

HAYMANA-TUZGÖLÜ-ULUKIŞLA BASENLERİ

UYGULAMALI ÇALIŞMA (WORKSHOP)

**AKSARAY - TÜRKİYE
(09-11 EKİM 2000)**



**TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ
TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS**

**ÖZEL SAYI : 5
SPECIAL PUBLICATION : 5**

Kapak Resmi : *Hasandağı ve Helvadere İçmesuyu Kaynaklarının genel görünümü*
Fotoğraf : Muzaffer AY

Cover Page : *General view of Hasandağı and Helvadere drinking springs.*
Photo courtesy of Muzaffer AY

**HAYMANA-TUZGÖLÜ-ULUKIŞLA BASENLERİ
UYGULAMALI ÇALIŞMA (WORKSHOP)**

**ANKARA-TÜRKİYE
(09-11 EKİM 2000)**

**T.C. NİĞDE ÜNİVERSİTESİ
AKSARAY MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ
JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ BÖLÜMÜ
&
SEDİMANTOLOJİ ÇALIŞMA GRUBU**

**Editörler
A. Sami DERMAN
Tansel TEKİN**

TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ

Özel Sayı 5

TPJD YÖNETİM KURULU
TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

Mehmet ÖZKANLI	Başkan President
Ömer ŞAHİNTÜRK	2. Başkan Vice President
İsmail ABALIOĞLU	Yazman Secretary
İsmail BAHTİYAR	Sayman Treasurer
Mesut ATALAY	Üye Member
Cem T. MENLİKLİ	Üye Member
Tansel TEKİN	Üye Member

YAYIN SORUMLUSU
PUBLICATION MANAGER
Tansel TEKİN

TPJD ADINA SAHİBİ
EXECUTIVE DIRECTOR
Mehmet ÖZKANLI

YAZIŞMA ADRESİ
CORRESPONDENCE ADDRESS
İzmir Cad. II, No : 47/14
06440 Kızılay-ANKARA/TÜRKİYE
Tel : (90 312) 419 86 42 - (90 312) 419 86 43
Fax : (90 312) 285 55 60
e-mail : tpjd@tpjd.org

ÖNSÖZ

Sedimentoloji Çalışma Grubu ve Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi'nin işbirliği ile 9-11 Ekim 2000 tarihinde gerçekleştirilen "Haymana - Tuzgölü - Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışması", sözkonusu basenlerin ve dolayısıyla Orta Anadolu Bölgesinin jeolojik, tektonik, hidro-jeolojik, ekonomik ve çevresel boyutları ile tartışıldığı ve mevcut bilgi birikimine önemli katkılar sağlayan bir çalışma olmuştur. Çalıştay aynı zamanda, üniversite, ilgili kurum ve kuruluşlar ile yerel yönetimlerin işbirliğini geliştirmek ve ilerletmek anlamında da bir görev üstlenmiştir. Ancak bu gibi çalıştaylarda ortaya konan bilimsel gerçekler ve bu bilgilerin daha geniş kesimlerce de bilinmesi, öğrenilmesi ve geliştirilebilmesi için, doğaldır ki, yayınlanması gerekmektedir. Bu görev bilinci ve sorumluluk anlayışı ile Türkiye Petrol Jeologları Derneği, "Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışması (Workshop)" çerçevesinde ortaya konan çalışma ve bulguları derlemek ve yayın haline dönüştürmek için üzerine düşen görevi yerine getirmeye çalışmıştır. "Özel Sayı" niteliğindeki bu yayının, bölgede yapılacak olan çalışmalara bir basamak teşkil etmesi ve bir başvuru kitabı olması ümidiyle saygılarımızı sunarız.

Mehmet ÖZKANLI

TPJD Yönetim Kurulu

Başkanı

DÜZENLEME VE YÜRÜTME KURULU

Başkan

Prof. Dr. Ferhat ECER
Niğde Üniversitesi Rektörü

Başkan Yardımcıları

Prof. Dr. Halil BAŞ (NÜ Rektör Yardımcısı)
Prof. Dr. Güner ÜNALAN (NÜ Aksaray Müh. Fak. Jeoloji Müh. Böl.)

Düzenleme Kurulu Sekreterliği

Doç. Dr. Mustafa AFŞİN	NÜ
Doç. Dr. A. Sami DERMAN	TPAO
Doç. Dr. Hatim ELHATİP	NÜ

Yürütme Kurulu

Prof. Dr. Nizamettin KAZANCI	AÜ
Prof. Dr. Baki VAROL	AÜ
Yrd. Doç. Dr. İlkay KUŞCU	NÜ
Doç. Dr. Ayşegül YILDIZ	NÜ
Yrd. Doç. Dr. Mustafa YILDIZ	NÜ
Yrd. Doç. Dr. Ahmet ONAK	NÜ
Yrd. Doç. Dr. Tekin YEKEN	NÜ
Yrd. Doç. Dr. Levent UÇAR	NÜ
Arş. Gör. Bahattin GÜLLÜ	NÜ
Arş. Gör. Ramazan DEMİRCİOĞLU	NÜ
Arş. Gör. Erkan YILMAZER	NÜ
Arş. Gör. Fatma GENELİ	NÜ

DESTEKLEYEN KURULUŞLAR

TÜBİTAK
Aksaray Valiliği
Aksaray Belediyesi
Aksaray Yüksek Öğretim Vakfı
Aksaray İl Millî Eğitim Müdürlüğü

TUZGÖLÜ UYGULAMALI ÇALIŞMA (WORKSHOP) ÖZEL SAYISININ İNCELEME KURULU SCIENTIFIC COMMITTEE

Niyazi AVŞAR	ÇÜ	Nilgün GÜLEÇ	ODTÜ
Doğan AYOAL	AÜ	Ahmet GÜZEL	CBÜ
Halil BAŞ	NÜ	Nizamettin KAZANCI	GYTE
Serdar BAYARI	HÜ	Mustafa Y. KILINÇ	KKÜ
Baki CANIK	AÜ	Ali KOÇYİĞİT	ODTÜ
İbrahim ÇOPUROĞLU	NÜ	Cengiz KURTULUŞ	KOU
Cavit OEMİRKOL	ÇÜ	İlkay KUŞCU	NÜ
A. Sami OERMAN	TPAO	Zekai ŞEN	İTÜ
Yaşar EREN	SÜ	Şakir ŞİMŞEK	HÜ
Aziz ERTUNÇ	SOÜ	Vedat TOPRAK	OOTÜ
Şevki FİLİZ	OEÜ	Güner ÜNALAN	NÜ
Ergün GÖKTEN	AÜ	F. Ahmet YÜKSEL	İÜ

ÖNSÖZ

Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışması (Workshop), 9-11 Ekim 2003 tarihleri arasında Aksaray'da Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi ile Sedimentoloji Çalışma Grubu'nun işbirliğinde ve Aksaray Mühendislik Fakültesi Jeoloji Bölümü'nün ev sahipliğinde yapılmıştır. Tüm emeği geçenlere burada teşekkür ederim. İlgili kuruluşlar ve emeği geçenler kapakta belirtildiği için burada tekrar etmeyi gereksiz görüyorum.

Bir sohbet sırasında gündeme gelen bir fikirden yola çıkılarak başlatılan Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenleri uygulamalı çalışmasının amacı; Orta Anadolu Baseni olarak tanımlanması gereken ancak farklı alanlarda yapılmış yerel çalışmalardan yansıyan görüntüsü ile Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenleri olarak bilinen alanlarda yapılan çalışmaları bir araya toplayabilmek, çalışma sonuçlarını yayınlayarak daha sonra yapılacak çalışmalara öncülük edecek olanları sunmaktır. Elinizdeki bu yayın, bu amacın gerçekleştirildiğinin bir göstergesidir. Düzenleme Kurulu'nun çabaları ve girişimleri ile Türkiye Petrol Jeologları Derneği'nin büyük desteği bu yayının yapılabilmesini sağlamıştır. Türkiye Petrol Jeologları Derneği'nin katkıları ve desteği olmadan bu yayın mümkün olmayacaktı. Bu nedenle şahsım, Niğde Üniversitesi Aksaray Mühendislik Fakültesi, Sedimentoloji Çalışma Grubu ve Organizasyon Komitesi adına Türkiye Petrol Jeologları Derneği Yönetimi'ne samimi teşekkürlerimi sunanım.

Orta Anadolu Baseni bir çok özelliği ile dikkati çekmektedir. Güncel tuz üretiminin yapıldığı Tuzgölü'nde bilimsel jeolojik çalışmalar henüz yeterli düzeye ulaşmamıştır. Halbuki dünyanın en tipik tuz oluşum alanlarından birisidir ve model oluşturabilecek bir alandır. Bu alan hem korunması gereken bir jeolojik miras, bir doğal hazine, hem de hızlı kirlenme nedeniyle çevre probleminin en yoğun yaşandığı, kimyasal kirlenmenin geri dönülmez boyutlara ulaşmak üzere olduğu bir doğal çevredir. Konunun çevresel boyutu yanında bir de ekonomik boyutu vardır. Türkiye'nin tuz üretiminin yaklaşık %70'ini sağlayan bu göl, artık eski düzeyde üretimin yapılamayan bir alan halindedir. Bu da işin ne kadar vahim olduğunu vurgulamaktadır.

Bölge Türkiye'nin en önemli turistik alanlarının başında gelmektedir. Bölgedeki sıcak su kaynakları, turizm ve ısıtma amaçlı potansiyeli ile bölgenin ekonomisine katkı sağlamak amacıyla değerlendirmeyi beklemektedir. Bu çalışmanın bir amacı da bu potansiyele ilgililerin dikkatini çekmek olmuştur.

Obrukları ile dünyanın en güzel doğal oluşum örnekleri sunulurken, diğer yandan volkanik merkezlere yakın

sıcak (60°) yeraltı suları, aşırı pompalama ile düşen yeraltı su seviyesi, tarımla kirlenme, potansiyel tehlikeler oluşturan yeraltı karst oluşumu ve obruk göçükleri ile jeolojik araştırmalar için zenginlik sunan bir bölgedir.

Son yıllarda konutlarda doğal gaz kullanımının yaygınlaşması, kış ile yaz arasında doğal gaz kullanımındaki değişimlerin düzenlenmesi gereğinden yola çıkılarak gündeme gelen yeraltı doğal gaz depolaması konusunda potansiyel sunan tuz domları'nın varlığı da bölgeyi önemli hale getirmektedir. Ancak üzücü olan, konunun yerli uzmanların hiç birisinin görüşüne başvurmadan tamamen yabancı şirketlerin çalışmalarına terk edilmesidir. Bu konuda yetkili olan kurumların bilinçli davranması ile üniversitelerle işbirliği sağlanmalı ve bu konuda uzman yetiştirilmesine imkan verilmelidir.

En yaygın anhidrit ve jips oluşumlarının bulunması, tuz domlarının mevcudiyeti, tutturulmamış Neojen yaşlı kuvarsça zengin kumların varlığı, çeşitli alanlardaki traverten oluşumları incelenmeyi ve ekonomiye kazandırılmayı beklemektedir. Bölgede mevcut jeoloji bölümleri bu tip potansiyelleri ortaya çıkaracak bilimsel kurumlar olarak bilimsel çalışmaları örgütlemek ve bu bilimsel çalışmaları gerçekleştirmek için üzerlerine düşeni yapmak durumundadırlar. Bu çalışmaların yapılması ve doğal kaynakların ekonomiye kazandırılmaları, aynı zamanda bölgede mevcut üniversitelere ve jeoloji bölümlerinin gelişmelerine de katkıda bulunacaklardır. Bölge sorunlarına daha fazla eğilmesi gereken jeoloji bölümleri ayrıca yerel yönetimlerle sıkı işbirliğini sağlamak, yerel yönetimlere ve yetkililere doğal olaylar ve kaynaklar konusunda yol göstermek gibi bir görev de üstlenmelidir.

Türkiye'de günümüzde hızla çoğalan Jeoloji Mühendisliği bölümlerinin, yakın çevreleri ile ilgililerinin nasıl verimli olabileceğini ve çevrenin jeolojik sorunlarına nasıl ışık tutabileceğini göstermek açısından önemli olan bu uygulamalı çalışmanın amacına ulaştığına inanıyorum.

Zemin sorunlarından depremselliğe, yeraltı suyundan çevre kirlenmesine, güncel tuz oluşumlarından, kaynakların kirlenme ile yok edilmesine kadar bir çok konuda çalışmayı bekleyen Orta Anadolu Baseni için, bu özel sayının bir başlangıç olması ve daha sonra yapılacak çalışmalara bir örnek oluşturmasını diliyorum.

Saygılarımla

A. Sami Derman

Sedimentoloji Çalışma Grubu Başkanı

İÇİNDEKİLER - CONTENTS

Orta Anadolu'nun genel neotektonik özellikleri ve depremselliği	1
<i>General neotectonic characteristics and seismicity of Central Anatolia</i>	
Ali KOÇYİĞİT	
Tuzgölü ve civarının tektonomorfolojik evrimi; Orta Anadolu-Türkiye	27
<i>Tectonomorphologic evolution of Tuzgölü and surrounding area, Central Anatolia-Turkey</i>	
Kadir DİRİK, Oğuz EROL	
Şereflikoçhisar-Aksaray fay zonunun evrimi hakkında yeni sedimantolojik veriler	47
<i>New sedimentological data on the evolution of Şereflikoçhisar-Aksaray fault zone</i>	
A. Sami DERMAN, Bora ROJAY, Hasan GÜNEY ve Mustafa YILDIZ	
Tuzgölü Fay Kuşağı Hasandağ kesiminin özellikleri	71
<i>Characteristics of Hasandağ section of Tuzgölü Fault Zone</i>	
Vedat TOPRAK	
Konya bölgesinin depremselliği	85
<i>The seismic features of the Konya region</i>	
Yaşar EREN	
Tuzgölü baseni evaporit problemi ve yeni veriler	99
<i>Evaporite problem in Tuzgölü basin: New Data</i>	
A. Sami DERMAN	
Tuzgölü Havzası güneybatısındaki (Altınekin-Konya) temel kayaların jeolojisi	113
<i>Geology of the basement rocks in the southwest of the Tuzgölü basin (Altınekin-Konya)</i>	
Yaşar EREN	
Çamardı (Niğde) civarında Niğde Masifi örtü birimlerinin yapısal özellikleri	117
<i>Structural features of the cover rocks of the Niğde Massif in the Çamardı (Niğde) Region</i>	
Ramazan DEMİRCİOĞLU ve Yaşar EREN	
Horoz granodiyoritinin jeokimyası	139
<i>Geochemistry of the Horoz granodiorite</i>	
Kerim KOÇAK	
Farklı dolaşımli sıcak ve mineralli suların hidrojeokimyası: Dertalan, Kemerhisar ve Çiftelhan kaynakları (Niğde)	149
<i>Hydrogeochemistry of thermal and mineral waters of different groundwater circulation system in Niğde, Central Anatolia, Turkey</i>	
Mustafa AFŞİN, Baki CANİK ve Kenji NOTSU	
Ziga sıcak ve mineralli su kaynaklarının jeotermal açıdan önemi	161
<i>Geothermal evolution of Ziga thermal-mineral waters</i>	
Güler GÖÇMEZ, Ahmet GÜZEL ve Tuğrul TOKGÖZ	
Karakurt ve Karakurt Türbe (Kırşehir) sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrokimyasal ve izotopik özellikleri	167
<i>Hydrochemical and isotopic properties of Karakurt (Kırşehir) mineralized thermal springs</i>	
Nail ÜNSAL, Mehmet ÇELİK ve Atilla MURATHAN	
Aksaray ilindeki su kaynakları ve çevre sorunları	175
<i>Water resources and environmental problems in Aksaray city</i>	
Hatim ELHATİP	
Tuzgölü Havzası Doğusu (Altınkaya-Asmayaylası Yöresi) Asmaboğazı ve Karapınar yaylası formasyonlarının biyostratigrafisi	185
<i>Biostratigraphy of the Asmaboğazı and Karapınar yaylası formations in eastern part of Tuzgölü Basin (Altınkaya-Asmayaylası area)</i>	
Ayşegül YILDIZ	
Özdirenç yöntemi ile karstik model çalışmaları	205
<i>Karstic model studies using the resistivity method</i>	
Tekin YEKEN	
Çukurbağ formasyonunun sedimantolojik özellikleri	211
<i>Sedimentological characteristics of the Çukurbağ formation</i>	
Ali GÜREL	
Akarsu havzalarında kaynaklar arası etkileşim ve planlama esasları	212
<i>Planning principles and water resources interaction in watersheds</i>	
Necati GÜLBAHAR	

ORTA ANADOLU'NUN GENEL NEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ VE DEPREMSELLİĞİ

GENERAL NEOTECTONIC CHARACTERISTICS AND SEISMICITY OF CENTRAL ANATOLIA

Ali KOÇYİĞİT

Orta Doğu Teknik Üniv., Mühendislik Fak., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Tektonik Araştırma Ünitesi,
06 531 Ankara-Türkiye, akoc@metu.edu.tr

ÖZ

Yapısal olarak Orta Anadolu, doğuda Niğde ve Orta Anadolu fay zonları, batı-güneybatıda Akşehir fay zonu, kuzeyde ise İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı ile sınırlanan yaklaşık üçgen biçimli geniş bir alandır. Aktif tektonik rejimlerin ve ilgili yapıların (faylar ve havzalar) niteliği temel alınarak, Orta Anadolu iki alt neotektonik bölgeye ayrılmıştır. Bunlar: (1) Konya-Eskişehir neotektonik bölgesi ve (2) Kayseri-Sivas neotektonik bölgesidir. Yaklaşık olarak kuzeyde Kırıkkale ve güneyde Niğde arasında uzanan Kesikköprü Fayı ve Tuzgölü fay zonu batısında kalan alan birinci neotektonik bölgeyi oluşturur. Kesikköprü Fayı ve Tuzgölü fay zonu iki neotektonik bölge arasında bir geçiş zonu oluşturur ve bu nedenle her iki neotektonik bölgenin özelliklerini ve izlerini taşır. Konya-Eskişehir neotektonik bölgesi, Batı-güneybatı Anadolu ve göller bölgesi horst-graben sisteminin doğu devamı olup, çekme türü bir neotektonik rejim ve veriv atımlı normal faylanma ile karakterize edilir. Bu neotektonik bölgeyi karakterize eden yapılar arasında Akşehir-Afyon, Ilgın, Konya-Karaman, Karapınar, Bulok, Tuzgölü, Çifteler-Akgöl, Eskişehir grabenleri ile onların kenar fay ve fay zonları gelir. Akşehir, Niğde, Karacadağ, İnönü-Eskişehir ve Konya-Bulok fay zonları birinci neotektonik bölgenin önemli aktif yapılarıdır.

İkinci neotektonik bölge (Kayseri-Sivas neotektonik bölgesi) Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu doğrultu atımlı fay sistemlerinin bir devamı olup, sıkışma-genişleme türü bir neotektonik rejim ve egemen olarak doğrultu atımlı faylarla karakterize edilir. Kayseri-Sivas neotektonik bölgesini temsil eden önemli

yapılar arasında KD-gidişli sol yanal doğrultu atımlı Orta Anadolu ve Yıldızeli fay zonları; KB-gidişli sağ yanal doğrultu atımlı Salanda, Seyfe, Yerköy, Boğazlayan fay zonları ile bunlar içinde gelişmiş yaklaşık KKB-, K-G-, KKD- gidişli çok sayıdaki veriv atımlı normal fay sayılabilir. Ayrıca doğrultu atımlı fayların bükülmesi, kollara ayrılması, sağa ya da sola sıçraması ile oluşan değişik boyut ve geometrideki çek-ayır havzalar da ikinci neotektonik bölgeyi karakterize eden yapılarıdır. Bunların başlıcaları Erciyes, Tuzla, Salanda, Kavak, Şarkışla ve Sivas havzalarıdır.

Orta Anadolu'yu karakterize eden neotektonik rejimlerin başlangıç yaşı erken Pliyosen sonrasındır. Derin kazılmış akarsu yatakları, asılı vadiler ve fay taraçaları, faylara koşut oluşmuş kalın alüvyon yelpazeleri, sıcak su kaynakları ve traverten oluşumları, volkan konileri ve açılma çatlakları, graben-horst ve çek-ayır havzaları gibi morfotektonik yapılar; faylar üzerinde birikmiş yanal ve düşey atımlar, kalın neotektonik havza dolguları, Orta Anadolu'nun Orta Pliyosen'den beri yaklaşık 2 mm/yıllık bir hızla deformasyon geçirmekte olduğunu gösterir. Bu sonuç tarihsel ve güncel depremlerle de kanıtlanır. Morfotektonik yapıların geometrisi ve kinematik özellikleri ile deprem odak mekanizması çözümleri Orta Anadolu'nun yaklaşık DKD-BGB doğrultusunda genişlemekte olduğunu gösterir.

Orta Anadolu bölgesini karakterize eden faylar, yaklaşık 1000-2000 yıl aralıklarla oluşan büyük deprem, 100-300 yıl ve 10-30 yıl aralıklarla oluşan orta ve küçük deprem üretme potansiyeline sahiptir. Başka bir deyişle Orta Anadolu sismik bakımdan sakin bir bölge değildir. Bu durum tarihsel ve güncel deprem-

lerle kanıtlanmıştır. Genellikle tüm Türkiye'de olduğu gibi, Orta Anadolu'da da yerleşim, deprem parametrelerinin değerlerini artıran azaltan ve taşkınlara açık zeminler (kenarları aktif faylarla sınırlı havzalar ve alüvyon yelpazeleri) üzerindedir. Ayrıca yapılaşma da çok katlı ve bitişik düzendedir. Deprem tehlikesini artıran bu tür yerleşim ve yapılaşma terk edilmeli ve Orta Anadolu'nun Türkiye deprem kuşakları haritasındaki konumu değiştirilmelidir.

ABSTRACT

Central Anatolia is a broad and structurally triangular-shaped area outlined by the Niğde and the Central Anatolian Fault Zone in the east, the Akşehir Fault Zone in the west-south-west, and the İzmir-Ankara-Erzincan suture zone in the north. Based on the type and nature of both active tectonic regimes and related structures (faults and basins) Central Anatolia is subdivided into two neotectonic districts. These are: (1) the Konya-Eskişehir neotectonic district, and (2) the Kayseri-Sivas neotectonic district. The part of Central Anatolia located in the west of Kesikköprü Fault and the Tuzgölü Fault Zone running between Kırıkkale in the north and Niğde in the south is termed as the Konya-Eskişehir neotectonic district, while the part of Central Anatolia situated in the east of same structures as the Kayseri-Sivas neotectonic district. Both the Kesikköprü Fault and the Tuzgölü Fault Zone form a transitional area and display characteristics of both neotectonic districts.

The Konya-Eskişehir neotectonic district is the eastern continuation of both the west-southwest Anatolian and Lakes district horst-graben systems. Therefore this area is characterised by an intracontinental tensional neotectonic regime and oblique-slip normal faulting. Among structures shaping the Konya-Eskişehir neotectonic district the Akşehir-Afyon, Ilgın, Konya-Karaman, Karapınar, Bulok, Tuzgölü, Çifteler-Akgöl and the Eskişehir grabens, and their margin-bounding faults such as the Akşehir, Niğde, Karacadağ, İnönü-Eskişehir and the Konya-Bulok fault zones can be mentioned.

The Kayseri-Sivas neotectonic district is the continuation of both the North Anatolian and the East Anatolian strike-slip fault systems. Therefore this area is characterised predominantly by a contractional-extensional type of

neotectonic regime and strike-slip faulting. Common structures shaping the Kayseri-Sivas neotectonic district are the NE-trending sinistral Central Anatolian and the Yıldızeli strike-slip fault zones, the NW-trending dextral Salanda, Seyfe, Yerköy, Boğazlayan fault zones and a series of NNW-, N-S- and NNE- trending short oblique-slip normal faults. In addition, there are a number of well-developed strike-slip basins (pull-apart basins) resulted from complexities of strike slip faults (bending, bifurcation, offset, stepover) in the Kayseri-Sivas neotectonic district. Some of these basins are the Erciyes, Tuzla, Salanda, Kavak, Şarkışla and the Sivas pull-apart basins.

Neotectonic regimes prevailing in Central Anatolia initiated in the post-early Pliocene time. Morphotectonic structures such as the deeply carved drainage systems, hanging valleys, fault terraces, fault-parallel aligned thermal springs and travertine occurrences, volcanic cones and fissures, graben-horsts and pull-apart basins, and total displacement accumulated on faults since their creation, and thick basin fills altogether indicate that Central Anatolia has been being deformed at a slow rate of approximately 2 mm/year since Middle Pliocene. Geometry and kinematic characteristics of morphotectonic structures and focal mechanism solutions of earthquakes indicate that general extension is ENE-WSW in Central Anatolia.

Central Anatolia is not a seismically inactive area, in contrast, faults have a potential of creating large, moderate and small earthquakes with the occurrence interval of ~ 1000-2000, 100-300 and 10-30 years, respectively. This is also proved by both historical and recent earthquakes. As in the case of whole Turkey, most of settlements in Central Anatolia are on weak grounds such as thick, unconsolidated and water-saturated neotectonic basin fills and alluvial fans controlled by active faults. Whereas such a kind of grounds magnify or decrease both earthquake parameters (period, amplitude, earth acceleration, structural anisotropy), and have a potential of liquefaction. Therefore, structures constructed on such a kind of ground are heavily damaged even if the earthquake is small. In addition, construction is also closely-spaced to joined, multifloor and earthquake-nonresistant. For these reasons, this

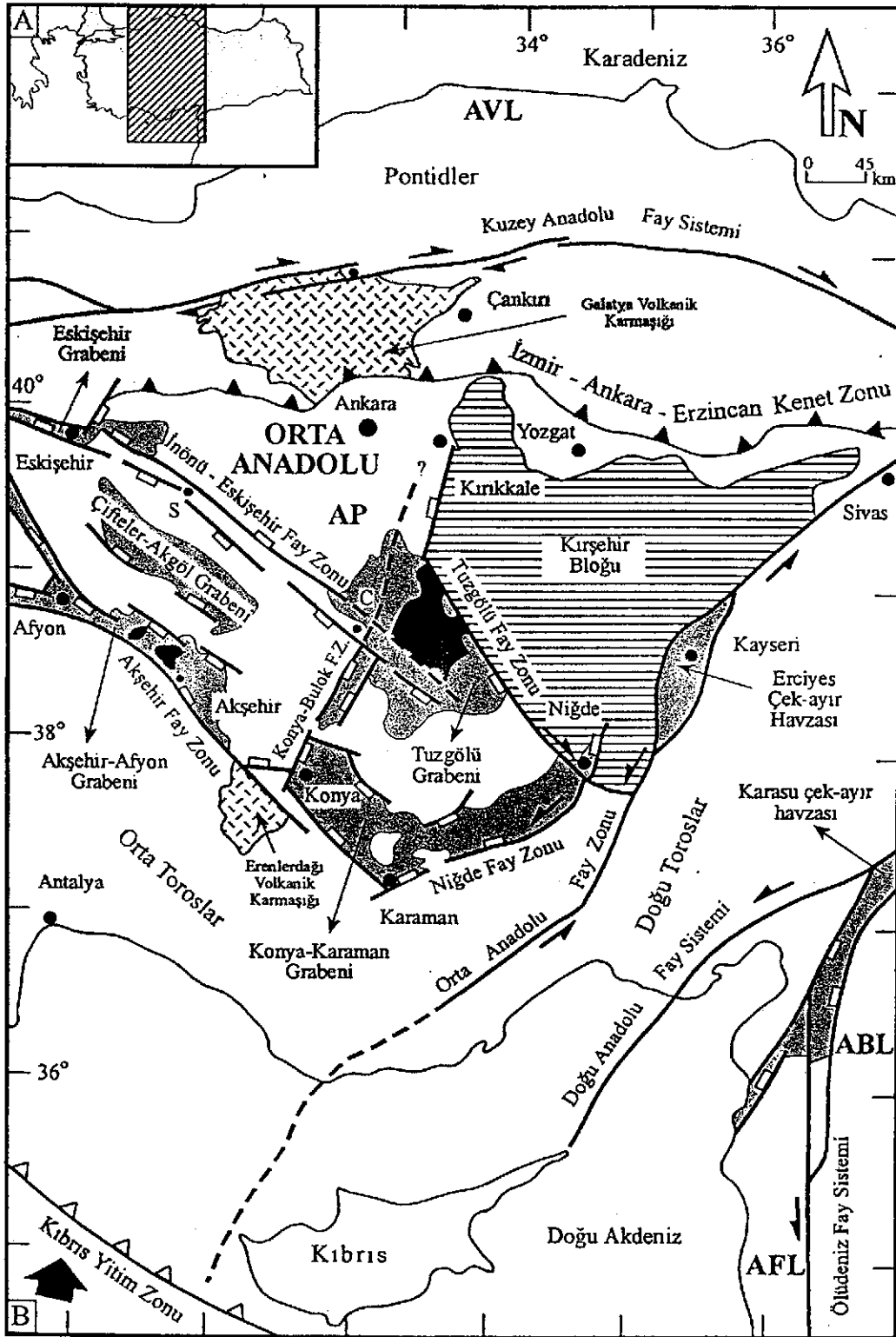
type of settlement and construction have to be given up. In the same way, the Central Anatolian section of the Earthquake Zonation map of Turkey has to be revised.

GİRİŞ

"Orta Anadolu" ya da "İç Anadolu" terimi coğrafik bir tanımdır ve ilkin Ketin (1966) tarafından önerilen "Anatolidler" in orta kesimini oluşturan alana karşılık gelmektedir. Orta Anadolu coğrafik olarak doğuda Sivas-Kayseri, güneyde Niğde-Karaman-Konya, batıda Afyon-Eskişehir ve kuzeyde Ankara-Çankırı-Yozgat il sınırlarıyla belirlenen oldukça geniş bir bölgedir. Orta Anadolu, yapısal olarak ise doğu-güneydoğuda Niğde ve Orta Anadolu fay zonları, batı-güneybatıda Akşehir Fay Zonu, kuzeyde de İzmir-Ankara-Erzincan kenet kuşağı ile sınırlanan yaklaşık üçgen biçimli ve düşük hızlı aktif bir tektonik deformasyon alanıdır (Şekil 1). Orta Anadolu'nun özellikle güneyde Akşehir, Konya-Karaman-Niğde, Tuzgölü ve kuzeybatıda Eskişehir çevresindeki kesimleri çok geniş, yer yer göl ve bataklıklarla kaplı Pliyo-Kuvaterner yaşlı "Ovalar"la biçimlenir. Bu nedenle, Orta Anadolu'yu denetleyen aktif tektonik rejim (neotektonik rejim) ilkin Şengör (1980) tarafından "Ova Rejimi" olarak adlanmıştır. Şengör (1980)'e göre "Ova", kenarları ikiden çok verrev atımlı fayla sınırlı havzadır. Günümüz jeoloji literatüründe "Ova Rejimi" herhangi bir yapısal ya da tektonik anlam içermemektedir. Ayrıca son yirmi yıl içinde, Orta Anadolu'da yapılan çeşitli jeolojik, jeofizik, paleomanyetik ve bölgesel konum belirleme (GPS) çalışmaları (Ünal ve Yüksel, 1978; Uygun, 1981; Koçyiğit, 1984; Görür ve diğ., 1984; Ercan, 1986; Pasquare ve diğ., 1988; Koçyiğit, 1991; Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999; Gürsoy ve diğ., 1998; Çemen ve diğ., 1999; Koçyiğit ve diğ., 2000a; Derman ve diğ., 2000; Toprak, 2000; Kadioğlu ve Eppelbaum, 2000; Dirik ve Erol, 2000; Tatar ve diğ., 2000; Koçyiğit ve Erol, 2001) Orta Anadolu'nun Geç Pliyosen-günümüz aralığında, eş zamanlı iki ayrı neotektonik rejimin denetiminde ve düşük hızda (yılda 2 mm den daha az) (Reilinger ve diğ., 1997) aktif deformasyon geçirmekte olduğunu ortaya koymuştur. Bu nedenle, Orta Anadolu'nun deformasyonuna yol açan aktif tektonik rejimler burada, Orta Anadolu Neotektonik Rejimleri

olarak adlanmıştır. Ancak, Orta Anadolu'yu denetleyen neotektonik rejim ve bu rejimi karakterize eden yapıların niteliği ve türü konusunda henüz ortak bir görüşe ulaşılamamıştır. Örneğin, Orta Anadolu'yu denetleyen önemli neotektonik yapılardan ikisi Tuzgölü ve Akşehir fay zonlarıdır (Şekil 1). "Tuzgölü Fayı", bazı araştırmacılara göre bindirme bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı bir fay (Şaroğlu ve diğ., 1987), diğer bazı çalışmacılara göre ise sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan normal bir faydır (Leventoğlu, 1994; Çemen ve diğ., 1999). Bir üçüncü görüşe göre de önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonudur (Beekman, 1966; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Toprak, 2000). Yine aynı şekilde, Orta Anadolu'yu güneybatıdan sınırlayan neotektonik yapı ("Akşehir Fayı") hakkındaki görüşler de farklıdır. Bu yapı Boray ve diğ. (1987) ve Barka ve diğ. (1995)'ne göre büyük açılı bir bindirme fayıdır. Bu görüşün tam aksine, söz konusu yapı verrev atımlı normal bir fay zonudur (Atalay, 1975; Demirkol ve diğ., 1977; Koçyiğit, 1984; Koçyiğit ve diğ., 2000a). Benzer şekilde, Orta Anadolu'yu denetleyen neotektonik rejim bazılarına göre sıkışma türündedir (Boray ve diğ., 1985; Barka ve diğ., 1995); diğer bazılarına göre ise, Orta Anadolu'nun yaklaşık batı yarısı genişleme türü, doğu yarısı ise sıkışma türü neotektonik rejimlerin denetimi altında deformasyon geçirmektedir (Koçyiğit, 1984; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999; Koçyiğit ve diğ., 2000a).

Diğer taraftan, Türkiye Deprem Kuşakları Haritası'nda (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996), Orta Anadolu'nun büyük kesimi 3., 4., ve 5. derece deprem kuşakları içinde yer almaktadır. Başka bir deyişle bölge, sismik etkinlik bakımından sakin ya da ona yakın özelliktedir. Ancak son yıllarda yapılan çalışmalar ve oluşan yeni depremler, Orta Anadolu'da çok sayıda aktif fayın olduğunu, buna karşın bitişik düzende ve çok katlı yapılaşmanın hızla sürdüğünü ortaya koymuştur. Birbirine zıt bu iki durum, Orta Anadolu'nun deprem potansiyelinin sanıldığından daha yüksek olduğunu ve bu nedenle yapılaşma ve yerleşimde yer seçimi konusuna, başka bir deyişle yapılaşma ve yerleşim alanının seçiminde jeolojik yapı ve zemin türüne gereken önemin verilmesini ve hatta Türkiye Deprem Kuşakları Haritası'nın özellikle Orta Anadolu'yu kapsayan kesiminde önemli



Şekil 1: Orta Anadolu ve yakın çevresinin (A) yalınlaştırılmış neotektonik haritası. AP. Anadolu Levhası, ABL. Arabistan Levhası, AFL. Afrika Levhası, C. Cihanbeyli, S. Sivrihisar.

Figure 1: Simplified neotectonic map of Central Anatolia and adjacent areas (A). AP. Anatolian Platelet, ABL. Arabian Plate, AFL. African Plate, C. Cihanbeyli, S. Sivrihisar.

revizyona gidilmesini zorunlu kılmıştır.

Bu makalenin amacı, güncel arazi verileri, tarihsel-güncel depremler ve literatür bilgileri ışığında, gerek yukarıda özetlenen jeolojik sorunları, gerekse Orta Anadolu'nun genel neotektonik özelliklerini ve depremselliğini öz biçimde irdelemektir. Bu makalede sunulan bilgiler ve haritalar yeni yerleşim ve yapılaşmada dikkate alınmalı, ancak yeni yerleşim ve her tür yapılaşmada, söz konusu alan ve yakın çevresinin amaca uygun fay, depremsellik, jeomorfolojik ve zemin türü haritaları 1/25 000 ve 1/10.000 ölçeklerinde imar planlarına baz oluşturacak ayrıntı ve doğrulukta yeniden yapılmalıdır.

TEKTONİK KONUM

Orta Türkiye ve yakın çevresindeki önemli neotektonik yapılar sırayla sağ yanal doğrultu atımlı Kuzey Anadolu Fay Sistemi, sol yanal doğrultu atımlı Doğu Anadolu Fay Sistemi, sol yanal doğrultu atımlı Ölü Deniz Fay Sistemi ve Kıbrıs Yitim Zonudur (Şekil 1). Arabistan Levhası, Ölü Deniz Fay Sistemi boyunca kuzey-kuzeydoğuya doğru, Afrika Levhasına göre daha büyük bir hızla devinmektedir. Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay sistemleri ise Anadolu levhacığının sınırlarını oluşturmakta ve Anadolu levhacığı, bu iki fay sistemi boyunca BGB yönde devinmekte ve Helen Kıbrıs yitim zonu boyunca Afrika Levhasının okyanusal kesimi üzerine bindirmektedir (Şekil 1). Orta Anadolu Neotektonik bölgesi, Anadolu levhacığının orta kesimini oluşturmakta ve yukarıda sözü edilen ana neotektonik yapılar dışında kalan ve ikinci derecede öneme sahip olan çok sayıda neotektonik yapı ile karakterize edilir. Bu yapılar iki gruba ayrılır: (1) KD- ve KB- gidişli sol ve sağ yanal doğrultu atımlı faylar (Orta Anadolu Fay Zonu ve Tuzgölü Fay Zonu gibi), ve (2) KB- ve KD- gidişli verivert atımlı normal faylar (Akşehir Fay Zonu, İnönü-Eskişehir Fay Zonu, Konya-Bulak Fay Zonu ve Niğde Fay Zonu gibi). Bu iki grup neotektonik yapıya göre, Orta Anadolu Neotektonik Bölgesi iki alt neotektonik bölgeye ayrılır. Bunlar: (1) Konya-Eskişehir neotektonik bölgesi ve (2) Kayseri-Sivas neotektonik bölgesidir (Şekil 1). Birinci alt neotektonik bölge çekme türünde bir neotektonik rejim ve ilgili yapılarla (normal faylar), ikinci neotektonik bölge ise sıkışma-genişleme türünde bir neotektonik rejim ve ilgili yapılarla

(egemen olarak doğrultu atımlı faylar) temsil edilir. Her iki alt neotektonik bölge arasında gerek yapısal, gerekse tektonik rejim açısından bir geçiş vardır ve bu geçiş zonunu da, önemli miktarda normal bileşene sahip olan Tuzgölü Fay Zonu ve Kesikköprü Fayı oluşturur (Şekil 1 ve 2). Her iki neotektonik rejim ve ilgili yapılar, Orta Anadolu'nun neotektonik çerçevesi içinde aşağıda öz biçimde açıklanacaktır.

Orta Anadolu ve yakın çevresindeki diğer önemli tektonik birimler ve yapılar ise Kırşehir bloğu, Galatya volkanik karmaşığı, Erenlerdağ volkanik karmaşığı ve geç Eosen öncesi kapanmış olan Kuzey Neotetisin günümüzdeki yerini temsil eden İzmir-Ankara-Erzincan Kenet Kuşağıdır (Şekil 1) (Görür ve diğ., 1984; Ercan, 1986; Koçyiğit, 1991; Dirik ve Göncüoğlu, 1999; Koçyiğit, 1984; Koçyiğit ve Beyhan, 1998; Koçyiğit ve diğ., 2000a; Koçyiğit ve diğ. 2001). Kırşehir bloğu Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfitle, Geç Kretase yaşlı ofiyolitik birimler, her ikisini de kesen Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı granitoidler, Geç Kretase-Erken Tersiyer yaşlı denizel ve karasal birimler ile Miyosen-Kuvaterner yaşlı karasal sedimanter-volkanik birimlerden oluşur. Pliyo-Kuvaterner yaşlı, henüz deformasyon geçirmemiş olan istifler ise neotektonik havza dolgusunu oluşturur. Galatya volkanik karmaşığı Kampaniyen-Kuvaterner yaşlı andezitik-riyolitik-bazaltik volkanitler ile denizel-karasal sedimanter birimlerin ardışımından oluşur. Kuzey Neotetis kolunun kuzeye Sakarya Levhasının altına yitimi, çarpışması ve çarpışma sonrası her iki levha sınırındaki kıtasal kesimler arasındaki yakınsama, değişik yaş ve evrelerde oluşmuş volkanit ve sedimanter istiflerle temsil edilir (Koçyiğit, 1991; Koçyiğit ve diğ., 2001). Erenlerdağ volkanik karmaşığı ise Miyosen-Pliyosen yaşlı andezitik-bazaltik volkanitlerden oluşur. Bu karmaşık, Anadolu-Afrika-Arabistan Levhaları arasındaki yakınsama, ya da Afrika Levhasından kopan bir levha parçasının Anadolu Levhacığı altında yitmesi ve ergimesinden kaynaklanmış olmalıdır (Innocenti ve diğ., 1975).

ORTA ANADOLU'NUN GENEL NEOTEKTONİK ÖZELLİKLERİ

Orta Anadolu iki ayrı neotektonik rejim ve bu rejimlerle ilgili iki ayrı fay sistemi ile karakterize edilir. Bunlar: (1) Çekme türü neotektonik rejim ve normal faylanma sistemi, (2) Sıkışma-

genişleme türü neotektonik rejim ve doğrultu atımlı faylanma sistemidir.

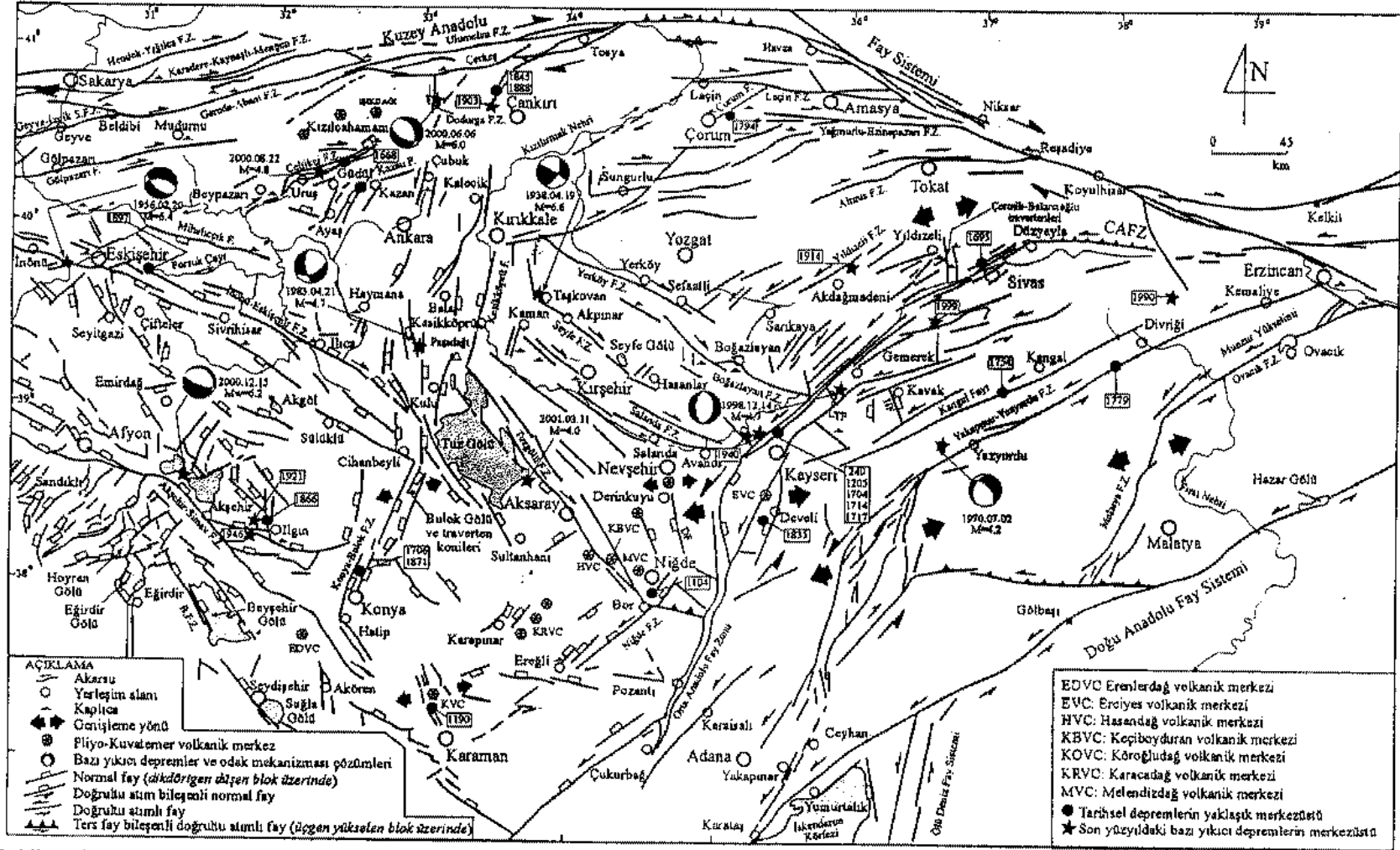
Çekme türü neotektonik rejim ve ilgili yapılar

Orta Anadolu'nun batı yarısını denetleyen rejim, Güneybatı Anadolu ve Göller bölgesindeki kıta içi genişleme rejiminin doğu devamıdır (Koçyiğit ve diğ., 2000a, 2000b). Yaklaşık olarak Orta Anadolu'nun doğuda Tuzgölü Fay Zonu ve Kesikköprü fayının batısında kalan kesimi egemen olarak çekme türü neotektonik rejimin etkisi altındadır (Şekil 1 ve 2). Bu nedenle bu bölge Konya-Eskişehir Neotektonik bölgesi olarak adlanmıştır. Konya-Eskişehir neotektonik bölgesinde dört fay takımı gelişmiştir. Bunlar egemen oluşlarına göre KB-, KKD-, KD- ve BKB-gidişli fay takımlarıdır. Her biri değişik boyut ve sayıda faydan oluşan bu fay takımlarından, Orta Anadolu'nun depremselliğinde etkin rol oynayan faylar sırayla Akşehir, İnönü-Eskişehir, Tuzgölü, Konya-Bulok, Niğde ve Çeltikçi fay zonlarıdır (Şekil 1 ve 2). Bunların dışında çok sayıda ve küçük boyutta faylar da var. Ancak bunların tümünü burada anlatmak bu makalenin amacı dışındadır. Orta Anadolu'nun batı yarısı, tıpkı güneybatı Anadolu ve Göller bölgesi gibi, verrev atımlı normal faylar ile çok sayıda horst ve grabene bölünmüştür. Bunlar arasında Akşehir-Afyon, Konya-Karaman-Niğde, Tuzgölü, Çifteler-Akgöl ve Eskişehir grabenleri en belirgin olanlarıdır (Şekil 1 ve 2). Aşağıda bu grabenler ve özellikle onların kenar fayları daha ayrıntılı şekilde açıklanmıştır.

Akşehir Fay Zonu. Bu yapının varlığı ve niteliği ilkin Atalay (1975) tarafından rapor edilmiştir. Ancak yapıya bu yazar tarafından her hangi bir ad verilmemiştir. Daha sonra Koçyiğit (1984) tarafından, fay üzerinde yer alan ve fayın da en iyi gözlemlendiği yerlerden birisi olan Akşehir ilçesinin adıyla, bu bölgesel yapı önce "Akşehir Fayı", sora da Akşehir Fay Zonu olarak adlanmıştır ve ayrıntılı biçimde haritalanıp analiz edilmiştir (Koçyiğit ve diğ., 2000a). Akşehir Fay Zonu, diğer bazı araştırmacılar tarafından da incelenmiş, adlanmış ve yorumlanmıştır. Örneğin, Boray ve diğ., (1985), Şaroğlu ve diğ. (1987), Akşehir Fay Zonu'nu, "Sultandağı Fayı" olarak yeniden adlamışlar ve büyükaçılı bir bindirme fayı olarak yorumlamışlardır. Bu yorum uygun olarak da, Isparta Açısı ve Orta Anadolu'nun sıkışma türünde bir neotektonik rejim ile denetlendiği ileri sürülmüştür (Boray ve

diğ., 1985; Barka ve diğ., 1995). Ancak, 15 Kasım 2000 tarihinde oluşan Sultandağı depreminin odak mekanizması çözümüyle (Şekil 2) bir kez daha kanıtlanmış olduğu gibi, Sultandağlarının kuzey eteğini, başka bir deyişle içinde Eber ve Akşehir göllerinin yer aldığı çöküntünün güneybatı kenarını sınırlayan yapı, bindirme fayı değil verrev atımlı normal bir fay zonudur, neotektonik rejimin türü de sıkışma değil genişlemedir (Koçyiğit ve diğ., 2000a; Koçyiğit ve Özacar, 2001).

Akşehir Fay Zonu, doğrultusu yer yer değişmekle birlikte, genel olarak KB-gidişli, yaklaşık 450 km uzunluğunda, 2-7 km genişliğinde verrev atımlı normal bir fay zonudur. Kuzeybatıda Sındırgı-Simav ile kuzeydoğuda Karaman arasında sürekli olmayan yüzeylemeler sunar. Uzunluğu birkaç yüz metre ile 50 km arasında değişen, birbirine koşut-yarı koşut uzanımlı bir ana ve çok sayıda sentetik ve antitetik faydan oluşur. Faylar yer yer iyi gelişip korunmuş, kuzeydoğuya doğru 70-80 derece ile eğimli fay aynaları ve devinim yönünü belirgeleyen kayma çizikleri sergiler. Akşehir Fay Zonu'nun en belirgin ve sürekli olduğu alan Doğanhisar-Akşehir-Çay ve Afyon arasındadır. Bu bölgede yaklaşık 120 km uzunluğunda olan fay zonunun kuzeydoğu bloğu aşağı düşerek Akşehir-Afyon grabenini, güneybatı bloğu da yükselerek Sultandağları horstunu oluşturmuştur (Şekil 1). Sultandağlarını kat ederek kuzeydoğuya doğru graben içine akan dereler, yataklarını 800-1200 m kadar derine kazmıştır. Fay boyunca faya koşut dizilmiş ve kalınlığı yer yer 300 metreye varan alüvyon yelpazeleri, sıcak ve soğuk su kaynakları, üçgen yüzeyler, fay taraçaları, fay aynaları ve üzerindeki kayma çizikleri ve asılı vadiler Akşehir Fay Zonu'nu oluşturan fayların varlığını ve de verrev atımlı normal faylar olduğunu açık biçimde ortaya koymuştur. Akşehir Fay Zonu, Erken-Orta Miyosen yaşlı birimler ile daha yaşlı metamorfik kayalar arasındaki bindirmeyi (Sultandağ ve Yakasinek bindirme fayları) keser ve öter. Bu nedenle Akşehir Fay Zonu Miyosen'den daha genç olup, olasılıkla Pliyosen'de oluşmuş ve günümüzde diridir. Fay zonu üzerinde, oluşumundan günümüze değin birikmiş olan düşey atım miktarı 870 metredir. Ana fayın oluşum yaşı geç Pliyosen kabul edildiğinde, yıllık ortalama devinim miktarı 0.3 mm dir (Koçyiğit ve diğ., 2000a). Daha sonra depremsellik bölümünde



Şekil 2: Orta Anadolu ve yakın çevresinin neotektonik haritası. DF. Derinkuyu Fayı, HF. Hınızdağ Fayı, TF. Tuzla Fayı. (Deprem odak mekanizması çözümleri McKenzie, 1972; Jackson and McKenzie, 1984; Baran ve Erkmen, 1998; Kalafat, 1998; Tokyo Üniversitesi Deprem Araştırma Enstitüsü: ERI, 2000 ve Kaliforniya Teknoloji Enstitüsü: CALTECH, 2000'den alınmıştır).

Figure 2: Neotectonic map of Central Anatolia and adjacent areas. DF. Derinkuyu Fault, HF. Hınızdağ Fault, TF. Tuzla Fault. (Earthquake focal mechanism solutions have been taken from McKenzie, 1972, Jackson and McKenzie, 1984, Baran ve Erkmen, 1998, Kalafat, 1998, Tokyo University Earthquake Research Institute: ERI, 2000, California Technology Institute: CALTECH, 2000)

daha ayrıntılı biçimde anlatılacağı gibi Akşehir Fay Zonu genişleme türünde aktif bir tektonik yapı olup, küçük ve orta büyüklükte deprem üretmektedir. Bu durum 1921 Argıthanı-Akşehir, 1946 Ilgın-Argıthanı ve en son 2000 Sultandağı depremleriyle kanıtlanmıştır (Koçyiğit ve diğ., 2000a; Koçyiğit ve Özacar, 2001). Bu depremler ile, Akşehir Fay Zonu'nun Çay ile Argıthanı arasında kalan kesiminde önemli enerji boşalımı olmakla birlikte fay zonunun gerek doğu gerek batı kesiminde hala önemli sismik boşluklar (enerji birikim alanları) vardır, başka bir deyişle fay zonunun çok uzak olmayan gelecekte deprem tehlikesi sürmektedir.

İnönü-Eskişehir Fay Zonu. Sivrihisar-İnönü arasında kalan kesimi ilkin Şaroğlu ve diğ. (1987) tarafından gözlenmiş, haritalanmış ve alt bölümler halinde ayrı ayrı adlanıp yorumlanmıştır. Örneğin, İnönü-Dodurga arasındaki kesimi "İnönü-Dodurga Fay Zonu", Eskişehir yakın güneyindeki kesimi "Eskişehir Fay Zonu", Sivrihisar batısında yer alan Kaymaz kasabası ve yakın çevresindeki kesimi ise "Kaymaz Fayı" olarak adlanmış ve diri olduğu vurgulanmıştır. Aynı yazarlar, KB-gidişli olan fay segmentlerini doğrultu atımlı, D-B ve BKB- gidişli fayları da normal faylar olarak yorumlamışlardır. Daha sonra, İnönü-İnegöl arasındaki kesimi, Koçyiğit ve diğ. (1991) tarafından 1/25.000 lik ölçeğe ayrıntılı biçimde haritalanıp kinematik analizi yapılan bu tektonik hattın, Sivrihisar yükselminin her iki tarafını izleyerek güneydoğuda Tuzgölü'ne değin süreksiz yüzlekler biçiminde devam ettiği belirlenmiş ve bu tektonik zona, daha önce kullanılan adlara bağlı kalınarak bu çalışmada İnönü-Eskişehir Fay Zonu adı verilmiştir. Bu fay zonunun, Tuzgölü'nün kuzeybatısında kalan kesimleri de değişik adlar altında ve genel özellikleriyle birçok araştırmacı tarafından incelenmiştir (Koçyiğit, 1991; Çemen ve diğ., 1999).

İnönü-Eskişehir Fay Zonu en kuzeybatıda İnegöl İlçesi batısı ile güneydoğuda Sultanhan arasında uzanan yaklaşık 430 km uzunluğunda, 15-25 km genişliğinde, batı yarısı genel olarak BKB-, doğu yarısı ise KB- gidişli, önemli sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı normal bir fay zonudur (Şekil 1 ve 2). Fay zonunun kuzeybatı kesimlerinde batıdan doğuya doğru İnegöl, Bozüyük grabenleri; orta kesiminde ise Sivrihisar yükselimi (horstu) ile ayrılmış, kuzeyde Eskişehir, güneyde Çifteler-

Akgöl grabenleri; en doğuda ise Tuzgölü grabeni, İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nun önemli yapısal öğeleridir (Şekil 1 ve 2). İnönü-Eskişehir Fay Zonu, boyutları birkaç yüzmetre ile 60 km arasında değişen, birbirine koşut-yarı koşut uzanımlı bir ana fay ile çok sayıda sentetik ve antitetik faylardan oluşur. Faylar yer yer iyi korunmuş fay aynaları, devinim yönünü ve fayın niteliğini belgeleyen kayma çizikleri sergiler. Bu veriler, İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nu oluşturan fayların, önemli sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı normal faylar olduğunu gösterir. Diğer taraftan, gerek 1956 Eskişehir depremi odak mekanizması çözümünden (McKenzie, 1972), gerekse makalede kullanılan şekillerden açık biçimde görülmesine karşın, "Eskişehir Fay Zonu", Altunel ve Barka (1998) tarafından, "sağ yönlü doğrultu atımlı normal bileşenli bir fay zonu" olarak yorumlanmıştır (Altunel ve Barka, 1998 de Şekil 2, 4, 5 ve 7). Fayların ortalama eğim miktarı 66-85 derece arasında değişir. Diğer taraftan, batıda Eskişehir ile doğuda Tuzgölü arasında, Sakarya nehrinin kendisi ve kolları (örneğin Susurluk çayı, Bayraktarözü dere, Çardaközü dere, Ilıcaözü dere ve Temürözü dere gibi), İnönü-Eskişehir Fay Zonu içindeki faylar tarafından kontrol edilir ve sağ yanal yönde 10 km ye varan miktarlarda ötelenir. Kayma çizikleri dışındaki bu veriler, fayların sağ yanal doğrultu atım bileşeni için önemli belirteçlerdir. Eskişehir'in İnönü ilçesi çevresinde, faylar 75-80 derece ile kuzeye doğru olup, fayların kuzey bloğu aşağı düşmüş ve düşen blok üzerinde oldukça kalın (~100 m) alüvyon yelpazeleri gelişmiştir. Burada hesaplanan düşey atım miktarı yaklaşık 200 m dolayındadır. Eskişehir güneyinde ise Porsuk Çayının çökeltmiş olduğu Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı (Gerçek Saraç, kişisel görüşme, 1999) akarsu çakıllaşları, ırmağın bugünkü yatağına göre 400 m kadar yükseltilmiş ve birer fay taraçası olarak yüzeylemektedir. Bütün bu gözlemler, ana fay üzerindeki normal devinim hızının yaklaşık 0.07-0.13 mm/yıl olduğunu göstermektedir.

İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nu oluşturan fayların çoğu diri olup, bu faylar, küçük ve orta büyüklükte deprem üretme potansiyeline sahiptir. İnönü-Eskişehir Fay Zonu içinde ve yakın çevresinde 20. yüz yılda büyüklüğü 4 ve üzerinde en az 14 deprem meydana gelmiştir (Altunel ve Barka, 1998). Bunlardan son yüzyıl

içinde olanı 1956 Eskişehir depremidir (Şekil 1 ve 2). 6.4 büyüklüğündeki bu deprem Eskişehir ve Bilecik illeri ile onlara bağlı daha küçük yerleşkelerde önemli hasara yol açmıştır (Ergin ve diğ., 1967). Benzer şekilde 4 büyüklüğündeki 1974 Yeni Mehmetli depremi, Ankara ilinin 90 km batısındaki faylardan (İnönü-Eskişehir fay Zonu) kaynaklanmış olmasına karşın Yeni Mehmetli'de hasara, Ankara da ise birçok binanın camlarının kırılmasına yol açmıştır. Özetle, gerek sismik etkinlik (Baran, 1996), gerekse faylara koşut dizilmiş sıcaksu kaynakları (kaplıcalar), traverten oluşumları, ötelenmiş akarsular, faylara asılı kalmış vadi ve akarsu taraçaları, İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nu oluşturan fayların çoğunun diri olduğunu kanıtlamaktadır. Ancak, bu fay zonu, yeterli düzey ve ayrıntıda henüz incelenebilmiş değildir.

Konya-Bulok Fay Zonu. Büyük kesimi 4. ve 5. derece deprem bölgesinde gösterilmiş olan Konya ili ve yakın çevresinde, Karadağ çevresi dışında, aktif faylardan hemen hemen hiç söz edilmez. Buna karşın, ilkin Koçyiğit (1984) tarafından, Konya il merkezinin hemen batısından geçen ve Konya ovasını batıdan sınırlayan yaklaşık K20-30D gidişli ve doğuya eğimli verrev atımlı aktif fayların varlığı gözlenip haritalanmış ve yayımlanmıştır. Daha sonra aynı bölgede ayrıntılı çalışmalar yapan Eren (2000), bu fayların varlığını ve aktif olduğunu bir kez daha vurgulamış ve bu tektonik hattı "Konya Fay Zonu" olarak adlandırmıştır. Son yıllarda bölgesel ölçekte sürdürdüğümüz neotektonik çalışmalar, bu fayların, KKD doğrultusunda Cihanbeyli ilçesi doğusuna, olası olarak da daha kuzeydeki Kırıkkale'ye değin uzanabileceğini göstermiş ve bu uzanım içindeki faylar, yine zon içindeki önemli bir yapının da adıyla (Bulok gölü grabeni) bu çalışmada Konya-Bulok Fay Zonu olarak adlanmıştır (Şekil 1 ve 2).

Güneybatıda Konya iline bağlı Hatip bucağından başlayıp, KKD doğrultusunda Konya grabeni batı kenarı, Altınekin grabeni, Bulok grabeni ve oradan da daha kuzeyde Kırıkkale güneybatısına değin uzanan tektonik hat yaklaşık 10-20 km genişlikte, 250 km uzunlukta ve KKD-gidişli bir fay zonu oluşturur. Fay zonu birkaç yüzmetre ile 35 km uzunlukta, birbirine koşut-yankuşut uzanımlı çok sayıda verrev atımlı normal faydan oluşur (Şekil 2). Konya-Bulok Fay Zonu, Cihanbeyli civarında KB-gidişli İnönü-Eskişehir Fay Zonu, Kulu ilçesi kuzey-

doğusunda ise Tuzgölü Fay Zonu ile kesişir ve onlar ile eşlenik bir yapı oluşturur (Şekil 1). Fay zonu henüz yeterli ayrıntıda incelenip analiz edilmemiştir. Bununla birlikte, fay zonu içindeki fay denetimli Kuvaterner yaşlı akarsu-göl tortullarının kalınlığı yer yer 350-400 m ye değin erişmektedir. Örneğin Konya grabeninin batısında, Kuvaterner öncesi tüm birimler, faylar tarafından kesilip düşey atıma uğratılmış ve böylece, Kuvaterner yaşlı, kalın ve pekişmemiş yelpaze tortulları, Miyosen ve yer yer de daha yaşlı metamorfik kayalarla karşı karşıya getirilmiştir. Fayların aşağı düşen doğu bloğundaki yelpazeler üzerinde açılan sondaj kuyularında, Kuvaterner öncesi temele, yüzeyden (1050 m) itibaren değişik derinliklerde (50-350 m) rastlanırken, aynı birimler, yükselmiş olan fayın batı bloğunda yaklaşık 1500 m yükseklikte yüzeylenmektedir. Başka bir deyişle Geç Pliyosen'den beri, faylar üzerinde birikmiş olan düşey atım miktarı 500-850 m arasında değişmektedir. Konya-Bulok Fay Zonu'nun önemli yapılarından birisi de Cihanbeyli ilçesinin güneydoğusundaki Bulok gölü grabenidir. Bu yapı, kenarları aktif faylar ile çevrili olup, değişik boyutta ve çok sayıda traverten konisi ve bu konilerin oluşumuna kaynaklık eden sıcaksu kaynaklarını içerir (Canik,1988). Konilerin uzun eksen ve dizilimleri fayların genel gidişine koşuttur. Fay zonunun daha kuzeyde kalan kesimi ise Kızılırmak Nehri'ni denetlemektedir. Bu kesimdeki önemli yapılardan birisi de Kesikköprü Fayı'dır. Özetle Konya-Bulok Fay Zonu, gerek tarihsel gerekse son yüzyıl içinde oluşan depremlerin de kanıtlamış olduğu gibi, küçük ve orta büyüklükte depremler üreten aktif bir yapıdır. 1706 ve 1871 tarihsel depremleri ile 1983 Kulu-Bala depremi, Konya-Bulok Fay Zonu içinde yer almakta ve zon içindeki bazı fayların diri olduğunu kanıtlamaktadır. 1983 depremi Kulu ve Bala ilçelerine bağlı köylerde önemli hasara yol açmıştır. Bu depremlerle ilgili eş hasar eğrilerinin genel gidişi de bu fay zonunun genel gidişi ile uyumludur (Eyidoğan ve diğ., 1991). Şaroğlu ve diğ. (1987) de Bala ilçesi doğusundan geçen fay zonu içinde KKD-gidişli aktif faylar haritalamışlardır.

Niğde Fay Zonu. Kuzeydoğuda Niğde ile güneybatıda Karaman illeri arasında uzanan, yaklaşık 170 km uzunluğunda, 5-8 km genişliğinde, önemli miktarda sol yanal doğrultu atım bileşeni olan verrev atımlı normal bir fay

zonudur (Şekil 1 ve 2). Niğde Fay Zonu da, Tuzgölü Fay Zonu gibi, doğu-güneydoğudaki sıkışma-genişleme (doğrultu atımlı faylanma) türü neotektonik bölge ile batıdaki genişleme türü neotektonik bölge arasında bir geçiş zonudur. Bu nedenle sol yanal doğrultu atım bileşeni fazladır.

Niğde Fay Zonu kuzeydoğuda Niğde ilinin daha da kuzeydoğusundan başlar ve güneybatı doğrultusunda süresiz fakat yer yer çok belirgin ve çizgisel yüzeylemeler verir. Konya-Karaman grabeninin güneydoğu kenarını sınırlayan fay zonu, boyutu birkaç km ile 25 km arasında değişen, birbirine koşut-yarı koşut uzanımlı fay segmentlerinden oluşur. Niğde metamorfileri ve diğer Geç Pliyosen öncesi kayalar, Niğde Fay Zonu tarafından Pliyo-Kuvaterner yaşlı graben dolgusu ile karşı karşıya getirilmiştir. Güneydoğuda Orta Toroslar'ın oluşturduğu yüksek topoğrafyadan doğup kuzeybatıya ve graben içine doğru akan dereler, fay zonuna girdiklerinde "S" biçiminde hafifce bükülür ve faylar üzerinde sol yanal bir devinimin de olduğunu belgeler. Akarsular graben kenar faylarını geçerken ani enerji azalması ile yüklerini boşaltarak graben kenar faylarına koşut olarak dizilmiş bir seri yelpaze oluşumuna yol açmıştır. Bunlardan en büyüğü, üzerinde Ereğli ilçesinin bulunduğu ve Aydınkent Çayı tarafından çökeltilmiş olan Ereğli yelpazesidir. Ayrıca, Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı eski yelpaze tortulları, faylar tarafından kesilip yükseltilmiş (30-120 m) ve graben kenar faylarına asılı kalmış fay taraçalarına dönüşmüştür. Konya-Karaman grabeninin en kuzeydoğu kesimini oluşturan Niğde çöküntüsünün güney kenarında, Geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı yelpaze çakıltaşları, kuzeye doğru dikçe eğimli basamak türü faylarla kesilip yer yer Niğde Masifi ile faylı dokunağa da getirilmiştir. Bu yelpaze tortulları ve graben dolgusu içinde yapılan jeofizik çalışmalar (Ali Uygun, sözlü görüşme, 1998), bu tortulların 350 m ye yakın bir kalınlıkta olduğunu ve bu kesimde, graben kenar fayları üzerinde Geç Pliyosen'den beri birikmiş olan toplam düşey atım miktarının da 400 m dolayında olduğunu göstermiştir. Bu değer, Niğde Fay Zonu üzerindeki düşey devinim hızının ortalama 0.13 mm/yıl olduğunu göstermektedir.

Fayların genel gidişine koşut dizilmiş ve yakınsak kesimleri faya bitişik alüvyon yel-

pazeleri, "S" biçiminde bükülmüş akarsular, sıcak su kaynakları ve traverten oluşumları, erken Kuvaterner yaşlı fay taraçaları yanı sıra tarihsel depremler (örneğin, 1104 Niğde depremi gibi) Niğde Fay Zonu'nun en azından kuzeydoğu yarısının aktif olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 2). Bu fay zonu da yeterli ayrıntıda incelenmemiş olup, burada çok genel bilgiler verilmiştir.

Çeltikçi Fay Zonu. Güneybatıda Beypazarı ile kuzeydoğuda Kızılcahamam doğusunda uzanan tektonik hat, ilkin Öngür (1977) tarafından haritalanmış ve "Çeltikçi Grabeni" olarak adlanmıştır. Faylar da aynı yazar tarafından eğim atımlı normal faylar olarak yorumlanmıştır. Daha sonra Ayaş-Güdül-Çeltikçi bölgesini çalışmış olan Gökten ve diğ. (1996), Çeltikçi Fay Zonu içindeki yaklaşık KD ve DKD gidişli fayları, "doğrultu atım bileşeni egemen olan verev atımlı normal faylar" olarak yorumlamışlardır. Ancak bu makalenin yazarı bu yorumu katılmamaktadır. Çünkü, bir fay adlanırken ya da yorumlanırken kullanılacak iki önemli kriterden birisi fayın geometrisi diğeri ise fayın egemen atım bileşeninin türüdür. Burada egemen olan bileşen doğrultu atım olduğuna göre, sözü edilen fay zonu da normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu-atımlı fay ya da fay zonu olarak adlanmalıydı. Yazar ayrıca, faylanma mekanizması olarak, Gökten ve diğ.(1996) ve Gökten ve Baran (1999) tarafından önerilen "KKB-GGD doğrultulu çekmeye de katılmamaktadır. Belirtilenin tam aksine, bu bölgede aynı doğrultuda sıkışma vardır (Kıratzi, 1993). Yaklaşık 65 km uzunluğunda, 2-8 km genişliğinde ve K60° D gidişli olan tektonik hat, bu çalışmada yapıların en belirgin olduğu yerin adıyla Çeltikçi Fay Zonu olarak adlanmıştır. Çeltikçi Fay Zonu da, birbirine koşut-yarı koşut uzanımlı, boyutları 1-10 km arasında değişen fay segmentinden oluşur. Uzun eksenleri ana fayların genel gidişine koşut uzamış tepeler, sağ yanal yönde ötelenmiş dereler, dar-uzun ve çizgisel çöküntüler, derin-dar uzun vadiler (Kirmir Çayı ve kolları gibi) doğrultu atımlı faylara özgü yapılardır. Diğer taraftan Kampaniyen-Miyosen yaşlı volkanitler ve sedimanter birimler ve bu birimler içinde gelişmiş kıvrımlar Çeltikçi Fay Zonu tarafından kesilip ötelenmiş ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı havza dolgusu ile karşı-karşıya getirilmiştir. Yatağını derine kazmış olan Kirmir çayının çökelttiği Pliyo-Kuvaterner çakıltaşları,

çayın günümüzdeki yatağına göre 50-125 m kadar yükseltilmiş ve faylara asılı taraçalar olarak kalmıştır (Koçyiğit, 1991). Bu gözlemler, Çeltikçi Fay Zonu'nun önemli miktarda normal bileşeninin de olduğunu göstermektedir. Gerek morfotektonik yapılar ve gerekse tarihsel depremler (örneğin, 1668 Ankara depremi) ve güncel depremler (örneğin, 4.8 büyüklüğündeki 22 Ağustos 2000 Uruş depremi ve diğerleri) (Baran, 1996), Çeltikçi Fay Zonu'nun küçük ve orta büyüklükte deprem üretebilen, önemli miktarda normal bileşeni bulunan sağ yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu kanıtlamıştır. Çeltikçi Fay Zonu'nun genel gidişi, 45-50 km kuzeybatıdan geçen Kuzey Anadolu Fay sistemine koşut olup, bu yapı, Konya-Eskişehir çekme türü neotektonik bölge ile, Kuzey Anadolu sıkışma-genişleme (doğrultu atımlı faylanma) türü neotektonik bölge arasında bir geçiş zonu oluşturur (Şekil 2). Çeltikçi Fay Zonu'nda yeterli ayrıntıda incelenmemiştir.

Sıkışma-genişleme türü (Doğrultu atımlı faylanma) neotektonik rejim ve ilgili yapılar

Orta Anadolu'nun, yaklaşık olarak Niğde ve Kırıkkale illerinin doğusunda kalan kesimi, başka bir deyişle batıda yer alan Kesikköprü Fayı ve Tuzgölü Fay Zonu'nun doğusunda kalan kesimi, egemen olarak doğrultu atımlı faylanma ile karakterize edilen sıkışma-genişleme türü bir neotektonik rejimin denetimi altındadır (Şekil 1 ve 2). Bu alan, burada Kayseri-Sivas Neotektonik bölgesi olarak adlanıp açıklanacaktır.

Kayseri-Sivas neotektonik bölgesini temsil eden neotektonik yapılar egemen olarak üç doğrultuda gelişmiştir. Bunlar KD-, KB- ve KKD- ile KKB- gidişli yapılardır. Yozgat-Yıldızeli çizgisinin güneyinde kalan KD-gidişli yapılar sol yanal doğrultu atımlı faylardır. Bunların en iyi gözlenip haritalanmış ve incelenmiş olanı Orta Anadolu ve Yıldızeli fay zonlarıdır. (Şekil 2) (Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999; Koçyiğit ve Erol, 2001). Aynı çizginin kuzeyinde kalan KD-gidişli yapılar ise sağ yanal doğrultu atımlı faylardır. Bunlardan en belirgin ve Orta Anadolu içinde de uzananı ise Yağmurlu-Ezinepazarı fay zonudur. KB-gidişli yapılar ise egemen olarak sağ yanal doğrultu atımlı faylar olup, bunların önemli miktarda normal bileşeni de vardır. Bu grup yapıların arazide gözlenip haritalanmış

olanları Tuzgölü, Salanda, Seyfe, Yerköy ve Boğazlayan fay zonlarıdır (Şekil 2). Gidişleri KKB ile KKD arasında değişen ve genelde bir zon ya da kuşak oluşturmayan, doğrultu atımlı faylara oranla daha kısa olan faylar ise verev atımlı normal faylar olup, sıkışma-genişleme türü neotektonik rejimin genişlemeden sorumlu öğeleridir. Bunların çoğu çok genç (Pliyo-Kuvaterner) magma ve sıcak su çıkış yerleri olup yüzeyde volkan konileri, dayklar, açılma çatlakları ve traverten oluşum yerlerinin merkezleridir, ya da çek-ayır havzalarının kenarlarını sınırlamaktadır. Bunların genel doğrultusu, aynı zamanda, bölgesel en büyük sıkışmaya koşut, fakat genişleme yönüne de diktir (Şekil 2). Her üç grup neotektonik yapıdan önemli bazıları aşağıda öz biçimde açıklanacaktır.

Orta Anadolu Fay Zonu. Bölgesel ölçekli aktif bir yapı olduğu ilk kez Koçyiğit ve Beyhan (1998,1999) tarafından belirlenmiş ve Orta Anadolu Fay Zonu adıyla ulusal ve uluslararası literatüre tanıtılmıştır. Orta Anadolu Fay Zonu'nun Orta ve Batı Toroslar arasındaki sınırı oluşturan yaklaşık 80 km uzunluğunda ve KKD-gidişli kesimi, ilkin French (1916) tarafından "Tekir Grabeni", Blumenthal (1941) tarafından "Ecemiş Koridoru", Metz (1956) tarafından "Tekir Dislokasyonu", Ketin (1960) tarafından da "Ecemiş Dislokasyonu" olarak adlanıp tanıtılmıştır. Daha sonra Yetiş (1978), aynı yapıyı "Ecemiş Fay Zonu olarak haritalamış ve adlamıştır. Aynı kesim Şengör ve Yılmaz (1981) tarafından, Eosen yaşlı bir dönüşüm fayı olarak da yorumlanmıştır. Bu çalışmaların hiç birinde fay zonunun gerçek boyutu, kinematik özelliği ve yaşı tam olarak ortaya konmamıştır.

Orta Anadolu Fay Zonu kuzeydoğuda Erzincan kuzeybatısında Kuzey Anadolu Fay Sisteminden ayrılır ve yaklaşık D-B doğrultusunda Düzyayla'ya kadar gelir. Burada güneybatıya doğru doğrultu değiştiren fay zonu aynı doğrultuda ve Kızılırmak Nehri'ni kontrol ederek Kayseri iline değin devam eder. Bu kesimde ikinci bir doğrultu değişimi ile GGB gidişi kazanır ve aynı doğrultuda Çukurbağ Köyü'ne değin belirgin biçimde izlenir. Çukurbağ kuzeyinde yeniden güneybatıya döner ve bu yönde süresiz yüzlekler halinde Anamur'a oradan da Deniz altında Adana ve Antalya denizel havzalarının sınırını oluşturarak Kıbrıs'ın batısına değin uzanır (Şekil 1 ve 2) (Hessleitner, 1954; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999).

Kuzeydoğuda Erzincan ile güneybatıda Akdeniz arasında, yer yer doğrultu değiştirmekle birlikte, genelde KD-doğrultusunda uzanan Orta Anadolu Fay Zonu, toplam 800 km uzunluğunda ve 2-80 km genişliğinde, sol yanal doğrultu atımlı aktif bir fay zonudur. Doğrultu atımlı faylanmaya özgü tüm yapısal, kinematik ve morfolotektonik özellikleri sergiler. KD-gidişli birçok alt fay zonu ve bunları birbirine bağlayan yaklaşık K-G gidişli genişleme yapılarından (verev atımlı normal fay, mağma ve sıcak su çıkış yerleri-kaplıcalar, dayklar, çek-ayır havzaları, v.b. gibi) oluşur. Ancak burada bu yapıların ayrıntısına girilmeyecektir.

Orta Anadolu Fay Zonu, "Ecemiş Fayı" ya da "Ecemiş Koridoru" olarak bilinen ve Oligosen öncesi paleotektonik dönemden kalıtsal bir yapının neotektonik dönemde (Pliyo-Kuvaterner) yeniden aktivite kazanarak kuzeydoğu ve güneybatı yönlerinde yırtılmasıyla oluşmuş neotektonik bir yapıdır. Oluşumundan beri fay zonu içinde gözlenmiş olan sağ yanal doğrultu atım miktarı 5.4 km olup (Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999), bu değer fay zonu üzerindeki ortalama deformasyon hızının yaklaşık 2mm /yıl olduğunu gösterir ve bu değer uzay ve yer bazlı jeodezi ölçümleriyle saptanmış olan Orta Anadolu'nun yıllık deformasyon hızına yakındır (Reilinger ve diğ., 1997). Orta Anadolu Fay Zonu'nu oluşturan fayların çoğu, gerek jeolojik ve morfolotektonik yapılar, gerekse tarihsel ve güncel depremler tarafından da kanıtlanmış olduğu gibi aktiftir (Şaroğlu ve diğ., 1987; Ambraseys ve Finkel, 1995; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999; Koçyiğit ve Erol, 2001). Orta Anadolu Fay Zonu küçük ve Orta büyüklükte deprem üreten bir yapıdır. Bu konu daha sonra depremsellik bölümünde daha ayrıntılı olarak açıklanacaktır.

Tuzgölü Fay Zonu. KB-gidişli kıta içi bu tektonik yapı ilkin Beekman (1966) tarafından belirlenmiş ve Tuzgölü Fay Zonu olarak tanıtılmıştır. Daha sonraki bazı çalışmalarda ise, aynı yapıya "Koçhisar-Aksaray Fayı", "Tuzgölü Fayı" ve "Koçhisar-Aksaray Fay Zonu" gibi değişik adlar verilmiştir (Uygun, 1981; Şaroğlu ve diğ., 1987; Derman ve diğ., 2000). Ancak, Beekman tarafından yapılan adlanmanın gerek ilk ve gerekse çok daha genel oluşu nedeniyle, bu çalışmada da Tuzgölü Fay Zonu terimi kullanılmıştır.

Tuzgölü Fay Zonu kuzeybatıda Paşadağı ile

güneydoğuda Bor ilçesi arasında uzanan, yaklaşık 220 km uzunluğunda, 15-25 km genişliğinde, önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonudur (Şekil 1 ve 2). Paşadağı ile Bor arasındaki kesimi oldukça çizgisel olup, 5-80 km uzunlukta, birbirine koşut-yarı koşut uzanan birçok faydan oluşur (Şekil 2). Pliyo-Kuvaterner yaşlı neotektonik birimler, Tuzgölü Fay Zonu tarafından Pliyosen öncesi temel kayalarla karşı karşıya getirilmiştir (Şekil 2). Ancak, Hanobası'nın yakın güneyinden başlayarak güneydoğuya doğru gidildiğinde Tuzgölü Fay Zonu, Miyosen-Kuvaterner yaşlı Hasandağı, Keçiboyduran ve Melendizdağı volkanitlerini kesip yer yer ötelemiştir. Örneğin, Keçiboyduran volkanik merkezini Hasandağı volkanik merkezine göre, yine aynı şekilde Melendizdağı volkanik merkezini de Keçiboyduran volkanik merkezine göre sağ yanal yönde 13 km kadar ötelemiştir (Şekil 2 de HVC, BBVC ve MVC'yi karşılaştırınız). Benzer fakat değişik miktarlardaki (birkaç yüz metre ile 15 km) ötelemeler Toprak (2000) tarafından da saptanmıştır. Bor ilçesinden sonra doğuya doğru doğrultu değiştiren Tuzgölü Fay Zonu, önemli miktarda ters fay bileşeni kazanır ve en güneydoğuda Orta Anadolu Fay Zonu ile birleşir (Şekil 2) (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Gerek bu nedenle, gerekse bölgesel gerilim sistemi ile uygunluğu nedeniyle, Tuzgölü Fay Zonu, Orta Anadolu Fay Zonu'nun eşleniği olarak yorumlanmıştır.

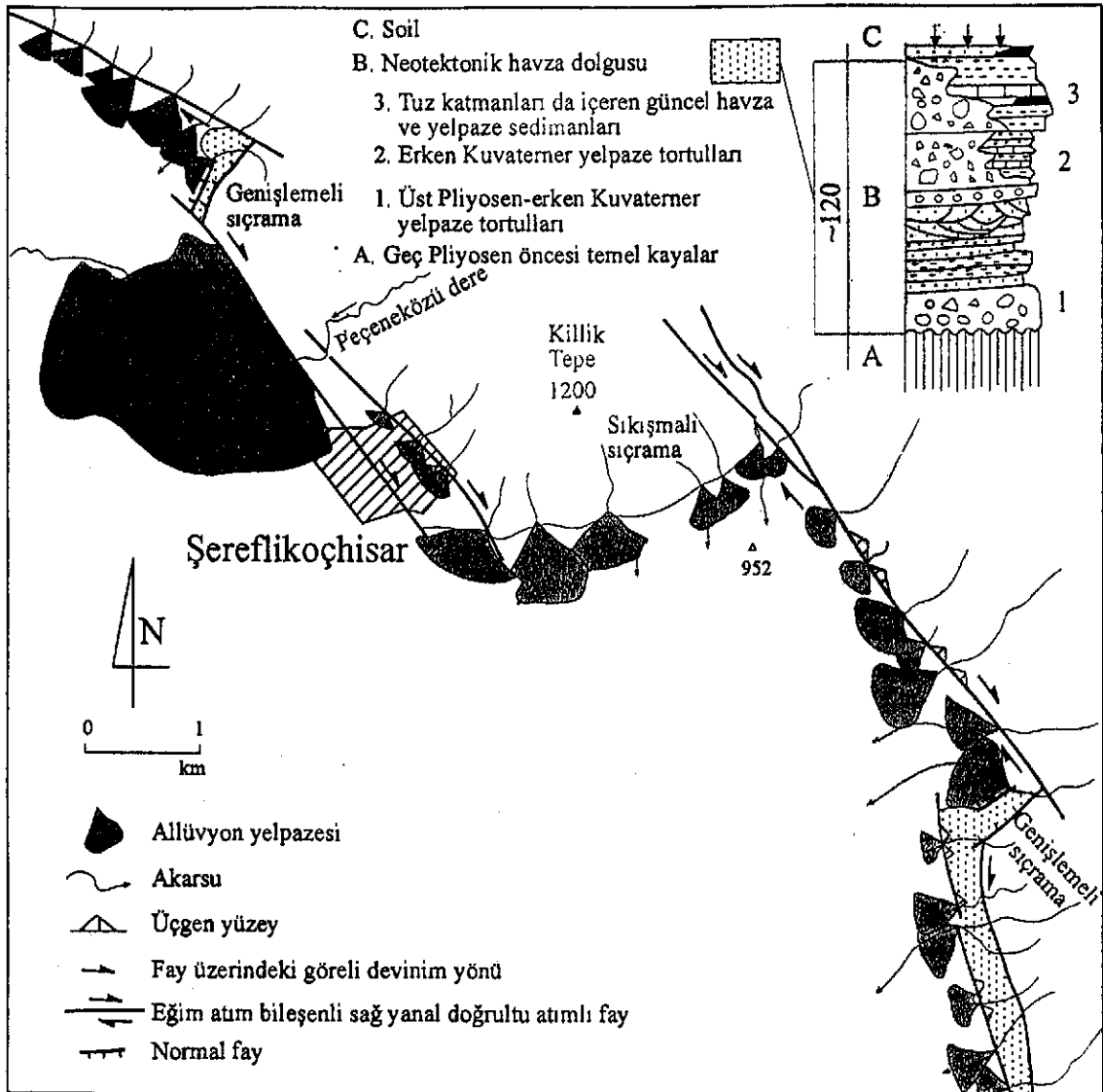
Tuzgölü Fay Zonu özellikle Bor ve Paşadağı arasındaki kesimi boyunca, doğrultu atımlı faylara özgü geometri ve morfolotektonik yapılar sergiler. Bunlardan en özgün olanları, doğrultusu boyunca sağa ve sola sıçrayarak oluşturduğu yerel genişleme ve sıkışma alanları (extensional right stepping and compressional left stepping), asılı vadiler ve derelerin "Z" şeklinde ya da saat devrim yönünde bükülmeleridir. Bu yapıların en iyi gözlemlendiği alanlardan biri Şereflikoçhisar ve yakın çevresidir (Şekil 3). Tuzgölü havzasının kuzeydoğu kenarını sınırlayan Tuzgölü Fay Zonu, havzanın bu kenarı boyunca Maastrihtiyen-Eosen yaşlı Paleotektonik dönem birimlerini, Geç Pliyosen-Kuvaterner yaşlı neotektonik birimlerle karşı karşıya getirir (Şekil 4). Paleotektonik birimler içindeki kıvrım eksenleri, katmanlar ve stratigrafik boşluklar (uyumsuzluklar) Tuzgölü Fay Zonu tarafından kesilir (Şekil 4a,b,c).

Kuzeydoğudaki yüksek topoğrafyadan güneybatıya doğru havza içine akan dereler, faylara yaklaşırken "Z" biçiminde bükülmüş ve derelerin yataklarını derine kazması ile kuzeydoğu blokta oluşmuş vadilerin ağzında genç ve oldukça kalın alüvyon yelpazeleri gelişmiştir (Şekil 4). Vadiler arasındaki KKD-gidişli sırtların, Tuzgölü Fay Zonu tarafından kesilmesiyle oldukça yeni üçgen yüzeyler de oluşmuştur (Şekil 4). Aktif faylanmanın özgün belirteçleri olan bu morfotektonik yapıların en iyi geliştikleri ve gözlemlendiği yerlerden birisi de Tuzgölü Fay Zonu'nun Şereflikoçhisar-Hanobası kesimidir (Şekil 4). Burada geç Pliyosen-Erken Kuvaterner yaşlı yelpazeler de faylar tarafından kesilerek yükseltilmiş (20-50 m) ve fay taraçaları olarak askıda kalmış, hatta sağ yanall yönde ötelenmiştir (Şekil 4a,d,e). Benzer şekilde, Aksaray ili de yaklaşık 50 m kalınlığında fakat oldukça geniş bir alüvyon yelpazesi üzerinde kurulu bulunmaktadır. Aksaray yelpazesi adı verilen bu yapı, Melendiz Çayı'nın Tuzgölü Fay Zonu'na eriştiği yerde yatağını derine kazması ve fay zonunun dışına çıktığı yerde de enerjisinin birden bire azalmasıyla oluşmuş olup, yelpaze üzerinde yapılan jeofizik çalışmalar (Tezel, 1972), buradaki düşey atım miktarını yaklaşık 130 m olarak saptamıştır. Özetle, buraya değin anlatılan morfotektonik yapılar, fay taraçaları ve düşey atım değerleri, Tuzgölü Fay Zonu'nun önemli miktarda normal bileşeni de olan sağ yanall doğrultu atımlı aktif bir yapı olduğunu, ancak fay zonu içindeki deformasyon hızının, Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu Fay Sistemleri'ne oranla çok daha az olduğunu göstermektedir.

Önceki bölümlerde açıklanmış olduğu gibi, Tuzgölü Fay Zonu'nun yalnızca niteliği değil, fakat aynı zamanda yaşı da tartışmalıdır. Tuzgölü Fay Zonu'nun yaşı konusunda bugüne değin öne sürülen görüşler iki grupta toplanabilir: (1) Tuzgölü Fay Zonu'nun oluşum yaşı Maastrihtiyen'dir (Uygun, 1981; Çemen ve diğ., 1999; Derman ve diğ., 2000), (2) geç Miyosen'dir (Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Leventoğlu, 1994). Ancak bu makalenin yazarı her iki görüşe de katılmamaktadır. Çünkü, Tuzgölü Fay Zonu, bugünkü niteliği ile önemli normal bileşeni olan sağ yanall doğrultu atımlı bir yapıdır ve önceki bölümlerde de anlatıldığı gibi Orta Anadolu'daki neotektonik dönemin önemli öğelerinden biridir. Orta Anadolu ve

yakın çevresinde, Geç Miyosen hatta Erken Pliyosen sıkışma-daralma (kıvrımlanma ve ters faylanma) ile karakterize edilen eski tektonik (paleotektonik) dönemin en son evresidir (Koçyiğit, 1991; Koçyiğit ve diğ., 2000a; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999; Koçyiğit ve Erol, 2001). Orta Anadolu'daki önemli istiflerden birini oluşturan Geç Miyosen-Erken Pliyosen yaşlı Cihanbeyli Formasyonu (Turgut, 1978) kıvrımlı olup, bu kıvrımlar Tuz Gölü Fay Zonu'nu oluşturan faylar tarafından kesilir. Bu nedenle de, Orta Anadolu'da gerek neotektonik dönemin başlangıç yaşı, gerekse Tuzgölü Fay Zonu'nun oluşum yaşı erken Pliyosen sonrasıdır. Bütün bunlara karşın, Tuzgölü Fay Zonu'nun kinematik özelliği, atım miktarı ve güneybatı bloğundaki Tuzgölü çöküntüsünün niteliğini kesin biçimde açıklayabilmek için, bu zon içinde ayrıntılı jeolojik ve jeofizik çalışmaların yapılması zorunludur. Çünkü, şimdiye değin, doğrudan Tuzgölü Fay Zonu'nu konu alan herhangi bir çalışma yapılmamıştır. Daha önce anlatılmış olan faylar gibi, Tuzgölü Fay Zonu'da küçük ve orta büyüklükte depremlere kaynaklık eden aktif bir yapıdır. Nitekim, bu makalenin kaleme alındığı sırada oluşan son bir deprem ile (4.0 büyüklüğündeki 2001,03.11 Aksaray depremi) bu durum birkez daha kanıtlanmıştır (Şekil 2).

