlarında göre illit ve simektit tipi kil mineralleri içerir. Fasiyeslerin laminalı özelliği ve kömür damarları içermesi ve kireçtaşları ile birlikte bulunması bu killerin sulu kökenli olduğunu gösterir. Genellikle de bu tür oluşumlar göl kenarı düzlüklerinde, gölcüklerde ve mevsimsel göllerde depolanabilmektedir (Hardie vd., 1978).

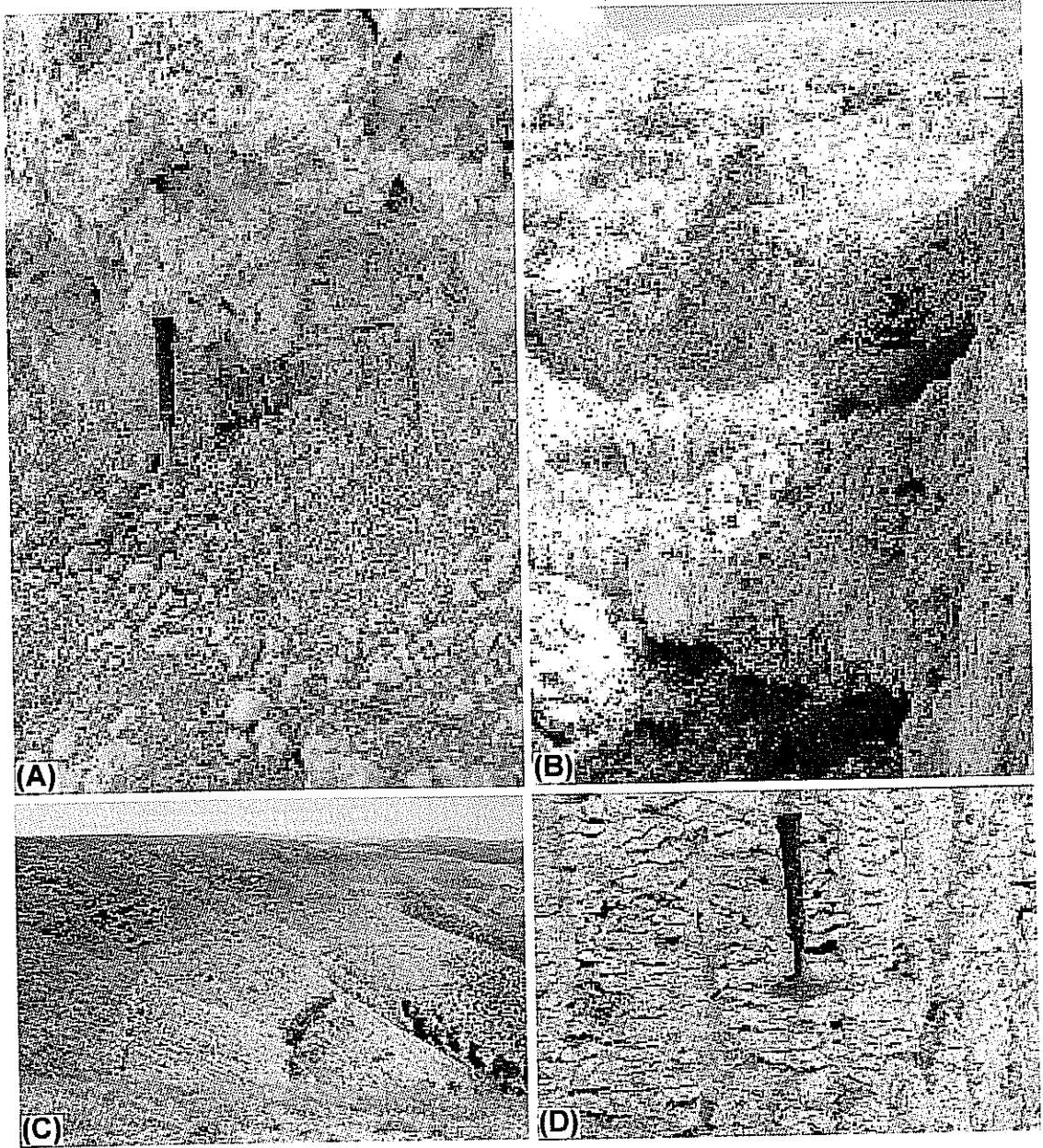
Fasiyes E: Tüf:

Bu fasiyes K80B, 10KD (Şekil 4.7.4) arazi pozisyonunda olup 5-7 m kalınlığındaki masif görümlü ve Akkaşdağı 2-3 kesitinin alt kesimlerinde gözlenir. Akkaşdağı tepesindeki mesotipli morfolojide olması sebebiyle sadece bu lokalitelerde gözükür. Tüfler diğer fasiyeslerden beyaz rengi ve dik mostrası ile kolaylıkla ayırt edilir. Birimin tabanı toprak ve bitki örtüsü sebebiyle zorlukla görülmesine rağmen üst sınırı keskin ve lokal olarak engebeldir (Şekil 4.7.7). Taban sınırından itibaren 45 cm lik seviyenin rengi pembe olup üstte doğru bu renk gözükmez. Dokusal olarak bu fasiyes iki kısma ayrılır. Alt kısım yada 5 m lik kısım masif ve ince tüflerden (cansı, % 80-90 vitrik malzeme), % 10-20 litik malzemedan oluşur. Kristaller hemen hemen yoktur. Max. tane boyu 3 cm bulan litik tanelerin çoğu pumis, daha azı volkaniktir ve hepsi beraber tabanda yoğunlaşmıştır. Bazı damarlar (bunlar genellikle kırmızı renkli, kum yada ince çakıl boyutlu litik tanelerdir). Fasiyede düşey olarak kenar damarlar tabanda milimetrik ölçeklidir. Bununla beraber 8-10 mm ve üzeri boyutlarada ulaşabilir. Bu damarlar lokal olarak görülür ve Gökeşme Köyündeki fosil lokalitesinin yakınlarında dikkat değer bir biçimde artmaktadır (Şekil 4.7.4,7). Bu gibi oluşumlar piroklastik akmanın sıcak ve hızlı yerleşimi boyunca oluşan gaz-kurtulma tüpleridir (Cas ve Wright, 1988). Tüflerin altındaki 15 cm lik termal alterasyonlu çamur seviyeleri AK-1 kesitinde ölçülmüştür (Şekil 4.7.4,7). Bununla beraber tabandaki bu pembe seviye, sıcak yerleşim boyunca tüflerdeki demir elementlerin oksidasyonu sonucu oluşum olabilir (Fischer ve Schimincke, 1984).

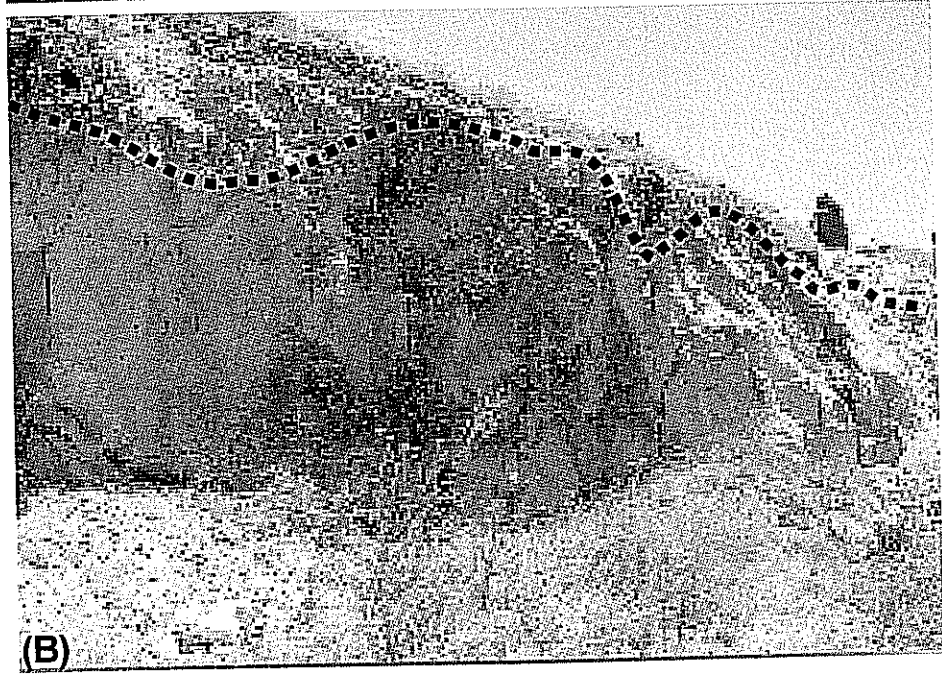
İkinci fasiyesin 1 km kalınlığındaki üst seviyesi alt kısımdan farklıdır. Bu kısım bioturbasyon ve oksidasyon ile deforme olmuştur. Her iki kesim arasındaki dokanak keskin değildir. İkinci kısmın rengi hafif topraklaşma ve organik malzemenin varlığı nedeniyle gri ve kırmızımsı gri arasında değişmektedir. Bu kısım rastgele saçılmış veya ceplerde toplanan kemiklerden oluşan omurgalı fosiller içerir. Bu fasiyes kısımları bioturbasyon sebebiyle tüfit olarak görülür.



Şekil 4.7.5: Fasiyes B'nin (çakıllı kumtaşı) genel arazi görünüm (Merdanali Köyü yakınları).



Şekil 4.7.6:A)Kireçtaşı ve kıltaşı fasiyesleri arasındaki kontakt, B)Kalın tabakalı ve traverten gibi doku gösteren kireçtaşları, C)Kırmızı renkli çamurtaşları ile örtülen kireçtaşlarını arazi durumları, D)İnce tabakalı, nodüler kireçtaşları.



Şekil 4.7.7: Fasiyes E (tuf)'nin genel görünümü; A)AK-1 kesitindeki kiltaşlarının keskin taban dokanağı, uygular doğal değildir. B)Tufün genel görünümü. İstifin en üst 1m lik seviyesi memeli fosiller içermektedir. Paleontologlar fosilleri çıkarmak için çalışıyorlar.

İki bölüm arasındaki sınırın belirsiz olması sebebiyle tüm tüflerin sadece tek bir akış ile oluştuğu kanısı uyanmıştır. Yerleşmeden sonra 1 metre derinliğinde bioturbasyon olmuştur. Üst tarafların alterasyonu topraklaşma ve/veya oksidasyon sonucunda olmuştur. Jeokimyasal analizler Fasiyes E'nin bileşimini riyolitik olduğu ve muhtemelen Orta Anadolu volkanik provensine ait olduğunu ortaya koyar.

Tüfler üzerinde cepler halinde dünyanın en zengin cins ve türlerine ait memeli fosilleri yer alır. Bunlardan bazıları şunlardır; Insectivora, Rodentia, Carnivora, Tubulidentata, Perissodactyla, Artiodactyla, vb. (Şekil 4.7.8,9). Bunların çoğu MTA Tabiat Tarihi Müzesine getirilmiş ve sergilenmek için hazırlanmıştır.

4.7.2. Akkaşdağı formasyonunun Fasiyes Toplulukları

Bir fasiyes topluluğu aynı ya da benzer depolanma ortamında oluşan bir veya daha fazla fasiyesten oluşan litoloji topluluğudur ve bir sedimanter havzadaki depolanma sistemlerini temsil eder (Miall, 1978; 1984). Bu tanıma göre çalışma bölgesindeki Geç Miyosen isitfindeki fasiyeslerden 4 ana topluluk gruplanmıştır (Şekil 4.7.10,11). Bunlar;

Fasiyes Topluluğu I: Fasiyes D ve alt fasiyes a'dan oluşur.

Fasiyes Topluluğu II: Fasiyes E ve bir parça fasiyes D'den oluşur.

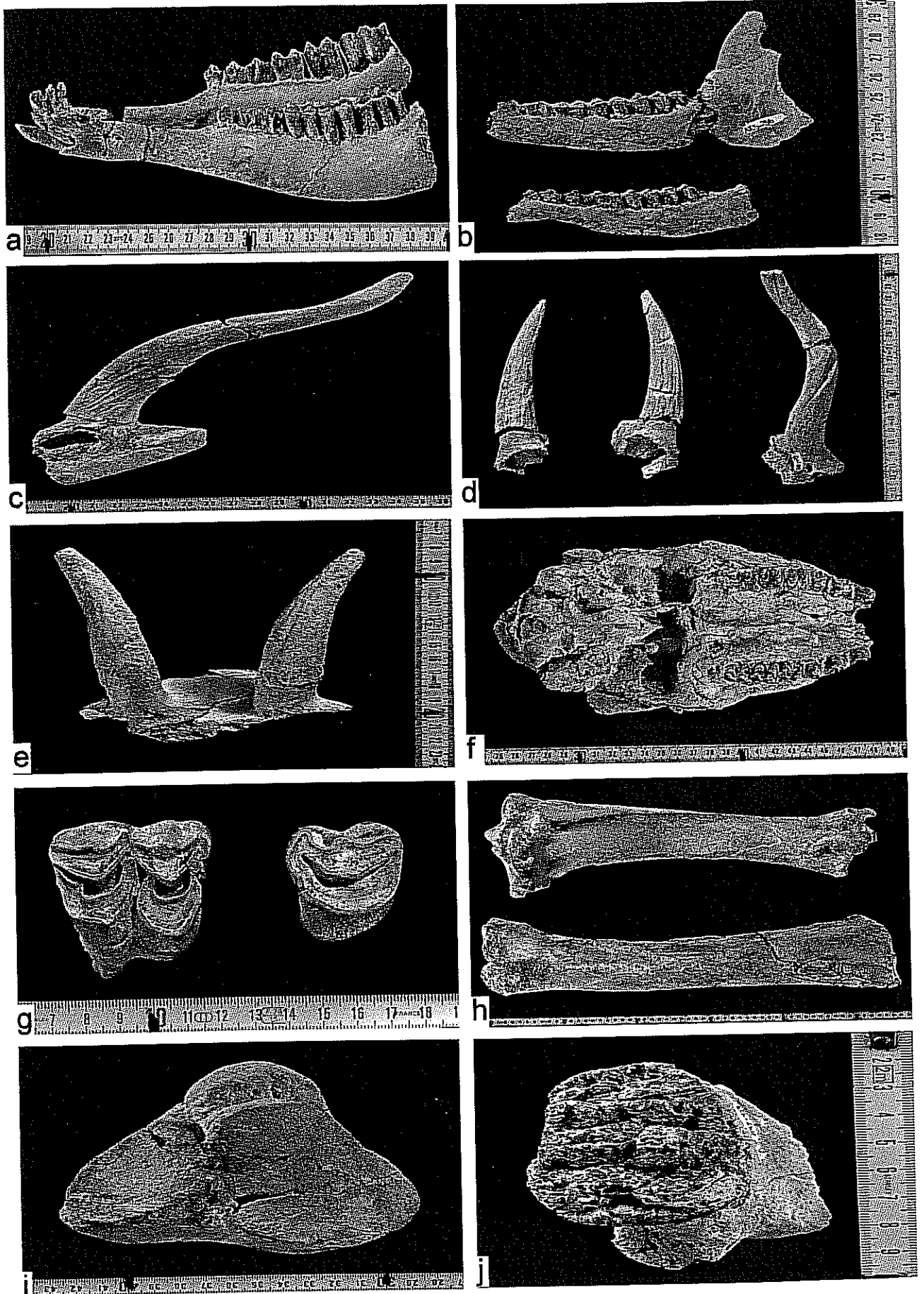
Fasiyes Topluluğu III: Fasiyes B ve C'den oluşur.