Salanda Fay Zonu. İlk Koçyiğit (1984) tarafından saptanıp "Salanda Fayı" olarak adlandırılmış olan bu tektonik zon, güneydoğuda Avanos ile güneybatıda Kaman ilçeleri arasında yer alır (Şekil 2). Yaklaşık 20 km genişlikte, 140 km uzunlukta ve KB-gidişli olan Salanda Fay Zonu, birbirine koşut yarı koşut uzanımlı, 20-60 km uzunlukta çok sayıda faydan oluşur. Uzanımı boyunca Kızılırmak Nehri'ni denetleyen fay zonu, kuzeyde Kırşehir masifinin önemli birimlerinden olan Orta Anadolu Metamorfikleri (Dirik ve diğ., 1999) ile güneyde Kapadokya platosunu oluşturan volkanitleri birbirinden ayıran önemli bir yapısal hattır. Yer yer iyi gelişip korunmuş fay aynaları ve önemli normal bileşeni işaret eden kayma çizikleri sergiler. Fay zonu boyunca dizilmiş sıcak su kaynakları, güncel traverten oluşumları, faylar tarafından kesilip yükseltilmiş ve faylara asılı kalmış Pliyo-Kuvaterner yaşlı fay taraçaları Salanda Fay Zonu'nun varlığını ve en azından potansiyel aktif fay zonu niteliği taşıdığını belgelemektedir. Salanda Fay Zonu, Tuzgölü Fay Zonu'na koşut



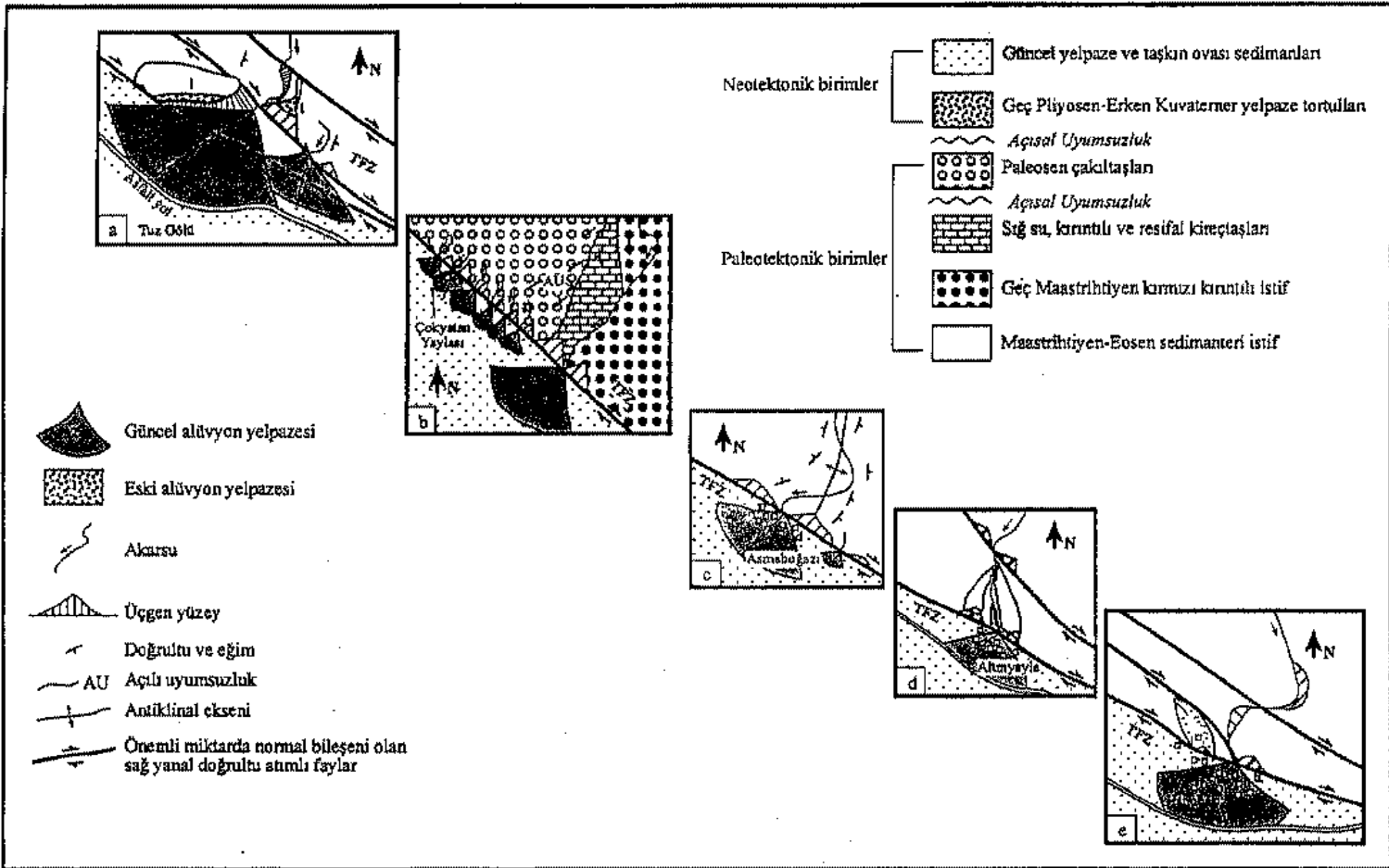
Şekil 3: Şereflikoçhisar çevresinde doğrultu atımlı faylara özgü yapıları (sağa ve sola sıçrama ile oluşmuş sıkışmalı ve genişlemeli bölgeler) gösteren ölçeşiz harita ve neotektonik havza dolgusu.

Figure 3: Sketched map showing strike-slip faulting-related structures (right stepover and left stepover) and neotectonic basin fill.

olup, önemli miktarda normal bileşeni olan sağ yanal doğrultu atımlı bir yapıdır. Fay zonunun bu niteliği morfolojiye de yansımıştır. Fayların normal bileşenlerinin morfolojik yansıması olarak, fay zonu, yatağını derine kazmış olan Kızılırmak Nehri tarafından akaçlanan bir graben görünümü kazanmıştır. Salanda Fay Zonu da yeterli ayrıntıda incelenmemiştir.

Seyfe Fay Zonu. Yaklaşık 120 km uzunluğunda ve birkaç km genişliğinde sağ yanal doğrultu atımlı bir fay zonu olup, Seyfe gölü

çüküntüsünün güney kenarını kontrol eder. Güneydoğuda Hasanlar beldesi ile kuzeybatıda Kırıkkale arasında uzanan Seyfe Fay Zonu sürekli olmayan, birkaç yüzmetre ile 20 km uzunlukta, birbirine koştur uzanımlı faylardan oluşur. Fay zonu, Hasanlar ile Taşkovan arasında KB-gidişli iken, Taşkovan'dan başlayarak KKB'ya doğru doğrultu değiştirir ve genişleme türünde bir büklüm oluşturur (Şekil 2). Fay zonunun KKD bloğu GGB bloğuna göre alçalmış olup, bu durum fayın normal bileşenini



Şekil 4: Önelemiş Pliyo-kuvaterner yaşlı fay taraçaları, faya koşut dizilmiş alüvyon yelpazeleri, üçgen yüzeyler, "Z" biçiminde bükülmüş dere yatakları gibi morfotektonik yapılar ile eski ve yeni tektonik birimlerin karşı karşıya gelişini gösteren öçeksiz harita ve üç boyutlu görünümüler.

Figure 4: Sketched map and three-dimensional views depicting morphotectonic structures such as offset Plio-Quaternary fault terraces, fault-parallel-aligned alluvial fans, triangular facets, 'Z'-shaped stream beds, and tectonic juxtaposition of paleotectonic and neotectonic units.

de yansıtmaktadır. Fay zonunun arazide ve yüzeyde gözlenen geometrik özellikleri ve 19 Nisan 1938 tarihinde oluşan 6.6 büyüklüğündeki Kırşehir depremi, Seyfe Fay Zonu'nun aktif bir yapı olduğunu kanıtlamıştır (Arni, 1938; Alsan ve diğ., 1975). Seyfe Fay Zonu'nun Akpınar-Taşkovan kesiminin aktif hale geçmesiyle oluşan Kırşehir depremi sırasında yaklaşık 15 km uzunluğunda yüzey kırık zonu gelişmiştir. Kırık zonu birkaç on metre ile birkaç yüz metre genişlikte olup yaklaşık K45-10B gidişlidir. Kırıklar yer yer mermer ve granitoid gibi sert kristalin temeli kesip yanal yönde 1m ve düşey yönde 0.6 m kadar ötelemiştir. Depremin odak mekanizması çözümü (Jackson and McKenzie, 1984), Seyfe Fay Zonu'nun sağ yanal doğrultu atımlı bir yapı olduğunu bir kez daha göstermiştir. 1938 Kırşehir depremi, Orta Anadolu'da, geçtiğimiz yüzyıl içinde oluşan en büyük deprem olup, deprem sırasında 158 can kaybı ve toplam 3860 adet her türden yapı tümüyle yıkılmış ya da ağır hasar görmüştür. Özetle, Seyfe Fay Zonu aktif bir yapı olup, yapının güneydoğu ve kuzeybatı uçları hala bir sismik boşluk niteliği taşımaktadır.

Buraya değin açıklanmış olan deprem kaynakları dışında, Kayseri-Sivas neotektonik bölgesini karakterize eden daha birçok fay ve fay zonu vardır. Bunların başında da KD-GB gidişli sol yanal doğrultu atımlı Yıldızeli Fay Zonu ile KB-gidişli Yerköy ve Boğazlayan fay zonları gelmektedir. Sismik bakımdan çoğu diri olan ve genel özellikleriyle, yukarıda açıklanmış bulunan faylar gibi olan bu fay zonlarının ayrıntısına burada girilmeyecektir. Kırşehir Bloğu kuzeyde Yozgat ile güneyde Aksaray arasında kalan kesimi, KB-gidişli ve birbirine koştur uzanımlı Tuzgölü, Salanda, Seyfe, Boğazlayan ve Yerköy fay zonları ile fay zonlarının genel gidişine koştur uzanan dört çöküntü alanına (Tuzgölü, Kızılırmak, Seyfe ve Yerköy çöküntüleri) ve bunlar arasında uzanan dört yükselime bölünerek deforme edilmiştir. Kırşehir Bloğu'nun deformasyonu, düşük hızda da olsa, günümüzde sürmektedir. KB- ve KD- gidişli aktif fayların yol açtığı deformasyon ve morfolotektonik yapı, Kırşehir Bloğu'ndaki akaçlama sistemine de yansımıştır. Bu nedenle Kırşehir Bloğu'nun batı yarısı KB-gidişli aktif faylar ve akaçlama sistemi, doğu yarısı ise KD-gidişli aktif faylar ve onlara koştur akaçlama sistemi ile karakterize edilir.

Bunun en güzel örneğini ise Kızılırmak Nehri oluşturur (Şekil 2).

KKB ve KKD gidişli faylar. Bunlar genellikle kısa (birkaç yüz metre ile 20 km) ve bireysel genişleme türü yapılardır. Bunların en özgün morfolotektonik belirteçleri volkan konileri, sıcak su kaynakları, güncel traverten oluşum merkez ve açılma çatlakları, yarım graben türünde çek-ayır havzalarıdır. Kayseri-Sivas neotektonik bölgesinde gözlenip haritalanmış olan genişleme yapıları arasında Erciyes, çek-ayır havzası, Derinkuyu havzası, Tuzla yarım'graben, Kavak yarım grabeni, Çermik-Bakırcıoğlu traverten oluşumları ile bunların kenar fayları sayılabilir (Şekil 2). Bunlardan özellikle Tuzla yarım grabeni ve bu yarım grabeni batıdan sınırlayan Tuzla Fayı aktif bir yapıdır. Tuzla Fayı, Gemerek ilçesi güneybatısında yer alan yaklaşık KKB-gidişli, 18 km uzunluğunda, doğuya doğru içbükey ve doğuya eğimli, veriv atımlı normal bir faydır (Koçyiğit ve Beyhan, 1998). Fayın yükselen batı bloğu Geç Kretase yaşlı serpantinlerden oluşurken, aşağı düşen doğu bloğunda ise, suların birikmesiyle oluşan gölde, iklimsel koşullara bağlı olarak zaman zaman tuz çökelişi, gölsel ve akarsu sedimantasyonuna eşlik etmektedir. Gölün fayla sınırlı batı kenarında da, faya koştur dizilimli yelpaze ve deltalar oluşmuştur. Tuzla Fayı'nın 14 Aralık 1998 tarihinde aktif hale gelmesiyle 4.7 büyüklüğünde bir deprem (Sarıgölan-Gemerek depremi) oluşmuş ve deprem sırasında 262 adet değişik türden yapı ağır ve orta derecede hasar görmüştür. Depremin odak mekanizması çözümü, Tuzla Fayı'nın (Şekil 2 de TF) yaklaşık K-G gidişli ve doğuya eğimli normal bir fay olduğunu bir kez daha kanıtlamıştır (Baran ve Erkmen, 1998; Koçyiğit ve Erol, 2001).

ORTA ANADOLU'NUN DEPREMSELLİĞİ

Türkiye Deprem Kuşakları Haritası'nda (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, 1996) Orta Anadolu'nun yaklaşık $\frac{3}{4}$ ü 3., 4. ve 5. derece deprem bölgesi olarak gösterilmiştir. Örneğin, batıda Afyon-Eskişehir ve orta kesimlerde Kırşehir-Kırıkkale yakın çevresi dışında kalan hemen hemen tüm Orta Anadolu (Ankara, Aksaray, Yozgat, Sivas, Kayseri, Nevşehir, Niğde, Karaman, Konya illeri ve onlara bağlı yerleşkeler) 3., 4. ve 5. derece deprem bölgesi olarak tanımlanmıştır. Ancak bu eksik ve yer yer de yanlış tanımlamalar, Orta Anadolu'nun

neotektonik özelliklerinin (özellikle de diri fayların) yeterli derecede bilinmemesinden kaynaklanmıştır. Orta Anadolu ve yakın çevresinin neotektonik ve sismotektonik haritalarına (Şekil 2 ve 5) bakıldığında, bu eksik ve yanlış tanımlama hemen görülür. Bu haritalar ayrıca, Orta Anadolu'nun sismik etkinliğinin, sanıldığı gibi çok düşük olmadığı, aksine bölgenin küçük ve orta büyüklükte deprem tehlikesine açık bulunduğunu da göstermektedir. Son elli yıl içinde elverişli olmayan zeminler üzerinde hızla sürdürülen bitişik düzendeki çok katlı denetimsiz yapılaşma, Orta Anadolu Bölgesi'nde deprem tehlikesini bir kat daha artırmıştır.

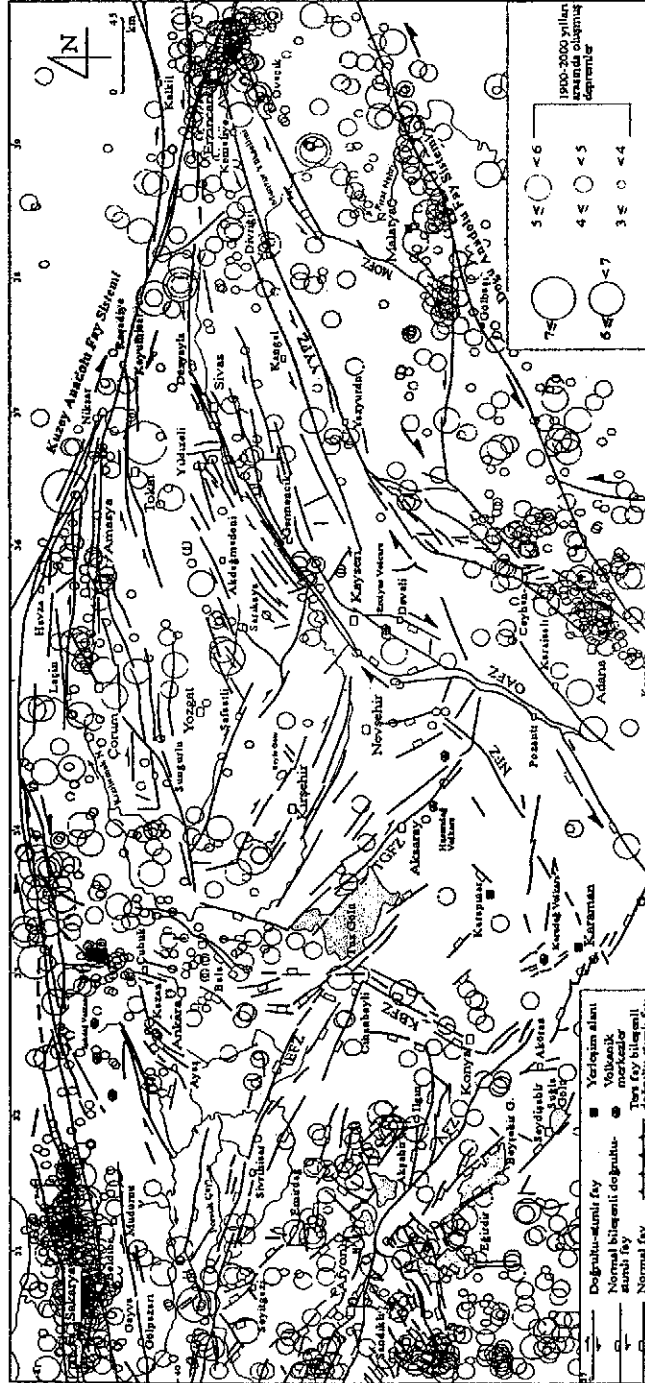
Orta Anadolu'nun önemli deprem kaynakları sırayla Orta Anadolu, Akşehir, Seyfe, İnönü-Eskişehir, Niğde, Konya-Bulok, Çeltikçi ve Tuzgölü fay zonları olup, bunların genel özellikleri, daha önce neotektonik bölümünde öz biçimde anlatılmıştır. Bu fay zonları gerek tarihsel dönemlerde gerekse henüz geride bıraktığımız 19. asırda orta büyüklükte yıkıcı deprem üretmiş olup, günümüzde de üretmeye devam etmektedir. Örneğin, 4.0 büyüklüğündeki 2001.03.11 Aksaray depremi bu son depremlere bir örnek olup Tuzgölü Fay Zonu'ndan kaynaklanmıştır (Şekil 2 ve 5). Tarihsel dönemlerde Orta Anadolu'da oluşan ve kayıtlarına ulaşılabilen deprem sayısı 17 adettir (Tablo 1). Bu depremler özellikle Kayseri, Çankırı ve Ankara'da can kaybı ve hasara yol açmıştır. Benzer şekilde, son yüzyıl içinde Orta Anadolu'da oluşmuş yıkıcı deprem sayısı 19 adettir (Tablo 2). Büyüklükleri 4.2 ile 6.6 arasında değişen bu depremler Kırşehir, Eskişehir, Arğıthani, Ilgın, Akşehir, Bünyan-Sarioğlu ve Uruş (Ankara) da ağır hasar ve can kaybına yol açmıştır. Orta Anadolu'da oluşmuş bazı önemli tarihsel ve güncel depremler hakkında aşağıda özet bilgiler sunulmuştur.

Tarihsel Depremler

Ayrıntısı, dışmerkezinin kesin yeri ve büyüklüğü tam olarak bilinmemekle birlikte, kayıtlarına erişilebilen tarihsel depremler (Çizelge 1) Çankırı, Ankara kuzeybatısı, Ilgın, Konya, Karaman, Niğde, Develi, Kayseri, Sivas ve yakın çevresinde oluşmuş olup, tümü önceki bölümlerde anlatılmış olan deprem kaynakları (fay ve fay zonları) ile ilintilidir (Şekil 2). Bunlardan milattan sonra 240 yılında oluşan depremin IX şiddetinde olduğu ve Kayseri

yöresini etkilediği rapor edilmiştir (Soysal ve diğ., 1981). Ancak bu deprem ile ilgili başka bir bilgi yoktur. Buna karşın 1104 depremi Niğde yöresinde oluşmuştur. 1104 tarihsel Niğde depremi de IX şiddetinde olup, bu deprem sırasında 40.000 can kaybı olduğu rapor edilmiştir (Soysal ve diğ., 1981). Ancak bu deprem ile ilgili başka bilgi yoktur. Bu deprem Niğde Fay Zonu'nun aktif olduğunu kanıtlamaktadır. Nitekim 1998 Yakapınar (Adana) depremi sırasında, 140 km uzaklıktaki Niğde ilinde, Niğde Fay Zonu'na koşut bir hat üzerindeki yapılarda hasar oluşmuştur. Bu durum bir taraftan yapılaşmaya elverişli olmayan zeminin deprem parametrelerinin değerini büyütmesi, diğer taraftan da Niğde Fay Zonu'ndaki enerji birikimiyle ilgilidir. VIII şiddetinde olduğu rapor edilen (Soysal ve diğ., 1981) 1190 Karaman tarihsel depremi hakkında da başka bir bilgiye erişilememiştir. Bu deprem, Karaman ilinin kuzeybatısındaki KKB-gidişli verrev atımlı Karadağ normal fay seti içine düşmekte olup bu faylardan bazılarının diri olduğunu kanıtlamaktadır (Şekil 2). Benzer şekilde VIII şiddetinde olduğu rapor edilen 1205 Kayseri depremi hakkında da bilgi yoktur. Ancak bu deprem Orta Anadolu Fay Zonu içinde yer almaktadır (Şekil 2).

Şiddeti belirtilmemiş olan 12 ve 15 Ağustos 1668 Ankara tarihsel depremleri Haziran 1668 sonlarında öncül depremlerle başlamış ve bu depremler 12 Ağustos 1668 tarihine değin aralıklarla sürmüştür. 12 Ağustos 1668 günü ana şoku olmuş ve Beypazarı'nda ağır hasar ve yedi kişinin ölümüne yol açmıştır. Benzer büyüklükteki ikinci bir deprem ise birincisinden üç gün sonra (15 Ağustos 1668) Ankara'da yinelenmiş ve bu deprem sırasında evlerde ve Ankara kalesinin duvarlarında ağır hasar olurken iki insan da yaşamını yitirmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995). 1668 Ankara depremleri, Ankara kuzeybatısındaki Kazan ve Çeltikçi fay zonları içinde yer almakta olup (Şekil 2) bu fay zonlarının aktif olduğunu belgelemiştir. Nitekim 22 Ağustos 2000 tarihinde oluşan Uruş (Beypazarı-Ankara) depremi ile Çeltikçi Fay Zonu'nun aktif olduğu bir kez daha kanıtlanmıştır (Şekil 2 ve 5). 11 Ocak 1695 ve 9 Haziran 1704 depremleri sırayla Sivas ve Kayseri illerinde olmuş fakat depremler hakkında başka bir bilgiye erişilememiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995). Her iki deprem de Orta



Şekil 5: Orta Anadolu ve yakın çevresinin sismotektonik haritası. AFZ. Akşehir Fay Zonu, IEFZ. İnönü-Eskişehir Fay Zonu, KBFZ. Konya-Bulok Fay Zonu, NFZ. Niğde Fay Zonu, OAFZ. Orta Anadolu Fay Zonu, TGFZ. Tuzgölü Fay Zonu, YYFZ. Yakapınar-Yazyurdu Fay Zonu. (Sismik veriler Afet İşleri Genel Müdürlüğü Deprem Araştırma Dairesi'nden alınmıştır).

Figure 5: Seismotectonic map of Central Anatolia and adjacent areas. AFZ. Akşehir Fault Zone, IEFZ. İnönü-Eskişehir Fault Zone, KBFZ. Konya-Bulok Fault Zone, NFZ. Niğde Fault Zone, OAFZ. Central Anatolian Fault Zone, TGFZ. Tuzgölü Fault Zone, YYFZ. Yakapınar-Yazyurdu Fault Zone. (Seismic data have been taken from Seismological Division, Department of Earthquake Research, General Directorate of Disaster Affairs, Ankara- Turkey).

Tablo 1: 240-1900 yılları arasında Orta Anadolu'da oluşmuş tarihsel depremler.**Table 1:** Historical Earthquakes in Central Anatolia in period 240-1900

Tarih (yıl / ay / gün)	Kordinatlar	Yer	Şiddet
240		Kayseri - Sivas	IX
1104		Niğde	IX
1190	37.15 - 33.20	Karaman - Konya	VIII
1205	38.70 - 35.50	Kayseri	VIII
1668,08,12		Beypazarı	
1668,08,15		Ankara	
1895,01,01		Sivas	
1704,06,09		Kayseri	
1706,12,26		Konya	
1714		Kayseri	VII
1717,05,09	38.70 - 35.50	Kayseri	VIII
1754,09,16	39.75 - 37.00	Kangal (Sivas)	VII
1779,03,14		Divriği (Sivas)	
1794,07,18		Çorum	
1835,08,23	38.30 - 35.50	Develi (Kayseri)	VIII
1845	40.60 - 33.60	Çankırı	V
1866	38.30 - 31.90	Ilgın (Konya)	VI
1871		Konya	VI
1888		Çankırı	V
1897,07,02	39.75 - 31.10	Beylikahır (Eskişehir)	V

Anadolu Fay Zonu içinde yer alır. Benzer şekilde Konya ilinde de 1706 ve 1871 yıllarında iki adet şiddetli deprem olmuştur (Soysal ve diğ., 1981) fakat depremlerin gerçek yeri ve etkileri hakkında başka bir bilgiye erişilememiştir. Bu iki depremin Konya çöküntüsünü batıdan sınırlayan Konya-Bulok Fay Zonu ile ilgili olma olasılığı oldukça yüksektir (Şekil 2). Nitekim bu zon içinde ayrıntılı saha çalışması yapan Eren (2000), genç sedimanlar içinde, tarihsel depremlerle ilgili bazı deformasyon yapılarına rastlamıştır. Bu bölgedeki diğer bir tarihsel deprem de 1866 Ilgın depremidir. Olası yeri 1921 Argıthani-Akşehir depreminin merkezüstüne çok yakın olan bu deprem hakkında da başka bir veri yoktur. Ancak bu deprem, Ilgın grabenini batıdan sınırlayan yaklaşık K-G gidişli fayın üzerinde yer almaktadır.

Buraya değin anlatılan tarihsel depremlere göre daha iyi belgelenmiş olan tarihsel depremler ise 1714, 1717 ve 1835 Kayseri depremleridir (Ambraseys ve Finkel, 1995; Öztin ve Bayülke 1990; Koçyiğit ve Erol, 2001). Ancak

Tablo 2: 1900-2000 yılları arasında Orta Anadolu'da oluşmuş yıkıcı depremler.**Table 2:** Destructive earthquakes in Central Anatolia in period 1900-2000.

Tarih (yıl / ay / gün)	Koordinatlar	Yer	Büyüklik
1903,03,09	40.65 - 33.60	Çankırı	5,5
1905,02,10	39.90 - 37.80	Zara	5,8
1914,05,28	39.70 - 36.00	Gemerek	5,6
1921,09,28	39.30 - 33.20	Argıthani	5,9
1938,04,10	39.50 - 33.70	Kırşehir	6,6
1940,02,21	38.00 - 34.70	Niğde	5
1940,02,21	38.70 - 35.30	Erciyes (Kayseri)	5,3
1940,04,13	38.80 - 35.20	Yozgat - Kayseri	5,7
1946,02,21	38.30 - 31.80	Ilgın - Argıthani	5,7
1956,02,20	39.70 - 30.40	Eskişehir	6,4
1968,09,26	38.78 - 32.70	Yeniceoba (Kulu)	4,8
1970,07,02	38.87 - 36.81	Yazyurd'unun kuzeyi	4,2
1983,04,21	39.31 - 33.06	Kulu - Bala	4,7
1990,05,03	39.61 - 38.40	Ilıc (Sivas)	4,6
1998,11,14	39.10 - 35.80	Gemerek - Bünyan	4,7
1999,06,11	39.40 - 36.40	Şarkışla	4,5
2000,06,06	40.63 - 33.03	Orta (Çankırı)	6
2000,06,22	40.25 - 32.13	Uruş (Beypazarı)	4,8
2000,12,15	38.60 - 31.10	Sultandağı	6,2

1714 ve 1717 depremleri aynı depremler olabilir (Ambraseys ve Finkel, 1995). 1717 Kayseri depremi VIII şiddetinde orta büyüklükte bir deprem olup deprem onbeş gün aralıklarla sürmüştür. Bu deprem sırasında, özellikle Erciyes çek-ayır havzasının batı kenarında yer alan yerleşim alanları (Erkilet, Molu, Güneşli) ve Kayseri il merkezi ağır hasar görmüş ve çok sayıda can kaybı vermiştir. Örneğin Erkilet, Molu ve Güneşli harabe haline gelirken, Kayseri il merkezindeki tarihi yapılar bile (Ulu Cami gibi) ağır hasar görmüştür. Bu deprem sırasındaki toplam can kaybı 8331 olarak rapor edilmiştir (Ambraseys ve Finkel, 1995). 1717 depreminin aksine, VIII şiddetindeki 1835 depremi Erciyes çek-ayır havzasının doğu kenarını sınırlayan faylardan kaynaklanmış olup (Koçyiğit ve Erol, 2001) bu deprem sırasında, havzanın doğu kenarındaki birçok yerleşim alanı (Akçakaya, Talas, Aydınlar, Mimarşinan, Bahçeli, Yeşilyurt, Gezibağları, Gömeç) ve Kayseri il merkezi ağır hasar görmüştür. Bu deprem sırasındaki toplam can kaybının ise 600 ile 1064 arasında olduğu rapor edilmiştir (Öztin ve Bayülke, 1990). Bu deprem sırasında ayrıca yüzey kırıkları da oluşmuştur. Özetle 1717 ve 1835 Kayseri tarihsel depremleri, Orta Anadolu Fay Zonu içinde oluşmuş olup bu fay zonunun aktif olduğunu açık biçimde kanıtlamaktadır.

1845 ve 1888 Çankırı tarihsel depremleri,

1845 ve 1888 Çankırı tarihsel depremleri, Çankırı kuzeybatısında oluşmuş olup, V şiddetinde olduğu rapor edilmiştir (Soysal ve diğ., 1981). Depremler hakkında başka bir bilgiye erişilememiştir. Her iki deprem, Kuzey Anadolu Fay Sistemi içinde yer alan ikincil bir fay (Korgun Fayı) ile ilgili olabilir (Koçyiğit ve diğ. 2001). V şiddetinde olduğu rapor edilen diğer bir tarihsel deprem de Eskişehir ilinin doğusunda ve İnönü-Eskişehir Fay Zonu içinde oluşan 1897 Beylikahır (Eskişehir) depremidir (Şekil 2). Bu deprem de İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nun diri olduğunu kanıtlayan bir veridir.

1900-2000 Yılları arasındaki yıkıcı depremler. 1900-2000 yılları arasında, diğer bölgelerde olduğu gibi, Orta Anadolu'da da değişik büyüklükte çok sayıda deprem olmuştur. Bu depremlerin çoğu, yukarıda açıklanmış olan önemli deprem kaynakları içinde yoğunlaşmıştır (Şekil 5). Bu depremlerden 19 adedi yıkıcı nitelikte olup, büyüklükleri 4.2 ile 6.6 arasında değişmektedir (Tablo 2, Şekil 2). Bunlar arasında sekiz deprem diğerlerine göre daha iyi belgelenmiştir. Bu depremler aşağıda kısaca tanıtılacaktır.

26 Eylül 1921 Argıthanı-Akşehir ve 21 Şubat 1946 Ilgın-Argıthanı depremleri. Sırayla 5.9 ve 5.7 büyüklüğünde olan bu depremler, Akşehir grabeninin doğu ucunda oluşmuş ve Akşehir Fay zonu'ndan kaynaklanmıştır (Şekil 2). Bu depremler sırasındaki toplam can kaybı 12, yaralı 9 olup 153 ev ile birlikte demiryolu istas-yonu tümüyle yıkılmış ve ayrıca 285 ev ve demiryolu rayları ağır hasar görmüştür (Eyidoğan ve diğ., 1991). Her iki depremin de odak mekanizması çözümü yapılamamıştır.

19 Nisan 1938 Kırşehir depremi. 6.6 büyüklüğündeki bu deprem, Seyfe Fay Zonu'nun Akpınar-Taşkovana kesiminin aktif hale geçmesiyle oluşmuştur. Kırşehir ve Yozgat illerine bağlı yerleşkelerde toplam 158 can kaybına, çeşitli türden 2297 yapının tümüyle yıkılmasına, 1769 yapının da ağır hasar görmesine neden olmuştur. Deprem Kayseri, Niğde ve Ankara'da da VI şiddetinde hissedilmiş, yer yer ağır hasar yanısıra can kaybına da yol açmıştır. Deprem sırasında 15 km uzunluğunda, birkaç 10 m ile 100 m genişliğinde ve K45°-10°B doğrultusunda yüzey kırıkları gelişmiştir. Kırıklar boyunca ölçülen sağ yanal doğrultu atım miktarı 1 m, düşey atım miktarı ise 0.6 m dir (Arni,

1938). Depremin odak mekanizması çözümü yapılmış olup (Jackson ve McKenzie, 1984) faylanma sağ yanal doğrultu atımlıdır. Bu sonuç, Kayseri-Sivas neotektonik bölgesini temsil eden aktif tektonik rejimin (doğrultu atımlı faylanma) niteliği ile de uyumludur. Keza, 1938 Kırşehir depreminin kaynağını oluşturan Seyfe Fay Zonu'da Kayseri-Sivas neotektonik bölgesinin önemli yapılarından birisidir.

20 Şubat 1956 Eskişehir depremi. 6.4 büyüklüğündeki depremin dışmerkezi, Eskişehir ili batısında ve İnönü-Eskişehir Fay Zonu içindedir (Şekil 2). Deprem Afyon, Bursa ve Bolu illerinde de V şiddetinde hissedilmiş fakat Eskişehir-Bilecik illeri arasında ağır hasar ve can kaybına yol açmıştır (Öcal, 1959; Eyidoğan ve diğ. 1991; Altunel, 1998). Bozüyük-Çukurhisar arasındaki demir yolu ağır hasar görünürken, Eskişehir ilinde de Mevlana kapındaki surlar yıkılmış ve 90 adet ağır hasarlı yapı rapor edilmiştir. Depremin Odak mekanizması çözümü (McKenzie, 1972), deprem kaynağının sağ yanal doğrultu atım bileşeni bulunan normal faylanma olduğunu kanıtlamıştır. Bu sonuç, İnönü-Eskişehir Fay Zonu'nun arazi gözlemleriyle de çakışmaktadır (Koçyiğit ve diğ., 1991).

21 Nisan 1983 Kulu-Bala (Ankara) depremi. 4.7 büyüklüğündeki bu depremin dışmerkezi Paşadağının batısında yer alır (Şekil 2). Ankara'da da VI şiddetinde hissedilen depremde, Kulu ve Bala ilçeleri arasındaki yerleşkelerde iki ev tümüyle yıkılmış, 60 kadar ev de ağır hasar görmüştür. Depremin odak mekanizması çözümü (Kalafat, 1998), deprem kaynağının, önemli miktarda normal bileşene sahip, yaklaşık KKD-gidişli doğrultu atımlı faylanma olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 2). Deprem, Konya-Bulok Fay Zonu'nun kuzey devamı içinde yer alır.

14 Aralık 1998 Gemerek depremi. 4.7 büyüklüğündeki bu depremin merkezüstü Tuzla yarım grabeninin içinde, başka bir deyişle doğuya doğru eğimli olan KKB-gidişli Tuzla Fayı'nın aşağı düşen doğu bloğu içinde yer alır (Şekil 2). Gemerek depreminin ana şokunu yirmi adet artçı deprem izlemiştir. Deprem sırasında Karahıdır, Burhaniye, Kardeşler ve Yağmurbeyli köyleri ile Bünyan ilçesinde toplam 262 ev ağır hasar görmüştür (Baran ve Erkmen, 1998). Depremin odak mekanizması çözümü,

depremin yaklaşık K-G gidişli ve doğuya eğimli normal faylanmadan kaynaklandığını kanıtlamıştır (Baran ve Erkmén, 1998; Koçyiğit ve Erol, 2001). Depremin kaynağı Tuzla normal fayı olup, Orta Anadolu sol yanal doğrultu atımlı fay zonunun genişleme türündeki ögelerinden birini temsil etmektedir. Başka bir deyişle, Kayseri-Sivas neotektonik bölgesini karakterize eden yalnızca doğrultu atımlı faylar değil fakat aynı zamanda, doğrultuları en büyük bölgesel sıkışma yönüne koşut olan normal faylar da vardır (Şekil 2).

22 Ağustos 2000 Uruş (Beypazarı-Ankara) depremi. 4.8 büyüklüğündeki depremin dışmerkezi, Ankara kuzeybatısındaki Çeltikçi Fay Zonu içinde yer alır. 6.2 km odak derinliğine sahip bu deprem sırasında Uruş beldesinde 12 adet betonarme villanın duvarlarında önemli hasar oluşmuştur (Demirtaş ve diğ. 2000). Hasarın ana nedeni, binaların, deprem para-metrelerinin değerini büyüten gevşek bir zemin üzerinde yapılmış olmasıdır. 1668 tarihsel depremi gibi, 22 Ağustos 2000 Uruş depremi de sağ yanal doğrultu atımlı Çeltikçi Fay Zonu'nun aktif olduğunu bir kez daha kanıtlamıştır.

15 Aralık 2000 Sultandağı (Afyon) depremi. 6.2 büyüklüğündeki bu depremin merkezüstü Eber Gölü'nün güneydoğu kenarında ve Akşehir-Afyon grabeninin içinde yer alır (Koçyiğit ve Özacar, 2001). Deprem başta Afyon ve Konya illeri olmak üzere, Orta Anadolu ve Akdeniz bölgesindeki birçok ilde de şiddetli bir şekilde duyulmuştur. Bu iller arasında Antalya, Isparta, Karaman, Niğde, Kayseri ve Ankara sayılabilir. Deprem kuzeybatıda Bolvadin (Afyon) ve güneydoğudaki Akşehir arasındaki dar bir alanda göreceli olarak daha ağır hasara yol açmıştır. Elips şeklindeki eşhasar alanının uzun eksen, Akşehir grabenini güneybatıdan sınırlayan ve kuzeydoğuya eğimli olan Akşehir Fay Zonu ana fayına koşuttur (Koçyiğit ve Özacar, 2001). Deprem sırasında toplam 6 can kaybı olurken 73 kişi yaralanmış ve 250 değişik tür yapı orta ve ağır hasar görmüştür. Sultandağı depremi, odak mekanizması çözümünün de (CALTECH: Kaliforniya Teknoloji Enstitüsü) kanıtladığı gibi, veriv atımlı

normal bir faylanmadan kaynaklanmış olup, bu sonuç, Akşehir Fay Zonu ana fayının yüzeyde gözlenen ve kinematik analizi yapılan özellikleriyle çakışmaktadır (Koçyiğit ve diğ. 2000a; Koçyiğit ve Özacar, 2001). Halbuki daha önce "Akşehir Fayı" yanlış olarak "Sultandağı Bindirme Fayı", neotektonik rejim de "Sıkışma türü" bir rejim olarak yorumlanmıştı (Boray ve diğ. 1985; Barka ve diğ. 1995).

YERLEŞİM VE YAPILAŞMA

Türkiye genelinde olduğu gibi, Orta Anadolu'da yerleşim çoğunlukla (%90) dağ eteklerinde ve çöküntü alanlarının içindedir. Bu tür alanlar büyük çoğunlukla kenarları aktif fay ve fay zonlarıyla sınırlı grabenler ya da çek-ayır havzalarıdır. Örneğin Akşehir-Afyon, Ilgın, Eskişehir, Konya-Karaman, Tuzgölü grabenleri ve Uruş-Çeltikçi, Kazan, Kesikköprü, Yerköy, Seyfe, Salanda, Erciyes, Tuzla, Kavak, Şarkışla, Sivas çek-ayır havzaları gibi. Tektonik bakımdan aktif olan bu çöküntü alanlarını, havza kenarlarındaki yüksek bölgelerden akarsular tarafından taşınmış olan kalın, gevşek ve yeraltı suyu ile doymuş zayıf zeminler oluşturur. Kalınlığı 50 m ile 1 km arasında değişen bu tür gevşek zeminler, deprem sırasında bir taraftan sivilaşmaya yol açarken diğer taraftan da deprem parametrelerinin (periyod, yer ivmesi, yapısal anizotropi, dalga boyu v.b.) değerlerini büyütür. Bu nedenle, deprem küçük bile olsa, depremin yapılar üzerindeki şiddeti (yıkıcı etkisi) yüksek olur. Yukarıda anlatılmış olduğu gibi, 4.2 ve 4.8 büyüklüğündeki küçük depremler bu tür zeminler üzerine kurulu yerleşkelerde önemli hasara hatta can kaybına yol açmıştır. Yine bu tür alanların çoğu taşkın alanlarıdır. Çünkü havza kenarlarındaki yüksek topoğrafyayı katedip yataklarını derine kazın akarsular, havza (graben ya da çek-ayır havzaları) kenarını sınırlayan aktif faylara eriştiklerinde, geniş bir alana yayılmakta ve taşkınlara yol açmaktadır. Akarsuların havzalara eriştiği yerler, yeraltı suyu bakımından en zengin ve kalın yelpazelerin olduğu zayıf zeminlerdir. Yerleşim alanlarının büyük çoğunluğu yine bu tür taşkınlara açık ve deprem parametrelerinin değerini büyüten bu tür zeminler üzerinde kuruludur.

Yine Türkiye genelinde olduğu gibi, Orta Anadolu'da da yapılaşma, kenarları aktif faylar-

la sınırlı zayıf zeminler üzerinde olması gereken az katlı değil, bunun aksine çok katlı ve bitişik düzendedir. Bu tür yapılaşma küçük depremlerde bile ağır hasar ve can kaybına yol açabilir. Bunun örneklerini tarihsel dönemlerde yaşadık, günümüzde yaşıyoruz. Sağlam zemin üzerinde yerleşim ve yapılaşmaya geçilmedikçe, gelecekte de yaşamamız kaçınılmaz olacaktır. Aslında zayıf zeminler üzerinde de yapılaşma olabilir. Ancak bu zayıf zeminin güçlendirilmesi gerekir. Ayrıca yapılaşma teknikleri ve kullanılan malzeme de normalden farklı olacaktır. Bu ise ekonomik bir yapılaşma olmayacaktır, başka bir deyişle Türkiye'deki insanların büyük çoğunluğunun bu tür özel yapılaşma için ekonomik koşulları yeterli değildir. Bu durumda zayıf zemin özelliğindeki çöküntü alanları zorunlu olmadıkça yerleşime açılmayıp tarım ve yeşil alan olarak kullanılmalı. Yerleşim yamaçlar ve az eğimli tepelik alanlardaki sağlam zeminler üzerine kaydırılmalıdır. Zorunlu durumlarda ise, az katlı (en çok üç kat), ayırık düzende, aktif faylardan uzakta (mesafe fayın türüne ve boyutuna göre değişir) yerleşim ve yapılaşmaya gidilmelidir.

TARTIŞMA, SONUÇ VE ÖNERİLER

Orta Anadolu, Türkiye Deprem Kuşakları Haritası'nda (Bayındırlık ve İskan Bakanlığı) gösterildiği ve önceki bazı araştırmacıların (Şengör, 1980) açıklamış olduğu gibi, sismik etkinliği çok az olan bir bölge değildir. Genelde Orta Anadolu, 1000-2000 yıl (belki daha uzun aralıklı) büyük depremler, 100-300 yıl aralıklarla oluşan orta büyüklükte depremler ve daha sık aralıklarla (10-30 yıl) oluşan küçük depremler ve bu depremlere kaynaklık eden iki ayrı neotektonik rejim ve bu rejimlerle ilgili yapılarla (fay ve fay zonlarıyla) karakterize edilir. Orta Anadolu bölgesi, neotektonik rejimin ve onu temsil eden aktif fayların niteliği temel alınarak, bu çalışmada ilk kez, iki alt neotektonik bölgeye ayrılmıştır. Bunlar Konya-Eskişehir ve Kayseri-Sivas neotektonik bölgeleridir. Kuzeyde Kırıkkale ile güneyde Niğde arasında uzanan KB-gidişli Tuzgölü Fay Zonu ile KKD-gidişli Kesikköprü Fayı, bu iki neotektonik bölge arasındaki yaklaşık sınırı, başka bir deyişle geçiş zonunu oluşturur (Şekil 2). Bu nedenle Tuzgölü Fay Zonu her iki faylanmanın (normal ve doğrultu atımlı faylanmanın) özelliklerini gösterir ve izlerini taşır. Konya-Eskişehir

Neotektonik bölgesinin kuzey kesimini oluşturan Ankara ili ve yakın kesimi ise, daha önce Baran (1996) ve Gökten ve Baran (1999) tarafından dört ayrı sismik alana ayrılmıştır. Ancak o çalışmada, sismik etkinlik ile kaynak arasındaki ilişki belgelenmemiştir, başka bir deyişle deprem kaynakları doğru ve tam olarak ortaya konmamıştır.

Konya-Eskişehir neotektonik bölgesi doğuda Tuzgölü ve Niğde Fay Zonları, kuzeyde Ankara ve yakın çevresindeki faylarla sınırlanan bir alan olup, güneybatı Anadolu ve Göller Bölgesi horst-graben sisteminin doğu devamı niteliğindedir. Buna koşut olarak da verev atımlı normal faylanma ile temsil edilen kıta içi genişleme türü aktif bir tektonik rejim (neotektonik rejim) ile karakterize edilir (Koçyiğit, 1996; Koçyiğit ve diğ., 2000a; Koçyiğit ve diğ., 2000b; Koçyiğit ve Özacar, 2001). Bu rejime özgü çok sayıda horst-graben ve onları sınırlayan verev atımlı normal fay ve fay zonları oluşmuştur. Bunlar arasında en belirgin olanları Akşehir-Afyon, Çifteler-Akgöl, Eskişehir, Konya-Karaman ve Tuzgölü grabenleridir. Akşehir-Afyon grabeninin güney ve Tuzgölü grabeninin doğu kenarını sınırlayan yapılar önceki bazı çalışmalarda (Boray ve diğ., 1985; Şaroğlu ve diğ., 1987; Barka ve diğ., 1995) yanlış olarak, büyük açılı bindirme fayları, ilgili rejim de "Sıkışma türü neotektonik rejim" olarak yorumlanmıştı. Ancak bu bölgelerde yapılan yeni çalışmalar (Leventoğlu, 1994; Koçyiğit ve diğ., 2000a; Eren, 2000) ve deprem odak mekanizması çözümleri (Kaliforniya Teknoloji Enstitüsü, 2000; Koçyiğit ve Özacar, 2001) Akşehir-Afyon grabenini sınırlayan fayların bir miktar sol ve sağ yanal doğrultu atım bileşeni olan verev atımlı normal faylar olduğunu ortaya koymuştur. Konya-Eskişehir çekme türü neotektonik bölgesinin diğer önemli yapıları arasında İnönü-Eskişehir, Konya-Bulok ve Niğde fay zonları sayılabilir.

Kayseri-Sivas neotektonik bölgesi, Kesikköprü Fayı ve Tuzgölü Fay Zonu'nun doğusunda kalan alan olup, sıkışma-genişleme (doğrultu atımlı faylanma) türü bir neotektonik rejim ile temsil edilir. Kayseri-Sivas neotektonik bölgesi egemen olarak üç doğrultuda gelişmiş aktif fay, fay zonları ve bu faylara özgü kinematik bir sonucu olarak gelişmiş değişik boyut ve nitelikteki çek-ayır havzaları ile karakterize edilir. Başlıca fay ve fay zonları arasında

KD-gidişli sol yanal doğrultu atımlı Orta Anadolu ve Yıldızeli; KB-gidişli ve sağ yanal doğrultu atımlı Tuzgölü, Salanda, Seyfe, Yerköy ve Boğazlayan fay zonları ile, bu fay zonları içinde gelişmiş yaklaşık KKB, K-G, KKD-gidişli kısa fakat çok sayıda verrev atımlı normal fay sayılabilir (Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Koçyiğit ve Beyhan, 1998, 1999; Koçyiğit ve Erol, 2001). Doğrultu atımlı faylanmanın kendine özgü faylanma kinematiki nedeniyle oluşmuş çok sayıda çek-ayır havza vardır. Bunlar arasında ise Erciyes, Kavak, Tuzla, Şarkışla, Seyfe, Salanda havzaları en belirgin olanlardır.

Orta Anadolu'yu eş zamanlı olarak karakterize eden Konya-Eskişehir çekme ve Kayseri-Sivas sıkışma-genişleme türü neotektonik rejimlerin başlangıç yaşı Erken Pliyosen sonrasındır. Çünkü, Erken Pliyosen ve daha yaşlı birimler sıkışma türü bir rejimle deformasyon (kıvrılma-bindirme) geçirmiş olup henüz deformasyon geçirmemiş daha genç sediman ve yer yer de volkanitler tarafından uyumsuzlukla örtülmüştür. Orta Anadolu bölgesindeki fayların çoğu, gerek tarihsel ve güncel depremlerle, gerekse morfolojik yapılarla kanıtlandığı gibi aktif olup orta ve küçük depremler üretmektedir. Gerek deprem odak mekanizması çözümleri gerekse genişleme türü yapıların (normal faylar, açılma çatlakları, sıcak su çıkış ve traverten oluşum kanalları) genel gidişleri, Orta Anadolu'daki genişlemenin DKD-BGB yönünde olduğunu kanıtlamıştır. Halbuki genişleme yönü daha önce KB-GD olarak rapor edilmişti (Şengör, 1980).

Diğer taraftan, Orta Anadolu'da yerleşim yoğunluğu (%90), kenarları aktif faylarla sınırlı, kalın ve suya doymuş gevşek zeminler (graben ve çek-ayır havzaları) üzerinde olmuştur. Bu tür zeminler bir taraftan deprem parametrelerinin değerlerini büyütürken, diğer taraftan da sivilaşarak depremin şiddetini artırmaktadır. Benzer şekilde yerleşim alanlarının birçoğu fay denetimli akarsuların ağzında ve yelpazelerin üzerinde kuruludur. Bu tür yerleşimler hem taşkınlar hem de deprem açısından önemli tehlikelere açık olup sakıncalıdır. Deprem tehlikesi taşıyan bu tür zeminler üzerinde bitişik düzende ve çok katlı yapılaşma oldukça yaygındır. Yapılaşma tekniği, kullanılan malzemenin elverişsiz (kerpiç, taş, toprak dolgu, v.b.) ve denetimsizliği, deprem tehlikesini bir kat daha artırmıştır.

Özetle, buraya değin anlatılanların ışığında aşağıdaki hususlar önerilmektedir: (1) Bu makalede Orta Anadolu'daki deprem kaynaklarının (fay-fay zonları) özet bir tanıtımı yapıp genel özellikleri verilmiştir. Bu nedenle, sözü edilen fay ve fay zonları en az 1/25.000 ya da daha büyük ölçekte (1/10.000) jeolojik, jeofizik ve jeodezik yöntemlerle ayrıntılı biçimde incelenmelidir. Böylece, yerleşim ve yapılaşmaya baz oluşturacak haritalar hazırlanabilir ve sağlıklı veriler toplanabilir. (2) Zorunlu olmadıkça kalın, gevşek ve suya doymuş zeminler üzerinde yerleşim ve yapılaşmaya gidilmemelidir; bu tür zeminler yeşil alan ya da tarım alanları olarak kalmalı; yerleşim ve yapılaşma ise, yamaç ve az eğimli tepelik alanlarda ve aktif faylardan uzaktaki sağlam zeminler üzerine kaydırılmalıdır. (3) Zorunlu durumlarda, ayırık düzen ve az katlı (en çok üç kata kadar) yapılaşma tercih edilmelidir, ve (4) Türkiye Deprem Kuşakları Haritasının Orta Anadolu kesimi yeniden tartışılıp gerekli değişiklik ve düzeltmeler yapılmalıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alsan, E., Tezuçan, L., Math, M., 1975, An earthquake catalogue for Turkey for the interval 1913-1970: Kandilli Observatory Seismological Department, İstanbul, Turkey, 166 pp.
- Altunel, E., Barka, A., 1998, Eskişehir fay zonunun önü-Sultandere arasında neotektonik aktivitesi: Türkiye Jeoloji Bülteni, 41/2, 41-52.
- Ambraseys, N.N., Finkel, C.F., 1995. The seismicity of Turkey and adjacent areas, a historical review, 1500-1800: Eren Yayıncılık ve Kitapçılık Şirketi, İstanbul, Turkey, 240 pp.
- Arni, P., 1938. Kırşehir ve Yerköy depremi hakkında rapor: MTA, Seri B, No. 1.
- Arpat, E., Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 18, 91-102.
- Atalay, İ., 1975, Tektonik hareketlerin Sultandağlarının jeomorfolojisine olan etkileri: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 18/1, 21-26.
- Baran, B., 1996, Ankara batısının sismotektonik incelemesi: Ankara Üniv., Jeoloji Müh. Bölümü, Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 44 s.
- Baran, B., Erkmen, C., 1998, 14 Aralık 1998 Kayseri depremi: Bayındırlık ve İskan

- Bakanlığı, Afet İşleri Genel Müdürlüğü, Deprem Araştırma Dairesi, ön rapor, 6 s.
- Barka, A., Reilinger, R., Şaroğlu, F., Şengör, A.M.C., 1995, The Isparta Angle: importance in the neotectonics of the Eastern Mediterranean Region: Proceedings of the International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region 1, 3-18.
- Beekman, P.H., 1966, Hasandağı-Melendizdağı bölgesinde Pliosen ve Kuvaterner volkanizma faaliyetleri: MTA Dergisi 66, 88-103.
- Blumenthal, M.M., 1941, Niğde ve Adana vilayetleri dolayında Torosların jeolojisine umumi bir bakış: MTA, Seri B, no. 6, 95 s.
- Boray, A., Şaroğlu, F., Emre, Ö., 1985, Isparta bükümünün kuzey kesiminde Doğu-Batı daralma için bazı veriler: Jeoloji Mühendisliği 23, 9-20.
- Canik, B., 1988, Bozdağ-Yapılı Toprak kale dolayındaki (Cihanbeyli) sıcak ve mineralliler ve oluşukları: Ulusal 1. Hidrojeoloji Sempozyumu, Bildiriler, A.Ü., Fen Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, s. 111-123.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, C., Dirik, K., 1999, Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey: The Journal of Geology 107, 693-706.
- Derman, S., Rojay, B., Güney, H., Yıldız, M., 2000, Koçhisar-Aksaray Fay Zonunun Evrimi hakkında yeni veriler: Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması (Workshop), 9-11 Ekim 2000, Aksaray, Bildiri özetleri, s. 1.
- Demirkol, C., Sipahi, H., Çiçek, S., 1977, Sultandağı'nın stratigrafisi ve jeolojik evrimi: MTA Raporu, 86 s.
- Demirtaş, R., Erkmen, C., Yazman, M., 2000, 22 Ağustos 2000 Uruş-Güdü (Ankara) depremi (M_L=4.8): Aktif Tektonik Araştırma Grubu Dördüncü Toplantısı, 16-17 Kasım 2000, Eskişehir, Bildiri Özetleri, s.11-13.
- Dirik, K., Göncüoğlu, C., Kozlu, H., 1999, Stratigraphy and pre-Miocene tectonic evolution of the southwestern part of the Sivas Basin, Central Anatolia, Turkey: Geological Journal, 34, 303-319.
- Dirik, K., Erol, O., 2000, Tuzgölü ve civarının tektonomorfolojik evrimi (Orta Anadolu, Türkiye): Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması (Workshop), 9-11 Ekim 2000, Aksaray, s. 7-8.
- Ercan, T., 1986, Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması: MTA Dergisi 107, 119-140.
- Eren, Y., 2000, Konya bölgesinin depremsellik özellikleri: Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması (Workshop), 9-11 Ekim 2000, Aksaray, s. 9.
- Ergin, K., Güçlü, U., Uz, Z., 1967, Türkiye ve civarının deprem kataloğu (Milattan sonra 11 yılından 1964 sonuna kadar): İstanbul Teknik Üniv., Maden Fak. Arz Fiziği Enstitüsü Yayınları 24.
- Eyidoğan, H., Güçlü, U., Utku, Z., Değirmenci, E., 1991, Türkiye Büyük depremleri Makrosismik rehberi (1900-1988): İstanbul Teknik Üniv., Maden Fak., Jeofizik Mühendisliği Böl., 119 s.
- French, F., 1916, Geologie Klein Asiens in Bereich der Bagdadbahn: Z. Dtsch. Geol. Ges. A. Abh. 68 pp.
- Gökten, E., Özaksoy, V., Karakuş, K., 1996, Tertiary Volcanic and Tectonic Evolution of the Ayaş-Güdü-Çeltikçi Region, Turkey: International Geology Review, 38, 926-934.
- Gökten, E., Baran, B., 1999, Earthquake risks of the neotectonic structures in the surrounding regions of Ankara: International Conference on Earthquake Hazard and Risk in the Mediterranean Region, 18-22 October 1999, North Cyprus, Abstracts, p 134.
- Görür, N., Oktay, F., Seymen, İ., Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of Neo-Tethyan closure. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (eds), The geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geological Society, London, Spec. Publ. 17, 467-482.
- Gürsoy, H., Piper, J.D.A., Tatar, O., Mesci, L., 1998, Palaeomagnetic study of the Karaman and Karapınar volcanic complexes, central Turkey: Tectonophysics, 299, 191-211.
- Hiessleitner, G., 1954, Güney Anadolu Torosu Kromitli peridotit serpantinitlelerinin jeolojisine yeni ilaveler: MTA Dergisi, 46/47, 21-45.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G., Radicati di Brozolo, F., Villari, L., 1975, The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri-Niğde area: Geol. Mag. 112, 349-360.
- Jackson, J.A., McKenzie, D.P., 1984, Active tectonics of the Alpine-Himalayan belt between Turkey and Pakistan: Geophys. J.R. Astron. Soc. 77, 185-264.

- Kadioğlu, Y.K., Eppelbaum, L., 2000, Orta Anadolu'nun jeoloji ve potansiyel alan verileri açısından incelenmesi: Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenleri uygulamalı çalışması (Workshop, 9-11 Ekim 2000, Aksaray, Bildiri Özetleri, s. 41.
- Kalafat, D., 1998, Anadolu'nun tektonik yapılarının deprem mekanizmaları açısından irdelenmesi: Deprem Araştırma Bülteni 77, 1-217.
- Ketin, İ., 1960, 1/2. 500.000 ölçekli Türkiye tektonik haritası hakkında açıklama: MTA Dergisi 54, 1-6.
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Dergisi 66, 20-34.
- Kiratzı, A.A., 1993, A study on the active crustal deformation of the North and East Anatolian Fault Zones: Tectonophysics, 225, 191-203.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeol. Kur. Bül. 27, 1-16.
- Koçyiğit, A., 1991., Changing stress orientation in progressive intracontinental deformation as indicated by the Neotectonics of the Ankara region (NW central Anatolia: Turkish Association of Petroleum Geologists Bulletin 3/1, 43-55.
- Koçyiğit, A., 1996, Lakes region graben-horst system, SW Turkey: differential stretching and commencement age of the extensional neotectonic regime: In: Görür, N. (Coordinator), National Marine Geological and Geophysical Programme, Workshop 1, 8-9 February 1996, İstanbul, Extended Abstracts, pp. 99-103.
- Koçyiğit, A., Kaymakçı, N., Rojay, B., Özcan, E., Dirik, K., Özçelik, Y., 1991, İnegöl-Bozüyük arasında kalan alanın jeolojik etüdü: ODTÜ-TPAO Proje No. 90-03-09-01-05, 139 s.
- Koçyiğit, A., Beyhan, A., 1998, A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey: Tectonophysics 284, 317-336.
- Koçyiğit, A., Beyhan, A., 1999, Reply to Rob Westaway's comment on "A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey: Tectonophysics 314, 481-496.
- Koçyiğit, A., Ünay, E., Saraç, G., 2000a, Episodic graben formation and extensional neotectonic regime in west central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey: In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., Piper, J.D.A. (eds), Tectonics and Magmatism in Turkey and surrounding area: Geological Society, London, Special Publ. 173, 405-421.
- Koçyiğit, A., Özacar, A., Cihan, M., 2000b, Batı Anadolu horst-graben sisteminin doğu uzantısı ve Isparta Açısı ile ilişkisi nedir?: "Fethiye-Burdur Zonu" olarak bilinen yapının tektonik niteliği: Aktif Tektonik Araştırma Grubu Dördüncü Toplantısı, 16-17 Kası 2000, Eskişehir, Bildiri Özetleri, s.4-5.
- Koçyiğit, A., Erol, O., 2001, A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey: Geodinamica Acta 14, 1-13.
- Koçyiğit, A., Rojay, B., Özacar, A., Cihan, M., 2001, The 2000, June 6 Orta (Çankırı, Turkey) earthquake: an antithetic sinistral strike-slip structure, the Dodurga sub-fault zone: Turkish Journal of Earth Sciences (in press).
- Koçyiğit, A., Özacar, A., 2001, Extensional neotectonic regime through the north-east edge of outer Isparta Angle, SW Turkey: new field and seismic data: Tectonophysics (in review).
- Koçyiğit, A., Winchester, J.A., Bozkurt, E., Holland, G., Beyhan, A., 2001, Saraçköy volcanic suit: implications for the subductional phase of arc evolution in the Galatean Arc Complex, Ankara-Turkey. Geological Journal (in review).
- Leventoğlu, H., 1994, Neotectonic Characteristics of the central part of the Tuzgölü Fault Zone around Mezgit (Aksaray): Middle East Technical University, Department of Geological Engineering, Master's Thesis, Ankara, 86 pp.
- McKenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Mediterranean Region: Geophys. J., R., Astron. Soc., 30, 109-185.
- Metz, K., 1956, Aladağ ve Karanfil dağının yapısı ve bunların Kilikya Torosu tesmiye edilen batı kenarları hakkında malumat husulü için yapılan jeolojik etüd: MTA Dergisi 48, 63-75.
- Öcal, N., 1959, 20 Şubat 1956 Eskişehir zelzelesinin makro-ve mikrosismik etüdü: İTÜ Sismoloji Enstitüsü Yayını, 49 s.
- Öngür, T., 1977, Kızılcahamam GB sınır volkanolojisi ve petroloji incelemesi: Türkiye

- Jeoloji Kur. Bült. 20/2, 1-12.
- Öztin, F., Bayülke, N., 1990, Historical earthquake of Istanbul, Kayseri and Elazığ: Republic of Turkey Ministry of Public Works and Settlement, Genaral Directorate of Disaster Affairs, Earthquake Research Department Report, 23 pp.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonic setting in Cenntal Anatolia, Turkey: Tectonophysics 146, 217-230.
- Reilinger, R.E., McClusky, S.C., Oral, M.B., King, R.W., Toksöz, M.N., 1997, Global Positioning System measurements of present-day crustal movements in the Arabia-Africa-Eurasia plate collision zone: Journal of Geophysical Research 102/B5, 9983-9999.
- Soysal, H., Sipahioğlu, S., Kolçak, D., Altınok, Y., 1981, Türkiye ve çevresinin tarihsel deprem katoloğu (M.Ö. 2100-M.S. 1900) : TÜBİTAK proje No. TBAG-341, 87 s.
- Şaroğlu, F., Emre, Ö., Boray, A., 1987, Türkiye'nin diri fayları ve depremsellikleri: MTA Rapor No. 8174, 394 s.
- Şengör, A.M.C., 1980, Türkiye'nin neotektoniğinin esasları: Türkiye Jeoloji Kurumu Konferans Serisi 2.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1981, Tetyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics 75, 181-241.
- Tatar, O., Gürsoy, H., Piper, D.A., 2000, Anadolu bloğunun güneyinde paleomanyetik verilerle elde edilen neotektonik deformasyonlar: Aktif Tektonik Çalışma Grubu Dördüncü Toplantısı, 16-17 Kasım 2000, Eskişehir, s.27.
- Tezel, H., 1972, Bir alüvyon konisinin geometrisinin jeoelektrik metodla tesbiti: Türkiye Jeol. Kur. Bült., XV, 109-124.
- Toprak, V., Göncüoğlu, C., 1993, Keçiboyduran-Melendiz fayı ve bölgesel anlamı (Orta Anadolu). Yerbilimleri 16, 55-65.
- Toprak, V., 2000, Hasandağ fay setinin (Tuzgölü Fay Kuşağı) özellikleri: Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı Çalışması (Workshop), 9-11 Ekim 2000, Aksaray, Bildiri Özetleri, s. 3.
- Ünalın, G., Yüksel, V., 1978, Eski bir graben örneği. Haymana-Polatlı havzası: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 21, 165-169.
- Turgut, S., 1978, Tuzgölü havzasının stratigrafik ve çökelsel gelişmesi: Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı Raporu, No. 1227.
- Uygun, A., 1981, Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları: İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu, Ankara, s. 66-71.
- Yetiş, C., 1978, Geology of the Çamardı (Niğde) region and the characteristics of the Ecemiş Fault Zone between Maden Boğazı and Kırıkkale: İstanbul Üniv., Faculty of Science Bulletin, Series B43, 41-61.

TUZGÖLÜ VE CİVARININ TEKTONOMORFOLOJİK EVRİMİ ORTA ANADOLU-TÜRKİYE

TECTONOMORPHOLOGIC EVOLUTION OF TUZGÖLÜ AND SURROUNDING AREA, CENTRAL ANATOLIA-TURKEY

Kadir DİRİK*, Oğuz EROL**

*HÜ Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06532 ANKARA e-mail: kdirik@hacettepe.edu.tr

**10. Kısım, B18/3 34750 Ataköy-İSTANBUL

ÖZ

Tuzgölü havzası, Orta Anadolu'da yer alan kıta içi havzaların en büyüğü olup KB-GD doğrultulu bir çöküntü içinde yer alır. Bu havzanın gelişimi Geç Kretase'de başlayıp günümüze değin sürmüştür. Havzanın batı kenarını kontrol eden Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi, doğu kenarını kontrol eden Tuzgölü fay zone ve güneybatısını kontrol eden Altınekin fay zone ile iklim değişiklikleri bu süreç içinde havzanın gelişiminde önemli rol oynamışlardır. Havzaya ait birimlerin litolojileri, yanal ve düşey yönde gösterdikleri fasiyes değişiklikleri, aşınım-birikim yüzeyleri, tektonomorfolojik yüzey şekilleri iklim koşullarının ve tektonizmanın etkisini en iyi şekilde yansıtmaktadır.

Geç Kretase'deki tansiyonel hareketlerle oluşmaya başlayan Tuzgölü havzası, Orta Eosen'e kadar gerilmeli rejimin etkisi altında gelişmiştir. Geç Eosen'den itibaren sıkışmalı rejimin etkisi altında kalan havza sıkışmış ve açık denizden tamamen izole olmuştur. Geç Eosen-Oligosen'deki yükselme ve aşınmayı takiben Erken-Orta Miyosen döneminde Orta Anadolu'da geniş bir plato (Anadolu Penepleni) oluşmuştur. Miyosen-Erken Pleyistosen döneminde oluşan aşınım ve birikim yüzeyleri (Erol'un D sistemleri) Orta Anadolu'da iklim ve tektonizmanın morfoloji üzerindeki etkisini yansıtmaktadır. Geç Miyosen'de oluşan geniş plato üzerinde Tuzgölü fay zone, Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi ve bunlara paralel diğer fay zonlarının aktivite kazanması ile KB-GD uzanımlı, fay kontrollu havzalar gelişmeye başlamıştır. Erken Pliyosen-Geç Pliyosen aralığında kenar fayları aktivitesini kaybeden Peçenek, Muradlı, Günyüzü gibi havzalarda yeni birikim yüzeyleri oluşurken Tuzgölü havza-

sı fay kontrollu gelişimini sürdürmüştür. Günümüzde izlenebilen, Erken Pleyistosen ve daha genç göl kıyı kenar çizgileri tektonizmanın bu dönemde de Tuzgölü'nün gelişimini kontrol ettiğini belgelemektedir.

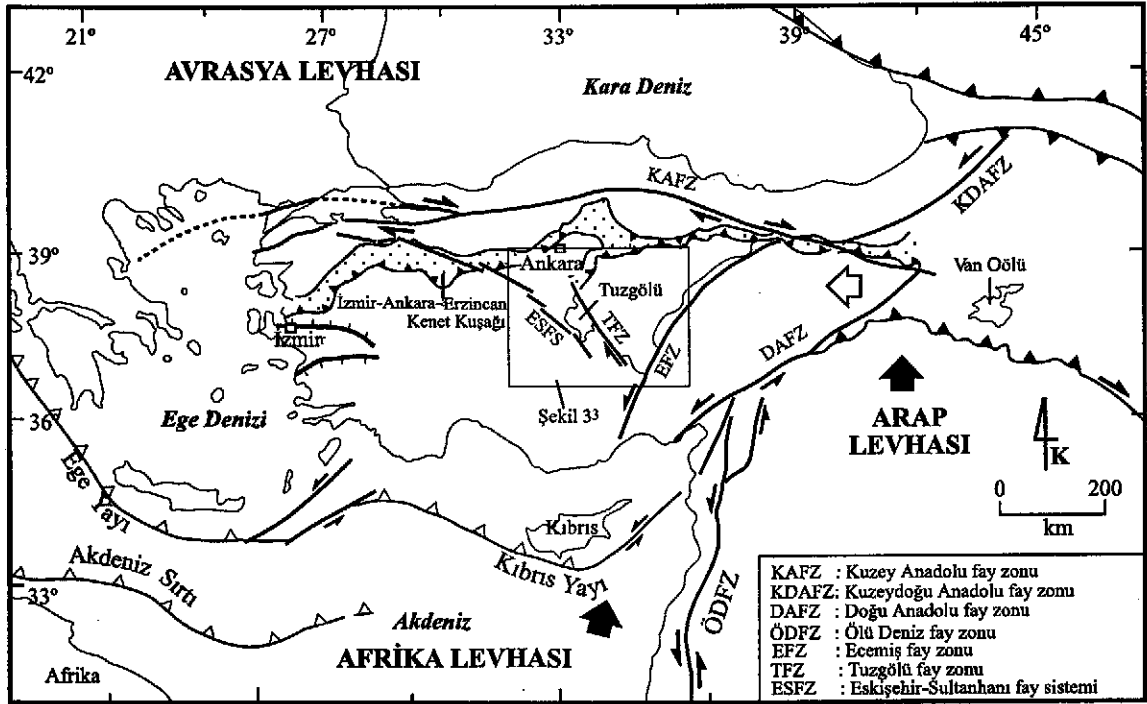
Güncel olarak kaydedilen ve büyüklüğü 6'ya kadar ulaşan deprem episantırları, Tuzgölü'nün gelişimini kontrol eden fay sistemlerinin günümüzde de aktif olduğunu kanıtlamaktadır.

Anahtar kelimeler: Tuzgölü havzası, Tektonomorfoloji, Tuzgölü fay zone, Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi, Altınekin fay zone, D sistemleri

ABSTRACT

The Tuzgölü basin, a NW-SE trending depression, is one of the largest basin of Central Anatolia. The basin started to form in the Late Cretaceous and continued its evolution until present. Three active fault systems, the Eskişehir-Sultanhanı fault system on the west, the Tuzgölü fault zone on the east and Altınekin fault zone on the southwest controls the margins of this basin. The lithology, vertical and lateral facies changes of the units of the basin; erosional and depositional surfaces; tectonomorphologic landforms reflect the effect of both climatic conditions and tectonics on the evolution of the basin and surrounding regions.

The Tuzgölü basin has been initiated with tensional movements during the Late Cretaceous and has been evolved under the effects of extensional regime upto Middle Eocene. This period was followed by the compressional episode that resulted in the shallowing and isolation of the basin from an open sea during the Late Eocene. Following the Late



Şekil 1: Orta Anadolu'nun Akdeniz Alpin kuşağındaki konumunu gösteren sadeleştirilmiş tektonik harita (Koçyiğit 1991a; Barka 1992; Tüysüz ve Yiğitbaş 1994'den faydalanılmıştır)

Figure 1: Simplified tectonic map showing the location of Central Anatolia in the Mediterranean sector of Alpine Belt (modified from Koçyiğit 1991a; Barka 1992; Tüysüz and Yiğitbaş 1994).

Eocene-Oligocene uplifting and erosion, a wide plateau (Anatolian Peneplain) has been formed in Central Anatolia during Early-Middle Miocene. The erosional and depositional surfaces (D systems of Erol) formed during Miocene-Early Pleistocene, reflects the effect of the climate and tectonism on the landscape in Central Anatolia. Reactivation of the Tuzgölü fault zone, Eskişehir-Sultanhanı fault system and other parallel fault zones resulted with the development of NW-SE trending, fault controlled basins on the wide Late Miocene plateau. The activity of the marginal faults of some basins (such as Peçenek, Muradlı, Günyüzü basins) ceased by the Early Pliocene-Late Pliocene period and new depositional surfaces developed in this basins. However, the Tuzgölü basin continued its development until present. The pattern of the Early Pleistocene and younger lake shore lines are also the important evidence of the tectonism controlling the evolution of the Tuzgölü.

The recent earthquake epicenters with magnitudes up to 6, strongly suggest that the mar-

gin-boundary fault systems of the Tuzgölü and surrounding area are still active.

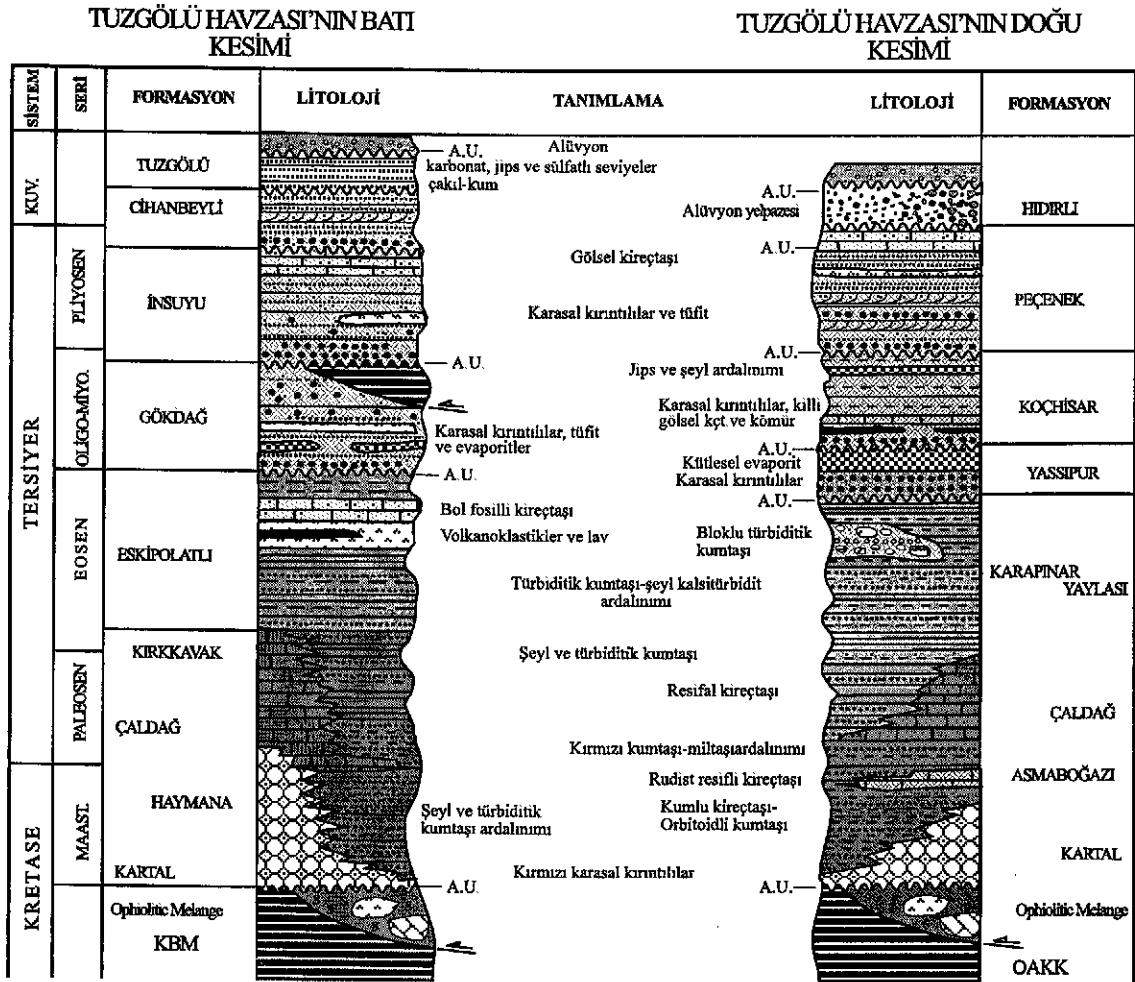
Key words: Tuzgölü basin, tectonomorphology, Tuzgölü fault zone, Eskişehir-Sultanhanı fault system, Altınekin fault zone, D systems.

GİRİŞ

Tuzgölü havzası Akdeniz Alpin Kuşağı'nın üzerinde ve Anadolu levhası'nın orta kesiminde yer alır (Şekil 1). Doğusu Tuzgölü fay zoneu, batısı Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi ile sınırlanan Tuzgölü havzası, hidrokarbon olanakları, değişik tuz mineralleri, tektonik konumu, karakteristik morfolojisi ve neotektonik özellikleri ile 1940'lı yıllardan beri yapılan çalışmaların ilgi odağı olmuştur. İlk çalışmalar Şereflikoçhisar civarındaki kömür yatakları ile ilgilidir (Romberg 1937; Wedding 1955; İlhan 1962). Takip eden çalışmaların çoğu bölgenin hidrokarbon olanaklarını belirlemek için havzanın stratigrafisini ve tektonik yapısını ortaya koymaya yöneliktir (Rigo de Righi ve Cortesini 1960; Arıkan 1975; Visser 1975; Capraru 1977, 1991;

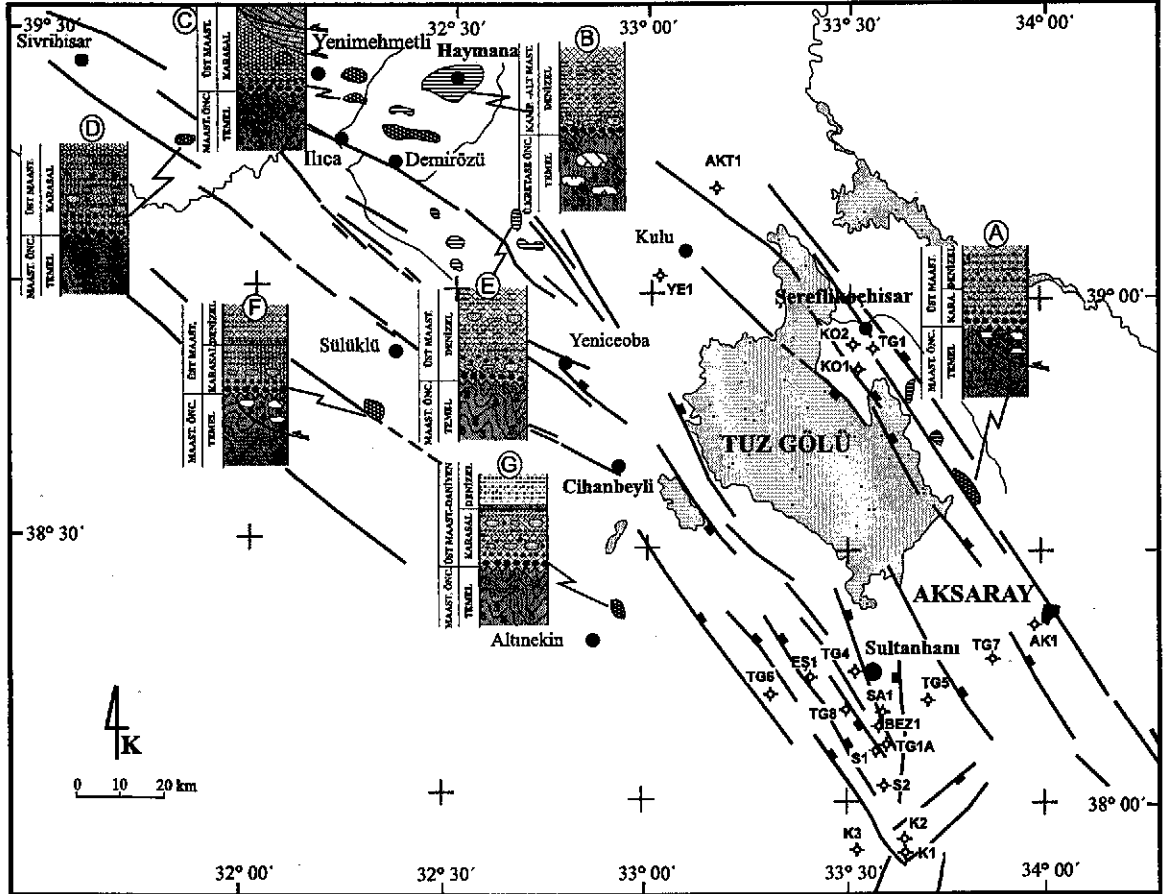
Görür ve Derman 1978; Turgut 1978; Derman 1980; Derman vd. 2000; Uygun 1981; Dinçer 1982; Oktay 1982; Uygun vd. 1982; Görür vd. 1984, 1998; Dellaloğlu ve Aksu 1984; Çemen ve Dirik 1992; Göncüoğlu vd. 1992, 1996; Leventoğlu 1994 ve Çemen vd. 1999). Çok sayıda yayınlanmamış rapor da değişik petrol şirketlerinin arşivlerinde mevcuttur. Bölgenin karmaşık yapısını ve petrol potansiyelini ortaya çıkarmak için yapılan sismik etüdler de bu konudaki çalışmalara veri sağlamıştır (Diker 1958, 1980; Uğurtaş 1975; Gürbüz ve Evans 1991). Tuzgölü havzasındaki jeomorfolojik çalışmalar 1930'larda Chaput (1936) ile başlamış ve 1960'lı yıllarda Erol (1969) ile devam etmiştir. Bölgedeki çalışmalar iklimsel

değişiklikler ve çökeltme sistemlerinin iklimsel önemine değinen çalışmalarla sürmüştür (Erol 1970, 1978, 1981, 1984, 1991, 1997; Ulu vd. 1994; Fairbridge vd. 1997). Volkanizma ve volkanizma üzerindeki tektonik kontrol ile ilgili çalışmalar bölgenin güneydoğusunda ve kuzeybatısında yoğunlaşmıştır (Ercan 1986; Ercan vd. 1990; Pasquare vd. 1988; Göncüoğlu ve Toprak 1992; Toprak ve Göncüoğlu 1993; Toprak 1998; Dhont vd. 1998). İç Anadolu bölgesinin genel neotektonik özellikleri ile bölgedeki fay kontrollü havzaların gelişimi Dirik ve Göncüoğlu (1995, 1996), Dirik vd. (1998), Dirik (2001) tarafından tartışılmış ve bu yazarlar KB doğrultulu sağ-yanal atımlı Tuzgölü fay



Şekil 2: Tuzgölü havzası'nın doğu ve batı kesiminde yüzeyleyen çökel istifin korelasyonu (Göncüoğlu vd. 1996 ve Çemen vd. 1999 dan yararlanılmıştır).

Figure 2: Correlation of the sedimentary units exposed along the eastern and western margins of the Tuzgölü basin (modified from Göncüoğlu et al. 1996 and Çemen et al. 1999).



Şekil 3: Tuzgölü havzası ve civarında temeli uyumsuzlukla üzerleyen Üst Kretase-Paleosen yaşlı çökellerin dağılımı ile ilişkilerini gösteren harita (Göncüoğlu vd. 1996 ve Çemen vd. 1999 dan yararlanılmıştır).

Figure 3: Distribution of the late Cretaceous-Paleocene sedimentary units around Tuzgölü and surrounding regions, unconformably overlying the basement (modified from Göncüoğlu et al. 1996 and Çemen et al. 1999).

zonu'nun önemine değinip bölgenin deprem-selliğine dikkat çekmişlerdir. Bu çalışmada Tuzgölü ve civarının stratigrafisi, morfotektoniği gözden geçirilerek bölgenin olası tektonomorfolojik evrimi tartışılacaktır.

STRATİGRAFİ

Bölgede yüzeyleyen kayalar temel birimler ve örtü birimleri olmak üzere iki grupta toplanmıştır.

Temel birimleri

Havzanın doğusunda Orta Anadolu Kristalen Kompleksi (OAKK), güneyinde Ulukışla volkanikleri, güneybatı ve batısında Kütahya-Bolkardağı metamorfileri ve kuzeyde yığışım prizması birimleri temel birimleri oluşturur. Havzanın doğusunda temeli oluşturan

OAKK şu birimler ile temsil edilir: a) düzenli bir istif sunan Orta Anadolu metamorfileri ve bununla birlikte deformasyon ve metamorfizma geçirmiş Metamorfik Ofiyolitli Karışık, b) okyanus içi bir dalma- batma zonu ile ilgili olarak gelişmiş ofiyolitler ve ensimatik yay magmatiklerinden oluşan Orta Anadolu ofiyolitleri, c) tüm bu birimleri sıcak dokanaklarla kesen, kıtasal kabuk kökenli, çarpışma tipi granitoyitler ve çarpışma sonrası alkalin magmatitleri içeren Orta Anadolu granitoyitlerinden oluşan kristalen kayalar (Göncüoğlu vd. 1991, 1992, 1993, 1994, 1996, 1997; Erler vd. 1991; Akıman vd. 1993; Türel vd. 1993; Yalınz ve Göncüoğlu 1998; Yalınz vd. 1996, 2000). Tuzgölü havzasının güneybatı ve batısında yer alan temel kaya birimleri önceki çalışmalarda Kütahya-Bolkardağı Metamorfileri (KBM) olarak tanım-

lanmışlardır (Özcan vd. 1990 a, b). Bu birimler Paleozoyik-Mezozoyik yaş aralığında platformda çökelmiş kayalardan oluşmaktadır. İstiflenme özellikleri açısından Özgül (1976) tarafından tanımlanan Bolkar Dağı ve Aladağ birliklerine benzemektedirler ancak belirgin olarak metamorfizmaya uğramışlardır (Özcan vd. 1990a; Göncüoğlu vd. 1996). Kuzey ve kuzeybatıda havzanın temelini Orta Anadolu Ofiyolitli Karmaşığı oluşturur (Göncüoğlu vd. 1996). Bu birimler İzmir-Ankara-Erzincan Okyanusunun kapanması sürecinde gelişen ve güneye Kütahya-Bolkardağı birimleri üzerine itilen yığılma prizması malzemesi ile temsil edilir. Bu malzeme, Üst Maestriştien'den önce birbirine eklenmiş Torit-Anatolit (Kütahya-Bolkardağı) tipi platform ve yamaç fasiyeslerini içeren metamorfik bloklar, mavişist metamorfizması geçirmiş, dalma-batma zonundan türemiş yamaç ve okyanusal kabuk parçalarını içeren bloklar, ensimatik bir yay volkanizmasının ürünü bloklar, ve olasılıkla Sakarya Mikrokitasına ait bloklarla bunların matriksini oluşturan türbiditik-olistromal kayalardan oluşur (Göncüoğlu vd. 1996). Tuzgölü havzasının güney ve güneydoğusunda tabanda Ulukışla Volkanikleri yer alır. Bu birimler öncel çalışmaların bir kısmında Toroslarla Kırşehir masifi arasında Jura'dan itibaren açılmaya başlayan "İç Toros Okyanusu" nun kuzeye, Kırşehir masifinin altına dalarak yitimi sırasında oluşan bir adayayı volkanizmasının ürünü olarak yorumlanmıştır (Oktay 1982; Görür vd. 1984; Robertson ve Dixon 1984; Baş vd. 1986). Ulukışla Volkanitlerinin en alt bölümünde yer alan ofiyolitli karışık Göncüoğlu vd. (1991, 1994, 1996)' ne göre Neotetisin İzmir-Ankara-Erzincan kolunun kapanması sürecinde, önce OAKK ile temsil edilen Torit-Anatolit'in kuzey kenarı üzerine, daha sonraki sıkışma ve kıtasal kabuk kalınlaşması ile daha güneye taşınmıştır.

Örtü Birimleri

Tuzgölü havzasının temeli üzerindeki sedimantasyon Üst Maestriştien - Alt Paleosen yaşlı çökellerle başlar (Göncüoğlu vd. 1996; Çemen vd. 1999) (Şekiller 2, 3). Havzanın doğu kesiminde, karasal sedimanlardan oluşan ve genelde Tuzgölü fayı boyunca yüzeyleyen, kırmızımsı, kırmızı-bordo-kiremit renkli, kalın tabakalı, alt seviyelerde çok kötü boylanmalı, yarı köşeli-yarı yuvarlak ve gevşek çimentolu,

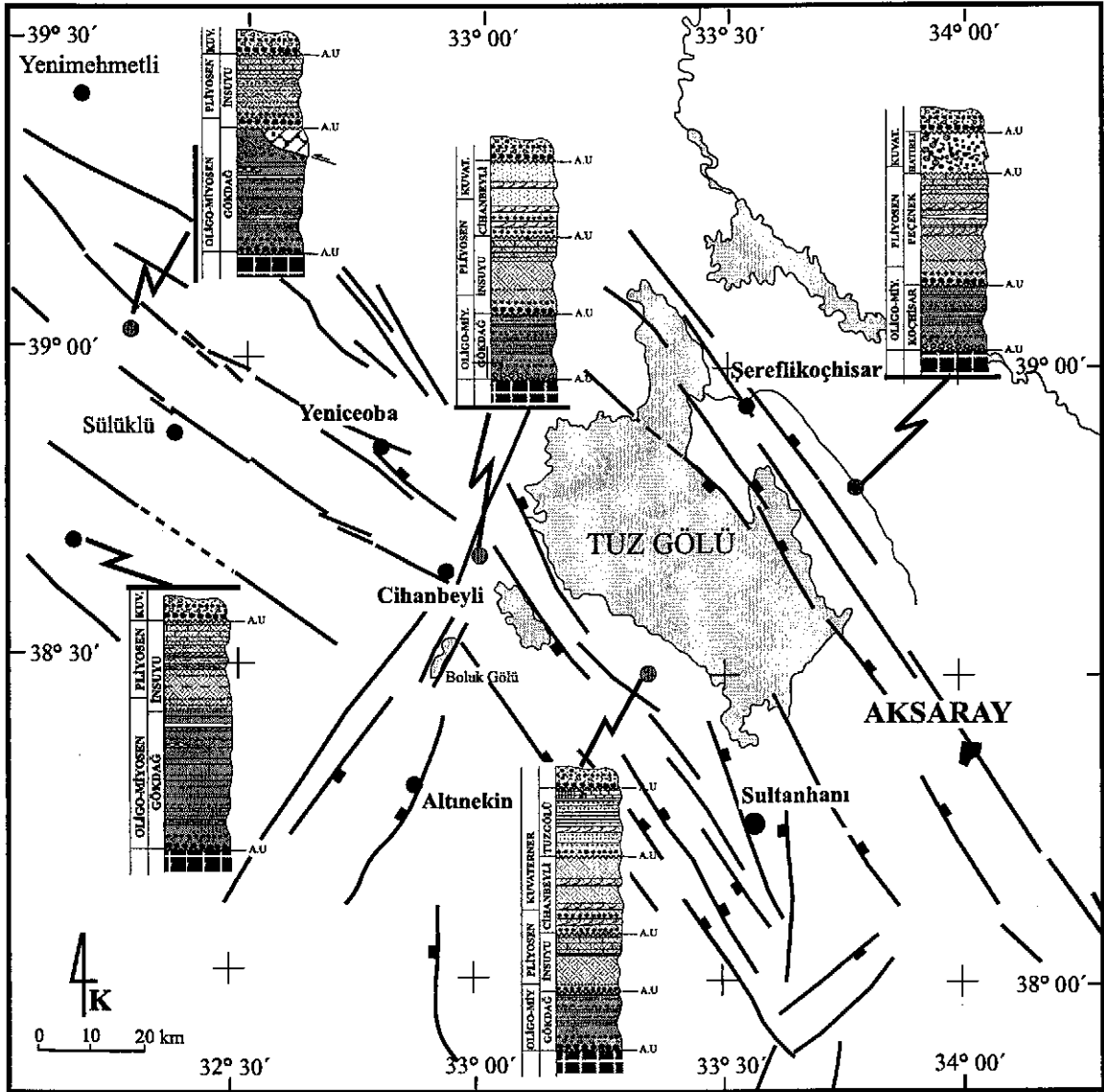
yer yer evaporit seviyeleri içeren, temel birimleri uyumsuzlukla örten birim, Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından "red beds" ve Turkish Gulf Oil (1961) tarafından Kartal formasyonu olarak adlanmıştır (Şekil 3-A). Bu birim çalışma alanında stratigrafik açıdan birçok problem yaratmış birimlerden biridir. Öncel çalışmalarda birimin aynı çökeltme ortamında, ancak farklı dönemlerde çökelmiş olabileceği dikkate alınmamış ve hatalı yorumlar yapılmıştır. Kartal formasyonunun çakıllı seviyelerini oluşturan malzemenin büyük çoğunluğu serpantin, gabbro ve çörtten türemiş olup az miktarda granit ve metamorfik çakılları da vardır. Bu birimin üzerine Üst Maestriştien yaşlı Asmaboğazi formasyonu gelir. Asmaboğazi formasyonu alt seviyelerde gri-yeşil renkli, orta-kalın tabakalı kumtaşı, Orbitoidesli kumtaşı ve kumlu kireçtaşı içerir. Üste doğru Rudist resifli kireçtaşlarına geçer. Tuzgölü havzasının kuzeybatı kesiminde temel birimlerin üzerine gelen en yaşlı birim Üst Maestriştien yaşlı Haymana formasyonudur (Şekil 3-B,C,D). Bu birimin tabanı çalışılan alanda olistolitli ve kalsitürbiditli bir seviye ile başlar ve olistostromal birkaç seviyeden sonra üste doğru pelajik kırmızı-pembe renkli killi mikrit ve yeşil marn-şeyl ve türbiditik kumtaşı ardalanması ile devam eder. Havzanın güneybatı kesiminde Kartal formasyonu kırmızı renkli çakıltası ile KBM üzerinde yer alır (Şekil 3-G). Yer yer blok boyutuna ulaşan çakıllar çoğunlukla radyolarit pelajik kireçtaşı, gabbro ve daha seyrek olarak siyenitik kayalardan türemiştir. Çakıllı bölümün üzerinde bol makrofosilli gri renkli killi kireçtaşları, kireçtaşı ve radyolarit çakıllı çakıltaları yer alır. Göncüoğlu vd. (1996) göre birimin yaşı en Üst Maestriştien-Daniyendir. Benzer bir istif Sülüklü güneyinde (Şekil 3-F) KBM üzerinde breşli bir seviyeyle başlar ve temele ait her türlü kayadan (ofiyolit, radyolarit ve rekristalize kireçtaşları) oluşma bloklar içerir. Blokların arasındaki matriks yer yer 5-10 metre kalınlığa ulaşan mor-kırmızı-kahverenkli kumtaşları, karbonat çimentolu kumtaşları ve çakıltılarından oluşur. Bu alanda da pembe ve gri renkli, bol algli kireçtaşlarında Daniyen yaşına işaret eden organizmalar yer almaktadır (Göncüoğlu vd. 1996).

Havzanın doğusunda Alt Paleosen yaşlı birimler orta-kalın tabakalı, bol algli ve fosilli kireçtaşından oluşan Çaldağ formasyonu ile temsil edilir (Çemen vd. 1999). Bu alanda geniş

yayılım gösteren Karapınaryaylası Formasyonu Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı olup genelde kumtaşı, şeyl, turbiditik kireçtaşı ardalanmasından oluşur ve yer yer de kalın olistostromlar içerir. Alt seviyelerde ince kumtaşı ve şeyl ardalanması şeklinde gözlenen birim üst seviyelerde daha çok turbiditik kumtaşı ve kalsitürbidit ardalanmasına dönüşmektedir. Karapınaryaylası formasyonu üzerine alt seviyeleri kırmızı-gri-boz renkli, kalın tabakalı çakıltaşı ve kırıntılar, üst seviyelerinde kalın

evaporit seviyeleri içeren Yassıpur formasyonu gelir.

Havzanın batısında Kartal formasyonunun üst seviyeleri yanal ve düşey olarak, Üst Paleosen yaşlı Çaldağ formasyonunun kırmızı, üste doğru yeşil-krem renkli marn-kumtaşı-kumlu kireçtaşı ve fosilli kireçtaşı ardalanmasından oluşan alt seviyeleri ile Kırkkavak formasyonunun yeşil renkli şeyl ve turbiditik kumtaşı ardalanmasına geçer. Bu iki birimin olmadığı yerlerde ise Eskipolatlı formasyonu Kartal for-



Şekil 4: Tuzgölü havzası ve civarında Oligo - Miyosen - Kuvaterner birimlerin dağılımı ile ilişkilerini gösteren harita.

Figure 4: Distribution of the Oligo.-Miocene - Quaternary units around Tuzgölü basin and surrounding regions.

masyonunu uyumsuz olarak örter. İlk kez Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından adlandırılan Eskipolatlı formasyonu başlıca kumtaşı-şeyl ardalanmasında oluşmakta olup volkanoklastikli ve bol fosilli kireçtaşı seviyeleri içerir. Kireçtaşlarındaki fosillere göre birimin yaşı Lütisiyen'dir (Göncüoğlu vd. 1996).

Bölgede Üst Eosen-Oligosen karasal kırıntılar ve kalın evaporitlerle temsil edilir (Yassipur formasyonu, Şekil 2) (Göncüoğlu vd. 1996; Çemen vd. 1999; Varol vd. 2000). Bu formasyonun alt seviyeleri kırmızı-gri-boz renkli, kalın tabakalı çakıltaşı ve kırıntılardan oluşmakta olup üst seviyelerde kalın evaporit mercikleri mevcuttur. Tuzgölü havzasının doğusunda yüzeyleyen Oligo-Miyosen yaşlı Koçhisar formasyonu ile batıda yüzeyleyen Gökdağ formasyonu tamamen karasal birimlerle temsil edilir (Şekil 2, 4). Koçhisar formasyonu Tuzgölü'nün kuzeydoğu ucundan Şereflikoçhisar'a kadar yaklaşık KB-GD doğrultusunda bir zon boyunca uzanır ve yersel olarak hem Yassipur hem de Karapınar Yaylası formasyonlarını diskordan olarak örter. Tabanda kalın tabakalı, kırmızı-kiremit renkli, çakıllı, kaba kumtaşı ile başlayan Koçhisar formasyonu üste doğru orta-kalın tabakalı kumtaşlarına geçer. Kumtaşları yer yer iyi gelişmiş çapraz tabakalanma gösterir. Yer yer killi gölsel kireçtaşı ve kömür mercikleri de içeren bu birim üste doğru ince jips ve şeyl ardalanmasına geçer. İstifin en üst kesimlerinde ise sarı renkli orta-kalın tabakalı, genelde granit parçalarından oluşmuş olan kumtaşları yer alır (Çemen ve Dirik 1992). Havzanın batısında geniş yayılım gösteren ve Koçhisar formasyonu'nun karşılığı olan Gökdağ formasyonu değişik birimleri uyumsuz olarak örter. Miyo-Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu kuzeyde Gökdağ formasyonunu uyumsuzlukla örterken güneyde bu dokanak uyumludur (Şekil 4) (Göncüoğlu vd. 1996). Kalın-orta tabakalı çakıltaşı, killi kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanmasından oluşan bu birim genelde kırmızı-kiremit renkli, bazı alanlarda ise sarı-yeşil-boz renklidir. Yer yer tüf ve tüfit tabakaları içerir. Çakıltaşları büyük oranda serpantin, metamorfik kayaç, radyolarit, koyu gri-rekristalize kireçtaşı ve nummulitli kireçtaşı çakıllarından oluşur. Genelde kötü boylanmalı, yarı yuvarlak-yarı köşeli olan çakıllar karbonat çimentoludur. Orta-kalın tabakalı çakıltaşlarında oygu-dolgu, çapraz katman, yük

kalıbı gibi sedimanter yapılar bulunmakta olup Sülüklünün kuzeyinde (Şekil 4) rekristalize kireçtaşları blok veya mega bloklar halinde Gökdağ formasyonunun içinde yer alır ve bu kesimde temel birimler tarafından tektonik olarak üzerlenir.

Üst Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı İnsuyu formasyonu bölgede geniş yayılım gösterir. Havzanın kuzeyinde daha yaşlı birimleri uyumsuz olarak örten İnsuyu formasyonu güneybatıda Gökdağ formasyonu ile uyumludur (Şekil 4). Bu birimin doğudaki eşdeğeri, Peçenek havzasının ürünü olan Peçenek formasyonudur (Uygun vd. 1982; Leventoğlu 1994; Özkul ve Türkmen 2000). Her iki birim de tabanda kırmızı renkli alüvyal çökellerle başlar, orta tabakalı, çapraz tabakalanmalı kumtaşı, çakıltaşı, silttaşı ardalanması ile devam eder ve orta-kalın tabakalı, beyaz-krem renkli, bol boşluklu, mikritik kireçtaşı ile son bulur. Havzanın batı kesimlerinde birimin içinde yer yer evaporitik ve sepolitik seviyeler gelişmiştir. Peçenek formasyonu ise güneye doğru kalınlaşan tüf-tüfit seviyeleri içerir. İnsuyu formasyonu uyumsuz olarak üzerleyen, kırmızı renkli alüvyal çökeller, evaporitler, killer ve sınırlı yayılımı olan intraformasyonel çakıllı kireçtaşlarından oluşan birim Ulu vd. (1994) tarafından Cihanbeyli formasyonu olarak adlanmıştır (Şekil 4). Doğu kesimde ise Peçenek formasyonu alüvyon yelpazesinin değişik fasiyeslerinden oluşan Hatırlı formasyonu tarafından uyumsuz olarak örtülür (Leventoğlu, 1994). Tuzgölünün en güney kesiminde en altta çakıl-kum fasiyesiyle başlayan, karbonatlı, jipsli ve sülfatlı seviyeler içeren Kuvaterner yaşlı Tuzgölü formasyonu Cihanbeyli formasyonunu üzerler (Ulu vd. 1994).

YAPISAL JEOLJİ

Tuzgölü havzası ve civarı üç önemli fay zone tarafından kontrol edilmektedir. Bunlardan birincisi Tuzgölünün doğu kenarını kontrol eden Tuzgölü fay zone, ikincisi batıdaki Yeniceoba ve Cihanbeyli fay zonlarından oluşan Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi, üçüncüsü ise havzanın güneybatısındaki Altınekin fay zonudur (Şekil 5).

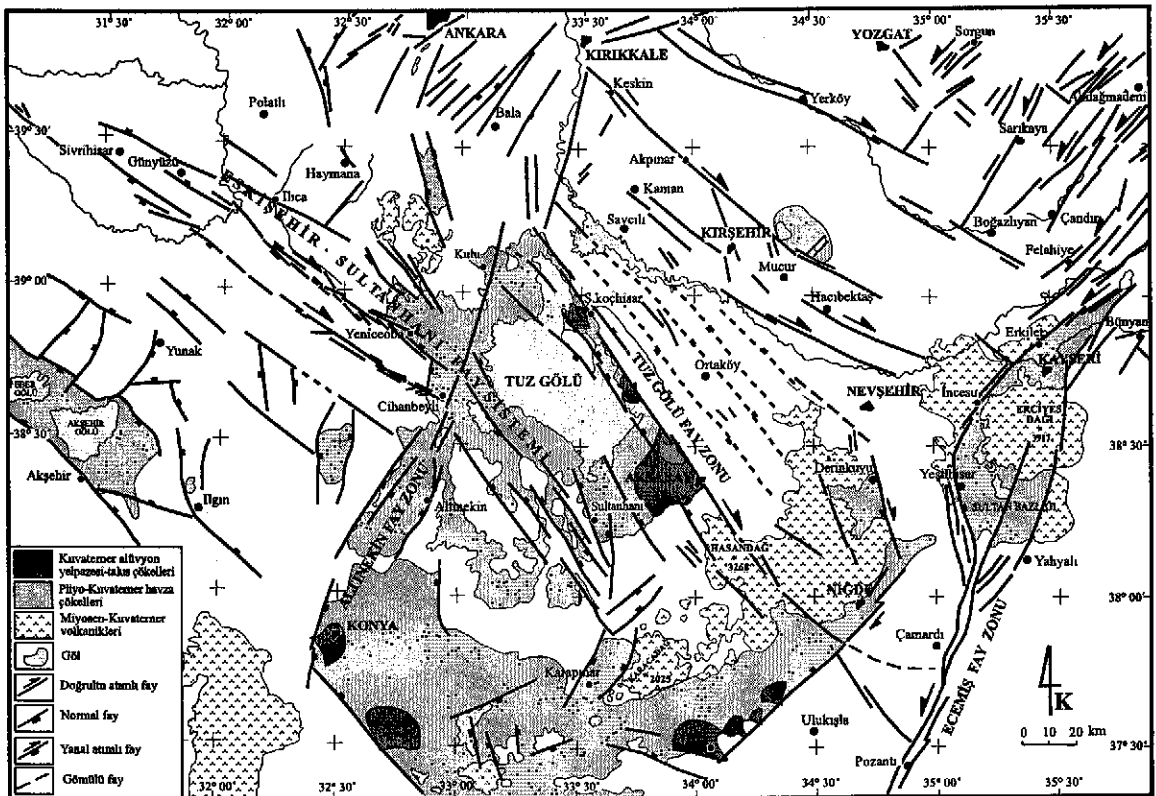
Tuzgölü fay zone

Tuzgölü havzası'nın batısını kontrol eden, KB-GD doğrultulu, yaklaşık 190-200 km uzun-

luğa, 5-25 km genişliğe sahip, ve Tuzgölü'nün kuzeyinden başlayıp Niğde'nin GB'sına kadar devam eden bu fay zonu bölgede çalışan tüm yerbilimcilerin dikkatini çekmiştir. Aksaray fay zonu (Arıkan 1975), Tuzgölü fayı (Arpat ve Şaroğlu 1975; Pasquare vd. 1988), Koçhisar-Aksaray fay zonu (Uygun vd. 1982; Görür vd. 1984), Aksaray - Ş.Koçhisar fayı (Şengör vd. 1985), Tuzgölü fay seti (Koçyiğit 1991b), Hasandağ fay seti (Göncüoğlu vd. 1991) ve Koçhisar fay seti (Çemen ve Dirik 1992) olarak adlandırılan bu fay zonu daha sonraki çalışmalarda Tuzgölü fay zonu olarak anılmıştır (Toprak ve Göncüoğlu 1993; Leventoğlu 1994; Dirik ve Göncüoğlu 1996; Çemen vd. 1999). Basamak şeklinde yarı graben veya horst graben morfolojisi sunan bu fay zonu birbirine paralel veya yarı paralel faylardan oluşur. Ana fayın düşen batı bloğunda oluşan kalın, yer yer deforme olmuş alüvyon yelpazeleri, fay diklikleri ve doğu blok üzerinde, saat yönünde büküm gösteren dere yatakları önemli morfolojik

unsurlardır (Dirik ve Göncüoğlu 1996). Fay zonunun güney ucu volkanik aktivite, sıcak su kaynakları, fay zonuna paralel parazitik koni dizilimi, traverten oluşumları, fay kontrollü teras oluşumları ve sağ-yanal olarak atılmış lav akıntıları ile karakterize olur (Toprak ve Göncüoğlu 1993). Ayrıca ana fay zonu boyunca, yükselen doğu blok üzerinde yüzeyleyen Üst Kretase-Miyosen aralığındaki çökeller alçalan batı blok-taki Pliyo-Kuvaterner yaşlı birimlerle yan yana gelir.

Tuzgölü fay zonunun yaşı hakkında çok değişik görüşler ileri sürülmüştür. Kimi araştırmacılar fay zonunun yaşını Üst Kretaseye indirirken, (Görür ve Derman 1978; Uygun vd. 1982; Görür vd. 1984; Çemen vd. 1999), Arıkan (1975) fayın yaşını Eosen, Dellaloğlu ve Aksu (1984) Miyosen olarak kabul etmiştir. Maestriştien yaşlı Kartal formasyonu'nun litolojisi ve doğudaki dağılımı göz önüne alınırsa, bu birimin Üst Maestriştien'de oluşmuş ve fay kontrollü doğu kenarı bugün yüzeyde görünen fay



Şekil 5: Tuzgölü havzası ve civarının neotektonik haritası (Dirik ve Göncüoğlu 1996; Göncüoğlu vd. 1996; Koçyiğit 1991b ve Dirik 2001'den faydalanılmıştır).

Figure 5: Neotectonic map of the Tuzgölü basin and surrounding regions.

zonunun daha doğusunda olan bir havzanın kenar fasisi olarak geliştiği görülür. Bu fay zonundaki hareket daha sonraki evrelerde batıya doğru göç etmiş ve Üst Pleyistosen'den itibaren bugünkü konumunu almıştır. Bu fay zonunun en batı ucu Koçhisar'ın güneyindeki derin oluğu kontrol etmektedir (Şekil 5).

Tuzgölü fay zonunun karakteri konusunda da değişik fikirler ileri sürülmüştür. Şengör vd. (1985) ile Şaroğlu vd. (1987) bu fayın yüksek açılı ters fay bileşenine sahip sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay olduğunu ileri sürmüşlerdir. Derman vd. (2000) ise bu fayın önce normal bir fay olarak başladığını, Eosende sol yönlü doğrultu atım kazandığını, daha sonrada tekrar normal bir fay karakterini kazandığını ileri sürmüştür. Ancak yukarıda bahsedilen morfolojik veriler ve sismik refleksiyon profili yorumu, bu fay zonunun neotektonik dönemde yüksek açılı normal fay bileşenli sağ-yanal doğrultu atımlı bir fay olarak çalıştığını kanıtlamaktadır (Toprak ve Göncüoğlu 1993; Dirik ve Göncüoğlu 1996; Çemen vd. 1999).

Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi

Daha önce bir bütün olarak çalışılmayan bu fay sistemi de değişik araştırmacıların dikkatini çekmiştir (Erol 1969; Ünal ve Yüksel 1978; Uygun 1981; Koçyiğit 1991b; Dirik ve Göncüoğlu 1995; Göncüoğlu vd. 1996). Birkaç fay zonundan oluştuğu için bu makalede Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi olarak adlanan bu yapı Tuzgölü'nün güneyinde Sultanhanı civarından itibaren gözlenir, KB yönünde Cihanbeyli-Günyüzü ve Eskişehir'e kadar uzanarak muhtemelen Eskişehir fay zone ile birleşir. Bu fay sistemi kuzeyden güneye doğru Ilica, Yeniceoba ve Cihanbeyli fay zonlarından oluşur (Şekil 6). İlk olarak Koçyiğit (1991b) tarafından adlanan Ilica fay zone Haymana GB sında yer alır. Yaklaşık KB-GD doğrultulu fay zone Yeniceoba ovası'nın kuzey kenarına kadar izlenmekte olup çizgisel Ilicaözü vadisi ve sıcak su kaynakları bu fay zone boyunca gözlenen önemli özelliklerdir. Yeniceoba ve Cihanbeyli fay zonları ilk olarak Çemen vd. (1999) tarafından adlanmıştır. KB-GD doğrultulu bu her iki fay zone birbirine paralel yarı paralel, yüksek açılı normal fay bileşenli sağ-yanal doğrultu atımlı faylardan oluşur (Şekil 6). Fay zone boyunca temele ait birimlerde dahil olmak üzere yaşlı birimler Miyo-Pliyosen yaşlı çökellerle yan yana

gelmiştir. Ünal ve Yüksel (1978) sismik refleksiyon profillerini de değerlendirerek yaptıkları çalışmada Haymana-Polatlı havzasının Maestriştien zamanında bir graben olarak geliştiğini ortaya koymuştur. Eskişehir-Sultanhanı fay sisteminin Polatlı-Yeniceoba arasındaki kesimi bu grabenin güney kenarının gelişiminde önemli rol oynamış ve Miyosen'den itibaren canlanarak genç havzaların gelişimini kontrol etmiştir. Bu fay sisteminin GD kesiminde yer alan TG6 ve EŞ1 (Şekil 3) petrol sondaj kuyu logları incelendiğinde ise TG6'da 400 metre seviyesinde temele girilirken, EŞ1'de 1000 metre seviyelerinde magmatiklere girilmiş 3600 metreye kadar temel birimlere rastlanmamıştır. Bu da bize iki kuyu arasında yer alan fayların aynı zamanda Tuzgölü havzasının gelişimini kontrol eden kenar faylar olduğunu kanıtlamaktadır. BEZ1, TG-1B, K1 sondajlarında (Şekil 3) kesilen ve sismik refleksiyon profillerinde görülen (Uğurtaş 1975) tuz domlarının oluşumunu da bu faylar kontrol etmiştir.

Altinekin fay zone

KD-GB doğrultulu bu fay ilk olarak Erol (1969) tarafından Zıvarık fayı diye adlandırılmış ve KB-GD doğrultulu fayları kesen bu fay zonunun tüm diğer faylardan genç olduğu vurgulanmıştır. Güneyde Konya ovasının batı kenarını kontrol ederek başlayan bu fay zone KD ya doğru Cihanbeyli ve Yeniceoba fay zonlarını da keserek kuzeyde Kulu'ya ve hatta daha kuzeye kadar uzanır (Şekil 5 ve 7). Bu fay zone içinde Altinekin ovası graben şeklinde gelişmiştir. Cihanbeyli'nin güneyindeki tuz, potas, sodyum sülfatça zengin Boluk gölünün içinde olduğu çöküntü ile irili ufaklı 63 traverten konisi (Erol 1967/1968) bu fay zonunun kontrolunda gelişen önemli yapılardır.

Bölgenin Depremselliği

Tuzgölü havzasını kontrol eden fay zonları üzerinde ve yakın civarında, büyüklüğü 4 ile 6 arasında değişen birçok deprem vuku bulmuştur (Tablo 1). Depremlerin deprem merkezlerinin dağılımı, Tuzgölü fay zone, Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi ile Altinekin fay zonlarının aktif olduğunun en büyük kanıtıdır (Şekil 7).

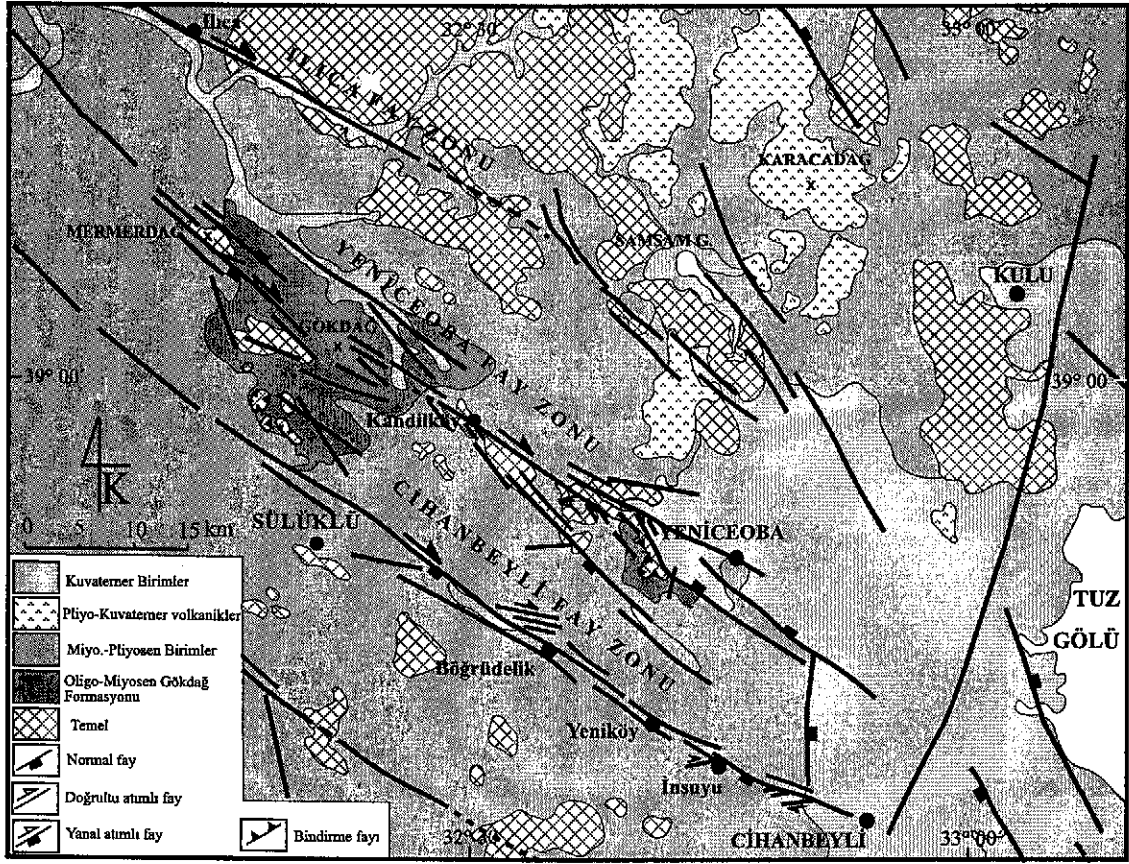
TEKTONOMORFOLOJİ

Kartal formasyonu'nun litolojik özellikleri ve havzanın doğu ve batı kenarlarındaki dağılımı

Tablo 1: Bölgede meydana gelen ve büyüklüğü 4 veya üzeri olan depremlerin episantırları (Kaynak: Gencoğlu vd. 1990 ve Deprem Araştırma Dairesi verileri).

Table 1: The earthquake epicenters having the magnitudes of 4 or above 4 in the region.

Tarih Gün/Ay/Yıl	Enlem	Boylam	Derinlik (km)	MAG.
16.01.1918	38.8	32.9	30	5.3
27.05.1919	39.1	31.0	10	5.3
25.02.1920	38.8	32.9		4.3
26.02.1920	38.8	32.9		5.0
16.01.1921	38.3	32.8	10	5.7
13.12.1924	38.0	33.5	30	4.9
14.09.1925	39.0	31.0	30	4.9
20.09.1925	39.0	31.0	30	4.9
20.12.1926	39.0	31.0	30	4.9
1929	39.5	31.5		4.5
07.02.1927	39.0	31.0	15	5.2
09.04.1930	39.7	34.0	30	5.0
28.06.1933	39.3	33.2	30	4.7
19.04.1938	39.4	33.8	10	6.6
14.05.1938	39.7	33.6	10	4.8
14.05.1938	39.4	33.8		4.7
28.05.1938	39.4	33.8	30	4.9
21.07.1938	39.6	33.7	10	5.0
16.12.1938	39.5	33.9	10	4.8
1940	38.0	34.2		5.2
15.03.1961	39.10	34.2		4.9
03.11.1966	39.0	31.1	9	4.6
13.06.1967	39.0	31.1	2	4.6
26.09.1968	38.8	32.6	40	4.5
08.10.1968	38.8	32.6	37	4.8
28.03.1970	38.9	31.5		4.4
28.03.1970	39.5	31.1		4.4
29.03.1970	39.6	31.1		4.0
29.03.1970	39.6	31.0		4.3
31.03.1970	39.6	31.1		4.3
05.04.1970	39.2	31.7		4.2
12.04.1970	39.5	31.0		4.2
18.04.1970	38.7	31.7		4.0
19.04.1970	39.5	31.0		4.5
06.05.1970	38.9	31.3		4.1
22.10.1971	38.6	33.9		4.0
27.04.1973	38.7	32.9	29	4.6
30.07.1975	39.5	32.1	2	4.6
15.06.1976	38.7	32.4		4.1
21.04.1977	38.8	31.5		4.0
23.01.1978	39.6	32.3		4.2
19.02.1978	38.0	32.4		4.1
24.02.1978	38.0	32.6		4.5
10.03.1978	38.1	32.4		4.3
01.04.1978	38.7	34.2		4.2
26.04.1978	38.8	31.5		4.1
27.04.1978	37.8	32.6		4.2
27.04.1978	38.7	31.7		4.1
04.07.1978	39.5	33.2	23	4.9
09.05.1980	39.9	32.6	33	4.3
26.05.1980	39.0	31.8	29	4.0
10.04.1981	39.0	33.1	38	4.0
21.01.1983	39.4	32.3	10	4.6
27.02.1983	39.5	33.0	8	4.0
21.04.1983	39.3	33.1	36	4.8
27.04.1984	38.9	31.5		4.0
23.08.1984	38.9	31.7		4.0
03.03.1985	39.1	33.2	10	4.3
06.04.1985	39.6	32.9	5	4.4
17.11.1985	37.6	33.3	10	4.2

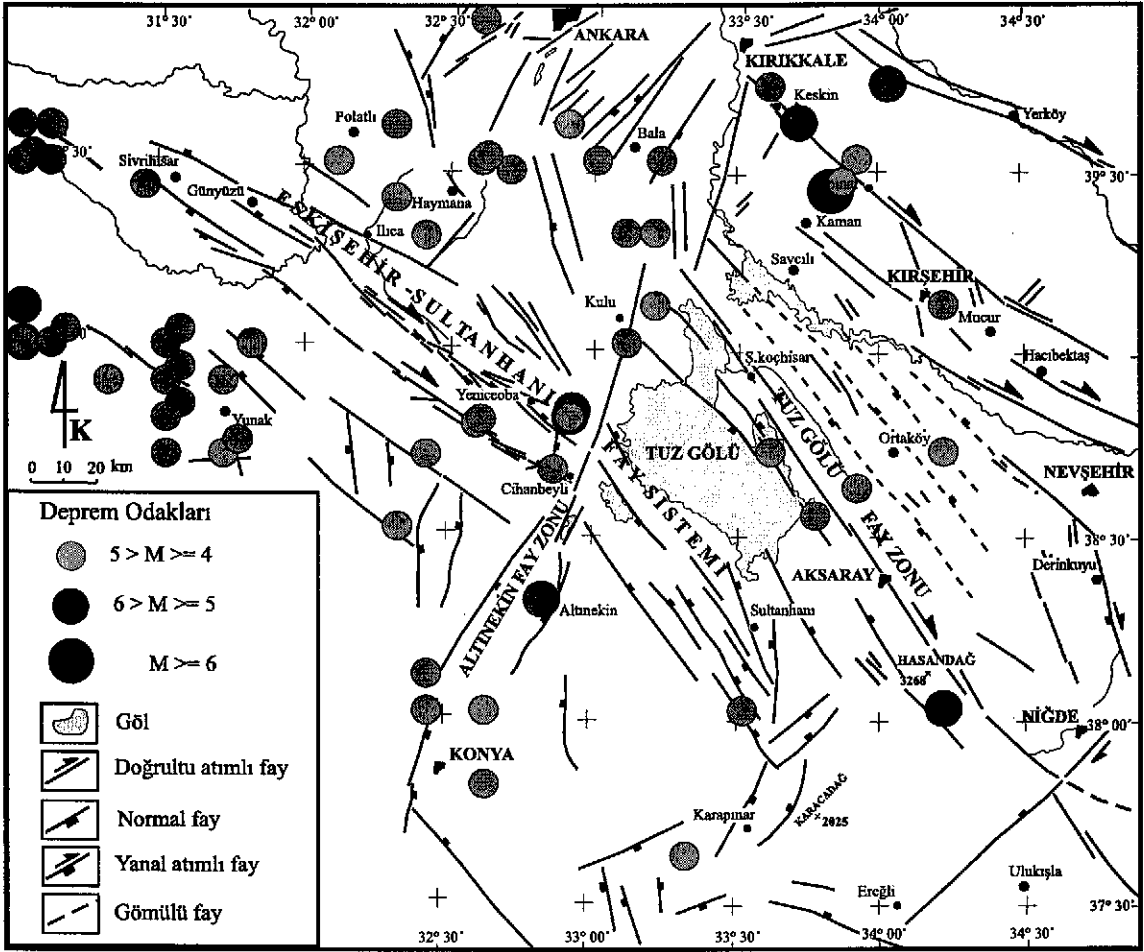


Şekil 6: Tuzgölü havzası batı kesiminin tektonik haritası.

Figure 6: Tectonic map of the western part of the Tuzgölü basin.

Tuzgölü havzasının gelişiminin Maestrihtiyende bir graben olarak başlamış olduğunun kanıtıdır (Çemen vd. 1999). Orta Eosen'e kadar toplam kalınlığı beşbin metreyi aşan bir sediman istifli fay kontrollü ve muhtemelen güneyden Neo-Tetis'in güney kolu ile bağlantılı bu havzada çökelmiştir. Orta-Geç Eosen'den itibaren İzmir-Ankara-Erzincan okyanusunun tümü ile yitmesi ve Sakarya Kitasının Menderes-Torid bloğu ile çarpışmasını takiben (Şengör ve Yılmaz 1981; Görür vd. 1991) Orta Anadolu yükselmeye, aşınmaya başlamış, Himalaya tipi bir plato oluşmuş ve ılıman-tropikal iklim koşulları sıcak-kurak iklim koşullarına geçmiştir (Fairbridge vd. 1997). Deniz ile irtibatı kesilen bölgede kalın, karasal kırıntılılar ve evaporitler çökelmeye başlamıştır. Genelde kalın, kırmızı alüvyon yelpazesi-örgülü akarsu ve playa çökellerinin varlığı, Geç Eosen-Oligosen evresinde kenarları faylı havzaların varlığını göstermektedir. Bu evrede çökelen Yassıpur formasyonu kurak-yan

kurak iklim koşullarında gerçekleşen alüvyon yelpazesi-örgülü nehir ortamından, evaporitik kil-playa düzlüklerine geçişi yansıtmaktadır (Fairbridge vd. 1997). Bu evrede oluşan aşınım yüzeyleri Erol (1981, 1983) tarafından 'D 0' sistemi olarak adlanmıştır. Bu yüzey günümüzde genel olarak daha genç çökeller tarafından örtülü durumdadır. Oligo-Miyosen aralığında baskın olarak K-G sıkışmalı rejimin etkisi altında oluşan havzalarda batıda Gökdağ, doğuda da Koçhisar formasyonları çökelmiştir. Orta Miyosen sonlarına kadar peneplen karakterinde bir aşınım yüzeyi oluşmuş, peneplen karakterli bu yüzey Erol (1969, 1981) tarafından 'D I' sistemi ve Anadolu Penepleni olarak adlanmıştır. Bu yüzey Tuzgölü civarında 1400-1500 metreler arasında gözlenmektedir (Şekil 8). Serravallen sonundaki kıta/kıta çarpışması Arap - Anadolu plakaları arasında devam eden sıkışma nedeniyle sağ yanal atımlı Kuzey Anadolu fay zonu ile sol yanal atımlı Doğu Anadolu fay zon-

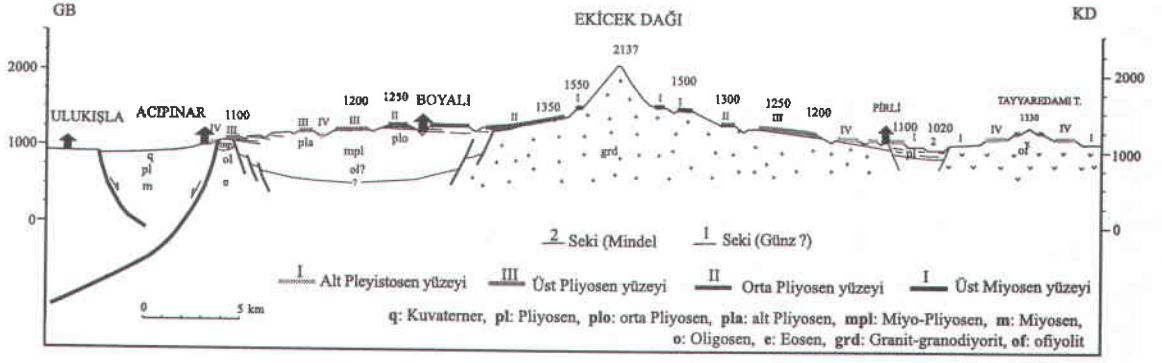


Şekil 7: Tuzgölü ve civarındaki deprem odaklarını gösteren harita.

Figure 7: Earthquake epicenter location map of Tuzgölü and surrounding regions.

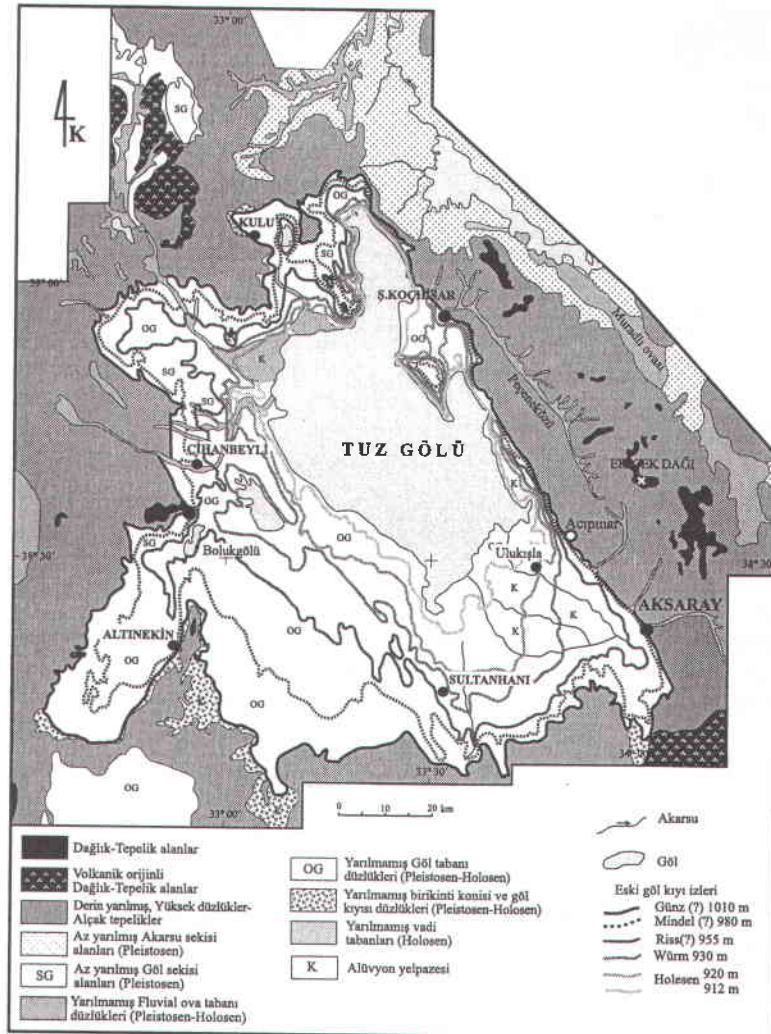
ların oluşması ve Anadolu plakacığının batıya doğru kaçması ile neticelenmiştir (Dewey ve Şengör 1979; Şengör 1980; Burke ve Şengör 1986). Bu batıya doğru kaçış, İç Anadolu'da eski fayların da canlanması ile, Üst Miyosen-Alt Pliyosende fay kontrollü iç havzaların gelişmesine neden olmuştur (Şengör 1980; Çemen ve Dirik 1992; Çemen vd. 1992; Koçyiğit ve Beyhan 1998; Dirik vd. 1998; Dirik 2001). Bu dönemde oluşan aşınım ve birikim yüzeyleri Erol (1969) tarafından 'DII' sistemleri olarak adlandırılmış olup günümüzde bu yüzeyler İç Anadolu'da 1200-1300 metre arasında görülmektedir (Şekil 8). Bu evrede batıda çöken İnsuyu Formasyonu kurak-yarı kurak iklim koşullarında gerçekleşen distal alüvyon ortamdan, playa düzlükleri ile gölsel ortama geçişi yansıtmaktadır. Doğuda Peçenek havzasında çöken Peçenek Formasyonu ise batı kenarı

kalın, kaba taneli alüvyon yelpazeleri, orta kesimi ise örgülü-menderesli akarsu tortulları ile temsil edilen, hızla çöken bir graben ortamını yansıtmaktadır (Leventoğlu 1994, Özkul ve Türkmen 2000). Pliyosen döneminde oluşan aşınım ve birikim yüzeylerini 'DIII' sistemi olarak tanımlayan Erol (1969), bugün Akdeniz kıyılarında 150-200 metre arasında gözlenen bu seviyelerin İç Anadolu'da 1100-1150 metre yüksekte olduğuna dikkat çekmiştir (Erol, 1969). Erken Kuvaterner'de (Villfranchian) oluşan 'DIV' sistemi İç Anadolu'da 1050 metre seviyelerinde bulunmaktadır (Erol 1969). Tuzgölü havzasında 1050 metre düzlükleri içinde oyulmuş, kapalı bir Kuvaterner havzası ve ona bağlı vadi sistemleri içinde büyük bir Pleyistosen gölünün geliştiği Erol (1969) tarafından gözlenmiş ve bu gölün Erken Pleyistosen'den itibaren oluşturduğu kıyı çizgileri haritalanmıştır (Şekil 9). Bu kıyı çizgi-



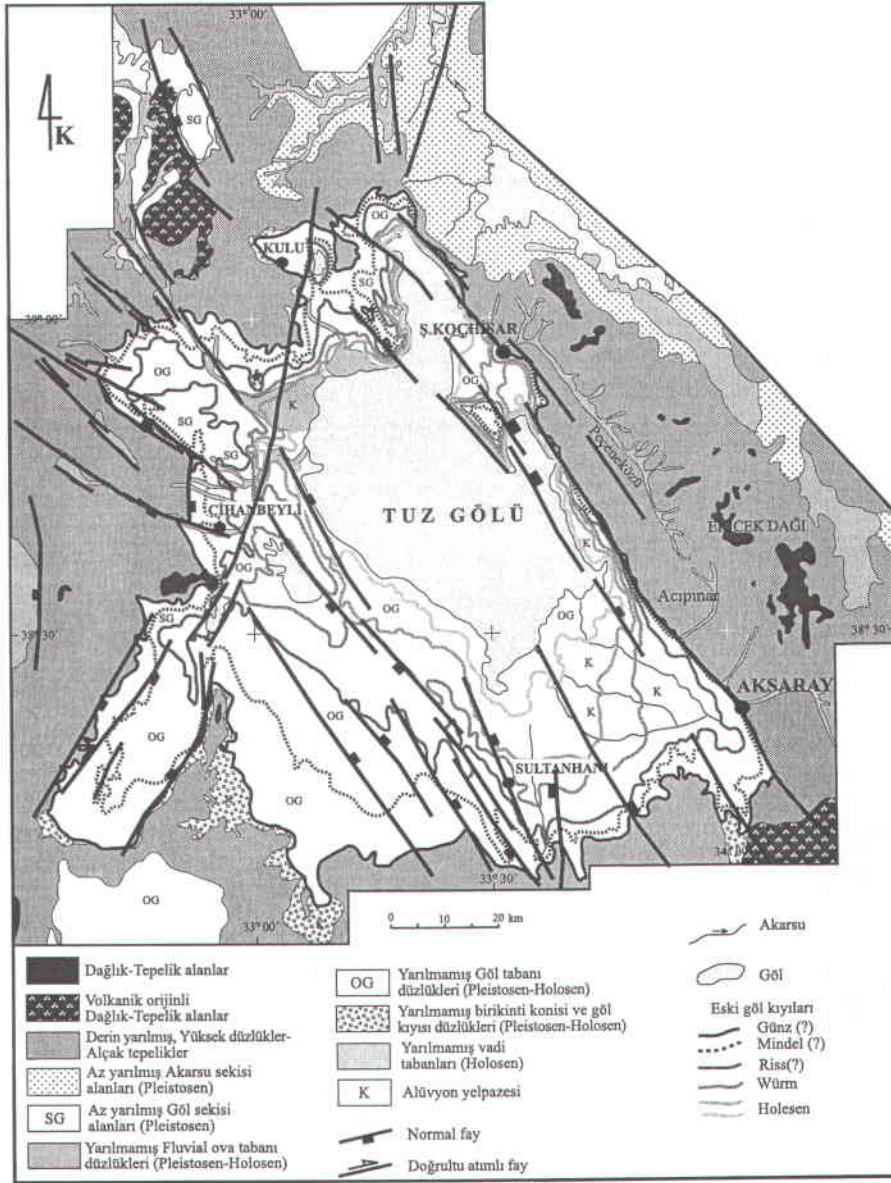
Şekil 8: Tuzgölü'nün doğusunda aşınım ve birikim yüzeylerini gösteren kesit (Erol 1969).

Figure 8: Cross-section showing the erosional and depositional surfaces exposing at the eastern part of Tuzgölü (Erol 1969)



Şekil 9: Tuzgölü'nün eski kıyı çizgilerini gösteren morfolojik harita (Erol 1969).

Figure 9: Morphologic map showing the older shorelines of Tuzgölü (Erol 1969)



Şekil 10: Tuzgölünde eski kıyı çizgileri ile tektonik hatların ilişkisini gösteren harita.

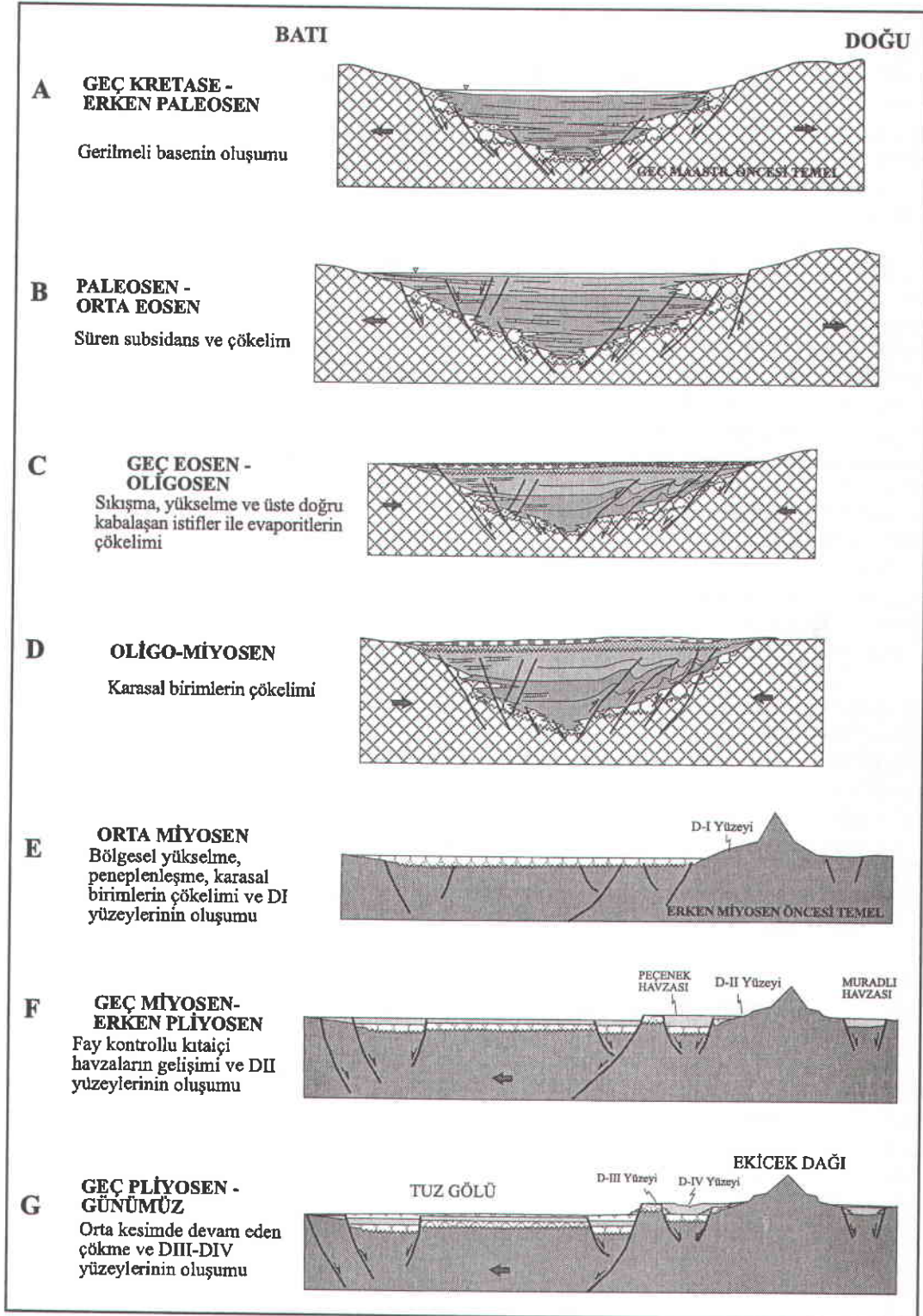
Figure 10: Map showing the relationship between tectonic lines and old shorelines in Tuzgölü.

lerinden ilki olan ve 1015 metre seviyesinde gözlenen kıyı çizgisi tektonik hatlarla karşılaştırıldığında bu gölün Pleyistosen'de (Günz ?) doğuda Tuzgölü fay zone, batıda Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi ve güneybatıda Altınekin fay zoneunun denetiminde oluştuğu açıkça görülür (Şekil 10). Tuzgölü fay zoneunun kontrolünde doğuya doğru çekilen Tuzgölü, iklim koşullarının da etkisiyle (Erol 1997), bugünkü konumunu kazanmış olup, gölün en derin kısmı olan Şereflikoçhisarın güneyindeki olukta fay kontrollü sedimantasyon günümüzde

de devam etmektedir.

BÖLGENİN TEKTONOMORFOLOJİK EVRİMİ

Tuzgölü havzasının gelişimi karasal birimlerden oluşan Kartal Formasyonunun temel birimlerin üzerine çökmesi ile başlar. Bu birim, kayatürü ve istiflenme özellikleri dikkate alınırsa çok tipik olarak bir gerilmeli ortamda, fay kontrollü havza kenarında gelişmiş moloz akmaclarını ve fluvial yelpazeleri temsil eder. Bu nedenle bölgede, Maastrichtiyende bir riftleşme



Şekil 11: Tuzgölü havzası ve civarının tektonomorfolojik gelişimi.

Figure 11: Tectonomorphologic evolution of Tuzgölü basin and surrounding regions.

başlamış olmalıdır (Şekil 11A). Havza kenarlarında konglomeratik Kartal Formasyonu çökelirken havzanın daha derin kısımlarında yeşil renkli orta-kalın tabakalı Orbitoidesli kumtaşı-kumlu kireçtaşı, ve yer yer polijenik elemanlı çakıltası ardalanmasından oluşan Asmaboğazı Formasyonu çökelmiştir. Kartal ve Asmaboğazı Formasyonlarının çökelişi Erken Paleosen'de de devam etmiştir (Göncüoğlu vd. 1996; Çemen vd. 1999). Büyük bir olasılıkla Geç Paleosende açılma tektoniği şiddetini kaybetmiş, global bir deniz seviyesi yükselmesi sonucu hızlı bir transgresyona maruz kalmıştır (Göncüoğlu vd. 1996; Çemen vd. 1999). Bu dönem Orta Eosene kadar devam etmiş, Çaldağ Formasyonu ile batıda Kırkkavak-Eskipolatlı, doğuda Karapınaryaylası Formasyonları çökelmişlerdir (Şekil 11B). Havzanın her iki yanında yüzeyleyen ve kuyularda kesilen evaporit çökelleri Eosen sonunda havzanın sığlaştığının kanıtıdır (Şekil 11C). Oligo-Miyosen aralığında kuzeyi daha çok K-G sıkışma etkisi altında kalan bölgede karasal çökeltme ve aşınma devam etmiştir (Şekil 11D). Orta Miyosene kadar devam eden bölgesel yükselme ve aşınma 'DI' sistemi gelişmiştir (Şekil 11E). Anadolu bloğu'nun batıya doğru kaçmaya başlaması ile Geç Miyosen-Erken Pliyosende fay kontrollü iç havzalar gelişmeye ve 'DII' sistemi oluşmaya başlamıştır (Şekil 11F). Pliyosen-Günümüz aralığında Peçenek havzasını kontrol eden faylar aktivitesini kaybederken batıdaki diğer faylar Tuzgölü havzasının gelişimini kontrol etmeye devam etmiş ve 'DIII' ve 'DIV' sistemleri oluşmuştur (Şekil 11G).

SONUÇLAR

Gelişimi Geç Maastrichtiyende bir graben olarak başlayan ve çökelmenin Orta Eosene kadar süren Tuzgölü havzası ilk kez Geç Eosende sıkışmaya başlamıştır. Bu sıkışmayı takiben oluşan aşınım nedeniyle Geç Eosen-Oligosen evresinde Erol'un 'DO' sistemi gelişmiş ve karasal birimler çökelmeye başlamıştır. Oligo-Miyosen evresinde de sıkışma devam etmiş Orta Miyosen kadar devam eden bölgesel yükselme ve aşınma ile 'DI' sistemi gelişmiştir. Geç Miyosen-Erken Pliyosende Anadolu bloğunun batıya doğru kaçmaya başlaması eski fayların canlanması, yeni fay kontrollü iç havzaların gelişmeye başlaması ve 'DII', ile daha sonraki evrelerde 'DIII' - 'DIV' sis-

temlerinin oluşması ile neticelenmiştir.

Doğuda KB-GD doğrultulu, yüksek açılı normal fay bileşenli sağ-yanal doğrultu atımlı Tuzgölü fay zone, batıda sağ-yanal doğrultu atımlı Eskişehir-Sultanhanı fay sistemi ve GB da yüksek açılı normal fay karakterli Altınekin fay zone bölgenin en önemli yapısal unsurlarıdır. Bunlardan ilk ikisi Tuzgölü havzasının gelişiminde başından itibaren, Altınekin fay zone ise Pleyistosen'den başlayarak Tuzgölü'nün şekillenmesinde önemli rol oynamışlardır.

Deprem merkezlerinin dağılımı bu fay zonlarının halen aktif olduğunu kanıtlamaktadır.

KATKI BELİRLEME

Yazarlar bu makalenin hazırlanması için kullanılan bilgilerin bir bölümünün elde edildiği arazi çalışmalarına destek sağlayan TPAO Genel Müdürlüğü'ne ve bölgede değişik zamanlarda yapılmış olan sondaj verilerini sağlayan Alaaddin Middle East yetkililerine teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akıman, O., Erler, A., Göncüoğlu, M.C., Güleç, N., Geven, A., Türel, K. ve Kadioğlu, Y.K., 1993. Geochemical characteristics of granitoids along the western margin of the Central Anatolian Crystalline Complex and their tectonic implications. *Geol. Jour.* 28, 371-382.
- Arikan, Y., 1975. Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları. *MTA Dergisi*, 85, 17-38.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975. Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar. *TJK Bül.*, 18, 91-101.
- Barka, A., 1992. The North Anatolian fault. *Anneles Tectonicae*, 6, 164-195.
- Baş, H., Atabey, E. ve Ayhan, A., 1986. Ulukışla-Çamardı volkanitlerinin bazı petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. *JMO Dergisi*, 26, 28-34.
- Burke, K. ve Şengör, A.M.C., 1986. Tectonic escape in the evolution of the continental crust: Reflection seismology. *The Continental crust Geodynamic Series*, 4, 41-53.
- Capraru, C., 1977. Considerations regarding the oil possibilities of Tuz Gölü Basin. TPAO Raporu (Yayınlanmamış).
- Capraru, C., 1991. Hydrokarbon trap types in the structural units of the Tuz Gölü Basin.

- Ozan Sungurlu Sempozyumu, Proceedings, 156-173.
- Chaput, E. 1936. Voyages d'etudes géologiques et géomorphologiques en Turquie.-Mem. de l'Inst. Fr. D'Archéol. de Stamboul II, VIII-Paris.
- Çemen, İ., ve Dirik, K., 1992. Tuzgölü havzasının kuzeydoğu kısmının stratigrafisi, yapısal jeolojisi ve jeoloji tarihi: TPAO Rapor No. 3115 (Yayınlanmamış).
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C., Kozlu, H., Perinçek, D., ve Dirik, K., 1992. Indentation tectonics in southeastern Anatolia and its effect in central Anatolia. In: 1st International Symposium on Eastern Mediterranean Geology-Adana, GEOSOUND-Special Issue, 324-325.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C. ve Dirik, K., 1999. Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey. Journal of Geology, 107, 693-706.
- Dellaloğlu, A. ve Aksu, R., 1984. Kulu-Şereflikoçhisar-Aksaray dolayının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rapor No. 2020 (Yayınlanmamış).
- Derman, A.S., 1980. Tuz Gölü ve kuzeyinin jeolojisi, TPAO Rapor No. 1512 (Yayınlanmamış).
- Derman, A.S., Rojay, B., Güney, H. ve Yıldız, M. 2000. Koçhisar-Aksaray fay zone'nun evrimi hakkında yeni veriler. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması. Bildiri Özleri, 1, Aksaray.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: complex multi-plate and continuum tectonics in a convergent zone. Bull. Geol. Soc. Am., 90, 84-92.
- Dhont, D., Chorowicz, J., Yürür, T., Froger, J.-L., Köse, O. ve Gündoğdu, N., 1988. Emplacement of volcanic vents and geodynamics of Central Anatolia, Turkey. Jour. Volcanology and Geothermal Research, 85, 33-54, 1998.
- Diker, S., 1958. Orta Anadolu Bor-Ereğli-Karaman-Karapınar-Aksaray gravimetre ve manyeto-metre etüdları hakkında rapor. MTA Rapor No. 2660.
- Diker, S., 1980. Tuz Gölü havzası sismik değerlendirmesi. TPAO Raporu (Yayınlanmamış).
- Dinçer, A., 1982. Kulu batısının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO Rapor No. 1665 (Yayınlanmamış).
- Dirik, K., 2001. Neotectonic evolution of the northwestward arched segment of the Central Anatolian Fault Zone, Central Anatolia. Geodinamica Acta, 14 (baskıda).
- Dirik, K. ve Göncüoğlu, M.C., 1995. Neogene structural features of the western part of Tuzgölü, Central Turkey: International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, Abstracts, 13.
- Dirik, K. ve Göncüoğlu, M.C., 1996. Neotectonic characteristics of Central Anatolia. Int. Geology Review, 38, 807-817.
- Dirik, K., Çemen, İ., ve Göncüoğlu, M.C., 1998. Neotectonics and related intracontinental basin formation in Central Anatolia-Turkey: International Conference on Active Tectonic Continental Basins, Abstracts, 55, Gent (Belgium).
- Ercan, T., 1986. Orta Anadolu'daki Senozoyik volkanizması. MTA Dergisi, 107, 119-140.
- Ercan, T., Ercan T., Fujitani T., Matsuda J.I., Tokel S., Notsu K., Ul T., Can B., Selvi Y., Yıldırım T., Fişekçi A., Ölmez M., ve Akbaşlı A., 1990. The origin and evolution of the Cenozoic volcanism of Hasandağı-Karacadağ area (Central Anatolia), Jeomorfoloji Dergisi, 18, 39-54.
- Erlar, A., Akıman, O., Unan, C., Dalkılıç, B., Geven, A. ve Önen, P., 1991. Kaman (Kırşehir) ve Yozgat yörelerinde Kırşehir Masifi magmatik kayaların petrolojisi ve jeokimyası. Doğa, 15, 76-100.
- Erol, O., 1967-68. Cihanbeyli güneyinde, Boluk gölü çevresindeki traverten konileri. Türk Coğrafya dergisi, 24/25, 64-87.
- Erol, O., 1969. Tuzgölü Havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi. TUBİTAK Raporu (Yayınlanmamış).
- Erol, O., 1970. Les hauts niveaux pléistocènes du Tuzgölü (lac Salé) en Anatolie centrale (Turquie). Annales de Géographie, 79, 39-50.
- Erol, O., 1978. The Quaternary history of the lake basins of Central and Southern Anatolia. In: The Environmental History of the Near and Middle East since the last Ice Age (Ed: W.C. Brice) Academic Press, London, 111-139.
- Erol, O., 1981. Neotectonic and geomorphologic evolution of Turkey. In Fairbridge R.W. (Ed.) Neotectonics, Zeitschr. Für Geom. Suppl. Bd 40: 193-211.

- Erol, O., 1983. Türkiye'nin gençtektonik ve jeomorfolojik gelişimi, *Jeom.Derg.*, 11, 1-22.
- Erol, O., 1984. Geomorphology and neotectonics of the pluvial lake basins in the Taurus belt and South Central Anatolia. In Tekeli, O. and Göncüoğlu, M.C. (Eds) *Geology of the Taurus Belt: International Symposium*. 119-124.
- Erol, O., 1991. Geomorphological evolution of the Taurus mountains, Turkey. *Zeitschr. Für Geom. N.F. Supp. Bd 82*: 99-109.
- Erol, O., 1997. Geomorphologic arguments for Mid- to Late Holocene environmental change in Central Anatolian (pluvial) lake basins. *NATO ASI Series*, 149, 321-350.
- Fairbridge, R., Erol, O. ve Yılmaz, Y., 1997. Background to Mid-Holocene climatic change in Anatolia and adjacent regions. *NATO ASI Series*, 149, 595-610.
- Gencoğlu, S., İnan, E. ve Güler, H., 1990. Türkiye'nin Deprem Tehlikesi. Chamber of Geophysical Engineers of Turkey, Ankara, Spec. Publ., 701 p.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, V., Kuşçu, İ., Erler A., ve Olgun, E., 1991. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 1: Güney Kesim. TPAO Rapor No. 2909 (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., ve Rojay, B., 1992. Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim. TPAO Rapor No. 3535 (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C. ve Toprak V., 1992. Neogene and Quaternary volcanism of central Anatolia: a volcano-structural evaluation. *Bull. de la Section de Volcanologie Soc. Geol. France*, 26,1-6.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, G.M.V., Olgun, E., Yalınız, K., Kuşçu, İ., Köksal, S., ve Dirik, K., 1993. Orta Anadolu Masifi'nin orta bölümünün jeolojisi, Bölüm 3: Orta Kızılırmak Tersiyer baseninin jeolojik evrimi. TPAO Rapor No.3313 (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Erler, A. ve Yalınız K., 1994. Orta Anadolu Masifi'nin doğu bölümünün jeolojisi, Bölüm 4: Orta Anadolu Masifi'nin Sivas Baseni ile ilişkisi. TPAO Rapor No. 3535 (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., Erler, A., Yalınız, K., Özgül, L. ve Çemen, İ. 1996. Tuzgölü havzası batı kısmının temel jeolojik sorunları: TPAO Rapor No. 3753 (Yayınlanmamış).
- Göncüoğlu, M.C., Köksal, S., ve Floyd, P.A. 1997. Post-Collisional A-type magmatism in the Central Anatolian Crystalline Complex: Petrology of the İdiş Dağı intrusives (Avanos, Turkey). *Doğa*, 6, 65-76.
- Görür, N. ve Derman, A. S., 1978. Tuz Gölü-Haymana havzasının stratigrafik ve tektonik analizi. TPAO Rapor No. 1514 (Yayınlanmamış).
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ. ve Şengör, A.M.C. 1984. Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure, in Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. eds., *The Geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geol.Soc.London. Spec.Publ. no 17*, 467-482.
- Görür, Şengör, A.M.C., Sakıncı, M., Tüysüz, O., Yiğitbaş, E., Oktay, F., Engin, S., Okuroğulları, A.H. ve Özgül, K., 1991. Türkiye ve çevresinin geç Triyas-geç Miyosen dönemindeki paleocoğrafik evrimi. *Ozan Sungurlu Sempozyumu*, 1991. *Proceedings*, 174-189.
- Görür, N., Tüysüz, O. ve Şengör, A.M.C. 1998. Tectonic evolution of the Central Anatolian Basins. *International Geology Review*. 40, 831-850.
- Gürbüz, E. ve Evans, C. 1991, A seismic refraction study of the western Tuzgölü Basin, central Turkey. *Geophys. J. Int.* 106, 239-251.
- İlhan, E., 1962. Ankara Koçhisar linyit sahası, *Madencilik Derg.* 9, 572-577.
- Koçyiğit, A., 1991a. An example of an accretionary forearc basin from northern Central Anatolia and its implications for the history of subduction of Neo-Tethys in Turkey. *Geological society of America Bulletin*, 103, 22-36.
- Koçyiğit, A. 1991b. Changing stress orientation in progressive intracontinental deformation as indicated by the neotectonics of the Ankara region (NW of Central Anatolia): *TPJD Bülteni* 3/1, 48-55.
- Koçyiğit, A., ve Beyhan A., 1998. A new intracontinental transcurrent structure: the Central Anatolian Fault Zone, Turkey, *Tectonophysics*, 284, 317-336.
- Koçyiğit, A., Ünay, E. ve Saraç, G., 2000. Episodic graben formation and extensional

- neotectonic regime in west central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon graben, Turkey. In Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds). Tectonics and magmatism in Turkey and surrounding Area. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 173, 405-421.
- Leventoğlu, H., 1994, Neotectonic characteristics of the central part of the Tuzgölü fault zone around Mezgit (Aksaray), ODTÜ M.Sc. tezi, 86 s.
- Oktay, F.Y. 1982. Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi. TJK Bülteni, 25/1, 15-24.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990a. Konya-kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi, MTA Rapor No. 9535 (Yayınlanmamış).
- Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Uysal, Ş. ve Şentürk, K., 1990b. Late Paleozoyik evolution of the Kütahya-Bolkardağı Belt. METU Journal of Pure and Applied Sciences, 21/1-3, 211-220.
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeoloji özellikleri. TJK Bült., 19/1, 65-78.
- Özkul, M. ve Türkmen, İ., 2000. Aktif tektonik rejimde alüvyal yelpaze ve menderesli nehir çökellerinin gelişimi: Peçenek havzası (Pliosen), İç Anadolu. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması. Bildiri Özleri, 20, Aksaray.
- Pasquare, G., Poli, S., Vezzoli, L. ve Zanchi A., 1988. Continental arc volcanism and tectonic setting in central Anatolia, Turkey. Tectonophysics, 146, 217-230.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini, A. 1960. Regional studies of the Central Anatolian basins progress report. PDR Turkish Gulf Oil Co. Rapor No. II / 11-12 (Yayınlanmamış).
- Robertson, A.H.F. ve Dixon, J.E., 1984. Aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean. In Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. eds., The Geological evolution of the Eastern Mediterranean: Geol.Soc.London. Spec.Publ. no 17, 1-74.
- Romberg, H., 1937. Ankara vilayetinde Koçhisar'da bulunan linyit zuhurati hakkında rapor, M.T.A. Rap.No. 162 (Yayınlanmamış).
- Şaroğlu, F., Boray, A. ve Emre, Ö., 1987. Türkiye'nin aktif fayları. MTA Rapor No. 8643.
- Şengör, A.M.C., 1980. Türkiye neotektoniğinin esasları, TJK Yayını, 40 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Görür, N. ve Şaroğlu, F., 1985. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study. In Biddke, K.T. and Christie-Blick, N., Strike-slip Faulting and Basin Formation: Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ., 327-264.
- Toprak, V., 1998. Vent distribution and its relation to regional tectonics, Cappadocian Volcanics, Turkey. Journal of volcanology and geothermal research, 85, 55-67.
- Toprak, V. ve Göncüoğlu, M.C., 1993. Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian volcanic province Turkey. Geological J., 28, 357-369.
- Turgut, S., 1978. Tuz Gölü havzasının stratigrafik ve çökelse gelişimi. Türkiye IV. Petrol Kongresi Bildirileri. 115-126.
- Turkish Gulf Oil Co., 1961. Orta Anadoluda Tuz Gölü baseninin bölgesel jeolojisi ve yapılan petrol aramaları. Petrol Faaliyeti, 31-33.
- Türel, T.K., Göncüoğlu, M.C. ve Akıman, O., 1993. Origin and petrology of Ekecikdağ granitoid in western Central Anatolian Crystalline Complex. MTA dergisi, 115, 15-28.
- Tüysüz, O. ve Yiğitbaş, E., 1994. The Karakaya basin: a Paleo-Tethyan marginal basin and its age of opening. Acta Geologica Hungarica, 37, 327-250.
- Uğurtaş, G., 1975. Tuz Gölü havzasının bir bölümünün jeofizik yorumu. MTA Bült. 85, 38-57.
- Ulu, Ü., Öcal, H., Bulduk, A.K., Karakaş, M., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkıran, A., Ekmekçi, E., Adır, M., Sözeri, Ş. ve Karabıyıkoglu, M. 1994. Cihanbeyli-Karapınar yöresi geç Senozoyik çökeltme sistemi: Tektonik ve iklimsel önemi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 9, 149-163.
- Uygun, A., 1981, Tuz Gölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları. İç Anadolu'nun Jeolojisi Simpozyumu. 66-71.
- Uygun, A., Yaşar M., Erkan, M.C., Baş, H., Çelik, E., Aygün, M., Bilgiç, T., Kayakıran, S. ve Ayok, F., 1982. Tuzgölü Havzası projesi, Cilt 2. MTA Raporu (Yayınlanmamış).
- Ünal, G ve Yüksel, V., 1978. Eski bir graben

- örneği: Haymana - Polatlı havzası. TJK Bült., 21, 165-169.
- Varol, B., Kazancı, N. Ve Gültekin, F., 2000. Tuzgölü ve yakın civarı Eosen-Oligosen jipslerinin sedimantolojik ve izotopik özellikleri. Haymana-Tuzgölü-Ulukışla basenlerinin uygulamalı çalışması. Bildiri Özleri, 19, Aksaray.
- Visher, G.S. 1975. Geologic evaluation of the Salt lake basin for hydrocarbon potential. TPAO raporu (yayınlanmamış).
- Wedding, H., 1955, Koçhisar linyitleri, M.T.A. Rapor No. 2359 (Yayınlanmamış).
- Yalınız, M.K. ve Göncüoğlu, M.C. 1998. General geological characteristics and distribution of the Central Anatolian Ophiolites. Yerbilimleri. 20, 19-30.
- Yalınız, K., Göncüoğlu, M.C. ve Floyd, P.A. 1996. Supra-subduction zone ophiolites of Central Anatolia: Geochemical evidence from the Sarikaraman ophiolite, Aksaray, Turkey. Mineral. Mag. 60. 697-710.
- Yalınız, K., Göncüoğlu, M.C., ve Özkan-Altınır, S., 2000, Formation and emplacement ages of the SSZ-type Neotethyan ophiolites in Central Anatolia, Turkey: paleotectonic implications, Geol. J., 35, 53-68.

ŞERFLİKOÇHISAR-AKSARAY FAY ZONU'NUN EVRİMİ HAKKINDA YENİ SEDİMANTOLOJİK VERİLER

NEW SEDIMENTOLOGICAL DATA ON THE EVOLUTION OF ŞERFLİKOÇHISAR-AKSARAY FAULT ZONE

A. Sami DERMAN¹, Bora ROJAY², Hasan GÜNEY¹, Mustafa YILDIZ³

1 Türkiye Petrolleri A. O. Genel Müdürlüğü, Arama Grubu,

2 Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü

3 Niğde Üniversitesi, Aksaray Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü

ÖZ

Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonu (ŞAFZ) veya diğer adıyla Tuzgölü Fayı (Neotektonik dönemdeki fay Tuzgölü Fayı adıyla anılmaktadır) bir çok araştırmacı tarafından çalışılmış ve neotektonik dönemde genel olarak sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak kabul edilmiştir. Sağ yönlü karakterini belirleyen özellikler ise dolaylı jeomorfolojik veriler olup fay düzlemi kayma verileri ile desteklenmemiştir. ŞAFZ üzerinde yaptığımız çalışmalarda elde edilen yeni sedimantolojik veriler, fay zonunun evrimi konusunda önemli ipuçları vermektedir. Bugün Tuzgölü Baseni'ni kuzeydoğudan sınırlayan fay zonunun muhtemelen gerilmeli bir sistemde normal bir fay olarak başladığı öne sürülebilir. Fay zonunda gözlenen ve kendilerini sınırlayan faylarla 30°'lik açılar oluşturan, birbirine paralel antiklinal ve senklinal sistemi fay zonunun Orta Eosen'de sol yönlü doğrultu atımlı bir fay sistemi ile kontrol edildiğini göstermektedir. Orta Eosen sonrasında ise normal faylanmaların geliştiği sedimantolojik ve stratigrafik verilerle desteklenmektedir. Orta Eosen sonunda horst haline gelen bu zon, Oligo-Miyosen çökelimini kontrol etmiştir. Miyo-Pliyosen sonunda normal atım bileşenli fayların varlığına karşın fay zonunun sözü edilen zamanlarda sağ yönlü olduğunu gösteren yeterli yapısal veri bulunamamıştır.

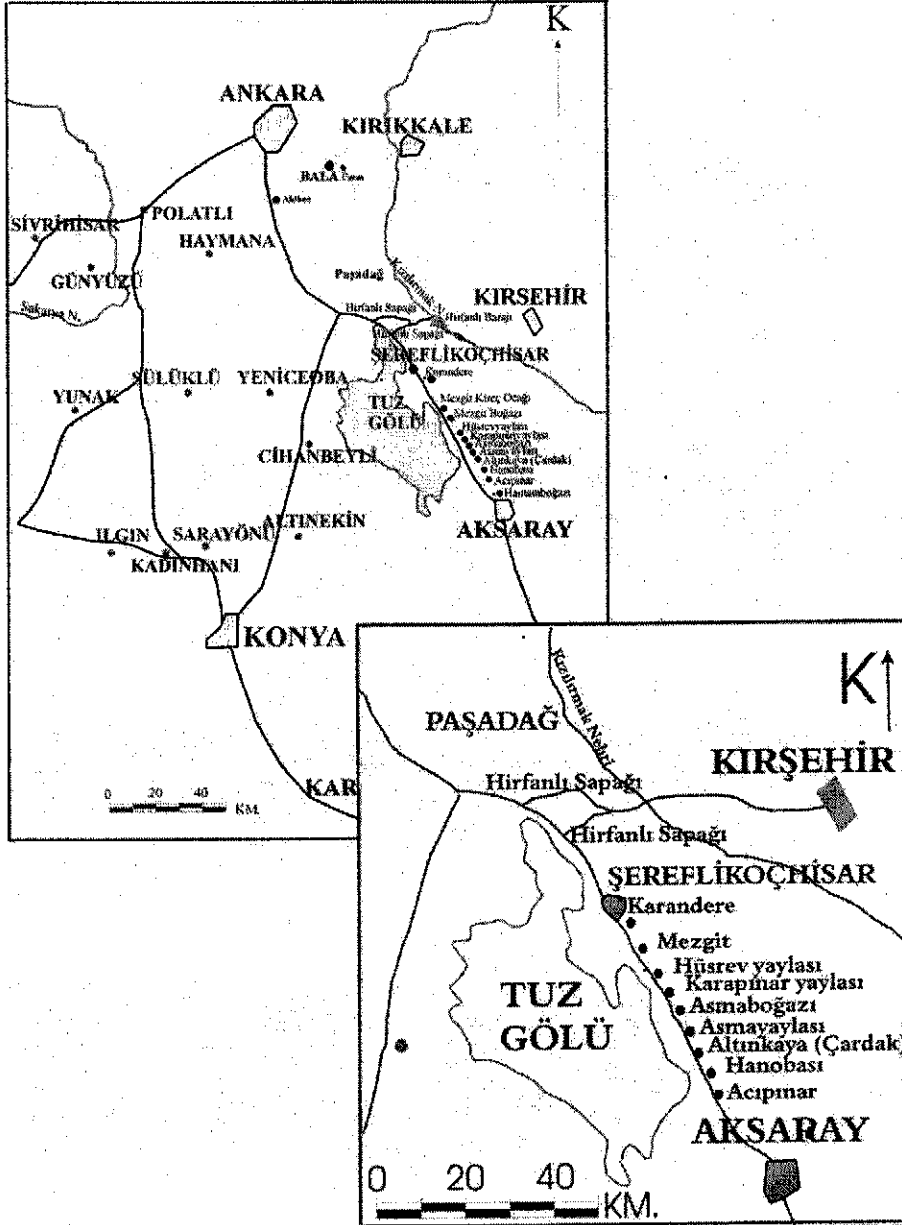
ABSTRACT

Şereflikoçhisar-Aksaray Fault Zone ŞAFZ also known as Tuzgölü Fault (name applies for Neotectonic movement) has been studied by many workers and considered right lateral

strike slip fault in Neotectonic period. Features indicating right lateral slip are coming from indirect geomorphological data and are not supported by slip data on the fault plane. New sedimentological data acquired on ŞAFZ presents important evidences about the evolution of the Fault Zone. It can be claimed that Fault Zone delimiting the Tuzgölü Basin from the northeast started as a normal fault in an extensional setting. En echelon fold system which is 30° angle to the bounding faults indicate that fault zone was controlled by a left lateral fault system during Middle Eocene time. Following the Middle Eocene, development of normal fault system has been supported by sedimentological and structural data. This zone became a horst at the end of the Middle(?) Eocene and controlled deposition during the Oligo-Miocene time. Normal fault components are also known at the end of the Mio-Pliocene, but no evidence supporting right lateral movement during Late Cretaceous to Mio-Pliocene time interval is found.

GİRİŞ

Çalışma, Paşadağ ile Aksaray arasındaki alan üzerinde yoğunlaşmasına karşın Aksaray'dan Bala-Kırıkkale hattına kadar geniş bir bölgeyi içermektedir (Şekil 1). ŞAFZ özellikle petrolle ilgili çalışmalarda önemli bir jeolojik yapı olarak göze çarpmaktadır. Bu fay zone gerek petrol birikimi için kapan oluşturma potansiyeli ve gerekse basende oluşan fasiyeslerin oluşumları üzerindeki etkisi nedeniyle önemlidir. Fayın karakterinin belirlenmesinin gerekliliğinin önemi ise basen kenarın-



Şekil 1: Çalışma alanı bulduru haritası.

Figure 1: Location map of the study area.

da gelişmiş olan ve rezervuar oluşturabilecek fasiyeslerin basen yönünde nasıl devam ettiklerini, hangi fasiyeslerin gelişmesine imkan verdiklerini ve basen kenarında gözlemlenen fasiyeslerin hangi yöne doğru hareket ettiğini belirlemede yardımcı olmasıdır. Zira eğer bu fay zonu eskiden beri işlevini devam ettirmiş ise bu alanda gelişen fasiyesler üzerinde önemli kontrol oluşturmuş olması gerekir.

Bu güne kadar yapılan çalışmalarda bu alan

bir fay zonu olarak isimlendirilmesine karşılık, ağırlıklı olarak Neotektonik dönemdeki hareketi üzerinde durulmuş (Tuzgölü Fayı) ve sağ yönlü doğrultu atımlı bir fay olarak tanımlanmıştır (Şaroğlu ve diğ., 1987, Görür ve diğ., 1984). Bu belkide güncel morfolojinin daha çok dikkat çekici olmasından kaynaklanmaktadır. Ancak fay zonları karmaşık bir geçmişe sahip olmaları ve birden fazla hareket geçirmeleri ile tanımlanırlar. Bu geçmiş ise fay zonu ve çevresinde

yüzeylemiş olan sedimanter kayıtlarda, belirgin fasiyesler ve fay düzlemi kayma verileri olarak korunmuş olmalıdır.

ŞAFZ olarak adlandırdığımız bu fay zonunda yapılan son çalışma, fay zonunda yüzeyleyen birimlerin, fay zonunun evrimi ile ilgili çok iyi korunmuş veriler ihtiva ettiklerini ve fay zonunun evrimi konusunda önemli ipuçları içerdiklerini ortaya koymuştur.

ŞAFZ'nun evrimi ile ilgili veriler sadece bir jeolojik olayı belgelemek açısından değil, aynı zamanda zaman içerisinde fay zonunun geçirdiği evrim ve bunların sonucunda oluşan fasiyeslerin nasıl korele edileceğinin anlaşılması açısından da son derece önemlidir. Tüm önceki yorumlar, yapısal deformasyonun olduğu zamandaki konumlarına göre değil, bugünkü konumlarına göre yapılmıştır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Tuzgölü Baseni 1950'li yılların sonlarından beri petrol aramaya yönelik çeşitli çalışmalara konu olmuştur (Dinçel, 1957, 1958; Erk, 1958; Druitt, 1959; Reckamp, 1959; Erentöz ve Temek, 1959; Saltuk ve Saka, 1971a; 1971b; Arıkan, 1975; Görür ve Derman, 1978; Turgut, 1978; Derman, 1980; Diker, 1982; Dinçer, 1982; Dellaloğlu ve Aksu, 1984). Bu çalışmalardan ilk yıllarda yapılanlar özellikle Turkish Gulf Oil Company'nin çalışmaları Haymana-Tuzgölü basenlerinde ilk stratigrafik çatiyi oluşturmuştur (Erk, 1958; Druitt, 1959; Reckamp, 1959; Reckamp and Özbey, 1959; Rigo ve Cortesini, 1960a ve 1960b; Doppert, 1970). ŞAFZ, bu çalışmalarda, Tuzgölü Fayı olarak tanımlanmış ve Şereflikoçhisar kuzeylerinden Melendiz Dağı'na kadar 125 kilometre uzunluğunda olduğu ifade edilmiştir (Druit, 1959). Daha sonraki çalışmalarda bu fayın varlığı kabul edilerek fayın oluşum yaşı ve karakteri konusunda çeşitli fikirler öne sürülmüştür. Görür ve Derman (1978) Koçhisar-Aksaray fayı olarak tanımladıkları bu fayın en azından Geç Kretase'de (Geç Mestriştiyen) başladığını öne sürmüşlerdir. Uygun (1981) Koçhisar-Aksaray fayı olarak bahsettiği bu fayın 150 kilometre uzunluğunda olduğunu, Tuzgölü baseni'nin eksenine ile Kırşehir masifinin gidişine uygun olduğunu belirterek bunun graben kenarı fayı olduğu ve basenin oluşumu ile gelişimini sürekli kontrol ettiği yorumunu yapmıştır. Görür ve diğ. (1984) Koçhisar-

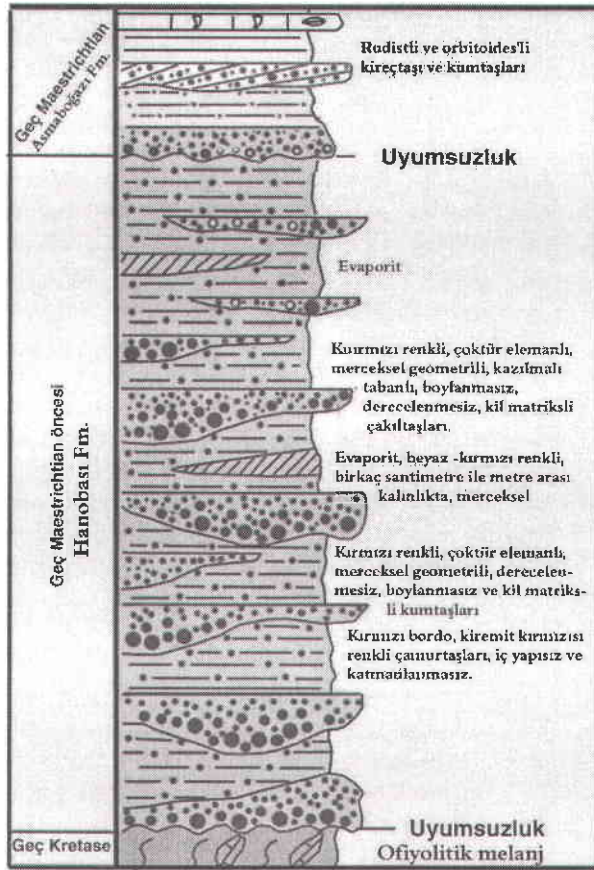
Aksaray fayının oluşum yaşının Geç Mestriştiyen olabileceğini belirtir. Farklı yönlü yapıların varlığını, bu yapıların basen kenarını takip ettiğini, yapıların kıvrım eksenleri ile Kırşehir Masifi gidişi arasındaki gözlemlenen küçük gidiş farklılıklarının genç zamanlarda oluştuklarını ve fayın sağ yönlü karakterini de Neotektonik dönemde kazandığını ifade ederler.

Göncüoğlu ve diğ. (1992), Tuzgölü ve Ecemiş faylarını eşlenik fay sistemleri olarak tanımlamışlar ve bu fayların daha önceki jeolojik zamanlarda da aktif olabileceklerini ifade etmişlerdir. Çemen ve diğ. (1999) Tuzgölü fay zonunun Geç Mestriştiyen'de başladığını, baseni kontrol ettiğini ve fayın Neotektonik dönemde yeniden hareketlenerek sağ yanal atımlı bir fay karakteri kazandığını ifade ederler.

STRATİGRAFI

Çalışma alanının halen yerleşmiş ve geniş kabul görmüş bir stratigrafisi yoktur. 1950'li yılların sonunda Turkish Gulf Oil Company tarafından ortaya konan ve oldukça pratik olan stratigrafik bölümlenme 1980'li yılların başına kadar devam etmiştir. Görür ve Derman (1978), Uygun (1981) ile Uygun ve diğ. (1982) basende birden fazla evaporit oluşumu olduğunu belirtmişler ve bu ayırımın bölgeyi anlamak için önemli olduğunu öne sürmüşlerdir. Dellaloğlu ve Aksu (1984) basende Geç Eosen dönemi haricinde evaporit oluşumunun sözkonusu olmadığını ve tek evaporit evresi kabulünden yola çıkarak basende bindirme tektoniğinin egemen olduğunu öne sürmüşlerdir. Oktay (1985) ile Oktay ve Dellaloğlu (1987) bu alanda geniş olarak kullanılan stratigrafiyi değiştirerek yeni bir stratigrafik ayırımı önermişlerdir. Göncüoğlu ve diğ. (1992) ise temelde daha önceki stratigrafik yaklaşımlarla uyumlu olmak üzere iki evaporit düzeyi tanımlayabilmişlerdir.

2000 yılı yaz aylarında başlatılan ve detaylı sedimantoloji ve istif stratigrafisi (sequence stratigraphy) prensiplerinin uygulandığı çalışmalar henüz son aşamaya gelmemesine rağmen, ilk sonuçları, formasyon bazına inmeden sadece yaş ve litoloji temelinde sunulacaktır. Burada sunulacak kayaç tanımlamaları sadece konunun önemi nedeniyle ŞAFZ civarına sınırlı olacaktır. Stratigrafik dizilimi sunarak yapısal olaylara bir yaklaşımda bulunulacaktır. Tüm



Şekil 2: Asmaboğazı ile Hanobası arasındaki alanın Üst Mestriştien öncesi sedimanlarının stratigrafi dikme kesiti.

Figure 2: Stratigraphic columnar section of pre-Late Maestrichtian sediments in the area between Asmaboğazı and Hanobası.

Tuzgölü baseni ile ilgili stratigrafik çatı, fasiyes tanımlamaları ve ortamsal yorumlar ise bir başka yayında sunulacaktır (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

TEMEL BİRİMLERİ

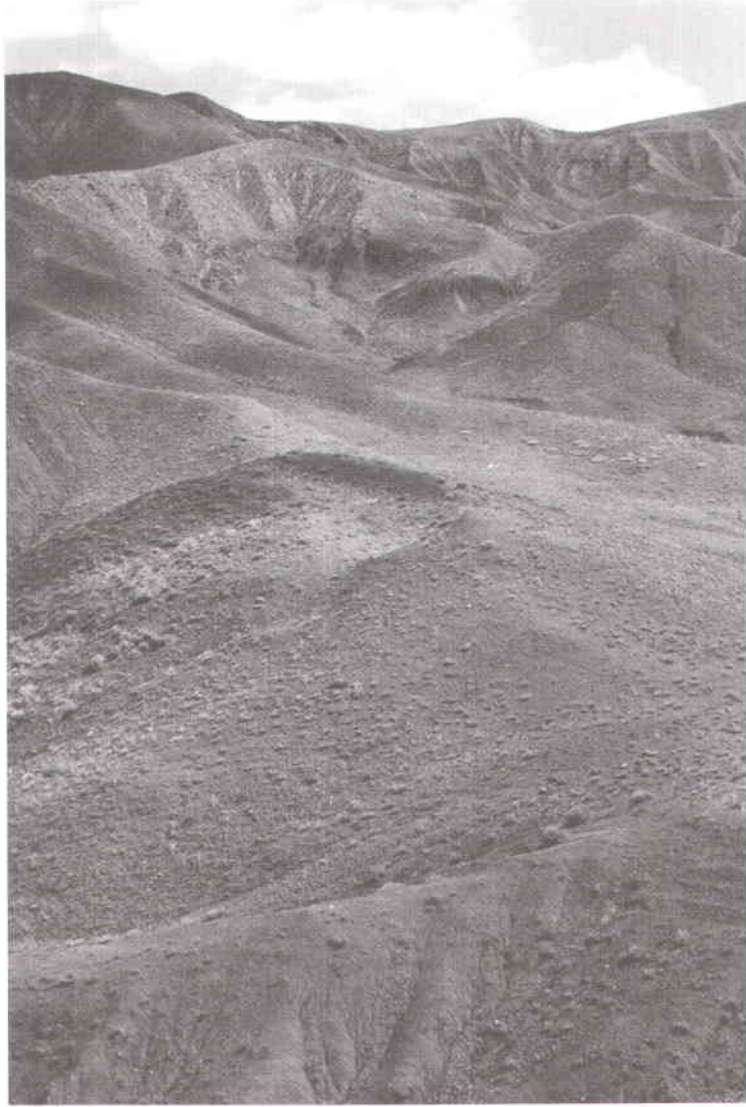
Tuzgölü Baseni'nin temelini oluşturan kayalar çeşitli araştırmacılar tarafından tanımlanmıştır. Bu çalışmalara göre basenin temelini granitik kayalar, çeşitli yaşta karbonatlar ve Geç Kretase'de bölgeye yerleşen ofiyolitik melanj oluşturmaktadır (Druit, 1959; Arıkan, 1975; Görür ve Derman, 1978; Derman, 1980; Uygun, 1981; Göncüoğlu ve diğ., 1992; Çemen ve diğ., 1999).