Fasiyes Topluluğu IV: Fasiyes A'dan oluşur.

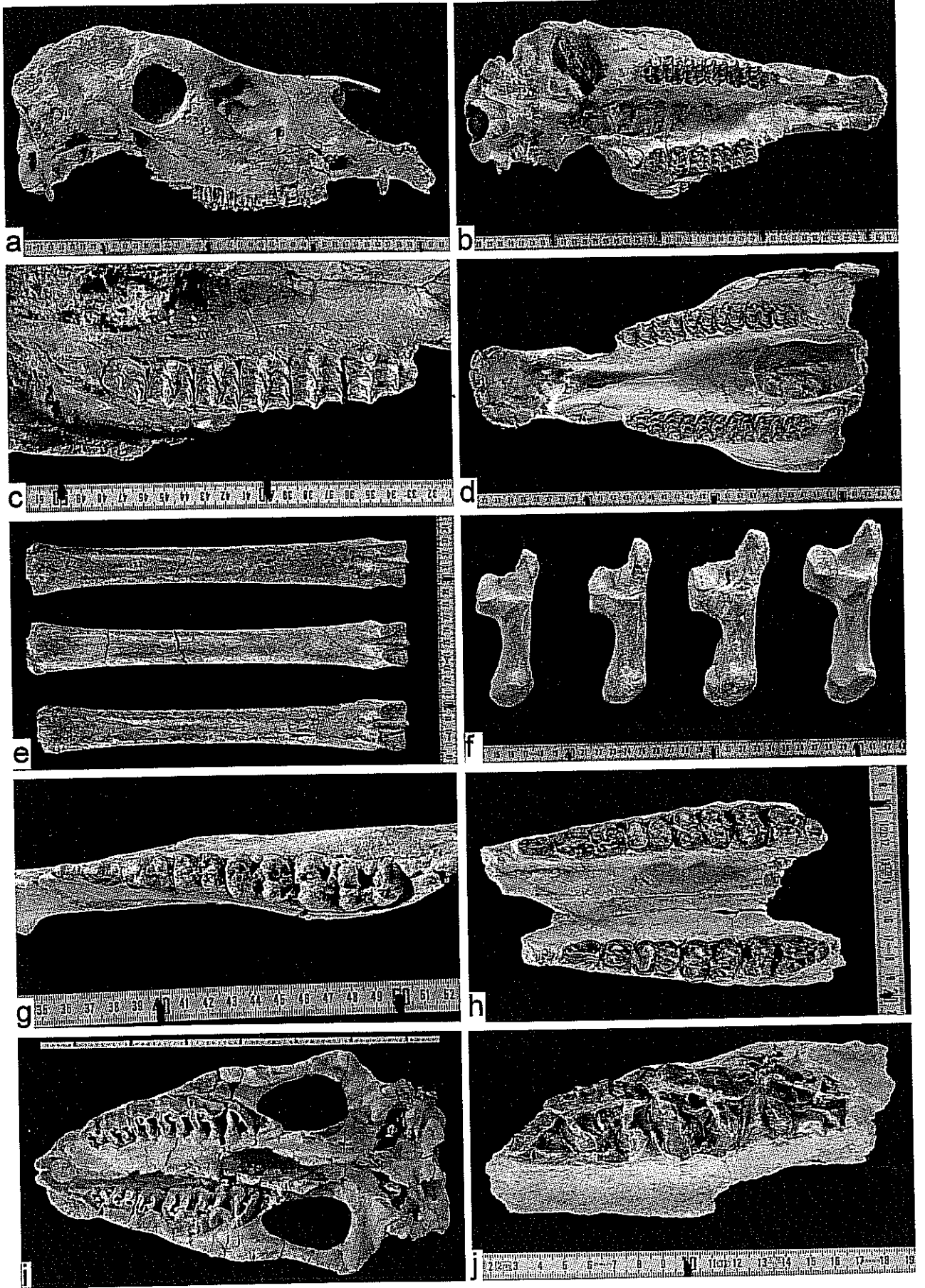
Fasiyes Topluluğu I: Terminal alüvyal yelpaze ve taşkın düzlüğü ortamı

Bu topluluk kumlu, fakat masif kumtaşlarından (Fasiyes D) ve bazı bireysel çapraz tabakalı kumtaşlarından oluşur (Fasiyes E). Topluluk istifin yaklaşık 3/5 oluşturur ve diğer topluluklara ev sahipliği yapar (Şekil 4.7.10,11).

Bu gibi kalın ve geniş yayımlı olan çamurtaşları genellikle taşkın düzlüklerinde veya alüvyal yelpazelerin distal (ıraksak) kesimlerinde depolanırlar (Collinson, 1996; Miall, 1996). Çamurtaşları içindeki çapraz laminalı ya da ripil laminalı kumtaşları alüvyal yelpazedeki sığ akarsu kanallarını temsil eder. Çamurtaşları ile beraber bulunan ve kolaylıkla ayırt edilen kumlu tabakalar; alüvyal yelpazelerin set üstü tortulları olarak düşünülmektedir. Bitkiler; gölcük ve bataklıklarda oluşmakta ve bu tür ortamlarda kömür seviyeleri ve bitki parçaları korunmaktadır (Flores, 1984; Miall, 1988). Çamurtaşlarının masif özelliği ikincil özellik olabilmektedir. Bununla beraber masif çamurtaşları çamur



Şekil 4.7.8: Akkaşdağı lokasyonundaki memeli fosilleri. a,b,c,d,e,f: Boviadae; g,h: Giraffidae; i,j: Tassy.



Şekil 4.7.9: Akkaşdağı lokasyonundaki memeli fosilleri. a, b, c, d, e, f: Hipparion; g, h: Suidae; i, j: Rhino.

düzlüklerinde yada çamurlu göl düzlüklerinde gözlenebilmektedir (Hardie vd., 1978). Çamurtaşlarındaki kaliş ve karbonat nodülleri iklimin zaman zaman kurak olduğunu göstermektedir (Nami ve Leeder, 1978; Miall, 1996). Taşkın ya da alüvyal kökenli olan çamur düzlükleri havza merkezinde oluşurlar. Paleocoğrafik koşullara göre bu gibi “terminal fan” olarak adlandırılmaktadır (Mukherji, 1976; Friend, 1978; Parkash vd., 1983; Kelly ve Olsen, 1993).

Fasiyes Topluluğu II: Akarsu tortulları

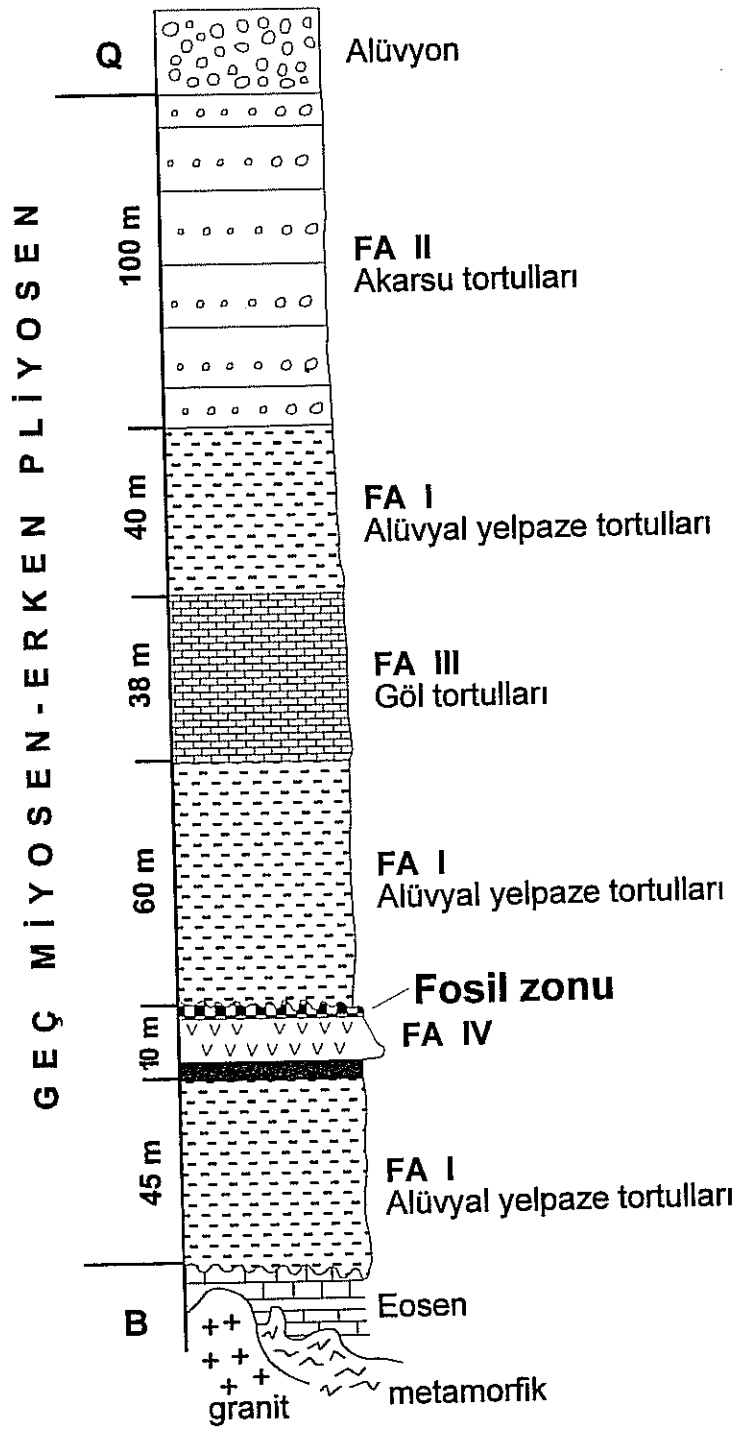
Bu topluluk çakıllı kumtaşı (Fasiyes E, alt fasiyes a-c), ince çamurtaşı tabakalarından (Fasiyes D) oluşur ve çalışma bölgesinin kuzey kesimlerinde oluşur (Şekil 4.7.10,11). Çalışma alanının kuzey bölgesinde topluluktaki çamurtaşı miktarı azalmakta, daha çok kumtaşı, konglomeralardan oluşan kırıntılılar artmaktadır. Bu topluluk örgülü akarsu kanallarını temsil etmesine rağmen benzer oluşumlar alüvyal yelpazenin orta kesimleri olarak yorumlanabilir (Stranistreet ve Mc Carthy, 1993; Collinson, 1996; Miall, 1996). Topluluktaki fasiyes kalınlıklarına baktığımızda akarsuların aktif olduğunu ve uzun zamanlarda sediman tuttuğu anlaşılmaktadır.

Fasiyes Topluluğu III: Göl ve göl düzlüğü ortamı

Topluluğu oluşturan kireçtaşı (Fasiyes B) ve laminalı killer (Fasiyes C) fasiyesleri bir gölsel ortamı temsil etmektedir (Şekil 4.7.10,11). Kireçtaşlarının masif-tabakalı oluşu ve evaporit oluşumunun olmaması gölün açık karakterde ve tatlı su ile beslediğini göstermektedir. Diyajenetik breşleşme ve mikrofosillerin yokluğu, sığ su derinliğini (< 10 m) ve mevsimsel özellikleri yansıtmaktadır (Platt ve Wright, 1991; Alanzo Zorza vd., 1992). Laminalı killer ve onların günlenme izleri çamurlu göl düzlüklerini ve topraklaşma süreçlerini ifade etmektedir.

Fasiyes Topluluğu IV: Piroklastik akma

Bu topluluk çok küçük ama volkanik kökenli olması sebebiyle çok önemlidir. Fasiyes E'daki tüfler ile temsil edilir. Doku ve yapılar kapalı bir kaynaktan üretildiğini ve piroklastik sıcak akmalar ile yerleştiği düşünülmektedir. Bunun için havzadaki patlamalı bir volkanizmaya ihtiyaç vardır.



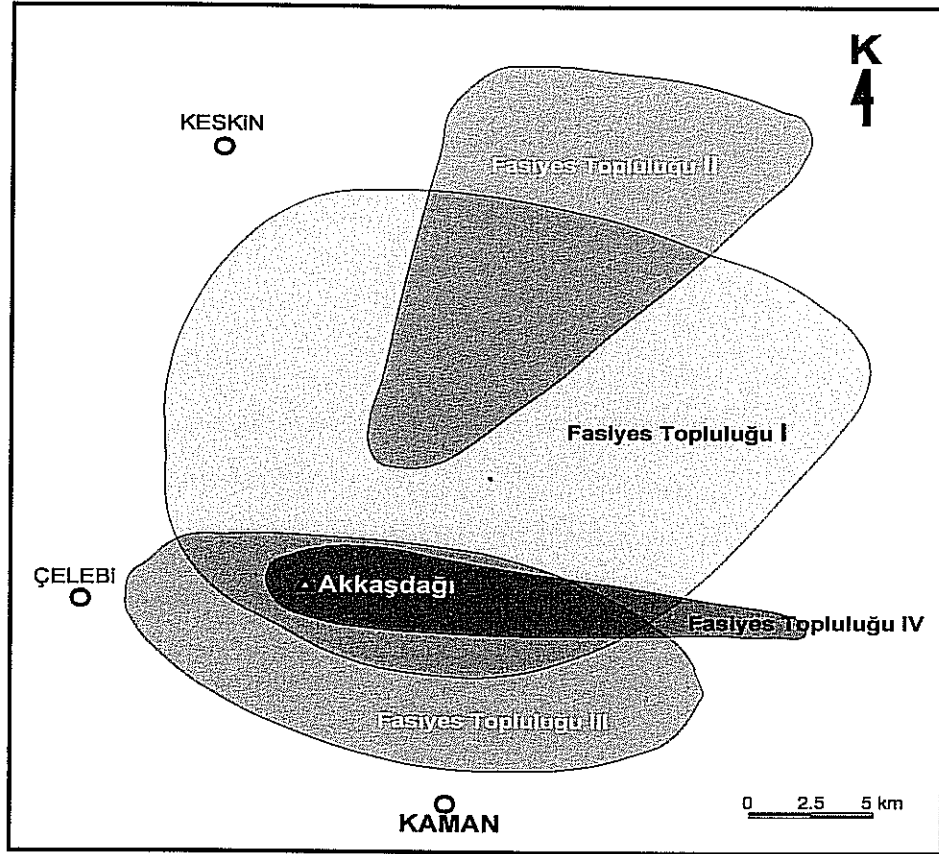
Şekil 4.7.10: Fosil topluluklarının dikey dağılımıdır. Üstte doğru akarsu tortullarına geçmektedir. B : Temel kayaları, Q:Kuvaterner tortulları.

4.7.3. Akkaşdağı Formasyonunun Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi

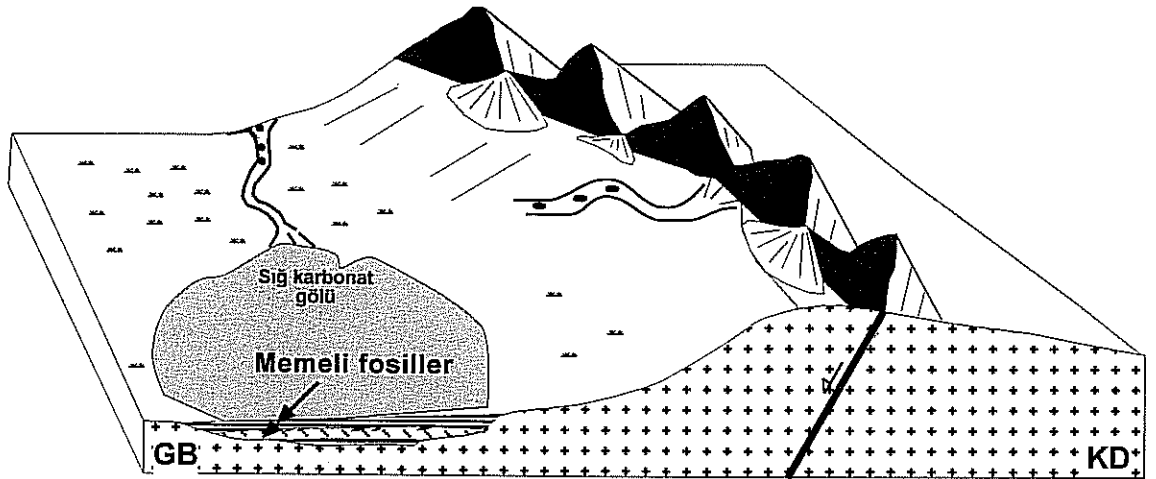
Ölçülen kesitlerin beraberce değerlendirilmesi sonucunda aşağıdaki bulgular ortaya çıkmıştır. Fasiyes Topluluğu I'deki çamurtaşları her yerde oluşmakta fakat tipik olarak Ceritkale-Kasımağa hattının güney kesiminde yer almaktadır. Fasiyes Topluluğu II ve III kuzey ve güney bölgelerde beraberce yer almakta ve bereberce Akkaşdağı Tepenin kuzeyinde kamalanmaktadır (Şekil 4.7.10,11). Ayrıca Topluluk III geniş bir alanda Topluluk II ile üzerlenmektedir (Şekil 4.7.10,11). Topluluk IV bölgenin orta kesimlerinde, tipik olarak Akkaşdağı'nda görülür. Bununla beraber bu 4 topluluk kompozit bir istif oluşturmalarına rağmen Topluluk III oluşturan gölsel karbonatlar havzanın güney kesimlerinde temel üzerine gelmekte ve örtmektedir. Sin-sedimanter tektonizma verileri havzanın genişlediğini göstermektedir.

Tektonizma aktiviteleri ile Geç Miyosen'de alt havzalara ayrıldığı gözlemlenmektedir. Bu alt havzaların en derin kesimleri ve/veya depolanma merkezlerinde göller oluşmuştur (Şekil 4.7.11). Bu göller zaman zaman yok olmuş ve tekrar oluşmuştur.

Litolojik kompozisyonu ve memeli fosil içeren Neojen istifi havzanın eş zamanlı başka bölgelerinden farklılık sunar. Fasiyes analizi ile havza dolgusu gruplandırılmıştır. Buna göre; Fasiyes Topluluğu I: terminal yelpaze, taşkın düzlüğü, Fasiyes Topluluğu II: akarsu tortulları, Fasiyes topluluğu III: gölsel karbonat, Fasiyes topluluğu IV: piroklastik akma tortulları (Şekil 4.7.10,11). Topluluk I esas ve bol olan tortullardır. Diğerleri aralanmalı olarak gözlenir. Fasiyes mimarisi ve fasiyes toplulukları bu havzanın dağarası havza, graben tipi çukurluk alanlar olduğunu ve bu bölgelerde terminal alüvyal yelpaze ve taşkın düzlüğü ile göllerin yerleştiği gözlenir (Şekil 4.7.11). Bölge tektonik olarak aktif alt havzaları temsil eder.



(A)



(B)

Şekil 4.7.11: A)Fasiyes topluluklarının arazi dağılımı, B)Havzanın güney kesiminin Geç Miyosen-Erken Pliyosen paleocoğrafik gelişimi.

4.8. Büyükhacıbeyköy ve Değim Formasyonları

Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonları Geç Pliyosen-Pleyistosen? zamanlarında Çankırı-Çorum Havzasının çok sıkışma evresinde bindirmeler önünde gelişen istiflerdir. Fasiyes ve fasiyes toplulukları aynı olup sadece kaynak alandan gelen malzemeye göre farklı renklerde görülen litolojilerdir. Bu sebeple sedimentolojik özellikleri beraberce değerlendirilmiştir.

4.8.1. Ölçülü kesitler

Formasyonlara ait ölçülü kesitler Şekil 4.8.1'de verilmiştir.

Büyükhacıbeyköy Kesiti

Bu kesit yeri köyün 200 m kuzeyinde yer almakta ve GPS (X: 42736, Y: 76377) değerleri alınmıştır. Burada ölçülen istifin kalınlığı 110 m'dir. Kesit başlangıçta Kumartaş-Hançili formasyonuna ait birimler ile dokanak halindedir. Tabakaların eğimleri 10° olup eğimleri GD'dır.

Küçükacıbeyköy Kesiti

Küçükacıbeyköyünün mezarlığının hemen yanında olan kesit yerinin GPS (X: 43750, Y: 77659) değerleri alınmıştır. Burada istif 90 m'lik görünür kalınlık vermektedir. Kesit tabanı Ofiyolitli melanj birimleri ile başlar ve tektonik dokanaklıdır.

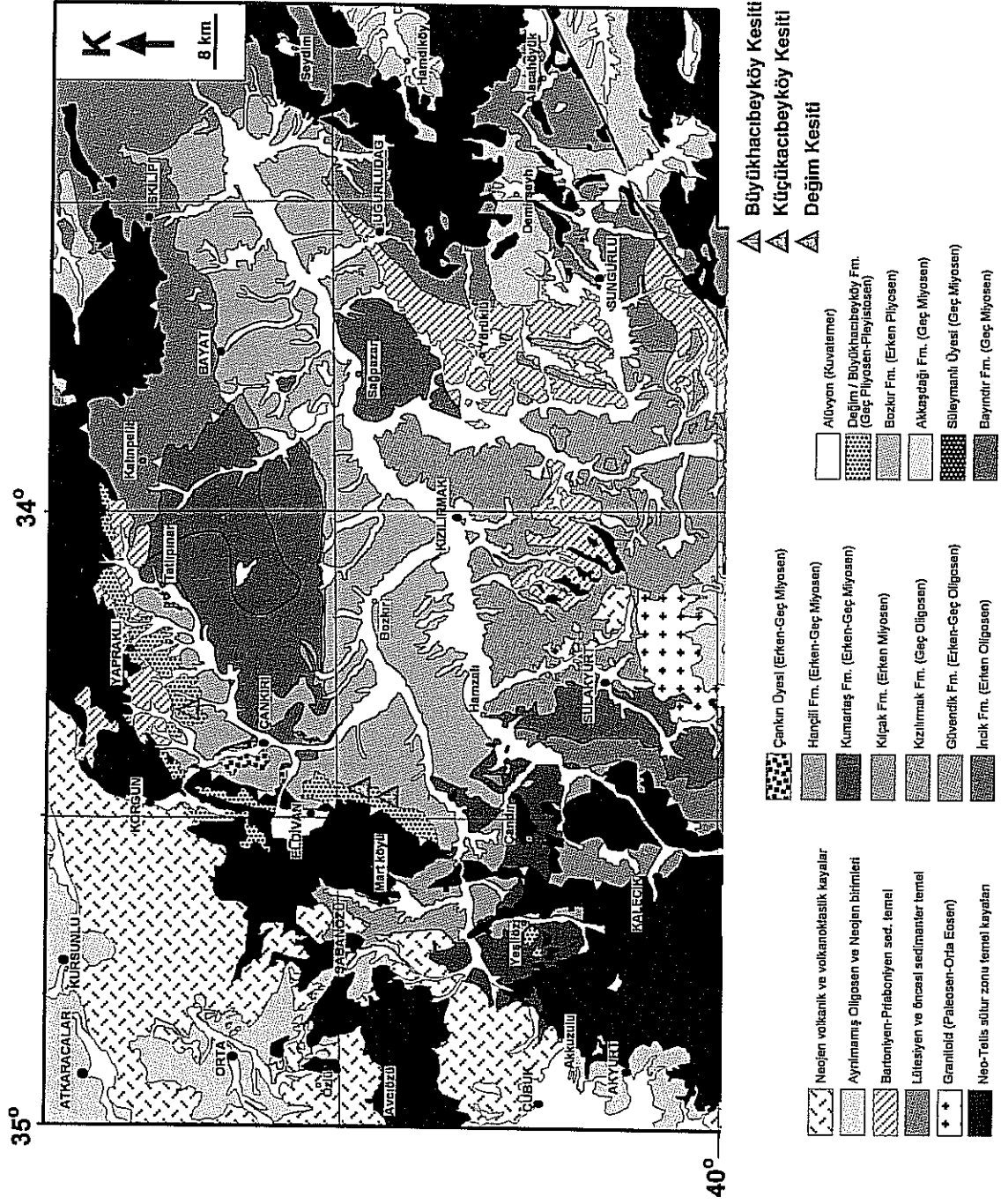
Değim Köyü Kesiti

Kesit yeri Çankırı- Yapraklı karayolu arasında yer alan Değim Köyünün hemen girişinde yer alır. İstifin toplam kalınlığı 105 m'yi bulmaktadır. Kesit başlangıcı Bozkır formasyonuna ait jipsler yer alır Tabakalar GD eğim yönündedir.

4.8.2. Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarından ayırtlanmış fasiyesler

Masif, matriks destekli konglomera:

Bu fasiyes masif, düzensiz kırmızı kahverenkli konglomeralardan oluşmaktadır. Genellikle stratigrafik istifin alt düzeylerinde bulunur (Şekil 4.8.2, 3). Konglomeraların tabaka kalınlıkları 1-3 m arasında değişir. Tabaka düzlemleri yer yer belirsizdir. Tekçe tabakaların yanal devamı 350-500 m ye ulaşabilir ve yer yer aşınmalı, yer yerde



Şekil 4.8.1: Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarına ait ölçülü kesit yerleri.

aşınmasızdır. Seyrek olarak zayıf bir ters derecelenme gözlenir. Konglomeralar matris bakımından zengin olup tane bileşenleri; volkanik parçalar, ofiyolit parçaları ve kireçtaşlarından oluşur. Değim kesitinde ise bileşenler konglomera, kumtaşı ve jipslerden oluşur. Çakıllarda boylanma yoktur. Ortalama tane boyu 5-7 cm arasındadır. Bununla beraber, düzensiz dağılmış, boyu 50 cm'e ulaşan iri bloklar da gözlenir. Çakıllarda yuvarlaklaşma zayıftır. Taneler çoğunlukla rastgele duruşlu olmakla birlikte bazı düzeylerde bilhassa çok kalın tabakaların orta kesimlerinde yönlenme gösterirler. Matris genellikle ince-orta kumdan oluşmakla birlikte, önemli miktarda kil boyu tane varlığı izlenir.

Tekçe tabakaların çok kalın ve masif oluşu, yer yer ters derecelenme ve iri blokların varlığı gözlenmesi bu fasiyesin kütle akmaları ile depolandığını işaret etmektedir (Enos 1977, Bull 1977).

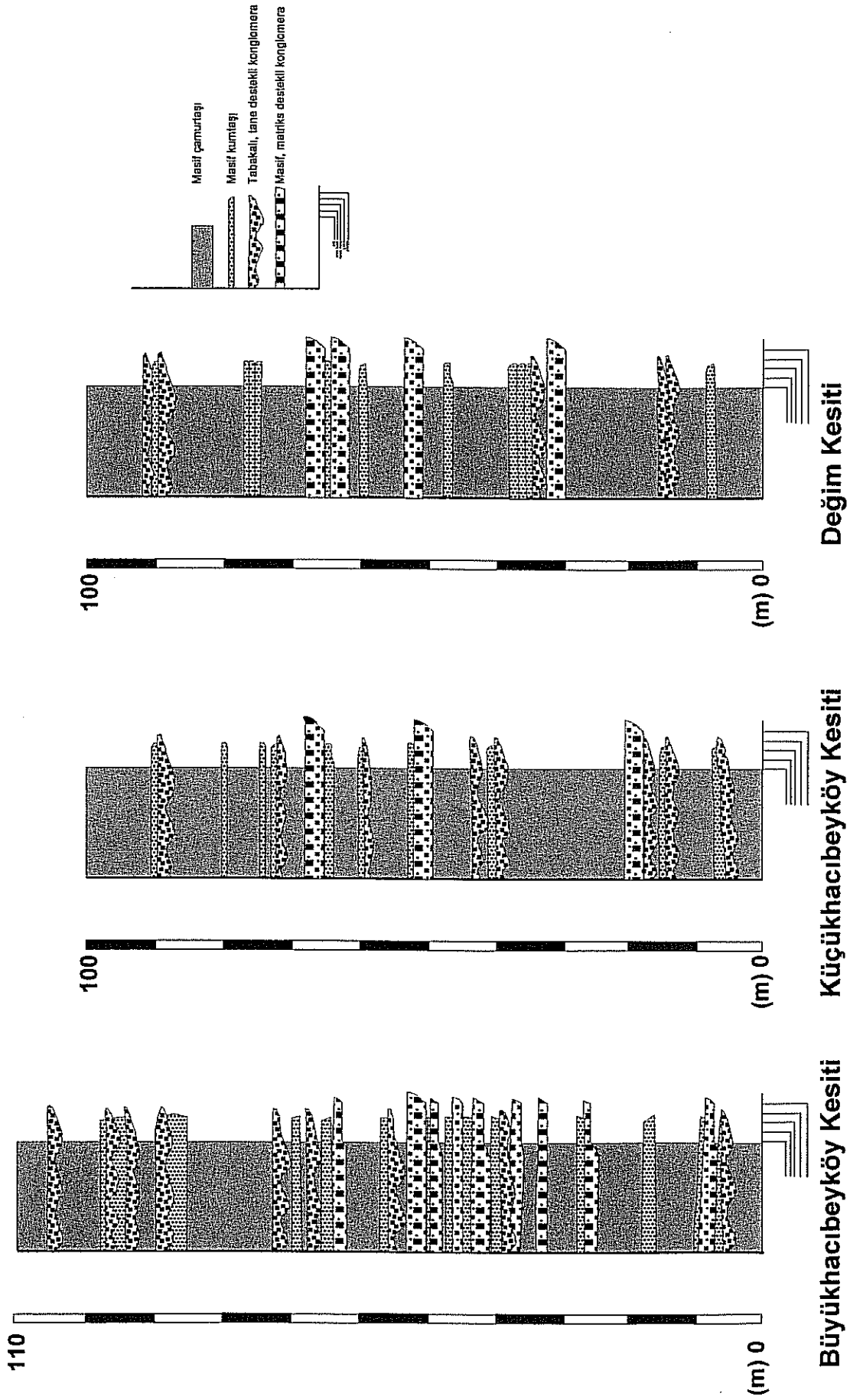
Tabakalı, tane destekli konglomera:

Bu fasiyes 40-80 cm arası tabaka kalınlığına sahip konglomeralardan oluşmakta olup rengi gri ve kırmızımsı gridir. Tabaka tabanları aşınmalı ve erozyondur (Şekil 4.8.3). Konglomeralarda boylanma kötü olup normal derecelenme izlenmektedir. Tabaka tabanlarında tane boyu 15-20 cm'yi bulan iri çakıllar yer alır ve ortalama tane boyu 2-4 cm dir. Çakıllarda zayıf olarak kiremitlenme gözlenir. Fasiyesin tümüne yakını tane desteklidir ve çakıl boyu taneler hacimce %80 bolluكتadır. Tane bileşenlerini genellikle volkanik kayac parçası olup daha az ofiyolit ve kireçtaşı parçaları da yer alır. Değim kesitinde ise bileşenler konglomera, kumtaşı ve jipslerden oluşur.