ÜST KRETASE BİRİMLERİ

Tuzgölü Baseni'nin temelini oluşturan birim-

ler üzerinde, uyumsuz olarak (nonconformity), kırmızı, yer yer mor rengi ile belirgin, çamurtaşları, mercekse geometrili çakıltaşları ve kumtaşlarından oluşan karasal bir birim yer alır (Şekil 2 ve 3). Çamurtaşları içerisinde iyi gelişmiş, toprak zonlarının karakteristik çökeli olan karbonat yumruları (Caliche) gözlenir. Çakıltaşları ve kumtaşları kazımalı tabana sahip, mercekse geometrili, daha ziyade killi matriksli, çok kötü boylanmalıdır. Çakıllar yuvarlak ve küt köşelidir. Çoğunluğu serpantin, granit, çeşitli sedimenter kayaç ve bazik volkaniklerden oluşan bu alt birim içerisinde farklı alanlarda farklı malzeme cinsi gözlemek mümkündür. Özellikle Aksaray kuzeyinde Hamamboğazı'nda ve Mamasın Barajı bent yeri güneyinde granit ve mermer çakılları ve blokları içerirken Hanobası civarında yoğun olarak ofiyolitik melanjdan türeme malzeme baskındır. Tane boyu Aksaray'ın doğu ve kuzeyindeki alanlarda blok boyutuna kadar varırken batıda, özellikle Mezgit kireç ocağı diye bilinen alanda (karayolları mıcır şantiyesi civarı) tane boyu incelenerek birkaç santimetreye kadar iner. Ayrıca bu ikinci alanda kırmızı renkli çamurtaşları ve mercekse kumtaşı ile çakıltaşından oluşan birim Hippurites sp. ve Orbitoides sp. içeren şeyil, kumtaşı ve kireçtaşıdan oluşan denizel birim altında yer alır. Ancak benzer bir seviye Geç Mestriştien yaşlı çökeller içerisinde mercekse olarak ve keskin bir dokanakla yer alır. Bu ilişki daha önceki çalışmalarda olduğu gibi (Dellaloğlu-Aksu, 1984), tarafımızdan bir geçiş olarak yorumlanmamış, Geç Mestriştien döneminde gelişmiş olan yerel bir karasal çökeltme dönemi olarak algılanmıştır.

Daha ziyade doğudan (Aksaray civarından) batıya (Mezgit kireç ocağı civarına) doğru belirgin tane boyu değişiklikleri ve tane bileşimi değişikliği yanında fasiyes değişikliği gösteren birim gerek iç fasiyes düzeni, kumtaşı ve çakıltaşlarının geometrileri, killi ve kötü boylanmalı karakterleri ile bir alüvyon yelpaze ortamında akarsu kanalları, moloz akmaları ve taşkın ovası çökelleri şeklinde çökelmiş olabileceklerini göstermektedir (Görür ve Derman, 1978; Derman ve diğ., hazırlanmakta). Doğudan batıya doğru tane boyundaki ve fasiyes karakterindeki değişim bu yelpazenin doğu-batı yönünde gelişmiş olabileceğini de



Şekil 3: Üst Mestriştien yaşlı kırmızı renkli karasal birimin tipik mevkiindeki genel karakteri. Merceksel geometrili çakıltaşları ve kumtaşları kırmızı renkli çamurtaşları ile çevrelenmişlerdir.

Figure 3: General characteristics of the pre-Late Maestrichtian sediments in the type section. Here, lensoid conglomerates and sandstones are surrounded by red coloured mudstone.

düşündürmektedir. Mezgit kireç ocağı civarında denizel seviyelerle ardalanma göstermesi bu iki birimin geçişli olduğunu göstermesi yerine denizel transgresyon başladıktan sonra yerel bir alüvyon yelpaze gelişiminin olduğunu gösterir. Fasiyes dağılımı ve yayılım Aksaray kuzeydoğusundan Kaman civarlarına kadar uzanmakta ve bu yönde bir yapısal ögenin (muhtemel bir fayın) var olabileceğini düşündürmektedir (Şekil 4). Zira alüvyon yelpaze çökelleri yapısal öğelerle çok yakından ilişkili olarak gelişirler (Denny, 1965; Bluck, 1980; Gløppen and Steel, 1981; Heward, 1982).

ŞAFZ'unda yüzeyleyen ilk denizel birim Geç Mestriştien yaş veren ve Asmaboğazı formasyonu adıyla bilinen birimdir (Druit, 1959; Görür ve Derman, 1978; Derman, 1980; Dellaloğlu ve Aksu, 1984). Altında yer alan kırmızı renkli kırıntılı birim üzerine, keskin bir dokanakla gelen, yer yer paralel laminalı görünümlü kumtaşları ve çakıllı kumtaşları ile başlar (Şekil 5). Yanal devamlılığı fazla olmayan ve düşük açılı düzlemsel çapraz lamina ve lamina yüzeylerine paralel dizilmiş çakıllar içeren kumtaşları ile çakıllı kumtaşları, yanal ve düşey yönde daha killi kumtaşlarına geçer. Hippurites yığılımları

veya yama resifleri içeren birim üste doğru tane boyu incelerek devam eder. Çok bol miktarda *Orbitoides* sp., *Hippurites* sp., ve lamelli kavkılar içeriği ile tanınır. Üst seviyelere doğru tane boyu incelmesine paralel olarak ve daha ziyade rudistli kireçtaşları ve lamelli kavkılı kumlu kireçtaşları ile karbonatlı kumtaşlarından oluşan iri boyutlu kayma ve oturma (slide ve slump) yapıları sadece Asmaboğazi mevkiinde gözlenir (Şekil 6). Üst seviyelerdeki kumtaşları killidirler ve iç yapı göstermezler. Daha üst seviyelerinde killi, kumlu kireçtaşı bant ve mercikleri içeren birimde şeyl hakim hale gelir.

Karasal bir birim üzerine keskin bir dokanakla ve denizel olarak başlaması bir transgresyonun ürünü olduğunu belirtir. Bu ise bir uyumsuzluğun işaretidir. Alt seviyelerinde gözlenen düşük açılı düzlemsel çapraz laminalar, lamina yüzeyleri boyunca dizilmiş çakıllar bu seviyelerin muhtemelen sınırlı plaj alanlarında geliştiğini (cep plajları), yanal olarak killi ve bol biyotürbasyonlu kumlara geçmeleri ise bu plaj alanlarının kısa mesafelerde derinleştiğini, dalga tabanı altına indiğini ve canlı işlevinin bol olduğu alanlar haline geldiğini gösterirler (Derman ve diğ., hazırlanmakta). Üst seviyelere doğru tane boyunun incelenmesi, ve şeyle geçiş göstermesi yanında kayma ve oturma yapılarının gözlenmesi derinleşmeyi ve derinleşmeyle birlikte yamaç duraylılığının azalmasını, veya çökme sonrası aşınmayı belirtir. Sığda çökmüş olan, özellikle rudistli, kireçtaşlarının ve çakıltaşlarının yamaç aşağıya kayması, rudistli kireçtaşlarının çökelişi sonrası meydana gelen yükselmelerle bu malzemenin aşınarak alçak alanlara doğru taşınmasını ifade edebilir. Asmaboğazi mevkiinde gözlenen kayma ve oturma yapılarının hemen Üst Paleosen altındaki uyumsuzluğun tabanında yer alması, bu kayma ve oturma yapılarının bu uyumsuzluk öncesi gelişen aşınma döneminde de gelişme olasılığı olduğunu düşündürmelidir. Diğer bir deyişle, kayma ve oturma yapıları kısımlar Geç Mestriştiyen'den genç dönemde gelişmiş malzeme olabilir. Yıldız ve Yıldız (2003) yaptıkları çalışmada kayma ve oturma yapılarının matriksinde Paleosen yaşlı fosiller buldukları öne sürmüşlerdir. Mezgit kireç ocağı (Karayolları Mıcır Şantiyesi) kuzeyinde karasallarla ardalanmalı gözlenen ilişki bir geçişten ziyade, transgresyonun ilk evrelerinde, bazı alanlarda yerel alüvyon yelpaze gelişiminin

olduğunu belirtir. Bu belkide fay zone üzerindeki hareketlere bağlı olarak gelişmiş olabilir. Eğer bu ilişki bir geçiş olsaydı aynı ardalanmayı veya benzer ilişkiyi tüm alanda gözlememiz gerekirdi.

PALEOSEN-EOSEN BİRİMLERİ

Üst Kretase birimleri ile üzerine gelen Paleosen ve Eosen birimleri farklı alanlarda farklı ilişkiler sunmaktadır. Kaleninözü Dere'de, Asmaboğazi formasyonu üzerinde Erken Paleosen yaşlı bir karbonat seviyesi gözlenir. Karbonatlar üzerinde kırmızı rengi ile belirgin, yanal devamlılığı fazla olmayan kırıntılı seviyeler gözlenir (Şekil 7). Bu seviyeler 8-10 metre kalınlığında bir evaporit seviyesi ile takip edilir (Derman, 2003, bu sayıda). Evaporitlerin üzerine ise keskin bir dokanakla gri, yeşilimsi gri renkli bol planktonik fosilli şeyller gelir (Şekil 7). Şeyller istif yukarıya doğru türbiditik kumtaşı ve şeyl ardalanmasına geçer (Kaleninözü Dere'nin batı yamacı). Evaporitleri üzerleyen şeyllerden alınan yaş Daniyen olarak rapor edilmesine rağmen (Görür ve Derman, 1978) son yapılan çalışmada Geç Paleosen yaş alınmıştır. Birim içerisindeki bazı kireçtaşı çakılları Erken Paleosen yaş vermektedir. Yaş konusundaki karışıklık buradan kaynaklanabilir. Altınkaya, Asmaboğazi köyü ve Asmaboğazi dere, Karapınaryaylası gibi alanlarda ise Asmaboğazi formasyonu üzerine, aşınmalı bir taban dokanağıyla kalın, polijenik elemanlı, iri boyutta kireçtaşı blokları ve çakılları içeren kaba çakıltaşları gelir (Şekil 6 ve 8). Bu birimin (Druit, 1959 ile Rigo ve Cortesini, (1959) tarafından Eskipolatlı formasyonu olarak, Dellaloğlu ve Aksu (1984) ile Oktay ve Dellaloğlu (1987) tarafından ise Karapınaryaylası formasyonu olarak belirtilmiştir) tabanındaki aşınma, yer yer Asmaboğazi formasyonunu da tamamen aşındırarak, tabanındaki kırmızı renkli karasal birime kadar ulaşmıştır. Çakıltaşları tamamen çok tür bileşenli (polijenik elemanlı), çok kötü boyanmalı, karbonat çimentolu, kum matriksli, tane desteklidirler. Taneler çok iyi yuvarlanmışlardır. Belirgin katman yüzeyi içermeyen çakıltaşları çakıl dizilimleri ve derecelenmelerle katmanlanma benzeri özellikler sunarlar. Alt seviyelerde karbonat malzeme içermemelerine rağmen orta seviyelerinden başlamak üzere bol miktarda kireçtaşı blok ve çakılları ile ince istiftaşı-tanetaşı karakterli kireçtaşı bantları içerirler (Şekil 8). Kireçtaşı çakıl ve bloklarının



Şekil 4: Geç Mestriştien öncesi sedimanların fasiyes ilişkileri ve fasiyes dağılımına göre ima edilen yapısal ögenin (muhtemel fayın) konumu ile alüvyon yelpazelerinin ilişkisini gösteren paleo-coğrafik harita.

Figure 4: Paleogeographic map showing the relationship between alluvial fans and structural element (possible fault) as deduced from the facies distribution and facies relations of pre-Late Maestrichtian sediments.

bir diğer özelliği ise etrafını çevreleyen çakıltaşlarından içerisine malzeme almış olmasıdır. Kireçtaşları haricindeki çakıllar çok iyi yuvarlanmış olmalarına rağmen kireçtaşı çakılları ve blokları diğer çakıllar kadar yuvarlak değildirler (Şekil 9). Burada vurgulanması gereken önemli bir nokta, birim içerisinde mevcut olan kireçtaşı bantları ile blok ve çakıl halindeki kireçtaşlarının aynı yaşta olmalarıdır ki (Geç Paleosen-Erken

Eosen) bu veri kireçtaşlarının çakıltaşları ile eş zamanlı olarak çökeldiklerini gösterir. Ayrıca kireçtaşı bloklarının ve çakıllarının, etraflarını saran çoktür bileşenli çakıltaşının çakıllarını içermesi de eşyaşlı çökelim fikrini desteklemektedir (Derman ve diğ., hazırlanmakta). Üst seviyelere doğru şeyl artar, bol kayma ve oturma yapıları gözlenmeye başlar (Şekil 10). Moloz akması (debris flow) çökelleri ile merceksel geometrilili kumtaşı ve çakıltaşları bunları takip ederler. En üst seviyelere doğru ise türbiditik kumtaşı içeren şeyller hakim olarak devam eder. Aynı birim Kaleninözü Dere ile Ardıçdede Tepe arasındaki alanda büyük oranda kayma ve oturma yapılarından oluşmaktadır.

Çakıltaşları ve içerisinde yer alan kireçtaşları ile çakıltaşları üzerindeki şeylerden alınan Geç Paleosen-Erken Eosen yaşı ve özellikle doğudaki (Mezgit kireç ocağı doğusundaki) alanlarda Erken Paleosen'in tespit edilememesi, bu alanlarda büyük bir aşınmanın da var olduğunun işaretidir. Bu yaş eksikliği, aşınma ile birlikte değerlendirildiğinde arada uyumsuz bir ilişkinin olması gerektiği kolayca anlaşılabilmektedir.

Buraya kadar anlatılan kırıntılı birimler üze-rine merceksel geometri sunan, 150 metre kadar kalınlığa sahip, beyaz rengi ile çok kolay tanınabilen evaporitler gelir (Şekil 11). Bu

eva-poritler, Aksaray doğusundan başlayarak ŞAFZ boyunca çeşitli alanlarda; kuzeyde Kırıkkale yakınlarına, güneyde ise Yeniceoba'ya kadar çok geniş bir alanda yüzeylerler. Aksaray kuzeydoğusu, kuzeyi ve kuzeybatısında Geç Mestriştien öncesi yaştaki kırmızı renkli kırıntılı birimi, Hanobası yakınında Asmaboğazı formasyonu'nu, Husrev Yaylası ile Mezgit Boğazı arasında Geç Mestriştien ile Üst Paleosen-Alt



Şekil 5: Üst Mestriştien denizel çökelişini belirleyen ilk seviyeler kırmızı renkli karasal birim üzerine başlayan laminalı ve çakıl diziliimli kumtaşlarıdır. Bu çakıltası ve kumtaşları muhtemel kıyı ve plaj çökellerini temsil etmektedir.

Figure 5: Lowermost levels overlying red coloured continental sediments of lower Maestrichtian deposits are laminated sandstones with pebbly horizons that marks the first marine transgression. These conglomerates and sandstones are possibly indicating beach and shoreline deposits.



Şekil 6: Asmaboğazı mevkiinde Asmaboğazı formasyonu aşınmalı bir taban ve açısal bir ilişki ile kalın ve masif görünümlü çakıltıları ile üzerlenir. Bu alanda Asmaboğazı formasyonu içerisinde gözlenen kayma ve oturma kütleleri (işaretli) görülmektedir. Çakıltılarının altında yer alan aşınma Geç Mestriştien yaşlı kırmızı renkli karasal birime kadar inebilmiştir. Bu ilişki de aşınmanın boyutunu gösterir. (SB: Kaymış bloklar)

Figure 6: Asmaboğazı formation is unconformably overlain by very thick and massive looking conglomerate with an erosive base in Asmaboğazı locality. Erosion underlying the conglomerate indicate the scale of erosion that totally removed Asmaboğazı formation. Slide and slumps observed upper levels of the Asmaboğazı formation are circled. (SB: Slide blocks)

Eosen arası yaştaki birimleri üzerlemektedir. Bu ilişki de dikkat çekici olan nokta evaporitler ile altındaki birimler arasındaki aşınma miktarının doğuya doğru artması ve batıya doğru azalmasıdır. Evaporitlerin kalınlıklarının da çok kısa mesafelerde büyük farklılıklar göstermesi ayrıca dikkat çekicidir. Mezgit Boğazı'nda 50-60 metre kalınlık sunan anhidrit ve jipsler kuzeye doğru bir kaç yüz metre içerisinde kamalanarak sonlanmaktadır. Benzer ilişkili Hüsrev Yaylası batısında ve Şereflikoçhisar batısında da ve daha bir çok yerde gözlenebilmektedir. Bu kalınlık değişimlerinin, kimyasal bir çökel olan evaporitlerin çökelindikleri zamandaki, çökel alanının taban topografyasındaki düzensizlikleri yansıttığı söylenebilir.

Evaporitlerin taban kısımlarında, kırmızı bordo renkli, mercekse geometri sunan kaba taneli, killi çakıllar mevcuttur (Şekil 12). Yanal devamlılıkları fazla olmayan bu çakılların çakıllarının çok yuvarlak taneli karakterleri, hemen alttaki yuvarlak taneli çakıllarından türediklerini göstermektedir.

Evaporit çökelişi öncesi birimlerde K-G gidiş sunan ve birbirine paralel uzanan bir dizi antiklinal ve senklinaller gözlenmektedir. Bu antiklinal ve senklinaller Aksaray ile Hanobası arasından başlamakta ve Şereflikoçhisar kuzey-batısına kadar devam etmektedir. Uç kısımları bu günkü topografyayı oluşturan ve muhtemelen Neotektonik dönemdeki faylanmayı yansıtan genç fay ve kuzey kısmından ise Miyo-Pliosen çökelleri ile örtülen fay tarafından kesilmektedir. Tüm bu yapılar Eosen yaşı evaporitler tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir (Şekil 13).

Evaporitlerin üzerine ise transgresyonla Eosen (orta veya üst ayırımı yapılamamıştır) yaşı bir kırıntılı birim gelmektedir. Bu birimin aşmalı ilişkisi aradaki uyumsuzluğun en önemli göstergesidir (Şekil 13).

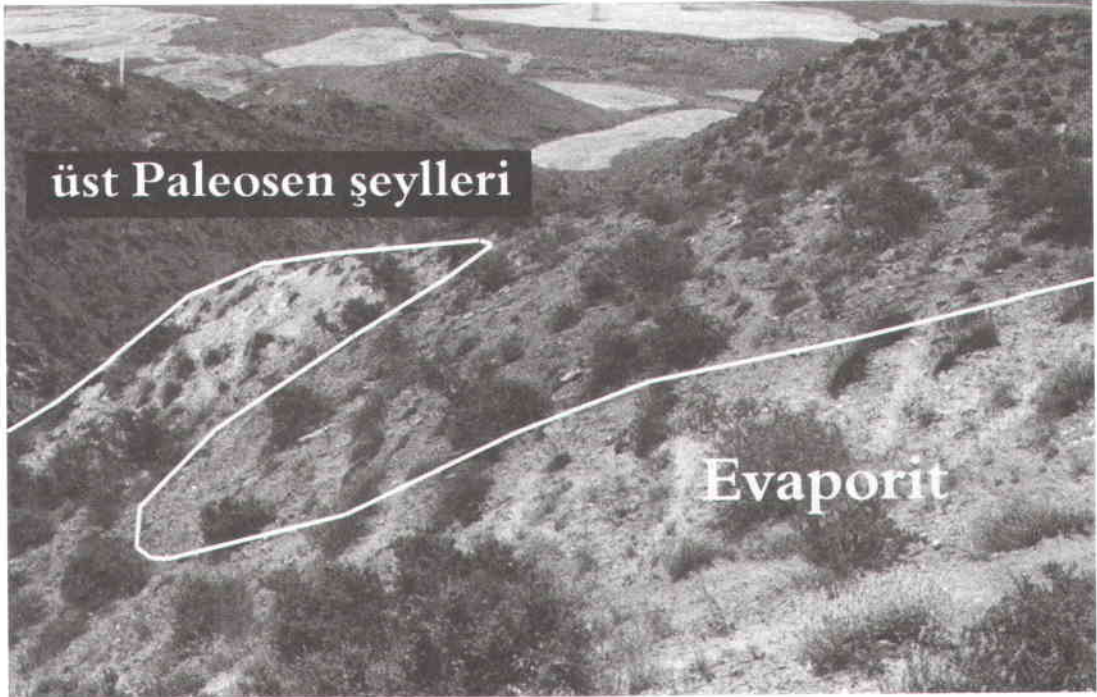
Evaporitleri üzerine gelen birim Hüsrev Yaylası civarından daha doğuya ve kuzeye doğru sığ karbonat fasiyeslerine geçmektedir. Acıpınar kuzeyinde bu kırıntılı ve karbonatlar doğrudan granitik temel üzerine gelmektedirler. Kuzeyde Savcılı beldesi ile Kırşehir batısında Sıddıklı Barajı bent yerinde Orta Eosen yaşı kırıntılı ve karbonatlar yine granitik temel üzerinde gözlenmektedir (Paleontolojik veriler henüz tam olarak elde edilemediği için olası terimi kullanılmıştır, Derman ve diğ., hazırlanmak-

ta). Bu kırıntılılar ve karbonatlar *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Orbitolites* sp. gibi iri bentik foraminiferler içermekte, ve Granitlerin etrafını sarar şekilde belirli bir trend ve dağılım göstermektedirler.

Evaporitleri üzerleyen kırıntılı birim Mezgit Boğazı'nda ince taneli kumtaşları ve şeyllerle başlar. Üste doğru kumtaşı şeyl ardalanması şeklinde devam eder. Arada yer alan ince taneli kireçtaşları planktonik fosiller içerirler. Bu alanda hızlı derinleşme kayaç tipinden ve fosil içeriğinden anlaşılmaktadır. Birim daha üst seviyelere doğru ince şeyl bantlı kumtaşı ve çakıllarına, daha sonra ise masif çakıllarına geçerek sona erer. Mezgit Boğazı batısında ki dere de çakıllarını içerisinde metreler boyunda, Kretase ve Paleosen yaşı birimlerden türemiş bloklar gözlenmektedir. Bu irileşmenin belli alanlara sınırlı olması oldukça ilgi çekicidir. Bunlardan birisi Mezgit Boğazı ile Kaleninözü Dere arasındaki dere de gözlenen çok kaba taneli çakıllar ve diğeri ise Şereflikoçhisar'a Ankara yönünde yaklaşık 5 kilometre mesafede Kaletpe'de kalın çakıllar ve kumtaşları ile kendini belli eden ve çok büyük boyutlu kayma kütleleri içeren fasiyeslerdir (Şekil 15). Bu alanlardaki ilişkiler önceki çalışmalarda bindirme olarak yorumlanmıştır (Dellaloğlu ve Aksu, 1984). Ancak tüm fasiyes karakteristikleri ve sedimanter yapılar bu fasiyeslerin denizaltı yelpazesi besleyici vadi dolguları (submarine valley fill) olduğuna işaret etmektedir.

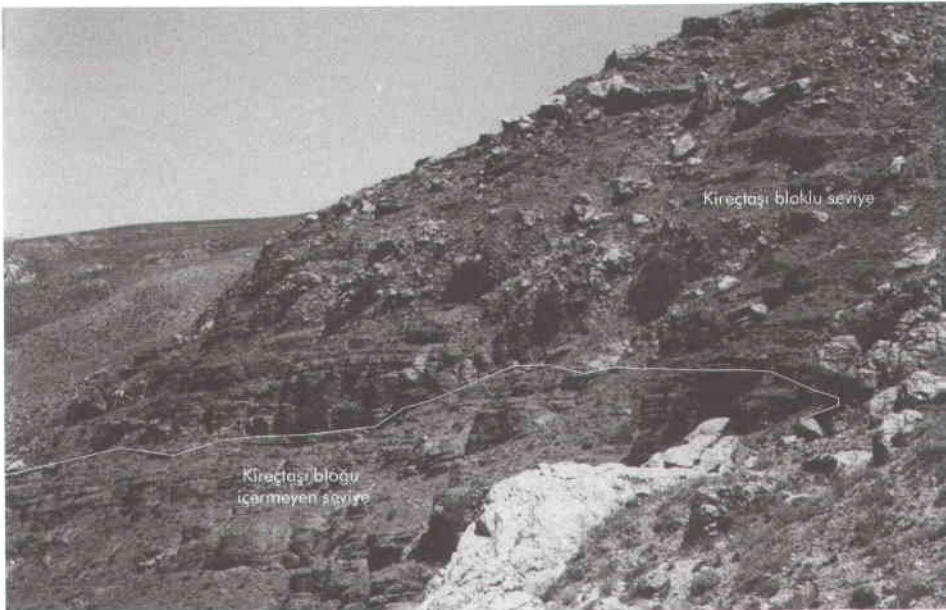
Paleosen-Eosen döneminde çökelmiş olan birimler dikkatlice incelendiğinde basende önemli olayların meydana geldiği görülmektedir. Bunlardan bazıları, farklı alanlardaki stratigrafik ilişkilerden görüldüğü gibi, aşağıda sıralanmıştır:

1. Altinkaya kuzeyinde ve Asmaboğazi Dere de, Geç Mestriştiyen yaşı denizel birimin üzerine gelen çakıllarının tabanında gözlenen aşınma veya kazılma, bir kanal kazılmasından çok daha büyük bir aşınmaya işaret eder. Aynı birimin üzerine Kaleninözü Dere de önce evaporit ve daha sonra da Geç Paleosen yaşı şeyllerin gelmesi batıdan (Kalininözü Dere'den), doğuya (Aksaray'a) doğru artarak giden bir aşınmaya işaret etmektedir. Bu ilişki aynı zamanda basenin sığlığı ve derin alanları konusunda da önemli ipuçları sağlamaktadır. Buna göre sığlık doğuda (Aksaray yönünde) ve derin alanlar ise Kaleninözü Dere ve daha



Şekil 7: Kaleninözü derede Paleosen yaşlı evaporitlerin ilişkisi. Evaporit seviyesi planktonik fosilli şeyllerle keskin bir dokanakla üzerlenir. Altında ise yine Paleosen'in sığ denizel kireçtaşları ve kırmızı renkli bir karasal seviye yer alır.

Figure 7: Relation of evaporites with overlying shales in the Kaleninözüdere. Evaporites are overlain by shales containing planctonic forams. Underlying the evaporites red coloured conglomerates and mudstone are present which overlies Early Paleocene age limestones.

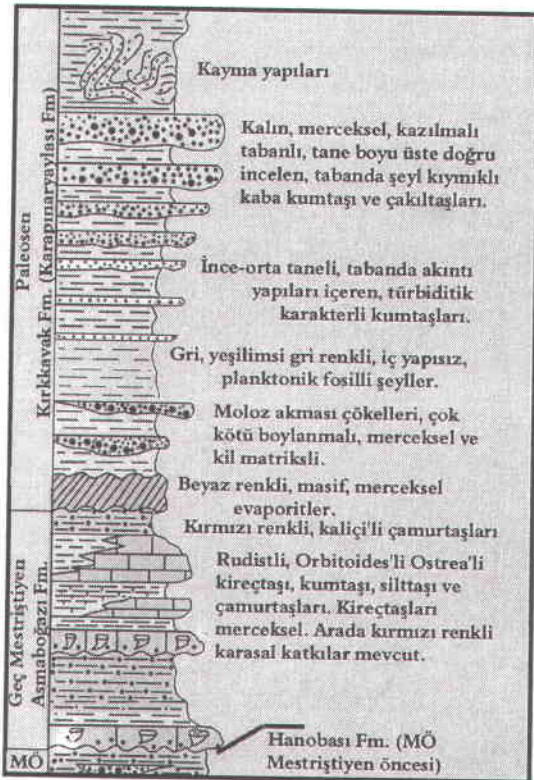


Şekil 8: Asmayaylası Köyünde kalın Üst Paleosen çakıldaşları yer alır. Bu çakıldaşlarının alt seviyelerinde kireçtaşı çakılları bulunmaz iken, üst seviyelerinde bol miktarda kireçtaşı çakılları mevcuttur.

Figure 8: Thick upper Paleocene conglomerates are present in Asmaboğazi village. Lower level of the conglomerate is devoid of limestone material while upper level contains abundant limestone pebbles, cobbles and block..



Şekil 9: Üst Paleosen çökelleri içerisindeki kireçtaşı çakılları köşelidir ve çakıltaşları arasında ince karbonat bantları mevcuttur. Alınan yaşlar bunların eş zamanda çöktüklerini göstermektedir.
Figure 9: Limestone blocks are angular within the upper Paleocene sediments. Thin carbonate levels are present within the conglomerates. Age determinations indicate that these are contemporaneous.



Şekil 10: Üst Mestrişiyen ve Paleosen birimlerinin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Kaleninözü Dere civarı).

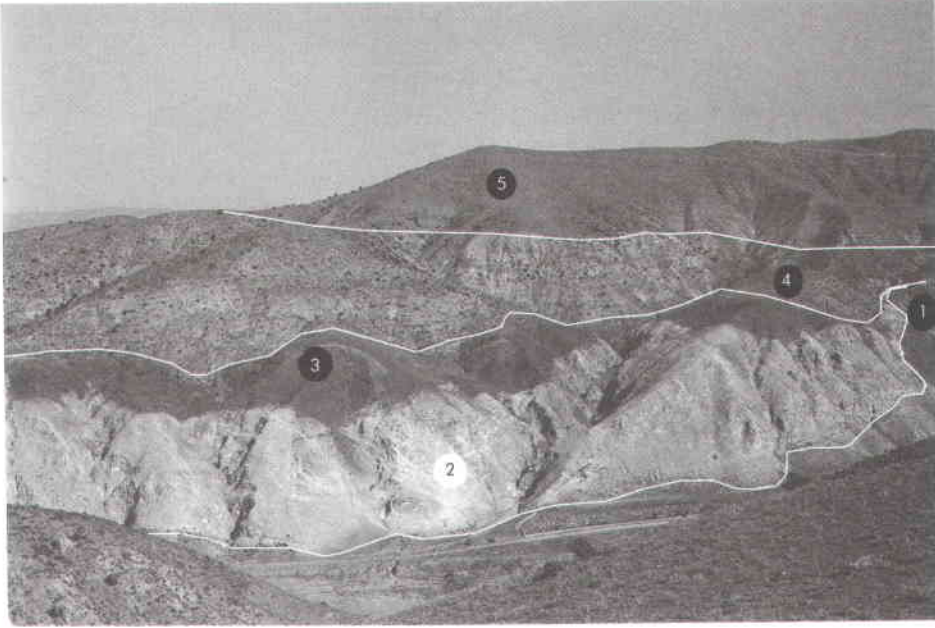
Figure 10: Generalized stratigraphic sections of upper Maestrichtian and Paleocene sediments (around Kaleninözü Dere).

batisındadır. Çakıltaşlarının, hem evaporitlerin ve hem de Geç Mestrişiyen yaşlı denizel birimlerin üzerine gelmeleri büyük bir uyumsuzluk ile büyük bir deniz seviyesi düşüşüne işaret etmektedir (Derman 2002).

2. Kaleninözü Dere'de evaporitler ve Geç Paleosen yaşlı şeyllerin altında yer alan Üst Mestrişiyen ve Erken Paleosen yaşlı denizel çökellerinin, Asmayaylası, Asma-boğazı, Altinkaya, Karapınar-yaylası gibi alanlarda aşındırılarak Geç Mestrişiyen öncesi yaştaki karasal birimin doğrudan Geç Paleosen-Erken Eosen yaşlı çakıltaşları ile üzerlenmeleri de bu aşınma ve uyumsuzluğu kanıtlayan bir başka veridir.

3. Kaleninözü Dere batı-sında Geç Paleosen-Erken Eosen birimlerinin büyük bir kısmının kayma ve oturma yapılarından oluşması, bu alanların muhtemelen basen yamacı ve/veya basen yamacı tabanı olabileceğini ima eder.

4. Özellikle Altinkaya (Çardak), Asma-boğazı, Asma-yayla, ve Karapınaraylası civarında yüzeyleyen ve doğrudan Geç Mestrişiyen yaşlı denizel birimler üzerine gelen çakıltaşları Kaleninözü Dere'de gözlenmezler. Bu ilişki bize çakıltaşı çökeliiminin bu alanlara kadar ulaşmadığını belirtir. Çakıllı fasiyelerin bu alanlarda olmaması fasiyes değişikliği ile izah edilebileceği gibi, beslenme yönündeki değişim



Şekil 11: Mezgit Boğazi'nda tipik mostraları olan bu evaporitler ile altındaki ve üstündeki birimler uyumsuz stratigrafik ilişkiindedir. Evaporitler (beyaz renkli) kuzeye doğru kamalanırlar. Evaporitlerin üzerindeki birimler, büyük bir uyumsuzluğu temsil eder şekilde Mezgit köyüne doğru evaporitlerin altındaki birimleri doğrudan üzerlerler.

Figure 11: Eosen evaporite typically exposed in the Mezgit Pass shows unconformable relations with underlying and overlying units. It wedges out toward the north. There, formations overlying the evaporite directly overlies the formations underlying it marking a major unconformity..



Şekil 12: Hüsrev Yaylası batısında Eosen evaporitleri kamalanırlar. Bu alanda evaporitlerin üst ve alt seviyelerinde kırmızı renkli, mercekssel geometri sunan çok kaba taneli çakıltaşları yer alır. Gerek evaporitlerin kamalanması, gerekse kaba çakıltaşlarının varlığı evaporit çökelim alanının (çukurluğunun) kenar kısımlarına işaret eder.

Figure 12: Evaporites wedge out in the west of Hüsrev Yayla. Here, red coloured, lensoid, very coarse grained conglomerates developed both under and above the evaporites possibly indicating the margin of the evaporite depositional site.



Şekil 13: Mezgit Boğazı'nda Eosen yaşlı evaporitler denizel bir birimle üzerlenmektedirler. Bu denizel birim, evaporitlerin düzensiz topografyası üzerine tırmanarak evaporitleri aşmaktadır. Yeni bir transgresyon ve sedimanter istifi temsil eden bu ilişki, yapısal bir bozunma olmadan gelişen bir açılal diskordansa da işaret etmektedir. Oklar transgresif birimin aşmasını (onlap) işaret etmektedir.

Figure 13: Evaporites in Mezgit Pass overlain by marine sequence. This marine sequence laps on the irregular topography of the evaporites. This relation indicate a new transgression and an angular unconformity without a tectonic disturbance. Arrows marks the direction of onlap and transgression.



Şekil 14: Eosen evaporitlerini üzerleyen seviyelerde yerel olarak kalın kumtaşı ve çakıltaşları gözlenmektedir. Şereflikoçhisara yaklaşık Ankara yönünde 5 kilometre mesafedeki Kaletepe'de yüzeyleyen çakıltaşları içerisinde çok iri boyutta Üst Mestrihtiyen ve Paleosen yaşlı bloklar gözlenir (bloklardaki kıvrımlanmaya dikkat ediniz). Arka planda gözlenen beyaz birim evaporitlerdir.

Figure 14: Locally, coarse conglomerates and sandstones are observed overlying Eocene evaporites. In these coarse clastics, large blocks of upper Maestrichtian and Paleocene are present as observed on Kaletepe, 5 kilometres to the west of Şereflikoçhisar. Note folding within the block. White coloured lithologies are evaporites.

nedeniyle daha önceki fasiyes trendlerine aykırı bir yönde malzeme gelimi şeklinde de açıklanabilir. Diğer bir ifadeyle Geç Paleosen döneminde gelişen faylanma ve aşınma sonrası malzeme gelim yönündeki değişim nedeniyle bu alanlara kaba taneli malzeme ulaşmamış olabilir. Bu da basen şeklindeki değişimler konusunda fikir veren önemli bir veridir.

5. Aynı çakılların alt düzeylerinde kireçtaşı çakılı içermemeleri (Altinkaya kuzeyi, Çardak, Asmayayla civarı) ve belli bir düzeyden sonra ise kireçtaşı çakıl ve blokları gözlenmesi, blok ve çakılların köşeli ve küt köşeli olmaları, çakılların içerisinde kireçtaşı bantlarının bulunması, çakıllar ile bantların aynı yaşta olmalarını gerektirir. Muhtemelen bir yelpaze delta olarak çökelmiş olan çakılların erken dönemlerinde kireçtaşı çökelişiminin olmadığını, ancak daha sonra belli bir morfolojinin oluşmasından sonra üzerinde kireçtaşı yama resiflerinin geliştiğini belirtir. Hareketli olan basen kenarında tektonik hareketlere bağlı olarak çökelen malzemenin yeniden hareketlendiği, yeniden taşındığı ve kireçtaşlarının aynı sistem içerisinde çakıl ve blok olarak karıştığı söylenebilir. Ayrıca büyük boyutlu bloklar da basen kenarındaki hareketliliğe yorulabilir.

6. Özellikle Mezgit Boğazı'nda yüzeyleyen evaporitlerin merkeksel geometrileri, doğruya doğru kamalanmaları, farklı yaşta seviyelerin üzerinde yer almaları evaporitlerin çökmesi öncesi bir aşınma döneminin geliştiğini gösterir. Bu aşınma döneminde gelişen düzensiz topografya evaporit kalınlığını kontrol etmiş olmalıdır.

7. Evaporitlerin kenar kısımlarında tamamen kırmızı renkli, çok kaba çakıllı, yuvarlak elemanlı, merkeksel geometrili karasal birimlerin gelişmiş olması belkide bu alanlardaki yerel faylanmalarla ilgilidir. Aşınma sonrası topografyada evaporit çökeliş alanına doğru gelişen yerel alüvyon yelpazelerini gösterebilir (Şekil 12). Bütün bunlar gözönüne alındığında basen kenarının oldukça hareketli ve zaman zaman yükselerek basene malzeme veren, hatta bazı dönemlerde tamamen kara haline gelmesini sağlayan yapısal hareketlerle kontrol edildiğini ima eder.

OLİGO-MİYOSEN BİRİMLERİ

ŞAFZ boyunca mostra veren ve kendinden yaşlı birimlerle aşıl uyumsuz ilişki sunan bir başka sediman istif gözlenmektedir (Şekil 15).

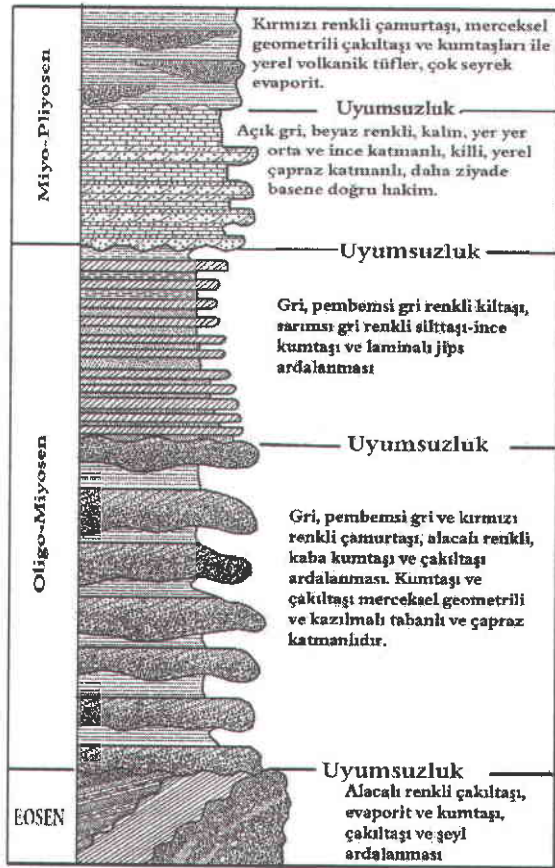
Bu istif ŞAFZ'ünü oluşturan horst bloğun kuzeyindedir ve ona yaslanarak fayın gidişini takip eder. Güney alanlarda ise alçalan blokta yer almaları ve genç birimler tarafından örtülmeleri nedeniyle gözlenememektedir. Sadece Hirfanlı yol sapağı civarında fay zonunun üzerinden aşarak güneye iner (Şekil 1 ve 16). Bu birimler özellikle ŞAFZ kuzeyinde oldukça dik eğimler kazanmışlardır. Eğimde farklı değerler geçirdikleri hareketin karakteri ile ilgili olarak değişiklik göstermektedir.

Bu sediman istifi iki ayrı fasiyeye bölünebilmektedir: Birincisi, altta yer alan alt istif, daha ziyade gri, pembemsi, kırmızımsı renklerde çamurtaşları ile bunlar arasında merkeksel geometri sunan, kazımalı tabanlı, çapraz katmanlı çakıllı ve kumtaşlarından oluşur (Şekil 16). Birimin kalınlığı büyük değişiklikler göstermektedir. En kalın olarak gözlemlendiği kısım Şereflikoçhisar-Ankara yolu Hirfanlı yol ayrımı civarındadır. Kendi içerisinde farklılıklar gösteren bu çökeller yer yer bol bitki yığılması ve organik maddece zengin killeri içermektedir. Şereflikoçhisar civarında birim içerisinde küçük ölçekli kömür işletilmektedir. Muhtemelen akarsu kanalları ve bunlarla ilişkili taşkın ovasında çökelmiş yorumu yapılmıştır (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

Stratigrafik olarak üstte yer alan ikinci istif ise daha ziyade ince katmanlı jipsler, bunlarla aralanmalı silttaşları ve ince taneli kumtaşlarından oluşur. Altta yer alan istifin gözlemlendiği alanların hemen kuzeyinde gözlenir. Bir mostrası da Şereflikoçhisar doğusundadır (Şekil 17). Bu kısmın özellikle kurak ve rüzgarların egemen olduğu bir ortamda, yazları kuruyan göllerde çökelmiş söylenebilir (Derman ve diğerleri, hazırlanmakta). Birimde gözlemlenen yüksek eğimler birimin özellikle Oligo-Miyosen zamanında veya hemen sonrasında tektonikten etkilendiğini göstermektedir. Bu da bize fay zonunun hareketinin bu dönemde de devam ettiğini belirtir.

MİYO-PLİYÖSEN BİRİMLERİ

Miyö-Pliyosen çökelleri yaygın olarak genelde yatay konumda, yer yer ise çok düşük eğim gösteren, kırmızı, turuncu renkli çamurtaşları, merkeksel geometrili, kazımalı tabanlı çakıllı ve kumtaşlarından oluşmaktadır. Ancak Şereflikoçhisar civarı, Tuzgölü'nün göl alanının kuzey ucunda bazı sınırlı alanlarda fosil



Şekil 15: Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonu (ŞAFZ) boyunca yüzeyleyen Oligo-Miyosen ve Miyo-Pliyosen yaşlı birimlerin genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 15: Generalized columnar stratigraphic section of Oligo-Miocene and Mio-Pliocene sediments exposed along ŞAFZ.

içermeyen killi kireçtaşı parçalarından meydana gelen çakıltaşları ile killi kireçtaşlarından oluşmaktadır (Şekil 18). Özellikle kireçtaşlarının kısmen çapraz katman içermeleri ve taneli bir yapıda olmaları bu birimin de çökeldikten sonra yerel olarak aşındırıldığını ve bir akıntı etkisiyle taşındığını göstermektedir. Kırmızı renkli karasal kısımların yatay veya yataya yakın konumlarına karşın, kireçtaşlarının belirgin bir eğim kazanmış olmaları, kendi içerisinde uyumsuz ilişkilerin var olması bu kireçtaşlarının çökme sırasında ve/veya sonrasında tektonikten etkilenmiş olduklarını göstermektedir. Tuzgölü düzlüğünde, genç Kuvaterner örtüsü altında ise yine beyaz renkli, yatay konumlu killi kireçtaşları yer almaktadır (yeraltı verileri). Kırınıtlılar tamamen karasal karakterli akarsu kanalı ve bunların taşkın ovaları ile moloz akmaları şek-

linde çökelmiştir. Ancak beyaz renkli kireçtaşlarının ise göl çökeli olarak çökeldikleri yorumu yapılmıştır (Derman ve diğ., hazırlanmakta). Bu yaştaki birimler içerisinde Acıpınar kuzeyinde, özellikle fay zonunun kuzeyinde kalan alanlarda iki adet tuf seviyesi gözlenmektedir. Tüflerden stratigrafik olarak üstte yer alan Acıpınar köyü civarında kıvrımlanmıştır. Sadece bu alanda kıvrımlanma gösteren tüfler fay zonundan uzaklaştıkça yatay konumlarına dönmektedirler. Bu kıvrımlanma özellikle ŞAFZ'unda gözlenmektedir ki bu olay fayın aktivitesinin Miyo-Pliyosende devam ettiğini göstermektedir. Söz konusu yapının gidişinin K-G trendine yakın olması ve daha önceki birimlerde gözlenen yapılarla uyum göstermesi, Miyo-Pliyosen zamanında veya hemen sonrasında da fayın sol yönlü olma ihtimalini ortaya koyar.

Ayrıca Tuzgölü'nün kuzey ucu civarında kendi içerisinde uyumsuz ilişkiler sunan kireçtaşları muhtemel deformasyonun Miyo-Pliyosende veya hemen sonrasında da devam ettiğini desteklemektedir.

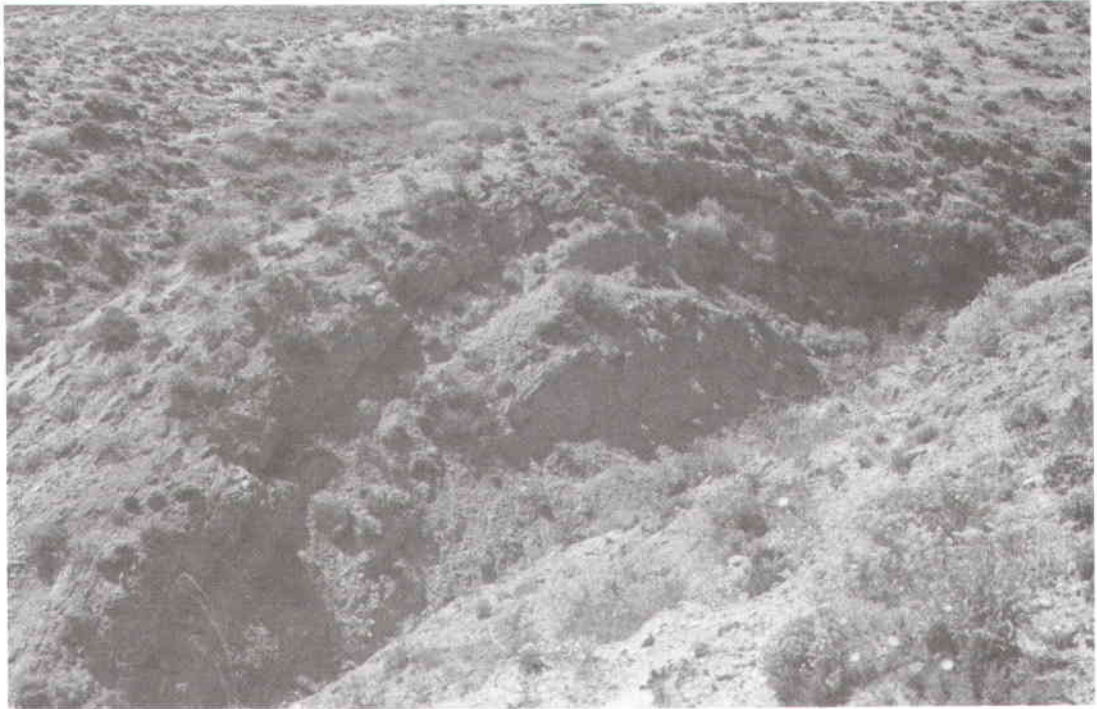
ŞEREFLİKOÇHİSAR-AKSARAY FAY ZONU'NUN (ŞAFZ) EVRİMİ

ŞAFZ muhtemelen Geç Kretase zamanında (Geç Mestriştiyen öncesi, büyük olasılıkla Geç Kampaniyen öncesinde) gelişimine başlamış olmalıdır. Alüvyon yelpaze çökellerinin varlığı ve temel birimlerini üzerleyen ilk birimi oluşması, ister sıkışmalı bir rejimde ister genişlemeli bir rejimde olsun yüksek bir alanın önündeki alçak alanlarda oluştuğunu ifade etmektedir (Croft, 1962; Bull, 1962, 1963, 1964, 1968; Denny, 1966; Melton, 1966; Hooke, 1968; Nilsen, 1968; Beaumont, 1972; Crowell, 1974; Steel ve diğ., 1977; Bluck, 1978; Collins, 1978). Bu fayın bu günkü fasiyes dizilimine göre trendi Aksaray doğusunu (Mamasın barajı civarını) Kaman civarlarına birleştiren bir trend olmalıdır (Şekil 4). Zira bu noktalar Üst Mestriştiyen karasal çökellerin gözlemlendiği en uç noktaları ifade etmektedir (Şekil 4). Geç Mestriştiyen de başlayan ve basenin kenar alanlarında gözlediğimiz transgresyon, basenin ortalarında daha erken başlamış olmalıdır. Haymana Baseni'nde çökmenin Geç Kampaniyen'e kadar inmesi (Görür ve Derman, 1978; Derman, 1980), Geç Kampaniyen yaşlı derin denizel çökellerin aynı şekilde Ulukışla Baseni'nde



Şekil 16: Oligo-Miyosen yaşlı, akarsu kökenli, mercekse geometrili çakıltı ve kumtaşları ile onları çevreleyen çamurtaşlarının Şereflikoçhisar-Ankara yolu kuzey kenarındaki yüzlekleri.

Figure 16: Field exposures of Oligo-Miocene sediments along Şereflikoçhisar-Ankara road. Lensoid conglomerates and sandstones are enclosed in mudstones of fluvial origin.



Şekil 17: Koçhisar doğusunda yer alan Oligo-Miyosen yaşlı evaporitik çökeller. Kıvrımlanma Oligosen son rası deformasyonu düşündürür.

Figure 17: Evaporites of Oligo-Miocene exposed in the east of Şereflikoçhisar. Folding is probably the result of post Oligo-Miocene deformation.



Şekil 18: Miyo-Pliyosen yaşlı beyaz-açık gri renkli gölSEL kireçtaşlarının tipik mostraları Şereflikoçhisar civarı ve Şereflikoçhisar-Ankara yolu kuzey kenarında gözlenmektedir. Kendi içindeki uyumsuz ilişki ŞAFZ'daki hareketinin bu dönemde de devam ettiğini göstermektedir

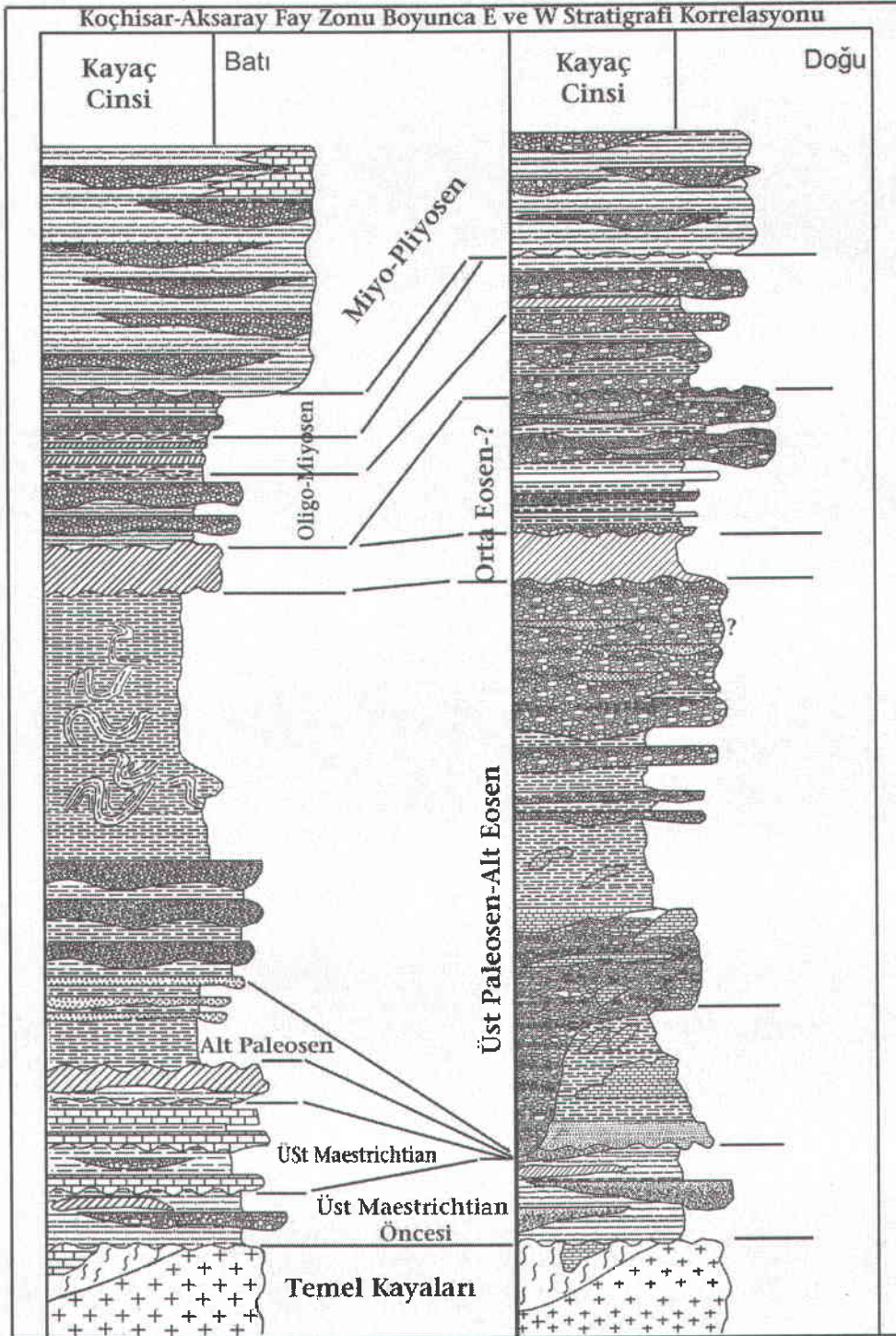
Figure 18: Typical field exposures of white, light gray coloured lacustrine limestone exposed along and to the north of Şereflikoçhisar-Ankara road. Unconformable relations within the limestone suggest synsedimentary movement along the ŞAFZ

mevcut olması (Derman, 1980) ve basenin güneylerinde açılan kuyularda Geç Mestriştiyen'in derin denizel çökellerle temsil edilmesi yanında Orta Mestriştiyen yaşlı planktonik fosillerin bulunması (Recep Özkan, sözlü görüşme), ve kuyuların hala basenin temelinde inmemiş olmaları bu üç basenin evrimlerini aynı basen olarak başlattıklarını belirtir. Ancak Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonu civarı ve kuzeyinde alüvyon yelpaze çökeliiminin hakim olması nedeniyle, ancak Geç Mestriştiyen'de denizin buralara kadar ulaştığını söylemek mümkündür. Dolayısıyla basen kenarının faylı olma ihtimali yüksektir. Üst Mestriştiyen çökeliiminin son evrelerine doğru (Asmaboğazi formasyonunda gözlemlendiği gibi) derinliğin artmasına paralel olarak kayma ve oturma yapılarının gözlenmeye başlaması ortam duraylılığının bozulduğunu ve doğu alanların yükseldiğine işaret edebilir. Kayma ve oturma yapıları Geç Mestriştiyen'i takibeden dönemde, büyük aşınma olaylarının olduğu Erken Paleosen döneminde de gelişmiş olabilir. Bu ihtimal Yıldız ve Yıldız (2003) tarafından rapor edilen Erken Paleosen yaşlı nannoplanktonların ışığında

söylenbilir. Aşınma farklı alanlarda farklı miktarlardadır ve bu basen kenarı boyunca farklı ve düzensiz bir yükselme ve aşınmaya işaret eder.

Üst Mestriştiyen çökellerinin Kaleninözü derede evaporitlerle üzerlenmesi Geç Mestriştiyen sonrası basen kenarlarındaki yükselmeye bir deniz seviyesi değişiminin de eşlik ettiğini, basene bağlantılı olan ana denizden bağlantısının kesildiğini ve evaporit çökeliiminin oluştuğunu belirtir (Derman, 2001). Bu evaporitlerin daha yüzeydeki mostralarda doğuda görülmemesi yine paleotopografya ile izah edilmek zorundadır. Yeraltında biraz daha doğuya devam edebilir.

Alt Paleosen çökellerinin Kaleninözü Dere civarında gözlenmesi ve daha doğuya geçmemesi, Erken Paleosen'deki transgresyonunun batıdan doğuya doğru ilerlemesinden, çökeliip sonra aşındırılmasından veya paleotopografik konumdan kaynaklanabilir. Zira ilerleyen deniz önce çukur alanları kaplayacak ve yüksek alanlara ulaşamayacaktır. Ancak Üst Mestriştiyen yaşlı çökellerin doğuya, Aksaray'a doğru gittikçe daha genç birimlerle üzerlenmesi, ayrıca bir yükselme ve aşınmanın varlığı-



Şekil 19: Kaleninözü Dere civarı ve Hanobası civarının genelleştirilmiş stratigrafi kesitlerinin eşleştirilmesi. Batı alanlarda Alt Paleosen mevcut iken doğu alanlarda Alt Paleosen mevcut değildir. Doğu alanlarda evaporit sonrası kaba kırıntılar mevcutken, batı alanlarda bu kaba kırıntılar yoktur (Koçhisar batısı hariç).

Figure 19: Correlation of generalized columnar stratigraphic sections in E-W direction. Lower Paleocene sediments are absent in the eastern areas, while coarse conglomerates of Late Paleocene is absent in the western areas possibly indicating uplift and erosion in the eastern areas.

na işaret eder (Şekil 19).

Geç Paleosen'de gelişen çakıldaşlarının tabanındaki kazılma, çakıldaşlarının çökmesinden önce gelişen ve bu alandaki basen kenarı yükselmesi yanında deniz seviyesi düşmesinin ortak etkisi ile meydana gelen vadileri temsil ediyor olmalıdır. Vadilerde çakıldaşlarından başka sediman bulunmaması, çakıldaşlarının katmanlanma yerine çakıl dizilimi ile belirgin olan bir yapı sunması bu vadilerin eğimlerinin oldukça fazla olduğunu ifade etmektedir. Aksi olsaydı bu vadilerde hiç değilse korunmuş bir miktar sediman beklenirdi. Bu vadilerin oluşması basen kenarında yükselmeye sebep olan fay hareketlerinin bir sonucu olmalıdır. Diğer bir deyişle Geç Mestriştiyen sonrası basen kenarında bir faylanma ve sonuçta bir yükselme olmuş olmalıdır.

Çakıldaşı çökeliiminin muhtemelen eski vadileri takip etmesi olağandır. Vadiler doldurulduktan sonra, çakıllı alanlarda, belkide suyun daha temiz olması karbonat gelişimine yol vermiş olmalıdır. Ancak bu zondaki duraylılığın bozulması ile çakıldaşlarının üzerinde çökelmiş olan kireçtaşlarının konumları bozulmuş ve zaten yüksek yamaç eğimine sahip olan alanlardan aşağıya taşınmışlardır. Taşınma mesafesinin fazla olmaması ve belkide geniş yüzeyler boyunca kaymaları nedeniyle fazla yuvarlanmamışlardır. Bu duraysızlığın bozulmasına sebep belkide yine basen kenarında etkin olan ve hareketini devam ettiren faylanma olmalıdır.

Takibeden dönemde derinleşme devam etmektedir. İstif yukarıya doğru şeylin artması, kayma ve oturma yapılarının bol miktarda görülmesi, derinleşme ile birlikte hareketliliğinin, ya da yamaç duraylılığının da sağlanamamış olduğunun göstergesi olarak alınabilir.

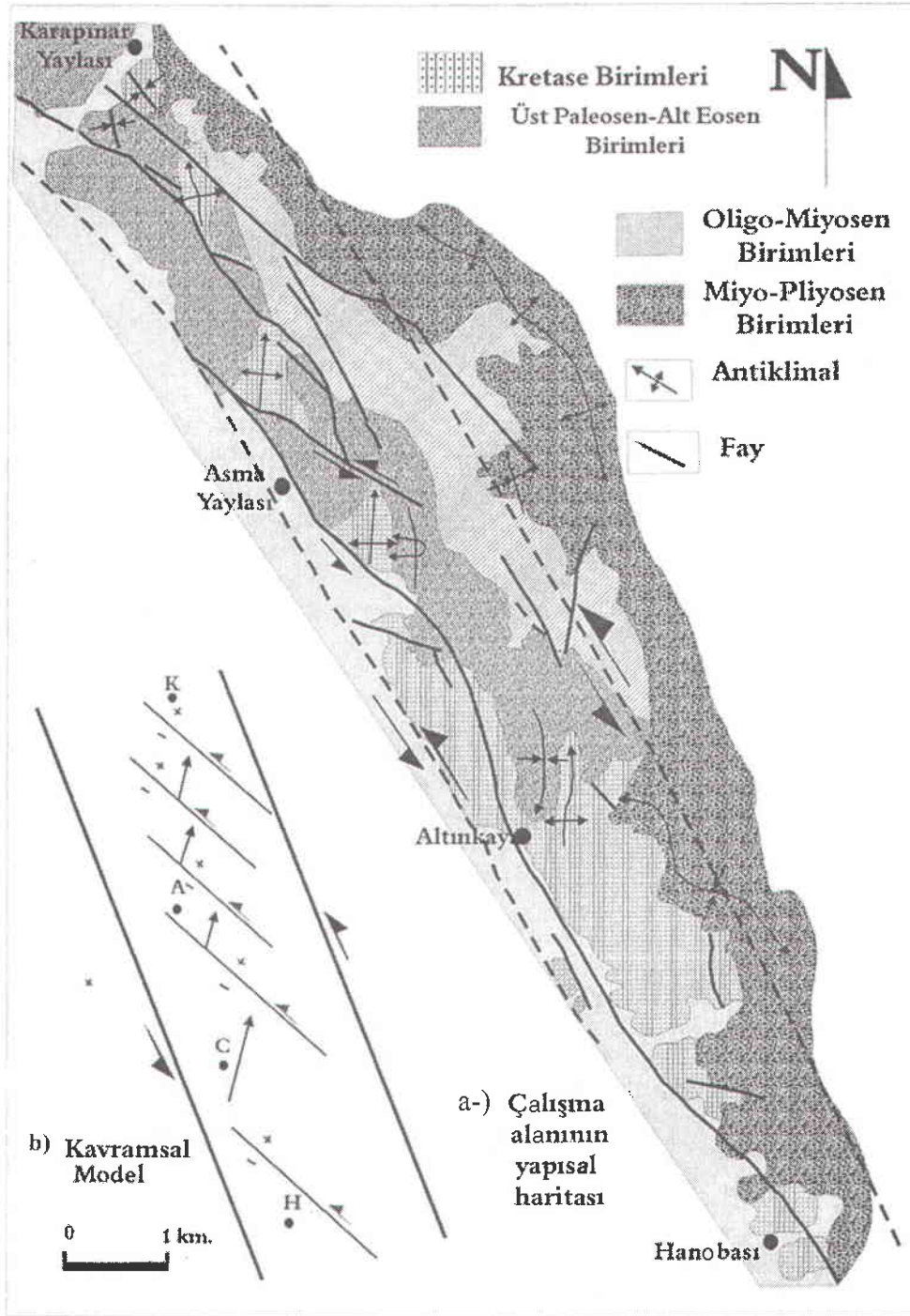
Bu dönemden sonra büyük bir aşınma evresi gözlenmektedir. ŞAFZ'unda gözlenen ve birbirine paralel olarak gelişmiş olan antiklinal ve senklinaller yaklaşık K-G yönünde uzanmaktadır (Şekil 20a). Bu yapılar iki fay arasında meydana gelen deformasyon tipine uymaktadır (Şekil 20b). Bu yapıların uç kısımlarından faylarla kesilmiş olması, bu günkü fayların kendilerini meydana getiren faylardan farklı faylar olduklarını belirtir. Yapıların gidişleri ve faylar ile ilişkileri fay zonundaki hareketin sol yönlü doğrultu atımlı bir fay olduğunu göstermektedir. Özellikle evaporitlerin yapıları uyumsuz olarak örtmesi, evaporit çökeliiminin bazı alanlarda senklinalleri

eksenlerini takip etmesi ve fay düzlemlerini örtmesi, deformasyonun evaporit çökeliiminden önce geliştiğini göstermektedir. Evaporitler tüm eski birimlerin üzerine gelmektedir. Evaporitlerin kenar kısımlarında alüvyon yelpaze çökellerinin gelişmiş olması yine evaporit çökeliimi öncesi faylanmayı ve topografyanın düzensizliğini belirtmektedir. Bu düzensiz topografya da çökeltme öncesi gelişen yapısal deformasyonu ve aşınma döneminin varlığını desteklemektedir.

Bu deformasyon dönemi basende yine bir krizin doğmasına, belkide, ana denizden, basenin bağlantısının ikinci defa sınırlanmasına, ve geniş alanlar kaplayan evaporitlerin çökmesine yol vermiştir. Bu dönemde Haymana ile Tuzgölü alanları arasında bir eşiğin oluştuğunu görüyoruz. Bu eşiğin oluşmasından dolaydır ki daha batıda (Samsam gölü batısında), Haymana baseninde Eosen döneminde gelişen evaporit çökeliimi gözlenmemektedir (Derman, 2002). Bu olay da yine evaporit çökeliimi öncesi bir tektonik hareketin verisi olarak kullanılabilir (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

Evaporit çökeliimini takiben yeni bir transgresyon tüm birimleri örtecek ve çok geniş alanları kaplayacak şekilde meydana gelmektedir. Bu transgresyon daha önceki aşınma alanlarını da kaplayacak şekilde tüm Orta Anadolu'yu kaplamıştır. Bu derinleşme dönemi sonunda ve muhtemelen Orta Eosen sonu veya Geç Eosen'de deniz seviyesi alçalmaya başlamış, büyük denizaltı yelpazeleri geliştirecek şekilde basen sığlaşmış ve kapanmıştır. Bu kapanmaya belkide fayların düşey hareketleri eşlik etmiştir. Zira sadece deniz seviyesi düşmesinin bu kadar kaba malzeme ve blok sağlaması beklenemez. İkinci önemli nokta ise gelişen denizaltı yelpaze trendlerinin bu günkü fay trendlerine dik gelişmiş olmasıdır. Bu ilişki bu günkü fay trendlerinin Orta Eosen sonunda ve/veya Geç Eosen'de de bu günkü trendlerle uyduğunu ve normal atım bileşeninin hakim olduğunu ima etmektedir.

Bu dönem, aynı zamanda basendeki denizel dönemin de kapandığı dönemdir. Zira yukarıda özetlenen ve tariflenen stratigrafik ve yapısal ilişkiler, takibeden dönemde, ŞAFZ'nda bir graben sisteminin oluştuğu ve bu sistemin Oligo-Miyosen zamanındaki sedimantasyonu kontrol ettiğini göstermektedir.



Şekil 20: (a) Çalışma alanının bir parçasının yapısal haritası. Bu alanda iki fay arasında oluşan yapıların gidişleri ve kıvrım eksenlerinin ana fay trendleri ile yaptığı açı gözlenmektedir. Bu ilişki Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonundaki hareketin Neotektonik döneme kadar sol yönlü doğrultu atımlı olduğunu göstermektedir. (b) doğrultu atımlı fay sistemlerinde gelişecek muhtemel yapıları gösteren kavramsal model.

Figure 20: (a) Structural map of a small segment of ŞAFZ. The map shows the angular relation between fold axis and the trend of the faults. This relation suggest that the movement along the fault zone have been right lateral until the Neotectonic period. (b) Conceptual model showing relations of structural elements in a strike slip motion.

Bu kapanma dönemi yine faylanmalara eşlik etmiştir. Oligo-Miyosen olarak düşünülen birimlerin fay yüzeylerini aşmalı olarak örtmesi, bu fayların Oligo-Miyosen öncesinde oluştuğunun delili olarak kullanılabilir. Ancak bu fayların düzensiz bir topografya oluşturdıkları, yer yer Oligo-Miyosen çökellerinin fayları aşarak güney alanlara geçmesi yoluyla anlaşılabilmektedir. Oligo-Miyosen içerisindeki iki tip sedimantasyon, başlangıçta paleotopografyanın oldukça düzensiz olduğunu, bu nedenle akarsu ve taşkın ovası çökellerinin hakim olduğunu, daha sonraki dönemde ise kuraklık ve rüzgar hakimiyeti nedeniyle sınırlı su birikintileri oluşturacak düzlüklerde laminallı evaporitlerin geliştiğini anlatmaktadır.

Miyo-Pliyosen çökellerine bakıldığında, fay zonu civarında tüflerde gözlenen kıvrım ve faylanma (Acıpınar civarı) trendlerinin daha önceki deformasyon trendlerine uyması bu dönemde de hala fay zonundaki hareketin sol yönlü olduğunu gösteren veri olarak kabul edilebilir. Aynı çökellerin fay zonunu kuzeyden örtmesi ve genelde yatay konumda olması, içerisindeki tüflerde yerel deformasyonların gözlenmesi Miyo-Pliyosen sonunda ŞAFZ'nda sınırlı hareketin olduğunu göstermektedir. Bir diğer önemli nokta ise Miyo-Pliyosen zamanında buradaki fayların yükselmelerini tamamlamış ve horst oluşturmuş olmaları gerekmektedir. Zira Miyo-Pliyosen çökelleri bu horstları örtmekte ve bunlara yaslanmaktadır (Özkul ve Türkmen, 2000). Geniş alanlar kaplayan ve muhtemel sınırının Koçhisar civarı ile Tuzgölü göl sahası kuzeylerinde gözlenen gölsel karbonatlar, tüm basandeki akarsuların Tuzgölü düzlüğünde meydana gelen göle boşaldığını, ve göllerin gelişmesi iklimin tekrar gölü besleyecek kadar yağışlı olduğunu ima eder. Ancak kireçtaşları içerisindeki uyumsuz ilişki sunan seviyeler, çökeltme sırasında tektonik hareketlerin devam ettiğini ve çökeltmenin tektonikten etkilendiğini gösterir. Oligo-Miyosen çökellerinin fay zonu ile aşmalı ilişkisi, ve kendisini örten Miyo-Pliyosen çökelleri ile 40-50°'ye varan açısal uyumsuz ilişkiler sunmaları Miyo-Pliyosen dönemi öncesi etkilendikleri yapısal deformasyonun verileridir.

Bugünkü morfolojiye baktığımızda ise tüm yapı trendlerinin en son fay hareketi ile kesildiğini ve bu dönemi takibeden morfoloji önünde alüvyon yelpaze çökellerinin geliştiği ve bazı alüvyon yelpazelerinin yükselen blokta asılı

kaldığı hava fotoğraflarından gözlenebilmektedir. Bu da bize bugünkü morfolojiyi oluşturan fayın hareketinin çok genç ve normal bileşeni olan bir fay olduğunu belirtir. Faylanma ile gelişen alüvyon yelpazeleri hem fayın hareketi konusunda veriler sunmakta, hem de bu hareketin oldukça genç dönemlere kadar uzandığını göstermektedir. Son yapılan çalışmalar fayın hala güncel olduğunu göstermektedir (Rojay ve diğ., 1999; Dirik ve Erol, 2003). Ancak bu son hareketin daha önce gelişen ve bir evrim geçiren hareketlerle bir ilgisi olmaması gerekir. Zira son hareket tüm eski trendleri kesmektedir.

Bunun gösterdiği ise, fay zonunun birden fazla hareketin etkisinde geliştiği ve son hareketin, yani Neotektonik dönemdeki hareketinin daha önceki hareketlerle uyumadığıdır. Bu nedenle ve Neotektonik çalışmalarda, en son döneme ait fay trendine, Tuzgölü Fayı denmesi nedeniyle Daha eski hareketleri temsil eden fay zonuna ŞAFZ denilmesi tarafımızdan uygun bulunmuş ve teklif edilmiştir.

Tüm bu yapısal deformasyonlara sebep olan hareket ise muhtemelen Pontid kıtasının önünde gelişen eksenli prizmanın güneye doğru itilmesidir.

SONUÇLAR

Burada sunulan verilerden ortaya çıkan sonuç ŞAFZ'nun tek bir evrede oluşan hareket sonucu gelişmediği, zaman ve mekan içerisinde farklı hareket ve zonları takip eden faylardan oluştuğudur. Olayların sıralanımı muhtemelen aşağıdaki gibidir:

1. ŞAFZ'nun ilk hareketi muhtemelen Geç Mestriştiyen öncesi, belkide Geç Kampaniyen veya öncesinde başlamış ve fayın güneylerinde alüvyon yelpazeleri gelişmiştir.

2. Geç Mestriştiyen sonunda gelişen tektonik hareketler hem fay zonunda ilave deformasyonlara sebep olmuş, hem de bazı alanların yükselerek aşınmasına sebep olmuştur. Erken Paleosende gelişen transgresyon bu yükselen alanları aşamamış olmalıdır. Erken Paleosen sonundaki hareketle ise yeni aşınmalara ve basende oluşan ortamsal kriz sonucunda evaporit çökeline sebep olmuştur.

3. Fay zonunda sol yönlü doğrultu atımlı hareket Eosen evaporitleri öncesi gelişmiş ve oluşan topografya ikinci kalın evaporit çökeltimini kontrol etmiştir.

4. Oligo-Miyosen öncesi yinelenen hareketler Oligo-Miyosen çökelişini kontrol etmiştir.

5. Gelişen Şereflikoçhisar-Aksaray horst'u hem Oligo-Miyosen, hem de Miyo-Pliyosen çökelişini kontrol etmiştir.

6. Fay zonundaki hareket Miyo-Pliyosen döneminde hala sol yönlü olmalıdır zira Miyo-Pliyosen tüflerinde gelişen kıvrım eksenleri Eosen kıvrım eksenleri ile uyusmaktadır.

7. Güncel morfolojiyi oluşturan Tuzgölü Fayı çok genç, Pliyosen sonrası olmalıdır. Zira Miyo-Pliyosen çökellerini kesmekte ve güncel alüvyon yelpazelerinin gelişimini kontrol etmektedir. Aslı alüvyon yelpazeleri fayın aktivitesinin çok genç dönemlerde devam etmekte olduğunun delili olarak kullanılabilir. Güncel morfolojiyi oluşturan fayın hareketi konusunda morfolojik veriler haricinde doğrudan sağ yönlü hareketi gösteren yapısal veri gözlenememiştir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yayınına izin veren TPAO Genel Müdürlüğüne ve çalışmanın gerçekleştirilmesi ve yayını için yardımlarını esirgemeyen Arama Grubu Başkanlığına teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Arıkan, Y., 1975, Tuz gölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları, M.T.A. dergisi, sayı 85, s. 17-37.

Beaumont, P., 1972, Alluvial fans along the foothills of the Elburz mountains, Iran: *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 12, p. 251-273.

Bluck, B. J., 1978, Sedimentation in late orogenic basin: The old red sandstone of the Midland Valley of Scotland, *in* D. R. Bowes and B. E. Lakes, eds., *Crustal evolution in north-west Britain and adjacent regions: Geological Journal: Special Issue No. 10*, p. 249-278.

Bluck, B. J., 1980, Evolution of strike-slip fault-controlled basin, upper Old Red Sandstone, Scotland: *in* P. F. Balance and H. G. Reading (eds) *Sedimentation in oblique-slip mobile zones*, Special Publication of International Association of Sedimentologists, 4, 63-78.

Bull, W. B., 1962, Relation of Alluvial fan size, and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California, *United States Geological Survey Special*

Paper, 450-B, p. 51-53.

Bull, W. B., 1963, Alluvial fan deposits in western Fresno County, California, *Journal of Geology*, v. 71, p. 243-251.

Bull, W. B., 1964, Geomorphology of of segmental alluvial fans in western Fresno county, California, *United States Geological Survey Special Paper*, 352-E, p. 89-129.

Bull, W. B., 1968, Alluvial fans, *Journal of Geological Education*, v. 16, p. 101-106.

Collins, J. D., 1978, Alluvial Sediments, H. G. Reading (ed), *in* *Sedimentary Environments and Facies*, Blackwell Scientific Publications, Oxford, London, 557 p.

Croft, A. R., 1962, Some sedimentation phenomena along the Wasatch Mountain Front, *Journal of Geophysical Research*, v. 67, p. 1511-1524.

Crowel, J. C., 1954, Geology of the Ridge Basin Area: California Division of Mines Bulletin, 170, map sheet no. 7.

Crowel, J. C., 1974, Sedimentation along the San Andreas fault, California, *in* R. H. Dott, Jr. and R.H. Schaver, eds., *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*, SEPM Special Pub. 19, p. 292-303.

Çemen, I., Göncüoğlu, M.C., Dirik, K., 1999, Structural evolution of the Tuzgölü basin in central Anatolia, Turkey, *Journal of Geology*, v.107, p.693-706

Dellaloğlu, A. A., Aksu, R., 1984, Kulu, Şereflikoçhisar, Aksaray Dolayının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, yayınlanmamış, TPAO raporu, no: 2020

Denny, S. S., 1965, Alluvial fans in the death valley region, *United States Geological Survey Special Paper*, 466, 62 p.

Derman, A. S., 2003, Tuzgölü Baseni'nde evaporit problemi, bu yayında

Derman, S., 1980, Tuzgölü Doğu ve Kuzeyinin Jeolojisi, TPAO raporu, no: 1512

Derman, A. S., Güney, H., Özkan, R., Bölükbaşı, S., Özdemir, O., Engin, M. A., Orta Anadolu Baseninin Evrimi, TPAO Raporu, hazırlanmakta.

Diker, S., 1982, Tuzgölü Havzasının Sismik Değerlendirilmesi, TPAO raporu, no: 1690/1,2,3,4

Diñel, B., 1957, Polatlı-Haymana Permits. Interim report on Karadağ-Çaldağ and Haymana anticlines, Turkish Gulf Oil Co.

Diñel, B., 1958, Geology of Haymana-Çaldağ

- Anticline (District II, Licence No.146-147), Turkish Gulf Oil Company Report, Petroleum Administration Archive.
- Dinçer, A., 1982, Kulu Batısının Jeolojisi ve Petrol Olanakları, TPAO raporu, no: 1665
- Dirik, K. ve Erol, O., 2003, Tuzgölü ve civarının tektonostratigrafik evrimi (Orta Anadolu, Türkiye), bu sayıda.
- Doppert, J.W., 1970, Paleontologic Appendix to Regional Stratigraphic and Structural Study of Petroleum District II, TPAO raporu, no: 875
- Druitt, C. E., 1959, Preliminary Report on the Petroleum Possibilities of the Tuzgölü and Ereğli Licences, Turkish Gulf Oil Company Report, Petroleum Administration Archive.
- Druitt, C. E., and Reckamp, J.U., 1959, Çaldağ Columnar Section, Turkish Gulf Oil Company Report, Petroleum Administration Archive.
- Erentöz, C. ve Ternek, Z., 1959, Türkiye sedimantasyon havzalarında petrol imkanları, M.T.A. dergisi, sayı: 53
- Erk, S., 1957, Çayraz-Haymana (Küçük Çaldağ). A stratigraphic Study, Turkish Gulf Oil Company Report, Petroleum Administration Archive.
- Gloppen, T. G. and Steel, R. J., 1981, The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norvey)-A study in the significance of bedding sequence in conglomerates: in F. G. Ethridge and R. M. Flores (eds) Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration , SEPM Special Publication 31, 49-69.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E. ve Rojay, B., 1992, Orta Anadolu "Masifi"nin evrimi ve Tuzgölü fayının tektoniği, TPAO-ODTÜ projesi.
- Göncüoğlu, M. C., Dirik, K., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Özgül, L. İ. and Çemen, İ., 1997, 1997, Tuzgölü Havzasının Batı Kesiminin Temel Jeolojik Sorunları. Unpublished TPAO Report No. 3753.
- Görür, N., Oktay, F., Seymen, İ., and Şengör, A. M. C., 1984, Paleotectonic evolution of Tuzgölü basin complex, Central Turkey, *In* Dixon, J.E., and Robertson, A.H.F., eds. The geological evolution of the eastern Mediterranean Spec. publ. Geol. Soc. 17, London, Blackwell scientific. p. 81-96
- Görür, N., ve Derman, A. S., 1978, Tuzgölü-Haymana Havzasının Stratigrafik ve Tektonik Analizi, TPAO raporu, no: 1514.
- Heward, A. P., 1982, Alluvial fan sequence and megasequence models: with example from Westphalian D-Stephanian B coalfield, Northern Spain; in A. D. Miall (ed.) Fluvial Sedimentology, p. 669-702.
- Hooke, R. L., 1968, Steady-state relationship on arid-region alluvial fans in closed basin, American Journal of Science, v. 266, p. 609-629.
- Melton, M. A., 1965, The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona, Journal of Geology, v. 73, p. 1-38.
- Nilsen, T. H., 1968, The relationship of sedimentation to tectonics in the solund district of southwestern Norway; Norges Geologiske Undersøkelse No. 359, 108 p.
- Oktay, F. Y., 1985, Tuzgölü Baseni Aksaray-Paşadağ trendi sedimantolojik incelemesi, I. T. Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TPAO arşivi, Rapor no. 2107.
- Oktay, F. Y. ve Dellaloğlu, A. A., 1987, Tuzgölü Havzası (Orta Anadolu) stratigrafisi üzerine yeni görüşler (new views on the stratigraphy of the Tuzgölü Basin-Central Anatolia), Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiriler kitabı, Jeoloji, p. 312-321.
- Özkul, M. ve Türkmen, İ., 2003, (Abstract) Aktif tektonik rejimde alüvyon yelpaze ve menderesli nehir çökellerinin gelişimi, Peçenek havzası (Pliosen), İç Anadolu, Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma (Workshop), N.Ü. Aksaray Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray.
- Reckamp, J. U., 1959, Petroleum Geology of Ar/TGO/FOG/II/281-282 Polatlı area, Turkish Gulf Oil Company Report, Petroleum Administration Archive.
- Recamp, J. U. Ve Özbey, S., 1960, Petroleum Geology of Temelli and Kuştepe structures, Polatlı area, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, Ankara, Yayınlanmamış.
- Rigo de Righi, M., and Cortesini, A., 1959, Regional Studies of the Central Anatolia Basin, progress report, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi, rapor no: 11
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini A., 1960a, Regional Studies, Central Anatolian Basin

- Stratigraphy, Turkish Gulf Oil Company, TPAO Raporu no. 872.
- Rigo de Righi, M. ve Cortesini A., 1960b, Regional Studies, Central Anatolian Basin, Structure, Turkish Gulf Oil Company, TPAO Raporu no. 873.
- Rojay, B., Leventoğlu, H. and Toprak, V., 1995. Evolution of Peçenek basin (Central Anatolia) and its implication on the nature of Tuzgölü fault zone. 2nd International Turkish Geology Workshop, Sivas, 92.
- Saltuk, O., ve Saka, K., 1971a, Haymana-Polatlı Havzasının jeolojik incelenmesi, TPAO Raporu, no: 532
- Saltuk, O., ve Saka, K., 1971b, Tuzgölü Havzasının jeolojik incelenmesi, TPAO raporu, no: 533
- Şaroğlu, F., Emre Ö. ve Kuşçu, İ., 1992, Türkiye Diri Fay Haritası, M. T. A. Genel Müdürlüğü, Ankara.
- Steel, R. J., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, S. L. and Spinnagel, A., 1977b, Coarsening upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian) Norway-Sedimentary response to tectonic events: Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1124-1134.
- Turgut, S., 1978, Tuzgolü havzasının stratigrafik ve cokelsel gelişmesi, TPAO raporu, no: 1227
- Uygun, A., 1981, Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları, TJK İç Anadolu Sempozyumu, s. 66-71
- Uygun, A., Yaşar, M., Erkan, M.C., Baş, H., Celik, E., Aygun, M., Bilgiç, T., Kayakiran, S., ve Ayok, F., 1982, Tuzgölü Havzası Projesi, cilt 2, MTA Raporu..
- Yıldız, A. ve Yıldız, M., 2000, (Abstract) Tuzgölü Havzası doğusu (Altınkaya-Asmayaylası yöresi) Asmaboğazı formasyonunda yeni yaş bulguları, Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma (Workshop), N.Ü. Aksaray Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray.

TUZGÖLÜ FAY KUŞAĞI HASANDAĞ KESİMİNİN ÖZELLİKLERİ

CHARACTERISTICS OF HASANDAĞ SECTION OF TUZGÖLÜ FAULT ZONE

Vedat TOPRAK

Jeoloji Müh. Bölümü, ODTÜ, 06531, Ankara (toprak@metu.edu.tr)

ÖZ

Tuzgölü Fay Kuşağının (TFK) 35 km'lik güney kesimi Kapadokya volkanitlerinin önemli püskürme merkezlerinden biri olan Hasandağ volkanı dolayında incelenmiştir. Belirli bölümleri genç lavlar ve örtü birimleri altında gömülü kalan TFK birbirine paralel, KB-GD gidişli üç fay setinden oluşur. En doğudaki fay seti Hasandağ ve Keçiboyduran volkanlarının sınırını oluşturur. Bu set boyunca Hasandağ volkanına ait lavlarda 120 m'ye varan düşey atımlar saptanmıştır. İkinci ve üçüncü setler ise, sırasıyla, Hasandağ ve Keçikalesi volkanları boyunca geçen ve bu volkanlara ait püskürme merkezlerinin yerini denetleyen yapılardır. Volkanların çevresinde püsküren parazitik volkanlar (curuf konileri), TFK'na ait çatlak sistemini kullanarak, dayklar halinde yüzeye ulaşmıştır. Fay kuşağının aktif olduğunun arazi verileri, genç lavları, curuf konilerini ve alüvyon yelpazelerini kesmesidir. Birinci set üzerinde ölçülen fay çiziklerine göre TFK fayları sağ-yanal doğrultu-atımlı faylardır.

ABSTRACT

Southern 35 km section of Tuzgölü Fault Zone (TFZ) is investigated around Hasandağ volcano which is one important eruption centers of Cappadocian volcanics. TFZ consists of three parallel fault sets that trend NW-SE and are partly buried beneath recent lava flows and cover deposits. Eastern set defines the boundary of Hasandağ and Keçiboyduran volcano. Vertical offsets upto 120 m are identified along this set. Second and third set, pass through Hasandağ and Keçiboyduran volcanoes, respectively, and control location of main eruption centers of these volcanoes. Secondary eruption centers (cinder cones) exposed

around volcanoes reached the surface in the form of dykes using the fracture system of TFZ. Field evidences of active faulting are faulted recent lava flows, cinder cones and alluvial fans. Faults are right-lateral strike-slip as indicated by slip-lineation data measured along the first set.

GİRİŞ

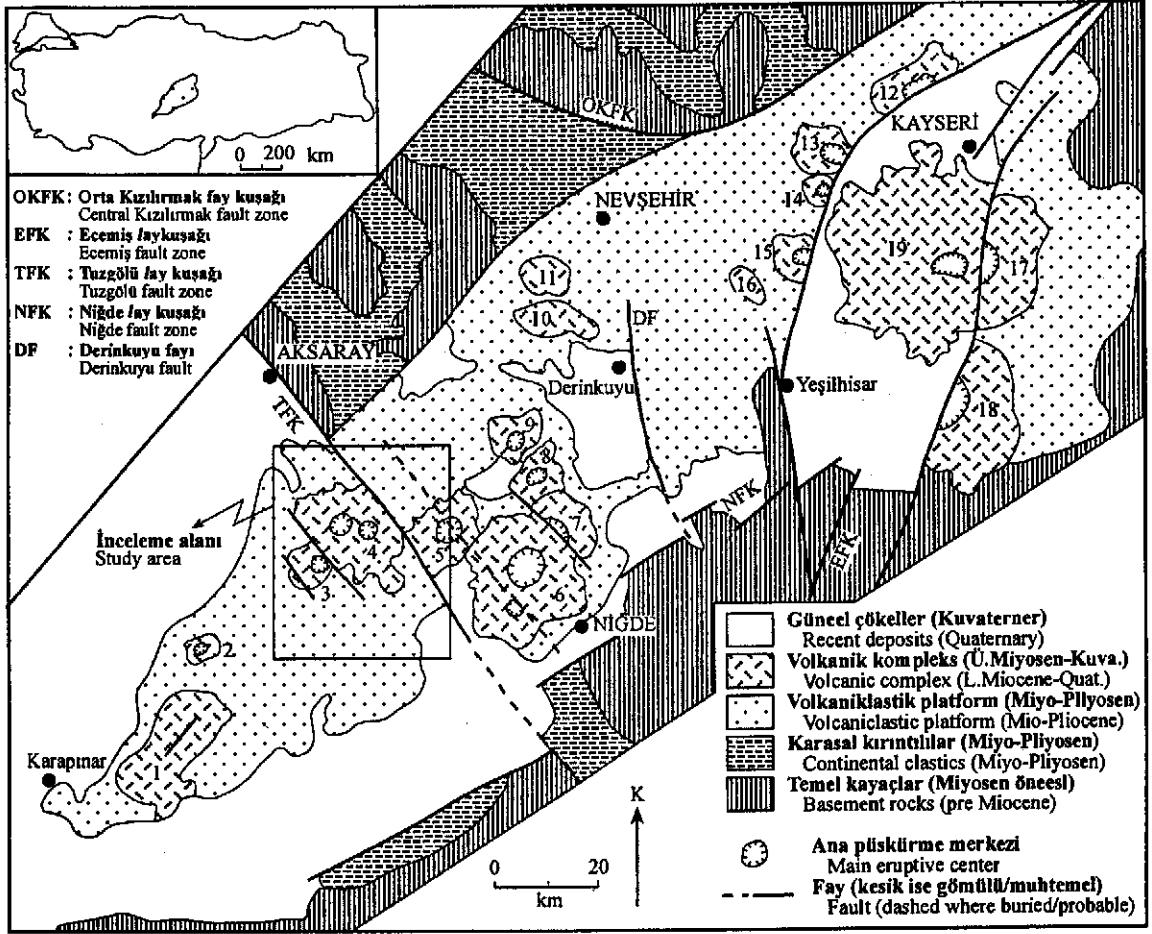
Tuzgölü Fay Kuşağı (TFK), gerek belirli bir uzunluğa sahip olması, gerekse günümüzde aktif olması nedeniyle, Türkiye'nin ön plana çıkan önemli fay kuşaklarından birisidir. Bu fay kuşağının güney kesimleri Miyosen-Kuvaterner yaşlı Kapadokya volkaniklerine ait kayatürleri içinde yer almaktadır. Bu çalışma ile incelenen alan Aksaray'ın güneydoğusunda yer alan Hasandağ volkanı ve çevresidir. (Şekil 1). TFK'nın yaklaşık 35 km'lik bir kesimi inceleme alanı içinde yüzeyler.