Bu fasiyes tane-tane yatak yükü şeklinde bir depolanma gösterir (Harms vd. 1982). Ayrıca normal derecelenme ve/veya kiremitlenme, akarsu taşımalarını işaret eder. Bu fasiyes uzunlamasına barlar ya da çakıl yaygıları şeklinde depolanmıştır (Rust 1972, Miall 1977).

Masif kumtaşı:

Tabaka düzlemleri paralel olup, kalınlıkları 15-30 cm arasında değişir ve ortalama 20 cm kalınlıktaki tabakalar hakimdir. Stratigrafik istifin orta-üst seviyelerinde daha yaygındır (Şekil 4.8.2, 3). Tabaka tabanları aşınmasız olup bu kumtaşlarının yan al devamı onlarca metreyi bulmaktadır. Fasiyesin sahadaki rengi gri ve kırmızıdır.



Şekil 4.8.2: Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarına ait fasiyelerin dağılımı

Renklenme alterasyondan çok bileşime bağlıdır. Egemen tane orta-kaba kumdur. Yer yer çakıllı seviyelerin de olduğu bu kumtaşlarında, boylanma kötü olup, zayıf bir derecelenme vardır.

Tabakaların yanal devamlı oluşu, sellenme sonu dönemlerde, yatak yükünün kum yaygısı şeklinde birikmesi sonucu bu tür fasiyesler oluşabilmektedir (Rust 1978, Todd 1989)

Masif Çamurtaşı:

Bu fasiyes masif çamurtaşlarından kurulu olup masif oluşu amalgamasyon (tabaka sınırlarının silinmesi) ile ilgilidir. Tanıtman rengi kahverengi, toprağımsı gri ve kırmızıdır. Çamurtaşlarının yanal devamı çok fazladır. Çamurtaşları içerisinde kömürleşmiş bitki kırıntıları, demir nodüllerine rastlanır.

Masif çamurtaşları sellenmenin azaldığı, asıltı çökeliminin fazla olduğu, akarsu-bataklık alanlarında teşekkül etmiştir (Miall 1977, Kraus 1993,1997).

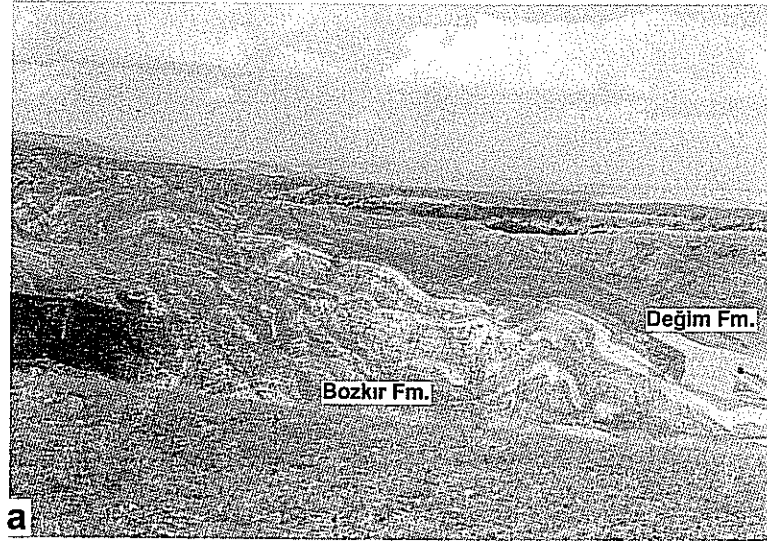
4.8.3. Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarının fasiyes topluluğu

Fasiyes analizinin amacı, depolanma ortamlarını tespit etmek ve paleocoğrafyayı kurmaktadır (Walker ve Cant 1978, Miall 1984). Fasiyes, depolanma şartlarını ortaya koyar ve aynı ortamın farklı kesimlerinde şartlar değişebileceği için çeşitli fasiyesler ayrılacaktır. Köken benzerliği olan fasiyesler gruplanabilir. Bu işleme fasiyes toplulukları oluşturma denilmektedir ve sağlıklı yapılmış fasiyes toplulukları ortamları ifade edebilir (Miall 1985).

Fasiyeslerin yanal ve düşey ilişkileri incelenen istifte başlıca 3 fasiyes topluluğunun ayrılacağı görülmektedir (Şekil 4.8.2,3).

Fasiyes Topluluğu 1: Kütle akma katkılı örgülü akarsu:

Bu toplulukda masif matriks destekli konglomera, Tabakalı tane destekli konglomera ve masif kumtaşları bulunur. Kütle akması kökenli konglomeralar çoğunlukla kanal barı konglomeraları tarafından erozyonal dokanakla üstlenirler. Bu fasiyes topluluğu sedimanter gravite akmalı çakıllı örgülü akarsuları (Şekil 4.8.2) karakterize etmektedir (Miall,1988, 1996). Miall (1978b) ın Death Valley'deki (Kalifornia) Trollheim tipi yelpaze sedimantasyonuna benzemektedir. Stanistreet ve Mac



Şekil 4.8.3: Büyükhacıbeyköy (a) ve Değim formasyonlarına (b) ait istifler ve masif konglomerlar (c)

Carthy (1993)'e göre ise moloz akmalarının hakim olduğu yelpazelerin iç ve orta kesimlerinde bu fasiyes topluluğu yer almaktadır.

Fasiyes Topluluğu 2: Çakıllı örgülü akarsu:

Bu fasiyes topluluğu da tabakalı tane destekli konglomera, masif kumtaşı ve masif çamurtaşlarından oluşmaktadır. Bazı kesitlerde istifin alt seviyelerinde olmasına rağmen genellikle orta seviyelerde yer alır. Bu fasiyes topluluğu çakıllı derin kanallı örgülü akarsuları karakterize etmektedir (Miall 1988, 1996). Stanistreet ve Mc Carthy (1993)'a göre ise bu fasiyes topluluğu örgülü akarsu yelpazelerinin iç ve orta kısımlarında yer almaktadır.

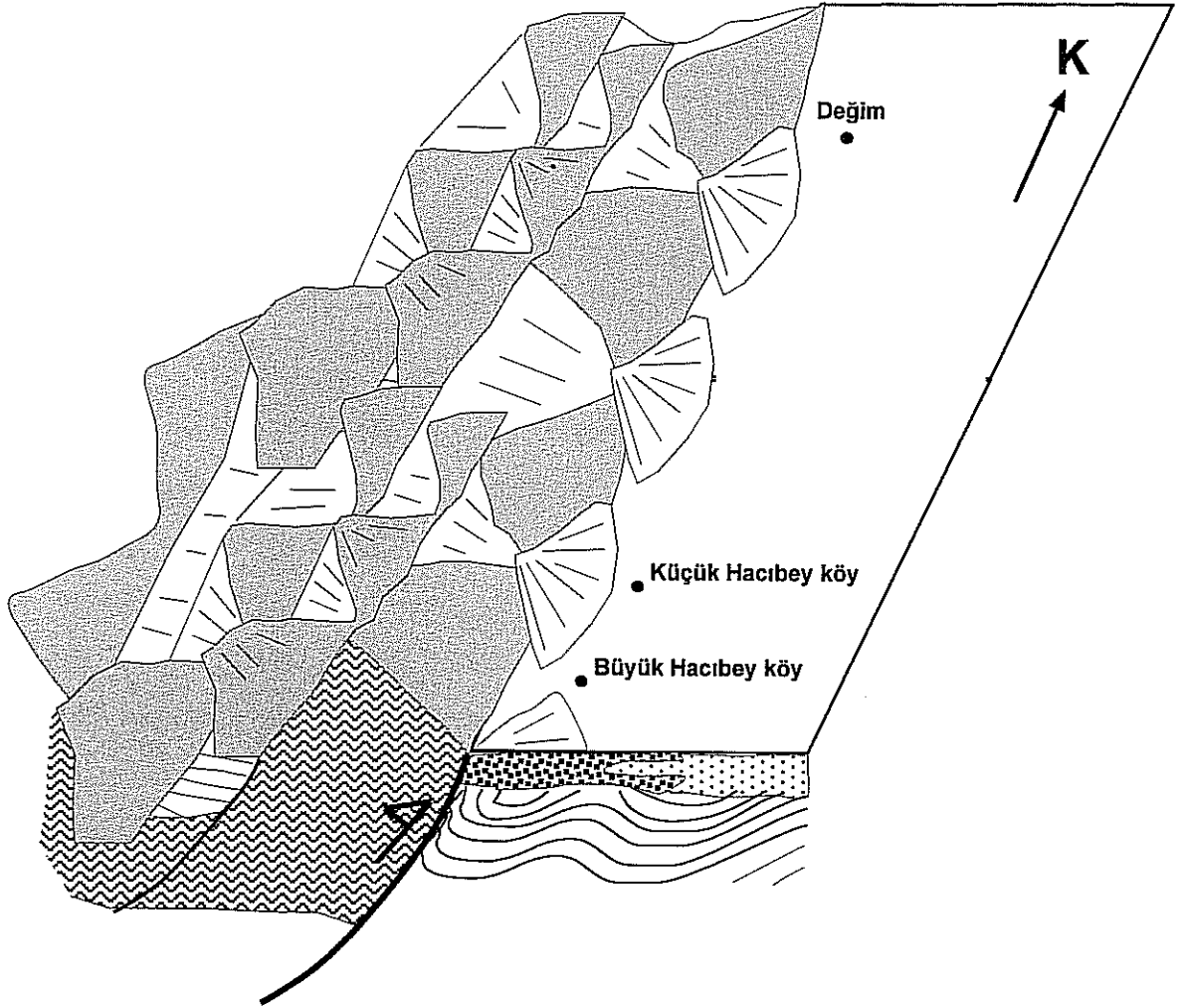
Fasiyes Topluluğu 3: Taşkın düzlükleri:

Bu fasiyes topluluğunda masif çamurtaşları ve kumtaşları yer alır. İstifin genellikle üst kesimlerinde görülür. Bununla beraber diğer fasiyes toplulukları arasında da yer alır. Çamurtaşlarının (Fm) bu kadar yaygın olduğu ortamlar set üstü ve taşkın düzlüğü ortamlarını yansıtır (Collinson 1996). Özellikle Nanson ve Croke (1992) jeomorfolojik açıdan yaptığı sınıflamada da orta enerjili kohesif olmayan taşkın düzlüğü ortamlarını göstermektedir.

4.8.4. Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarının Dolgulama Evrimi ve Paleocoğrafik Gelişimi

Önceki konularda bahsedildiği gibi Neojen istifi KKD doğrultulu tektonik kama ile parçalanmıştır. Bu tektonik kamanın batı kenarı normal faylı iken doğu kenarı bindirmelidir (Seyitoğlu vd., 2000). Doğu kenarı bindirmesi önünde Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarının oluşturduğu kaba taneli istifler depolanmıştır (Şekil 4.8.4). Özellikle Küçükhacıbeyköy kesitinde gözlemlendiği gibi istif içerisinde alt kesimlerde eğimli tabakalar yer alırken üst kesimlerde yatay tabakalanma gözlenmektedir. Bu sedimentasyonla eş yaşlı tektonizmanın bir göstergesidir. Bu son sıkışmanın yaşı muhtemelen Geç Pliyosen-Pleyistosen'dir.

Büyükhacıbeyköy ve Değim formasyonlarının oluşturduğu istiflerde altta kütle akma katkılı örgülü akarsular gelişirken üstte doğru örgülü akarsu ve taşkın düzlüğü ortamları egemen olmaya başlamıştır (Şekil). Bu depolanmaya modeli Çankırı-Çorum Havzası'nın bindirme önlerinde yaygın olarak gözlenmektedir.



Şekil 4.8.4: Büyük hacıbey köy ve Değim formasyonlarının paleocoğrafik gelişimi.

5. TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Çankırı-Çorum Havzasında yapılan çalışmalar sonucunda elde edilen veriler aşağıda sıralanmıştır.

1) Bölgenin stratigrafisinin kurulması için karasal fasiyeslerdeki (eski çalışmalar ile beraber) 31 adet memeli fosil lokasyonunda cins-tür tayini yapılmış ve kat mertebesinde yaşlar verilmiştir.

2) Bu yaşlandırma sonucunda 11 formasyon ve 2 üye tanımlanmıştır. Bunlar; İncik fm., Güvendik fm., Kızılırmak fm., Kılçak fm., Kumartaş fm. (Çankırı üyesi), Hançili fm., Bayındır fm. (Süleymanlı üyesi), Bozkır fm., Akkaşdağı fm., Büyükhacıbeyköy fm. ve Değim formasyonudur.

3) Birgili vd. (1975) ile Hakyemez vd. (1986)'nin ayırt ettikleri Kızılırmak, Bayındır ve Bozkır formasyonlarının yaşlarında belirgin farklılıklar saptanmıştır. Özellikle Geç Miyosen yaşı verilen Kızılırmak formasyonunun yaşının tip lokalitesinde memeli fosillere göre Geç Oligosen olduğu belirlenmiştir. Kızılırmak formasyonu Türkiye jeolojisi açısından önemlidir. Çünkü yaklaşık 8 adet 1/100.000 jeolojik pafta içerisinde haritalanmıştır. Bu yüzden bu paftaların yeniden revizyonu gerekmektedir. Bayındır formasyonu Birgili vd. (1975) tarafından Geç Oligosen, Hakyemez vd. (1980) tarafından Orta Miyosen olarak verilmiştir. Bu çalışma ile Bayındır formasyonunun yaşı Geç Miyosen olarak değiştirilmiştir. Bozkır formasyonu ise aynı yazarlar tarafından Geç Miyosen verilmiş, bu çalışma ile Erken Pliyosen olduğu saptanmıştır.

4) Akyürek vd. (1988) tarafından haritalanan Geç Miyosen yaşlı Kumartaş, Hançili formasyonlarının ise geniş bir zaman aralığı sunduğu ve Erken-Geç Miyosen olduğu belirlenmiştir. Ayrıca aynı yazarlar tarafından verilen Karakoçuş formasyonunun Erken Miyosen olduğu ve Kumartaş formasyonu içerisinde değerlendirilmesinin uygun olacağı saptanmıştır.