Hasandağ volkanı gibi ana püskürme merkezlerinin yanısıra birçok parazitik cüruf konisinin de olduğu inceleme alanında, tektonizma-vulkanizma ilişkisinin etkileşimi yoğun olarak gözlenmektedir.

Bu çalışmanın amacı TFK'nın, Hasandağ kesimindeki özelliklerini incelemektir. Bu özellikler arasında vurgulanacak önemli iki husus fayın niteliği ve püskürme merkezleri üzerindeki denetimidir. TFK'nın kestiği birimlerin genç olması nedeniyle, sunulacak yapılar TFK'nın son dönem özelliklerini yansıtacaktır.

BÖLGESEL JEOLOJİ

İnceleme alanı Kapadokya Volkanik Provansı (KVP) olarak bilinen Miyosen-Kuvaterner yaşlı volkanik alan içinde yer alır. KVP, KD-GB yönünde yaklaşık 300 km uzunluğunda ve 20-50 km genişliğinde bir kuşak



Şekil 1: İnceleme alanının yer aldığı Kapadokya Volkanik Provensinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Toprak, 1998).

Numaralar şu volkanik komplekslere karşılık gelir

- | | | | | |
|---------------|--------------|----------------|------------------|------------------|
| 1. Karacadağ, | 2. Kötüdağ, | 3. Keçikalesi, | 4. Hasandağ, | 5. Keçiboyduran, |
| 6. Melendiz, | 7. Tepeköy, | 8. Çınarlı, | 9. Göllüdağ, | 10. Kızılçın, |
| 11. Acıgöl, | 12. Erkilet, | 13. Hamurcu, | 14. Seksenveren, | 15. Tekkedağ, |
| 16. Hoduldağ, | 17. Koçdağ, | 18. Develidağ, | 19. Erciyes | |

Figure 1: Simplified geological map of Cappadocian Volcanic Province where study area is located (Toprak, 1998).

Numbers correspond to following volcanic complexes:

- | | | | | |
|---------------|--------------|----------------|------------------|------------------|
| 1. Karacadağ, | 2. Kötüdağ, | 3. Keçikalesi, | 4. Hasandağ, | 5. Keçiboyduran, |
| 6. Melendiz, | 7. Tepeköy, | 8. Çınarlı, | 9. Göllüdağ, | 10. Kızılçın, |
| 11. Acıgöl, | 12. Erkilet, | 13. Hamurcu, | 14. Seksenveren, | 15. Tekkedağ, |
| 16. Hoduldağ, | 17. Koçdağ, | 18. Develidağ, | 19. Erciyes | |

oluşturur (Şekil 1). KVP volkanizmasının özellikle kronolojik, petrografik, jeokimyasal ve igranbrt yerleşimine dair bir çok sorunu değişik araştırmacılar tarafından incelenmiş ve kal-kalkalen karakterli bu kuşağın oluşumunun, Avrasya ve Afro-Arap plakaları arasında Doğu Akdeniz'de meydana gelen bir yakınlaşmanın

ürünü olarak ortaya çıktığı dile getirilmiştir (Beekman, 1966; Pasquare, 1968; Keller, 1974; Innocenti ve diğ., 1975; Batum 1978 a, b; Pasquare ve diğ., 1988; Schumacher ve diğ., 1990; Ercan ve diğ., 1990, 1992; Bigazzi ve diğ., 1993; Aydar ve diğ., 1994; Le Pennec ve diğ., 1994; Druitt et al., 1995).

KVP çevresinde yüzeyleyen ve Miyosen'den daha yaşlı olan kayabirimleri "temel kayalar" olarak tanımlanmıştır (Şekil 1). Bu birimler, Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı metamorfikler, bunlar üzerinde tektonik dokanıklı Üst Kretase ofiyolitleri ve her ikisini kesen Üst Kretase-Paleosen yaşlı plutonik kayalardan oluşur. Kırşehir ve/veya Niğde masifi olarak tanımlanan bu kaya topluluğu üzerinde Eosen ve Oligo-Miyosen yaşlı tortul örtü birimleri yer alır (Seymen, 1981; Göncüoğlu, 1981, 1986; Göncüoğlu ve diğ., 1992).

KVP içinde yüzeyleyen kaya birimleri ise basitleştirilerek iki grupta toplanmıştır. Bunlar volkanik kompleksler ve volkaniklastik platformdur (Şekil 1). Volkanik kompleksler ana püskürme merkezleri etrafında oluşan belirli bir dağılım, lav akma deseni, kayatürü ve yaş aralığına sahip kaya gruplarıdır. Şu ana kadar bu merkezlerden 19 adet saptanmış olup (Toprak, 1998), bunlardan üçü (Hasandağ ve Keçiboyduran volkanları ile Keçikalesi kalderası) inceleme alanı içinde yer alırlar. Volkaniklastik platform ise KVP içinde yaygın bir dağılıma sahip, Mio-Pliyosen yaşlı ignimbritler ve bunlarla arakatlı gelişmiş nehir ya da göl çökellerinin oluşturduğu ve Ürgüp dolayında kalınlığı 400 metreyi geçen bir istif tarafından temsil edilir.

KVP içinde, farklı zamanlarda farklı davranış gösteren iki fay sistemi saptanmıştır (Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Toprak, 1994, 1996, 1998). Bunlar 1) günümüzde de aktivitesini sürdüren Tuzgölü-Ecemiş fay sistemi, ile 2) sadece volkanizmanın aktif olduğu dönemlerde aktif olan KVP fay sistemidir. Birinci fay sistemi K-G yönlü bir sıkıştırmanın ürünü olarak ortaya çıkmakta, böylece KB-GD yönlü Tuzgölü fayı sağ-yanal, KD-GB yönlü Ecemiş fayı sol-yanal, K-G doğrultulu faylar ise (örneğin Derinkuyu fayı) normal karakterde çalışmaktadır. KVP içinde gözlenen Pliyo-Kuvaterner yaşlı genç havzaların çoğu bu fay sisteminin denetiminde gelişmiştir (Toprak, 1996). İkinci fay sistemi ise, KVP ana çöküntüsünü oluşturan ve KVP'nin uzun eksenine paralel, KD-GB doğrultulu faylardan oluşur. Bu sisteme ait faylar çogunlukla aktivitesini günümüzde yitirmiş olup, genç birimlerin altında gömülü kalmıştır. Bu faylardan sadece Orta Kızılırmak fayının doğu kesimi günümüzde etkinliğini sürdürmektedir (Toprak, 1994).

Tuzgölü Fay Kuşağı

Tuzgölü fay kuşağı inceleme alanı dışında uzun mesafeler kateden (toplam uzunluğu yaklaşık 200 km olan) bir fay kuşağıdır. Tuzgölü havzasının evriminde önemli bir rol oynayan ve Üst Kretase'den beri değişik zamanlarda, farklı nitelikte de olsa, hareketlenen ve günümüzde de etkinliğini sürdüren bir faydır (Uygun, 1981; Görür ve diğ., 1984; Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Dirik ve Göncüoğlu, 1996; Çemen ve diğ., 1999).

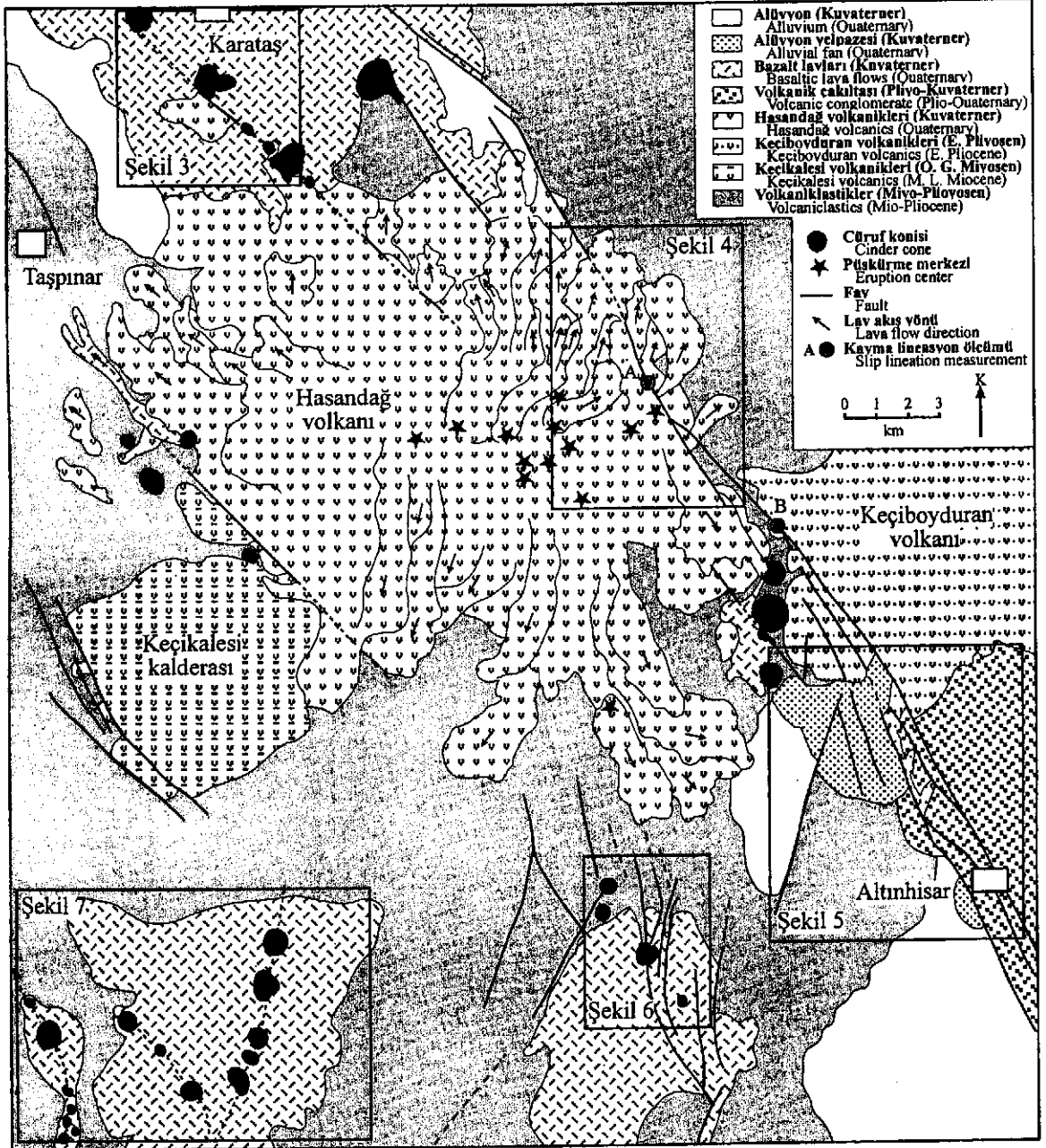
Toprak ve Göncüoğlu (1993) inceleme alanında gözlenen yapıların genel özelliklerini tanıtarak, fayın günümüzde sağ-yanal çalıştığı söylemiş ve Hasandağ volkanı doğusundaki fay setini Hasandağ fay seti olarak adlandırmıştır. Dirik ve Göncüoğlu (1996) Aksaray ile Şereflikoçhisar arasında yer alan ve çok sayıda alüvyon yelpazesi oluşturan derelerin saat yönünde dönmesi nedeniyle fay kuşağının sağ-yanal çalıştığını dile getirmiştir. Dirik ve Göncüoğlu (1996) ayrıca Tuzgölü fay kuşağı ve yakın dolayında meydana gelmiş depremleri listeleterek fay kuşağının günümüzde aktif olduğunu belirtmiştir. Yakın geçmişte (11.03.2001 tarihinde) Aksaray kuzeydoğusunda (38.55K, 33.78D) meydana gelen ve fay kuşağı üzerinde yer alan 4 büyüklüğündeki deprem bu savı desteklemektedir.

İNCELEME ALANINDAKİ KAYA TÜRLERİ

İnceleme alanında yüzeyleyen kaya türleri ayrılmamış volkaniklastik bir istif, üç komplekse ait volkanik kayalar, bazalt lavları ve karasal kırıntılardan oluşur (Şekil 2).

Volkaniklastikler, yanar ve düşey yönde değişiklik gösteren, piroklastikler ile görsel ve karasal tortul kayaların ardaşımından oluşan bir istiftir. İstifin alan içinde en iyi gözlemlendiği yerler Taşpınar dolayı, Karataş doğusu (Tuzgölü fay sarplığında) ve Altınhisar batısıdır. İstif içinde yer alan bir çok ignimbrit düzeyinden bilinen yaş saptamalarına göre (Innocenti ve diğ., 1975, Temel, 1992, Schumacher ve diğ., 1992) istifin yaşı yaklaşık 11.2- 2.8 m.y. arasındadır.

Volkanik kompleksler, batıdan doğuya doğru, Keçikalesi, Hasandağ ve Keçiboyduran volkanlarına karşılık gelir (Şekil 2). Kapadokya volkaniklerine ait önemli püskürme merkezlerinden üçü olan bu volkanlar (Şekil 1) morfolojileri, kaya türleri, yaşları ve lav akma desen-



Şekil 2: İnceleme alanının jeoloji haritası.

Figure 2: Geological map of the study area.

leri ile belirgin olarak ayırt edilmektedir.

Keçikalesi kompleksi andezit ve bazaltik andezitlerden oluşmuş (Besang ve diğ.,1977; Ercan ve diğ.,1990), 3-3.5 km çapında dairesel yapıya sahip bir volkanidir. Ercan ve diğ., (1990) tarafından bir kaldera olarak tanımlanmıştır. Yaşı 13 m.y. olarak saptanan bu volkan (Besang ve diğ.,1977) Kapadokya volkaniklerinin en eski püskürme merkezlerinden biridir.

Hasandağ volkanı, Erciyes volkanından sonra, bölgede formunu en iyi korumuş ve en büyük kompozit volkanidir. Aydar ve diğ., (1994)'e göre bu volkan evrimini üç aşamada gerçekleştirmiştir: 1) Bazaltik andezit lav püskürmeleri, riolititik ignimbritler, ve kaldera çökmesi, 2) Andezitik lav ve domlar, riyodasitik ignimbritler, ikinci kaldera çökmesi, 3) Andezitik domlar ve ikinci kalderanın dolması, andesitik

lavlar ve ikiz bacalı koninin oluşması. Ercan ve diğ., (1992)'nin volkanın en genç lavlarından alınan örneklerde yapılan radyometrik yaş analizleri 780.000 ile 277.000 yıl arasında değişmektedir.

Keçiboyduran volkanı, büyük kesimi inceleme alanı dışında kalan, kompozit volkan görünümünde, bazaltik andezit, breşleşmiş ve hidrotermal alterasyona uğramış andezitik lavlardan, aglomera ve tüflerden oluşur (Beekman, 1966). Bu kompleksten bilinen bir yaş tayini yoktur. Besang ve diğ., (1977) tarafından 6.5 ve 5.1. m.y olarak saptanan Melendiz volkanikleri ile yaşıt olduğuna inanılan Keçiboyduran volkanının da Erken Pliyosen yaşta olduğu sanılmaktadır.

Bazalt lavları inceleme alanı içinde üç bölgede (Karataş köyü dolay, Hasandağ güneyi, Keçiboyduran güneyi) yoğunlaşırlar (Şekil 2). Kapadokya volkaniklerinin en son ürünlerinden olan bu lavlar Ercan ve diğ., (1990) tarafından "Karataş volkanikleri" olarak tanımlanmıştır. Bazaltlar, ana püskürme merkezleri etrafında gelişmiş ve çapları 100 m ile 2 km arasında değişen ikincil (parazitik) konilerden püskürmüştür. Ercan ve diğ., (1990) tarafından yapılan yaş tayinlerine göre bazaltların yaşı 420.000 ile 65.000 yıl arasında değişmektedir.

İnceleme alanında gözlenen diğer kayalar Pliyo-Kuvaterner yaşlı karasal kırıntılardır (Şekil 2). Bunlar Altınhisar dolayında volkanik malzemeden türemiş çakıltaşları, Tuzgölü fayı denetiminde gelişmiş alüvyon yelpazeleri ve güncel alüvyonlardır.

FAYLANMA-VOLKANİZMA ETKİLEŞİMİ

Tuzgölü fay kuşağına ait faylarla, yöredeki lav ve çıkış merkezleri arasındaki etkileşimi inceleyebilmek için, çalışma alanı içinde 5 yer seçilmiş ve ayrıntıları aşağıda anlatılmıştır. Bu tip alanların yeri Şekil 2'de gösterilmiştir.

Karataş köyü yakın güneyinde volkanizma-tektonizma ilişkisinin, bölgede yaygın olarak gözlenen tipik örnekleri yer alır (Şekil 3). Bölgede saptanabilen en genç bazalt lavlarına sahip olan bu alanda (Ercan ve diğ., 1990) birçok parazitik püskürme merkezi (cüruf konisi) yaklaşık 10 km'lik bir hat boyunca KB-GD yönünde dizilmişlerdir. Alan içinde belirlenen önemli yapısal unsurlar şunlardır:

i) Alanın orta kesiminde bazaltlar tarafından çevrelenmiş ve Hasandağ volkaniklerine ait bir

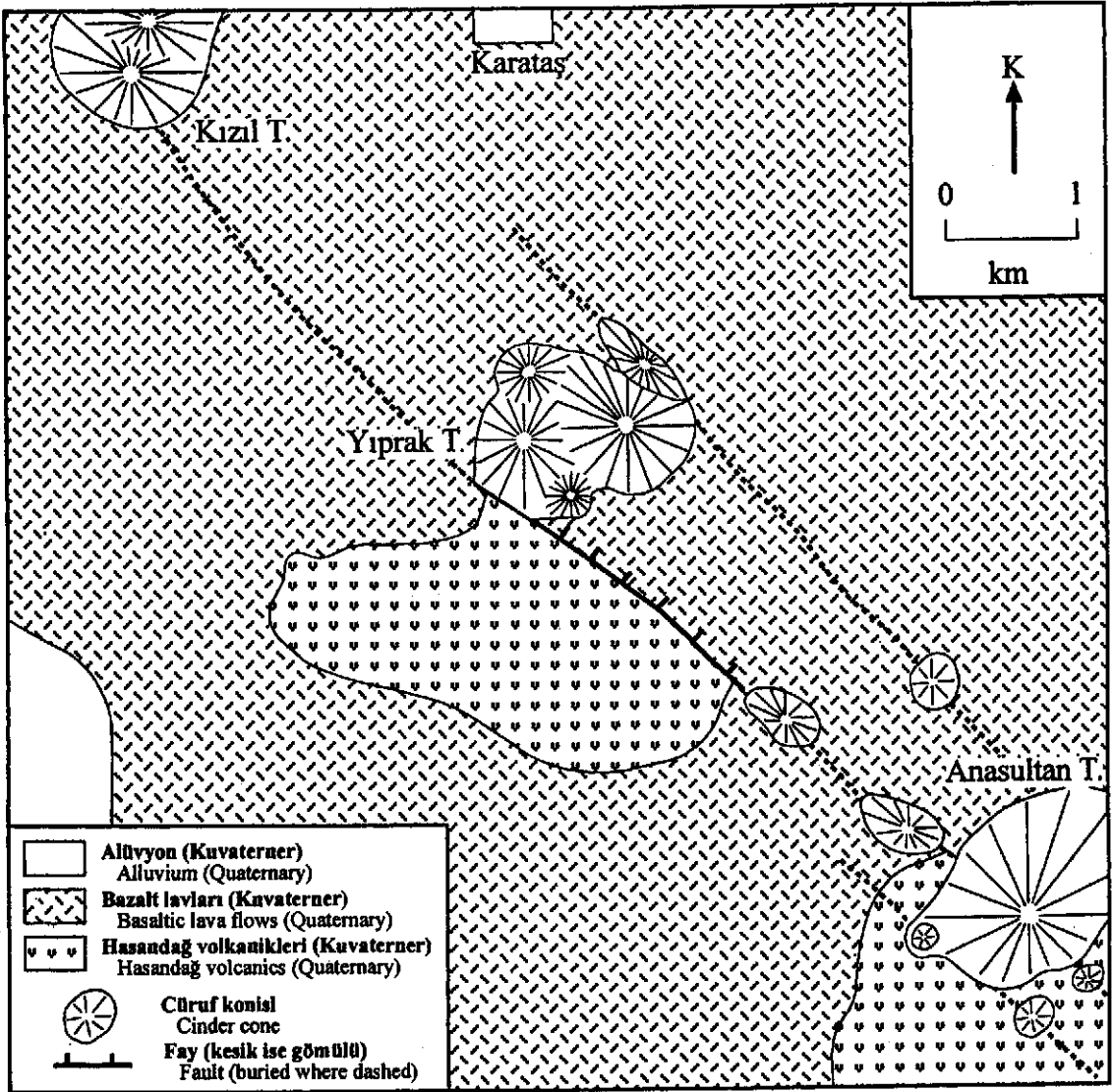
lav parçası faylanmış ve fayın KD bloğu yaklaşık 22 m kadar düşmüştür. Genç bazaltları kesmemesi nedeniyle bu fay her iki yönde gömülü olarak devam ettirilmiştir.

ii) Bir hat boyunca dizilen cüruf konileri bu hattın 3 kesiminde (Kızıl T., Yıprak T. ve Anasultan T.) yoğunlaşmaktadır. Kızıl T ve Yıprak T'de yanyana ve yaklaşık aynı boyutta birçok püskürme merkezi saptanırken, Anasultan T'de bir ana merkez ve etrafında daha küçük boyutlu ikincil parazitik koniler yer alır. Konilerin oluşturduğu bu desen, hat boyunca geçen fayın geometrisinden kaynaklanmaktadır. Fayın genişleme gösterdiği alanlarda püskürme yoğunluğunun arttığı, sıkıştığı alanlarda ise püskürmeye izin verilmediği sanılmaktadır.

iii) Cüruf konileri genelde dairesel olmakla birlikte, üç konide belirli yönde uzamalar gözlenmiştir. Bu konilerden ikisi Anasultan T. KB'sında biri ise Yıprak T. KD'sunda yer alır (Şekil 3). Her üç uzamanın da çizilen fay doğrultusuna paralel olması, bu uzamaların deformasyondan kaynaklanan yapılar olmadığı, aksine fay boyunca püsküren bu konilerin, fay geometrisinden kaynaklanan ilksel bir yapı olduğu anlaşılmaktadır.

Hasandağ volkanının doğu kesiminde Ulukışla yaylası ile Yenipınar köyü arasında yer alan ikinci alanda Hasandağ volkanizmasına ait lavlar yer alır (Şekil 4). Tuzgölü fay kuşağının en doğu fayı civarında yüzeyleyen bu lavların bir kısmı fay tarafından kesilmiş (1 nolu lavlar) bir kısmı ise fayın en son hareketinden etkilenmemiştir (2 nolu lavlar). Bu lavlardan yapılmış yaş tayinleri mevcut değildir. Ancak stratigrafik ve morfolojik yapıları göz önüne alınarak bu lavlar, Hasandağ güneyinde gözlenen ve yaşları 780.000 ± 130.000 ile 277.000 ± 19.000 yıl arasında değişen (Ercan ve diğ., 1992) lavlar ile deneştirilebilir.

Haritalanan lavlardan 5'i faylanarak değişik miktarlarda düşey olarak ötelenmişlerdir. Bu lavların tümü, fayın yükselen bloğu olan doğu kesimde yer alırlar. Düşey atım miktarları "1a" lavı için 5 m, "1b" için 20-25 m, "1c" için 40 m, "1d" için 45 m, "1e" için ise 80-85 m olarak ölçülmüştür. Buna göre düşey atım güneye doğru artmaktadır. Faya paralel bir sırt olarak gelişen Kılıç Tepe'deki morfolojik atım ise yaklaşık 120 m olarak belirlenmiştir. Faylanma sonrası bu lavların batı blokta bulunan uzantıları



Şekil 3: Karataş köyü yakınlarında cüruf konileri ile fayların ilişkisini gösterir Jeolojik harita (Lokasyon için Şekil 2'ye bakın).

Figure 3: Geological map showing relationship between cinder cones and faults in the vicinity of Karataş vil-lage (See Figure 2 for location).

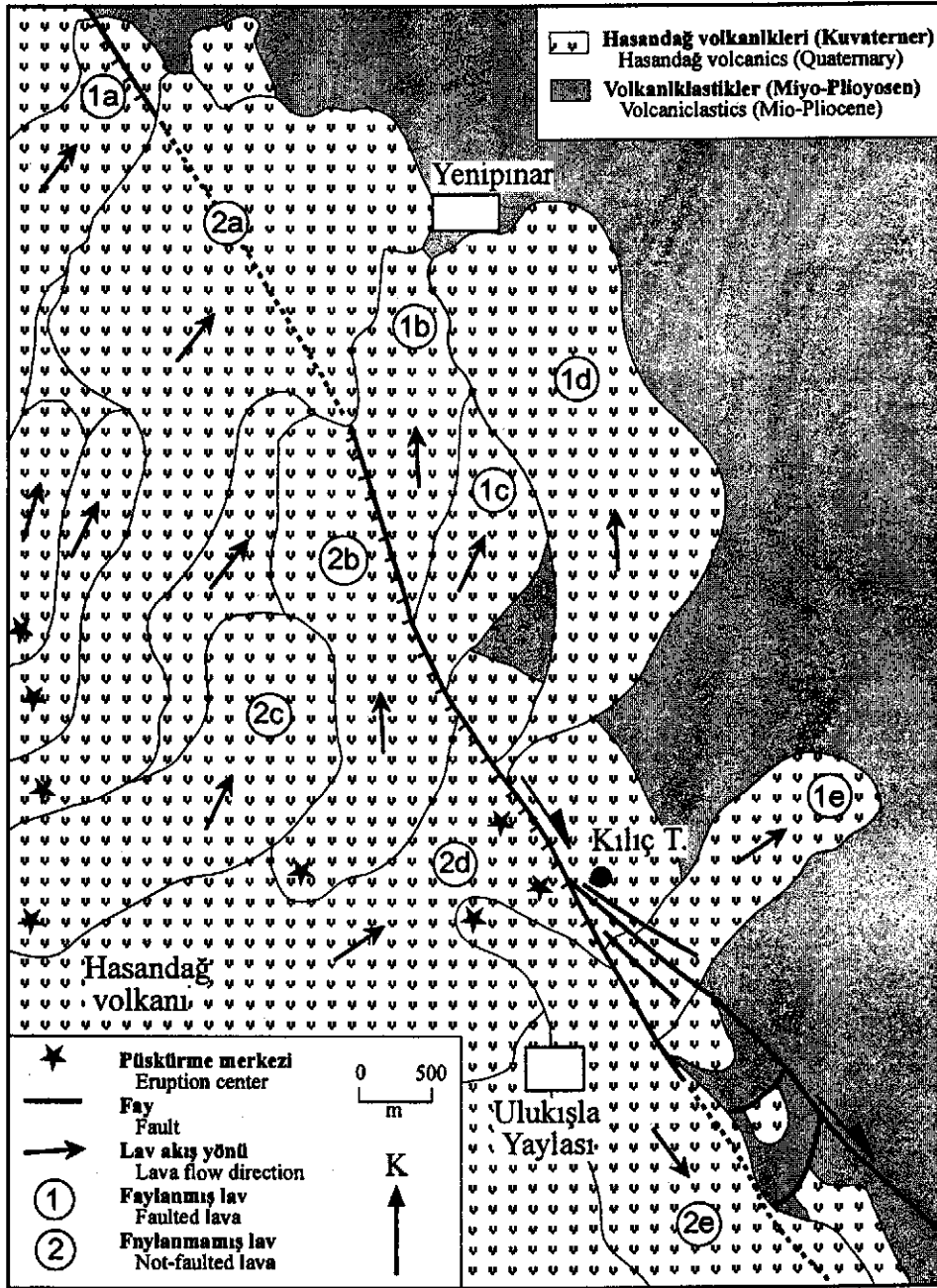
daha sonra akan lavlar tarafından örtüldüğün-den, faylanmanın yanal bileşenini hesaplamak mümkün olmamıştır. Ancak kesilen lavların ko-numu, çıkış merkezlerinin yoğunlaştığı alanlar ve Hasandağ volkanının morfolojisi söz konusu atımın sağ-yanal olması gerektiğini gösterir.

Faylanma sonrası oluşan lavlardan biri (2a) fay duvarını aşarak kuzeydoğuya doğru akmış ve fayı örtmüştür. Bu lavlardan üçünün (2b, 2c ve 2e), bacaları ve akış yönleri gözönüne alındığında, akışlarının fayın yükselen bloğu tarafından engellendiği ve dönerek kuzeye veya güneye akmak zorunda kaldıkları anlaşılmak-

tadır.

Altınhisar ve kuzey kesimlerinde Tuzgölü fay kuşağının doğu üyesi bir fay seti şeklinde gözlenmektedir (Şekil 5). Bu set, genişliği 1 km'yi aşkın bir kuşak içinde, paralel, yarı paralel birçok faydan oluşur. Keçiboyduran ve Melendiz volkanlarından türemiş Pliyo-Kuvaterner (?) yaşlı volkanik çakıltaşları ile gün-cel alüvyon yelpazelerinin bu set tarafından kesilmesi, fayların Kuvaterner yaşta olduğunu gösterir.

Çömlekçi deresi üzerinde oluşan A2 yel-pazesinin (Şekil 5) faylanarak kademeli olarak



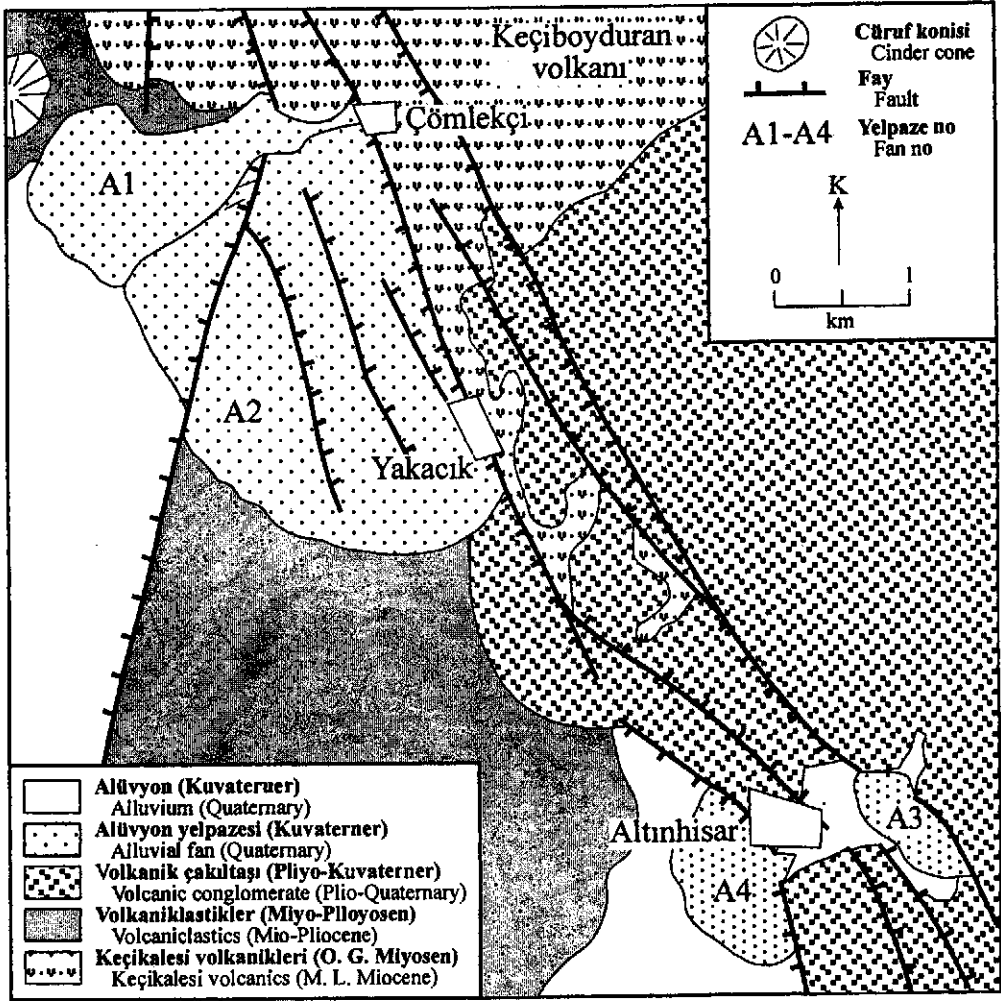
Şekil 4: Hasandağ volkanının doğu kesiminin jeolojik haritası (Lokasyon için Şekil 2'ye bakın).

Şekil 4: Geological map of eastern part of Hasandağ volcano (See Figure 2 for location).

yükseltilmesi sonucu, dere boyunca taşınan alüvyonun önüne set çekilmiş, böylece kuzeye doğru kayan bu malzeme yeni bir alüvyon yelpazesinin (A1) oluşmasını sağlamıştır. A1 yelpazesinde herhangi bir faylanma gözlenmemiştir. Bu durum, ya henüz gelişimini sürdüren A2 yelpazesinin kendini onarak faylanmayı gizlediği, ya da fayların bu yelpazeyi

kesmeyerek altında gömülü kaldığı şeklinde açıklanabilir.

Altınhisar yakınında gözlenen iki yelpaze (A3 ve A4) ise, aynı dere üzerinde, kısa mesafede gelişmiş ve her ikisinde de fayların kuzeydoğu bloğu yükselmiştir. Gerek bu derede, gerekse alanın diğer kesimlerinde, güneybatı yönüne akarak fayları aşan hiç bir derede belirgin



Şekil 5: Altınhisar dolayının jeolojik haritası (Lokasyon için Şekil 2'ye bakın).

Figure 5: Geological map of Altınhisar area (See Figure 2 for location).

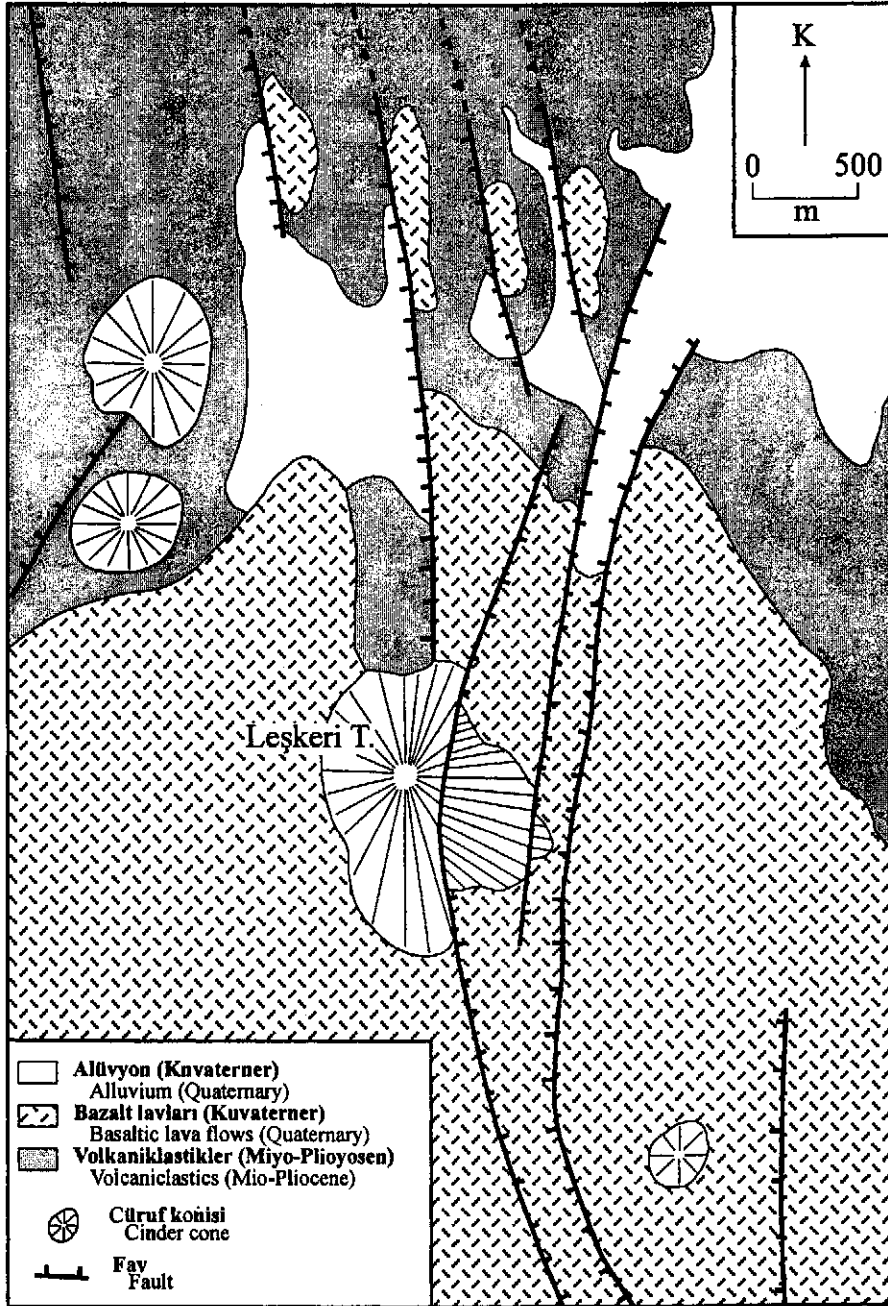
(1/25.000 ölçekte saptanabilecek) bir yanal atım gözlenememiştir.

Hasandağ volkanının güney kesimlerinde, Leşkeri T. dolayında Tuzgölü fay kuşağı içinde yeralan fayların niteliği ile ilgili şu iki gözlem yapılmıştır (Şekil 6):

i) Bu kesimde, yaklaşık 4 km'lik bir kuşak içinde, birbirine paralel, sık aralıklı (birkaç 100 m) bir fay seti yeralır. Set içinde, daha önce anlatılan kesimlerdeki fay doğrultularının aksine, farklı iki doğrultuda fay gözlenmektedir. Bunlardan bir grup KKB-GGD yönünde olup, kuzeye doğru devam ettirilememekle birlikte, belirgin bir şekilde Hasandağ volkanının ana püskürme merkez(ler)ine doğru uzanan faylardır. Bu fayların, Hasandağ volkanı kuzeyinde gözlenen ve Şekil 3'te anlatılan faylara karşılık

geldiği sanılmaktadır. Diğer fay grubu ise, yaklaşık K-G doğrultusunda olup, doğuya doğru hafif konkav bir yapı sergilerler. Kuvaterner bazaltlarını kesmeleri nedeniyle her iki grup fayın da çok genç olmasına rağmen, kesme ilişkileri gözönüne alınarak, ikinci fay grubunun birincisinden daha genç olduğu söylenebilir.

ii) İkinci grup faylardan biri Leşkeri konisini kesmiş ve fayın düşen bloğu olan doğu kesiminde 25 m'lik bir düşey atıma neden olmuştur. Koniye kesen bu fay, koniyi oluşturan püskürmenin yüzeye çıkarkan kullandığı düzlem olmalıdır. Leşkeri T.'deki bu yapı volkanizma ile faylanmanın yaşıtlı olduğunu, alandaki fayların öncelikle volkanikler tarafından bir çıkış yolu olarak kullanıldığını, daha sonra aynı fayların harekete geçerek kendi boyunca püsküren



Şekil 6: Leşkeri tepe dolayının jeolojik haritası (Lokasyon için Şekil 2'ye bakın).

Figure 6: Geological map of Leşkeri Hill and its vicinity (See Figure 2 for location).

volkanikleri kestiğini göstermektedir.

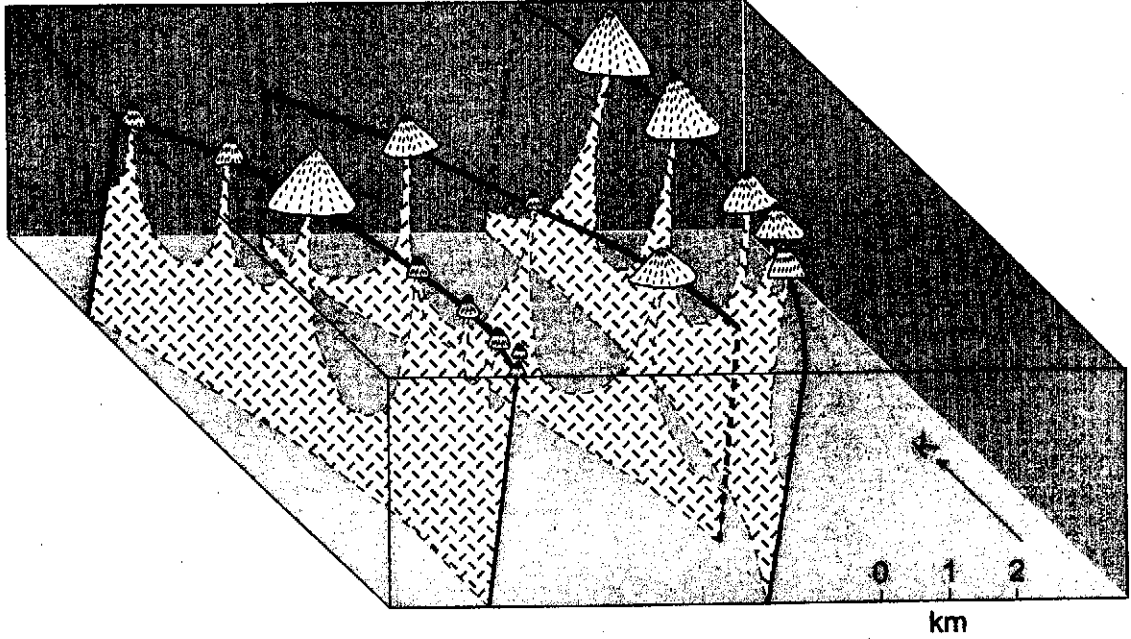
Cüruf konilerinin çizgisel hatlar boyunca dizilmesi tüm alanda gözlenen belirgin bir özelliktir. İnceleme alanının güneybatı kesiminde (Şekil 2) bu dizilimin tipik örnekleri yer alır. Onaltı cüruf konisinin gözlemlendiği bu alanda, koniler üç çizgisel hat boyunca sıralanmıştır (Şekil 7). Buna göre koniler, alanda bulunan faylar boyunca dayklar halinde yüzeye ulaşmaktadır.

Şekilde gösterilen fayların arazi verisi saptanamamıştır, çünkü bu faylar konilerden akan lavların altında gömülü kalmıştır.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Tuzgölü fay kuşağının niteliği

Haritalanan faylar ve püskürme merkezlerinin dağılımı gözönüne alınarak, Tuzgölü fay



Şekil 7: Faylar boyunca dayk şeklinde püsküren curuf konilerini gösterir blok diyagram (Lokasyon için Şekil 2'ye bakın).

Figure 7: Block diagram showing eruption of cinder cones in the form of dikes along faults (See Figure 2 for location).

kuşağının alan içinde üç ayrı fay setinden oluştuğu söylenebilir (Şekil 8). Bu setler yaklaşık 18 km genişliğinde bir kuşak oluşturur. Setlerden en doğuda olanı (set 1) morfolojisi ile günümüzde en belirgin set olup, kuzeye doğru uzun mesafeler devam ederek Aksaray-Şereflikoçhisar arasındaki fay dikliğini oluşturur. İnceleme alanı içinde kesintisiz olarak izlenen ve doğu bloğu yükselen set, Hasandağ-Keçiboyduran volkanlarının sınırını oluşturup genç lavları ve alüvyon yelpazelerini keser. Altınhisar dolayında genişliği 1 km'yi aşan bu set alanın kuzeyine doğru, bir fay dışında, genç lavların altında gömülü kalır.

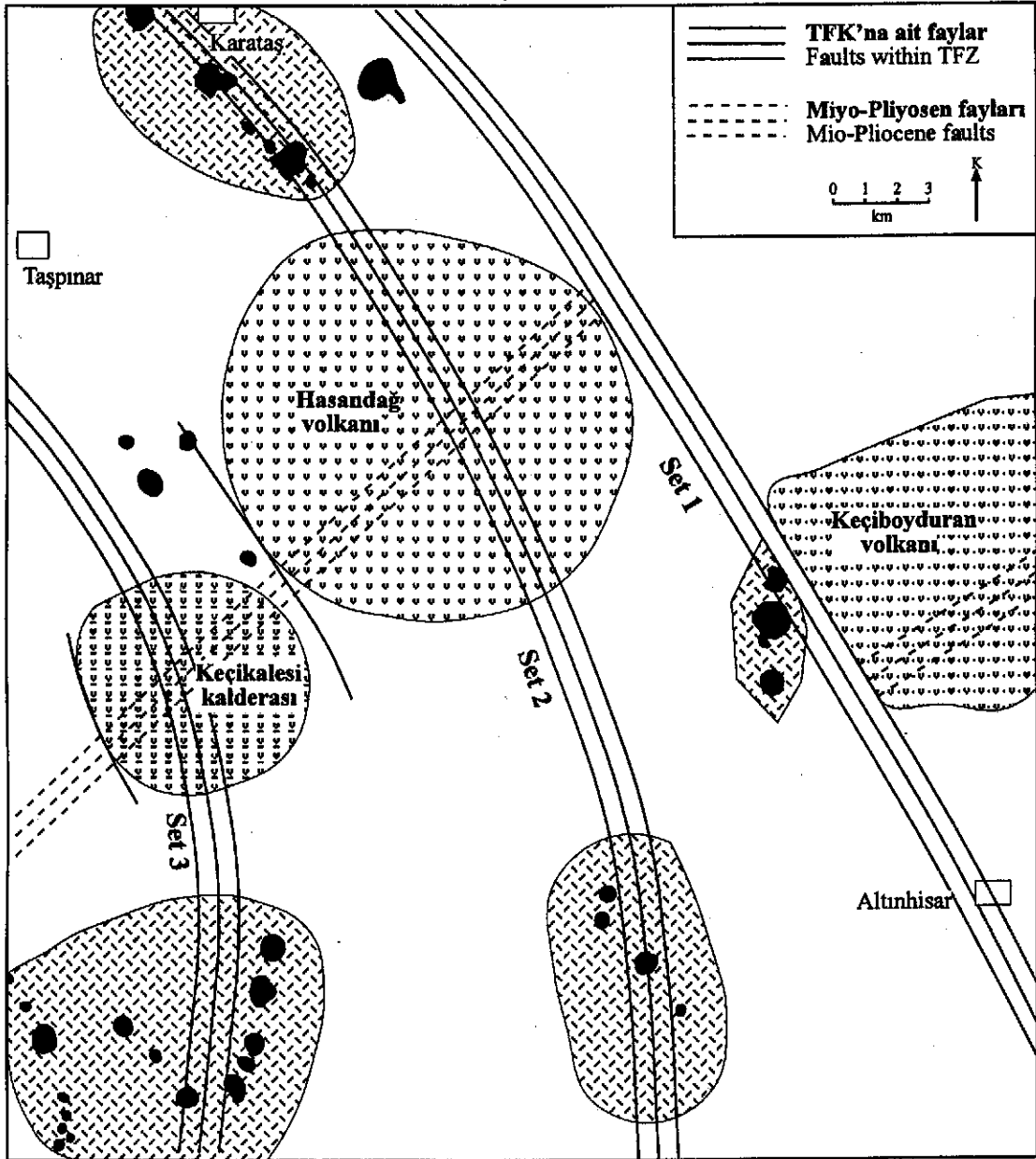
İkinci set (set 2) Hasandağ volkanının ana püskürme merkezinden geçen fay setidir (Şekil 8). Bu sete ait faylar güneyde Leşkeri T, kuzeyde ise Karataş köyü dolayında gözlenen faylardır. Her iki kesimin doğrultuları arasında Hasandağ volkanına ait çıkış merkezleri yer alır. Buna göre Hasandağ volkanının bu set üzerinde geliştiği düşünülmektedir. Fay setinin doğrultusu, alanın güneyinde K-G, kuzeyinde ise KB-GD'dur.

Üçüncü set (set3) Keçikalesi kalderasının üzerinden geçer (Şekil 8). Setin güney kısmındaki faylar K-G, kuzey kısmındakiler ise KB-GD

yönündedir. Güney kesiminde yer alan parazitik konileri bu setin normal karakterli fayları üzerinde gelişmiştir (Şekil 7).

Tuzgölü fay kuşağının aktif olduğunu belirleyen arazi verileri saptanmıştır. Bu veriler arasında şunlar sayılabilir: 1) Set-1'e ait faylar Hasandağ volkanına ait birçok lavı kesmektedir (Şekil 4). Lavların yaşı tam olarak bilinmemekle birlikte, bu lavlar, Hasandağ güneyine doğru akan ve yaşları 780.000-277.000 yıl olarak saptanan (Ercan ve diğ.,1990) lavlarla deneştirilebilecek özelliklere sahiptir. Ancak aynı fay daha sonra akan bir lav tarafından örtülmektedir. 2) Set-1'a ait faylar Çömlekçi köyü yakınlarında Kuvaterner yaşlı bir alüvyon yelpazesini kesmektedir (Şekil 5). 3) Set-2'ye ait bir fay Karataş köyü dolayındaki Hasandağ volkanına ait bir lavı kesmektedir (Şekil 3). Ancak aynı fay genç bazalt lavları tarafından örtülmektedir. 4) Set-2'ye ait faylar bölgedeki en genç (420.000-65.000 yıl, Ercan ve diğ.,1990) bazalt lavlarına ait çıkış merkezlerinden biri olan Leşkeri T. curuf konisini kesmektedir (Şekil 6).

İnceleme alanı içinde Set-1 fayı üzerinde iki yerde fay çizikleri ölçülmüştür. Bu yerlerden birinde fay Hasandağ volkanına ait lavları kesmektedir (Şekil 2, A noktası). Burada toplam

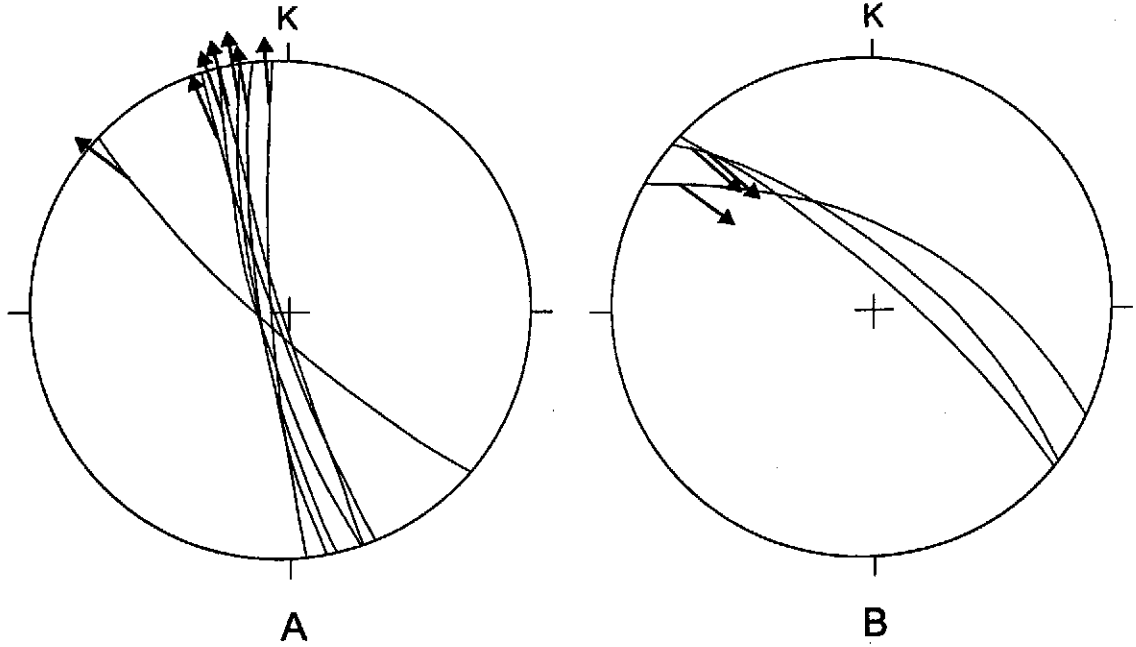


Şekil 8: Tuzgölü Fay Kuşağı (TFK) içinde belirlenen üç fay setini gösterir harita
Figure 8: Map showing three fault sets identified within Tuzgölü Fault Zone (TFZ)

7 ölçüm alınmıştır. Üç ölçümün alındığı diğer yerde ise Keçiboyduran volkanına ait lavlar kesilmiştir (Şekil 2, B noktası). Her iki alandaki ölçümlerin ortak noktası, ölçülen kayma lineasyonlarının, düşey bileşeni ihmal edilecek düzeyde, sağ-yanal doğrultu atımlı fayı işaret etmeleridir (Şekil 9). Birinci ölçüm yerinde faylar normal bileşene, ikincisinde ise ters atım bileşenine sahiptir. Her iki ölçüm noktasının aynı fay seti üzerinde olmasına rağmen, fay çiziklerinin

geliştiği kaya birimlerinin yaşlarının farklı olması nedeniyle, faylanmalar arasında zaman farkı olabileceği ve yaşlı birimlerin belli bir rotasyona tabi olabileceği göz önünde bulundurulmalıdır.

Sağ-yanal hareketin gözlemlendiği faylar KB-GD doğrultusundadır. Ancak inceleme alanının özellikle güney kesimlerinde gözlenen ve Set-2 ile Set-3'e ait bir çok fay K-G doğrultusunda bir desen oluştururlar. Gerek Leşkeri T. konisindeki ötelenmeyi gerekse yoğun koni dizilimleri



Şekil 9: Tuzgölü fay setinin iki kesiminde ölçülen fay çiziklerinin stereografik çizimi (Lokasyon için Şekil 2'ye bakın)

Figure 9: Stereographic plots of slip data measured at two localities along the Tuzgölü Fault Zone (See Figure 2 for location).

gözönünde bulundurularak bu fayların normal bileşene sahip olduğu söylenebilir. Bu durumda bölgede egemen stres yönü K-G veya KKB-GGD yönünde olmalıdır.

Gömülü (KD-GB doğrultulu) faylar

İnceleme alanı içinde Tuzgölü fay kuşağı dışında, başka bir sisteme ait faylar saptanamamıştır. Ancak bölgesel anlamda, Kapadokya volkanik provensinin uzun eksenine paralel gelişmiş ve Miyo-Pliyosen döneminde etkin olmuş fay sisteminin varlığı bilinmektedir (Toprak ve Göncüoğlu, 1993; Toprak, 1998). Hasandağ ve güneybatısında yeralan Karacadağ volkanı arasında bir çok ana püskürme merkezinin ve parazitik koni gruplarının bu sete ait KD-GB doğrultulu faylar üzerinde geliştiği dile getirilmiştir (Toprak, 1998). Bu doğrultu inceleme alanı içinde Keçikalesi kalderası ile Hasandağ volkanının merkezlerinden geçen hatta karşılık gelir. Tuzgölü fayı ile birlikte ele alındığında bu faylar ile ilgili şunlar söylenebilir:

1. KD-GB doğrultulu fayların Tuzgölü fay kuşağına ait fay setleri ile kesiştikleri yerlerde önemli püskürme merkezleri gelişmiştir. Bunun

inceleme alanındaki örnekleri Keçikalesi kalderası ile Hasandağ volkanıdır. Miyo-Pliyosen döneminde aktif olduğu bilinen KD-GB doğrultulu faylar ile Kretase'den beri (değişik nitelikte bile olsa) varolduğu dile getirilen Tuzgölü fay kuşağının kesişim noktaları, volkanizmanın yüzeye kolay ulaşmasını sağlayacak en uygun noktaları belirlemiştir. Pasquare ve diğ., (1988)'nin uydu görüntülerinden hazırladığı çizgisellik analizine göre alandaki bir çok püskürme merkezi böyle kesişimler üzerinde yer almaktadır.

2. KD-GB doğrultulu faylar günümüzde etkin olmayıp, son volkanik ürünlerin ve karasal kırın-tılıların altında gömülü kalmıştır. İnceleme alanının batısında bu hatlar boyunca parazitik volkan dizilimlerinin bilinmesine rağmen (Toprak, 1998), inceleme alanında dizilimlerin sadece Tuzgölü fay kuşağına ait faylar boyunca olduğu saptanmıştır. Ancak Hasandağ'a ait püskürme merkezlerinin yaklaşık KDD-GBB yönlü dizilimi, diğer sistem faylarının etkisine işaret eder.

Fay - parazitik volkan ilişkisi

İnceleme alanında gözlenen parazitik

volkanlar belirli hatlar boyunca dizilimler göstermektedir. Bu dizilimlerin en tipik alanı Keçikalesi kalderasının güney kesimleridir (Şekil 7). Bunun dışında Karataş köyü dolayında ve Altınhisar kuzeydoğusunda benzer dizilimler gözlenir. Söz konusu dizilimler incelendiğinde şu sonuçlara ulaşılabilir:

1) Parazitik koniler, daha önce de belirtildiği gibi, sadece Tuzgölü fay kuşağına ait faylar üzerinde gelişmiştir. Bu nedenle dizilimler alanın kuzeyinde KB-GD, güney kesimlerinde ise K-G önünde olmuştur. Başka bir yönde dizilimin olmaması Hasandağ volkanının oluşumu sırasında ışınal çatlak geliştirmesine gerek duymadığını, hatta KD-GB yönlü gömülü çatlakları bile kullanmadığını gösterir. Kapadokya volkaniklerinin en son volkanlarından olan Erciyes kompozit volkanında ise bunun tersi gözlenmiş ve parazitik konilerin, ışınal çatlaklar boyunca geliştiği gözlemlenmiştir (Toprak, 1988).

2) Dizilim sunan koniler arasındaki mesafe, K-G doğrultulu faylar ile KB-GD doğrultulu faylar arasında farklıdır. Keçikalesi volkaniklerinin güneyinde ve Altınhisar kuzeybatısındaki K-G dizilimlerinde, koniler arasındaki mesafe hem göreceli olarak daha azdır hem de volkanlar sistematik bir dizilim göstermektedir. Keçikalesi kalderası kuzeyindeki ve Karataş köyü yakınlarındaki KB-GD dizilimlerinde ise koniler arasındaki mesafe artmakta, koniler fayın belirli kesimlerinde yoğunlaşmaktadır. Doğrultuları gözönüne alındığında K-G dizilimlerinin normal faylar, KB-GD dizilimlerinin ise sağ-yanal doğrultu atımlı faylar boyunca oluştuğu söylenebilir. Buna göre normal faylar boyunca oluşan koniler, daha rahat bir hat boyunca püskürmeleri nedeniyle, sık aralıklı gelişmiş, öte yandan, KB-GD yönlü faylar boyunca gelişen koniler, fayın geometrisinin elverişli olduğu alanlarda yüzeye erişebilmiştir. Bu nedenle, Karataş köyü yakınlarında faylar boyunca, belirli noktalarda bir çok püskürme gerçekleşmiş ve yanyana eklenerek büyüyen bir koni demeti oluşmuştur (Şekil 3). Fayların genç bazalt lavları altında gömülü kalması nedeniyle, konilerin yoğunlaşmasına neden olan fay geometrisi belirlenememekte ancak fayların ya sıçramalar ya da bükülmeler nedeniyle genişleme noktaları oluşturduğu sanılmaktadır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Aydar, E., Gündoğdu, N., Bayhan, H. ve Gourgaud, A., 1994, Kapadokya bölgesinin Kuvaterner yaşlı volkanizmasının volkanik-yapısal ve petrolojik incelemesi: TÜBİTAK Yerbilimleri Dergisi, 3, 25-42.
- Batum, I., 1978a, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeolojisi ve petrografisi: Yerbilimleri, 4, 1-2, 50-69.
- Batum, I., 1978b, Nevşehir güneybatısındaki Göllüdağ ve Acıgöl yöresi volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi: Yerbilimleri, 4, 1-2, 70-88.
- Beekman, P.H., 1966, The Pliocene and Quaternary volcanism in the Hasandağ-Melendizdağ region: Bulletin MTA, 66, 90-105.
- Besang, C., Eckhardt, F.J., Harre, W., Kreuzer, H. ve Müller, P., 1977, Radiometrische Altersbestimmungen an Neogenen Eruptivgesteinen der Türkei: Geol. Jb., B-25, 3-36.
- Bigazzi, G., Yeğingil, Z., Ercan, T., Oddone, M. and Özdoğan, M., 1993, Fission track dating obsidians of central and northern Anatolia: Bull. Volcanology, 55, 588-595.
- Çemen, İ., Göncüoğlu, M.C. ve Dirik, K., 1999, Structural evolution of the Tuzgölü basin in Central Anatolia, Turkey: Journal of Geology, 107, 693-706.
- Dirik, K. ve Göncüoğlu, M.C., 1996, Neotectonic characteristics of central Anatolia: International Geology Review, 38, 807-817.
- Druitt, T.H., Brenchley, P.J., Gökten, Y.E. ve Francaviglia, V., 1995, Late Quaternary rhyolitic eruptions from the Acıgöl complex, central Turkey: Journal of Geological Society, London, 152, 655-667.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J.I., Tokel, S., Notsu, K., Ul, T., Can, B., Selvi, Y., Yıldırım, T., Fişekçi, A., Ölmez, M. ve Akbaşlı, A., 1990, Hasandağ-Karacadağ (Orta Anadolu) dolaylarındaki Senozoyik yaşlı volkanizmanın kökeni ve evrimi: Jeomorfoloji Dergisi, 18, 39-54.
- Ercan, T., Tokel, S., Matsuda, J., Ul, T., Notsu, K. ve Fujitani, T., 1992, Hasandağ-Karacadağ (Orta Anadolu) Kuvaterner volkanizmasına ilişkin yeni jeokimyasal, izotopik ve radyometrik veriler: TJK Bülteni, 7, 8-21.

- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde masifinin jeolojisi: Orta Anadolu Jeoloji Sempozyumu, TJK Yayınları, 16-19.
- Göncüoğlu, M.C., 1986, Orta Anadolu masifinin güney ucundan jeokronolojik yaş bulguları: MTA Dergisi, 105/106, 111-124.
- Göncüoğlu, M.C., Erler, A., Toprak, V., Yalınız, K., Olgun, E., ve Rojay, B., 1992, Orta Anadolu masifinin batı bölümünün jeolojisi, Bölüm 2: Orta Kesim: TPAO Report No: 3155
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ., ve Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure: In J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (eds), The geological evolution of the eastern Mediterranean, Geol. Soc. London Special Paper, 17, 467-482.
- Innocenti, F., Mazzuoli, G., Pasquare, F., Radicati Di Brozolo, F. ve Villari, L., 1975, The Neogene calcalkaline volcanism of Central Anatolia: geochronological data on Kayseri-Niğde area: Geol. mag., 112 (4), 349-360.
- Keller, J., 1974, Quaternary maar volcanism near Karapınar in Central Anatolia: Bulletin Volcanologique, 38-2, 378-396.
- Le Pennec, J.-L., Bourdier, J.-L., Froger, J.-L., Temel, A., Camus, G. ve Gourgaud, A., 1994, Neogene ignimbrites of the Nevşehir plateau (central Turkey): stratigraphy, distribution and source constraints, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 63, 59-87.
- Pasquaré, G., 1968, Geology of the Cenozoic volcanic area of Central Anatolia: Atti Accad. Naz. Lincei, 9, 53-204.
- Pasquaré, G., Poli, S., Vezzoli, L. ve Zanchi, A., 1988, Continental arc volcanism and tectonic setting in central Anatolia: Tectonophysics, 146, 217-230.
- Schumacher, R., Mues-Schumacher, U., ve Koberski, U., 1992, Petrographical and geochemical aspects and K/Ar-dating of ignimbrites in Cappadocia, Turkey: 8th Congress of the Geol. Soc., Athens, Abstracts
- Schumacher, R., Keller, J. ve Bayhan, H., 1990, Depositional characteristics of ignimbrites in Cappadocia, central Anatolia, Turkey, in: M.Y. Savaşçın and A.H. Eronat (eds), Proceedings of the International Earth Science Congress on Aegean Regions (IESCA 1990), 2, 435-449.
- Seymen, İ., 1981, Stratigraphy and metamorphism of the Kırşehir massif around Kaman: TJK Bulletin, 24, 101-108.
- Seymen, İ., 1984, Geological evolution of Kırşehir massif metamorphics: Ketin Symposium, TJK Publication, 133-148.
- Temel, A., 1992, Kapadokya eksplosif volkanizmasının petrolojik ve jeokimyasal özellikleri: Ph.D-Thesis, Hacettepe University, Ankara, 209
- Toprak, V., 1994, Central Kızılırmak fault zone: northern margin of the Central Anatolian volcanics: TÜBİTAK Turkish Journal of Earth Sciences, 3, 29-38.
- Toprak, V., 1996, Kapadokya volkanit çöküntüsünde gelişmiş Kuvaterner yaşlı havzaların kökeni: Bildiriler, KTÜ 30. Yıl Sempozyumu, Trabzon, 327-339
- Toprak, V., 1998, Vent distribution and its relation to regional tectonics: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 85, 1-4, 55-67
- Toprak, V. ve Göncüoğlu, M.C., 1993, Tectonic control on the development of the Neogene-Quaternary Central Anatolian volcanic province, Turkey: Geological Journal, 28, 357-369.
- Uygun, A., 1981, Tuzgölü havzasının jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları: İç Anadolunun Jeolojisi Sempozyumu, TJK, Ankara, 66-71.

KONYA BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

THE SEISMIC FEATURES OF THE KONYA REGION

Yaşar EREN

S.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, KONYA

ÖZ

Konya bölgesi doğu-batı, kuzeybatı-güney-doğu ve kuzey-güney gidişli yükseltiler ile bu yükseltiler arasındaki havzalardan oluşmuş bir morfolojiye sahiptir. Bölgenin morfolojisi egemen olarak Türkiye'nin Neo-tektonik dönemine ilişkin olaylar ile şekillenmiştir. Yükseltilerde Kambriyen-Eosen yaşlı temel kayalar, havzalarda ise Miyosen-Kuvaterner yaşlı kayalar yüzeylenmektedir. Konya bölgesinin büyük bir bölümü deprem riski açısından 4. ve tehlikesiz zon içinde yer almasına rağmen (Türkiye Deprem Bölgeleri Haritası), yörede aktif veya potansiyel olarak aktif faylar bulunmaktadır. Bu faylardan Akşehir fay zone'u ile Tuzgölü fay zone'u en önemli faylardır. Bölgede söz konusu fayların dışında Beyşehir, Ilgın, Eldeş, İnsuyu, Sultanhanı, Altınekin, Akçaşar ve Güvenç fayları vb. gibi önemli uzunluklarda diğer faylar da bulunmaktadır. Konya havzası ise batıda Konya fay zone'u, kuzeyde Karaömerler fayı; doğuda ise Divanlar fayı ve Göçü fayı ile sınırlanmış bir çöküntü havzasıdır. Konya havzasını sınırlayan faylar egemen olarak veriv atım bileşenli normal faylardır. Arazi gözlemleri ve havza içindeki sismik etkinlik Konya havzasını sınırlayan kenar faylarının aktif olduğunu belgelemektedir. Kandilli Rasathanesi kayıtlarına göre Konya bölgesinde (37°30'-3°00' enlem ve 31°30'-33°00' boylamları arasında) beş tanesi 5-6 büyüklüğünde olmak üzere çeşitli depremler oluşmuştur. 1946 tarihinde oluşan 5.5 büyüklüğündeki Argıthanı depremi yörede can kaybına ve ağır hasara yol açan tek depremdir. Yörede kaydedilen en büyük deprem ise, 1921 yılında Altınekin ilçesinin 10 km batısında oluşan ve episantri Konya il merkezine 50 km uzaklıkta bulunan 5.7 büyüklüğündeki depremdir.

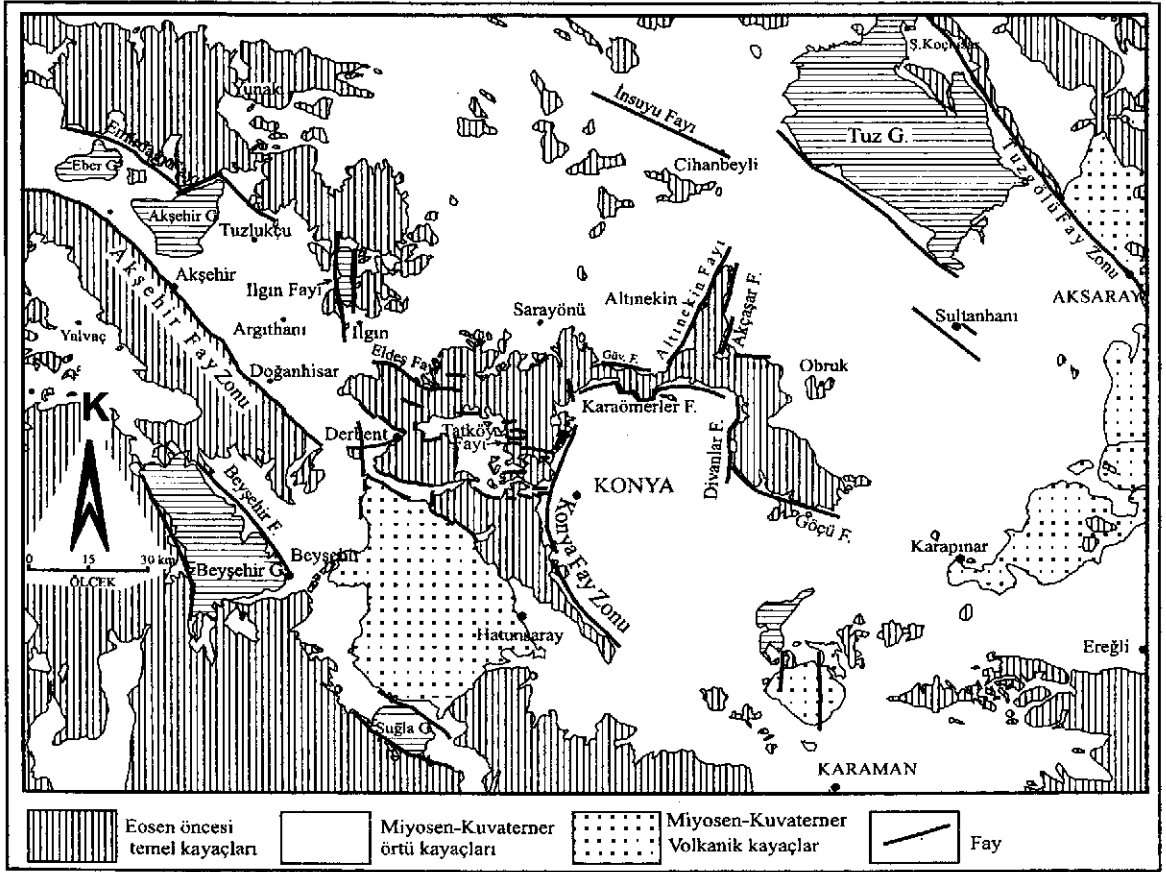
ABSTRACT

The Konya region is morphologically shaped by northwest-southeast, east-west and

north-south trending highlands and the intervening basins. This morphology is mainly consequence of the Neo-tectonic regimes in Turkey that has been acting since Pliocene. Miocene-Quaternary continental rocks crop out in basins, whereas Cambrian-Eocene basement rocks comprise margins. Eventhough the Konya region is largely located in the fourth and fifth-order earthquake zones of Turkey, there are several active or potentially active faults in the region. Of them, NW-SE trending Akşehir and Tuzgölü fault zones are the well-known faults. Besides these faults, the Beyşehir, Ilgın, İnsuyu, Sultanhanı, Eldeş, Altınekin, Akçaşar and Güvenç Faults are other major margin-bounding faults in the region. The Konya basin in which the city of Konya is located, is a structural depression and is bounded by the Konya Fault Zone to the west, Karaömerler Fault to the north, Divanlar and Göçü Faults to the east. They are mainly dip slip normal faults. Based on the records of Boğaziçi University Kandilli Observatory Laboratory in period 1900 to 2000, several earthquakes, 5 of them with magnitude of 5-6, have occurred in the region. Among them, the 1946 Argıthanı-Ilgın earthquake (M:5.5) is the only recorded seismic event that caused the serious damage and a few death in this region. But the largest earthquake in the region is the 1921 5.7 magnitude earthquake recorded about 10 km west of the Altınekin town, 50 km away from the city of Konya.

GİRİŞ

Neo-tektonik konum açısından, Konya'nın da içinde yer aldığı kesim "Orta Anadolu Ovalar Bölgesi" olarak tanımlanır (Şengör ve Yılmaz, 1981). Bölgenin ve Güneybatı Anadolu'nun Yeni tektonik dönem içindeki gelişimi Koçyiğit (1984) tarafından ayrıntılı olarak verilmiş ve blok faylanmaların bölgede depremselliği yüksek alan-



Şekil 1: Konya ve çevresindeki temel ve örtü kayaları ile önemli fayları gösteren jeoloji haritası (1/500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası ve Koçiyiğit 1984; Görür ve diğ., 1984; Özcan ve diğ., 1990; Eren, 1993; Ulu ve diğ., 1994; Eren 1996a, 1996 b, 2000 ve Eren ve Aksoy, 1999'un yayınlanmamış arazi çalışmalarıyla hazırlanmıştır).

Figure 1: Geological map of the Konya region which shows the basement and cover rocks and main faults (prepared from Geological map of Turkey at 1/500 000 scale; Koçiyiğit, 1984; Görür et al., 1984; Özcan et al., 1990; Eren, 1993; Ulu et al., 1994; Eren 1996a, 1996b, 2000 and Eren and Aksoy, 1999, unpublished field maps)

lar oluşturduğu ifade edilmiştir. Konya bölgesi morfolojik olarak kuzeyde egemen olarak KB-GD ve K-G gidişli yükseltiler ile yine bu yükseltiler arasındaki havza ve yaylalarla karakterize olmuştur. Sultandağları, Emirdağları ve Tuz Gölü doğusundaki Ekecik dağları önemli yükseltileri; Akşehir grabeni, Beyşehir grabeni, Cihanbeyli yaylası ve Aksaray havzası ise önemli tektonik çöküntüleri oluşturur. Konya yakın çevresinde ise K-G ve D-B gidişli Bozdağlar, Batıda volkanik Erenler dağı, Konya havzası ve Obruk yaylası önemli morfolojik elemanlardır. Konya güneyinde ise, güneye doğru dış bükey Toros dağları yer alır. Bu kesimde KD-GB yönelimli Bolcardağları ve KB-GD gidişli Özyurt Dağları ana yükseltilerdir. Güneydeki

Karaman ve Ereğli havzaları içinde Karadağ ve Karacadağ gibi volkanik dağlar yükselir. Bölgenin ana morfolojisini yükseltiler ile havzaları sınırlandıran değişik gidişli, egemen olarak yanal atım da sunan normal faylar şekillendirmiştir. Bu blok faylanmalar sonucu yükselen kesimler dağlık, çöken kesimler ise havzaları oluşturmuştur. Yükseltilerde yaşları Paleozoyik-Eosen arasında değişen ve Paleo (eski)-tektonik rejime bağlı olarak deforme olmuş, kırılan temel kayaları yüzeylerken, yükseltiler arasındaki çöküntü havzalarında egemen olarak Miyosen-Güncel yaşlı gölsel, karasal ve volkanik kayalar yüzeylenmektedir (Şekil 1). Bölgede yükseltileri sınırlandıran en önemli faylar Akşehir fay zone, Tuzgölü fay

zonu, Beyşehir fayı ve Emirdağ fayıdır (Koçyiğit 1984, Koçyiğit ve diğ., 2000, Görür ve diğ., 1984). Bunların yanı sıra İnsuyu fayı, Ilgın fayı, Eldeş fayı, Güvenç fayı, Altınekin fayı ve Konya ovasını sınırlayan Konya fay zonunu, Karaömerler fayı, Divanlar fayı ve Göçü fayı yöresinin diğer önemli neo-tektonik yapılarını oluşturur (Özcan ve diğ., 1990; Ulu ve diğ., 1994; Eren, 1993, 1996a ve 2000). Söz konusu kenar faylarının dışında gerek yükselteler, gerekse havzalar içinde farklı uzunluk ve gidişlerde çok sayıda fay bulunmaktadır. Bu fayların büyük bir bölümü yaklaşık Pliosen'den itibaren etkin olan Yeni-tektonik rejime bağlı olarak oluşmuş ve büyük bir çoğunluğu günümüze kadar aktifliğini korumuş veya potansiyel olarak aktif olabilecek faylardır. Bölgenin en önemli fayı olan KB-GD gidişli Akşehir fay zonunun bulunduğu kesim "Argıthani sismik boşluğu" olarak tanımlanmış ve bu fay zonunun gelecekte önemli depremler oluşturabileceği varsayılmıştır (Demirtaş ve Yılmaz, 1996). Bu çalışmada ise Konya il merkezinin de yer aldığı kesimin genel tektonik özelliği ve depremselliği açıklanmaya çalışılmıştır.

KONYA BÖLGESİNİN DEPREMSELLİĞİ

Deprem riski açısından Konya ilinin %8'i I. Derece, % 8'i II. Derece, % 17'si III. Derece, % 40'ı IV. Derece ve % 27'si ise V. Derece (tehlikesiz) zon içinde yer alır. Akşehir, Doğanhisar, Ilgın ve Tuzlukçu ilçeleri I. Derece deprem bölgesinde; Hüyük ve Yunak ilçeleri II. Derece deprem bölgesinde yer alırken, Konya il merkezi IV. Derece deprem bölgesi sınırları içinde bulunmaktadır (Özmen ve diğ., 1997). Kandilli Rasathanesi kayıtlarına göre, Konya bölgesinde (37°30'-39°00' enlem ve 31°30'-33°00' boylamları arasında), bölgedeki fayların hareketlerine bağlı olarak büyüklükleri 0.0-5.7 arasında değişen 150 adet deprem oluşmuştur (Tablo 1, Şekil 2 ve Şekil 3a). Bu depremlerden 5 tanesi 5-6, 32 tanesi ise 4-5 büyüklüğüne sahip depremlerdir. Yöredeki depremlerin odak derinlikleri 1-107 km arasında değişse de büyük bir çoğunluğunun odak derinliği 1-50 km arasında değişen sığ odaklı depremlerdir (Şekil 3b). Bölgede 1900-1946 yılları arasında büyüklüğü 4.9-5.7 arasında değişen 5 deprem oluşmuşken, 1946-1999 yılları arasında bu büyüklüğe erişen herhangi bir deprem kaydedilmemiştir. Ayrıntılı kayıtların bulunduğu 1970-2000 tarihleri arasında 118 deprem oluş-

muştur. En fazla deprem 14 adet ile 1978 yılında oluşmuştur (Şekil 3c). Bu yıllar arasındaki verilere göre Konya bölgesinde, en az biri 4-5 büyüklüğünde olmak üzere yılda toplam 5 adet deprem oluşmaktadır.

Geçtiğimiz son yüzyıl içinde hasar verici ve can kaybına yol açan tek deprem 21.02.1946 tarihinde Argıthani ve Ilgın çevresinde olmuştur. Ms: 5.5 büyüklüğündeki bu deprem yörede 509 binada ağır hasar oluşturmuş ve iki kişinin ölümüne yol açmıştır (Özmen ve diğ., 1997). Kayıtlarda depremin odak derinliği 60 km olarak verilmiştir. Bölgede kaydedilen en büyük magnitüde sahip deprem 26.09.1921 yılında Altınekin ilçesinin 10 km batısında oluşan depremdir. Ms: 5.7 büyüklüğündeki bu depreme ilişkin herhangi bir hasar veya can kaybı kaydı bulunmamaktadır. Bu depremlerin yanı sıra 1918 yılında Cihanbeyli kuzeyinde 5.3, 1921 yılında Ilgın-Çavuşçugöl kuzeydoğusunda 5.2 ve 5.4 büyüklüğünde 2 deprem ve 1931 yılında yine Çavuşçugöl kuzeydoğusunda 4.9 büyüklüğünde depremler oluşmuştur (Şekil 2). Konya il merkezinin bulunduğu kesimde, Konya havzasında çeşitli depremler kaydedilmiştir. Depremler daha çok Konya güneydoğusu ve güneybatısında yoğunlaşma sunmaktadır. Konya'nın 10-25 km güneydoğusunda havza içinde oluşan depremlerin en büyüğü 4.5 magnitüdüne sahiptir. Konya güneybatısında ise merkeze 30-35 km mesafede Hatunsaray-Keten ve İnlice kasabaları arasında depremler yoğunlaşmıştır. Havzaya göre daha yüksek morfolojiye sahip bu bölgede kaydedilen en büyük deprem 4.7 büyüklüğüne sahiptir. Deprem episantırlarının dağılımında izlendiği gibi (Şekil 2), Konya bölgesinde deprem açısından riskli bölgeleri Akşehir'in yanı sıra, Ilgın, Yunak-Tuzlukçu, Cihanbeyli kuzeybatısı, Altınekin ve Konya güneybatısı ile güneydoğusu oluşturmaktadır.

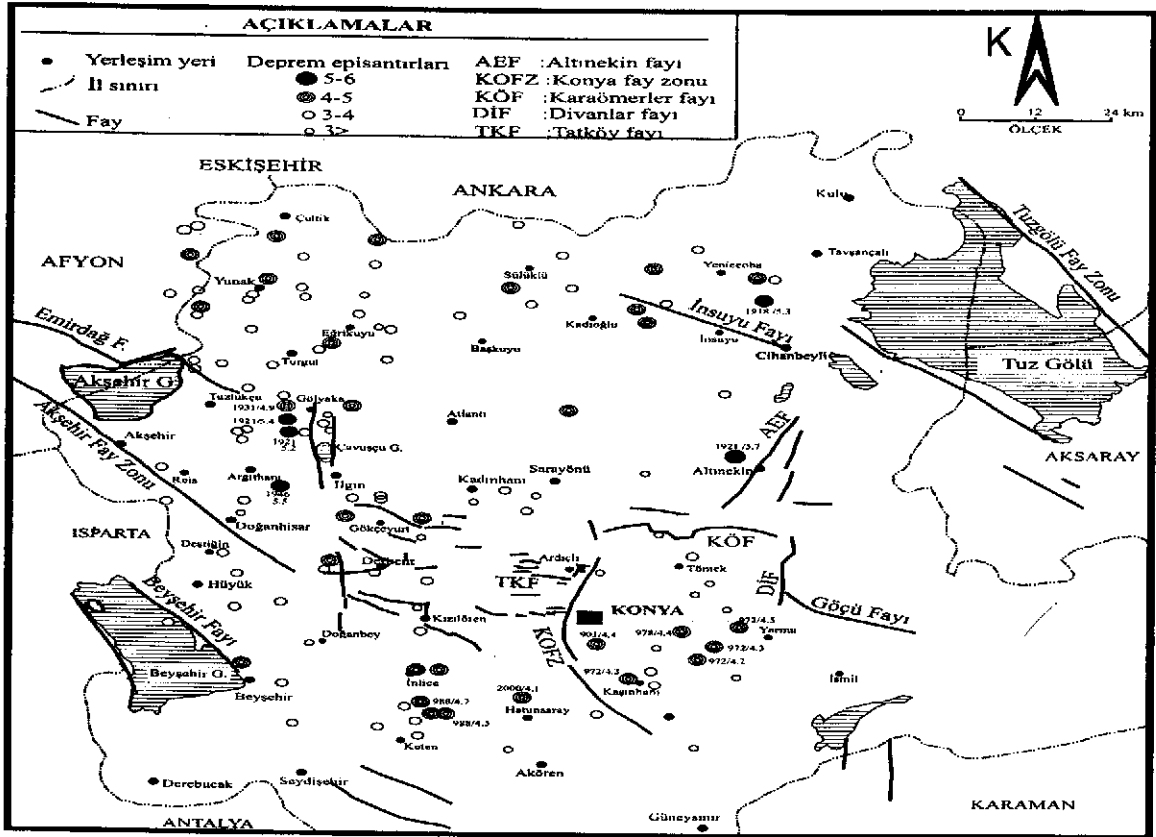
Konya il merkezinin de içinde yer aldığı Konya havzası ortalama 1000 m kotuna sahip, batıda Konya fay zonunu (Konya fayı, Özcan ve diğ., 1990) kuzeyde Karaömerler fayı (Eren, 1996a), ve doğuda Divanlar fayı (Özcan ve diğ., 1990) ve Göçü fayı ile sınırlı bir çöküntü havzasıdır (Şekil 1).

Harita görünümü elips şekilli olan Konya havzası yaklaşık K-G gidişlidir. Söz konusu faylar ile Konya havzası göreceli olarak çökerken, çevresi ise yükselmiştir (Şekil 4). Yöredeki ana fay sistemlerini K-G ve D-B batı gidişli faylar

Tablo 1: Kandilli Rasathanesi kayıtlarına göre 1900-2000 yılları arasında Konya ve çevresinde oluşan depremler

Table 1: The earthquakes of the Konya region that occurred from 1900 to 2000. Data obtained from the Kandilli Observatory.

Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklik	Tarih	Enlem	Boylam	Derinlik	Büyüklik
06.07.1903	37-48.00	32-30.00	0.00	4.40	26.04.1984	38-55.20	31-30.00	10.00	3.50
16.01.1918	38-48.00	32-54.00	0.00	5.30	12.06.1984	38-54.00	32-0.00	0.00	3.50
16.01.1921	38-19.80	32-47.40	10.00	5.70	21.11.1984	38-41.40	31-42.00	0.00	3.00
13.04.1921	38-24.00	31-48.00	0.00	5.20	02.07.1985	38-52.80	31-54.00	10.00	3.40
26.09.1921	38-25.20	31-47.40	10.00	5.40	02.07.1985	38-48.00	31-36.00	0.00	3.30
12.01.1931	38-28.20	32-25.20	60.00	4.90	23.11.1985	38-56.40	32-44.40	0.00	2.70
09.04.1931	38-18.00	31-54.00	0.00	? 7.00 ?	21.01.1986	38-30.00	31-48.00	10.00	3.40
21.02.1946	38-14.40	31-47.40	60.00	5.50	23.02.1988	38-34.80	31-36.00	10.00	3.70
22.06.1954	38-28.80	31-56.40	40.00	4.60	24.02.1986	39-0.00	32-18.00	10.00	3.10
14.06.1958	37-30.00	32-44.40	10.00	0.00	24.02.1986	39-0.00	31-36.00	10.00	3.50
28.08.1964	38-30.00	32-00.00	0.00	0.00	26.02.1986	38-58.80	31-31.20	10.00	4.40
25.09.1965	38-0.00	32-30.00	0.00	0.00	13.01.1987	38-54.00	31-36.00	0.00	3.10
26.09.1968	38-45.60	32-36.00	40.00	4.50	06.03.1987	38-27.00	31-54.00	10.00	0.00
06.01.1988	38-46.80	32-35.40	37.00	4.80	09.03.1987	38-22.80	31-42.00	10.00	3.70
24.04.1969	38-24.00	31-54.00	26.00	0.00	02.06.1987	38-46.80	31-58.20	0.00	2.90
28.03.1970	38-54.00	31-30.00	0.00	4.40	06.02.1987	38-54.00	31-30.00	10.00	3.10
18.04.1970	38-42.00	31-42.00	0.00	4.00	14.12.1988	37-50.40	33-27.00	10.00	0.00
27.04.1970	38-58.80	32-1.20	32.00	4.30	14.12.1988	37-54.00	33-24.00	12.00	0.00
14.05.1971	38-42.00	32-18.00	33.00	0.00	19.12.1988	38-31.20	32-22.20	10.00	0.00
15.05.1971	37-36.60	32-30.00	51.00	3.70	22.12.1988	37-35.40	32-6.60	8.00	4.60
07.03.1972	38-6.00	32-5.40	50.00	0.00	24.12.1988	37-34.80	32-9.00	12.00	4.50
02.08.1972	37-42.60	32-33.60	0.00	4.30	24.12.1988	37-36.60	32-5.40	10.00	4.70
03.08.1972	37-45.60	32-43.20	44.00	4.20	01.01.1989	37-43.20	32-9.00	10.00	4.50
03.08.1972	37-57.00	32-43.20	20.00	0.00	24.05.1989	38-0.00	31-54.00	10.00	3.50
03.08.1972	37-54.00	32-8.00	0.00	0.00	25.06.1989	38-48.00	31-36.00	10.00	3.40
03.08.1972	37-51.00	32-48.60	34.00	4.50	26.06.1989	38-48.00	31-48.00	14.00	3.80
04.08.1972	37-47.40	32-44.40	41.00	4.30	09.07.1989	37-54.00	31-48.00	10.00	3.50
09.08.1972	38-18.00	32-36.00	33.00	0.00	26.06.1989	38-48.00	31-36.00	10.00	0.00
24.10.1972	37-48.00	32-36.00	0.00	0.00	26.06.1989	38-49.80	31-49.80	10.00	3.60
27.04.1973	38-39.00	32-55.20	29.00	4.60	07.08.1990	38-36.00	31-38.00	10.00	0.00
23.07.1973	38-12.00	31-42.00	0.00	3.60	15.08.1990	38-36.00	31-36.00	10.00	3.00
13.06.1974	37-42.00	32-48.00	0.00	0.00	25.09.1990	38-54.00	31-42.00	8.00	3.20
23.11.1974	37-47.40	31-52.20	32.00	0.00	09.02.1991	38-39.00	31-47.40	53.00	4.80
12.06.1975	37-2.40	31-9.60	107.0	4.20	10.02.1991	38-24.00	31-42.00	2.00	3.20
25.06.1975	38-35.40	31-38.40	42.00	3.30	19.02.1991	38-12.00	32-0.00	10.00	3.20
15.06.1976	38-49.20	32-18.60	0.00	4.10	12.04.1991	37-34.20	32-0.00	10.00	3.70
23.06.1976	38-13.20	32-0.00	0.00	3.20	15.04.1991	37-34.80	32-8.00	10.00	3.80
18.09.1976	38-25.20	31-54.60	0.00	3.20	18.04.1991	37-50.40	32-6.00	10.00	3.80
20.12.1976	37-53.40	31-42.00	0.00	3.90	02.07.1991	38-51.60	32-42.00	10.00	0.00
21.04.1977	38-44.40	31-34.80	0.00	3.80	08.02.1982	37-43.20	33-4.20	10.00	0.00
27.06.1977	38-30.60	31-30.60	0.00	0.00	31.05.1992	38-44.40	31-50.40	10.00	3.40
11.07.1977	37-59.40	31-42.00	10.00	3.80	02.09.1982	39-0.00	31-53.40	7.00	3.20
27.11.1977	37-43.20	32-6.00	31.00	4.20	01.09.1993	38-13.80	32-16.20	3.00	3.50
11.02.1978	38-23.40	31-51.00	0.00	3.90	25.08.1994	37-41.40	31-46.80	18.00	3.40
14.02.1978	37-54.00	32-48.00	33.00	0.00	29.05.1995	38-17.40	31-30.60	31.00	3.10
19.02.1978	37-58.80	32-45.60	10.00	2.70	13.06.1995	37-52.20	31-31.80	0.00	3.20
19.02.1978	38-13.20	32-21.60	10.00	0.00	25.07.1995	38-44.40	32-12.00	0.00	3.30
24.02.1978	37-50.40	32-39.60	41.00	4.40	25.07.1985	38-50.40	31-45.00	5.00	4.30
10.03.1978	38-12.00	32-12.00	33.00	4.30	08.01.1996	38-41.40	32-1.80	31.00	3.00
27.04.1978	38-44.40	31-36.00	10.00	4.00	25.03.1996	38-55.80	32-24.00	4.00	3.90
28.04.1978	38-48.00	31-30.00	10.00	3.60	30.04.1996	38-12.60	31-57.00	0.00	3.20
28.04.1978	37-42.00	32-36.00	33.00	3.40	01.05.1996	37-33.60	31-48.60	18.00	3.00
28.04.1978	38-7.20	32-37.80	10.00	0.00	03.07.1996	38-11.40	32-20.40	0.00	3.60
29.07.1978	38-12.00	31-30.00	10.00	3.50	27.08.1996	38-46.80	32-32.40	0.00	4.00
07.11.1978	38-46.80	31-41.40	0.00	3.10	01.09.1997	38-51.60	32-52.20	4.00	3.40
12.11.1978	38-9.60	31-42.00	0.00	2.60	15.09.1997	38-49.80	32-26.40	0.00	3.60
24.11.1978	38-36.00	32-0.00	10.00	3.70	14.10.1997	38-46.20	32-39.00	13.00	3.60
21.03.1979	38-42.00	32-0.00	0.00	2.80	26.03.1988	37-59.40	32-0.60	5.00	3.40
12.05.1978	38-49.80	31-30.00	10.00	3.40	31.03.1998	38-2.40	32-41.40	31.00	3.20
21.11.1979	37-30.00	32-18.00	0.00	0.00	15.12.1988	38-51.00	32-55.20	0.00	3.80
13.01.1980	38-30.60	31-42.60	33.00	3.80	16.05.1989	38-3.69	31-39.30	.63	3.36
13.01.1980	38-35.40	31-46.20	0.00	3.50	09.10.1999	38.69	32.17	1.0	3.2
30.03.1980	37-36.00	32-4.80	0.00	3.40	03.10.1999	38.26	33.10	1.0	3.9
09.05.1980	38-54.00	32-36.00	33.00	4.30	18.01.2000	38.17	31.94	1.0	4.0
26.05.1980	38-58.20	31-46.20	29.00	4.00	06.03.2000	37.65	32.32	11.3	4.1
27.05.1980	38-51.60	32-0.00	33.00	0.00	10.03.2000	37.74	32.61	14.1	3.6
25.03.1981	37-43.80	31-43.20	42.00	4.60	28.03.2000	38.65	32.79	3.0	3.6
29.12.1981	38-24.00	31-42.00	10.00	3.00	14.05.2000	38.26	31.99	20.8	4.0
20.03.1982	37-58.80	32-6.60	10.00	3.50	31.05.2000	38.50	31.66	7.5	3.2
17.04.1982	38-9.60	32-7.80	0.00	4.50	15.12.2000	38.64	31.62	4.8	3.4



Şekil 2: 1900-2000 tarihleri arasında Konya bölgesindeki (37°30'-39°00' enlem ve 31°30'-33°00' boylamları arasında) deprem episantrları.

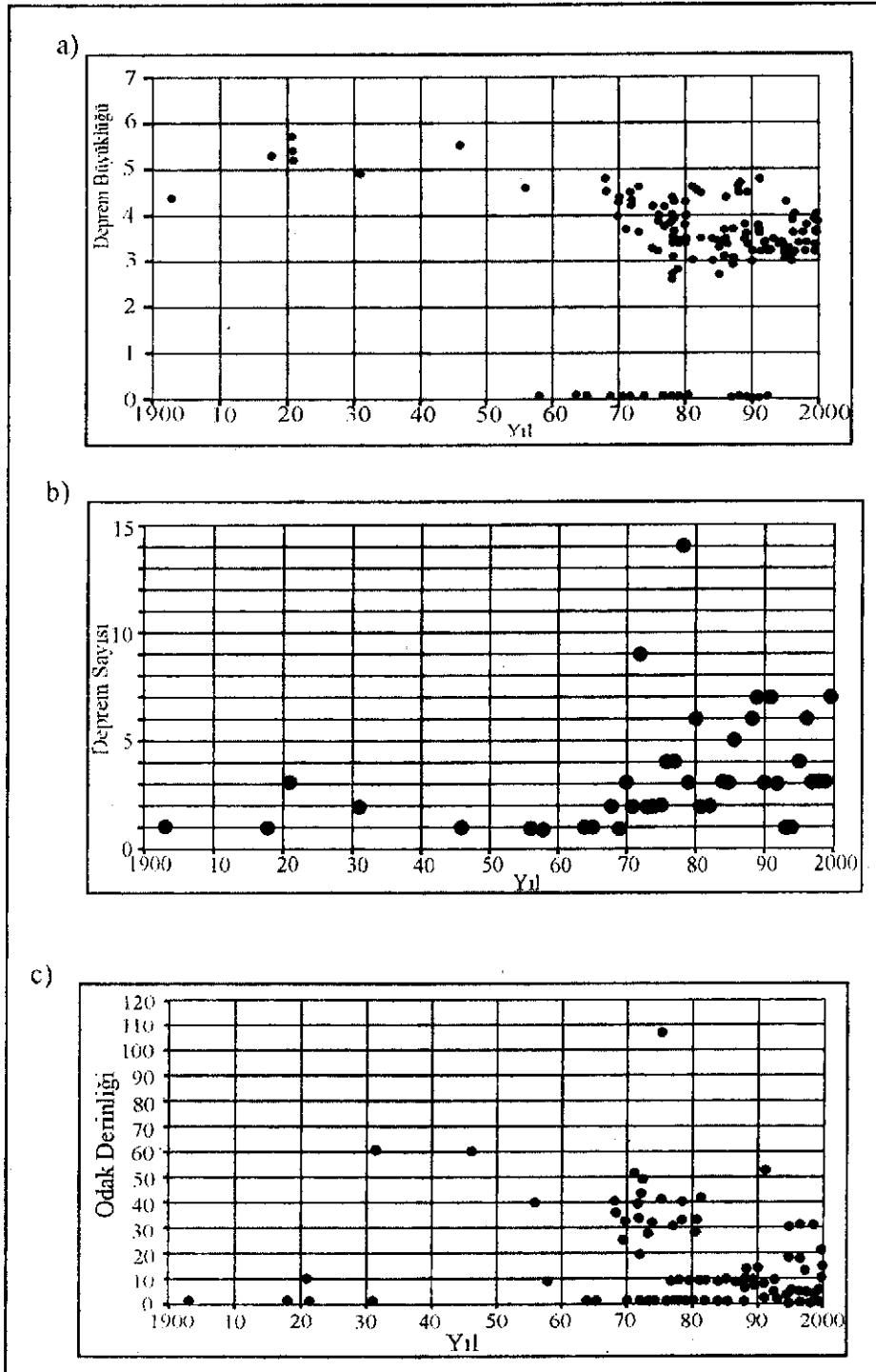
Figure 2: Locations of the earthquake epicenters of Konya region (37°30'-39°00' latitude 31°30'-33°00' longitude)

oluşturur. Bunların yanı sıra yörede KD-GB ve KB-GD gidişli faylar da bulunur. Söz konusu fayların büyük bir bölümü az da olsa doğrultu atım bileşeni de gösteren, ancak egemen olarak veriv atım bileşenine sahip normal faylardır.

Konya'ya en yakın olan fay Konya fay zonudur. Söz konusu fay genel hatlarıyla Koçyiğit (1984), Özcan ve diğ. (1990) Koçyiğit ve diğ. (2000) tarafından tanımlanmıştır. Konya fay zonunu (KOFZ), Konya'nın hemen batısında 500 evler ile Dikmeli arasından geçmekte ve bu kesimde yaklaşık 50 km'lik bir uzunlukta izlenmektedir. KOFZ tek bir faydan değil, birbirine paralel olarak yönelmiş değişik uzunluklardaki bölümlerden oluşmuştur (Şekil 5 ve 6). Fay zonunu yer yer 4 km genişliğe sahiptir ve ana fayla paralel (sentetik) veya ters eğimli (antitetik) bir çok fayı kapsamaktadır. KOFZ kuzeyde kuzeykuzeydoğu-güneygüneybatı, güneyde ise kuzey-güney ve en güneyde de güney-güney-

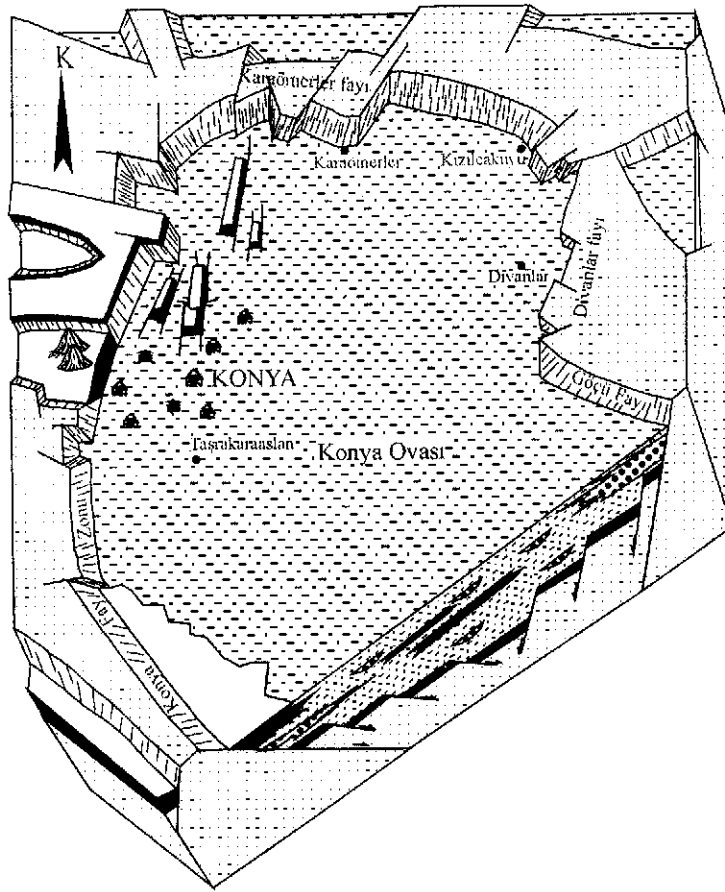
doğu gidişlidir. KOFZ egemen olarak doğuya ve güneydoğuya doğru eğimli normal bir fay olup, azda olsa sağ yönlü doğrultu atımlı bileşene de sahiptir (Şekil 7a, b, c ve d). KOFZ'nun hareketlerine bağlı olarak Konya il merkezinin de bulunduğu kesim merdiven basamakları şeklinde aşağıya doğru çökmüş, batı kesimi ise yükselmiştir (Şekil 4 ve 6).

Konya kuzeyinde Ardıçlı köyü güneyindeki yükseltilerde (Şekil 5) Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı görsel kayaların tabanı 1500 m kotunda yüzeylerken, aynı kayaların tavan kesimleri ise ova içinde 1000 m kotunda yüzeylenmektedir (Şekil 6, I-I' kesiti). Bu kesimin doğusunda ova içinde Devlet Su İşleri tarafından açılan (DSİ, 1984) ve 400 m derinliğe inen sondajlarda, söz konusu birimlerin tabanına inilememesi, KOFZ'nun hareketlerine bağlı olarak bu kesimde en az 900 m'ye varan düşey alçalma ve yükselmenin varlığını göstermektedir. Konya güneybatısında ise, Geç Miyosen-Pliyosen



Şekil 3: a) Konya yöresinde deprem büyüklüklerini, b) Konya yöresinde deprem sayısını, c) Konya yöresindeki depremlerin odak derinliklerini yıllara göre gösteren grafik.

Figure 3: Graphics showing a) magnitudes of the earthquakes b) numbers of the earthquakes and c) depths of the earthquake hypocenters of the Konya region.



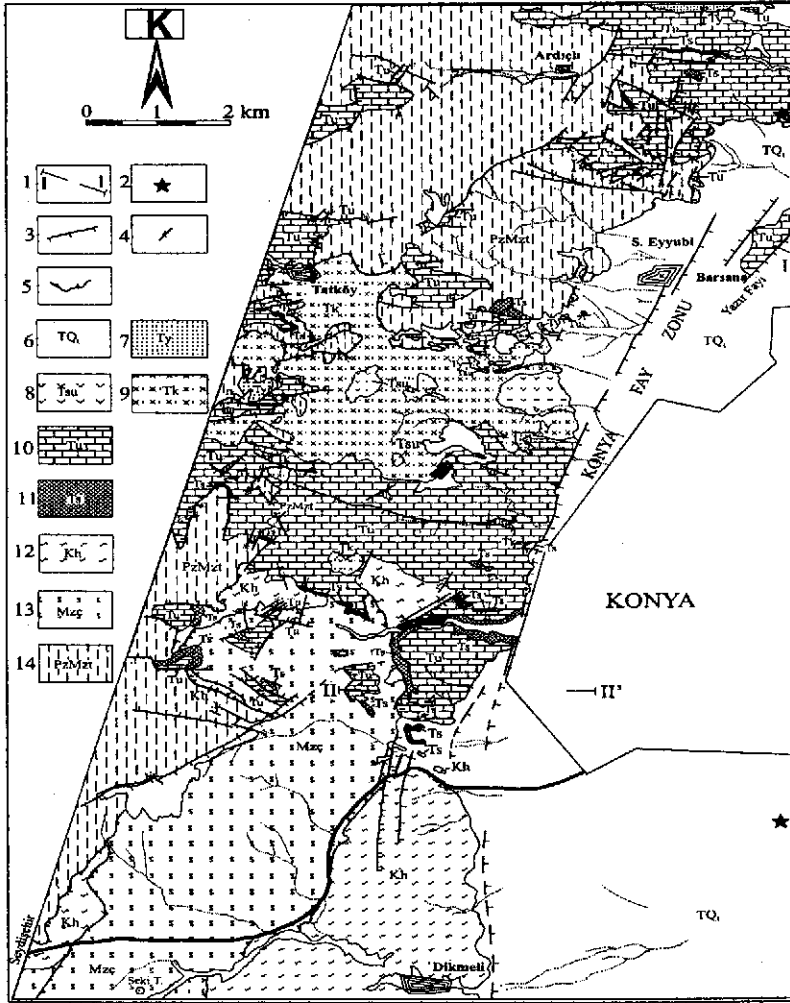
Şekil 4: Konya ve çevresinin genel tektonik yapısını gösteren şematik blok diyagram (Ölçeksiz) olarak çizilmiştir.

Figure 4: Schematic block diagram showing the general tectonic structure of the Konya region (unscaled).

kayaçların tabanı yükseltilerde 1300 m kotunda yüzeylenirken, aynı kayaçlar ova içinde 1000 m kotunda mostra vermektedir (Şekil 5 ve Şekil 6 II-II' kesiti). Ovanın bu kesiminde, Büyükşehir Belediyesine bağlı KOSKİ tarafından açılan ve 200 m'yi aşan sondajlarda, Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı kayaçların tabanına inilememiştir (Bayram Kahveci, 2001, sözlü görüşme). Bu da, söz konusu kesimde KOFZ'nun hareketlerine bağlı olarak 500 m'den daha fazla düşey alçalma ve yükselmelerin olduğunu göstermektedir. Sonuç olarak yukarıda değinilen veriler Konya ovasında, Geç Miyosen'den günümüze kadar en az 900 m, Geç Pliyosenden günümüze kadar ise en az 500 m göreceli alçalma veya yükselmelerin oluştuğunu göstermiştir (Şekil 6).

Konya-Seydişehir karayolu üstünde, KOFZ'nu kesen bir yarmada, batıya eğimli bir fay düzlemine bitişik kolüvyon kamaları, büyük bir olasılıkla sıvılaşma ile gelişmiş kum daykı ve

silleri, yine fay düzlemine bitişik tabakaların altında sedimanlarla doldurulmuş yarıklar gözlenmektedir. Bu kesimde fay zonu ovaya ait en genç çökellerin en üst kesimlerini kesmekte (Şekil 7a, b) ve bu kesimde formasyon içi açılı uyumsuzluklar oluşturmaktadır. Söz konusu yarmada, fay zonunun jeolojik olarak yakın geçmişte en az üç kez hareket ettiğini gösteren jeolojik kanıtlar bulunmaktadır. Yine fay zonunun kuzey kesimlerinde 500 evlerin (Selahaddin Eyyubi Mah.) hemen güneydoğusundaki kum ocağı girişinde Fayın yine ovaya ait en genç çökelleri kestiği gözlenmektedir (Şekil 7d). Ayrıca, KOFZ'nun doğusunda yer alan Yazır fayı da (Şekil 5) yapısal açıdan ilginç yapılar içermektedir. kuzeykuzeydoğu-güney güneybatı gidişli Yazır fayı, yörede yüzeyleyen Miyosen-Pliyosen yaşlı gölsel kireçtaşları ile Kuvaterner yaşlı karasal kırıntılardan oluşmuş havza çökellerini kesmektedir (Şekil



Şekil 5: Konya batısının jeoloji haritası: 1-kesit yeri, 2-deprem episantir-ları, 3-eğim atımlı normal fay, 4-doğrultu atımlı fay, 5-Bindirme fayı, 6-Topraklı formasyonu (Üst Pliyosen-Kuvaterner), 7-Yürükler formasyonu (Alt Pliyosen), 8-Sulutas volkanitleri (Miyo-Pliyosen), 9-Küçükmuhsine formasyonu (Miyo-Pliyosen), 10-Ulumuhsine formasyonu (Miyo-Pliyosen), 11-Sille formasyonu (Miyo-Pliyosen), 12-Hatip ofiyolitli karışığı (Üst Kretase), 13-Çayırbağı ofiyoliti (Mesozoyik), 14-Paleozoyik-Mesozoyik temel kayalar (Eren 1993, Eren, 1996 ve Eren ve Aksoy 1999, yayınlanmamış arazi çalışmalarından alınmıştır).

Figure 5: Geological map of the west of Konya: 1-Cross-section line, 2-Earthquake epicenters, 3- Normal fault, 4- Strike-slip fault, 5- Thrust fault, 6- Topraklı formation (Upper Pliocene-Quaternary), 7- Yürükler formation (Lower Pliocene), 8-Sulutas volcanites (Mio-Pliocene), 9-Küçükmuhsine formation (Mio-Pliocene), 10-Ulumuhsine formation (Mio-Pliocene), 11-Sille formation (Mio-Pliocene), 12-Hatip ophiolitic melange (Upper Cretaceous), 13-Çayırbağı ophiolite (Mesozoic), 14-Paleozoic-Mesozoic basement rocks (from Eren, 1993, 1996; Eren and Aksoy 1999, unpublished field maps)

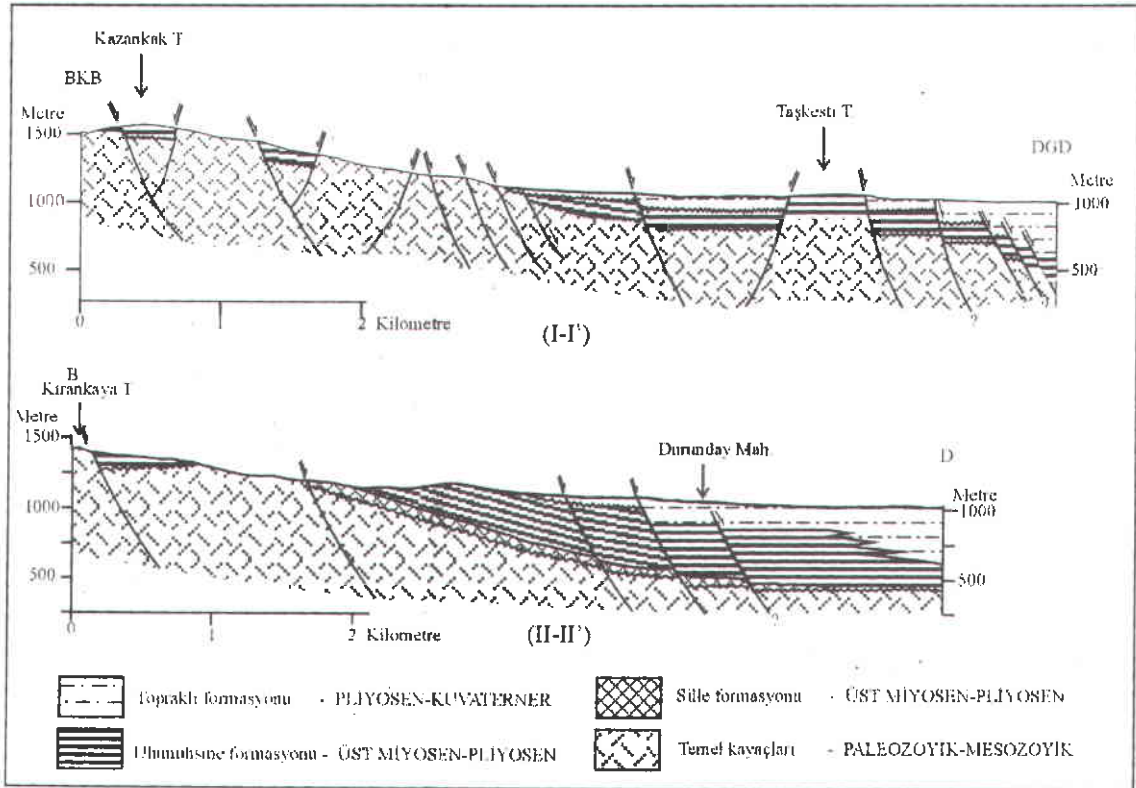
8a ve b). Konya merkeze bağlı Barsana mahallesinin kuzeyindeki taş ocağı yarmalarında, Yazır fayının hareketlerine bağlı olarak biri faya paralel diğeri ise faya dik olarak yönelmiş iki takım genişleme kökenli yapılar (ekstansiyonel yarıklar) gözlenmektedir (Şekil 8c ve d). Yaklaşık düşey konumlu yarıkların içi üstteki alüvyal çökeller tarafından doldurulmuştur. Düşey kesitlerinde aşağıya doğru kapanan bu yarıkların genişlikleri 15 cm -2 m arasında değişmekte, boyları ise 10 m'yi aşmaktadır. Yüzey uzunlukları ise 75 m'yi aşmaktadır. Arazi gözlemleri, bu yarıkların, fayın Kuvaterner esnasındaki hareketlerine bağlı olarak yüzey kırıkları şeklinde geliştiğini belgelemektedir. Bu gözlemlerle beraber fay zonuna yakın kesimlerde büyüklüğü 4.4'e varan depremlerin de bulunması KOFZ'nun aktif bir zon olduğunu belgelemektedir. Konya'nın batısında KOFZ'nun yanı sıra, bu zona yaklaşık dik olarak yönelmiş çoğunlukla doğu-batı gidişli ikinci bir fay sistemi daha bulunmaktadır. Bu fay sistemi de normal fay karakteri sunmakta ve havza çökelleri altında belirsizleşmektedir. Bu faylardan en önemlisi doğu-batı gidişli, ve güneye eğimli Tatköy fayıdır (Eren, 1996b).

Konya havzasını kuzeyden sınırlayan Karaömerler fayı ise yaklaşık doğu-batı gidişli ve kuzeye doğru eğimlidir. Karaömerler çevresinde belirgin bir morfoloji oluşturmakta ve kuzey-güney gidişli transfer veya

doğrultu atımlı faylarla sık sık kesilmektedir. Fay boyunca Karaömerler batısında, askıda kalmış alüvyal yelpaze çökelleri gözlenir (Şekil 8e ve 9a). Ovaryı doğudan sınırlandıran Divanlar fayı ise kuzey güney gidişli ve batıya doğru eğimli olup, KOFZ ile beraber bir graben yapısı oluşturur (Şekil 6). Divanlar fayı boyunca alüvyon yelpaze çökellerinin askıda izlendiği basamaklı bir yapı belirgin bir şekilde gözlenir (Şekil 9b ve c). Divanlar fayı Aksaray yolu güneyinde doğukuzeydoğu-batıgüneybatı gidişli, güneyde ise kuzeybatı-güneydoğu gidişli Göçü fayı ile kesilmiştir (Şekil 1). Bu ana faylar dışında ova içinde de çok sayıda havzaya ait alüvyal çökelleri kesen küçük faylar bulunmaktadır (Eren 2001, Şekil 9d). Havza içindeki sismik etkinlik söz konusu fay sistemlerinin aktif olduğunu göstermektedir.

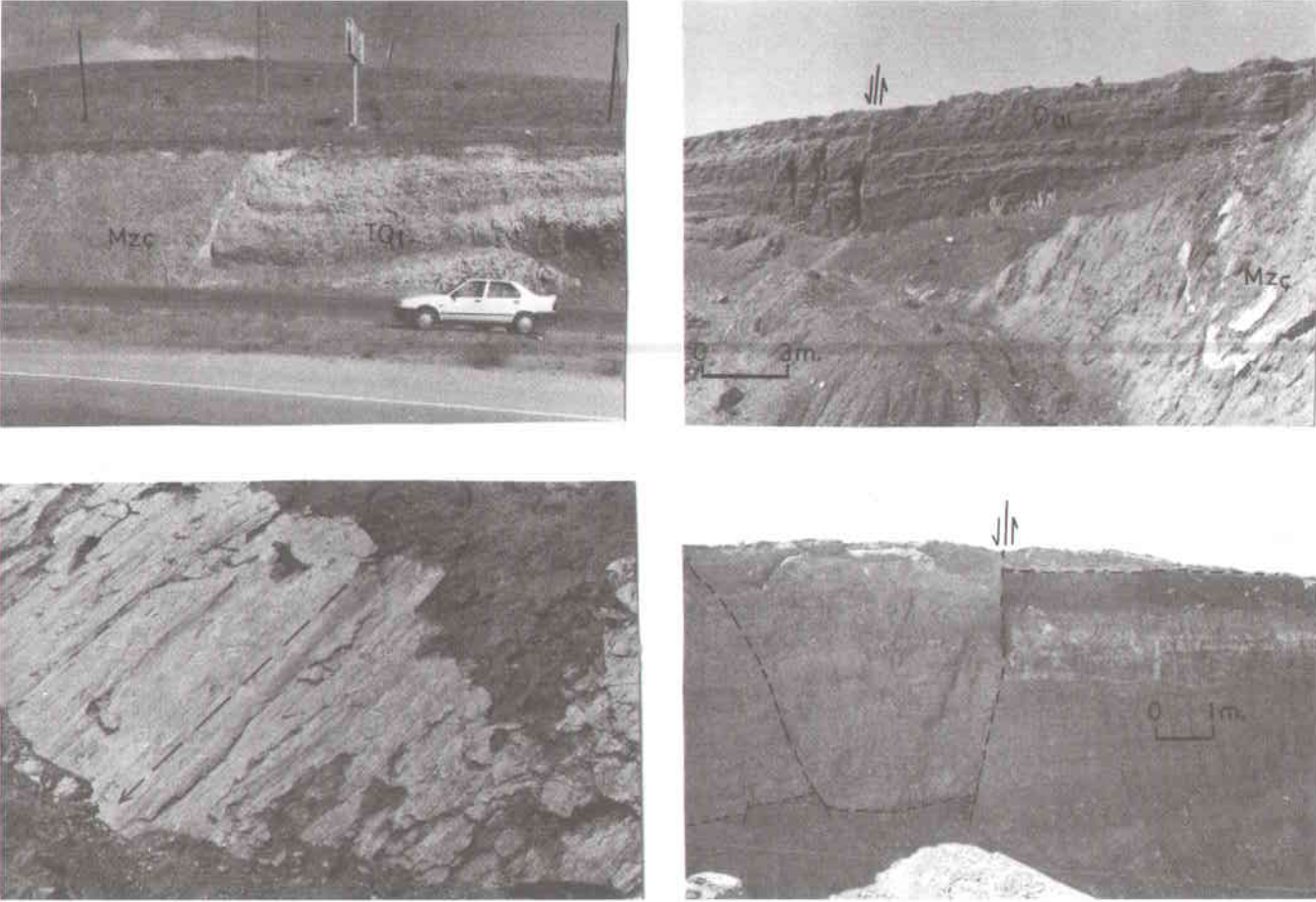
Konya il merkezine yakın önemli diğer bir fay ise Altınekin fayıdır (Zıvarık fayı, Ulu ve diğ., 1994). Egemen olarak normal atımlı bir fay olan, ancak yanıl atım da sunan Altınekin fayı, Yazıbelen ile Akıncılar kasabası kuzeyine kadar

morfolojik olarak izlenmektedir. Söz konusu kesimde 30 km lik bir uzunluğa sahip Altınekin fayı kuzeyde kuzey-güney, güneyde ise kuzeydoğu-güneybatı gidişlidir ve batıya doğru eğimlidir (Şekil 10). Konya havzasına doğru kademeli faylarla devam etmektedir. Eşleniği olan doğuya eğimli Akçaşar fayı ile beraber Altınekin çevresinde üçgen geometrilili ve yaklaşık kuzey-güney gidişli bir horst yapısı oluşturmuştur. Bu faylanmayla temele ait Miyos-Pliosen yaşlı kayalar (Karaman, 1986) Kuvaterner yaşlı kayalarla karşı karşıya gelmiştir. Altınekin kuzeyinde, faya paralel kaynak çıkışları ve küçük göller gözlenmektedir. Altınekin'in 10 km batısındaki 5.7 büyüklüğündeki deprem büyük bir olasılıkla Altınekin fayına bağlı olarak gelişmiştir ve fayın aktif bir fay olduğunu göstermektedir. Deprem episantırının Konya'ya 50 km mesafede olması nedeniyle, bu fay sadece Altınekin ilçesine değil aynı zamanda Konya merkezine de bir tehdit oluşturmaktadır.



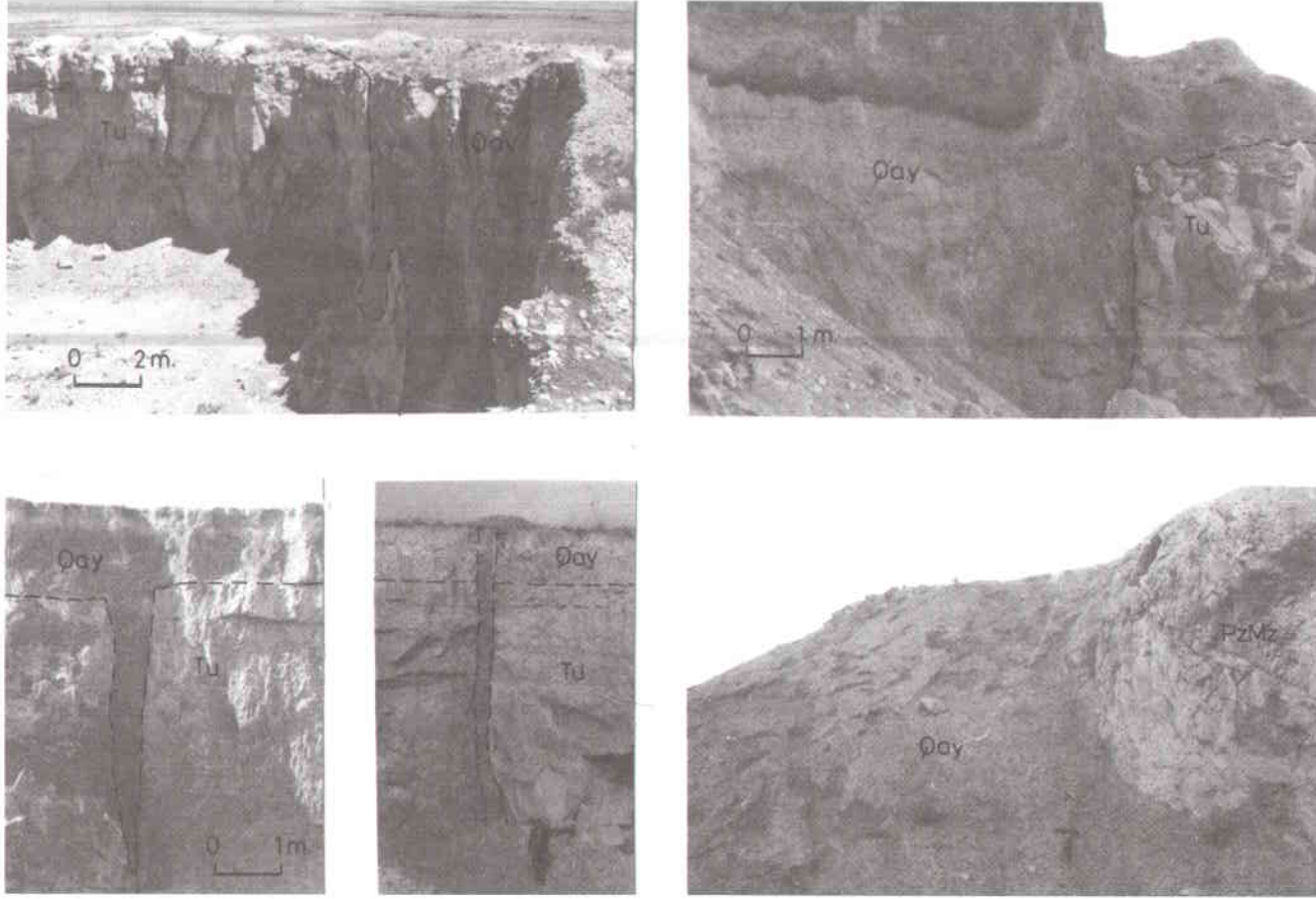
Şekil 6: Konya batısının jeoloji kesitleri

Figure 6: Geological cross sections of the west of Konya



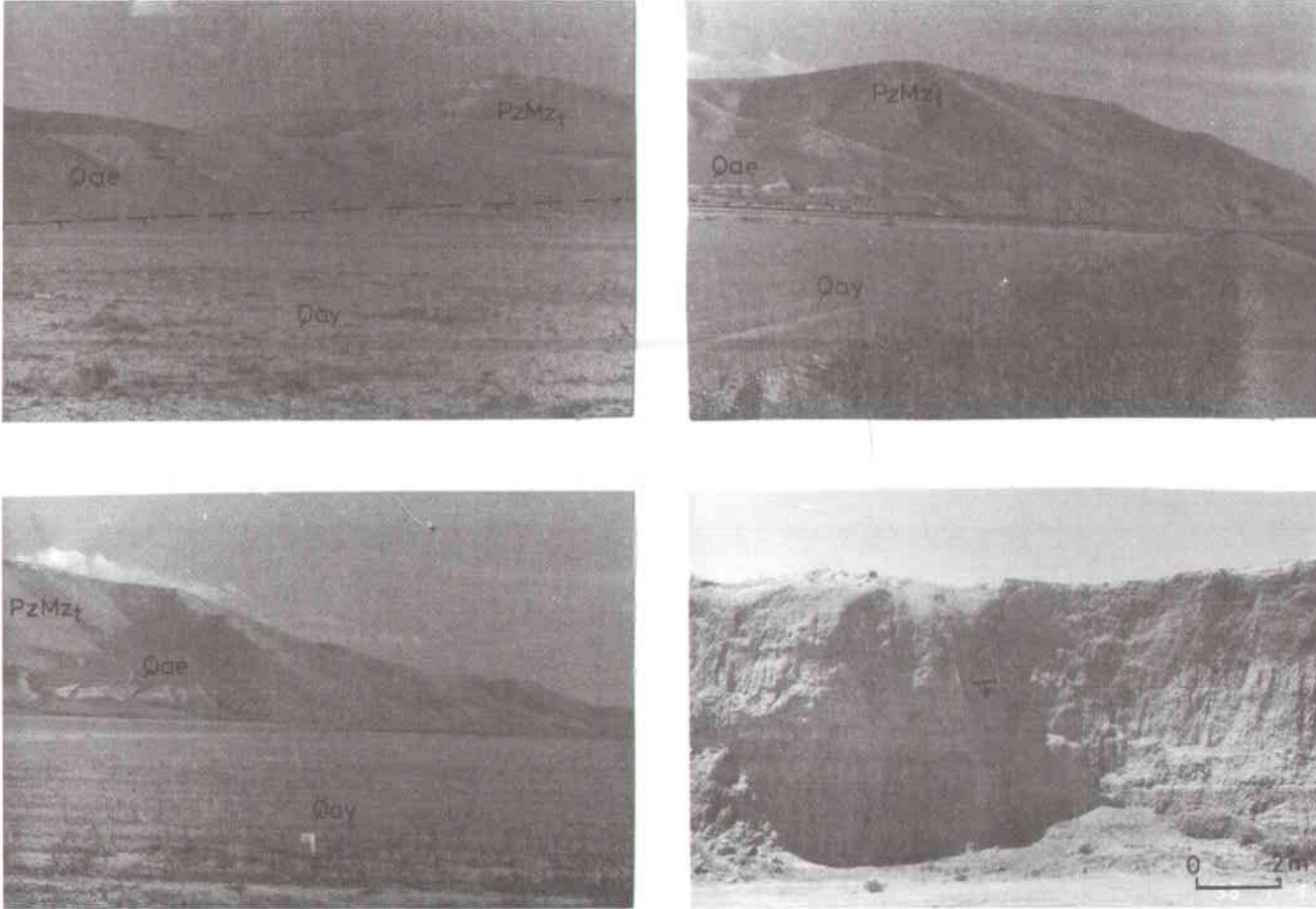
Şekil 7: a) Konya-Seydişehir karayolu yarmasında Mesozoyik yaşlı Çayırbağı ofiyoliti (Mzc) ile Pliyokuvaterner yaşlı Topraklı formasyonu arasındaki dokanağı oluşturan Konya Fay zonuna (KOFZ) ait bir fayın güneyden kuzeye doğru görünümü, b) Konya'nın 2 km güneybatısında, Mesozoyik yaşlı Çayırbağı ofiyoliti (Mzc) ve Kuvaterner yaşlı tutturulmamış dere alüvyonlarını (Qal) kesen KOFZ'nun ve bir fay aynasının kuzeyden güneye doğru görünüşü, c) Aynı fay aynasının yakından görünüşü. Fay aynası üzerindeki kayma çizikleri fayın sağ yönlü yanıl bir atıma sahip olduğunu göstermektedir, d) KOFZ'nun Selaheddini Eyyubi Mahallesi doğusundaki kum ocağı yarmalarında gözlenen kesimi.

Figure 7: a) A field view from the Konya Fault zone (KOFZ) at the Konya-Seydişehir road cut: Mzc: Mesozoic Çayırbağı ophiolite, TQt: Plio-Quaternary Topraklı formation b) A fault plane belonging to the Konya fault zone which cuts the Mesozoic Çayırbağı ophiolite and unconsolidated Quaternary alluvium, 2 km southwest of the Konya City, c) A close view from the same fault plane. The slickenlines on the fault plane demonstrates right lateral movement component. d) Another view from the Konya fault zone (KOFZ) cropping out in the sand quarry, east of the Selaheddini Eyyubi districts



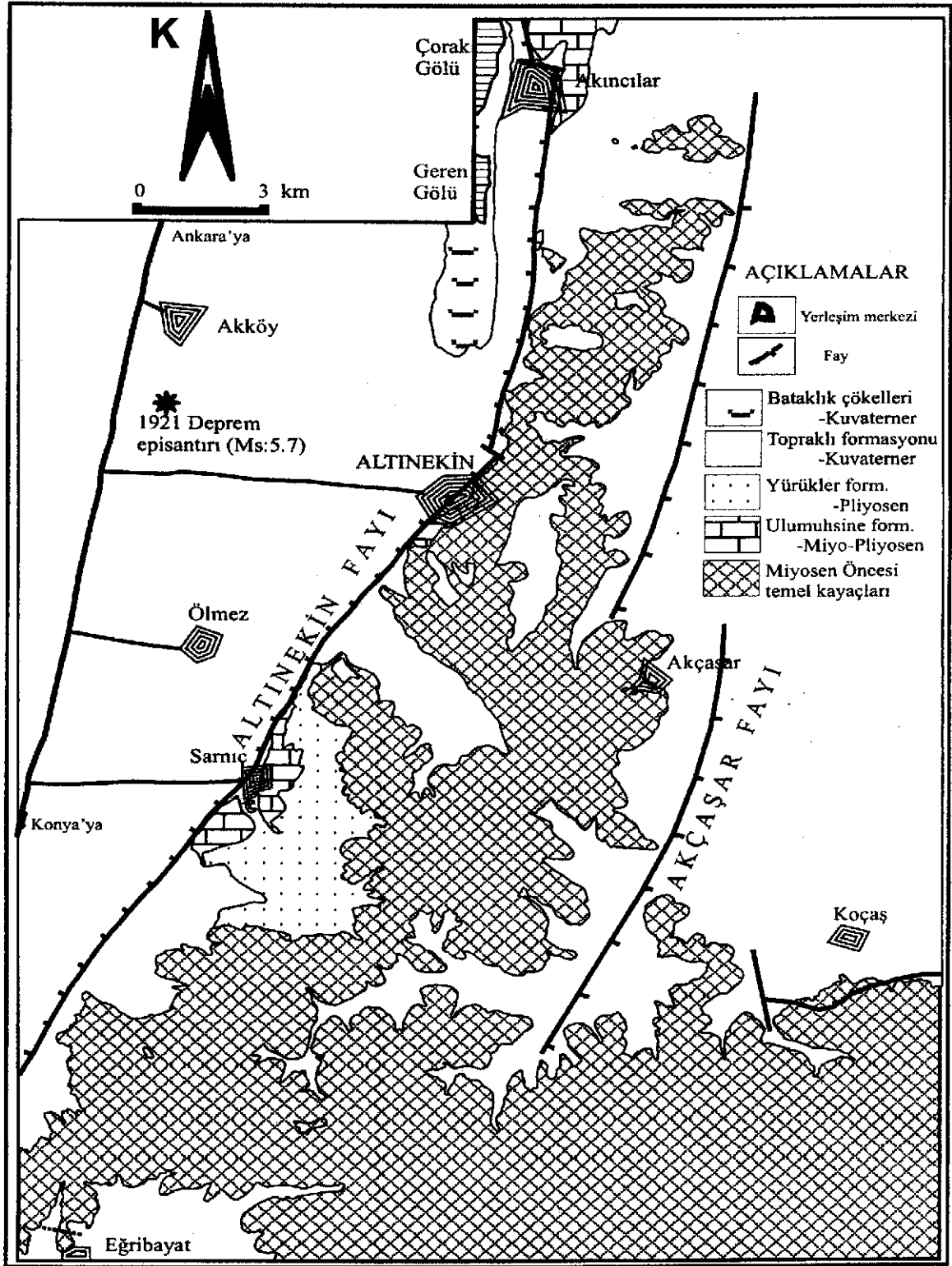
Şekil 8: a ve b) KOFZ'nun doğusunda yer alan Yazır fayının Konya'ya bağlı Barsana Mahallesi kuzeyindeki kesimlerinin görünüşü (Tu: Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Ulumuhsine formasyonu, Qay: Kuvaterner yaşlı yeni alüvyonlar), c ve d) Aynı kesimde taş ocağı yarmalarında sık izlenen ve içi üstteki alüvyonlarla doldurulmuş yanklar, e) Konya'nın 20 km kuzeyindeki Karaömerler köyü civarında Karaömerler fayı (KÖF) ile yanyana gelmiş Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı temele ait mermer (PzMzt) ve Kuvaterner yaşlı alüviyal çökeller (Qay)

Figure 8: a and b) Field photographs from the Yazır Fault which located to the east of the KOFZ; south of the Barsana district (Konya). Tu: Upper Miocene-Pliocene Ulumuhsine formation, Qay: Quaternary alluvium c and d) Extensional fissures which filled by the alluvial sediments cropping out at the quarries at the same locality, e) A view form the Karaömerler fault (KÖF), near the Karaömerler village , 20 km north of Konya. PzMzt: Paleozoic-Mesozoic basement rocks, Qay: Quaternary alluvium.



Şekil 9: a) Konya'nın 35 km kuzeydoğusunda Kızılcaкую köyü civarında Karaömerler fayının hareketine bağlı olarak askıda kalmış alüviyal çökellerin oluştuğu bir teras (Qae: eski alüvyon, Qay: :yeni alüvyon). Fotoğraf çekim yönü batıdan doğuya doğrudur, b ve c) Divanlar fayının Konya-Aksaray karayolunun güneyindeki kesimlerinin ve askıda kalmış alüviyal yelpazelerinin görünümü (PzMzt: Mermer, Qae: Kuvaterner yaşlı askıda kalmış eski alüvyonlar, Qay: Kuvaterner yaşlı yeni alüvyonlar), d) Konya Çimento fabrikasının 500 m kuzeydoğusunda Kuvaterner yaşlı alüvyonları kesen bir eğim atımlı normal fay (fotoğraf çekim yönü doğudan batıya doğrudur)

Figure 9: a) An alluvial terrace formed by the movements of the Karaömerler fault, near the Kızılcaкую village- 35 km northest of the Konya city. Qae: Old alluvium, Qay: Recent alluvium b and c) Divanlar fault and associated alluvial terraces, north of the Konya-Aksaray road. PzMzt: Paleozoic-Mesozoic marble, Qae: Quaternary old alluvium, Qay: Recent alluvium, d) A normal fault which cuts the Quaternary alluvium 500 m north of the Konya Cement Factory



Şekil 10: Altınekin çevresinin basitleştirilmiş jeoloji haritası (Eren, 2000'den alınmıştır).
 Figure 10: Simplified geological map of the Altınekin and its vicinity (After Eren, 2000)

SONUÇLAR

Özet olarak Konya bölgesinde aktif veya potansiyel olarak önemli uzunluklarda faylar bulunmaktadır. Bu faylar çevre il ve ilçeler için potansiyel açıdan tehdit oluşturur. Ancak, bilinen tarihsel dönem içinde bu faylara bağlı olarak gelişmiş yıkıcı depremler hemen hemen bilinmemektedir. Ayrıca, sismik açıdan kayıtların tutulduğu dönemlerde de, özellikle Konya il merkezi ve çevresinde beklenenden daha az etkinlik bulunmaktadır. Bu durum ana olarak, ya söz konusu fayların oluşturduğu depremlerin tekrarlanma aralıklarının oldukça uzun (yüz yıllar veya bin yıllar) olmasından veya bu faylardaki hareketin tektonik açıdan çok yavaş ve sürekli bir şekilde gelişmesinden kaynaklanmaktadır. Sismik etkinliğin ve eğer de olsa orta büyüklükteki depremlerin varlığı, bölgede her iki seçeneğin de göz önünde bulundurulması gerektiğini ortaya koymaktadır. Bölgedeki fayların büyük bir bölümü egemen olarak normal fay karakterlidir. Bu nedenle bölgede oldukça büyük magnitüdü deprem oluşması ihtimali azdır. Konya il merkezinin bulunduğu kesimde de tarihsel dönem içinde yıkıcı bir deprem kaydedilmemiştir. Ancak yörenin yukarıda belirtilen tektonik özellikleri, şehrin bundan sonraki yapılanmasında, oluşma ihtimali az da olsa 6-6.5 büyüklüğündeki bir depremin göz önünde bulundurulmasının gerekliliğini ortaya koymaktadır. Ayrıca Iğın ve Argıthanı yöresinde 1921-1946 yılları arasındaki yaklaşık 25 yıllık bir zaman dilimi içinde büyüklüğü 5.2-5.5 arasında değişen üç deprem oluşmuşken, 1946 dan itibaren 54 yıldır yörede önemli herhangi bir depremin olmaması da dikkatle takip edilmesi gereken bir durumdur.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Demirtaş, R. ve Yılmaz, R., 1996, Türkiye'nin sismotektoniği: T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara, 91 s.
- DSİ, 1984, Konya kenti içme, kullanma ve endüstri suyu temini ve dağıtım şebekesi kati projesi raporu, 250 s (yayımlanmamış)
- Eren, Y., 1993, Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü birimlerinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 36, s. 7-23.
- Eren, Y., 1996a, Konya ovası kuzeyinde Bozdağların jeolojisi: S.Ü. Araştırma Fonu Proje No:92-019, Konya, (yayımlanmamış)
- Eren, Y., 1996b, Sille-Tatköy (Bozdağlar masifi-Konya) kuzeyinde Alpin öncesi bindirmeler: 49. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri, Ankara, s. 163-169.
- Eren, Y., 1996c, Structural features of the Bozdağlar massif to the south of Iğın and Sarayönü (Konya): Geological Bulletin of Turkey, c. 39, sayı 2, s. 49-64.
- Eren, Y., 2000, Altınekin çevresinin stratigrafisi ve yapısal özellikleri, S.Ü., Proje No: 96/151, 85 s. (yayımlanmamış)
- Eren, Y., 2001, Konya ve çevresinin neo-tektonik özellikleri ve depremselliği: Selçuk Üniversitesi Yerbilimleri Açısından Konya Sempozyumu Bildirileri, Konya, s. 17-19.
- Görür N., Oktay F. Y., Seymen İ. ve Şengör A.M.C., 1984 Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey: sedimentary record of a Neo-Tethyan closure: Geol. Soc. London Spec. Pub., c. 17, s. 467-82.
- Karaman, M.E., 1986, Altınekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 29, sayı 1, s. 157-171.
- Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 27, sayı 1, s. 1-16.
- Koçyiğit, A., Ünay, A. ve Saraç, G., 2000, Episodic graben formation and extensional regime in west Central Anatolia and the Isparta Angle: a case study in the Akşehir-Afyon Graben, Turkey: Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area, Geological Society, London, Special Publications, c. 173, s. 405-421.
- Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990, Konya-Kadınhanı-Iğın dolayının temel jeolojisi: M.T.A. Rapor No:9535 (yayımlanmamış).
- Özmen, B., Nurlu, M. Ve Güler, H., 1997, Coğrafi bilgi sistemi ile deprem bölgelerinin incelenmesi: T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı, Ankara, 89 s.
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach: Tectonophysics, c. 75, s. 81-241.
- Ulu, Ü., Bulduk, A.K., Ekmekçi, E., Karakaş, M., Ocal, H., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkıran, M.A., Adır, M., Sözeri, Ş., ve Karabıyıkoglu, M., 1994, İnce Akkise ve Cihanbeyli-Karapınar alanının jeolojisi: M.T.A. Rapor no: 9720 (yayımlanmamış).

TUZGÖLÜ BASENİ EVAPORİT PROBLEMİ VE YENİ VERİLER

EVAPORITE PROBLEM IN TUZ GÖLÜ BASIN : NEW DATA

A. Sami DERMAN

Türkiye Petrolleri A. O. Genel Müdürlüğü, Arama Grubu

ÖZ

Tuzgölü Baseni'nde evaporitlerin varlığı ilk jeolojik çalışmalardan bu yana bilinmektedir. Ancak yaşları ve stratigrafik konumları çeşitli çalışmacılar tarafından farklı yorumlanmıştır. Bu farklı yorumlar, farklı tektonik modellerin önerilmesine neden olmuştur. Son yapılan arazi çalışmaları evaporitlerin konumları konusunda yeni veriler sunmaktadır. Henüz detaylı yaş verileri elimizde olmamasına rağmen, stratigrafik konumları basende altı evaporit çökeliş döneminin varlığını göstermektedir. Birinci evaporit çökelişi Geç Mestriştiyen'de olmuştur. İkinci evaporit çökelişi Erken Paleosen döneminde, üçüncü evaporit çökelişi Eosen döneminde gelişmiş, alt ve üstten uyumsuzluk yüzeyleri ile sınırlanmışlardır. Eosen yaşlı evaporitleri alttan sınırlayan uyumsuzluk, önemli bir yapısal deformasyon ve aşınma dönemine işaret etmektedir. İkinci ve üçüncü evaporit dönemi kalın ve masif evaporitlerin çökelişi ile sonuçlanmıştır. Dördüncü evaporit çökelişi Oligo-Miyosen döneminde gerçekleşmiştir. Bunlar sınırlı ve fazla derinliği olmayan göllerde çökelmiş laminalı jipslerdir. Beşinci evaporit çökelişi, Miyo-Pliyosen'de, yine sınırlı alanlarda ve karasal ortamda gelişmiştir. Son evaporit çökelişi ise güncel olarak halen oluşumuna devam etmektedir. Farklı evaporit dönemlerinin varlığı ve ilişkilerinin aydınlığa kavuşması basen evrimi konusunda önemli ipuçları sunacaktır.

ABSTRACT

Presence of evaporites in the Tuzgölü Basin has been known from the earliest studies. Ages and stratigraphic positions, however, have been interpreted differently by various workers. These different interpretations have resulted in the proposal of different tectonic models. The latest field studies have yielded new data on the stratigraphic positions of the evaporites.

Although detailed age data has not been yet obtained, stratigraphic positions indicate that at least six periods of evaporite deposition are present within basinal sequences. First evaporite deposition took place during late Mestriştiyen. Second evaporite deposition was in Early Paleocene. Third one was developed in Eocene, lower and upper contacts of which are bounded by unconformity surfaces. Unconformity surface bounding the Eocene evaporites from the bottom marks an important structural deformation phase and an erosional period. Second and third evaporite phase have resulted thick evaporite deposition. Fourth evaporite deposition was in Oligo-Miocene period. These are laminated gypsums probably formed in very shallow lakes. Fifth evaporite was deposited in Mio-Pliocene periods and in a very limited continental environments. Last evaporite deposition is still continuing in and around present Tuzgölü area. Presence of different evaporite deposition and understanding of their relations will shed light on the evolution of the basin.

GİRİŞ

Çalışma alanı oldukça geniş bir bölgeyi kapsamaktadır. Kuzeyde Ahiboz-Kırıkkale hattından güneyde Yeniceoba civarı, doğuda Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonu ile batıda Karapınar-Cihanbeyli hattı arasında kalan alanı kapsar (Şekil 1). Bu alan içerisinde yüzeyleyen tüm evaporit mostraları ziyaret edilmiş, ancak yeraltı verileri henüz gözden geçirilmediği için bu makaleye dahil edilmemiştir.

Tuzgölü Baseni'nde evaporitlerin varlığı ilk çalışmalardan bu yana bilinmektedir (Rigo and Cortesini, 1959). Evaporitlere özel bir ilgi gösterilmemiş ve bir formasyon olarak tanımlanarak geçilmiştir. Arıkan (1975) ve Uğurtaş (1975) tarafından yayınlanan veriler ilk defa



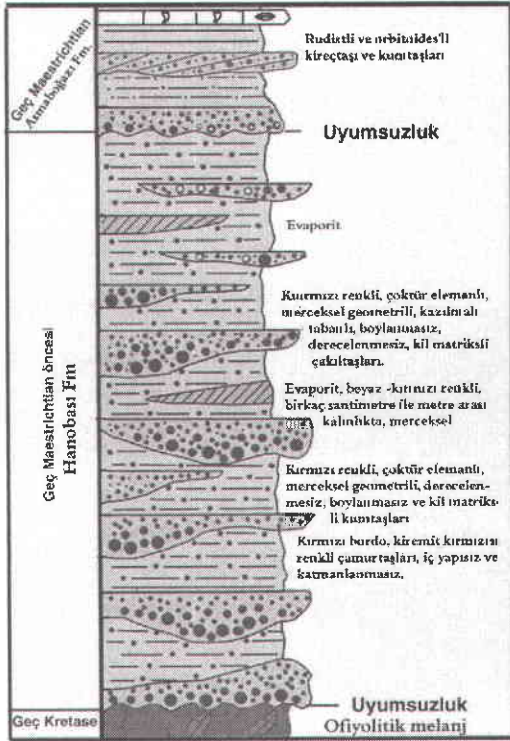
Şekil 1: Çalışma alanının bulduru haritası
Figure 1: Location map of the study area.

Tuzgözü'ndeki tuzlara dikkat çekmiştir. Petrol arama amacıyla açılan kuyularda kalın tuzların kesilmesi nedeniyle, evaporitlere ilgi artmış, yaşları ve oluşumları ile yerleşmeleri merak edilmeye başlamıştır. İlginin nedeni ise tuzların basende meydana getirdikleri dom yapıları ve bu yapıların petrol kapanlama potansiyellerinin var olma olasılığıdır (Arıkan, 1975; Uğurtaş, 1975; Turgut, 1978).

Tuzlarda ve civarında petrol aramak amacıyla kuyular açılmasına rağmen, bunların oluşum ve yerleşim yaşları bu gün hala tartışılmaya devam etmektedir (Arıkan, 1975; Uğurtaş, 1975; Görür ve Derman, 1978; Turgut, 1978; Derman, 1980; Uygun, 1981). Bazı araştırma-

cılar bu tuzların yaşının Eosen olduğunu (Uygun, 1981; Dellaloğlu ve Aksu, 1984), bazıları Paleosen yaşında olduğunu (Turgut, 1978), diğer bazıları ise Mestrişiyen yaşında olabileceğini belirtmişlerdir (Görür ve Derman, 1978; Derman, 1980). Basendeki sedimantasyon tipi açılan kuyularda detaylı yaş tayinine imkan vermemiş ve/veya detaylı paleontolojik çalışmalar yapılmamıştır. Bu nedenle değerlendirmeler hep eksik kalmıştır.

Görür ve Derman (1978), Derman (1980) ve Uygun (1981) basende birden fazla evaporit oluşumu olduğunu belirtmişler ve bunları tanımlamışlardır. Ancak Dellaloğlu ve Aksu (1984) bölgede sadece tek evaporit oluşum dönemi



Şekil 2: Üst Mestriştien öncesi evaporitlerin stratigrafik konumunu gösterir kolon kesit (içerisinde yer aldıkları birim, stratigrafik olarak Üst Mestriştien tarafından uyumsuz olarak üzerlendiği için, Üst Mestriştien öncesi olarak yaşlandırılmıştır). Kırmızı renkli karasal birimler içerisinde gelişen bu evaporitler daha ziyade mercekse geometri sunarlar.

Figure 2: Columnar section showing stratigraphic position of the pre-Late Maestrichtian age evaporites (it is marked as pre-Late Maestrichtian, because Late Mestriştien age sediments unconformably overlie it). These evaporites observed in red coloured continental clastics show lensoid geometry.

olduğunu, birden fazla seviyede gözlenen evaporitlerin, esasında bindirmeler yoluyla tekrarlandığını, bu nedenle birden fazla seviye gibi algılandığını öne sürmüşlerdir.

Bu görüşleri yeniden değerlendirmek ve evaporitlerin konumları, çökme şartları ve stratigrafik ilişkilerini anlayabilmek amacıyla bir çalışma planlanarak uygulanmaya konulmuş ve halen devam etmektedir. Bu makalede söz konusu çalışma sonucu elde edilen verilerin bir kısmı sunulacak ve tartışılacaktır.

JEOLJİK KONUM

Tuzgölü Baseni, Orta Anadolu'da, Geç Kretase'de meydana gelen ofiyolit yerleşmesini takip eden dönemde ofiyolitik melanj üzerinde açılmış bir iç basendir. Basenin temelini granitik kayalar, metamorfik birimler ve ofiyolitik melanj oluşturur. Basende gözlenen ilk sedimanter birim Üst Mestriştien öncesi yaşlı kırmızı-bordo renkli, karasal bir birimdir (daha önceki çalışmalarda Kartal formasyonu olarak bilinen birim, Hanobası formasyonu olarak yeniden tanımlanmıştır, Derman ve diğ., hazırlanmakta). İlk denizel birim ise, kaba ve ince kırıntılılar ile rudist yama resiflerinden oluşan, Geç Mestriştien yaşlı, Asmaboğazı formasyonudur. Asmaboğazı formasyonu kaba taneli ve yanal yönde şeyllere geçen denizel, Paleosen yaşlı, Kırkkavak formasyonu ile üzerlenir (Rigo and Cortesini, 1959; Görür and Derman, 1978; Derman, 1980). Kırkkavak formasyonu ise yine denizel şeyl ve kumtaşlarından oluşan Paleosen-Eosen yaşlı Eskipolatlı formasyonu tarafından üzerlenir. Karasal karakterli ve jips içeren Mezgit Formasyonu (Oligo-Miyosen) uyumsuz olarak kendinden yaşlı bir çok birimi üzerlemektedir. Kırmızı renkli, karasal karakterli Miyo-Pliyosen yaşlı Cihanbeyli formasyonu ise basendeki Kuvaterner öncesi son birimdir (Rigo and Cortesini, 1959; Görür and Derman, 1978).

Oktay (1985), Tuzgölü Baseni'nde yaptığı çalışma sonucunda, yeni bir stratigrafik adlama önermiştir. Bu öneriler Oktay ve Dellaloğlu (1987) tarafından yayınlanmıştır. Buna göre Kırkkavak formasyonunun bir kısmına karşılık gelen litolojiler Karapınarayaylası formasyonu, üzerleyen birime (evaporitlerin yoğun olduğu) Yassıpur formasyonu adı verilmiştir (Oktay, 1985; Oktay ve Dellaloğlu, 1987). Aynı çalışmada Koçhisar formasyonu kısmen Mezgit formasyonunu (Rigo ve Cortesini, 1959'un adladığı anlamında) kapsamaktadır. Cihanbeyli formasyonu ise aynı anlam ve kapsamda kullanılmıştır.

Basenin tektoniği konusunda da farklı fikirler öne sürülmüştür. İlk çalışmalarda yapısal evrim ile ilgili bilgiler pek yoktur. Genellikle genişleme tektoniğinin etkisi altında geliştiğine inanılan Tuzgölü baseninde evaporit çökme dönemlerine bağlı olarak süren tartışmalar farklı tektonik modellerin önerilmesine sebep olmuştur.



Şekil 3: Üst Mestriştiyen evaporitleri kırmızı renkli karasal kırıntılar içerisinde, laminalı karakterleri ve kırmızı boyamalı renkleri ile zor tanınırlar. Karasal çökellerle ilişkili olmaları ve laminalı karakterleri bunların karasal ortam ürünü olduklarını düşündürmektedir.

Figure 3: Evaporites of Late Maestrichtian age are difficult to recognize within the red coloured continental clastics, due to red colouration and laminated nature. Association of red coloured continental clastics and laminated nature suggest that these are continental in origin.

EVAPORİT GÖZLENEN SEVİYELER

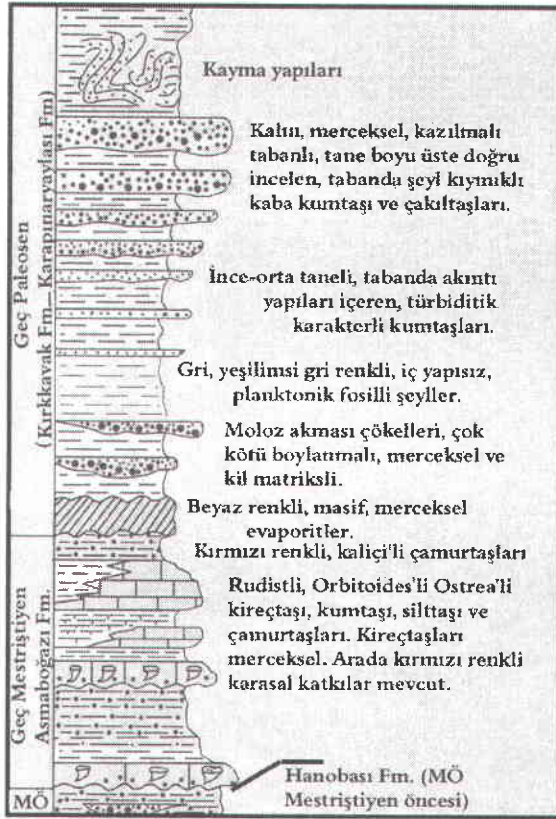
Stratigrafik olarak en yaşlı evaporitler Aksaray kuzeybatısındaki Hanobası civarında gözlenir (Şekil 1). Kırmızı bordo renkli çamurtaşları içerisinde gözlenen bu evaporitlerin içerisinde bulunduğu kırmızı renkli birimler, Geç Mestriştiyen öncesi çökelmiş olan karasal birimlerdir (Şekil 2 ve 3). Bu birimler Görür ve Derman (1978) ile Derman ve diğ. (hazırlanmakta) tarafından alüvyon yelpaze çökeli olarak yorumlanmışlardır. Eğer yorumlar doğru ise, Tuzgölü Havzası'nın en yaşlı evaporitlerinin, alüvyon yelpazeleri üzerinde gelişen playa göllerinde çökelen evaporitler olması gerekir (Şekil 3).

İkinci evaporit seviyesi Kaleninözü Dere'nin doğu yamacında (Şekil 1), Mezgit kireç ocağı diye bilinen alan yakınında, Geç Mestriştiyen yaşlı birimler ve Erken Paleosen yaşlı karbonatların üzerinde Geç Paleosen yaşlı şeyller arasında yer alır (Şekil 4 ve 5). Bu alanda bir antiklinalin iki kanadında yer alan evaporitler beyaz renkli, masif ve yer yer hafif kırmızı renkli demir

oksit boyamalıdır. Kırmızı rengi ile belirgin, merceksele çakıltaşı seviyeleri içeren ve kalıçı yumruları bulunduran bir çamurtaşı seviyesini üzerler. Çamurtaşları içerisindeki çakıltaşları, altında bulunan kireçtaşlarından malzeme almıştır. Evaporitlerin üzerine ise çok keskin bir dokanak ile planktonik fosilli, Geç Mestriştiyen yaşlı kireçtaşlarının çakıl ve bloklarını içeren ve Geç Paleosen yaş veren şeyller gelmektedir (Şekil 5 ve 6).

Üçüncü evaporit seviyesi Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zon'unda (ŞAFZ), Aksaray civarı, Hanobası civarı, özellikle Mezgit Boğazı, Koçhisar doğusu, Koçhisar kuzeyi ve batısı, Paşadağ civarı, Paşadağ-Bala hattı ile Kızılırmak nehri arası, Bala-Kırıkkale hattının batısı, ve güneyde Yeniceoba civarında yüzeyleyen evaporitlerdir (Şekil 1). Bu evaporitler çok geniş alan kaplamaları yanında mostrada en kalın olarak (100 metreden fazla) gözlenen evaporit olma özelliğini de taşımaktadır (Şekil 7).

Değişik alanlarda farklı birimleri uyumsuz bir ilişki ile üzerleyen bu dönemin evaporitleri,



Şekil 4: İkinci evaporit seviyesinin stratigrafik konumunu gösteren kolon kesit. Burada Üst Mestriştiyen birimleri uyumsuz olarak üzerlenmekte ve Geç Paleosen yaşlı şeyller tarafından uyumsuz olarak üzerlenmektedirler.

Figure 4: Columnar section showing stratigraphic position of second evaporite level. Here evaporites unconformably overlie Late Maestrichtian -Early Paleocene age sediments and unconformably overlain by Late Paleocene age shales.

Aksaray ile Mamasun Barajı arasında ve Aksaray kuzeybatısında Hamam Boğazı'nda Üst Mestriştiyen öncesi karasalları ile granitler üzerine, Hanobası civarında Üst Mestriştiyen öncesi kırmızı renkli karasalları ve Geç Mestriştiyen yaşlı sığ denizel birim üzerine gelmektedir. Hüsrev Yaylası civarında muhtemelen Alt Eosen? şeyl ve kumtaşlarını, Hüsrev Yaylası ile Mezgit Boğazı arasındaki büyük dere (Sulupur Dere) Mestriştiyen ve Üst Paleosen-Alt Eosen yaşlı çökeltileri üzerler (Şekil 8).

Basende en yaygın yüzleklere sahip olan bu evaporitler, farklı alanlarda farklı özellikler

sunarlar:

1. ŞAFZ boyunca, Paşadağ-Kırıkkale arası ve Aksaray doğusunda tamamen masif anhidrit ve jipslerden oluşurlar (Derman ve diğ., hazırlanmakta). Paşadağ güneydoğusu ve Şereflikoçhisar doğusu gibi alanlarda laminallı karakter sunarlar. Laminalar arasına kırmızı renkli çamurtaşı seviyeleri girer. Şereflikoçhisar doğusu ile Karandere köyü arası gibi bazı alanlarda bu evaporitlerin, bol bentik fosilli, temiz kuvars kumtaşları ile ilişkide oldukları gözlenir. Kuvars kumtaşları sığ çökeller olarak yorumlanmıştır (Derman ve diğ. hazırlanmakta).

2. Bala civarında, özellikle Bala ile Üçem köyü arasındaki alanda, tabanda kırmızı renkli, ince-kaba taneli kırıntılılar ile ilişkili olarak gözlenmektedir. Bu ilişki evaporitler çökmeden önce bu alanda bir yükselimin oluştuğunu ve bu yükselimi önünde belkide yelpaze çökeltilerinin geliştiğini (yani çökeliş öncesi deformasyonu ve gelişen paleotopografya) belirtmektedir.

3. Paşadağ güneydoğusunda sınırlı alanlarda evaporitler çok iyi gelişmiş laminalar göstermektedir. Bu laminaların koyu renkli ve açık renkli bantlar halindedir ve araya ince kırıntılı seviyeler girmektedir. Laminalar arasındaki kırıntılılar zaman zaman bu alanın kırıntılı etkisinde kaldığını göstermektedir. Bu özellik ise bu alanın (Paşadağın evaporit çökeliş öncesi bir yükselimi alanı haline gelmiş olabileceğini) evaporit çökeliş alanının kenar kısımlarına tekabül ettiğini ifade edebilir.

4. Özellikle Şereflikoçhisar doğusunda, iki farklı ilişki gözlenmektedir. Birincisinde evaporitler ince katmanlı ve kırmızı renkli çamurtaşları ile ardalanmaktadır. Evaporitlerin altında ise kırmızı renkli kaba kırıntılılar gözlenmektedir. Bu ilişki evaporit gelişimi öncesi karasal birimlerin çökeldiğini ve evaporit çökelişinin bunları takip ettiğini ifade eder. Kırmızı çamurtaşları ile ardalanma ise evaporit çökeliş sırasında çökeliş alanının karasal malzeme etkisine açık olduğunu gösterir. İkinci ilişki ise Koçhisar ile Karandere köyü arasındaki alanda gözlenir. Burada evaporitler üzerinde temiz kuvars kumtaşları seviyeleri mevcuttur. Bu kumtaşları muhtemelen evaporit çökelişini takibeden dönemdeki kıyı çökeltilerini göstermektedir.

5. Hüsrev Yaylası civarında ve özellikle batısındaki yamaçlarda evaporitlerin altında ve üstüne gelen seviyelerde kalın, çok kaba taneli,



Şekil 5: İkinci evaporit seviyesinin arazi görünüşü. Beyaz rengi, masif karakteri ve civar birimlerle renk farkı oluşturmaları nedeniyle çok kolay tanınırlar.

Figure 5: Field appearance of the second evaporites. White colour, massive nature and colour contrast with surrounding sediments make them easily recognizable.

çok iyi yuvarlanmış çakıldaşları yer alır. Belirgin kırmızı renkleri, boylanmasız oluşları, mercekssel geometrileri bu çakıldaşlarının sınırlı alanda, muhtemelen yüksek alan önlerinde küçük yelpazeler olarak çökeldiklerini belirtir (Şekil 9).

6. Hüsrev Yaylası'nın hemen 100 metre kadar kuzeybatısında evaporitlerin kamalanması, çökme topoğrafyasına bağımlı olan, evaporitin çökeldiği topoğrafyanın ve yeni transgresyon başladığı zamandaki taban topoğrafyasının düzensizliğini gösterir. Aynı kamalanmanın aşınma sonucu olabileceği de öne sürülebilir.

7. Hanobası civarında evaporitlerin Üst Mestriştiyen öncesi karasal birimi (Asmaboğazi ve daha genç birimler olmaksızın) üzerlemesi, bu alandaki evaporit çökeliminden önceki yükselme ve aşınmaya işaret eder.

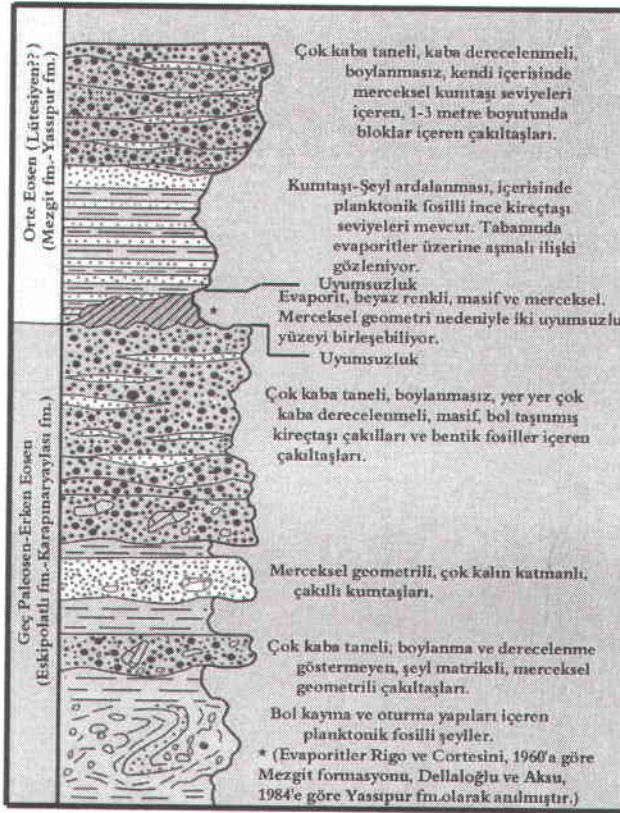
8. Aksaray doğusundaki alanlarda evaporitlerin (Geç Mestriştiyen öncesi karasallar yanında) granitleri de doğrudan üzerlemesi sadece sınırlı alanların yükselmesi ile açıklanamaz. Bu dönemde, yani evaporit çökelişi öncesi, önemli bir basen deformasyonu yanında, basenin şeklinde de değişimler meydana geldiğini ima edebilir. Bu dönemde anhidrit ve jips yanında tuz gelişimleri de, eğer çökeldiler ise, Aksaray-

Şereflikoçhisar trendinin güneyinde kalan ve o zamanki basenin derin kısımlarını oluşturan alanlarında beklenmelidir.

9. Bala kuzeylerinde Bala-Kırıkkale arasındaki topografik sırtın iki yanında evaporitlerin mevcudiyeti ve evaporitlerin bu sırtın iki yanında kırmızı renkli karasal çökellerle birlikte bulunmaları ve çukur alanları doldurmaları nedeniyle, sırtın evaporit çökelişinden önce jeolojik bir özellik olarak geliştiği ve evaporit çökelişini kontrol ettiği ifade edebilir.

Üçüncü evaporit seviyesinin alt ve üst kısımlarında, Mezgit Boğazi doğusunda, kırmızı rengi, çok kaba taneli ve çok kötü boylanmalı karakterleri ve mercekssel geometrileri ile dikkati çeken çakıldaşları yer alır (Şekil 9). Bu ilişki tarafımızdan bir uyumsuzluk olarak yorumlanmıştır. Bu kırıntılıların üstüne ise özellikle Mezgit Boğazi'nin iki yamacında gözlemlendiği kadarıyla aşmalı bir şekilde yeni bir denizel transgresyonun ürünü olan kumtaşı, şeyl, planktonik fosiller içeren killi kireçtaşları gelmektedir. Bu ilişki de yine bir uyumsuzluğa işaret etmektedir (Şekil 10).

Üçüncü evaporit seviyesi diğer bir çok alanda da benzer stratigrafik ilişkiler sunmaktadır. Evaporitlerin tabanında gözlemlenen aşınma



Şekil 6: Eosen yaşlı evaporitlerin stratigrafik konumunu gösteren sütun kesit. Evaporitler alttan ve üstten uyumsuzluk yüzeyleri ile sınırlanmışlardır. Evaporitlerin altındaki birim Rigo ve Cortesini (1959)'a göre Eskipolatlı formasyonu, Oktay (1985)'e göre Karapınaraylası formasyonudur. Evaporitler dahil üzerine gelen birim ise Rigo ve Cortesini (1959)'a göre Mezgit formasyonu, Oktay (1985)'e göre ise Yassipur formasyonudur. Adımlardaki bu farklılıklar dolayısıyla formasyon isminden ziyade yaş aralıklarının kullanılması tercih edilmiştir.

Figure 6: Columnar section showing stratigraphic position of the Eocene evaporites. The evaporites are bounded from above and below by unconformities. The unit underlying the evaporites is Eskipolatlı formation according to Rigo and Cortesini (1959), and Karapınaraylası formasyonu according to Oktay (1985). The clastics overlying evaporites are Mezgit formation together with the evaporites according to Rigo and Cortesini (1959) and Yassipur formation according to Oktay (1985). Due to this differences in formation names, we preferred the age range in the figures and in the text.

dönemi sadece ŞAFZ'nda değil diğer alanlardaki verilerle de desteklenmektedir. Bu veriler ve gözlemlendiği alanlar aşağıda sıralanmıştır:

1. Polatlı civarında Eosen çökelleri bir regresyonla sona ermektedir. Regresif çökellerin üst seviyelerine akarsu çökelleri hakimdir. Bu çökellerin hakimiyeti Eosen sonlarına doğru önemli bir deniz seviyesi düşüşünü işaret etmekte ve çökelim sona ermektedir. Takibeden dönemde yeni bir transgresyon izlenmemektedir.

2. Paşadağ güneydoğusunda evaporitler planktonik fosilli pembe-kırmızı renkli karbonat çamurtaşlarını üzerlemektedirler. Aynı evaporitler, Paşadağ doğusunda ise kumtaşları ile kumtaşı şeyl ardalanmasından oluşan litolojileri üzerlemektedirler. Bu ilişkilerde yine bir uyumsuzluğa işaret etmektedir.

3. Bala-Üçem hattının doğusunda evaporitler, kırmızı-pembe renkli karbonat çamurtaşları ve kumtaşı şeyl ardalanmasından oluşan litolojileri ayrı ayrı üzerleyerek yine aynı uyumsuzluğa işaret etmektedirler.

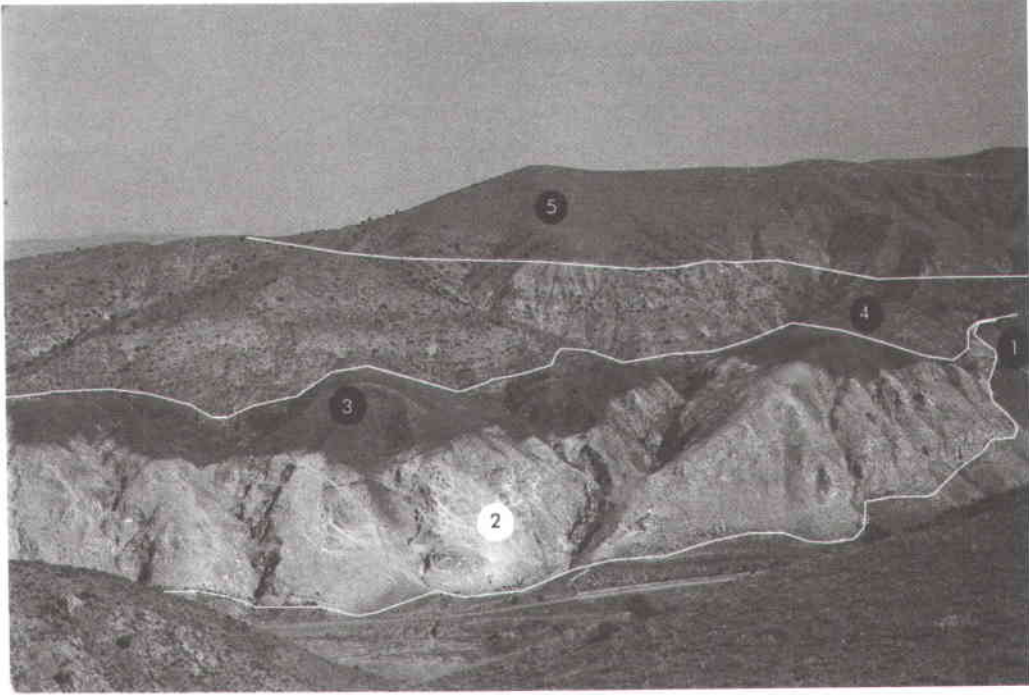
4. Yeniceoba-Yenice hattının doğusunda evaporitler olmasına rağmen bu hattın batısında evaporit gözlenmemektedir. Bu durum muhtemelen evaporitlerin gelişimi öncesi söz konusu alanda bir yükselimin oluştuğunu ve evaporit çökme çanağının bu hattın batısına uzanmadığını gösterir.

5. ŞAFZ boyunca gözlemlenen ve birbirine paralel uzanan antiklinal ve senklinalleri bu evaporitlerin örtmesi de evaporitlerin oluşumu öncesi bir deformasyonun oluştuğunu göstermektedir (Derman ve diğ. 2001, Derman ve diğ., hazırlanmakta).

6. Karaali köyünde (Ankara güneyindeki Beynam Ormanı doğusu), Çayraz formasyonu (Ünalan ve diğ. 1976) benzeri litolojiler Alt Paleosen olmadan Haymana Formasyonu üzerine gelmektedirler. Bu ilişki de bahsedilen uyumsuzluğa işaret etmektedir.

7. Evaporitler Mezgit Boğazı doğusundaki derede bir fay yüzeyine yaslanmaktadır. Bu ise çökme öncesi bir yapısal deformasyona işaret etmektedir.

Bu veriler Haymana-Tuzgölü Basenlerinde Eosendeki (üçüncü) evaporit çökelişi öncesi bir deformasyon ve aşınma döneminin geliştiğini göstermektedir. Bu deformasyonla birlikte



Şekil 7: Eosen evaporitlerinin Mezgit Boğazı'ndaki tipik mostrası. Burada evaporitler alttaki farklı birimleri üzerlerken, üstüne aşmalı bir dokanak ilişkisi ile yeni bir transgresif istif gelmektedir.

Figure 7: Typical exposure of Eocene evaporites in Mezgit Pass. while evaporites unconformably overlie different units, it is overlain by a new transgressive unit with an overlapping relation indicating an unconformity.

yine Bala-Kırıkkale hattının batısında gözlemlenen bindirme tektoniğinin de gelişmeye devam ettiği harita örnekleri ve stratigrafik ilişkilerden bilinmektedir (Dellaloğlu ve Aksu, 1984). Bu nedenle üçüncü dönem evaporitlerinin bir deformasyon dönemini takiben, muhtemelen ana denizle ilişkisi sınırlı hale gelen Tuzgölü baseninde oluştuğu söylenebilir.

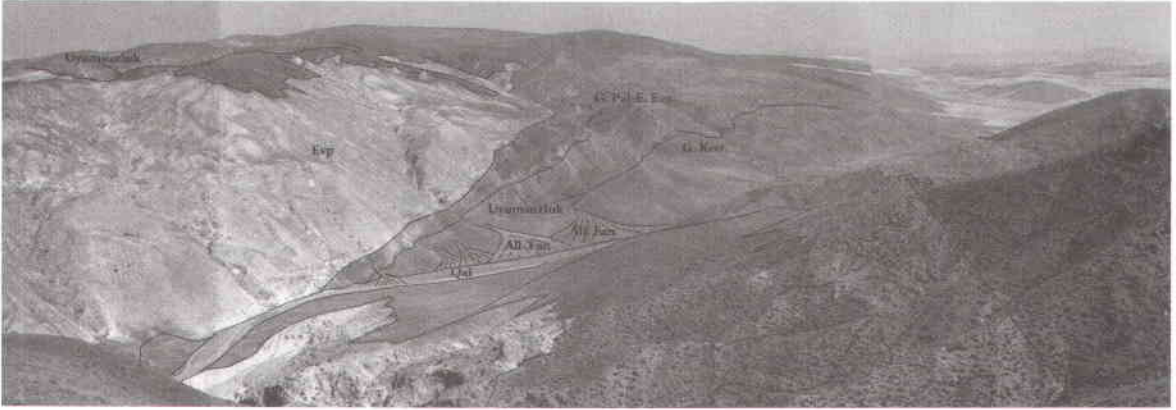
Dördüncü evaporit çökelişi Oligo-Miyosen çökelleri ile ilişkili olarak gözlenmektedir. Bu çökellerin gözlemlendiği alanlar, Şereflikoçhisar'ın doğusunda Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonu'nun kuzeyinde, Koçhisar'ın batısında ise Hıranlı yol sapağı civarında ve Şereflikoçhisar-Ankara yolunun kuzeyindedir. Burada gözlenen evaporitler akarsu çökelleri olarak yorumladığımız sediman paketinin üzerinde uyumsuz olarak yer alırlar. Laminallı ve/veya çok ince katmanlı jipsler ve arada kilttaşları ile bazı alanlarda ince taneli kumtaşı ve silttaşları ardalanmasından oluşurlar. Dağılımları sınırlıdır ve jips laminalları arasında yer alan ince taneli kumtaşları ve silttaşları herhangi bir sedimanter yapı göstermezler, ancak çok iyi boylanmalıdır (Derman

ve diğ., 2001; Derman ve diğ., hazırlanmakta).

Gerek yayılımlarının sınırlı olması, gerekse laminallı karakteri bu evaporitlerin yerel sığ evaporit çökeliş alanlarında geliştiğini göstermektedir. Bunların ince taneli kumtaşları ve silttaşları ile ardalanmaları, çok iyi boylanma göstermeleri ve herhangi bir sedimanter yapı göstermemeleri, muhtemelen rüzgarlar tarafından taşınan ince silisli kırıntılı malzemeye işaret edebilir.

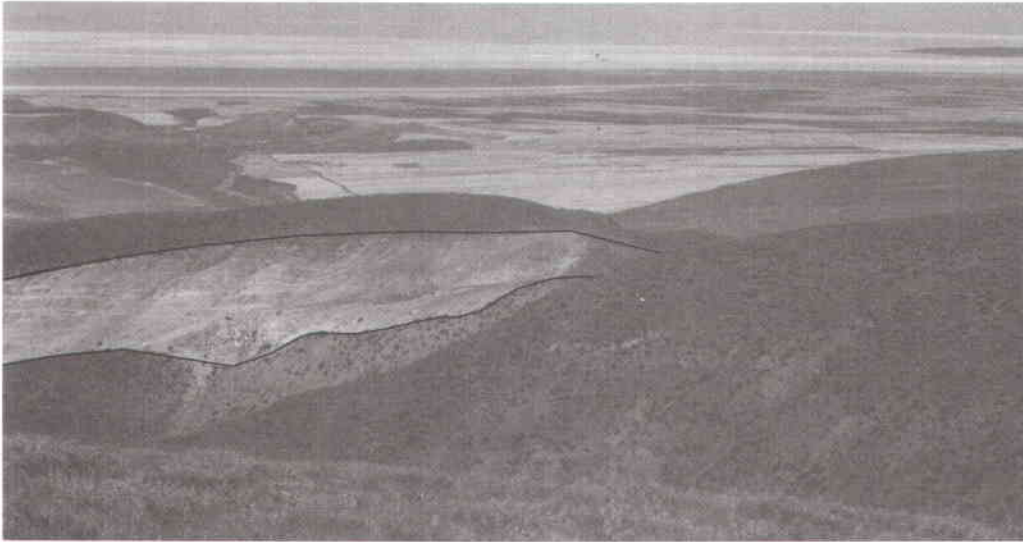
Beşinci evaporit çökelişi Miyo-Pliyosen çökelleri içerisinde gözlenmektedir. Bunlar daha ziyade çok sınırlı alanlarda gelişmiş olan ve karasal birimler içerisinde yer alan jipsler ve jipsli marnlar şeklindedir. Karasal birimler içerisinde yer almaları nedeniyle küçük birikinti alanlarında oluşmuş olmalıdırlar. Ayrıca Miyo-Pliyosen yaşlı akarsu çökelleri içerisinde, Kesikköprü güneybatısında jips kumları gözlenmektedir.

Altıncı evaporit oluşumu ise güncel olan evaporitlerdir. Bunlar bugünkü Tuzgölünde gelişen tuzlar ve Gez ve Boluk göllerinde oluşan jips ve mirabilittir (Uygun, 1981).



Şekil 8: Mezgit Boğazı'nın doğusunda ve Hüsrev Yaylası batısında yer alan dereye Eosen evaporitlerinin stratigrafik ilişkileri ve evaporitlerin altında ve üstünde gelişen karasal birimler görülmektedir.

Figure 8: Stratigraphic relation of Eocene evaporites in an exposure along a creek between Mezgit pass and Hüsrev yayla. Continental clastics are seen underlying and overlying the same evaporite.



Şekil 9: Hüsrev Yaylası'nın hemen batısında Eosen evaporitleri kamalanarak sonlanırlar. Bu sonlanma kırmızı renkli, kaba taneli bir çakıltı taşı içerisinde olduğu gibi hemen Hüsrev Yaylası'nın batısındaki yamaçta denizel birimler içerisinde de bitmektedirler. Bu da yine altında ve üstünde yer alan uyumsuzluktan kaynaklanmaktadır.