5) Kaymakçı (2000) tarafından kullanılan Oligosen yaşlı Güvendik formasyonunun aynı yaş ve adla kullanılması benimsenmiştir. Aynı yazar tarafından adlandırılan Geç

Miyosen yaşı Süleyman formasyonunun üye mertebesine indirilmesi ve Bayındır formasyonu içerisinde değerlendirilmesi gerekmektedir.

6) Bu çalışmalar ile adlandırılan Kılçak fm., Akkaşdağı fm., Çankırı üyesi ve Büyükhacıbeyköy formasyonunun detay incelemeleri yapılmıştır. Bu formasyonlar ve üyelerin dağılım alanları ve stratigrafik özellikleri verilmiştir.

7) Memeli fosiller ile yaşları belirlenen formasyonlarda sedimantolojik incelemeler yapılmıştır. Bu nedenle her bir formasyonda fasiyes analizi yapılmıştır. Bu analiz ile fasiyesler, fasiyes toplulukları belirlenmiş ve paleocoğrafik gelişimleri ortaya konmuştur.

8) Sedimantolojik çalışmalar ile Çankırı-Çorum Havzası'nda 3 evre halinde evaporitik gelişim olduğu saptanmıştır. Oligosen'den itibaren bölge tümüyle karalaşmış olup, bu ortamlarda çökelen evaporitler, Oligosen'de Güvendik formasyonu, Geç Miyosen'de Bayındır, Pliyosen'de Bozkır formasyonu olarak ayrılmış ve haritalanmıştır. Bölgede bu şekilde açığa çıkan farklı yaş aralıklarına sahip karasal istifler, sürekli evaporit özelliklerini koruyamayan ve zaman zaman da acı su ve tatl su özelliği (karbonat-silisiklastik ağırlıklı) kazanan göl ortamlarında çökelmişlerdir. İklimsel değişimlerin yanında tektonizmanın da etkisi ile değişen drenaj sistemleri, bu göl alanlarının sedimantasyonu üzerinde önemli etkiler oluşturmuştur.

9) Geç Oligosen evaporitik gelişimi Güvendik formasyonunda gözlenir. Buradaki istif evaporitik göl ortamında gelişmiştir. Geç Miyosen zamanında Bayındır formasyonu oluşmakta ve mevsimsel tuzlu göllerde çökelen evaporitik bir istif sunarlar. Pliyosen'de ise Bozkır formasyonu ile temsil edilmekte ve mevsimsel yada iklimsel değişimleri yansıtan "palustrine" koşulların daha sürekli geliştiği evaporitik göllerde depolanmıştır.

10) **Oligosen evaporitleri;** Alüvyal yelpaze ve akarsu tortularından oluşan İncik formasyonu ile yanal ve düşey geçişli olan Güvendik formasyonları yaklaşık 550 m kalınlığındaki evaporitik bir istiftten oluşur. Bu istif tabakalı, laminalı jips, yer yer anhidrit ve kiltaşlarından meydana gelir. İstifin bazı seviyelerinde kırmızı çamurtaşları ve ince tabakalı kumtaşları gözlenmektedir. Bu evreler, muhtemelen gölün kurduğu ve göl düzlüğüne dönüştüğü süreçlere karşı gelmektedir. Kalın tabakalı jipsler gölün hidrolik

açıdan kapalı olduğu ve kurak iklim koşullarının yaygın olduğu zamanlarda çökelmiştir. Kıltaşı katmanları içerisindeki bireysel jipsler, evaporitik zemin suyu ile beslenen göl çamur düzlüklerinde kristallenmişlerdir. Uzun ve kısa periyotlarda gölün açık koşullara geçtiğinde ise daha çok kıltaşları depolanmıştır. Bunlardaki sarı renk demir minerallerinin oksidasyon ile açığa çıkmıştır.

11)Geç Miyosen evaporitleri; Bayındır formasyonuna ait fasiyes topluluğu tabakalı jips, kıltaşı, tuz ve az olarak ince taneli kumtaşlarından oluşmaktadır. Bu tür litolojik dizilim evaporitik göl koşullarının zamam zaman tatlı-acı su koşullarına dönüştüğünü gösterir. Evaporitler, mevsimsel kuraklığın en üst düzeyde olduğu sığ-kuruyan göl ortamında çökelmiştir. Özellikle az miktarlardaki halit ve jipsler (anhidrit); tuz tavaşı (salt pan) benzeri ortamlarda çökelmişlerdir. Bu nedenle çoğu kez merceksi bir yayılım gösterirler. İnce taneli kumtaşları ise göle doğru uzanan "terminal" yelpazelerin uzak kısımlarında depolanmaktadır (Kelly ve Olsen 1993). Hardie ve diğerleri (1978) ise bunların genellikle yelpaze ile çamur düzlüğü-tuzlu göl zonları arasında bağlantı sağlayan kum düzlükleri diye yorumlamıştır. Birkaç metre kalınlığa erişen yeşil çamurtaşları derinleşen göl sularını ifade ederler. Bireysel jipsler (diskoidal, jips gülü) ile zengin çamurtaşları ise genellikle kuru çamur düzlüklerine boşalan tuzlu zemin sularının oluşturduğu ıslanma ile ilişkilidirler (Hardie ve diğerleri, 1978). Ayrıca, dolomitik çamurtaşları göl suyunun artan buharlaşması sürecinde tatlı sudan-tuzlu suya geçişin ara evresinde acı su koşullarında çökelmişlerdir. Bu nedenle dolomitler ile jipsler bu gölsel çökeller içerisinde çok sayıda tekrarlanmalı bir gelişim modeli şekillendirmişlerdir.

12)Pliyosen evaporitleri: Çankırı-Çorum Havzası'nın Pliyosen denizel olmayan evaporitik ve evaporitik olmayan serilere sahiptir. Bu tortullar mevsimsel ya da iklimsel değişimleri yansıtan "palustrine" koşulların sürekli geliştiği evaporitik göllerde depolanmıştır. Sülfatlar, karbonatlar ve siliklastiklerden oluşan çok farklı fasiyesler istifte görülür. Birincil, yeniden işlenmiş ve diyajenetik jipsler sülfatları oluşturur. Laminallı-tabakalı jipsler ile selenitler birincil sülfat tortullarında hakimdirler. Jipsit, jipsarenit, jipsrudit ve breşler ise yeniden işlenmiş, detritik sülfatları oluşturur. Mikro ve makro jips nodülleri diyajenetik tipteki sülfatları oluşturur. Killi kireçtaşı, oolitik kireçtaşı ve dolomitler esas olarak karbonatlı tortullarda bulunur. Kanallı ve kanalsız kırmızı tabakalardan oluşan konglomera ve çamurtaşları silisiklastik tortulları meydana getirmiştir.

Dolomit ve jips ardalanmasından oluşan laminalı jipsler çok tuzlu (schizohalinity) ortamlar sonucunda oluşurlar. Yüksek buharlaşma periyodu boyunca gölün derin kısımlarında tabakalı jipsler çökeler. Şevron tipli selennit kristalleri kurak devreler boyunca tuzlu çamur düzlüklerinde oluşurken organikçe zengin çamurtaşlarında görülen diskoidal jipsler ılıman devrelerde jipsli bataklıklarda oluşur. Yeniden işlenmiş, detritik jipsler göl kenarlarında yaygın olarak bulunurlar. Bunlar periyodik ıslak, nemli ortamlarda birincil jipslerin yeniden işlenmesi ile oluşurlar. Jips nodülleri erken ve geç diyajenetik süreçler ile oluşurlar. Karbonat ve siliklastikler gölün yenilenme-tazelenme evrelerinde oluşmuştur. İklimsel ya da mevsimsel değişimler, Pliyosen yaşlı evaporitik ve evaporitik olmayan gölsel tortulların depolanma şekillerinin ana sebebidir.

13) Çankırı-Çorum Havzası'ndaki Erken-Geç Miyosen döneminde ise tropik-yarı tropik iklim koşullarının geliştiği ve evaporitik olmayan istiflerin oluştuğu gözlenmektedir. Bu zaman aralığında Kılçak, Kumartaş ve Hançili formasyonları depolanmıştır. Miyosen'deki Hançili gölü havzanın batı kenarında çok geniş alanları kaplamakta ve organik maddece zengin kilitaşları, kireçtaşları ve kıyı alanlarında kömürler oluşmaktadır. Bu gölün etrafındaki kara alanlarında ise alüvyal yelpazeler ve akarsular gelişmektedir. Bu zaman aralığında Çankırı-Çorum Havzası'nın doğu kenarında, özellikle Sulakyurt, Kızılırmak ve Bayat bölgeleri pozitif yükselim alanı olduğu düşünülmektedir. Bu bölgelerde hiatus sözkonusu olup herhangi bir depolanma gözlenmemektedir.

14) Çankırı-Çorum Havzası Geç Paleosen- Erken Eosen döneminde Neo-Tetis okyanusunun kapanması ile başlayan kıtalararası sıkışma rejiminin kontrolü altında gelişen bir havzadır (Tüysüz ve Dellaloğlu, 1992, 1994). Daha sonra Miyosen'den itibaren kıtalararası sıkışma yerini, olasılıkla orojenik çökme nedeni ile genişlemeli tektonik rejime bırakmıştır (Seyitoğlu vd., 1997, 2000). Çalışma konusunu teşkil eden Erken-Geç Miyosen tortulları da bu görüşü destekler konumdadır. Gerek fasiyesler gerekse istifin yukarı doğru incelenmesi ve sin-sedimanter tektonik yapılar (Savaşçı, 2003) bunların kanıtıdır.

15) Miyosen tortulları genişlemeli tektonik rejimde depolandıktan sonra Geç Pliyosen'de batı kenarı normal faylı, doğu kenarı bindirmeli tektonik kama ile parçalanmıştır (Seyitoğlu vd., 2000). Bu kama Kuzey Anadolu Fayı ve onun bir kolu olan

Kırıkkale - Erbaa fay zonu arasında oluşan NW - SE yönlü sıkışmanın etkisi ile oluşmuştur (Seyitoğlu vd., 2000). Bu tektonik aktivite sonucunda Miyosen tortulları deforme olmuş ve farklı bölgelere ayrılmış konumdadır. Koçyiğit vd. (1995)'in öngördüğü gibi kıtalararası sıkışmadan doğan bindirme sistemleri mevcut olmayıp, önceden genişlemeli tektonik rejim altında gelişen havza neotektonik aktivite sonucu oluşan bir tektonik kama ile parçalanmıştır. Ayrıca Kaymakçı (2000) belirttiği gibi Erken-Geç Miyosen zaman aralığında farklı iki havza (Çankırı ve Hançili havzaları) gelişimi ve bunları ayıran sol yanıl atım bileşenli normal faylarla sınırlı bir paleoyükseltinin varlığı sözkonusu değildir. Çünkü önerilen paleoyükseltinin her iki tarafında da Kumartaş ve Hançili formasyonunun varlığı kanıtlanmıştır.

16) Çankırı-Çorum Havzası'nda Geç Pliyosen'den itibaren gelişen bindirmeli tektonik kamanın önünde alüvyal yelpazeler gelişmiş ve böylece Büyükhabibköy ile Değim formasyonlarından oluşan kalın istifler çökelmiştir.

17) Akkaşdağı fosil yatağı dünyanın en zengin memeli fosillerini içermektedir. Bu lokasyonda yapılan hassas paleontolojik kazılar ile elde edilen yüzlerce memeli cins ve türleri MTA Tabiat Tarihi Müzesine teslim edilmiştir. Böylece Müzenin zenginleşmesine katkı sağlanmıştır.

18) Bu çalışma ile şimdiye kadar karada yaşayan en büyük memeli hayvan unvanına sahip olan *Paraceratherium* sp. Türkiye'de ilk defa bulunmuş ve sergilenmek üzere MTA Tabiat Tarihi Müzesine teslim edilmiştir.

19) *Paraceratherium* sp. Anadolu'daki Oligosen paleocoğrafyasının aydınlatılmasında önemki bir rol oynamıştır. Anadolu'nun Oligosen zaman aralığındaki paleocoğrafyası henüz açıkça bilinmemektedir. Bruijn vd. (yayında) Anadolu'nun Oligosen'de bir adalar sistemine ait olduğunu savunurlar ve bu sebeple paleomemeli faunanın, cins ve tür düzeyinde fakir olduğunu belirtirler. Bununla beraber Rögl (1999) Eosen-Oligosen sınırında Alp-Himalaya tektonik kuşağı boyunca, kıta-kıta çarpışması sonucu Paratetis'in kapandığına ve "Turgai" Boğazının yok olduğuna inanırlar. Oligosen'de Anadolu'nun

kısıtlı alanları denizin etkisi altında olup büyük oranda karasal alanlara sahip olması ve kapanmış "Turgai" geçidi ile oluşan kara köprüsü sayesinde Asya ile karasal bağlarının gerçekleşmiş olması gerekmektedir. Çünkü tanımlanan *Paraceratherium* sp. Asya kıtası kökenlidir ve kapanan Turgai geçidinden geçerek Anadolu'ya, Romanya'ya ve Yugoslavya'ya ulaşmış olmalıdır. Çankırı-Çorum Havzasında bulunan *Paraceratherium* sp. ait veri bu kara köprüsünün oluştuğunu kanıtlayan çok önemli bir bulgudur.

20) Proje kapsamında; Çankırı civarında yapılan çalışmalarda yerleşim alanının vadi alüvyonu ve Bayındır formasyonuna ait evaporit ile kilaşları üzerine kurulu olduğu gözlemlenmiştir. Yamaçlarda evaporitli litolojilerde heyelanlar oluşmaktadır (özellikle Çankırı Hapishanesi ve mezarlık civarı). Yerleşim alanındaki evlerin çok katlı ve bitişik düzende yapılması sebebiyle zemin etüdlerinde gerekli hassasiyetin gösterilmesi önerilmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aigner, T., 1984. Dynamic stratigraphy of epicontinental carbonates, Upper Muschelkalk (M. Triassic), South German Basin: *Neues Jahrb. Geol. Palaeontol. Abb.*, 169; 127-159.
- Aigner, T. and Bachman, G.H., 1989. Dynamic stratigraphy of an evaporitic to red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), southwest German Basin: *Sedimentary Geology*, v.62; 5-25.
- Akyürek, B., Bilginer, E., Çatal, E., Dağ, Z., Soysal, Y., Sunu, O., 1980. Eldivan-Şabanözü (Çankırı) ve Hasayaz-Çandır (Kalecik-Ankara) dolayının jeolojisi: MTA Rapor No : 6741, (Yayınlanmamış)
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., Hakyemez, Y., 1982. Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının jeolojisi: MTA Rapor No : 7298 (Yayınlanmamış).
- Akyürek, B., Bilginer, E., Akbaş, B., Hepşen, N., Pehlivan, Ş., Sunu, O., Soysal, Y., Dağ, Z., Çatal, E., Sözeri, B., Yıldırım, H., Hakyemez, Y., 1984. Ankara-Elmadağ-Kalecik dolayının temel jeoloji özellikleri: *Jeoloji Mühendisliği Dergisi*, 20; 31-46.
- Allen, J.R.L., 1963b. Henry Clifton Sorby ve the sedimentary structures of sand ve sandstones in relation to flow conditions: *Geol. Mijnbouw*, 42; 223-228.
- Allen, J.R.L., 1970b. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation: *J. Sediment. Petro.*, 40; 298-323.
- Alpan, T., 1968. Bayat (Çorum) kuzeybatısının jeoloji etüdü, MTA Raporu, no:6822 (yayınlanmamış).
- Arakel, A.V., 1980. Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, Western Australia: *J. Sedim. Petro.*, 50; 1305-1326.
- Aral, H., 1990. The stratigraphy, sedimentology and origin of the copper (silver-uranium) deposits found in an area between Delice and Yerköy (Middle Anatolia): *Mineral Res. Expl. Bull.*, 110; 39-90.
- Beratan, K.K., 1998. Structural control of rock avalanche deposition in Colorado River extensional corridor, southern California, western Arizona. In: *Accommodation Zones and Transfer Zones: the Regional Segmentation of the Basin and Range Province* (J.E. Faulds and J.H. Stewart, eds.): *Spec. Pap. Geol. Am.*, 323; 115-125.
- Birgili, Ş., Yoldaş, R., Ünal, G., 1975. Çankırı-Çorum havzasının jeolojisi ve petrol olanakları, MTA Raporu, no: 5621.