Figure 9: Evaporites wedges out in the west of Hüsrev Yayla. This relation is observed in between red coloured continental clastics as well as gray coloured marine shales as observed near west of Hüsrev Yayla. This relations is resulting from unconformable relations.

GENEL DEĞERLENDİRME VE YORUM

Tuzgölü ve civarında yapılan çalışmalarda çeşitli sonuçlar yayınlanmıştır. Bunlardan bazılarını daha önce giriş ve jeolojik konum kısmında değinilmiştir ve bu nedenle tekrar edilmeyecektir. Ancak son yıllarda yapılan çalışmalarda evaporitleri yaşlandırma konusunda çabalar da sürmektedir. Bu kapsamda Varol ve diğerleri (2000), basendeki evaporitlerden derledikleri numunelerde stronsiyum izotobunu

kullanarak yaşlandırmayı denemişlerdir. Bu çalışmaya göre basendenki evaporitlerin hepsinin Eosen yaşında olduğu öne sürülmüştür. Ancak stratigrafik konumları yukarıda tariflendiği ve aşağıdaki tartışılacağı gibi farklı zaman dilimlerinde çökelmiş evaporit paketlerine işaret etmektedir.

Tuzgölü ve civarında yapılan gözlemler altı ayrı dönemde evaporit gelişimi olduğunu göstermektedir. Bunlardan son üç tanesi



Şekil 10: Mezgit boğazında Eosen yaşlı evaporitler yeni bir transgresif istifile üzerlenmektedir. Buradaki çizgiler sedimanların aşmalı ilişkisini ifade etmektedir.

Figure 10: Eocene evaporites are overlain by a new transgressive unit in Mezgit Pass. Lines and arrows indicate overlapping relation.

(Oligo-Miyosen, Miyo-Pliyosen ve güncel olanlar) bir tarafa bırakılırsa, ilk üç dönem önemlidir. Zira son üç dönem karasal ürünlerdir. İlk üç dönem ise denizel bağlantılı olan evaporitler olarak ele alınabilirler. Bunun ana nedenleri aşağıda tartışılmaya çalışılacaktır.

İlk evaporitlerin, genelde kırmızı rengi ile belirgin olan kırıntılı çökeller içerisinde yer almaları, tane boyunun ince olması ve kırmızı silttaşı-çamurtaşı ile ardalanmaları, çökelmelerinin karasal bir ortam ürünü olduğunu göstermektedir (Schriber, 1978). Kırmızı renkli çökellerle ardalanma, evaporit çökeliiminin zaman zaman sellenmelerle kesikliğe uğratıldığını göstermekte ve karasal kökene işaret etmektedir (Kendal, 1984). Bu tortulların sedimentolojik karakterleri ve stratigrafik ilişkileri, muhtemelen alüvyon yelpazelerinin saçak kısımlarında, yeraltı sularının boşalım alanlarında gelişen mevsimsel göllerde çökelmiş olabileceklerini gösterir (Hardie, 1984). Bir diğer ihtimal ise buradaki yelpazelerin denizel bir basene birleşik olmaları, deniz suyunun gözenekli sedimanlar boyunca karaya doğru girerek kapillarite ve buharlaşma etkisiyle evaporit oluşturmalarıdır (Kendal, 1984; Hardie, 1984). Zira bu evaporitlerin çökeltme zamanlarında basende deniz mevcudiyeti bilinmektedir (Derman ve diğ., hazırlanmakta). Evaporitlerin çökeltme koşullarının tartışılması bu makalenin boyutlarını aşacağı için daha fazla detaya girilmeyecektir.

İkinci evaporit seviyesi olan ve üst Mestriştien ile üst Paleosen çökelleri arasında

yer alan anhidritler ise daha ziyade kalın, masif ve taban kısımlarında kırmızı toprak zonları içeren çamurtaşları ile çakıltaşlarının üzerine gelmekte, ve gri, yeşilimsi gri renkli planktonik fosilli şeyllerle (Geç Paleosen) üzerlenmektedirler (Görür ve Derman, 1978). Sınırlı bir alanda yüzeylemeleri nedeniyle çok fazla fasiyes değişikliği gözlenmeyen bu evaporitler masif yapıları, fasiyes değişikliği göstermemeleri ve denizel bir istifile üzerlenmeleri nedeniyle denizel basen evaporitleri olarak yorumlanabilir. Basen evaporitlerinin ana denizle bağlantılı ve denizle devamlı su alışverişinde bulunan basenlerde geliştiği bilinmektedir (Scruton, 1953; Schriber, 1978, 1988; Kendal, 1984; Hardie, 1984). Evaporitlerle geçişli kırıntılı veya karbonat sığ denizel fasiyeslerin yokluğu (Schriber, 1978), jips kristalli algal yaygıların ve mercekssel anhidrit nodullerinin eksikliği (Shearman, 1984; Schriber, 1984; James, 1984) bu evaporitlerin kıyasal sabkha evaporitleri olma olasılığını da ortadan kaldırmaktadır. Bu nedenle bu evaporitlerin basen evaporitleri olabileceği düşünülmelidir. Basen evaporitlerinde özellikle basenin kenar kısımlarında jips ve anhidrit hakim olurken basenin en derin kısımlarında tuz birikebilmektedir (Schriber, 1978; Kendal, 1984, 1988; Krumbain ve Sloss, 1963). Bu nedenle bu evaporitlerin çökeltim döneminde basenin derin kısımlarında tuz çökeltmesi beklenmelidir. Basende açılmış olan Bezirci-1, TG-1a gibi kuyularda kesilen ve sismik kesitlerde tuz duvarları olarak yorumlanan

tuzların da bu dönemde gelişme olasılığı yüksektir. Söz konusu evaporitlerin daha sonraki dönemde özellikle üçüncü evaporitlerin gelişme dönemi öncesindeki tektonik hareketlerle dengelerinin bozulduğu, tuz domları oluşturmaya başladığı ve daha sonraki dönemlerde evaporitler ve diğer çökeller biriktikçe de büyümeye devam ettiği spekülasyonu yapılabilir (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

Buradaki evaporitlerin altında, daha alt seviyelerdeki kireçtaşlarının çakılları ile kalıçı içeren kırmızı renkli çamurtaşları varlığı, evaporitlerin çökelişi öncesi bu alanların kara haline geldiğini göstermektedir. Üst Paleosen şeyilleri içerisinde gözlenen bol kireçtaşı çakıl ve blokları, Geç Paleosen sırasında üst Mestriştiyen ve alt Paleosen çökellerinin yakın alanlarda yüzeylendiğini ve aşındırıldığını göstermektedir. Ayrıca bu dönemde daha doğu alanlarda (Altınkaya "Çardak" ile Karapınar Yaylası arasında) sadece Üst Paleosen çökellerinin eski derin vadileri dolduracak şekilde, (Üst Mestriştiyen çökellerini tamamen aşındırarak yaklaşık 100 metrelik bir aşınma yüzeyi üzerinde) Üst Mestriştiyen öncesi karasal birimleri üzerlemesi bu alandaki deniz seviyesi düşüşü ve/veya kenar alanların yükselmesinin boyutlarını ifade etmektedir (Derman ve diğ., 2001). Doğru alanlarda deniz seviyesi düşüşünü takiben basen kenarındaki alanlarda derin vadiler kazılmış ve bu derin vadiler basene malzeme taşınmasını sağlamışlardır. Açılan vadiler Geç Paleosende, transgresyon sırasında kısmen doldurulmuş olmalıdır. Daha doğu alanlarda, özellikle Hanobası civarında, Eosen evaporitlerinin doğrudan Geç Mestriştiyen yaşlı kırmızı renkli karasal birimi üzerlemeleri bu alanlardaki aşınmanın daha fazla olduğunu göstermektedir (Derman ve diğ., 2001).

Basende çökelmiş olan kalın iki evaporit seviyesinin çökme nedenleri konusunda çeşitli modeller öne sürülebilir. Ancak bu çalışma sırasında gözlenen nedenlerden en önemlisi deniz seviyesi düşüşleridir. Bu deniz seviyesi düşüşleri ile ilgili veriler aşağıda tartışılacaktır.

İkinci evaporit seviyesinin gözlemlendiği Erken Paleosen ile Geç Paleosen arası bir dönemde, Tuzgölü Baseni'nin doğu kenarında gözlemlenen, deniz seviyesi düşüşü ile ilgili veriler aynı zamanda Haymana Baseni'nde de

kendisini belli etmektedir. Bu seviye düşüşünün verileri olarak kullanılabilecek olaylar aşağıdaki gibi sıralanabilirler:

1. Haymana formasyonunu üzerleyen ve kırmızı rengi, içerisindeki gölsel kireçtaşı seviyeleri, merkezi geometri sunan kumtaşı ve gölsel kireçtaşlarının varlığı yanında kalıçı zonları ile de karakteristik olan Kartal formasyonu, Yeşilyurt köyü güneylerinde mostra veren Haymana Baseni'nin şelf kenarına kadar ilerlemiştir. Bu alanda Kırkkavak formasyonu, Çaldağ ve Beyobası formasyonları arasındaki uyumsuz ilişki basen kenarında bir aşınmanın olduğunu ifadesidir (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

2. Temirözü civarında Geç Paleosen öncesi alüvyon yelpazesi çökellerinin gelişimi, Karahamzalı civarında, Kartal formasyonunu Kırkkavak formasyonunun üzerlemesi yine aynı uyumsuzluğun verisi olarak kullanılabilir (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

3. Kartal formasyonunun batı ve kuzey-batıya doğru kalınlığını artırarak devam etmesi, ve Tanesiye yaşlı Kırkkavak formasyonu (Sirel, 1998) ile üzerlenmesi deniz seviyesi düşüşünün bu alanlarda da mevcut olduğunu göstermektedir. Haymana formasyonu çökelişi sonrası gözlenen bu deniz seviyesi düşüşünün ne kadar bir aşınmaya sebep olduğu henüz hesaplanmış değildir. Aşınma miktarının bilinmesi özellikle tüm basendeki evaporitlerin oluşum mekanizmasını açıklamak açısından son derece önem arz etmektedir (Derman ve diğ., hazırlanmakta).

Aynı dönemde Kırkkale ile Bala arasındaki alanlara bakıldığında bir bindirmenin geliştiği gözlenmektedir (Norman, 1975; Dellaloğlu ve Aksu, 1984). Bu bindirme diliminin bu dönemde geliştiğini bildiren en önemli veri dilim içerisinde yer alan kayaçların sadece Üst Mestriştiyen yaşlı kayaçlardan oluşmasıdır (Dellaloğlu ve Aksu, 1984). Bu da gösteriyor ki deniz seviyesi düşüşünü sağlayan olay tektonik ile bağıntılıdır ve belkide bu dönemdeki bindirme tektoniği basenin ana denizle bağlantısını sınırlandırmış olmalıdır. Sınırlı alanda gözlemlenen bindirme, belkide Neotetis'in kuzey kolunun kapanmasını sağlayan tektoniğin bir sonucu olmalıdır. Sadece Tuzgölü ve Haymana Basenlerini değil evaporitlerin gözlemlendiği Çankırı-Çorum ve Sivas basenlerini de aynı ölçüde etkileyen olayların

uzantısı olabilir. Bu sınırlandırma sonucunda basendeki su sirkülasyonu yavaşlamış ve evaporit çökelimini sağlamıştır. Basende değişimleri sağlayan tektonik hareketlerin basen şeklinde de değişikliklere sebep olması doğaldır.

Stratigrafik ilişkiler, üçüncü evaporit çökeltme döneminin, basende, önemli bir yapısal deformasyondan sonra geliştiğini göstermektedir. Yukarıda belirtildiği gibi, üçüncü evaporit seviyesinin altındaki ve üstündeki birimlerle uyumsuz ilişkileri bunu doğrular niteliktedir. Bu ilişkiler yukarıda anlatıldığı için yeniden anlatılmayacaktır.

Burada sözü edilen evaporitlerin yeni bir transgresyonla üzerlenmeleri, çökelimlerinin açık denizle bağlantılarının yeniden sağlanması ve normal deniz tuzluluğuna kavuşma nedeniyle sona ermiş olduğunu gösterebilir. Deniz bağlantısının kesilmesi yine ikinci evaporitte tartışılan sebeplerle aynı olmalıdır.

Tüm bu veriler Eosen evaporitleri çökelimi öncesinde bölgede gelişen deformasyonun boyutunun çok geniş ve basen topografyasındaki düzensizliğin ileri derecede olduğunu, dolayısıyla gelişen evaporitlerin bu topoğrafyayı doldurduğunu anlatmaktadır.

Dördüncü evaporit seviyesi özellikle Şereflikoçhisar doğusu ile batısında gözlenen ince katmanlı ve laminalı olan jipsler, ince taneli kum ve siltler ile ardalanmaktadır. Altında ve üstünde yer alan birimlerin karasal karakteri bu evaporitlerin de karasal ortam ürünü olduklarını gösterir. Bu evaporitler özellikle Şereflikoçhisar'ın hemen doğusundaki vadide ve Tuzgölü'nün kuzey ucunun doğusunda Hirfanlı kavşağı ile Ankara yolu arasındaki alanda fay zonunu geçerek güneye aşmaktadır. Bu ilişkilerden, fay zonunun üzerinde oluşan vadi sistemlerinden evaporitlerin öncesinde oluşan akarsu sisteminin ve evaporitlerin fay zonunu geçerek güneye indiği anlaşılmaktadır. Bugün bu evaporitlerin yükselen blokta yer alması ve düşen blokta genç birimlerle üzerlenmeleri, evaporitlerin çökelimini kontrol eden topografyanın fay kontrollu olduğunu ve çökelmelerinden sonra da deformasyona uğradıklarını ifade etmektedir.

Beşinci evaporit çökelimi Miyo-Pliyosen yaşlı kabul edilen Cihanbeyli formasyonu içerisinde yer yer gözlenen jipslerden oluşmaktadır. Bu jipsler de yine tamamen karasal olan

Cihanbeyli Formasyonunun çökelimi sırasında karasal playaya göllerinde çökelmiş olmalıdır.

Altıncı evaporit çökelimi ise halen Tuzgölü'nün güneyindeki alanlarda halen aktivitesini sürdüren göllerde oluşmaktadır. Bu evaporitler güncel Tuzgölü ile ilişkili olarak çökelimini sürdürüyor olabilir.

SONUÇLAR

Yapılan çalışmaların ışığında, basende gelişmiş olan evaporitleşme dönemleri basenin evrimi ve stratigrafik ilişkileri açısından çok değerli veriler sunmaktadır. Bu veriler Tuzgölü'nün değerlendirilmesi yanında komşu basenlerin değerlendirilmesine de önemli katkılar sağlayacak niteliktedir. Zira evaporit gelişim dönemleri basendeki önemli olaylara tekabül etmektedir. Burada vurgulanması gereken önemli nokta Haymana-Tuzgölü ve Ulukışla basenlerinin kuzeyden muhtemelen Neotetis okyanusunun kapanmakta olan kuzey kolu ile bağlantılı bir iç basen olduğu yönündeki verilerdir. Güneyde Ulukışla civarında yer alan stratigrafik ilişkiler, güneyden bir bağlantının olamayacağını göstermektedir (Derman ve diğ., hazırlanmakta). Halbuki kuzeyden bağlantının olabileceğini, benzer karakterler sunan ve kalın evaporitler içeren Çankırı-Çorum ve Sivas basenleri ima etmektedirler. Kapanmasına yakın dönemde, Neotetis'in kuzey kolunun güney kenarındaki deformasyonlar nedeniyle, bir iç deniz durumuna gelmiş olan bu basenlerin ana denizle bağlantısını zaman zaman sınırlanarak evaporit çökelimine yol vermesi pekala mümkündür. Evaporit çökeltmesi için basendeki suyun tamamen kurumasının gerekmediği ve derin denizel evaporit modellerinin varlığı bilinmektedir (Kendal, 1980, daha detaylı tartışma için Derman ve diğ., hazırlanmakta).

Bu nedenle, bu basende gözlemlenen olayların sadece bu basenlere özgü olmadığını, Çankırı-Çorum ve Sivas basenleri ile de korele edilebileceğine inanıyoruz. Bu nedenle erişilen sonuçlar aşağıdaki gibi özetlenebilir:

1. Tuzgölü Baseni'nde birden fazla evaporit döneminin varlığı stratigrafik ilişkilere dayanılarak belirlenmiştir. Bu çökellerden en az iki tanesinin basen evaporitleri olduğu çökel karakterlerinden yola çıkılarak söylenebilir. Aynı evaporit dönemleri Çankırı baseninde açılan

kuyuda kesilen tuzlar ve evaporitlerle eşleştirilebilirler.

2. Evaporit çökel dönemleri basende veya basenlerde önemli aşınma ve deformasyon dönemlerine tekabül etmektedir.

3. Evaporit çökelme dönemleri basenin veya basenlerin yapısal ve çökel evrimi ile çok yakından ilişkilidir.

4. Haymana-Tuzgölü ve Ulukışla basenleri, Çankırı-Çorum ve Sivas basenlerinin bir uzantısı olmalıdır.

5. Evaporit çökel dönemleri ve yapısal evrim birlikte değerlendirilerek basenin yeraltı değerlendirilmesi yeniden yapılmalı ve petrol potansiyeli gözden geçirilmelidir.

KATKI BELİRTME

Öncelikle bu makalenin yayınlanmasına izin veren Türkiye Petrolleri A. O. Genel Müdürlüğü'ne şükranlarımı sunarım. Ayrıca makaleyi okuyarak yapıcı eleştirileri ile gelişmesine katkıda bulunan sayın Prof. Dr. Nizamettin Kazancı'ya ve Prof. Dr. Güner Ünal'ın'a teşekkür ederim. Şekillerin hazırlanmasında yardımlarını esirgemeyen meslekdaşım sayın Hasan Güney'e ayrıca teşekkür borçluyum. Her şeyden öte, Tuzgölü Workshop'ından sonra makalelerin yayınlanması için her türlü çabayı sarfeden Organizasyon Komitesi sekreteri sayın Doç. Dr. Mustafa Afşin'in gayretleri takdirin ötesindedir. Kendisinin çabaları olmadan bu katkılar sağlanamazdı.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arıkan, Y., 1975, Tuzgölü havzasının jeolojisi ve petrol imkanları, Maden Tetkik ve Arama Dergisi, cilt 85, s.17-38.
- Dellaloğlu, A. A. ve Aksu, R., 1984, Kulu, Şereflikoçhisar, Aksaray dolayının jeolojisi ve petrol olanakları, TPAO Raporu, no: 2020 (Yayınlanmamış), Ankara.
- Derman, S., 1980, Tuzgölü doğu ve kuzeyinin jeolojisi, TPAO Raporu, no: 1512, (Yayınlanmamış), Ankara
- Derman, A. S., Rojay, B., Güney, H. and Yıldız, M., 2001, Şereflikoçhisar-Aksaray Fay Zonu'nun evrimi hakkında yeni sedimentolojik veriler, (bu sayıda).
- Görür, N., ve Derman, A., S., 1978, Tuzgölü-

Haymana Havzası'nın stratigrafik ve tektonik analizi, TPAO Arşivi, Rapor no: 1514 (Yayınlanmamış), Ankara.

- Hardie, L. E., 1984, Evaporites; Marine and non-marine. American Journal of Science, 284, 193-240.
- James, N., 1984, Shallowing upward sequences in carbonates; in R. G. Walker (ed.), Facies Models, Geoscience Canada Reprint Series No. 1, Canada.
- Kendal, A. C., 1984, Evaporites; in R. G. Walker (ed.), Facies Models, Geoscience Canada Reprint Series No. 1, p. 145-174.
- Kendal, A. C., 1988, Aspects of evaporite basin stratigraphy; in B. C. Schriber (ed.), Evaporites and hydrocarbons. Columbia University Press, New York, p.11-65.
- Krumbain W. C. and Sloss, L. L., 1963, Stratigraphy and Sedimentation, 2nd Edition, Freeman, San Francisco.
- Norman, T., 1975, Ankara-Yahşihan bölgesinde Üst Kretase-Alt. Tersiyer istifinin stratigrafisi, TJK bülteni, cilt 15, sayı 2, s. 180-276.
- Oktay, F. Y., 1985, Tuzgölü Baseni Aksaray-Paşadağ trendi sedimentolojik incelemesi, I. T. Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, TPAO Arşivi, Rapor no. 2107.
- Oktay, F. Y. ve Dellaloğlu, A. A., 1987, Tuzgölü Havzası (Orta Anadolu) stratigrafisi üzerine yeni görüşler (new views on the stratigraphy of the Tuzgölü Basin-Central Anatolia), Türkiye 7. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, Jeoloji, s. 312-321.
- Rigo de Righi ve Cortesini, A., 1959, Regional studies of Central Anatolia Basin, progress report, Petrol İşleri Genel Müdürlüğü Arşivi, Rapor No. 11 (Yayınlanmamış).
- Schriber, B. C., 1978, Environments of sub-aqueous gypsum deposition; in W. E. Dean and B. C. Schreiber (eds.), Marine Evaporites, SEPM Short Course No. 4, Oklahoma City.
- Schriber, B. C., 1988, Subaqueous evaporite deposition; in B. C. Schriber (ed.) Evaporites and Hydrocarbon, Columbia University Press, New York, p. 182-255.
- Scruton, P. C., Deposition of evaporites, American Association of Petroleum

- Geologists v. 37, p. 2498-2518.
- Shearman, D. J., 1978, Evaporites and coastal sabkhas, in W. E. Dean ve B. C. Schriber (eds.), Marine Evaporites, SEPM Short Course No. 4, Oklahoma City.
- Sirel, E., 1998, Foraminiferal description and biostratigraphy of the Paleocene-Lower Eocene shallow water limestones and discussion on the Cretaceous-Tertiary boundary in Turkey, General Directorate of the Mineral Research and Exploration Monografi Series No.2, Ankara.
- 'nın stratigrafik ve çökelse gelişmesi, TPAO Arşivi, Rapor no: 1227
- Uğurtaş, G., 1975, Tuzgölü Havzası'nın bir bölümünün jeofizik yorumu, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Dergisi, 85, 38-44.
- Uygun, A., 1981, Tuzgölü Havzası'nın jeolojisi, evaporit oluşumları ve hidrokarbon olanakları, TJK İç Anadolu Sempozyumu, s. 66-71, Ankara
- Uygun, A., Yasar, M., Erkan, M.C., Bas, H., Celik, E., Aygun, M., Bilgiç, T., Kayakıran, S., ve Ayok, F., 1982, Tuzgölü Havzası Projesi, cilt 2, Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Raporu, (Yayınlanmamış), Ankara.
- Ünalın, G., Yüksel, V. Tekeli, T., Gönenç, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-Polatlı yöresinin (GB Ankara) Üst Kretase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi, Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, cilt 19, sayı 2, s. 159-176.
- Varol, B., Kazancı, N. ve Tekin, F. G., 2000, (Abstract) Tuzgölü ve yakın civarı Eosen-Oligosen jipslerinin sedimentolojik ve izotopik özellikleri, Haymana-Tuzgölü-Ulukışla Basenleri Uygulamalı Çalışma (Workshop), N.Ü. Aksaray Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Aksaray.

TUZGÖLÜ HAVZASI GÜNEYBATISINDAKİ (ALTİNEKİN-KONYA) TEMEL KAYAÇLARININ JEOLJİSİ

GEOLOGY OF THE BASEMENT ROCKS IN THE SOUTHWEST OF THE TUZGÖLÜ BASIN (ALTİNEKİN-KONYA)

Yaşar EREN

S.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü Kampüs-KONYA

ÖZ

Geç Permian-Eosen yaşlı temel kayaçları, Altinekin (Konya) çevresinde Akçaşar ve Altinekin faylarının sınırladığı üçgen geometrili ve kuzey-güney gidişli bir horst yapısı içinde yüzeylenmektedir. Temel kayaçları en altta kökünde siğ denizel mermer dolomit mermer ve metakirintililerden, üstte ise pelajik ve olistostromal özellikli mermer, kalkıştı metaçört ve metakirintililerden oluşmaktadır. Söz konusu birimler tektonik olarak, başkalaşıma uğramış ofiyolitik melanj ve ofiyolitler tarafından üzerlenmektedir. Kıta kenarı ve okyanusal özellikli bu kayaçları açılı bir uyumsuzlukla Paleosen-Eosen yaşlı siğ-denizel kırıntılı kayaçlar örtmektedir. Yörenin en genç birimlerini ise, Miyosen-Kuvaterner yaşlı karasal kayaçlar oluşturur.

Menderes-Toros blokunun kuzey kesimine ait pasif kıta kenarını oluşturan temel kayaçları, bu pasif kıta kenarının kuzeye doğru Kırşehir bloku altına dalma-batması ve sonuçtaki kenetlenme ile önce YB/DS sonra düşük dereceli yeşilist fasiyesinde başkalaşıma uğramış, naplı ve ekaylı yapılar kazanmıştır. Bu kayaçlar, aynı süreçte dördü eş eksenli olmak üzere en az altı evreli bir deformasyona ve kıvrımlanmaya uğramışlardır. F_1 -, F_2 -, ve F_3 - evreleri YB/DS metamorfizması, F_4 -, F_5 - evreleri ise, düşük dereceli yeşilist fasiyesi koşullarında gerçekleşmiştir. F_6 - deformasyonu post metamorfiktir. Yapısal analizler, yöredeki tektonik taşınmaların sırasıyla, kuzeydoğudan güneybatıya, kuzeybatıdan güneydoğuya ve güneyden kuzeye olmak üzere en az üç ayrı yönde geliştiğini ortaya koymuştur. Miyosen ve sonrasındaki blok faylanmalar, Akçaşar ve Altinekin faylarını oluşturmuştur. Batıya eğimli bir normal fay niteliğinde olan Altinekin fayı aktif bir fay olup, 1921 yılında Ms:5.7 büyüklüğünde bir

deprem üretmiştir. Altinekin fayı, Altinekin ve çevresi ile Konya il merkezine de deprem açısından bir risk oluşturmaktadır.

ABSTRACT

In the vicinity of the Altinekin (Konya) town, the Late Permian-Eocene aged basement rocks crop out in a triangular north-south trending horst structure which is bordered by Altinekin and Akçaşar faults. The basement is made up of L. Permian- E. Cretaceous aged metacarbonates and metaclastics representing shallow marine rocks in origin, and Late Cretaceous aged metamorphosed pelagic and olisthostromal rocks. These rocks are overthrust by metamorphosed Late Cretaceous ophiolitic melange and Mesozoic ophiolite, respectively. All these rocks are covered unconformably by the ?Paleocene-Eocene aged unmetamorphosed shallow-marine clastics. Miocene-Quaternary continental rocks are the youngest unit of the region.

The subduction of the Late Permian-Cretaceous rocks, which are the part of the passive continental margin of the Menderes-Tauride block, under the Kırşehir block developed obduction of ophiolite and HP/LT metamorphism. The final suturing in the region, produced low-degree greenschist metamorphism and imbricated structures. During these events, the rocks of the study area were influenced at least six phases of deformation and folding. The F_1 -, F_2 -, and F_3 - phases developed during the HP/LT metamorphism while F_4 - and F_5 - phases were accompanied by the later greenschist metamorphism. The F_6 - phase is post-metamorphic. The tectonic transport directions in the study area, during the deformation of the basement rocks, are from northeast to the

southwest, from northwest to the southeast and from south to the north, respectively. The block faultings which were activated from Miocene and onwards formed Akçaşar and Altınekin normal faults. The 1921 earthquake (Ms: 5.7) in the study area, has shown that the Altınekin fault is an active fault.

GİRİŞ

Konya'nın 60 km kuzeydoğusunda Altınekin ilçesi ve çevresini kapsayan inceleme alanı (Şekil 1), Bozdağlar masifinin en doğu kesimini oluşturmaktadır ve İç Toros Kenedinin batısında yer almaktadır. Egemen olarak kenet kuşağına ilişkin YB/DS metamorfizmasına uğramış kayaçları bünyesinde barındıran inceleme alanı, Ketin (1966) tarafından Anatolitler bünyesindeki Alpin metamorfikler olarak tanımlanmış, Özgül (1976) tarafından ise, Bolkardağı birliği içine dahil edilmiştir. Karaman (1984 ve 1986), yöredeki birimleri ilk kez litostratigrafi ve litodem birim ayırtlama kurallarına uygun olarak adlandırmış ve inceleme alanındaki kayaçların stratigrafik ve yapısal özelliklerini irdelenmiştir. Özcan ve diğ. (1988 ve 1990) bölgesel ölçekli çalışmalarında yöre için Karaman'dan (1986) farklı bir stratigrafi ortaya koymuşlardır. Ulu ve diğ. (1994) ise, yöredeki kayaçların stratigrafisini ve genel yapısal özelliklerini vermişlerdir. Son olarak Özgül ve Göncüoğlu (1999), Altınekin çevresindeki kayaçların metamorfizma özelliklerini açıklamış ve yöredeki kayaçların çok evreli bir başkalaşıma uğradığını belirtmişlerdir. Bu çalışmalarda, çok evreli ve şiddetli kıvrımlanmaya uğrayan yöredeki kayaçların yapısal özellikleri genel olarak ele alınmış ve farklı tektonik yorumlara gidilmiştir. Örneğin, Karaman (1986), yörede kuzeyden güneye doğru bir tektonik taşınmanın varlığını belirtirken, Özgül ve Göncüoğlu (1999) ise, kuzeyden güneye doğru bir tektonik taşınma öne sürmüşlerdir. Mevcut çalışmada ise, yörenin tektonostratigrafisi yeterli ayrıntıda verilecek, çok evreli deformasyona uğramış bölgedeki kayaçların yapısal özellikleri özetlenecek ve özellikle ilk evredeki tektonik gelişimi ayrıntılı mesoskopik analizlere dayalı olarak açıklanmaya çalışılacaktır.

STRATİGRAFİ

İnceleme alanının batısında gerçekleştirdiği çalışmalarda Eren (1993 ve 1996a), Bozdağlar masifi içinde otokton ve allokon metamorfik

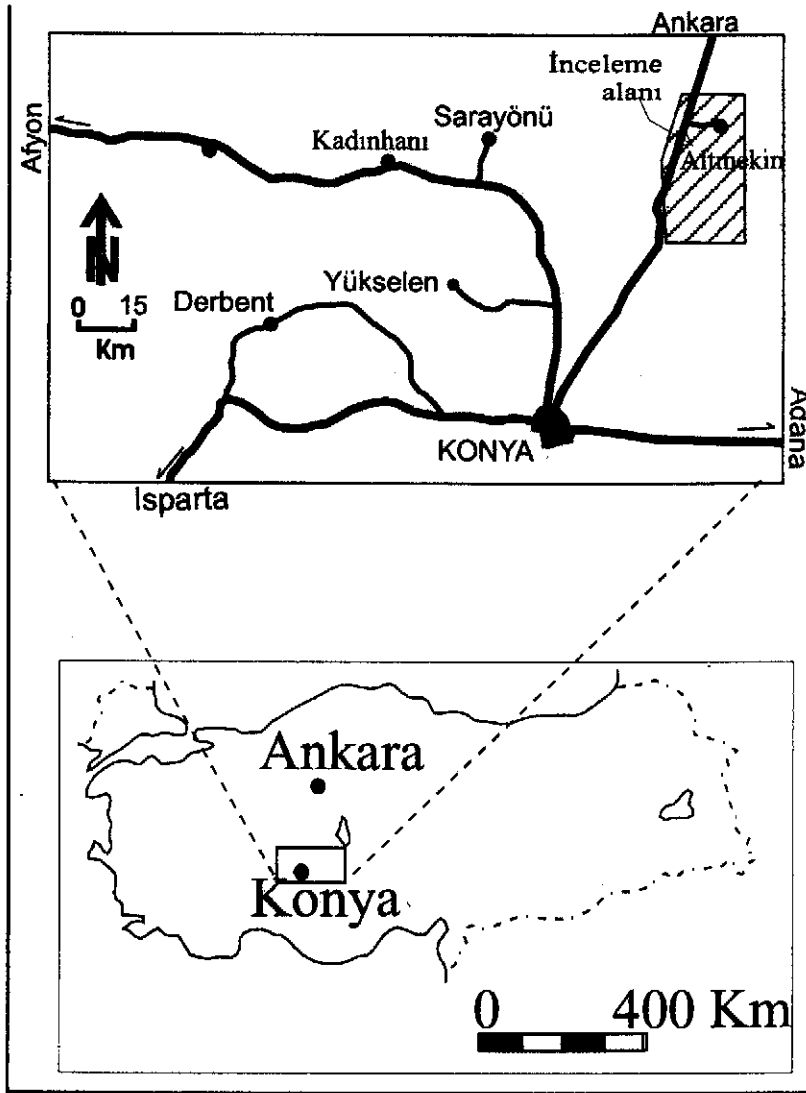
birliklerin varlığı ortaya koymuştur. Arazi gözlemleri, Altınekin ve çevresinde yer alan kayaçların Bozdağlar Masifi'nin allokon konumlu metamorfik kayaçların devamı olduğunu göstermiştir. Buna göre, inceleme alanında Geç Permiyen-Kretase yaşlı kıta kenarı kayaçları ile bunları tektonik olarak üstleyen Mesozoyik yaşlı okyanusal kayaçlar ve Neotokton Miyosen-Kuvaterner yaşlı karasal kayaçlar yüzeylenmektedir (Şekil 2 ve 3). Bu bölümde, yöredeki birimler yaşıdan gence ve tektono-stratigrafik konumlarına göre tanıtlmaya çalışılacaktır.

Ertuğrul Formasyonu:

İnceleme alanında varlığı ilk kez bu çalışmada ortaya konan Ertuğrul formasyonu, inceleme alanının güneybatısında Erdoğan T.'nin 1 km kuzeyinde tektonik dokanaklı, Bayır T.'nin güneydoğusunda ise, bir senklinalin çekirdeğinde yüzeylenmektedir (Şekil 3). Birim genelde sarı-kahve ancak yer yer mor, yeşil renkli fillit, mermer, dolomit mermer, kalkışist ve metakumtaşı aralanmasından oluşmuştur. İnceleme alanında tabanı gözlenemeyen Ertuğrul formasyonu yanal ve düşey olarak Bademli formasyonuna geçiş göstermektedir. Fosil içermeyen birime, stratigrafik konumu ve inceleme alanının batısındaki yüzeylemelerine izafeten (Özcan ve diğ. 1988; Eren 1996a) Geç Permiyen-Erken Triyas yaşı öngörülmüştür.

Bademli Formasyonu:

Bademli formasyonu (Karaman, 1986), inceleme alanında doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu gidişli antiklinallerin çekirdeğinde yüzeylenmektedir. Birim, gri, koyu gri ve siyah renkli dolomit mermer ve dolomitlerden oluşmuştur. Genelde masif görünümlüdür ve breşik yapıdır. Ancak birim içinde lamineleşmeler ve stromatolitlere de sık rastlanılır. Metamorfizmanın yüksek olduğu kesimlerde birim tümüyle granoblastik dokulu ve poligonal sınır ilişkili dolomit minerallerini kapsamaktadır. Ancak ilksel dokunun korunduğu kesimlerde birim içinde kısmen korunmuş foraminifer ve algere de rastlanılır. Ertuğrul formasyonu üstünde uyumlu olarak yer alan birim, yanal ve düşey olarak Nuras formasyonuna geçiş göstermektedir. Karaman (1986), bu birime fosil buluntularına göre Geç Permiyen yaşı vermiştir. Ancak, Konya batısındaki otokton konumlu Geç



Şekil 1: İnceleme alanının yer bulduru haritası
Figure 1: Location map of the study area.

Permien-Erken Jura yaşlı Kızılören formasyonunun benzeri olan birimin yaşı, bu çalışmada da Geç Permien-Erken Jura olarak benimsenmiştir.

Nuras Formasyonu

Nuras formasyonu (Karaman 1986), genelde beyaz, krem, sarı ve gri renkli mermerlerden oluşmaktadır. Bademli formasyonu ve Karasivri formasyonu ile olan geçişlerinde iyi tabakalanmalı olup, orta kesimleri masif yapıdadır. Yer yer özellikle üst seviyelerinde metaçört ve kuvarsit aratabakaları da içermek-

tedir. Birim genelde iri ve eş boyutlu kristallerden oluşan bir yapıdadır. Ancak, yer yer Nuras formasyonu içine siyah ve çubuksu kristallerden oluşmuş mermerler de bulunmaktadır. Mermerler içinde sık sık deformasyon ve metamorfizma sonucu gelişmiş bantlı ve klivajlı bir yapıya rastlanmaktadır. Birim içinde Karasivri formasyonu ile olan geçişlerinde rekristalize olmuş mercan toplulukları gözlenir. Mikroskop altında genelde granoblastik dokulu ve poligonal sınır ilişkili kalsit kristalleri gözlenmektedir. Kalsit kristallerinde Tip 3 türü deformasyon izleri gözlenir. Başka- laşımın daha düşük olduğu kesimlerde birim içinde iç yapısı tümüyle yok olmuş oolitler, krinoid diskleri ve hayal halinde biyoklastlar bulunur.

Nuras formasyonu altındaki Bademli ve üstündeki Karasivri formasyonu ile yanal ve düşey geçişler sunmaktadır. Bu çalışmada birim içinde yaş verebilecek fosile rastlanılmamıştır. Ancak Karakaya (1991), bu birimin içinde Aulotortus sp. ve Auloconus sp. fosillerini bulmuş ve bu buluntulara

göre birime Geç Triyas yaşı verilmiştir. Bozdağlar masifi içindeki otokton konumlu Geç Triyas-Kretase yaşlı Lorasdağı formasyonun eşleniği olan Nuras formasyonu için yine aynı yaş benimsenmiştir.

Karasivri Formasyonu

İnceleme alanında genellikle doğu-batı gidişli küvet ve kapalı senklinaller içinde yüzeyleyen Karasivri formasyonu (Karaman, 1986), kökende pelajik özellikli metaçört, metakarbonat ve metakırıntılı ardalanmasından oluşmuştur. Metaçörtler genellikle beyaz ve

LİTOLOJİ	AÇIKLAMALAR	YAŞ
	Bataklik çökelleri: Çamur, kil	HOLOSEN
	Topraklı formasyonu: Gri-kahve kırmızı renkli çakıltaşı, kum, kil ve çamur	ÜST PLİYOSEN-KUVATERNER
	Yürükler formasyonu: Gri-kahve kırmızı renkli çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı	ALT PLİYOSEN
	Ulumuhsine formasyonu: Beyaz-krem, sarı renkli kireçtaşı, marn, çamurtaşı	ÜST MİYOSEN-ALT PLİYOSEN
	Maydos formasyonu: Kırmızı-kahve çakıltaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması	PALEOSEN-EOSEN
	Aktepe ofiyoliti: Gabro, peridotit, kromitli serpantinit	MESOZOYİK
	Koçyaka ofiyolitli karışığı: Serpantinit, yastık lavlar, metabazit, metatüf, metakırıntılı matriksli, mermer, şist, metaçört, kalkşist, metadolerit blokları içeren ofiyolitli karışık	ÜST KRETASE
	Milis formasyonu: Yeşil-gri yer yer pembe-sarı metaçakıltaşı, metakumtaşı, şist, kalkşist, metaçört, mermer, metatüf ardalanması ve metabazit arakatlıkları. Serpantinit-metadolerit blokları	ÜST KRETASE
	Karasivri formasyonu: Egemen olarak beyaz-gri-pembe metaçört, Beyaz-gri mermer, sarı-gri kalkşist ardalanması. Yer yer yeşil-gri fillit, şist, metakumtaşı, metaçakıltaşı ara tabakalı.	KRETASE
	Nuras formasyonu: Beyaz-gri-pembe renkli mermer, yer yer beyaz-gri-siyah renkli metaçört aratabakalı.	ÜST TRİYAS-ALT KRETASE
	Bademli formasyonu: Gri-koyu gri-siyah renkli bitümlü, yer yer stromatolitik dolomit mermer, dolomit ve dolomitik kireçtaşı.	ÜST PERMİYEN-ALT JURA
	Ertuğrul formasyonu: Sarı-gri-krem renklimermer, dolomitik kireçtaşı, yeşil-gri sarı renkli fillit ve metakumtaşı ardalanması.	ÜST PERMİYEN-ALT TRİYAS

Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

Figure 2: Generalized columnar stratigraphic section of the study area (unscaled)

açık gri, yer yer kırmızı-pembe renkli ve iyi tabakalanmalıdır. Mermerler ve kalkıştillerle ardalama sunan metaçörtler genellikle klivajlanmıştır. Makroskopik olarak incelemede kayaç, klivaj düzlemleri opak ve mika minerallerince zenginleştiği için koyu ve açık renk tonlarıyla karakterize olan bantlı bir yapıda olduğu görülmektedir. Metaçörtler, genellikle granoblastik dokulu ve poligonal sınır ilişkili bir doku sunmaktadır. Ancak mikaca zengin seviyelerde lepidoblastik doku da sunmaktadır.

Kayaç içinde 'muskovit-kuvars-albit-kalsit-epidot-Na-amfibol' metakristleri izlenmektedir. Yer yer de birim içinde Na-amfibol porfiroblastlarının boyu 3 cm'ye kadar varabilmektedir. Birim içindeki mermerler genelde beyaz ve sarı renklidir ve muskovit (fengit) minerallerinin artmasıyla kalkıştillerle geçiş gösterirler. Metakırıntılara ise, genellikle birimin üst seviyelerinde rastlanılır. Metakırıntılar türbiditik özellikli, yeşil-gri renkli ve genelde ince taneli metakonglomera, metakumtaşı ve fillit-şist şeklindedir. İnceleme alanı güneyinde metapelitler sleyt-fillit özelliği sunarken kuzeye doğru tümüyle şistlere geçiş göstermektedir.

Karasivri formasyonu, gerek alt üst sınır ilişkisi, gerekse litolojik özellikleri açısından otokton konumlu ve Geç Kretase yaşlı Midostepe formasyonunun benzeridir. Bu nedenle birimin yaşı Geç Kretase olarak benimsenmiştir.

Milis Formasyonu:

Milis formasyonu, egemen olarak yeşil ve mavi renkli metatürbiditik ve metaolistostromal kayaçlardan oluşmaktadır. Birimin litolojilerini şist, kalkışit, metakumtaşı, metakonglomera, metatüf, metaçört ve ekzotik konumlu mermer ve ofiyolit blokları oluşturur. Birim içindeki şistler, klorit-muskovit şist, kuvars-şist, glokofan şist, epidot-klorit şist ve stilpnomelan şist özelliğindedir. Metakonglomeraların çakıllarını mermer, metaçört, metagabro ve diğer metaofiyolit çakılları oluşturur. Çakıllar genelde, kökünde killi-kumlu bir matriks içinde yüzer durumda izlenir.

Karasivri formasyonu ile yanal ve düşey geçişler sunan Milis formasyonu, tavanda Koçyaka ofiyolitli karışığı ve Aktepe ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 2 ve 3). Fosil içermeyen birime göreli olarak Geç Kretase yaşı verilebilir.

Koçyaka Ofiyolitli Karışığı:

Koçyaka ofiyolitli karışığı (Karaman, 1986), melanlar için özgür renk olan alacalı ve yeşilimsi rengi ile dikkati çeker. Birim hamur niteliğindeki ofiyolitik malzeme ile metakırıntılardan ve bunlar arasındaki değişik bileşimli bloklardan oluşmuştur. Karışığın hamurunu yastıksı yapılı metabazalt, serpantinit, metatüf, şist ve metakonglomeralar oluşturur. Bu kayaçların tümü şiddetli bir şekilde yapraklanmış ve makaslanmıştır. Matriks içindeki yüzer ve gömülü vaziyette izlenen blokları mermer, metaçört-kalkışit, metadolerit, metabazit, amfibolit ve şist blokları oluşturur. Karışığın iç yapısı ve farklı birimleri örtmesi, birimin inceleme alanına tektonik olarak yerleştiğini göstermektedir (Şekil 3).

Karışığın içinde yaş verebilecek fosil bulunmamıştır. Ancak içerdiği blokların bir bölümünün, alttaki birimlerden türemiş olması ve Konya batısındaki Hatip ofiyolitli karışığının metamorfik eşleniği olması (Özcan ve diğ. 1990, Ulu ve diğ. 1994) nedeniyle birimin yerleşim Geç Kretase olarak benimsenmiştir.

Aktepe Ofiyoliti

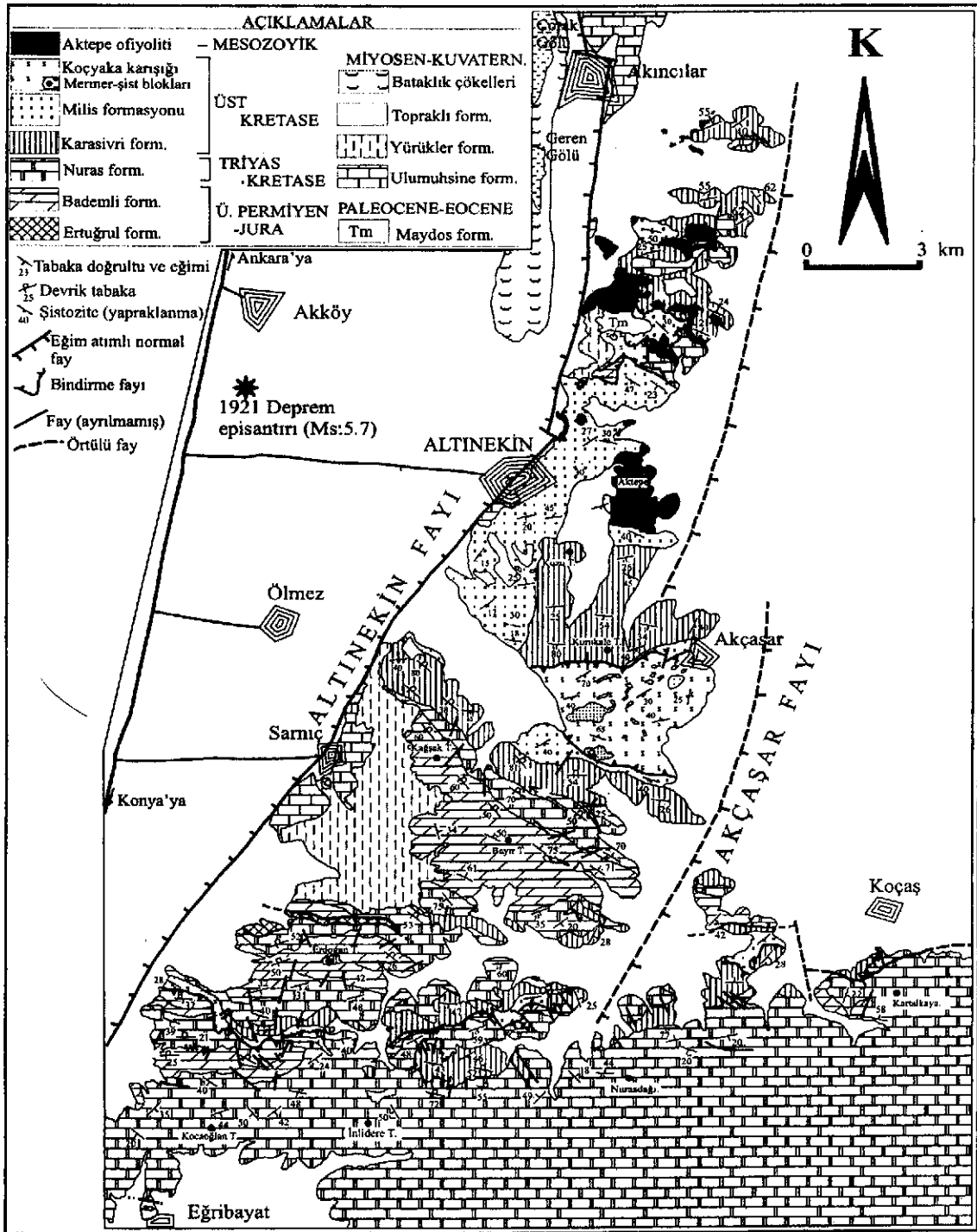
Aktepe ofiyoliti, önceki çalışmalarda (Özcan ve diğ. 1990, Özgül ve Göncüoğlu, 1999) Koçyaka ofiyolitli karışığı içinde serpantinit bloğu olarak gösterilmiştir. Ancak mevcut çalışmada birimin diğer birimleri tektonik olarak üstlediği görülmüş ve Aktepe ofiyoliti adı altında incelenmiştir.

Aktepe ofiyoliti, egemen olarak serpantinit, peridotit, gabro ve dolerit dayklarından oluşmuştur. Ofiyolit içinde listfenit, demir şapka oluşumları ile kromit bantlarına ve bakır cevherleşmelerine rastlanılmaktadır. Aktepe ofiyoliti, Koçyaka ofiyolitli karışığı içindeki benzer litolojilerine göre makroskopik olarak daha az başkalaşıma uğramış, daha az deforme olmuş ve genelde yapraklanma sunmamaktadır. Ofiyolitin alt dokanağındaki birimlerin oldukça deformasyona uğramış olması, birimin bölgeye üzerlemiş bir ofiyolitik kütlelenin parçası olduğunu göstermektedir.

Aktepe ofiyoliti, büyük bir olasılıkla Konya batısındaki Çayırbağı ofiyolitinin eşleniğidir.

Maydos Formasyonu

Kahve-kırmızı ve sarı renkli kırıntılardan oluşan Maydos formasyonu (Karaman, 1986),



Şekil 3: İnceleme alanının jeoloji haritası
Figure 3: Geological map of the study area.

inceleme alanında Altinekin'in 5 km kuzey-doğusunda oldukça az yayımlı olarak yüzeylenmektedir (Şekil 3). İnceleme alanında başkalaşıma uğramamış en yaşlı birim olan Maydos formasyonu, sığ denizel özellikli çamurtaşı, kumtaşı ve çakıllarından oluşmaktadır. Çakıllar ve kumtaşlarından yapılan ince kesitler, bu birimlerin tane olarak kuvars, bileşik kuvars, plajiyoklas, mika şist, klorit şist, kuvars şist, mermer ve volkanik kayalar parçalarının yanısıra radyolarit, pelajik foraminiferli mikritik kireçtaşı, alg ve mercan kırıntıları kapsadığını göstermiştir. Maydos formasyonu, inceleme alanında yüzeyleyen Karasivri formasyonuna ait kırıntılar ile aynı zamanda bu birimin başkalaşıma uğramamış eşleniği olan Midostepe formasyonuna ait kırıntılar içermektedir. Bu da Maydos formasyonunun, yöredeki kayaların başkalaşıma ve naplaşmalarından sonra çökeldiğini göstermektedir.

Karaman (1986), Maydos formasyonuna fosil buluntularına göre Geç Kretase (Geç Kampaniyen-Erken Maestrihtiyen) yaşı vermiştir. Özgül ve Göncüoğlu (1999) ise, Paleosen-Eosen olabileceğini belirtmiştir. Mikroskop incelemeleri, birim içinde Geç Kretase yaşı veren fosillerin taşınmış olduğunu gösterdiğinden, bu çalışmada da birimin yaşının Paleosen veya Eosen olabileceği kabul edilmiştir.

Neo-otokton Kayaçlar

İnceleme alanının Neo-otokton konumlu kayaçlarını, Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı görsel kireçtaşı, marn, çamurtaşı ve kumtaşlarından oluşan Akıncılar formasyonu (Karaman, 1986), Pliyosen yaşlı alüvyal yelpaze çökellerinden oluşmuş Topraklı formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyal kompleks niteliğindeki kayaçlar ile bataklık çökelleri oluşturmaktadır. Söz konusu birimler, yukarıda değinilen tüm birimleri açılı uyumsuz olarak örtmektedir.

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanındaki kayaçların tektonostratigrafisi ve yapısal özellikleri, inceleme alanındaki kayaçların Paleosen-Eosen öncesinde "İç Toros Kenet Zonunun" oluşumuna bağlı olarak başkalaşıma uğradıklarını, deforme olduklarını, kıvrımlı, yapraklanmalı, kırıklı ve bindirmeli bir iç yapı kazandıklarını ve

Neo-tektonik dönemde de blok-faylanmalardan etkilendiklerini göstermektedir. Bu bölümde, özellikle Alpin hareketlere bağlı olarak gelişen çok evreli deformasyon özetlenerek, ilk evre deformasyon ve buna bağlı olarak gelişen mesoskopik yapılar, bu evredeki tektonik taşınma yönünün ortaya konması amacıyla ayrıntılı olarak irdelenecek ve diğer yapısal unsurlar ana hatlarıyla verilecektir.

Alpin Sünek Yapılar

İnceleme alanındaki kayaçların harita ölçeğindeki gidişleri, arazi gözlemleri, mesoskopik ve mikroskopik analizler, söz konusu kayaçların en az altı evreli (F_1 -, F_2 -, F_3 -, F_4 -, F_5 - ve F_6 -) bir deformasyona uğrayarak kıvrımlandıklarını, yapraklanmalı (şistozite) ve klivajlı bir yapı kazandıklarını belirtmektedir (Eren, 2000a). Harita ölçeğindeki kıvrımlar genellikle kuzeyde güneye devrik, güneyde ise kuzeye devrik kıvrımlar şeklindedir (Şekil 3 ve 4). Altinekin ile Erdoğan T. arasındaki harita ölçeğindeki kıvrımların eksen izleri kuzeybatı-güneydoğu, Erdoğan T.'nin güneyinde ise, yaklaşık doğu-batı gidişlidir. Harita ölçeğinde gözlenen tek kıvrım girişim yapısını ise, Bayır T.'nin yaklaşık 2.5 km güneydoğusundaki Tıp 3 türü (Ramsay, 1967) kıvrım girişim yapısı oluşturur (Şekil 4).

F_1 - evre deformasyon YB/DS metamorfizması koşullarında gerçekleşmiş ve inceleme alanındaki Üst Permiyen-Kretase yaşlı tüm kayaçlar bölgesel ölçekte yapraklanma kazanmıştır. Bu evredeki kıvrımlar, gözlemlendiği yerlerde genellikle yatık-izoklinal kıvrımlar şeklindedir. Şiddetli deformasyon nedeniyle kıvrım kanatlarından biri oldukça incelmış ve eksen bölgeleri kalınlaşmıştır. Genellikle yalınmış ve foliasyon içi köksüz kıvrımlar şeklinde izlenirler. Şistozite düzlemleri eksen bölgelerinde tabakalanmayı yüksek bir açıyla kesmekte ve ilişkin oldukları kıvrımların eksen düzlemlerine paralel olarak gelişmiştir. F_2 - evre deformasyon, genellikle F_1 - evre tektonik eksenini ile yüksek açı (60° - 90°) yapacak şekilde gelişmiş ve eksen düzlemleri kuzey ve kuzeybatıya eğimli asimetric kıvrımlar oluşturmuştur. F_3 - evre deformasyon ise, yörede DKD-BGB ve D-B yönelimli, eksen yüzeyleri kuzeye eğimli kıvrımlar oluşturmuştur. F_1 - ve F_3 - evre kıvrımlar beraberce gözlemlendiği yerlerde genellikle eş eksenli olarak gözlenirler. F_4 - evre deforma-

yonu da yine F₃- evre ile eş eksenli, eksen yüzeyleri güneye eğimli asimetric kıvrımlar ve mostra ölçeğinde güneye eğimli sünümlü kayma zonları geliştirmiştir. F₅- evre deformasyon ise, yine F₄- evre ile eş eksenli, eksen düzlemleri dikçe güneye eğimli ve dik asimetric kıvrımlar oluşturmuştur. F₆- evre deformasyon ise dayanımlı (kompetent) kayalarda genellikle geniş ve açık geometrilik dik eksen yüzeyli KB-GD yönelimli kıvrımlar, yapraklanmış kayalarda ise genelde monoklinal yer yer de kesişen eksenli kink kıvrımları geliştirmiştir. Çalışma alanında ölçülen tabaka (S₀) ölçümleri çalışma alanındaki egemen tektonik eksen gidişinin K81 B, 8 GD yönelimli olduğunu ortaya koymuştur (Şekil 5A). Şistozite (S₁) ölçümleri ilişkin doku diyagramı ise (Şekil 5B), bu düzlemlerin K81 D, 8 GB gidişli bir eksen etrafında kıvrımlandıklarını ve egemen olarak güneye doğru eğimli olduklarını göstermiştir. Arazi gözlemleri, harita ölçeğindeki ana kıvrımların F₄- ve F₅-evre kıvrımlar olduklarını ortaya koymuştur. Mikroskopik gözlemler (Eren, 2000a), ilk üç evre deformasyonun YB/DS metamorfizması koşullarında, F₄- ve F₅- evre deformasyonların düşük dereceli yeşil şist fasiyesinde ve F₆- evre deformasyonun ise post metamorfik olarak geliştiğini göstermektedir.

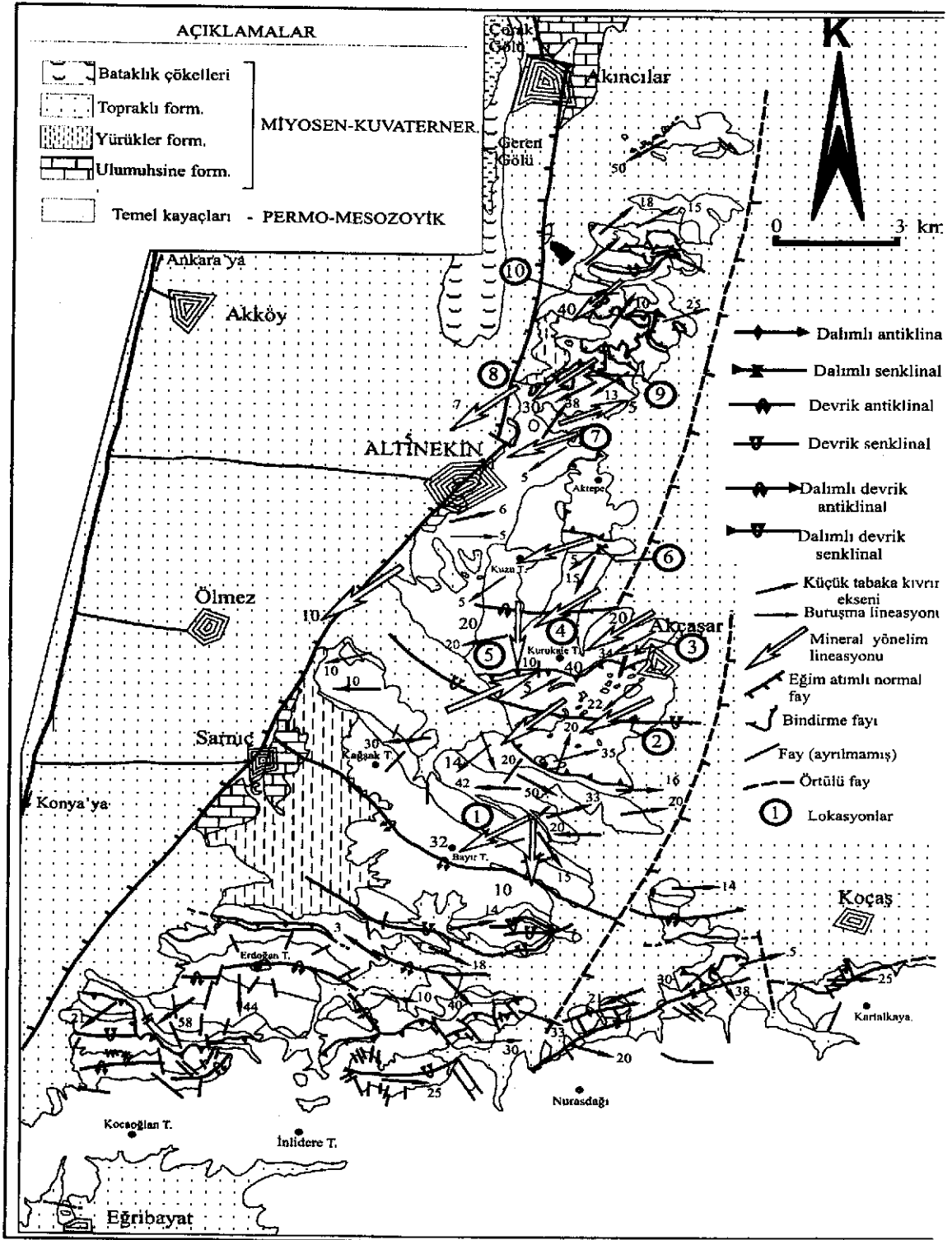
İnceleme alanında ana deformasyon evresini temsil eden F₁- ve daha seyrek olarak F₂- evresinde, boyu yer yer 3 cm'ye varabilen Na-amfibol porfiroblastları (glokofan, krossit) oluşmuştur. F₁- evresinde oluşan S₁- şistozite düzlemleri üzerinde bulunan porfiroblastlar, genellikle gözlemlendiği yerlerde mükemmel yönelme sunmakta ve oluşumlarından sonraki ekstensiyona paralel olarak budınajlanma sunmaktadırlar. Bu da söz konusu mineral yönelim lineasyonunun, kayaların deformasyonu esnasında en büyük uzama yönüne (deformasyon elipsoidinin X- eksenini) paralel olarak geliştiklerini, diğer bir deyişle uzama lineasyonu (stretching lineation) olduklarını göstermektedir.

Gözle görünür Na-amfibol porfiroblastları inceleme alanında Bayır T.'nin 2 km kuzeydoğusundan itibaren kuzeye doğru yaygın olarak izlenmekte, ancak bu kesimin daha güneyinde gözlenmemektedir (Şekil 4). Yönelmiş Na-amfibol porfiroblastlarına, Karasivri formasyonu içindeki metaçörtlerde, Milis formasyonu içindeki kalkıştillerde,

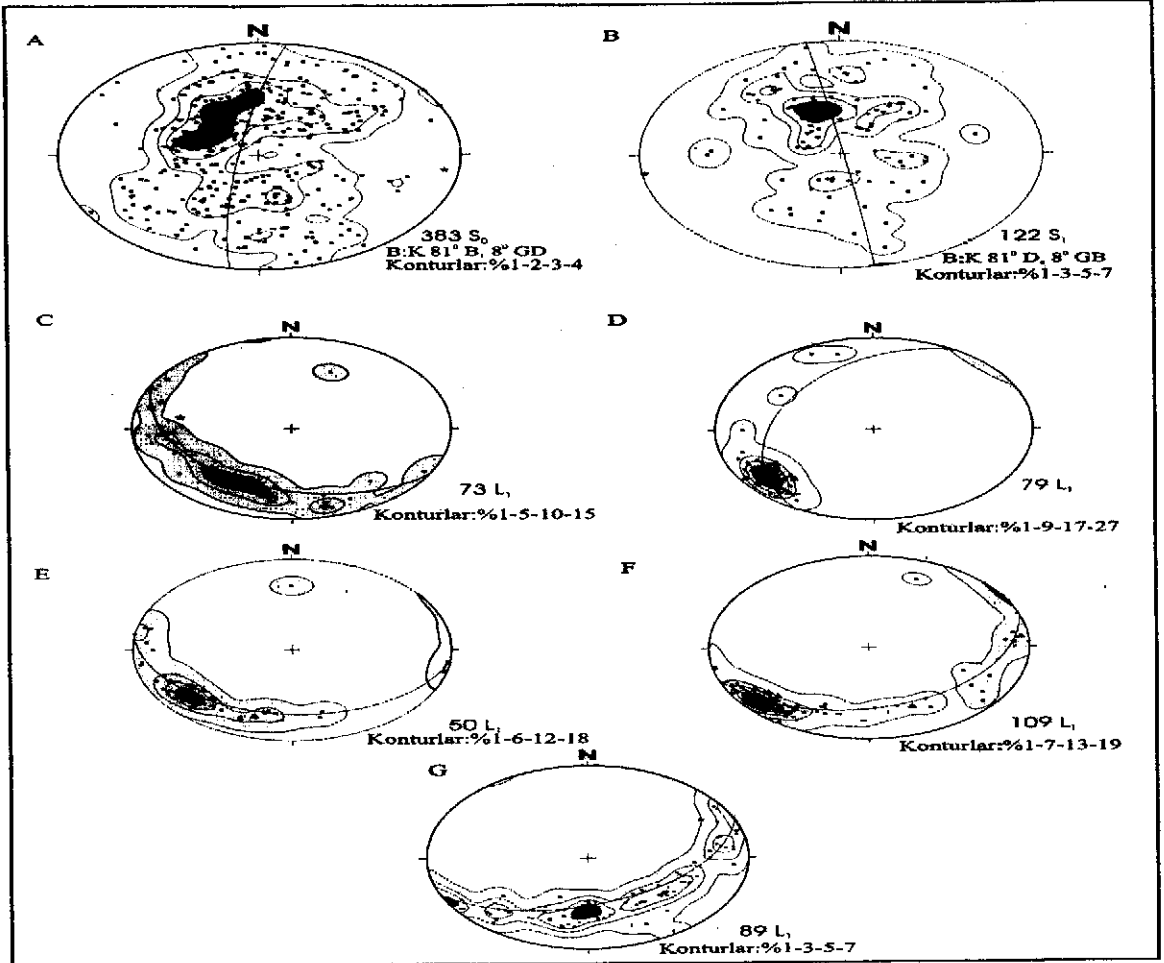
metaçörtlerde; Koçyaka ofiyolitli karışığı içindeki metaçört bloklarında, metabazitlerde ve şistlerde rastlanılmaktadır. Na-amfibol porfiroblastları içeren kayalarda yapılan ince kesitlerde hem S₁- şistozite düzlemlerine paralel olarak sin-tektolik olarak yönelmiş hem de S₁- şistozite düzlemlerini kesen porfiroblastlara rastlanılmaktadır. Diğer bazı örneklerde kayma zonlarına özgü S-C yapıları izlenmekte ve porfiroblastların hem S hem de C düzlemlerine paralel olarak büyüdükleri gözlenmektedir. Yine bazı örneklerde S₁- şistozite düzlemlerinin izoklinal bir şekilde kıvrımlandıkları, aynı şekilde F₁- evresinde büyümüş Na- amfibol porfiroblastlarının da buna paralel olarak kıvrımlandığını, porfiroblastların bir kısmının da S₁- kıvrımlarının eksen düzlemine paralel olarak yönlendiğini göstermektedir. Oluşumlarından sonra uzama sonucu budınajlanmış, Na-amfibol porfiroblastlarının parçaları arasında (budınların boyun kesiminde): Klorit + aktinolit + kalsit + kuvars metakristleri izlenmektedir.

Na-amfibol minerallerinin yönelimini ve inceleme alanındaki dağılım ve değişimini incelemek amacıyla, farklı mostralarda konumları ölçülmüş, ve ilişkin oldukları yapılarla beraber eşit alan diyagramlarında değerlendirilmiştir (Şekil 4, 5 ve 6).

Bayır T.'nin 2 km güneydoğusunda (Şekil 4, lokasyon 1), izoklinal bir senklinal içinde gözlenen uzama lineasyonları S₁- düzlemleri boyunca dağılım sunmakta, ancak egemen olarak K33 D, 32 GB yönünde yoğunlaşmaktadır (Şekil 5C). Bu kesimde ölçülen F₄- ve F₅- kıvrım eksenleri ile ortalama lineasyon gidişi arasında yaklaşık 80-90°'lik bir açı bulunmaktadır. Koçyaka'nın yaklaşık 2 km kuzeydoğusunda (lokasyon 2), ofiyolitik melanj içindeki kayalarda, Na-Amfibol porfiroblastlarının uzun eksenleri K52 D, 16 GB yönünde yoğunlaşmıştır (Şekil 5D). Akçaşarın hemen batısında, ofiyolitik melanj ile Milis formasyonu arasındaki tektonik dokanakta (lokasyon 3) ölçülen mineraller ise, egemen olarak K52 D, 19 GB yöneliminde yoğunlaşmıştır (Şekil 5E). Bu kesimde ölçülen F₁- tabaka kıvrım eksenini ve F₂- buruşma lineasyonları minerallerin uzun eksenlerine paralel olarak gözlenmektedir. Kurukale T.'nin 500 m kuzeyinde (lokasyon 4), Karasivri formasyonu içindeki ölçümler K51D, 10 GB yönelimlidir (Şekil 5F). Kurukale T.'nin güneyinde (lokasyon 5) Milis formasyonu içindeki kayalarda ölçülen



Şekil 4: İnceleme alanının yapısal haritası
Figure 4: Structural map of the study area.

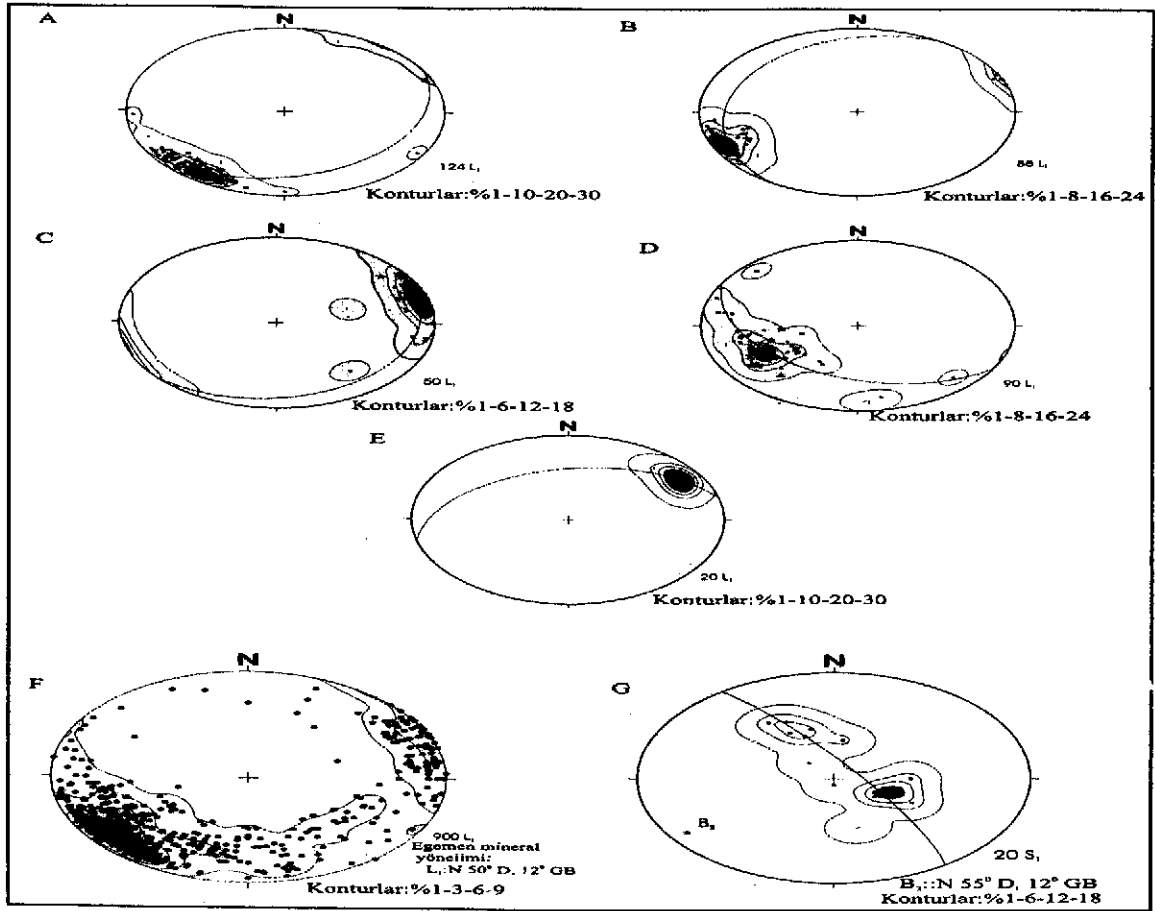


Şekil 5: A: İnceleme alanındaki tabaka (S₀) ölçümlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı, B: Şistozite (S₁) ölçümlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı. C, D, E, F, G: İnceleme alanında ölçülmüş Na-amfibol porfiroblastlarının uzun eksenlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı (3: kıvrım eksen, ^: buruşma lineasyonu). Diğer açıklamalar metin içindedir.

Figure 5: A: Point and contour diagram of the bedding planes (S₀) of the study area, B: Point and contour diagram of the schistosity planes (S₁), C, D, E, F and G, Point and contour diagrams of long axes of the Na-Amphibole porphyroblasts (3: fold hinge line, ^: crenulation axis). Other explanation in text

mineraller ise S₁- düzlemi boyunca dağılım sunmakta, ancak egemen olarak K61 D, 3 GB ve K2 D, 40 GB yönlerinde yoğunlaşmaktadır (Şekil 5G). Altinekin ilçesinin 4 km güneydoğusunda (lokasyon 6) Aktepe ofiyoliti ile Milis formasyonu dokanağındaki kalkıştelerde ölçülen Na-Amfibol porfiroblastları K45 D, 9 GB egemen yönelimi sunmaktadır (Şekil 6A). Bu kesimde ölçülen tabaka ve şistozite arakesit lineasyonu egemen mineral yönelim lineasyonu ile paralellik sunar (Şekil 6A). Altinekin ilçesinin yaklaşık 3 km kuzeyinde (lokasyon 7) Milis formasyonu içindeki kalkışt ve kuvars-muskovit

şistlerde ölçülen mineral yönelim lineasyonu ise, K65 D, 7 KD yönünde yoğunlaşmaktadır (Şekil 6B). Altinekin'in 3 km kuzeydoğusunda (lokasyon 8), Milis formasyonu içindeki şistlerde ölçülen mineraller ise K74 D, 7 KD egemen gidişi gösterir (Şekil 6C). Ortalama mineral yönelim lineasyonları bu kesimde de ölçülen F₁- kıvrım eksenlerine paralellik sunmaktadır. Altinekin'in 5 km kuzeydoğusunda (lokasyon 9), ofiyolitik melanaj ile Milis formasyonu dokanağındaki şist ve mermerlerden alınan ölçümler ortalama olarak K60 D, 32 GB yönelimi sunmaktadır (Şekil 6D). Bu mostrada



Şekil 6: A, B, C, D, E: İnceleme alanında ölçülmüş Na-amfibol porfiroblastlarının uzun eksenlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı (3: kıvrım eksenli, ^: buruşma lineasyonu), F: Tüm mineral yönelimlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı, G: Üzerinde minerallerin uzun eksenlerinin ölçüldüğü şistozite düzlemlerine ait nokta-kontur diyagramı. Diğer açıklamalar metin içindedir.

Figure 6: A, B, C, D, E: Point and contour diagrams of long axes of the Na-Amphibole porphyroblasts of the study area. (3: fold hinge line, ^: crenulation axis). F: Point and contour diagram showing all the long axes of the Na-Amphibole porphyroblasts measured in the study area, G: Point and contour diagram of the schistosity planes which the long axes of the Na-Amphibole porphyroblasts were measured above. Other explanation in text

belirlenen ortalama mineral yönelim lineasyonu mermerlerden alınan F₁- evre tabaka kıvrım eksenleri, ve şistlerde ölçülen F₂- evre buruşma lineasyonlarına paraleldir. Altinekin 6 km kuzey-doğusundaki (lokasyon 10), şistler içinde ölçülen minerallerin uzun eksenleri ise, K57 D, 16 KD yöneliminde yoğunlaşmıştır (Şekil 6E). Tüm alanda ölçülen minerallerin beraberce değerlendirilmesi ise ortalama olarak K52 D, 13 GB ve K10 B, 25 GD yönelimlerinde egemen yoğunlaşma sunmaktadır (Şekil 6F). Aynı şekilde, üzerinde mineral yönelim lineasyonlarının ölçüldüğü S₁- düzlemlerinin eşit alan diyagramında değerlendirilmesi ile, bu kesimde,

şistozite düzlemlerinin F₂- evresinde, ortalama mineral yönelim lineasyonlarına paralel olacak şekilde K55 D, 12 KD tektonik eksenli etrafında kıvrımlandığını belgelemektedir (Şekil 6G). Arazide F₂- evre asimetric ve güneye doğru yönelme (vergence) sunan mesoskopik kıvrımlar incelendiğinde, Na-Amfibol porfiroblastlarının kıvrım üzerinde farklı iki yönelimde geliştiği izlenmiştir. Bu asimetric ve eksen düzlemleri kuzeye eğimli şistozite kıvrımlarının daha az deforme ve az eğimli kanatlarında, mineraller, F₂- evre kıvrımların eksenlerine paralel gözlenirken; aynı kıvrımın daha fazla deforme olmuş, incelmış ve daha eğimli kanat-

larında ise kıvrım eksenine (F_2) dik olduğu gözlenmektedir. Bu durum F_1 - evresinde oluşan porfiroblastların, F_2 -evresinde yeniden yönelmesi ve/veya F_2 -evresinde yeni porfiroblastların bu evredeki tektonik taşınma yönüne paralel olarak büyüdüğünü göstermektedir. Arazi gözlemleri ve doku diyagramları (Şekil 5C-G, 6A-E) inceleme alanındaki kayaçların L-S tektonitleri olduğunu ortaya koymaktadır.

Buraya kadar gerçekleştirilen yapısal analizler sonucunda, inceleme alanındaki Na-amfibol porfiroblastlarından ölçülen ortalama uzama (stretching) lineasyonlarının F_1 - evresinde K52 D, 13 GB yönelimli olduğunu ve bu yönelimlerin aynı evre kıvrımların eksenlerine paralel olarak geliştiğini ortaya koymuştur. Kayaçların L-S tektonitleri olması, mesoskopik ve mikroskopik olarak S-C yapıları içermesi ve uzama lineasyonlarının kıvrım eksenlerine paralel olması, F_1 -deformasyon evresinde yöredeki kayaçların kuzeydoğu-güneybatı yönelimli tektonik taşınmalar esnasında kayma zonları için özgü kılıf kıvrımı (sheath fold) şeklinde kıvrımlandıklarını ortaya koymaktadır. F_2 - evre kıvrım eksenlerinin, F_1 - evre mineral yönelim lineasyonlarına paralel olması ise, büyük bir olasılıkla F_1 -evresindeki mekanik anizotropiden kaynaklanmıştır.

İnceleme alanı batısında gerçekleştirilen yapısal analizler (Eren 1996b ve 1998), Bozdağlar masifi içinde deformasyonun gerek şiddet gerekse evre sayısı açısından batıdan doğuya doğru arttığını göstermektedir. Aynı şekilde bölgedeki metamorfizma da güneybatıdan kuzeydoğuya doğru artmaktadır (Niehoff 1961, Ulu ve diğ. 1994, Eren 1996). Bu da Bozdağlar masifinin en doğu kesiminin, tektonik hareketlerin en şiddetli olduğu zona, diğer bir deyişle İç Toros Kenedine yakın olduğunu göstermektedir.

Faylar ve Bindirmeler

İnceleme alanının özellikle orta ve kuzey kesimlerinde okyanusal kökenli kayaçlar ile kıta yamacı ve kıta eteği kökenli metasedimanter istifler arasında gözlenen ekaylı-bindirmeli yapılar sahanın en önemli yapılarından. Söz konusu bindirmeler Karaman (1986) tarafından da gösterilmiş, ancak daha sonraki çalışmalarda (Özcan ve diğ. 1990, Ulu ve diğ. 1994) inceleme alanının kuzeyindeki durum sedimanter bir oluşumla izah edilmiştir. Ancak

okyanusal kökenli dilimlerle alttaki metasedimenter istif arasındaki makaslama zonları, breşleşmeler, dokanaklarda kalınlığı yer yer 10 m' ye varabilen kuvars damarlarının varlığı ve gözle görülür irilikteki yönelme sunan Na-amfibol porfiroblastlarının bulunması söz konusu birimler arasındaki dokanağın tektonik olduğunu göstermektedir. İnceleme alanının güneyinde ise, metasedimanter istifin kendi içindeki dilimlenmeleri izlenir. Erdoğan T. 'nin kuzeyinde görünürde yaklaşık 4 km uzunluğundaki bindirme ile, inceleme alanının en yaşlı birimi olan Ertuğrul formasyonu Nuras formasyonu üzerine itilmiştir (Şekil 3). Daha güneyde ise Erdoğan T.'nin yaklaşık 3 km güneybatısından başlayıp Koçaş güneyinde Kartalkaya civarına kadar yaklaşık 20 km uzunluğunda devam eden Karakaya bindirmesi bulunur. Bu yaklaşık doğu-batı yönelimli ve güneye doğru eğimli bindirme ile Bademli ve Nuras formasyonları Karasivri ve Milis formasyonları üstüne güneyden kuzeye doğru itilmiştir. Bindirmelerin yanı sıra, özellikle KB-GD ve KD-GB yönelimli doğrultu atımlı ve yanal atımlı faylarla, inceleme alanındaki kayaçlar düşey yönde dilimlenmiştir. Bu fayların boyu mostra ölçeği ile 2 km arasında değişim sunmaktadır (Şekil 3).

Yeni (Neo)-Tektonik Döneme İlişkin Yapılar

Bölgede olduğu gibi (Koçyiğit, 1984), inceleme alanında Miyosen ve sonrasında etkinleşen tektonik hareketlerle, yöredeki kayaçlar blok faylanmalar etkisinde kalmış ve bu hareketlere bağlı olarak yörede karasalgösel çöküntü havzaları ile bunlar arasında yükseltileri oluşturan yapılar (graben-horst) gelişmiştir. Bu döneme ait faylanmaların en önemlisi inceleme alanını boydan boya kateden Altınekin fayıdır (Zıvarık fayı, Ulu ve diğ. 1994). Altınekin fayı, inceleme alanı güneyinde KKD-GGB, kuzeyinde ise yaklaşık olarak K-G doğrultuludur. Daha güneye doğru kademeli faylar şeklinde Konya ovasına doğru uzanmaktadır (Eren, 2000b). İnceleme alanı doğusundaki Akçaşar fayı ise, yaklaşık olarak K-G doğrultuludur. Söz konusu faylarla temel kayaçları, K-G gidişli ve üçgen geometrilili bir horst şeklinde yükselerek günümüzdeki morfolojisini kazanmıştır. Morfolojik özelliklerin yanı sıra, Altınekin ilçesinin yaklaşık 10 km batısında Akköy

civarında 1921 yılında kaydedilen Ms: 5.7 büyüklüğünde deprem, Altınekin fayının büyük bir olasılıkla aktif olduğunu göstermektedir.

SONUÇLAR

Bu çalışmada önceki çalışmalar da göz önüne alınarak aşağıdaki sonuçlara varılmıştır.

Çalışma alanı içinde en alt birimi Geç Permiyen yaşlı Ertuğrul formasyonu oluşturmakta ve bu birimi alttan üste doğru uyumlu bir şekilde Geç Permiyen-Erken Jura yaşlı Bademli, Erken Triyas-Erken Kretase yaşlı Nuras, Geç Kretase yaşlı Karasivri ve Geç Kretase yaşlı Milis formasyonları takip etmektedir. Söz konusu birimler Koçyaka ofiyolitli karışığı ve Aktepe ofiyoliti tarafından tektonik olarak üzerlenmekte ve tüm bu birimler Paleosen-Eosen yaşlı başkalaşıma uğramamış Maydos formasyonu tarafından açılı uyumsuz olarak örtülmektedir. Çalışma alanının en genç birimlerini ise, Miyosen-Kuvaterner yaşlı karasal-gölsel kayaçlar oluşturmaktadır. Yöredeki Permo-Mesozoyik yaşlı kayaçlar Alpin dağoluşumu hareketleriyle en az altı evreli bir deformasyona uğrayarak kıvrımlanmış, yapraklanma kazanmış ve başkalaşıma uğramıştır. Ayrıntılı mesoskopik analizler, ilk evredeki ana deformasyon sırasında tektonik taşınmanın daha önce öne sürüldüğü gibi, kuzeyden güneye, veya güneyden kuzeye doğru değil kuzeydoğu-güneybatı doğrultulu olarak ve büyük bir olasılıkla da kuzeydoğudan güneybatıya doğru gerçekleşmiştir. İkinci evre deformasyon esnasındaki, tektonik taşınma ise, kuzeybatıdan güneydoğuya gelişmiş olmalıdır. Bozdağlar Masifinin en doğu kesimini oluşturan kesimdeki kayaçlar, devamı oldukları batı kesimindeki kayaçlara göre daha fazla deforme olmuş ve başkalaşıma uğramışlardır. Arazi gözlemleri inceleme alanında kuzeyden güneye doğru metamorfizmada bir değişimin olduğunu ve bu değişimin düşey yönde değil daha çok yatay yönde geliştiği görülmüştür. İnceleme alanında kuzeyden güneye doğru itilmelerin varlığı ortaya konmuş ve bu son evrelerdeki tektonik taşınmaların ise güneyden kuzeye doğru geliştiği belirlenmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Eren, Y., 1993, Konya kuzeybatısında Bozdağlar masifinin otokton ve örtü birimlerinin stratigrafisi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c.

36, s. 7-23.

Eren, Y., 1996a, Ilgın-Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin stratigrafisi ve jeoloji evrimi: K.T.Ü. Jeoloji Müh. Böl., 30. Yıl Sempozyumu Bildirileri, Trabzon, c.1, s. 694-707.

Eren, Y., 1996b, Ilgın-Sarayönü (Konya) güneyinde Bozdağlar masifinin yapısal özellikleri: Türkiye Jeoloji Bülteni, c. 39, s. 2, s. 49-64.

Eren, Y., 1998, Polyphase Alpine Deformation southwest of Inner Tauride Suture, north of Konya: METU, Third International Turkish Geology Symposium, Abstracts, Ankara, s. 35.

Eren, Y., 2000a, Altınekin (Konya) çevresinin stratigrafisi ve yapısal özellikleri: SÜAF, Proje no: 96/151, Konya (yayınlanmamış).

Eren, Y., 2000b, Konya bölgesinin depremsellik özellikleri: Deprem ve zemin açısından Konya, Selçuk Üniversitesi Müh.-Mim. Fakültesi, Konya, s. 54-65.

Karakaya, N., 1991, Altınekin (Konya) civarının jeolojisi ve mineralojik petrografik incelemesi: , Yüksek Lisans Tezi, Selçuk Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Konya, 51 s.

Karaman, E., 1984, Konya Altınekin çevresinin jeolojisi ve tektonik gelişimi: Doktora Tezi, Selçuk Üniversitesi Müh.-Mim. Fakültesi, Konya, 125 s.

Karaman, M.E., 1986, Altınekin (Konya) çevresinin jeolojisi ve tektonik evrimi: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 29, sayı 1, s. 157-171.

Ketin, İ., 1966, Anadolunun tektonik birlikleri (Tectonic units of Anatolian Asia Minor): M.T.A. Enstitüsü Dergisi, c. 66, s. 20-34.

Koçyiğit, A., 1984, Güneybatı Türkiye ve yakın dolayında levha içi yeni tektonik gelişim: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 27, sayı 1, s. 1-16.

Niehoff, W., 1961, 1/100 000 ölçekli Akşehir 90/2 paftası, Ilgın 91/1, 91/3 ve 91/4 paftaları üzerine yapılan revizyon çalışmaları: M.T.A. Derleme Rap. No:3387 (yayınlanmamış).

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turan, N., Uysal, Ş., Şentürk, K. ve Işık, A., 1988, Late Paleozoic evolution of the Kütahya-Bolkardağı belt: METU Journal of Pure and Appl. Sci., c. 21, sayı 1/3, s. 211-220.

Özcan, A., Göncüoğlu, M.C., Turhan, N., Şentürk, K., Uysal, Ş. ve Işık, A., 1990,

- Konya-Kadınhanı-Ilgın dolayının temel jeolojisi: M.T.A. Rapor No:9535 (yayımlanmamış).
- Özgül, L. ve Göncüoğlu, M.C., 1999, Koçyaka metamorfik kompleksi'nin metamorfik evrimi: Batı Orta Anadolu'da YB/DS metamorfizmalı Tektonik bir birim: 52. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildirileri, Ankara, s. 279-286.
- Özgül, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeolojik özellikleri: Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, c. 19, s. 65-78.
- Ramsay, J.G., 1967. Folding and Fracturing of Rocks: New York, McGraw-Hill, 568 s.
- Ulu, Ü., Öcal, H., Bulduk, A.K., Karakaş, M., Arbas, A., Saçlı, L., Taşkiran, M.A., Ekmekçi, E., Adır, M., Sözeri, Ş., ve Karabıyıkoglu, M., 1994, Güneybatı İç Anadolu'nun stratigrafisi ve yapısal evrimi: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bülteni, 9, s. 171-182.