- Blikra, L.H. and Nemeç, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record: *Sedimentology*, 45; 909-959.
- Bohlin, B., 1946. The fossil mammals from the Tertiary deposits of Taben-buluk, western Kaansu, Pt.II, Simplicidentata. *Paleont. Sinica* ©, 8b; 1-259.
- Bridge, J.S., 1984. Large scale facies sequences in alluvial overbank environment: *J. Sediment. Petrol.*, 54; 583-588.
- Bruijn, H.de, Ünay, E., Saraç, G., Yılmaz, A., A 1993. rodent assemblages from the Eo/Oligocene boundary interval near Süngülü, Lesser Caucasus, Turkey. *Cologios de Paleontologia*.
- Bull, W.B., 1977. The alluvial fan environment: *Prog.Phys.Geog.* 1; 222-270.
- Caldwell, R.H., 1976. Holocene gypsum deposits of the Bullara Sunkland, Camarvon Basin, Western Australia, Unpublished PhD thesis, University of Western Australia, 123 p.
- Cas R.A.F. & Wright V.J. 1988. *Volcanic Succession: Modern and Ancient*. Allen and Unwin, London, 528 p.
- Chiu, C., 1962. Giant rhinoceros from Loping, Yunnan and discussion of the taxonomic characters of *Indricotherium grangeri*: *Vert. PalAsiatica*, 6; 58-71.
- Chow, M., XU, Y., 1959. *Indricotherium* from Hami basin, Sinkiang: *Vert. Pal Asiatica*, 3; 90-98.
- Cody, R.D., 1976. Growth and early diagenetic changes in artificial gypsum crystals grown within bentonite muds and gels: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87; 1163-1168.
- Cody, R.D., 1979. Lenticular gypsum: occurrences in nature and experimental determinations of effects of soluble green plant material on its formation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v.49; 1015-1028.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial Sediments, Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, ed: H.G. Reading, Blackwell Science, 37-82.
- Cooke, R.U., Warren, A., 1973. *Geomorphology in Deserts*, University of California Press, Los Angeles.
- Crowell, J.C., Link, M.H., 1982. Geologic History of Ridge Basin, southern California, Pacific Section Soc. Econ. Paleont. Miner., Tulsa, 304 p.
- De Feyter, A.J., Molenaar, N., 1984. Messinian fan conglomerates: The Colombacci formation in the Pietrarubbia basin, Italy: *J.Sedimentary Petrol.*, 54; 749-758.

- Dellaloğlu, A.A., 1973. İskilip civarı ile güney ve güneybatısının detay jeolojisi ve petrol olanakları, MTA Raporu, no: 6132.
- Dam, G., Surlyk, F., 1993. Cyclic sedimentation in a large wave and storm dominated anoxic lake, Kap Stewart Formation (Rhaetian- Sinemurian), Jameson Lve, East Greenlve, Sequence Stratigraphy and Facies Associations, eds: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.U. Haq and G.P. Allen): Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 18; 419-448.
- Dunham, R.J., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture, Classification of Carbonate Rocks, ed: W.E. Ham: Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1;108-121.
- El-Tabakh, M., Ricconi, R. and Schreiber, B.C., 1997. Evolution of late Triassic rift basin evaporites (Passaic Formation), Newark Basin, Eastern North America: Sedimentology, v.44; 767-790.
- Enos,P., 1977. Flow regimes in debris flow: Sedimentology, 24; 133-142.
- Erdoğan,B., Akay,E., Uğur,M.S., 1996. Geology of the Yozgat Region and evolution of the collisional Çankırı Basin: International Geology Review, 38; 788-806.
- Ergun, O.N., 1977. Sedimantology of Tertiary evaporites, Uğurludağ area Çankırı-Çorum basin, Turkey. Doktora Tezi, Imperial College, London, 260s. (Yayımlanmamış), .
- Esat, K., 2004. Çankırı-Eldivan arasının stratigrafisi ve tektoniği. Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Ankara.
- Farrell,K.M., 1987, Sedimentology ve facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana, Recent developments in fluvial sedimentology, eds: F.G. Ethridge, R.M. Flores and M.D. Harvey: Soc. Econ. Paleontol. Mineral Spec. Publ., 39; 111-120,
- Flores,R.M., 1984. Comparative analysis of coal accumulation in Cretaceous alluvial deposits, southern United States Rocky Mountain basin, The Mesozoic of Middle, eds: D.F.Stott, D.J.Glass, North America: Can.Soc.Petrol. Geol. Mem., 9; 373-385.
- Folk,R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones: Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 43;1-38.
- Folk, R.L., 1962. Spectral subdivision of limestone types, Classification of Carbonate Rocks, ed: W.E. Ham Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 1; 62-84.

- Forster Cooper, C., 1911. *Paraceratherium bugtiense*, a new genus of Rhinocerotidae from the Bugti Hills of Baluchistan, Preliminary notice: *Annual Magazine of natural History*, 8; 711-716.
- Forster Cooper, C., 1913a. *Thaumastotherium osborni*, a new genus of perissodactyles from the Upper Oligocene deposits of the Bugti Hills of Baluchistan. Preliminary notice: *Annual Magazine of natural History*, 12; 376-381.
- Forster Cooper, C., 1913b Correction of generic name [*Thaumastotherium* to *Baluchitherium*]: *Annual Magazine of natural History*, 12 (8); 504.
- Friend, P.F., 1978. Distinctive features of some ancient river systems, *Fluvial Sedimentology*, ed: A.D. Miall: *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5; 531-542.
- Gabuniya, L., Iliescu, O., 1960. O pervoj nakhodke ostatkov gigantiskikh nosorogov iz sem. Indricotheriidae v Rumynii. *Dok. Akad. Nauk SSSR*, 130; 425-427.
- Görür, N., Tüysüz, O. and Şengör, A.M.C. 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins: *International Geology Review*, 40; 831-850.
- Gromova, V., 1959. Gigantskie nosorogi. *Trudy Paleont. Inst. Akad. Nauk SSSR*, 71; 1-164.
- Hakyemez, Y., Barkurt, M.Y., Bilginer, E., Pehlivan, Ş., Can, B., Dağar, Z., Sözeri, B., 1986. Yapraklı-Ilgaz-Çankırı-Çveir dolayının jeolojisi, MTA Raporu, no:7966 (Yayınlanmamış).
- Hardie, L.A. and Eugster, H.P., 1971. The depositional environment of marine evaporites. A case for shallow, clastic accumulations: *Sedimentology*, 16; 187-220.
- Hardie, L.A., Smooth, J.P. and Eugster, H.P., 1978. Saline lakes and their deposits, *Sedimen. Approach Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.*, 2; 7-41.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Walker, R.G., 1982. Structures ve sequences in clastic rocks, *Soc. Econ. Paleontol. Mineral Short Course* 9.
- Hoek Ostende, L.W. 1992. Insectivore faunas from the Lower Miocene of Anatolia. *Proc. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch*, 95(4); 437-467.
- Holmes, A., 1965. *Principles of Physical Geology*, 2nd edn, Nelson, London, Pp. 1288.
- Horton, B.K., Schmitt, J.M., 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA: *Sedimentology*, 43; 133-155.
- Hu, C., 1962. Cenozoic mammalian fosil localities in Kansu and Ningshia. *Vert. Pal Asiatica*, 6; 162-172.

- Kara,H., Dönmez,M., 1990. 1:100000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi Kırşehir-G17 paftası, MTA yayını.
- Karadenizli,L.,1999. Çankırı-Çorum Havzasındaki Orta Eosen- Erken Miyosen Tortularının Sedimantoloji. (Doktora Tezi), Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enst.
- Kaymakçı, N., 2000, Tectono-stratigraphical evolution of the Çankırı basin (Central Anatolia Turkey), (PhD Thesis), Univ. Utrecht. *Geologia Ultraiectina*, no: 190.
- Kaymakçı, N., White, S.H. and van Dijk, P.M., 2000. Paleostress inversion in a multiphase deformed area: kinematic and structural evolution of the Çankırı Basin (Central Anatolia). Part 1. In: *Tectonic and Magmatics in Turkey and Surrounding Areas* (E. Bozkurt et al., eds.): Spec.Publ. Soc. London, 173; 445-473.
- Kaymakçı, N., Özçelik, Y., White, S.H., Van Dijk, P.M., 2001. Neogene tectonic development of the Çankırı basin (central Anatolia, Türkiye): *TPJD Bülteni*, 13; 27-56.
- Kelly,S.B., Olsen, H.O., 1993. Terminal fans- a review with reference to Devonian examples: *Sediment. Geol.*, 85; 339-374.
- Kendall, A.C., 1979. Continental and supratidal (sabkha) evaporites. *Facies Models*, ed: R.G. Walker: *Geosci. Can. Reprint ser.13*; 145-158.
- Kinsman, D.J.J., 1969. Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v.53, n.4; 830-840.
- Koçyiğit, A., 1991a. Changing Stress Orientation in Progressive Intracontinental Deformation as Indicated by the Neotectonics of the Ankara Region (NW Central Anatolia), *TPJD Bülteni*, 3 (1); 43-55.
- Koçyiğit, A., 1992. Southward-vergent imbricate thrust zone in Yuvaköy: A record of the latest compressional event related to the collisional tectonic regime in Ankara-Erzincan Suture Zone: *TPJD Bülteni*, 4 (1); 111-118.
- Koçyiğit, A., Türkmenoğlu, A., Beyhan, Kaymakçı, N. ve Akyol, E., 1995. Post-Collisional Tectonics of Eskişehir-Ankara-Çankırı Segment of İzmir-Ankara-Erzincan Suture Zone: Ankara Orogenic Phase: *TPJD Bülteni*, 6 (1); 69-86.
- Kraus, M.J., Bown,T.M., 1993. Paleosols and sandbody prediction in alluvial sequences. *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, eds: C.P. North and D.J.Prosser: *Geol.Soc. Spec.Publ.*, 73; 23-31.
- Kraus, M.J., 1997. Lower Eocene alluvial paleosol: Pedogenic development, stratigraphic relationships and paleosol-landscape associations: *Palaeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 129; 387-406.

- Langbein, W.B., 1961. Salinity and hydrology of closed lakes, Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 412 p.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional model with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *J.Sedim.Petrol.*, 52; 279-297.
- Logan, B.W., 1987. The Macleod Evaporite Basin, Western Australia: American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 44, 140p.
- Magee, J.M., 1991. Late Quaternary lacustrine, groundwater, aeolian pedogenic gypsum in the Prunglr lakes, Southeastern Australia: *Paleography-Paleoclimatology-Paleoecology*, 84 (3); 3-42.
- Maisel, J., 1993. Lithofacies variations within sver deposits: the role of runoff regime, flow dynamics ve sediment supply characteristics: *Sediment.Geol.* 85; 299-325.
- Mc Cabe, P.J. 1984. Depositional environments of coal and coal-bearing strata, Sedimentology of coal and coal-bearing sequences, eds: R.A. Rahmani and R.M. Flores: *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 7; 13-42.
- Mc Kenzie, E.D., 1967. Crosby, E.J., Berryhill, H.L., Flood deposits, Bijo Creek, Colorado: *J. Sedim. Petrol.*, 37; 829-851.
- Mc Pherson, J.G., Shanmugan, G., Moiola, R.J., 1988. Fan deltas and braid deltas: conceptual problems, *Fan Deltas: Sedimentology ve Tectonic Settings*, eds: W. Nemec and R.J. Steel, 14-22, Blackie, London.
- Megies, A.G., Ordonez, S., Calvo, J.P. and Garci Del Cura, M.A., 1982. Sedimentos de flujo gravitacional yesifores facies asociadas en la Cuenca Neogene de Madrid, Espana: Beonos Aires. *Actas V Congreso Latinoamericano de Geologia*, v.2; 311-328.
- Mellett, J.S., 1968. The Oligocene Hsanda Gol Formation, Mongolia: a revised faunal list: *Amer. Mus. Novit.*, 2318; 1-16.
- Miall, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environments: *Earth Sci.Rev.*, 13; 1-62.
- Miall, A.D. 1978b. Fluvial sedimentology: an historical review. In: A.D. Miall (ed.) *Fluvial sedimentology*. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5; 1-47.
- Miall, A.D., 1984a. *Principles of sedimentary basin analysis*, Springer, Berlin-Heilderberg-NewYork,
- Miall, A.D., 1984b. Varitions in fluvial style in the Lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands. *Sediment Geol.*, 38; 499-523.

- Miall, A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22; 261-308.
- Miall, A.D., 1987. Recent developments in the study of fluvial facies models Recent developments in fluvial sedimentology, eds: F.G. Ethridge and R.M. Flores: *Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Spec. Publ.*, 39; 1-9.
- Miall, A.D. 1988. Facies architecture in clastic sedimentary basins. New perspectives in basin analysis, eds: K. Kleinspehn and C. Paola, Springer, Berlin-Heilderberg-New York; 67-81.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary facies, basin analysis ve petroleum geology.* Springer, 582 p.
- Mukherji, A.B., 1976. Terminal fans of inland streams in Sutlej-Yamuna Plain, India: *Z. Geomorphol.*, 20; 190-204.
- Munoz, A., Ramos, A., Sanchez-Moya, Y. ve Sopena, A., 1992. Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Buntsvestein, Triassic, central Spain, *Sediment. Geol.*, 75; 257-281.
- Nami, M., Leeder, M.R., 1978. Changing channel morphology and magnitude in the Scalby formation (M. Jurassic) of Yorkshire, England, *Fluvial Sedimentology*, ed: A.D. Miall: *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5; 431-440.
- Nanson, G.C., Croke, J.C., 1992. A genetic classification of floodplains, *Geomorphology*, 4; 459-486.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: Their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits: *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, eds: E.H. Koster and R.J. Steel: *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.*, 10; 1-31
- Nemec, W., Steel, R.J., 1988. What is a fan delta and how do we recognize it?, *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*, eds: W. Nemec and R.J. Steel, Blackie, London; 3-13.
- Nemec, W. and Kazancı, N., 1999. Quaternary colluvium in west-central Anatolia: sedimentary facies and palaeoclimatic significance: *Sedimentology*, 46; 139-170.
- Norman, T., 1972. Ankara bölgesinde Geç Kretase-Erken Tersiyer istifinin stratigrafisi: *Türkiye Jeoloji Bülteni*, XV; 172-180.
- Nury, D. and Schreiber, B.C., 1997. Paleogene basins of southern Provence. In: G. Busson and B.C. Schreiber (eds.), *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland*

Basins in France and Spain (Paleogene and Lower Neogene), New York, Columbia Univeristy Pres; 665-685.

- Okay, A.I., Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvarth, F. & Seranne, M (eds) *The Mediterranean Basins: Extension within Alpine Orogen*: Geological Society London, Special Publications, 156; 475-515.
- Orti, F. and Rosell, L., 2000. Evaporite systems and diagenetic patterns in Calatayud Basin (Miocene, central Spain): *Sedimentology*, v. 47; 665-685.
- Osborn, H.F., 1923. *Baluchitherium grangeri*, a giant hornless rhinoceros from Mongolia. *Amer. Mus. Novit.*, 78; 1-15.
- Özcan, F. 2003. Kılıcak formasyonunun Çankırı havzası stratigrafisindeki yeri ve tektonik konumu. *Yüksek Lisans Tezi*, Ankara Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 38s.
- Parkash, B., Awasthi, A.K., Gohain, K., 1983. Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. *Modern and ancient fluvial systems*, eds: J.D. Collinson and J. Lewin: *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 6; 337-344.
- Pehlivan, Ş., Barkurt, N.y., Bilginer, E., Can, B., Dağ, Z. ve Örcen, S., 1977. *İlgaz kuzeydoğusu-Boyalı, Kurşunlu dolayının jeolojisi*, MTA Raporu, no: 8171.
- Petronijevic, Z., Thenius, E., 1957. *Über den ersten Nachweis von Indricotherien (Baluchitherian; Rhinocerotidae, Mammalia) im Tertiär von Europa*. *Anz. Math. Naturw., Kl. Osterreich Akad. Wiss.*, 9; 153-155.
- Platt, N.H., Wright, V.P., 1991. Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, *Lacustrine Facies Analysis*, eds: P. Anadon, L. Cabrera and K. Kelts. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 13; 57-74.
- Plint, A.G., 1983. Sandy fluvial point-bar sediments from the middle Eocene of Dorset, Engve, *Modern and ancient fluvial systems*, eds: J.D. Collinson and J. Lewis: *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 6; 355-368.
- Reckamp, J.V., Özbey, S., 1960. Çankırı sahasının petrol imkanları hakkında tamamlayıcı rapor, *Pet. İş. Gn. Md.*, AR/TGO/II; 471-472.
- Rouchy, J.M., 1982. *La Genese des evaporites Messiniennes de Mediterranee*: Paris, *Memoire de Meseum National d'Histoire Naturelle*, Ser. C. Tom L., 306 p.
- Rouchy, J.M., Bernet-Rollande, M.C. and Maurin, A.F., 1986. Petrographic descriptive des evaporites. Applications sur le terrain, en subsurface et au laboratoire. In: *Les Series a Evaporites Exploration Petrolifere*, J. Methods Geologiques. Paris, Edition Technip; 73-122.
- Rögl, F., 1999. Mediterranean and Paratethys Palaeogeography during the Oligocene and Miocene. *The Evolution of neogene Terrestrial Ecosystems in europe*, Huminoid

- Evolution and Climatic in Europe, eds: J. Agusti, L. Rook, and P. Andrews, 1, Cambridge University Press; 8-22.
- Rust, B.R., 1972. Structures and process in a braided river: *Sedimentology*, 18; 221-248.
- Rust, B.R., 1978a. A classification of alluvial channel systems: *Fluvial sedimentology*, ed: A.D. Miall, *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5; 187-198.
- Rust, B.R., 1978b. Depositions models for braided alluvium, *Fluvial sedimentology*, ed: A.D. Miall: *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5; 605-625.
- Rust, B.R., 1979, Facies models, 2. Coarse alluvial deposits: In: *Facies Models* (Ed. R.G. Walker): *Geosci. Can. Reprint Ser.* 1; 9-21.
- Rust, B.R., Koster E.H., 1984. Coarse alluvial deposits, *Facies Models*, 2nd edn., ed: R.G. Walker: *Geosci. Can. Reprint Ser.* 1; 53-69.
- Salvany, J.M., Munoz, A. And Perez, A., 1994. Nonmarine evaporitic sedimentation and associated diagenetic processes of the southwestern of the Ebro Basin (Lower Miocene, Spain): *Journal of Sedimentary Petrology*, v.64; 190-203.
- Sanz, M.E., Bodriguez-Aranda, J.P., Calvo, J.P. and Ordonez, S., 1994. Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin, Spain: Criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporitic sequences. In: *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline*: *SEPM Special Publication*, no: 50; 217-228.
- Saraç, G., 2003. Türkiye Omurgalı Fosil Yatakları, MTA Raporu, No: 10609.
- Savaşçı, D. 2003. Çankırı havzasında yeralan Hançili Formasyonunda çökeltme ile eş yaşlı yapısal unsurlar. *Yüksek Lisans Tezi*, Ankara Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, 48s.
- Schreiber, B.C., Friedman, G.H., Decima, A., Schreiber, E., 1976. Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evağporite deposits of the Sicilian Basin: *Sedimentology*, 23; 729-760.
- Schreiber, B.C., 1978. Environments of subaqueous gypsum deposition. In: W. Dean and B.C. Schreiber (eds.), *Marine Evaporites*: *SEPM Short Course Notes*, v.4; 43-73.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karakuş, K., Fodor, L., Araz, H., Karadenizli, L., 1997. Does continuous compressive tectonic regime exist during Late Palaeogene to Late Neogene in NW Central Anatolia, Turkey? Preliminary observations: *Turkish Journal of Earth Sciences*, 6; 77-83.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ş., Varol, B., Karabıykoğlu, T., 2000, Rockfall avalanche deposits associated with normal faulting in the NW of Çankırı basin: implication for the post-collisional tectonic evolution of the Neo-Tethyan suture zone: *Terra Nova*, v.12, n.6; 245-251.

- Seymen, İ., 1981. Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir masifinin stratigrafisi ve metamorfizması: TJK Bülteni, 24 (2); 7-14.
- Seymen, İ., 1984. Kırşehir Masifi metamorfitlelerinin jeolojik evrimi, TJK Ketin Sempozyumu; 133-148.
- Shearman, D.J., 1966. Origin of marine evaporites by diagenesis: Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy, v. B75; 207-215.
- Sickenberg, O., Becker-Platen, J.D., Benda, L., Berg, D., Engesser, B., Gaziry, W., Heissig, K., Hünermann, K.A., Schmidt-Kittler, N., Staesche, K., Staesche, U., Steffens, P., Tobien, H., 1975. Die Gliederung des höheren Jungtertiars und Altquartars in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie, Geol. Jb., B15; 1-167.
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediment: terminology and depositional process: Bull. Geol. Soc. Am., 97; 1-10.
- Smith, N.D. 1974. Sedimentology and bar formation in the upper Kicking Horse River, a braided outwash stream. J. Geol., 82; 205-224.
- Southard, J.B., Smith, N.D., Kuhnle, R.A., 1984. Chutes and lobes: newly identified elements of braiding in shallow gravelly streams, Sedimentology of gravels and conglomerates, eds: E.H.Koster and R.J. Stell: Can.Soc. Petrol. Geol.Mem., 10; 51-59.
- Stanistreet, I.G. and Mc Carthy, T.S., 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems: Sediment. Geol., 85; 115-133.
- Şen, Ş., Seyitoğlu, G., Karadenizli, L., Kazancı, N., Varol, B., Araz, H. 1998. Mammal biochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphy in Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia-Turkey: Eclogae Geologicae Helvetica 91; 307-320.
- Şenalp, M., 1974. Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal çökellerin sedimentolojisi: TJK Bülteni, 24 (1); 65-74.
- Şenalp, M., 1980. Çankırı-Çorum Havzasının Sungurlu bölgesindeki Eosen yaşlı türbidit, olistostrom ve olistolit fasiyesleri; MTA Der., 93-94; 27-53.
- Şenalp, M., 1981. Çankırı-Çorum havzasının Sungurlu bölgesindeki karasal formasyonlarının sedimentolojik incelenmesi: TJK bült., 24 (1); 65-71.
- Şengör, A.M.C., 1979. The North Anatolian transform fault: its age, offset and tectonic significance: Journal of the Geological Society London, 136; 269-282.

- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y. 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75; 181-241.
- Talbot, M.R., Allen, P.A., 1996. *Lakes, Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, ed: H.G. Reading, Blackwell Science; 83-124.
- Theilhard de Chardin, P., 1926. Mammiferes Tertiares de Chine et de Mongolia: *Ann. Paleont.*, 15; 1-51.
- Todd, S.P., 1989. Process deduction from fluvial sedimentary structures. In: P.A. Carling and M.R. Dawson (eds.), *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, Wiley, Chichester; 299-350.
- Todd, S.P., 1996. Process deduction from fluvial sedimentary structures: In: *Advances in Fluvial Dynamics and Stratigraphy*, eds: P.A. Carling and M.R. Dawson, Wiley, Chichester; 299-350.
- Tucker, M.E., 1978. Triassic lacustrine sediments from South Wales: shore-zone clastics, evaporites and carbonates: *Modern and Ancient Lake sediments*, eds: A. Matter and M.E. Tucker: *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 2; 205-224.
- Tucker, M.E. and Wright, V.P., 1990. *Carbonate Sedimentology*: Blackwell Sci. Publ., 496p.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A., 1992. Çankırı havzasının tektonik birlikleri ve havzanın jeolojik evrimi, *Türkiye 9. Petrol Kongresi Bildirileri*, 180.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A., 1994. Orta Anadolu'da Çankırı Havzası ve çevresinin erken Tersiyer' deki paleocoğrafik evrimi: *Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi Bildirileri*; 57-76.
- Tüysüz, O., Dellaloğlu, A.A. & Terzioğlu, N. 1995. A magmatic belt within the Neo-Tethyan suture zone and its role in the tectonic evolution of northern Turkey: *Tectonophysics*, 243; 173-191.
- Tyler N. & Ethridge F.G. 1983. Fluvial architecture of Jurassic uranium bearing sandstones, Colorado Plateau, western United States. In: COLLINSON J.D. & LEWIN J. (eds.) *Modern and Ancient Fluvial Systems*: International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6; 533-537
- Usta, H. 1992. Topuzsaray-1 arama kuyusu, kuyu tamamlama raporu: Petrol İşleri GN. Md.

- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z., Hüseyin, S., 1976. Haymana-Polatlı yöresinin (GB Ankara) Geç Kretase-Erken terisyer stratigrafisis ve paleocoğrafik evrimi (Stratigraphy and paleogeographical evolution of Upper Cretaceous- Lower Tertiary sediments in the Haymana- Polatlı region, SW of Ankara): Geol. Soc. Turkey Bull., 19 (2); 159-176.
- Ünalın, G., HARPUT, B., 1983. Çankırı havzasının batı kenarına ilişkin Geç Kretase ve Erken Tersiyer yaşlı çökellerde kaynak kaya incelemeleri: TJK Bült. 26; 177-186.
- Ünüçok, C., Uygun, A., Fişekçi, A., Baş, H., 1981. Sekili Kaya Tuzlasının (Yerköy-Yozgat) jeolojik etüd ve rezerv raporu, MTA Raporu, no :6932.
- Varol, B., Araz, H., Karadenizli, L., Kazancı, N., Seyitoğlu, G., Şen, Ş., 2002. Sedimentology ve paleogeography of Miocene evaporitie succession in the north of Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia, Turkey: Carbonates ve Evaporites, 17 (2); 197-209.
- Walker, R.G., Cant, D.J., 1979. Sandy fluvial system. Facies Models, ed: R.G. Walker: Geosci. Can. Rep. Series, 1; 23-31.
- Warren, J.W., 1982. The hydrological setting, occurence and significance of gypsum in Late Quaternary salt lakes in South Australia: Sedimentology, v.29; 609-637.
- Wilson, M., Tankut, A. And Güleç, N., 1997. Tertiary volcanism of the Galatia province, North-west central Anatolia, Turkey: Lithos, 42; 105-121.
- Wood, H.E., 1938. Cooperia totadentata, a remarkable rhinoceros from the Eocene of Mongolia: Amer. Mus. Novit., 1012; 1-20.
- Yarnold, J.C., 1993. Rock avalanche characteristics in dry climates and the effect of flow into lake: Insight from mid-Tertiary sedimentary breccias near Artillery Peak, Arizona: Bull. Geol. Soc. Am., 105; 345-360.
- Yoldaş, R., 1982. Tosya (Kastamonu) ile Bayat (Çorum) arasındaki bölgenin jeolojisi, (Doktora tezi), İstanbul. Üniv.
- Young, C.C. and Chow, M., 1956. Some Oligocene mammals from Lingwu, North Kansu: Acta. Paleont. Sinica, 4; 447-460.
- Zhang, Y., You, Y, Ji, H., Ting, S., 1978. Cenozoic stratigraphy of Yunan: Prof. Pap Strat. Paleont., 7; 1-21.
- Zheng, j., Tang, Y., Zhai, R., Ting, S., Huang, X., 1978. Early Tertiary strata of Lunan Basin, Yunan: Prof. Pap. Strat. Paleont., 7; 22-29.

ÖZGEÇMİŞ

(Tüm gelişmeleri bugünden başlayarak geriye doğru sıralayınız)

1. GENEL

DÜZENLEME TARİHİ 18/07/2005		
SOYADI, ADI Karadenizli Levent		DOĞUM TARİHİ 08/01/1966
YAZIŞMA ADRESİ MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etütler Dairesi 06520 Balgat / ANKARA		
TELEFON 0312 287 34 30 / 1572	FAKS	E-MAIL leventk@mta.gov.tr

2. EĞİTİM

ÖĞRENİM DÖNEMİ	DERECE (*)	ÜNİVERSİTE	ÖĞRENİM ALANI
1982-1987	Lisans	Hacettepe	Jeoloji Mühendisliği
1988-1991	Y. lisans	Ankara	Jeoloji Mühendisliği
1991-1999	Doktora	Ankara	Jeoloji Mühendisliği

3. AKADEMİK DENEYİM (Öğretim üyelerince doldurulmalıdır)

GÖREV DÖNEMİ	ÜNVAN	BÖLÜM	ÜNİVERSİTE
1990-1999	Araş.Gör.	Jeoloji Mühendisliği	Ankara
1999-2001	Dr. Araş.Gör	Jeoloji Mühendisliği	Ankara

4. MESLEKTE DENEYİM (Öğretim üyelerinin doldurması zorunlu değildir)

GÖREV DÖNEMİ	GÖREV TÜRÜ	KURULUŞ
2001-	Mühendis	MTA Genel Müdürlüğü

(*) Diploma Türü (Lisans, Y.Lisans, vs.)

5. YÖNETİM DENEYİMİ

GÖREV DÖNEMİ	YÖNETİM GÖREVİ	KURULUŞ

6. DANIŞMANLIK DENEYİMİ

GÖREV DÖNEMİ	DANIŞMANLIK KONUSU	KURULUŞ

7. UZMANLIK ALANLARI

UZMANLIK ALANI	ANAHTAR SÖZCÜKLER	TEKNOLOJİ KODU (Boş Bırakınız)
Genel Jeoloji (sedimantoloji)	Jeoloji, sedimantoloji, kırıntılı ve evaporitik kayaçlar	

BİLİMSEL YAYINLAR:

ÖZGEÇMİŞ

Adı ve Soyadı : Dr. Levent Karadenizli

Doğum yeri ve yılı: Ankara, 08/01/1966

İş adresi: MTA Genel Müdürlüğü, Jeoloji Etüd Dairesi, 06520, Ankara

Tel: (312) 2873430 / 1579

Ev adresi: Başçavuş Sok. No: 48/11 06660 Seyranbağları/ANKARA

Tel: (312)4344147

Haberleşme adresi: PK 19 Ahmetler-Kolej, 06428, Ankara

Aile yapısı: Evli, Eşi: Selda Korucu, Doktor (Dr.Zekai Burak Kadın Doğum ve Eğitim Hastanesi)

Anabilim Dalı: Genel Jeoloji

Bilim Dalı: Sedimentoloji

İlgilendiği bilimsel konular : Akarsu-göl sedimentolojisi, evaporitler

E-mail : kdenizli@hotmail.com, kdenizli@ttnet.net.tr, leventk@mta.gov.tr

Yıllara göre eğitim durumu:

1980-1982: Kocatepe Mimar Kemal Lisesi, Ankara

1982-1987: Lisans, Hacettepe Üniv., Mühendislik Fak. Jeoloji Müh.Bl.

1988-1991: Yüksek Lisans, Ankara Üniv. Fen Fak. Jeoloji Müh.Bl.

1991-1999: Doktora, Ankara Üniv. Fen Fak. Jeoloji Müh.Bl.

Çalışma Pozisyonu:

1990-2001: Ankara Üniv. Fen Fak. Jeoloji Müh.Bl. (Araştırma Görevlisi)

2001-----: MTA Genel Müdürlüğü Jeoloji Etüd Dairesi-Ankara (Jeoloji Mühendisi)

BİLİMSEL YAYINLAR:

Science Citation Index (SCI) Atıf Sayısı:

Şubat 2003 tarihi itibarıyla SCI giren 10 adet atıfım vardır (ISI-Web of Science listesi ekte verilmiştir).

Uluslararası yayınlar:

- Ergin,M.,Kazancı,N.,Varol,B.,İleri,Ö.,Karadenizli,L. and Kuşçu,İ.,1996. Sea-level changes and related depositional environments on the southern Marmara Shelf: *Marine Geology*, 140, v.3-4, p.391-403.
- Şen,Ş., Seyitoğlu,G., Karadenizli,L., Kazancı,N., Varol,B. and Araz,H.,1998. Mammalianbiochronology of Neogene deposits and its correlation with the lithostratigraphical division in the Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia: *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 91, 307-320.
- Kazancı, N., Şen, Ş., Seyitoglu, G., De Bonis, L., Bouvrain, G., Araz, H., Varol, B. and Karadenizli, L. 1999. Geology of a new Late Miocene mammal locality in central Anatolia, Turkey: *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes / Earth & Planetary Sciences*, 329, 503-510.

- Varol,B., Araz,H., **Karadenizli,L.**, Kazancı,N., Seyitoğlu,G. and Şen,Ş., 2002. Sedimentology of the Miocene evaporitic succession in the north of Çankırı-Çorum basin, Central Anatolia, Turkey: *Carbonates and Evaporites*, 17(2),197-209.
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., **Karadenizli, L.**, Şen, Ş., Varol, B. and Karabıyıköğlü, T., 2001. Rockfall avalanche deposits associated with normal faulting in the NW of Çankırı basin: implication for the post-collisional tectonic evolution of the Neo-Tethyan suture zone. *Terra Nova*, v.12, n.6, 245-251.

Ulusal yayımlar:

- **Karadenizli,L.** ve Kazancı,N.,1993. Pozantı (Adana) yöresindeki Oligosen-Alt Miyosen tortullarının fasiyes özellikleri ve Ecemiş Fayı hakkında yeni değerlendirmeler: *A.Suat Erk Jeoloji Simpozyumu (2-5 Eylül 1991), Bildirileri; 1993, Ankara,s.83-92.*
- **Karadenizli,L.**,1995. Beypazarı havzası (Ankara Batısı) Üst Miyosen-Pliyosen jipsli serilerinin sedimentolojisi: *Türkiye Jeoloji Bülteni, c.38, s.1, s.63-74.*
- Ergin,M., Kazancı,N., Varol,B., İleri,Ö. and **Karadenizli,L.**,1996. Late Quarternary depositional environments on the southern Marmara Shelf: *Turkish Jour. Mar.Sci.,2, s.83-92.*
- Kazancı,N., Ergin,M., Varol,B., İleri,Ö. ve **Karadenizli,L.**,1996. Marmara denizi güney kıta sahanlığının yüzey sedimentlerinin sedimentolojik incelenmesi: (*Koor: N.Görür*), *Ulusal Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Programı, Workshop 1, İstanbul, s.95-100.*
- Seyitoğlu,G., Kazancı,N., Karakuş,K., Fodor,L., Araz,H. and **Karadenizli,L.**, 1997. Does continuous compressive tectonic regime exist during Late Paleogene to Late Neogene in NW central Anatolia, Turkey? Preliminary observations: *Turkish Jour. of Earth Science, 6, p.77-83.*
- **Karadenizli,L.** ve Kazancı,N.,1998. Çankırı-Çorum Havzasındaki paleoyükselti ve alt havzalar: *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiri Kitabı I, s.209-227.*
- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., **Karadenizli, L.**, Şen, Ş. and Varol, B., Karabıyıköğlü, T., Savaşçı, D., Özogul, M:a: ve Özcan, F. 2001. Eldivan tektonik kaması: Anadolu levhasının içsel deformasyonunda rol oynayan bir neotektonik yapı: *ATAG-5 Aktif Tektonik araştırma Grubu 5. Toplantısı, Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 15-16 Kasım 2001, s.13, Ankara*
- **Karadenizli, L.**, Setiyöğlü, G., Saraç, G., Kazancı, N., Şen, Ş., Hakyemez, H.Y. ve Savaşçı, D., 2003. Çankırı-Çorum Havzası Batı Kenarının Erken-Orta Miyosen Paleocoğrafik evrimi. *MTA Dergisi, 126.*

BİLİMSEL BİLDİRİLER:

Uluslararası bildiriler:

- Kazancı,N., Kavuşan,G., Kibar,M., Karadenizli,L. and İleri,Ö.,1992. Sedimentation in Modern Mogan Lake, Ankara-Turkey: *International Symposium on the Geology Black Sea Region, September 1992, ISGB-92, Abstracts, Ankara-Turkey, p.118.*
- Karadenizli,L.,1995. Sedimentology of the Upper Miocene-Pliocene series in the Beypazarı Basin (West of Ankara, Turkey) and their significance: *Lake Research, ILIC, Copenhagen - August 1995, Abstract Volume, p.58.*
- Ergin,M., Varol,B., Kazancı., İleri,Ö. and Karadenizli,L., 1997. Litho and bio facies distribution in surficial bottom deposits of the Çanakkale-Gökçeada-Bozcaada triangle (NE Aegean Sea, Turkey); effects of late Quaternary changes in sea level, hydrodynamic and benthogenic conditions: *The Late Quaternary in the Eastern Mediterranean, April 1997, Programme and Abstracts, p.18.*
- Kazancı,N., Nemec,W., İleri,Ö. and Karadenizli,L.,1997. Paleoclimatic significance of the Late Pleistocene deposits of Akşehir Lake, West-Central Anatolia: *The Late Quaternary in the Mediterranean, April 1997, Programme and Abstract, p 46-47.*
- Karadenizli L. ve Kazancı,N.1997. Last stage deposits of the Tertiary Çankırı-Çorum intermontane basin of Central Anatolia, Turkey: *18 th IAS Regional European Meeting of Sedimentology,Heidelberg, Abstract, p.186, September 2-4, Germany, p.146.*
- Araz,A.H., Karadenizli,L., Kazancı,N., Karakuş,K. and Seyitoğlu,G., 1997. Sedimentology and paleogeography of Miocene evaporitic successions in the north of Çankırı-Çorum basin, central Anatolia, Turkey: *18 th IAS Regional European Meeting of Sedimentology,Heidelberg, Abstract, p.47, September 2-4, Germany, p.47.*
- Karadenizli,L., Kazancı,N. and Ateş,A.,1998. Buried faults in Çankırı-Çorum basin of central Anatolia, Turkey: a possible controlling factor of deposition: *Third International Turkish Geology Symposium, Abstracts, p.102, 31 August-4 September,1998, METU, Ankara, Turkey.*
- Kazancı, N., Kappelman, J., Varol, B., Şen, Ş., Karadenizli, L., Maas, C.M., Gül, A., Alçiçek, M.C. and Copeland, P., 2001. New age determinations for the Palaeogene continental succession North of Ankara, central Anatolia, Turkey: *Fourth Inter-national Turkish Geology Symposium, Abstracts, p.266, 24-28 September,2001, Çukurova University, Adana, Turkey.*
- Maas, C.M., Şen, Ş., Gül, A., Kazancı, N., Kappelman, J., Alçiçek, M.C., Karadenizli, L., Varol, B., 2001. Enigmatic fossil mammals from the Early Paleogene of central Anatolia and their biogeographic significance: *Fourth International Turkish Geology Symposium, Abstracts, p.247, 24-28 September,2001, Çukurova University, Adana, Turkey.*

- Seyitoğlu, G., Kazancı, N., Karadenizli, L., Şen, Ő. and Varol, B., 2001. A neotectonic pinched crustal wedge in the west of ankırı Basin accommodating the internal deformation of Anatolian Plate: *Fourth International Turkish Geology Symposium, Abstracts, p.103, 24-28 September, 2001, ukurova University, Adana, Turkey.*

Ulusal bildiriler:

- Kazancı, N. ve Karadenizli, L., 1991. Pozantı (Adana) yöresindeki Oligosen-Alt Miyosen tortullarının özellikleri ve Ecemiş Fayının yaşı hakkında yeni değerlendirmeler: *Suat Erk Jeoloji Sempozyumu, Eylül 1991, Bildiri Özleri, s.80-81.*
- Karadenizli, L. ve Varol, B., 1994. Beypazarı Havzası (Ankara Batısı) Üst Miyosen-Pliyosen jipsli serilerinin sedimentolojisi: *Çukurova Üniv. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi 15.Yıl Sempozyumu, ISSN 1019-1011, Nisan 1994, s.554.*
- Kazancı, N., Karadenizli, L. ve İleri, Ö., 1994. Akşehir gölü Pleistosen kıyı tortullarının iç yapısı ve kısa - uzun süreli seviye değişiminin izleri: *Türkiye 10. Petrol Kongresi ve Sergisi, Nisan 1994, p.1.*
- Kazancı, N., Nemec, W., İleri, Ö., Kavuşan, G., Karadenizli, L., Solak, A.O. ve Briseid, H.C. 1994. Akşehir gölünde güncel tortullaşma: *47 Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1994, Bildiri Özleri, p.175.*
- Karadenizli, L. ve Kazancı, N., 1998. ankırı-Çorum Havzasındaki paleoyükselti ve alt havzalar: *Cumhuriyetin 75. Yıldönümü Yerbilimleri ve Madencilik Kongresi Bildiri Özleri Kitabı, s.112, MTA Genel Müd., 2-6 Kasım 1998, Ankara.*
- Varol, B., Karadenizli, L., Ergin, M. ve Kazancı, N., 1999. Marmara Denizi gemlik Körfezi dip sedimanlarında sferoidal taneler ve pirit oluşumları. *Türkiye Denizlerinde Jeoloji-Jeofizik Araştırmaları, Workshop V, Genişletilmiş Bildiri Özleri, TÜBİTAK-MTA-ÜNİVERSİTE Deniz Jeolojisi ve Jeofiziği Ulusal Araştırma Programı, s.65.*
- Karadenizli, L., Setiyoğlu, G., Saraç, G., Hakyemez, H.Y., Kazancı, N., Şen, Ő. Savaşçı, D., 2002. ankırı-Çorum Havzasının batı kenarındaki Miyosen tortullarının depolanma ortamları ve süreçleri. *55. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 147-148, 11-15 Mart 2002, Ankara.*
- Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ő., Setiyoğlu, G., Kazancı, N., Varol, B., Antoine, P.O., Hakyemez, H.Y. 2003. ankırı-Çorum Havzasının Neojen Stratigrafisi ve Dolgulama Evrimi. *56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 179-180, 14-20 Nisan 2003, Ankara.*
- Karadenizli, L., Saraç, G., Şen, Ő., Antoine, P.O., Setiyoğlu, G., Varol, B., Hakyemez, H.Y. 2003. Türkiye'de bir ilk: Bütün Zamanların En Büyük Karasal Memeli Hayvanı *Baluchitherium (Paraceratherium)* Çankırı-Çorum Havzasında Bulundu. *56. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri Kitabı, 292-294, 14-20 Nisan 2003, Ankara.*

KATILDIĞI PROJELER:

- Pozantı (Ecemiş Koridoru, Adana) civarındaki Oligosen-Alt Miyosen istifinin fasiyes özellikleri: Depolanma-tektonik ilişkinin araştırılması: **Ankara Üniv. Araştırma Fonu, Proje no: 89 25 00 36.**
- Akşehir ve Eber göllerinin sedimantolojik incelenmesi (Islah ve kurtarma çalışmaları için): **Ankara Üniv. Araştırma Fonu, Proje no: 91 05 01 01.**
- Çankırı-Çorum Havzası güney bölümündeki (Yerköy-Delice-Sulakyurt) Orta-Üst Eosen istiflerinin sedimantolojisi: **Ankara Üniv. Araştırma Fonu, Proje no: 94 25 00 15.**
- İç Anadolu Geç Tersiyer Birimlerinin jeolojisi: **A.Ü. Araştırma Fonu, Proje no: 96 05 01 01**
- İç Anadolu Geç Senozoyik Birimlerinin Tektono-sedimanter Evrimi: **Tübitak Projesi. Proje no: YDABÇAG-198Y014.**
- Akkaşdağı Memeli Fosil Yatağının (Kaman-Kırşehir) Jeolojisi ve Müze Materyali Olarak Değerlendirilmesi : **MTA (16-A3), CNRS (Fransa), Paris Doğa Tarihi Müzesi (Fransa), ECLIPSE Program of CNRS-INSU**
- New Ungulates from the Early Middle Eocene of Central Anatolia: **Northeastern Ohio University (USA), Texas University (USA), Museum National d'Historie, Paris (France)**
- Acıpayan-Çameli (Denizli GB Türkiye) Neojen Havzasının Jeolojik Evrimi: **Tübitak Projesi. Proje no: YDABÇAG 100Y004**
- Orta Anadolu'da Kartal formasyonunda Sedimantoloji, Manyetostratigrafi ve Mkrömemmeli İncelemeleri, **National Geographic Society, Proje no: OUR-9800G41.**
- İç Anadolu Bölgesinin Derin Jeolojisinin Jeolojik ve Jeofizik Yöntemlerle İncelenmesi (İncelemede)