**ÇAMARDI (NİĞDE) CİVARINDA NİĞDE MASİFİ ÖRTÜ
BİRİMLERİNİN YAPISAL ÖZELLİKLERİ**
*STRUCTURAL FEATURES OF THE COVER ROCKS OF THE NİĞDE
MASSIF IN THE ÇAMARDI (NİĞDE) REGION*

Ramazan DEMİRCİOĞLU* ve Yaşar EREN**

*N.Ü. Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100 AKSARAY

**S.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, KONYA

ÖZ

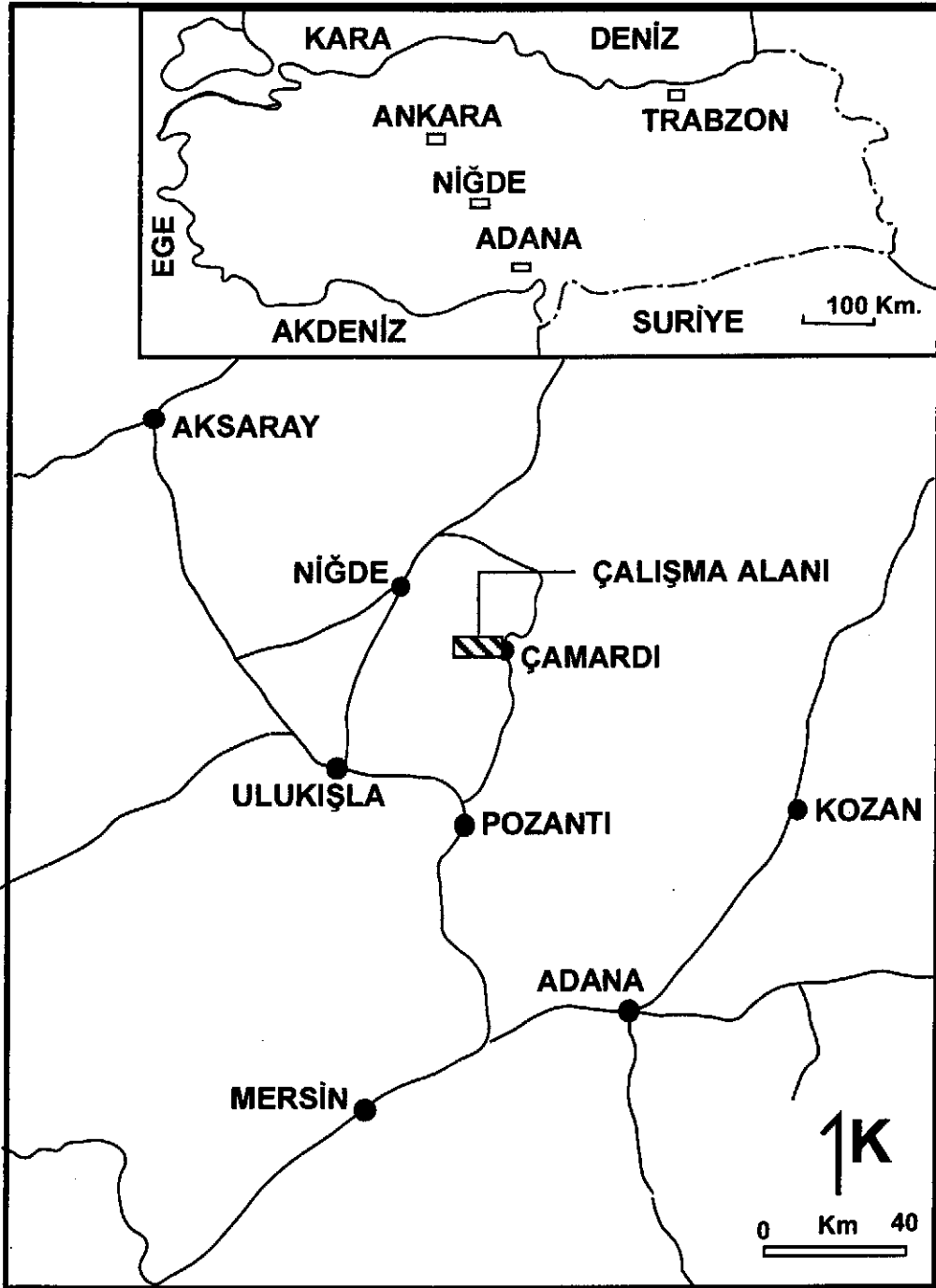
Bu çalışmada Çamardı (Niğde) yöresinde Niğde masifi örtü birimlerinin yapısal özelliklerinin açıklanması amaçlanmıştır. Yörede temeli Niğde masifine ait mermer, gnays, kuvarsit, amfibolit ile bu kayalar kesen, Üçkapılı granodiyorit oluşturmaktadır. Temele ait bu birimler, örtü birimlerinin ilk topluluğu olan Paleosen-Eosen yaşlı ve çok düşük derecede başkalaşıma uğramış Çamardı ve Evliyatepe formasyonları tarafından açılı uyumsuz olarak örtülmektedir. Taban kırıntılılarından oluşmuş Paleosen-Eosen yaşlı Çamardı formasyonu, kırıntılı-karbonatlı kayaların ardalanmasından oluşan Evliyatepe formasyonuna geçiş göstermektedir. Bu kayalar, örtü birimlerinin ikinci topluluğunu oluşturan Üst Kretase-Eosen yaşlı Ovacık formasyonu ile Ulukışla formasyonu tarafından tektonik bir dokanakla üstlenmektedir. Ovacık formasyonu olistostromal ve fliš özellikli kayaları kapsarken, Ulukışla formasyonu egemen olarak volkanik ve volkanoklastik kayalardan oluşmuştur.

Örtü birimleri, Ulukışla havzasının Geç Eosen veya Oligosen öncesinde kapanmasına bağlı olarak en az üç evreli deformasyona (F_1 , F_2 - ve F_3 -) uğrayarak kıvrımlı-klivajlı yapılar kazanmıştır. İlk evre deformasyonla örtü kayaları K4 B, 2 GD, K5 B, 3 GD yönelimli ve sıkışık-izoklinal geometri olarak kıvrımlanmıştır. Düşük dereceli başkalaşımın da eşlik ettiği bu deformasyon evresinde örtü kayaları sık-düzen yapraklanma (S_1) kazanmıştır. F_1 - evresiyle eş-eksenli ikinci evrede formasyonla örtü kayaları K3 B, 2 GD, K6 B, 25 GD yönelimli bir tektonik eksen etrafında tekrar kıvrımlanmıştır. F_2 - evre kıvrımlar genellikle monoklinal ve yer

yer kesişen eksenli kink kıvrımları şeklindedir. Ayrıca, bu evrede S_1 - yüzeyleri üzerinde buruşma klivajları oluşmuştur. F_3 - evresinde ise örtü kayalarında, K55 D, 2 KD-8 KD, 35 KD yönelimli eksen gidişlerine sahip ikinci bir kink kıvrımı sistemi gelişmiştir. F_1 - ve F_2 - evresine yaklaşık dik eksen gidişli yapılar geliştiren, F_3 - evresi de buruşma klivajları oluşturmıştır.

ABSTRACT

This study aimed to explain the structural features of the cover rocks of the Niğde Massif, in the Çamardı (Niğde) area. In the region, the basement is made up of Paleozoic-Mesozoic aged gneiss, marble, quartzite and amphibolite of the Niğde Massif and Üçkapılı granodiorite. The basement is unconformably overlain by the Paleocene-Eocene aged low-degree metamorphosed rocks of the Çamardı and Evliyatepe formations as a first association of the cover rocks. Paleocene-Eocene aged Çamardı formation consists of basal clastics, and grades upwards into the alternation of carbonate and clastic rocks of the Paleocene-Eocene aged Evliyatepe formation. These units are tectonically overlain by the Upper Cretaceous-Eocene aged Ovacık and Ulukışla formations which form the second association of the cover. The Ovacık formation is composed of olistostromal and flyschoid rocks. The Ulukışla formation consists mainly of volcanic and volcanoclastic rocks. The cover units have undergone at least three phases of deformation (F_1 , F_2 , and F_3), and have gained folded-cleaved structures due to closing of the Ulukışla basin before the Late Eocene or Oligocene. The first phase of



Şekil 1: İnceleme alanının yer bulduru haritası
Figure 1: Location map of the study area

deformation resulted in tight to isoclinal folding with the N4 W, 2 SE-N5 W, 35 E mean hinge orientation. F₁- deformation produced axial planar cleavage, and was accompanied by very low-grade metamorphism. During the coaxial F₂-

phase, the cover rocks refolded approximately around the N3 W, 2 SE- N6 G W, 25 SE oriented fold axis. This phase formed monoclinial and conjugate kink folds and crenulation cleavages. F₃- phase, non-coaxial to the F₁- and F₂- phas-

es, generated crenulation cleavage and another system of kink folds. The orientation of the fold hinge lines are approximately N55 E, 2 N-8 E, 35NE.

GİRİŞ

İnceleme alanı Çamardı (Niğde) ve yakın çevresini kapsamakta ve Niğde Masifi'nin güney kesiminde yer almaktadır (Şekil 1). Bölge, Ecemiş fay zonunun batı kesiminde yer alması ve ekonomik açıdan önemli maden yatakları içermesi nedeniyle çok sayıda yer bilimci tarafından araştırılmıştır. Yöredeki ilk çalışmalar ; Blumenthal (1941), Ketin (1960), Kleyin (1968,1970,1971), Viljoen ve İleri (1973) tarafından gerçekleştirilmiştir. Göncüoğlu (1977, 1981, 1985), Niğde Masifi'ni petrolojik ve stratigrafik açıdan ayrıntılı olarak incelemiş ve masife ait kayaçları bölümlendirerek adlandırmıştır. Yetiş (1978, 1987), yörede özellikle örtü birimlerini ayrıntılı olarak incelemiş ve Ecemiş Fayı'nın özelliklerini ortaya koymuştur. Oktay (1982), inceleme alanının güneyinde Ulukışla havzasının, Geç Kretase- Miyosen arasındaki jeolojik evrimini açıklamıştır. Baş ve diğerleri, (1986), bölgedeki volkanizmayı jeokimyasal açıdan incelemiş, Atabey ve diğerleri (1986), yörede stratigrafik ve maden yatakları açısından çalışmalar gerçekleştirmiştir. Kuşçu ve diğerleri (1992), ise Çamardı ilçesi civarında bölgedeki antımuhan cevherleşmesini araştırmıştır. Whitney ve Dilek (1997) yöredeki kayaçların metamorfizmasını irdelemiş ve yöredeki granitik kayaçların Miyosen yaşlı olduğunu belirtmiş, ve Niğde Masifi'nin örtü birimlerini oluşturan, Kretase-Eosen yaşlı kayaçların yapısal özelliklerini genel olarak ele almışlardır. Bu çalışmada ise, ayrıntılı mesoskopik tektonik analizlere dayalı olarak, yörede yüzeyleyen Niğde Masifi örtü birimlerinin yapısal özellikleri irdelenecektir.

Örtü birimlerinin yapısal özelliklerinin ortaya konması için, yörede yaklaşık 100 km² lik bir alanın 1/25 000 ölçekli ayrıntılı jeoloji ve yapısal haritası hazırlanmıştır. Çok sayıda mostrada, örtü birimleri içinde gözlenebilen her türlü birincil / ikincil düzlemsel ve çizgisel yapı öğelerinin konumu ölçülmüş ve bu yapıların birbirleriyle olan ilişkisi incelenmiştir. Yapısal ölçümler, Turner ve Weiss (1963), Ramsay (1967), ve Ramsay ve Hubert (1987), tarafından ortaya konan geometrik analizler doğrultusunda

değerlendirilmiştir. Bunlar ileride ayrıntısıyla açıklanacaktır.

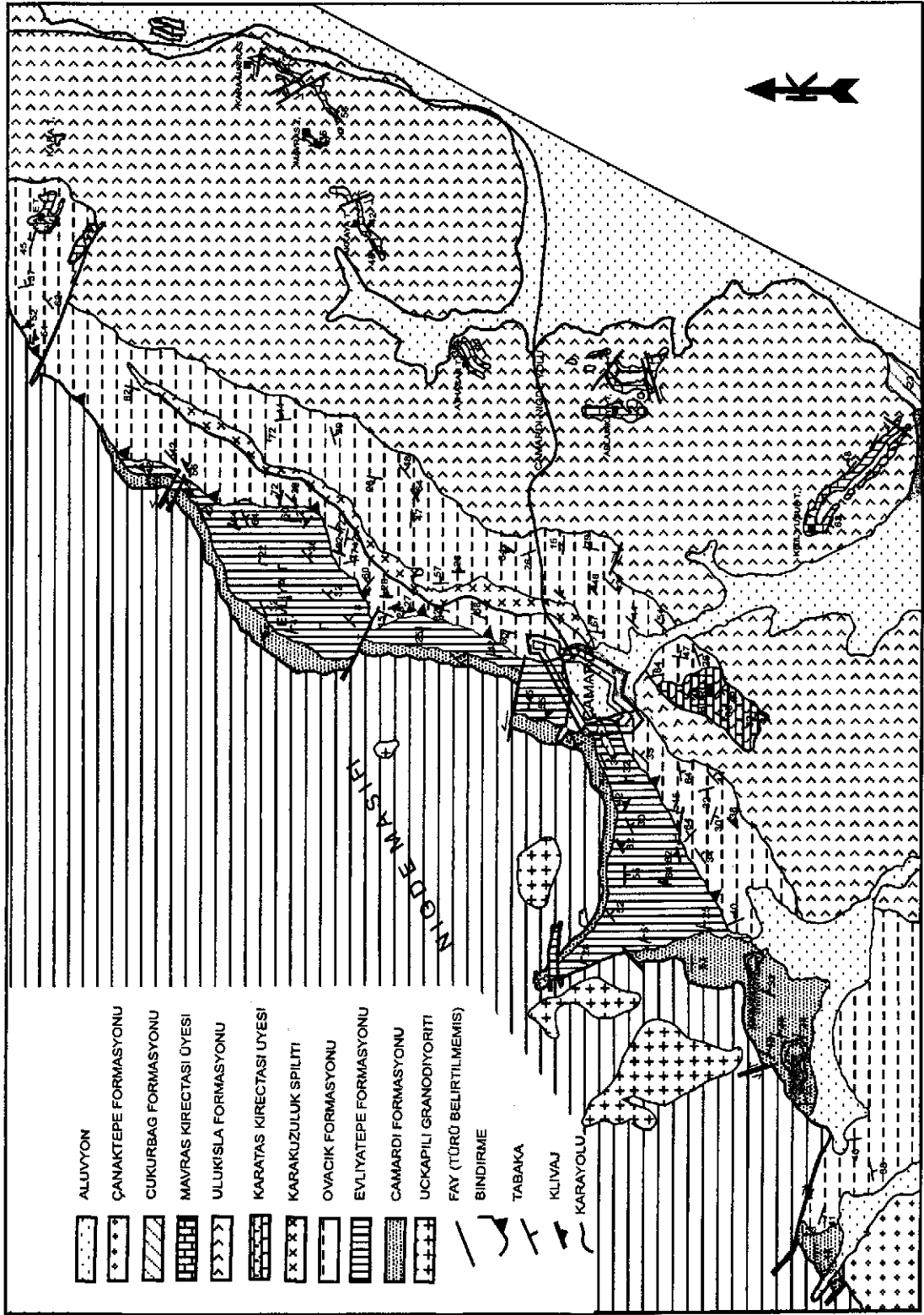
STRATİGRAFI

İnceleme alanında, Paleozoyik-Kuvaterner yaş aralığında oluşmuş kayaçlar yüzeylenmektedir (Şekil 2 ve 3). Yörede temeli Niğde Masifi'ne ait yüksek dereceli metamorfizma oluşur. Bu metamorfizma, Üçkapılı granodiyorit tarafından kesilirler. Söz konusu birimler, Geç Kretase-Kuvaterner yaşlı örtü birimleri tarafından uyumsuz olarak örtülmektedir.

Yörede Niğde masifi, Paleozoyik-Mesozoyik yaşlı mermer, gnays, kuvarsit ve amfibolit ardalanmasını kapsamaktadır. Masife ait bu kayaçlar, stok ve dayk şeklindeki değişik boyutlu granit kütleleri tarafından kesilmiştir. Geç Kretase Eosen yaşlı örtü birimleri ise bu çalışmada, tektonostratigrafik olarak alttan üste doğru ; Paleosen- Eosen yaşlı Celaller grubu ve Geç Kretase-Eosen yaşlı Eskiburç grubu (Göncüoğlu ve diğ., 1991), şeklinde iki gruba ayrılmıştır.

Celaller grubu en altta, temeli uyumsuz olarak örten ilk birim olan Paleosen-Eosen yaşlı Çamardı formasyonu ile temsil edilir. Bu formasyon düşük dereceli metamorfizmaya uğramış karasal ve sığ denizel özellikli kırıntılı kayaçlardan yapıldır. Çamardı formasyonunun litolojisini, mor-kahve, yeşil, gri renkli, iri bloklu çakıltı, kumtaşı, kuvarsit ve çamurtaşı ardalanması oluşturmaktadır. Çamardı formasyonu, gerek Niğde Masifi'ne ait metamorfizma gerekse Üçkapılı granodiyorit'i örtmekte (Şekil 2) ve aynı zamanda bu birimlerden türeme blok ve çakıllar içermektedir. Çamardı formasyonu, yanal ve düşey bir geçişle yine düşük dereceli metamorfizmaya uğramış karbonatlı ve kırıntılı ardalanması şeklindeki Eosen yaşlı Evliyatepe formasyonuna geçiş gösterir. Evliyatepe formasyonu (Göncüoğlu ve diğ., 1991), kökende bol fosil içeren kireçtaşı, marn, killi kireçtaşı, çakıltı, kumtaşı, çamurtaşı ardalanmasından oluşmuştur. Farklı özellikli kayaçlardan yapılmış olması nedeniyle sık bir şekilde kıvrımlanmış ve deforme olmuştur. Metamorfizmanın yüksek olduğu kesimlerde sleyt-fillit-kalkışt özellikli kayaçlara dönüşmüştür. Birim Eosen yaşlıdır (Göncüoğlu ve diğ., 1991).

Celaller grubu inceleme alanı orta kesimlerinde KD-GB gidişli ve kuzey doğuya eğimli Kavaklıgöl bindirmesi boyunca Geç Kretase-



Şekli 2: Çamardı çevresinin jeoloji haritası
Figure 2: Geological map of the Çamardı and its vicinity

ÜST SİSTEM	SERİ	GRUP	FORMASYON	LİTOLOJİ	AÇIKLAMA
SENEZOYİK	MIYO-PLİYOSEN		Aldıvyon Çanaktepe		Çakıl, kum, silt gibi güncel malzama. UYUMSUZLUK
	OLİGOSEN		Çukunbaşı		Karasal kırıntılar UYUMSUZLUK
	ÜST KRETASE-EOSEN	Eskiburç	Ovacık ulukışla		Alacalı renkli türbiditik, çakıllaşı, kumtaşı çakıllaşı bloklu olizostromal seviyeler, kireçtaşı arakatlıları, aglomera, volkanojen kumtaşı, tüfit, Bazalt, spilitik bazalt, andezit, tüfit aglomera Karataş üyesi: Gri- baki renkli, algi brakik kireçtaşı, alacalı renkli kumtaşı çamurtaşı. Kumtaşı, şayl, silttaşı TEKTONİK DOKANAK
	PALEOSEN-EOSEN	Celaller	Eviyatepe Çamardı		Düşük dereceli matamorfik, gri-yeşil, siyah renkli kireçtaşı, marn, çamurtaşı, kilitaşı silttaşı, kumtaşı, çakıllaşı ardalanması Düşük dereceli matamorfik; genelde gri yeşil, mor-kahverenkli konglomara, kuvarskonglomara çamurtaşı, kumtaşı, kuvarsit ardalanması UYUMSUZLUK
PALEOZOYİK MEZOZOYİK		NİĞDE MASİFİ			Üçkapılı granodiyorit, pegmatit ve apit damarları. Marmar, kuvarsit, gnays. Çörtlü mermarlar. Bayaz renkli kuvarsitler Apit ve pegmatit damarların yoğun olduğu gnayslar. Arabantlar şeklindeki amfibollitler. İri kristalli, beyaz- mavimsi renkli mermer

Şekil 3: Çamardı çevresinin genelleştirilmiş tektonostratigrafik dikme kesiti (ölçeksiz).

Figure 3: Generalized columnar stratigraphic section of Çamardı and its vicinity (unscaled)

Eosen yaşlı Eskiburç grubu tarafından tektonik olarak örtülür (Şekil 2 ve 3). Eskiburç grubu bir-biriyle yanal ve düşey geçişler gösteren flışoyid Ovacık formasyonu ve egemen olarak ada yayı volkanikleri şeklindeki Ulukışla formasyonlarını kapsar. Ovacık formasyonu (Dellaoloğlu ve Aksu, 1986), mor ve alacalı renkli türbiditik özellikli çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı, silttaşı, bloklu olis-tostromal seviyeler ve sarı-gri renkli kireç-taşlarından oluşmuştur. Bu çalışmada, Karakuzuluk üyesi olarak adlandırılan, birim, tuf, aglomera ve spilitik seviyelerden oluşmuş volkanik ara seviyeler de içerir. Ayrıca birim içinde, Çamardı'nın güneyinde ve inceleme alanının kuzeydoğusunda yüzeyleyen haritala-nabilir özellikli, bol nummulit fosilli kireçtaşları, Karataş Kireçtaşı üyesi şeklinde ayırtlanmıştır (Göncüoğlu ve diğ., 1991). Geç Kretase - Paleosen yaşlı Ulukışla formasyonu ise (Demirtaşlı ve diğ., 1975), inceleme alanında egemen olarak, spilit, bazalt, andezit, aglomera ve tüfitlerden oluşmuştur. Ayrıca birim içindeki haritalanabilir özellikli kireçtaşı ve çamurtaşın-dan oluşmuş Orta-Geç Paleosen yaşlı Mavraş kireçtaşı üyesi de bulunur (Yetiş, 1978). Büyük bir olasılıkla Celaller grubu ile Eskiburç grubu, tektonizma öncesi birbirleriyle yanal ve düşey geçişli olarak gelişmiştir. Buna göre Celaller grubu Ulukışla havzasının kuzey kenarındaki karasal-kıta şelfi kayaçları temsil ederken, Eskiburç grubu ise ada-yayı (Oktay, 1982, Baş ve diğ., 1986) ve ilişkin sin-orojenik kayaçları temsil etmektedir.

Yukarıda değinilen tüm birimler, başkalaşı-ma uğramamış ve karasal özellikli Neo-otokton Oligosen-Kuvaterner yaşlı kayaçlar tarafından açılı uyumsuz olarak örtülmektedir. Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu (Yetiş, 1978), inceleme alanında karasal kökenli çakıltaşı, kumtaşı, çamurtaşı ve marnlardan oluşmuştur. İnceleme alanı güneybatısında ise, karasal Geç Miyosen-Pliyosen yaşlı Çanaktepe formasyonu (Atabey ve Ayhan, 1986), Niğde Masifi'ne ait kayaçlar ile Kretase-Eosen yaşlı örtü birimlerini açılı uyumsuz olarak örter. Bu birim iri bloklar kapsayan alüvyal yelpaze çökelleri şeklindedir. İnceleme alanının en genç birimini ise Kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturur.

YAPISAL JEOLojİ

İnceleme alanındaki Geç Kretase-Eosen yaşlı kayaçlar, Geç Eosen veya Oligosen

öncesinde, Ulukışla havzasının kapanmasına bağlı olarak, kıvrımlanmış, düşük dereceli başkalaşıma uğramış, klivajlanmış, kırıklı ve bindirmeli yapılar kazanmıştır (Şekil 2, 3, 4). Bu bölümde inceleme alanındaki Geç Kretase-Eosen yaşlı örtü birimlerinin yapısal özelliklerini ortaya koymak amacıyla önce kıvrımlı sonra kırıklı yapılar irdelenecektir. Sünek deformas-yon sonucu gelişmiş yapıların analizi, yörenin tektonostratigrafik bölümlendirmesine uygun olarak , Celaller ve Eskiburç grubu için ayrı ayrı gerçekleştirilecektir.

Kıvrımlı yapılar

Örtü birimlerini oluşturan formasyonlar, hari-ta ölçeğinde, kuzeybatı-güneydoğu gidişlidir ve egemen olarak güneydoğuya eğim sunmak-tadır (Şekil 2 ve 4). Arazi gözlemleri ve yapısal analizler, Örtü birimlerini oluşturan Paleosen-Eosen yaşlı Celaller grubu ile Geç Kretase-Eosen yaşlı Eskiburç grubuna ait kayaçların en az üç evreli (F_1 , F_2 , F_3) deformasyona uğra-yarak kıvrımlandığını göstermektedir. Celaller grubu içindeki kıvrımların boyutu, harita ölçeği ile mikroskopik ölçek arasında değişir. Harita ölçeğindeki kıvrımlanmalar daha çok F_1 - evre kıvrımlarıdır (Şekil 4). Harita ölçeğindeki F_1 - evre kıvrımlar KB-GD yönelimli olup güney-doğuya doğru dalımlıdır. İnceleme alanının ana yapısını, Çamardı çevresindeki güneydoğuya dalımlı antiklinal oluşturur. Bu kıvrımın çekir-değinde Niğde Masifi'ne ait kayaçlar yüzeylerken, kanatlarında Çamardı formasyonu ile Evliyatepe formasyonu yer alır. Bu kıvrımın batısında ise yine F_1 - evre deformasyon sonucu oluşmuş; KB-GD yönelimli bir senklinal yer alır. Senklinalin çekirdeğinde, Celaller grubuna ait kayaçlar yer alırken, kanatlarında Niğde Masifi'ne ait metamorfittler gözlenir. Kıvrımların geometrisi, temel ve örtü kayaçlarının beraberce deforme olduğu yörelere özgü kıvrım sitilini (cusp-lob yapısı) yansıtmaktadır. Kıvrımların harita ölçeğindeki gidişleri ve arazi gözlemleri yöredeki antiklinallerin dairesel ve geniş, senklinallerin ise dar ve köşeli geometride olduğunu göstermektedir. Bu da, gerek örtü gerekse temele ait Niğde Masifi'ne ait kayaçların Oligosen öncesindeki F_1 - deformasyonu ile beraberce sünümlü tarzda deforme olduğunu, ancak temelin bu deformasyon esnasında daha dayanımlı (kompetent) davrandığını kanıtlamaktadır. Celaller grubuna

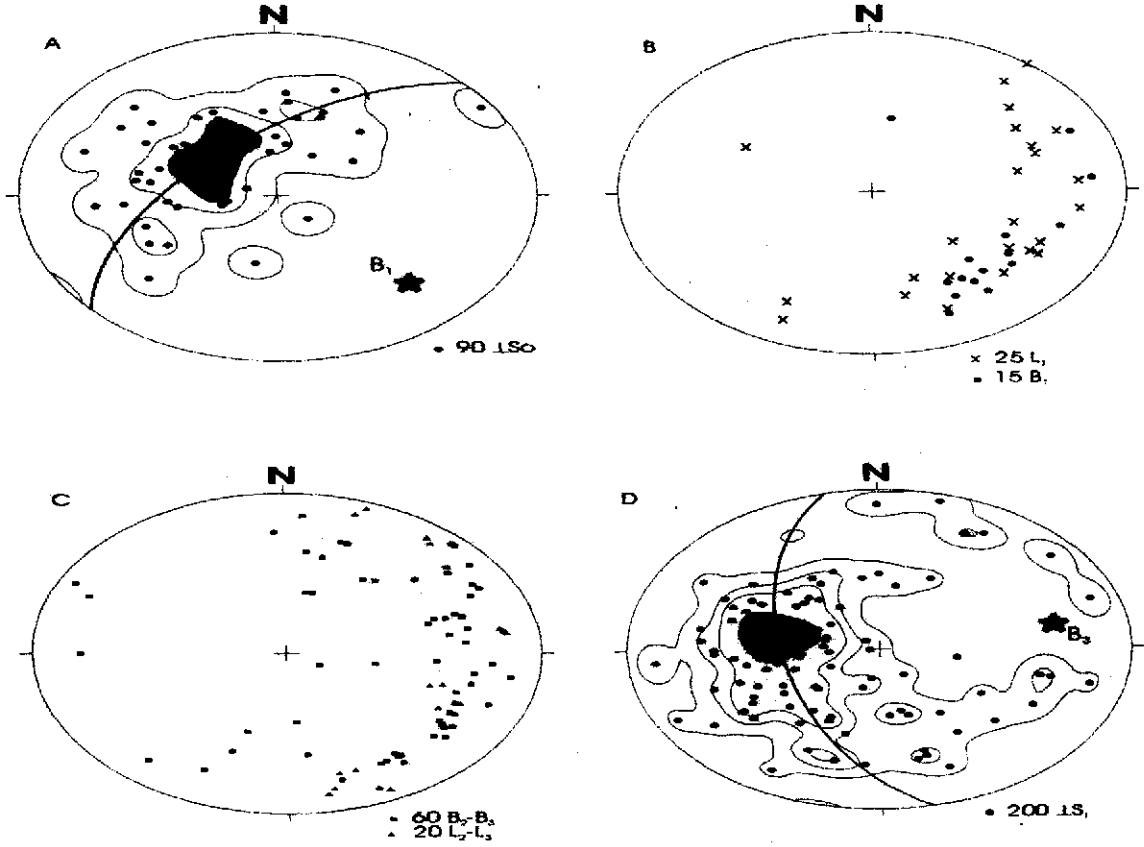
büyümüş serisit-klorit-kuars ve albit mineralleri gözlenmiştir. Ayrıca, defromasyon esnasında daha kompetent davranan tanelerin her iki yanında, S_1 - klivaj düzlemlerine paralel basınç gölgeleri oluşmuştur. Bu basınç gölgelerinde de sin-tektolik büyümiş serisit-klorit-kuars-kalsit megakristleri izlenmektedir. Bu yapıların yanısıra F_1 - evresi tabaka-klivaj arakesit lineasyonlu, kademeli açık tansiyon damarları ve lifsi minerallerle dolgu ekstenzyonel damarlar da oluşturmuştur. F_1 - evresine ilişkin mesoskopik B_1 - kıvrım eksenleri ve L_1 - arakesit lineasyonları kuzeybatı-güneydoğu yöneliminde yoğunlaşma sunmaktadır (Şekil 5B). Ancak, sonraki kıvrımlanma nedeniyle bu lineasyonlar da deforme olmuş ve yönelimleri değişmiştir.

F_2 - evre deformasyon ise daha çok mostra ölçeğinde, F_1 - evre deformasyonla eş eksenli yapılar geliştirmiştir. F_1 - F_2 - evresinde oluşan kıvrımların bu evrede tekrar kıvrımlanması inceleme alanında Tip 3 türü (Ramsay, 1967) kıvrım girişim yapıları geliştirmiştir. F_2 - evre kıvrımlar kompetent tabakalarda genellikle açık geometrili kıvrımlar geliştirirken iyice klivajlanmış sleyt ve fillitik özellikli kayalarda S_1 - klivaj düzlemlerinin deformasyonu sonucu kesişen ve monoklinal kink kıvrımları (B_1) ve buruşma klivajı (S_2) ve lineasyonları (L_2) oluşturmuştur. Kink kıvrımları deformasyonun yoğun olduğu kesimlerde asimetrik-sıkışık kıvrım geometrisi sunar. F_2 - evresinde oluşan kink kıvrım eksenleri ve buruşma klivajları, F_2 - evresindeki tektonik eksen gidişinin ortalama olarak standart dışı K 40 B, 20 GD ile K50 B, 30 GD değerleri arasında yönelimli olduğunu göstermiştir (Şekil 5C).

F_3 - evresi ile bu kıvrımların tekrar deforme olduğu yerlerde, B_2 - ve L_2 - lineasyonları da deforme olmuştur (Şekil 5C). F_3 - evre deformasyon ise yine F_2 - evre deformasyonuna benzer bir şekilde genellikle mostra ölçeğinde yapılar geliştirmiştir. Bu evrede S_1 - klivaj düzlemlerinin tekrar kıvrımlanması sonucu yörede ikinci bir kesişen veya monoklinal geometrili kink kıvrımı sistemi (B_3) ile daha seyrek olarak buruşma klivajı ve lineasyonları (S_3 - ve L_3) oluşmuştur. B_3 - ve L_3 - ölçümlerinin diyagramlarda değerlendirmesi F_3 - evre tektonik eksen gidişinin doğukuzeydoğu-batıgüneybatı yönelimli olduğunu göstermektedir (Şekil 5C). Celaller grubuna ait kayalardan alınan ölçümler S_1 -düzlemlerinin B_3 -tektolik

eksen gidişi ile uyumlu olarak K80 D, 32 GD eksen etrafında kıvrımlandığını ortaya koymaktadır (Şekil 5D). Arazi gözlemleri B_3 - evre kıvrımların B_2 - evre kıvrım ve lineasyonlarını belirgin bir şekilde büküp, deforme ettiğini göstermektedir. Yapısal analizler F_3 - evrenin F_1 - ve F_2 - evreye yaklaşık dik bir şekilde etki eden kabuk kısalması sonucu geliştiğini belgelemektedir.

Söz konusu Geç Eosen öncesindeki deformasyon, Eskiburç grubuna ait kayaları Celaller grubuna ait kayalara benzer bir şekilde deforme etmiştir. Eskiburç grubuna ait formasyonlar da harita ölçeğinde kuzeydoğu-güneybatı gidişli bir yönelim sunmaktadır. Bu gruba ait kayalar, daha çok volkanik özellikli kayalardan yapılı olması nedeniyle harita ölçeğinde belirgin bir yapı sunmamaktadır. Ancak Ulukışla formasyonu içindeki Mavraş üyesinin gidişi yine bu grubun harita ölçeğinde kuzeybatı-güneydoğu gidişli kıvrımlandığını göstermektedir. Geç Eosen esnasındaki deformasyon daha çok sedimanter kökenli kayalardan yapılı Ovacık formasyonu içinde izlenmektedir. Eskiburç grubu içindeki kayalardan alınan tabaka ölçümleri, gruba ait kayaların F_1 - evresinde K46 B, 28 GD gidişli bir tektonik eksen etrafında kıvrımlandığını kanıtlamaktadır (Şekil 6A). F_1 - evre deformasyon Eskiburç grubuna ait sedimanter kayalarda, klivajlanma ve zengin mesoskopik kıvrımlar oluşturmuştur. F_1 - evre mesoskopik kıvrım eksenleri ve arakesit lineasyonları yine kuzeybatı-güneydoğu gidişinde yoğunlaşma sunmakta, ancak sonraki deformasyonlar nedeniyle geniş bir dağılım göstermektedir (Şekil 6B). F_2 - evre deformasyon genellikle mostra ölçeğinde yapılar geliştirmiştir. Bu evredeki kıvrımlar, genellikle kesişen ve monoklinal kink kıvrımları (B_2) şeklindedir. Ayrıca S_1 - düzlemleri üzerinde buruşma klivajları ve lineasyonları oluşmuştur. Arazi ölçümleri B_2 - evre tektonik eksen gidişinin kuzeybatı-güneydoğu yönelimli olduğunu göstermekte ve F_1 - evreye eş eksenli olarak geliştiğini göstermektedir (Şekil 6C). F_3 - evre deformasyon, F_2 - evre deformasyona benzer şekilde F_2 - evreye dik gidişli monoklinal ve kesişen kink kıvrımları ile daha seyrek olarak buruşma klivajı ve lineasyonları oluşturmuştur. Bu evreye ilişkin mesoskopik yapıların gidişi de F_3 - tektonik eksen konumunun doğukuzeydoğu-batıgüneybatı yönelimli olduğunu belgelemektedir (Şekil 6C). Eskiburç grubundan alınan ölçümler, S_1 -



Şekil 5 : A: Celaller grubuna ait tabaka ölçümlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı. Konturlar: %1-4-7-11. Tektonik eksen gidişi (B1-2): K43 B, 28 GD. B: Celaller grubuna ait lineasyonlara ilişkin nokta diyagramı (x: tabaka-klivaj arakesit lineasyonu; Mesoskopik kıvrım eksenini), C: Celaller grubuna ait 2. ve 3. evre mesoskopik lineasyonlara ilişkin nokta diyagramı. (B2-B3: Kink kıvrım eksenini, L2-L3: buruşma lineasyonu). D: Celaller grubuna ait klivaj düzlemlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı. Konturlar: %1-2-3-5-7. Tektonik eksen gidişi (B3): K80 D, 32 KD.

Figure 5 : A: Point and contour diagram of the bedding planes (So) of the Celaller group. Contours: %1-4-7-11. Tectonical axe direction (B1-2): K43 B, 28 GD. B: Point diagram of the Lineations of the Celaller group. (x: Intersection lineation of bedd-Cleavage: Mesoscopic fold hinge line). C: Point diagram of the 2. and 3. stage Mesoscopic lineations of the Celaller group. (B2-B3: Kink hinge line., L2-L3 : Crenulation lineation). D: Point and Contour diagram of the cleavage planes of the Celaller group. Contours: %1-2-3-5-7. Tectonical axis direction (B3): K80 D, 32 KD.

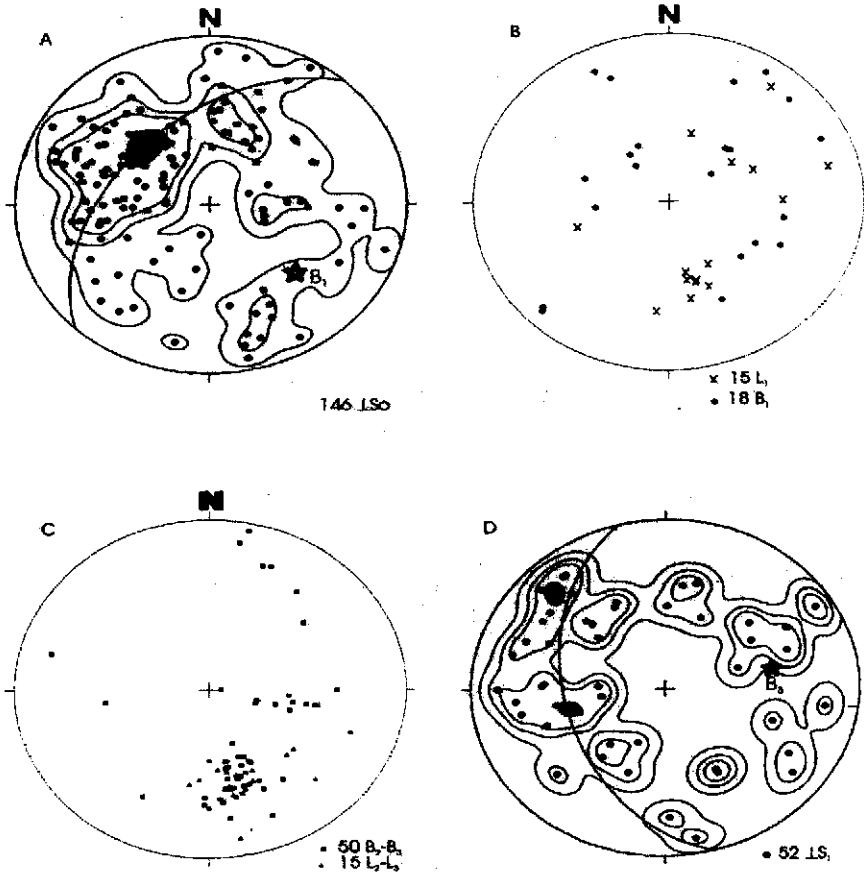
klivaj düzlemlerinin F_3 - evresinde K76 D, 43 KD yönelimli bir tektonik eksen etrafında kıvrımlandığını belirtmektedir (Şekil 6D).

Buraya kadar gerçekleştirilen yapısal analizler, inceleme alanındaki gerek Celaller gerekse Eskiburç grubuna ait kayaların, Geç Eosen esnasında (Oligosen öncesinde) kabuk kısalmalarına bağlı olarak en az 3 evreli deformasyona uğradığını kanıtlamakta ve benzer bir yapısal gelişime sahip olduklarını göstermektedir. F_1 - ve F_2 - evre deformasyonlar eş eksensli olup mostra ölçeğinde Tip 3 türü kıvrım girişim

yapıları geliştirmiştir. F_3 -evre deformasyona ilişkin yapılar ise bunlara yaklaşık dik olarak gelişmiştir. Diyagramda bunu açıkça görmek mümkündür.

Faylar ve bindirmeler

İnceleme alanının en önemli kırık yapısını Kavaklıgöl bindirmesi oluşturur (Şekil 2 ve 3). Kavaklıgöl bindirmesi, KD-GB yönelimli olup, bindirme düzleminin eğimi güneydoğuya doğrudur. Bu bindirme sonucu, Ulukışla havzasının evrimi sürecinde gelişen ada yayına ilişkin



Şekil 6 : A: Eskiburç grubuna ait tabaka ölçümlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı. Konturlar: %1-2-3-6. Tektonik eksen gidişi (B1-2): K46 B, 40 GD. B: Eskiburç grubuna ait lineasyonlara ilişkin nokta diyagramı (x: tabaka-klivaj arakesit lineasyonu; Mesoskopik kıvrım eksen), C: Eskiburç grubuna ait 2. ve 3. evre mesoskopik lineasyonlara ilişkin nokta diyagramı (B2-B3: Kink kıvrım eksen; L2-L3: buruşma lineasyonu). D: Eskiburç grubuna ait klivaj düzlemlerine ilişkin nokta-kontur diyagramı. Konturlar: %1-2-3-6. Tektonik eksen gidişi (B3): K76 D, 43 KD.

Figure 6 : Point and contour diagram of the bedding planes (So) of the Eskiburç group. Contours: %1-2-3-6. Tectonical axis direction (B1-B2): K46 B, 40 GD. B: Point diagram of the lineations of the Eskiburç Group (x: intersection lineation of bed-clarage: mesozcopic lineations of the Eski burç group. (B2-B3. Kink hinge line, L2-L3 Crenulation lineation) D: Point and contour diagram of the clearance planes of the Eskiburç Group. Contours: %1-2-3-6. Tectonical axis direction (B3): K76 D, 43 KD.

kayaçlar ile flişoyid ve olistostromal özellikli kayaçlar, Niğde Masifi'ni örten Paleosen-Eosen yaşlı kıtasal kayaçları üzerine itilmiştir. Bindirme zonu boyunca, yer alan kayaçlar ezilmiş ve breşleşmiştir.

Celaller grubu ile Eskiburç grubuna ait kayaçların yapısal özelliklerinin karşılaştırılması (Şekil 5 ve 6), tektonik taşınmanın dönmesiz bir tarzda geliştiğini belgелеmektedir. İnceleme

alanında Kavaklıgöl bindirmesinin yanı sıra irili ufaklı birçok doğrultu atımlı fay bulunmaktadır. Doğrultu atımlı faylar genellikle doğu-batı ve kuzeybatı-güneydoğu doğrultulu olmak üzere iki gidişte yoğunlaşmıştır (Şekil 2).

SONUÇLAR ve TARTIŞMALAR

Bu çalışmada, Çamardı çevresinde yüzeylenen Niğde Masifi'nin Kretase-Eosen yaşlı örtü

kayaçları tektonik konumlarına göre iki topluluğa ayrılmıştır. Örtü birimlerinin ilk topluluğunu Ulukışla havzasının kuzeyinde karasal ve kıta şelfi kayaçları şeklindeki Paleosen-Eosen yaşlı Celaller grubu oluşturur. Celaller grubu en altta karasal-sığ denizel özellikli kırıntılı kayaçlardan yapıları Paleosen-Eosen yaşlı Çamardı formasyonu ve sığ denizel özellikli karbonatlı-kırıntılı kayaçlardan oluşmuş Eosen yaşlı Evliyatepe formasyonu ile temsil edilir. Çamardı formasyonu stratigrafik bir dokanakla Niğde Masifi'ne ait metamorfizmaları ve Üçkapılı granodiyoritini örtmekte ve genellikle bu birimlerden türeme yüksek dereceli metamorfik kayaç (mermer, amfibolit, metakuvarsit, ganays) parçaları ile granit çakılı ve bloklarını kapsamaktadır. Bu da Niğde Masifi'nin Paleosen öncesinde başkalaşıma uğradığını ve en geç Paleosen öncesinde söz konusu yüksek dereceli metamorfizmanın yörede yüzeylediğini açıkça kanıtlamaktadır. Yine Üçkapılı granodiyoritinin bir bölümünün veya tamamının Paleosen öncesinde sokulum yaptığını ortaya koymaktadır. Buna göre Whitney ve Dilek'in (1997) öne sürdüğünün aksine Niğde Masifi Paleosen öncesinde başkalaşıma uğramış, yüzeylenmiş ve Paleosen-Eosen yaşlı kayaçlara geniş ölçüde kaynaklık etmiştir. Celaller grubu tektonik bir dokanakla, Geç Kretase-Eosen yaşlı Eskiburç grubuna ait kayaçlar tarafından üstlenmektedir. Kuşçu ve diğ. (1993) ise Niğde Masifi ve Celaller grubunun Celaller bindirmesi olarak adlandırdıkları bir bindirmeyle, kuzeyden güneye doğru Eskiburç grubu üzerine itildiğini belirtmişlerdir. Ancak, arazi gözlemleri, inceleme alanında Celaller bindirmesinin yer almadığını göstermiştir. Bunun tersine, Eskiburç grubuna ait kayaçlar, bu çalışmada ortaya konan Kavaklıgöl bindirmesi ile güneyden kuzeye veya güneydoğudan kuzeybatıya doğru Celaller grubu üzerine itilmiştir. İnceleme alanındaki kıvrımların kuzeye doğru devriklik sunması ve klivaj düzlemlerinin egemen olarak güneydoğuya doğru eğimli olması da, bu çalışmada ortaya konan tektonik taşınma ile uyum içindedir.

Bu çalışmada ayrıntılı yapısal analizlere ve arazi gözlemlerine dayalı olarak inceleme alanındaki Kretase-Eosen yaşlı kayaçların çok evreli deformasyona uğradığı ortaya konmuştur. İlk evre deformasyonla örtü kayaçları üstünde yer aldıkları temel kayaçları ile

beraberce deforme olmuş ve kuzeybatı-güneydoğu gidişli bir tektonik eksen etrafında kıvrımlanmıştır. Mikroskopik analizler Kretase-Eosen yaşlı kayaçların, bu evre deformasyonla düşük dereceli yeşilşist fasiyesinde başkalaşıma uğradığını göstermektedir. Buda bölgede, biri Niğde Masifi'ni etkileyen Paleosen öncesindeki yüksek dereceli, diğeri ise Geç Eosen sürecinde veya Oligosen öncesinde yöredeki Kretase-Eosen yaşlı kayaçları etkileyen düşük dereceli metamorfizma olmak üzere farklı iki metamorfizmanın bulunduğunu kanıtlamaktadır. İlk evre deformasyonla eş-eksenli ikinci evre deformasyon, örtü kayaçlarını tekrar deforme etmiş ve klivaj (S_1) düzlemlerinin de kıvrımlanmasını sağlamıştır. Büyük bir olasılıkla progresif (ilerleyen) tarzda gelişen F_1 - ve F_2 -deformasyonları yörede Tip 3 türü kıvrım girişimleri oluşturmuştur. Yapısal analizler F_1 - ve F_2 -deformasyonlarının yöredeki kuzeydoğu-güneybatı yönelimli kabuk kısalmaları sonucunda oluştuğunu belgelemektedir. Üçüncü evre deformasyon ise yörede, ilk iki evreye yaklaşık dik gidişli kıvrımlanmalar oluşturmuştur. Söz konusu deformasyon büyük bir olasılıkla yörede kuzey-güney veya kuzeybatı-güneydoğu gidişli kabuk sıkışmaları sonucu, Kavaklıgöl bindirmesi ile eş zamanlı olarak gelişmiştir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atabey, E. ve Ayhan, A., 1986, Niğde, Ulukışla, Çamardı, Çifttehan yöresinin jeolojisi. MTA. Derleme Rapor No. 8064. 60s.
- Baş, H., Ayhan, A., Atabey, E., 1986. Ulukışla-Çamardı (Niğde) volkanitlerinin bazı petrolojik ve jeokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Kur. Bült., 27-34.
- Blumenthal, M.M., 1941. Niğde ve Adana vilayetleri dahilindeki Torosların jeolojisine bakış. MTA. Dergisi, B6, 95s.
- Dellaloğlu, A.A. ve Aksu, R., 1986, Ereğli (Konya)-Ulukışla-Çifttehan-Çamardı (Niğde) dolayının jeolojisi ve petrol olanakları. TPAO. Rapor No. 2205.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Şanlı D.S. ve Turhan, N., 1975, Bolcardağlarının jeolojisi. Cumhuriyetin 50. Yılı Yer Bilimleri Kongresi, s. 42-57.
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des Westlichen Niğde Massivs. Univ. Bonn,

- Ph.D. Thesis, 181s.
- Göncüoğlu, M.C., 1981, Niğde Masifi'nde viridin gnaysın kökeni. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 24, 45-51.
- Göncüoğlu, M.C., 1985, Niğde Masifi batı yarısının jeolojisi. MTA. Derleme Rapor No. 5883.
- Göncüoğlu, M.C., Toprak, G.M.V., Kuşçu, İ., Erler, A., Olgun, E., 1991, Orta Anadolu Masifi'nin batı bölümünün jeolojisi. Bölüm 1: Güney Kesim, TPAO: Rapor No. 2909.
- Ketin, İ., 1960. Anadolu'nun tektonik birlikleri. MTA. Dergisi, cilt 54.
- Kleyn, P.H. van der., 1968, Field Report on the geological and geochemical prospection in the Niğde-Çamardı Massiv. MTA Maden Etüd Rapor No. M-174.
- Kleyn, P.H. van der., 1970, Recommendation of expolaration for mineralizations in the SW part of the Niğde-Çamardı Massiv. MTA. Rapor No. 4345.
- Kleyn, P.H. van der., 1971, Geochemical patterns and structural alignments in relation to antimony-mercury-tungsten mineralization in the Niğde area , Turkey. Geologie en Minjbouw, 50, 763-764.
- Kuşcu, İ., Erler, A. ve Göncüoğlu, M.C., 1993, Geology of the Çamardı (Niğde-Turkey) region, Geosound, 23, 1-16.
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve evresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi. Türkiye Jeol. Kur. Bült. 25, 15-23.
- Ramsay, J.G., 1967, Folding and fracturing of rocks. McGraw- Hill, New York, 568 s.
- Ramsay, J.G. ve Huber, M.I., 1987., The techniques of modern structural geology. Vol:1 Folds and fractures, Academic Press, 309s.
- Turner, F.J. ve Weiss, L.E., 1963, Structural analysis of metamorphic tectonites. McGraw-Hill. New York, 545s.
- Viljoen, R.P. ve İleri, S., 1973, The geology and mineralization of partions in the Pozantıdağı (Niğde) Massif of south Central Turkey. Johannesburg Consol. Invest. Co. Ltd. Geol. Res. Dept., Unpublished Rep. No. 39, 59s.
- Whitney, D.L., and Dilek, Y., 1997, Core complex devolopment in Central Anatolia, Turkey. Geology, v. 25, No. 11, 1023 -1026.
- Yetiş, C., 1978, Çamardı (Niğde) yakın ve uzak dolayının jeoloji incelemesi ve Ecemiş Yarılim Kuşağı'nın Maden Boğazı-Kamışlı arasındaki özellikleri. İ.Ü.F.F. Doktora Tezi., 164s.
- Yetiş, C., 1987, Çamardı (Niğde) alanındaki Oligosen-Miyosen yaşlı çökellerin fasiyes ve ortamsal özellikleri. Türkiye Jeol. Kur. Bült., 300, 1-8.

HOROZ GRANODİYORİTİNİN JEOKİMYASI

GEOCHEMISTRY OF THE HOROZ GRANODIORITE

Kerim KOÇAK

S.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Kampüs, KONYA

ÖZ

Bu çalışma ile Toroslarda Bolkardağlarının doğusunda yer alan Horoz granodiyoritinin jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmaktadır. Oldukça homojen bir doku ve bileşime sahip olan kalkalkalin Horoz granodiyoriti başlıca plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, sarımsı-kahve renkli biyotit ve yeşil renkli hornblend minerallerinden oluşmakta olup I-tip bir kökene işaret eden koyu renkli anklav, hornblend minerali ve yüksek $[Na_2O/K_2O]$ içermektedir. Horoz granodiyoritinin ana, iz ve nadir toprak element analiz sonuçları granodiyoritin okyanusal bir kabuğun Bolkar kıtası altına dalmasıyla "volkanik yay graniti (VAG)" jeotektonik konumunda oluştuğunu göstermektedir. Granodiyoriti oluşturan magma muhtemelen granat ve plajiyoklaz içeren bir hazne kayaktan türemiş veya mafik magma ile fiziksel ve kimyasal etkileşime girmeden önce granat ve plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonel kristalleşmesine uğramıştır.

ABSTRACT

Present study aims to investigate geochemical characteristics of the Horoz granodiorite, situated in the eastern part of Bolkardağı in Taurus Mountains. The granodiorite with quite homogeneous texture and composition was made up mainly of plagioclase, orthoclase, quartz, yellowish-brown coloured biotite and green coloured hornblende. It has dark-coloured anclaves, hornblende mineral and high $[Na_2O/K_2O]$, indicating an origin of I-type granitoid. Results of the major, trace and rare earth element analyses of the Horoz granodiorite show that the granodiorite may be formed by subduction of oceanic crust under Bolkar continent in geotectonic setting of "volcanic arc

granite (VAG)". The magma producing Horoz granodiorite was possibly derived from a source rock containing garnet and plagioclase, or undergone fractional crystallisation of garnet and plagioclase before physical and chemical interaction with coeval mafic magma.

GİRİŞ

Bölge ve geniş çevresi bir çok araştırmacının çalışma konusu olmuştur. Blumenthal (1947) ilk kez Horoz granodiyoritini belirlemiş ve biyotitli granit olarak tanımlamıştır. Daha sonraki çalışmalarda Blumenthal (1956) "Horoz graniti"nin Bolkardağı antiklinaline göre "asimetrik olduğunu derinlere doğru "lakolit" şeklinde olabileceğini ileri sürer. Granitin Geç Kretaseye kadar bütün birimleri kestiğini ve Lutesiyen taban konglomasında çakılları bulunduğunu belirtir. Çalapkulu (1980) bölgenin ayrıntılı jeoloji haritasını yaparak Horoz granodiyoritinin sığ yerleşim granodiyoriti olduğunu ve yaşının ise Alt Paleosen sonrası-Alt Eosen öncesi olarak belirtmiştir. Oktay (1982) Ulukişla ve çevresinin stratigrafi ve jeoloji evrimini incelemiş Tuz Gölü havzasının güney kesiminde Geç Kretase'de güneye dalan (Bolkar kıtası altına) bir okyanusal kabuğun Horoz granodiyoritini oluşturduğunu, aynı okyanusal kabuğun Paleosen'de ise terslenerek kuzeye dalmasıyla bir ada yayı (Ulukişla ada yayı) geliştiğini öne sürmüştür. Özgül (1984) Geç Senoniyen ve Erken Tersiyer'de Geyik dağı ile Aladağ Birliği arasında bir okyanusun oluştuğunu bunun da İpresiyen'de Aladağ-Bolkardağ Birliği altına dalarak granit ve kuvars porfirlerin oluşmasını sağladığını öne sürmüştür. Baş ve diğ. (1986, 1992, 1999), Ulukişla ve Çamardı arasında yüzeyleyen volkanitlerin mineral ve kayaç kimyasına dayanarak, dalma batma zonunun

okyanus içi havzada geliştiğini, magma karışımı ve magmanın kısmi kristalleşme süreçlerinin volkanitlerin petrolojisinde etkili olabileceğini vurgulamışlardır. Çevikbaş ve Öztunalı (1991,1992) Ulukışla- Çamardı Tersiyer havzasını kuzey, orta ve güney olmak üzere üç kısma ayırarak (Şekil 1) Bolkardağı gurubu içerisindeki cevherleşmelerin kıta kıta çarpışması döneminde yerleşen Horoz Granodiyoriti kökenli magmatojenik eriyik aktivitelerinin sonucunda oluştuğunu ileri sürmüşlerdir. Çevikbaş ve diğ.(1995) Horoz granodiyoritinin post-COLG jeotektonik konuma sahip olabileceğini belirtmektedirler.

Horoz Granodiyoriti (Çalapkulu, 1980) Bolkardağlarının doğu kesiminde, Niğde ili Ulukışla ilçesine bağlı Horoz köyünün yer aldığı vadinin kuzeyinde yaklaşık 8 km² 'lik bir alanda yüzeyler (Şekil 1)

İnceleme alanında Bolkar grubu (Demirtaşlı ve diğ., 1975) ile Ulukışla-Çamardı havzasının güney bölümü yer almaktadır (Şekil 1). Bolkar grubu en altta Bolkardağı mermerleri, Asmacık şist üyesi ile bunların üzerine tektonik dokanakla gelen Madenköy ofiyolitli melanjı, Alihoca ofiyolitli kompleksi ve tüm bunları kesen Horoz granodiyoriti ve Yataктаş kuvars -porfirinden oluşmaktadır. Ulukışla-Çamardı havzasının güney bölümü ise kireçtaşlarından oluşan Kalkankaya formasyonu ve Geyikpınarı çakıltası üyesinden (Paleosen) meydana gelmektedir. En üstte taraça ve yamaç molozu yer almaktadır. Granodiyorit Bolkar grubu içerisindeki mermer ve şistleri, damar kayaçları da (tonalit porfir, kuvars porfir, diyabaz) kendisini ve Bolkar grubunun üzerindeki Alihoca ofiyolit kompleksine ait kayaçları keser (Çalapkulu, 1980; Çevikbaş, 1991; Çevikbaş ve Öztunalı, 1991). Bolkardağı mermerler ile olan dokanaklarında granat felsler oluşur.

Bu çalışmanın amacı Horoz granodiyorit stoğunun jeokimyasal ve petrolojik karakteristiklerinin belirlenip Toroslar'ın jeolojik tarihçesindeki rolünün ortaya konmasıdır.

PETROGRAFI

Açık-koyu gri renkli ve genellikle orta taneli olan granodiyorit özellikle stoğun kenar kesimlerinde ince taneli ve kırıklı bir görünüme sahiptir. Doku ve bileşim olarak oldukça homojen bir

doku sergileyen magmatik kayaçlar genel olarak holokristalin-tanesel yer yer de porfirik veya aplitik bir doku gösterirler. Kayacın ana minerallerini plajiyoklaz, ortoklaz, kuvars, biyotit, hornblend ve tali minerallerini ise apatit, epidot, sfen, zirkon ve ikincil klorit oluşturmaktadır.

Açık renkli mineraller içerisinde en yaygın olanı ise biyotittir. Sarımsı-kahverengi renk ve pleokroizma gösteren biyotitler dilinimlerden itibaren klorite dönüşmüştür. Hornblendler ise yeşilin tonlarında renk ve pleokroizma göstermektedir.

Granodiyorit ender olarak koyu renkli, keskin dokanaklı, cm-dm boyutlu, elips şekilli anklavlar içermekte olup aplit, kuvars damarı ve granit porfirler tarafından kesilmiştir. Granodiyorit çatlaklarında ayrıca çeşitli çözelti tarafından mobilize olan feldispatların birikmesi ile oluşan feldispat (özellikle K-feldispat) damarları göze çarpmaktadır.

JEOKİMYA

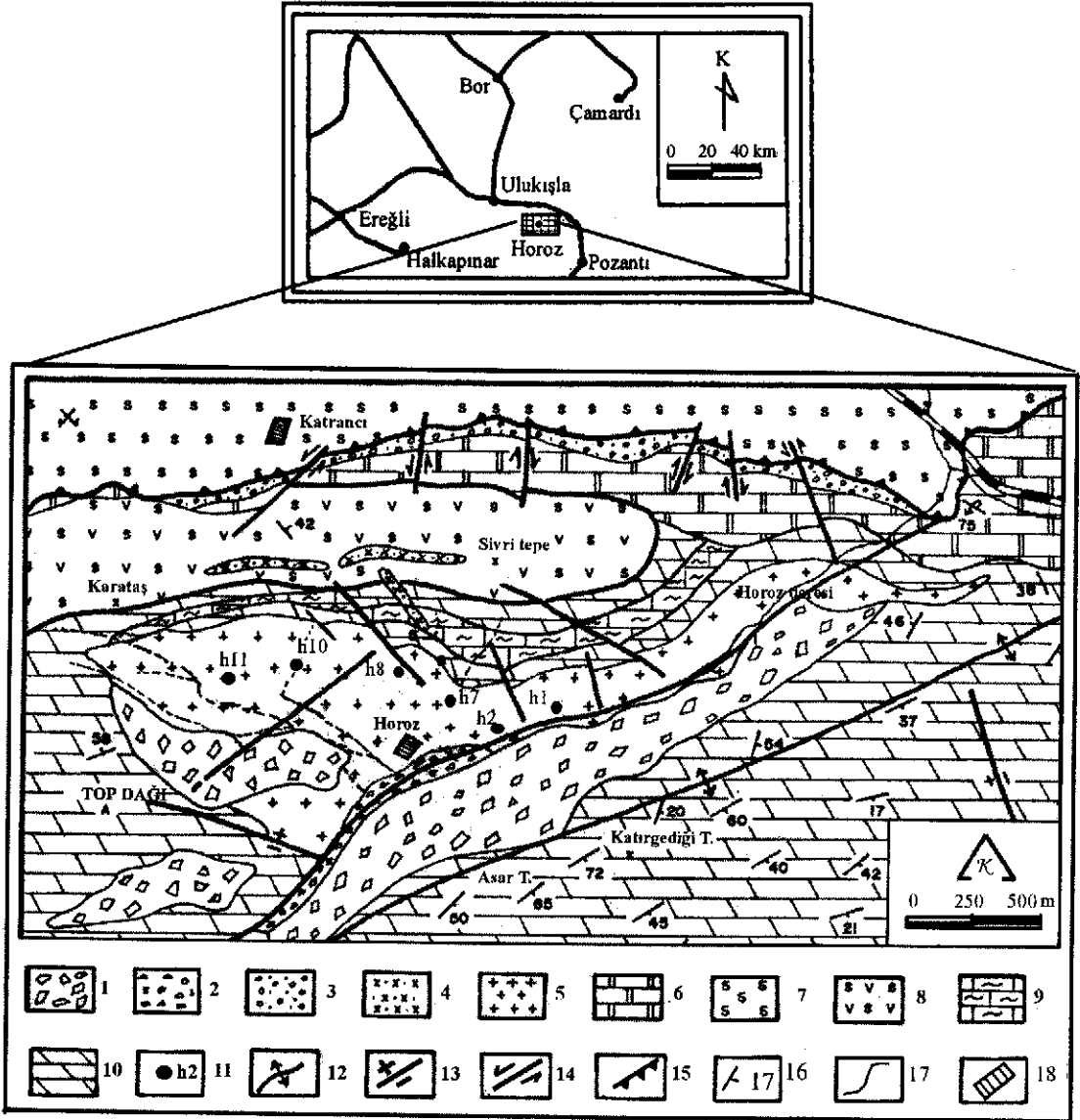
İnceleme alanından derlenen numunelerin taze olanlarından seçilen 6 örneğin ana, iz ve REE analizleri Kanada'da ACME laboratuvarlarında yapılmıştır. Örneklerin kimyasal analiz sonuçları Tablo 1 de sunulmuştur.

Kayaçların kimyasal bileşimi genel olarak çok sınırlı bir alanda yer alır. Nitekim Debon ve Le Fort (1982)'nin magmatik kayaçları isimlendirme diyagramında örnekler sadece granodiyorit (1 örnek adamellit sınırında) bölgesinde yoğunlaşmışlardır (Şekil 2). AFM üçgen diyagramında ise granodiyoritteki kuvvetli kalkalkalin özellik kendini gösterir (Şekil 3). Granodiyorit okyanus sırtı granitlere (ORG, Pearce ve diğ., 1984) göre normalize olmuş örümcek diyagram Şekil 4'te verilmiştir. K, Rb, Ba (iri katyonlu elementler, LIL) ve Th ORG' e göre 10 kat ve daha fazla zenginleşmişlerdir. Buna karşılık Ta ve Ce ORG'a benzerlik gösterirken Hf, Zr, Y (HFSE) ve özellikle Yb ORG' den daha azdır. Sonuçta oluşan yüksek LIL/HFSE oranı dalma-batma süreçleri ile ilişkili olarak oluşan magmatik kayaçlarda karakteristik bir özellik olarak ortaya çıkmaktadır (Tarney ve Saunders, 1979; Saunders ve diğ., 1980).

Granitoidler Chappel ve White (1974) tarafından kökenlerine göre iki guruba

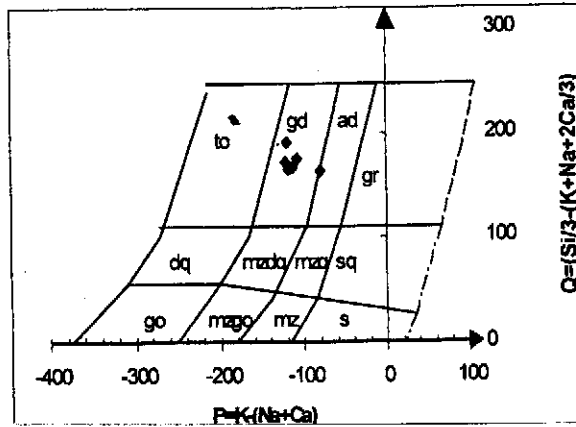
Tablo 1: Horoz granodiyoritinin ana , iz ve nadir toprak element analizi.**Table 1:** Major , trace and Rare Earth Element analyses of the Horoz granodiorite.

Majör oksit(%wt)	H8	H1	H2	H7	H11	H10	Ort
SiO ₂	71,46	71,28	71,02	69,96	71,04	70,40	70,9
TiO ₂	0,27	0,22	0,26	0,28	0,26	0,25	0,26
Al ₂ O ₃	14,79	14,25	14,64	15,51	14,7	14,90	14,8
Fe ₂ O _{3t}	2,72	2,14	2,03	2,43	2,43	2,23	2,33
MgO	0,84	0,70	0,63	0,92	0,78	0,76	0,77
MnO	0,03	0,05	0,05	0,03	0,05	0,03	0,04
CaO	2,03	1,88	2,33	2,12	2,19	1,99	2,09
Na ₂ O	4,12	3,96	4,30	4,27	4,25	4,09	4,17
K ₂ O	2,34	3,86	2,94	2,54	3,02	2,82	2,92
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,10	0,08	0,10	0,80	0,21
Cr ₂ O ₃	0,03	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02
LOI	1,10	1,00	0,70	1,10	1,00	0,90	0,97
Toplam	99,94	99,96	99,96	99,96	99,85	99,19	99,81
İz Element (ppm)							
Zr	81	69	88	74	75	74	76,83
Y	15	12	16	14	14	14	14,17
Sc	3	3,90	3,70	5,10	2	2	3,28
Hf	5,70	3	4	4	4	4	4,12
Ta	1,60	0,90	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	
Sr	379	389	418	414	401	395	399,27
U	2,50	3,60	2,70	2,40	2,70	2,40	2,72
Rb	58	113	81	57	67	57	72,11
Th	21	12,30	22,10	11,2	14	11,20	15,27
As	< 2	10	6,30	2	2	2,80	
Zn	18	<50	<50	<50	<50	<50	
Ni	4	<30	<30	30	<30	<30	
Co	3	5	4	6	7	6	5
Cr		8	<5	<5	6	<5	
Cs	1,40	1	<1	<1	1	1	
Ba	447	559	478	436	490	470	480
La	13,80	22	44	15	28	18	23,47
Ce	25,50	44	77	34	34	30	40,75
Pr	3,33						
Nd	12,20						
Sm	2,70						
Eu	0,61						
Gd	2,83						
Tb	0,38						
Dy	2,04						
Ho	0,40						
Er	1,34						
Tm	0,21						
Yb	1,46						
Lu	0,22						
A/CNK	1,14	1,01	1,01	1,03	1,11	1,14	1,07



Şekil 1: Çalışma alanının jeoloji haritası (Çevikbaş ve Öztunalı 1992'den değiştirilmiştir) 1. Yamaç molozu (Kuvaterner) 2. Taraça (Pliyo-Kuvaterner) 3. Geyikpınarı çakıltası üyesi (Paleosen), 4. Yataktaş kuvars-porfiri (Ü.Kretase-Paleosen) 5. Horoz granodiyoriti (Ü.Kretase-Paleosen) 6. Kalkankaya formasyonu (Ü. Mastrichtian- L. Paleosen), 7. Alihoca ofiyolit kompleksi (Kretase) 8. Madenköy ofiyolitli melanjı (Kretase) 9. Asmacık şist üyesi (Permien), 10. Bolkardağı mermeri (Permien), 11. Örnek lokasyonu, 12. Antiklinal, 13. Eğim atımlı fay, 14. Doğrultu atımlı fay, 15. Bindirme fayı, 16. Strike ve eğim, 17. Formasyon sınırı, 18. Yerleşim yeri

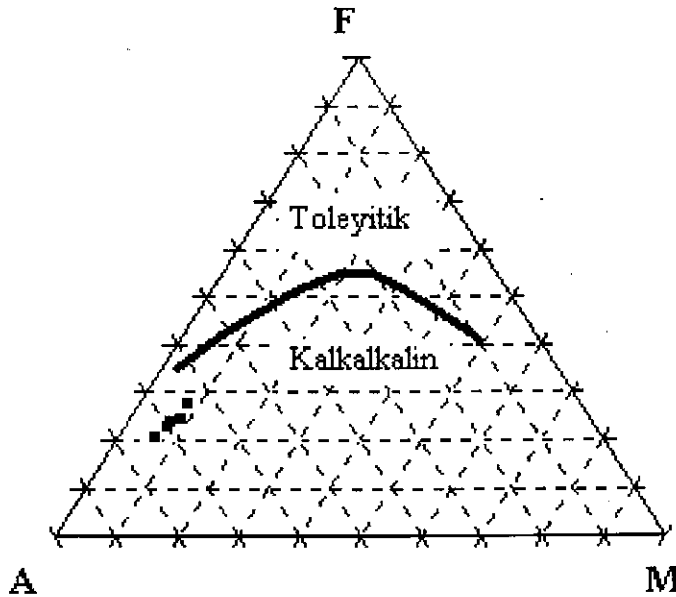
Figure 1: A geological map of the study are (modified after Çevikbaş ve Öztunalı 1992) 1. Talus (Quaternary), 2. Terrace (Plio-Quaternary), 3. Geyikpınarı conglomerate member (Paleocene), 4. Yataktaş quartz-porphry (U.Cretaceous-Paleocene), 5. Horoz granodiorite (U.Cretaceous-Paleocene), 6. Kalkankaya formation (U. Mastrichtian-L. Paleocene), 7. Alihoca ophiolitic complex (Cretaceous), 8. Madenköy ophiolitic mélangé (Cretaceous) 9. Asmacık schist member (Permian), 10. Bolkardağı marble (Permian), 11. Sample location, 12. Anticline, 13. Normal fault, 14. Wrench fault, 15. Thrust fault, 16. Strike and dip of the bedding, 17. Formation boundary, 18. Urbanisation area



Şekil 2: Örneklerin magmatik kayaç isimlendirme diyagramındaki (Debon ve Le Fort, 1982) dağılımı.

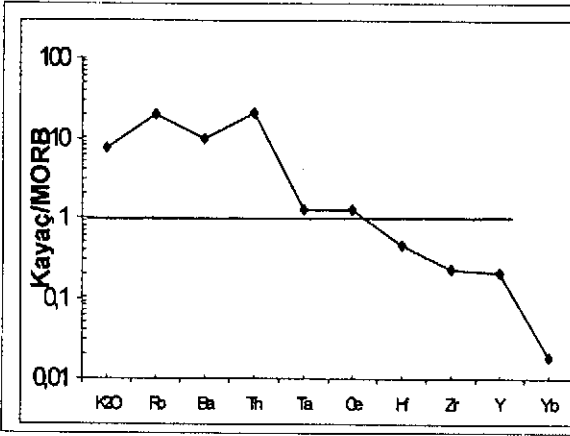
Parametreler gram-atom*1000 olarak ifade edilmiştir. (gr)granit, (ad) adamellit, (gd) granodiyorit, (to) tonalit, (sq) kuvars siyenit, (mzq) kuvars monzonit, (mzdq) kuvars monzodiyorit, (dq) kuvars diyorit (kuvars gabro-kuvars anortozit), (s) siyenit, (mz) monzonit, (mzgo) monzogabro (monzodiyorit), (go) gabro (diyorit-anortozit). Adamellit 1 nolu örnektir.

Figure 2: Distribution of the samples in the nomenclature diagram for igneous rocks (Debon and Le Fort, 1982). Parameters are expressed as gram-atom*10000. (gr)granite, (ad) adamellite, (gd) granodiorite, (to) tonalite, (sq) quartz syenite, (mzq) quartz monzonite, (mzdq) quartz monzodiorite, (dq) quartz diorite (quartz gabbro- quartz anortozite), (s) syenite, (mz) monzonite, (mzgo) monzogabbro (monzodiorite), (go) gabbro (diorite-anortozite). Adamellite is sample 1.



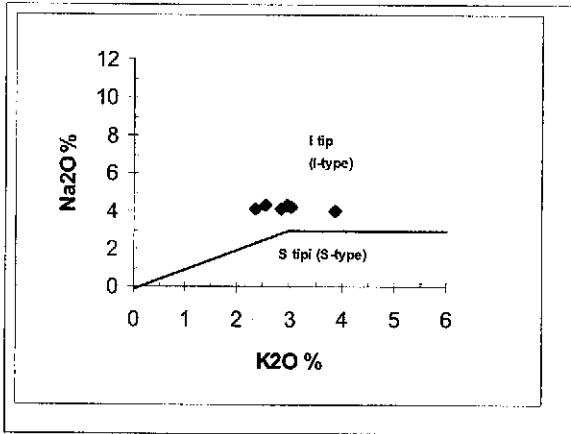
Şekil 3: Granodiyoritin AFM diyagramı (sınırlar Irvine ve Baragar, 1971'den alınmıştır)

Figure 3: AFM diagram of the granodiorites (boundaries are taken from Irvine and Baragar, 1971)



Şekil 4: Okyanus sırtı granite normalize Horoz granodiyoriti. Normalize değerler Pearce ve diğ. (1984)'ten alınmıştır.

Figure 4: Ocean ridge granite normalized the Horoz granodiorite. Normalization value are taken from Pearce et al. (1984)



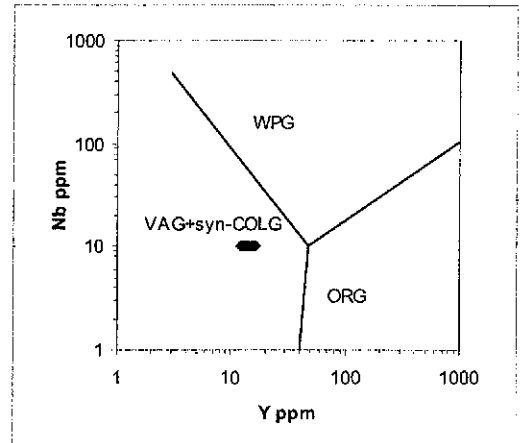
Şekil 5: Granodiyoritin Na₂O-K₂O diyagramı. Lachlan kıvrım kuşağındaki I ve S tip granit sınırları Chapple ve White (1984)'ten alınmıştır.

Figure 5: Na₂O-K₂O diagram of the granodiorites. Boundaries of the I and S-type granites of the Lachlan Fold Belt are taken from Chapple and White (1984).

ayrılmıştır: a) I-tipi granitoidler, bazaltik magmaların fraksiyonel kristalleşmesi veya bazaltik kayaların kısmi ergimesi ile türemiştir. b) S tipi granitoidler ise sedimanter veya metasedimanter kayanın ergimesini yansıtan ve modal kordiyerit ve biyotit ± granat, Al-silikat polimorf ve muskovit içeren, oldukça peralüminli bir karakter sergilemektedir. Mol A/CNK değerleri 1.1 sınırında yoğunlaşan (Tablo 1) örnekler I-S

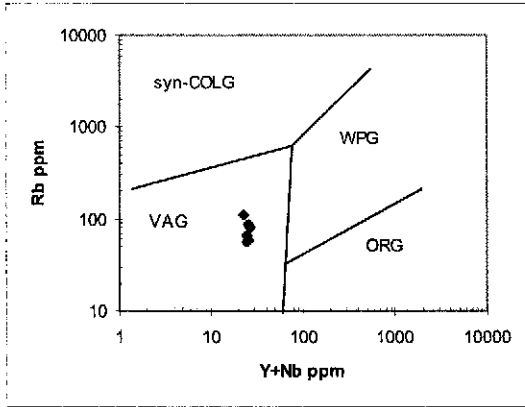
tip ayrımı için çizilen Na₂O-K₂O diyagramında (Şekil-5) tümüyle I-tip granit bölgesinde yer almaktadır. Nitekim granodiyoritte çevre kayaca ait ksenolitlerin ve muskovitin yer almayışı, buna karşılık koyu renkli anklavların ve hornblendin bulunması da bu görüşü desteklemektedir. Granodiyoritin zayıf peralüminli karakteri I tip granitoid fikri ile fazla çelişmemektedir. Çünkü Lachlan kıvrım kuşağındaki I tip granitoidlerin yarısı hafif peralüminli özellik gösterirler (A/CNK < 1.1, Chappel ve White, 1992).

Örneklerin jeotektonik konumunun belirlenmesinde Pearce ve diğ. (1984) tarafından geliştirilen hareketsiz iz elementlerine dayalı diyagramlar kullanılmıştır. Nb-Y diyagramı (Şekil 6) "Volkanik yay (VAG)-Çarpışma granitleri (syn-COLG)" ile "Levha içi granit (WPG)" ve "Okyanus sırtı granitleri (ORG)" bölgesini ayırmaktadır. Magmatik kayalar bu diyagramda VAG-syn-COLG'nin olduğu bölgeye düşmektedir. Rb-Y+Nb diyagramı (Şekil-7) ise VAG ve syn-COLG bölgelerini ayırmaktadır. Bu diyagramda örnekler tümüyle VAG bölgesinde yer almaktadır. Pearce ve diğ. (1984) Çarpışma sonrası granitlerin (post-COLG) diğer granitoidlerden farklı olarak çeşitli jeodinamik ortamlarda



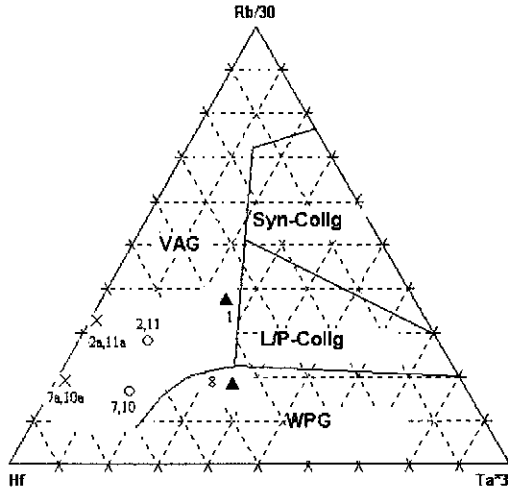
Şekil 6: Nb-Y diagramı (sınırlar Pearce ve diğ. 1984'ten alınmıştır). VAG: Volkanik yay granitleri, syn-COLG: Eş çarpışma granitleri, WPG: Levha içi granitler, ORG: Okyanus sırtı granitler

Figure 6: Y versus Nb plotting (boundaries are taken from Pearce et al., 1984). VAG: Volcanic arc granites, syn-COLG: syn-collisional granites, WPG: Within plate-granites, ORG: Ocean ridge granites



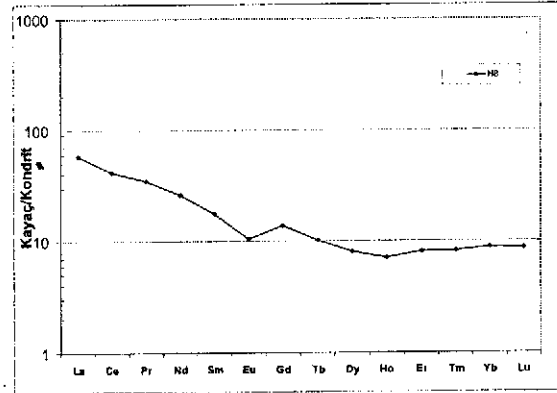
Şekil 7: Y+Nb+Rb diyagramı (sınırlar Pearce ve diğ., 1984'ten alınmıştır). Simgeler şekil 6 da olduğu gibidir.

Figure 7: Y+Nb-Rb diagram (boundaries are taken from Pearce et al., 1984). The symbols are as in Figure 6.



Şekil 8: Granodiyoritlerin Hf-Rb/30-Ta*3 diyagramı (sınırlar Harris, ve diğ., 1986'dan alınmıştır). 2,11,7 ve 10 nolu örneklerin değerleri hassasiyet sınırının altında (< 0,50 ppm) olduğundan ○: Ta = 0,49 ve ×: Ta = 0,2 olarak alınmıştır. VAG: Volkanik yay granitleri, Syn-Collg: Eş çarpışma granitleri, L/P-Collg: Geç çarpışma/çarpışma sonrası granitler, WPG: Levha içi granitler

Figure 8: Hf-Rb/30-Ta*3 diagram of the Horoz granodiorite, (boundaries are taken from Harris et al., 1986). Values of Ta were assumed as ○: 0,49 and ×: 0,2 for samples of 2,11,7,10 since they are below the detection limit of 0,50 ppm. VAG: Volcanic arc granites, Syn-Collg: Syncollisional granites, L/P-Collg: Late/Post collision granites, WPG: Within plate granites



Şekil 9: Granodiyoritın kondrit normalize nadir toprak element diyagramı. Normalize değerler Boynton (1984) 'den alınmıştır.

Figure 9: Chondrite normalised REE pattern of the granodiorite. Normalisation values are taken from Boynton (1984)

çeşitli kaynak malzemelerden türemiş magmalarda itibaren oluştuğundan diyagramlarda syn-COLG, VAG veya WPG alanlarında yer alabildiğini belirtmektedir. Nitekim Çevikbaş ve diğ. (1995) de Horoz granodiyoriti ile ilgili olarak post-COLG konumunu önermektedirler. Bunun için granodiyoritler Harris ve diğ. (1986) tarafından geliştirilen ve post-COLG granitleri VAG'dan ayıran Hf-Rb/30-Ta*3 diyagramına yerleştirilmiştir (Şekil 8). 2,11 ve 7,10 nolu örnekler diyagramda üst üste gelmektedir. Örneklerin biri haricinde hepsi geç çarpışma/çarpışma sonrası granitlerden (L/P-Collg) ziyade VAG bölgesinde yer almaktadır.

Granodiyoritın kondrit normalize Nadir Toprak Element (REE) dağılımı ise kondrit değerlerin 9-60 katı arasında bulunmakta olup, LREE, HREE göre bir zenginleşme gösterir (La/Lu: 6.72, Şekil 9). Bu durum granatın fraksiyonel kristalleşmesine veya kısmi ergime süresince kalıntı granatın varlığına işaret etmektedir. Kuvvetli negatif Eu anomali (Eu/Eu*: 0.670) ise granitoidin kristalleşmesinden önce plajiyoklazın magmadan farklılaşarak ayrılmasını, veya granitoid erime süresince kalıntı plajiyoklazın varlığını gösterir veya hazne kayacın bir özelliği olabilir. REE diyagramında HREE herhangi bir farklılaşma gözlenmemektedir (Gd/Lu: 1.586).

SONUÇLAR

Peralüminli ve kalkalkalin bir kimyasal

bileşime sahip olan Horoz granodiyoriti kökensel olarak I-tip bir granitoidin makro, mineralojik ve kimyasal özelliklerini {koyu renkli anklavlar, hornblend minerali, yüksek [Na₂O/K₂O] sergiler.

Horoz stoğunda granodiyorit ve kuvars monzodiyoriti oluşturan farklı magma kaynakları fiziksel (mingling) ve kimyasal karışım (mixing) şeklinde birbirleriyle etkileşime girmişlerdir (Çevikbaş ve diğ., 1995). Ancak bu çalışmada yer alan granodiyoritlerin kimyasal bileşiminde mixing ve mingling etkisi muhtemelen çok azdır. Çünkü bu granodiyorit örnekleri (SiO₂: 69.9-71.5), Çevikbaş ve diğ. (1995)' ne ait granodiyorit (SiO₂: 61.43-71.1% wt) örneklerinden SiO₂' ce zengin olanlarına büyük bir benzerlik göstermektedir. Ayrıca örnekler ortalama granodiyorit bileşimine (Cox ve diğ., 1979) göre SiO₂, Na₂O ve K₂O bakımından oldukça zengin buna karşılık Fe₂O₃t, MgO ve CaO 'ce oldukça fakirdir.

REE diyagramındaki HREE 'e göre LREE zenginleşmesi (La/Lu: 6.72) ve kuvvetli negatif Eu anomali (Eu/Eu*: 0.670) Horoz granodiyoritini oluşturan magmanın mixing/ mingling öncesi granat ve plajiyoklaz içeren bir hazne kayaktan türediği veya granat ve plajiyoklaz kristallerinin fraksiyonel kristalleşmesine uğradığına işaret etmektedir.

Örneklerin Nb, Y, Rb, Hf ve Ta içerikleri Horoz granodiyoritinin, önceki çalışmada belirtilen post-COLG (Çevikbaş ve diğ., 1995) konumundan farklı olarak "VAG" özellikte oluştuğunu göstermektedir.

Sonuç olarak Horoz granodiyoritini oluşturan magmanın kıta-kıta çarpışması (Çevikbaş ve Öztunalı, 1991) ile ilişkili olmadığı, buna karşılık Geç Kretase'de okyanusal bir kabuğun Bolkar kıtasının altına dalmasıyla (Oktay, 1982) gelişen magmatik yayda "VAG" olarak oluştuğu, muhtemelen granat ve plajiyoklaz içeren bir hazne-kayaktan türediği veya mafik magma ile fiziksel ve kimyasal etkileşime (Çevikbaş ve diğ., 1995) girmeden önce granat ve plajiyoklaz minerallerinin fraksiyonel / kristalleşmesine uğradığı söylenebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Baş, H., Ayhan, A. ve Atabey, E., 1986, Ulukışla-Çamardı (Niğde) volkanitlerinin bazı petrolo-

jik ve jeokimyasal özellikleri: Jeol. Müh. Derg., c. 26, c.27-34.

Baş, H., Poyraz, N. ve Jung., 1992, Ulukışla-Çamardı (Niğde) magmatitlerinin petrografisi ve jeokimyası: T.J.K.Bült., c.35/2, s.71-90

Baş, H., Poyraz, N. ve Koçak, K., 1999, Mineralogical characteristics of the Ulukışla (Niğde) volcanics: Geosound/Yerbilimleri, c.34, s.137-150

Blumenthal, M.M., 1947, Belemelik Paleozoyik penceresi ve bunun Mesozoik kalker çerçevesi: Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara, No 3, s.39.

Blumenthal, M.M., 1956, Yüksek Bolcardağın kuzeykenar bölgelerinin ve batı uzantılarının jeolojisi: MTA Yay., Ankara, Seri no. 7, s.179.

Boynton, W.V., 1984, Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite studies: In Henderson, P. (ed) Rare Earth Elements, Elsevier, s.63-114.

Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: Pac. Geo., c. 8, s.173-174.

Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1984, I and S type granites in the Lachlan Fold Belt, south-eastern Australia: In Keqin, Atom ve Guanchi, T. (eds), Geology of granites and their metallogenic relations, Beijing: Science Press, s. 87-101.

Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1992, I and S type granites in the Lachlan Fold Belt, TRSE: Earth Sci., s.1-26.

Çalapokulu, F., 1980, Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelenmesi: TJK Bült. c.23, s.59-68.

Çevikbaş, A., 1991, Ulukışla-Çamardı (Niğde) Tersiyer havzasının jeodinamik evrimi ve maden yatakları yönünden önemi: Doktora Tezi (yayımlanmamış), İ.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul, 235 s.

Çevikbaş, A. ve Öztunalı, Ö., 1991, Ulukışla-Çamardı (Niğde) Havzasının maden yatakları: Jeoloji Mühendisliği, c.39, s.22-40.

Çevikbaş, A., ve Öztunalı, Ö., 1992, Ulukışla-Çamardı (Niğde) Maestrihtiyen sonrası çökel havzanın jeolojisi, MTA der., c. 114, s.155-172.

Çevikbaş, A., Boztuğ, D., Demirkol, C., Yılmaz, S., Akyıldız, M., Açıkan, M., Demir, Ö. ve Taş, R., 1995, Horoz plütonunun (Ulukışla-Niğde)

- oluşumlarında dengelenmiş hibrid sistemin mineralojik ve jeokimyasal kanıtları: TJK Bült., c.10, s.62-77.
- Cox, K.G., Bell, J.D and Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: George Allen ve Unwin Ltd., London, 450s.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1982, A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations: TRSE Earth Sci., c.73, s.135-149.
- Demirtaşlı, E., Turhan, N., Bilgin, A.Z. ve Selim, M . 1975, Bolkardağlannın Jeolojisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yer Bilimleri Kongresi tebliğleri, MTA Yayt., s.42-47.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism: In: M.P. Coward and A.C. Ries, Editors, Collision Tectonics Geological Society of London, Special Publication, c.19, s.67-81.
- Irvine, T.N.ve Baragar, W.R.A.,1971, A guide to the chemical classification of the common rocks:. Can. J. Earth Scie.,c.8, s.523-48.
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve çevresinin stratigrafisi ve jeolojik evrimi: TJK Bült., c.25, s.15-24.
- Özgöl, N., 1984, Stratigraphy and tectonic evolution of the Central Taurides: Tekeli, O. ve Göncüoğlu, M.C., ed., Geology of the Taurus Belt, proceedings. Sym., s.77-90, Ankara.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J.Pet., c.25/4, s.956-983.
- Saunders, A.D., Tarney, J. and Weaver, S.D., 1980, Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: Implications for the genesis of calcalkaline magmas: Earth Planet Sci.Letters, c.46, s.335-343.
- Tarney, J. and Saunders, A.D., 1979, Trace element constraints on the origin of Cordilleran batholiths, In Atherton, M.P and arney, J.eds, The origin of granite batholiths: Geochemical evidence: Orpington, England Shiva, p. 90-106.

**FARKLI DOLAŞIMLI SICAK VE MİNERALLİ SULARIN
HİDROJEOKİMYASI: DERTALAN, KEMERHİSAR VE ÇİFTEHAN
KAYNAKLARI (NİĞDE)**

**HYDROGEOCHEMISTRY OF THERMAL AND MINERAL WATERS OF
DIFFERENT GROUNDWATER CIRCULATION SYSTEM IN NİĞDE,
CENTRAL ANATOLIA, TURKEY**

Mustafa AFŞİN*, Baki CANİK ve Kenji NOTSU*****

*N.Ü. Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100 AKSARAY. e-mail: mafsın@superonline.com

**Ankara Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 06100 ANKARA

***University of Tokyo, Faculty of Science, Earthquake Chemistry Laboratory, Bunkyo-Ku, Tokyo, 113 JAPAN

ÖZ

Niğde ve çevresinde yer alan orta dolaşimli Dertalan sıcak suları Ca-SO_4 , derin dolaşimli sulardan Kemerhisar mineralli suları Na-Cl ve Çiftehhan sıcak ve mineralli suları Na-SO_4 su tiplerine sahiptirler. Meteorik kökenli olan bu sulardan Kemerhisar mineralli suları d^{18}O değerinden dolayı meteorik su doğrusundan sapma göstermektedir. Bu sulardaki d^{18}O değişiminin nedenleri, suların içermiş olduğu yüksek miktardaki CO_2 gazı değerleri ve uzun süreli kayaç-su etkileşimidir. d^{13}C değerlerine göre sulardaki CO_2 gazının kaynağı manto ve/veya denizel karbonatların metamorfizmasıdır. Ayrıca, Kemerhisar mineralli sularına Ulukuşla havzasının kapanması sırasında derinlerde kalmış daha yaşlı suların katkısı da olmalıdır.

ABSTRACT

Water types of Dertalan thermal, Kemerhisar mineral and Çiftehhan thermal-mineral waters which are located in Nide and its vicinity are Ca-SO_4 , Na-Cl and Na-SO_4 , respectively. Dertalan thermal waters have intermediate, Kemerhisar mineral and Çiftehhan thermal-mineral waters have deep circulation systems. All spring-waters are of meteoric origin, and significant d^{18}O shift is observed in Kemerhisar mineral waters due to the high CO_2 gas contents and the water-rock interaction with very long contact time. d^{13}C values of the waters probably indicate CO_2 gas in the waters is originating

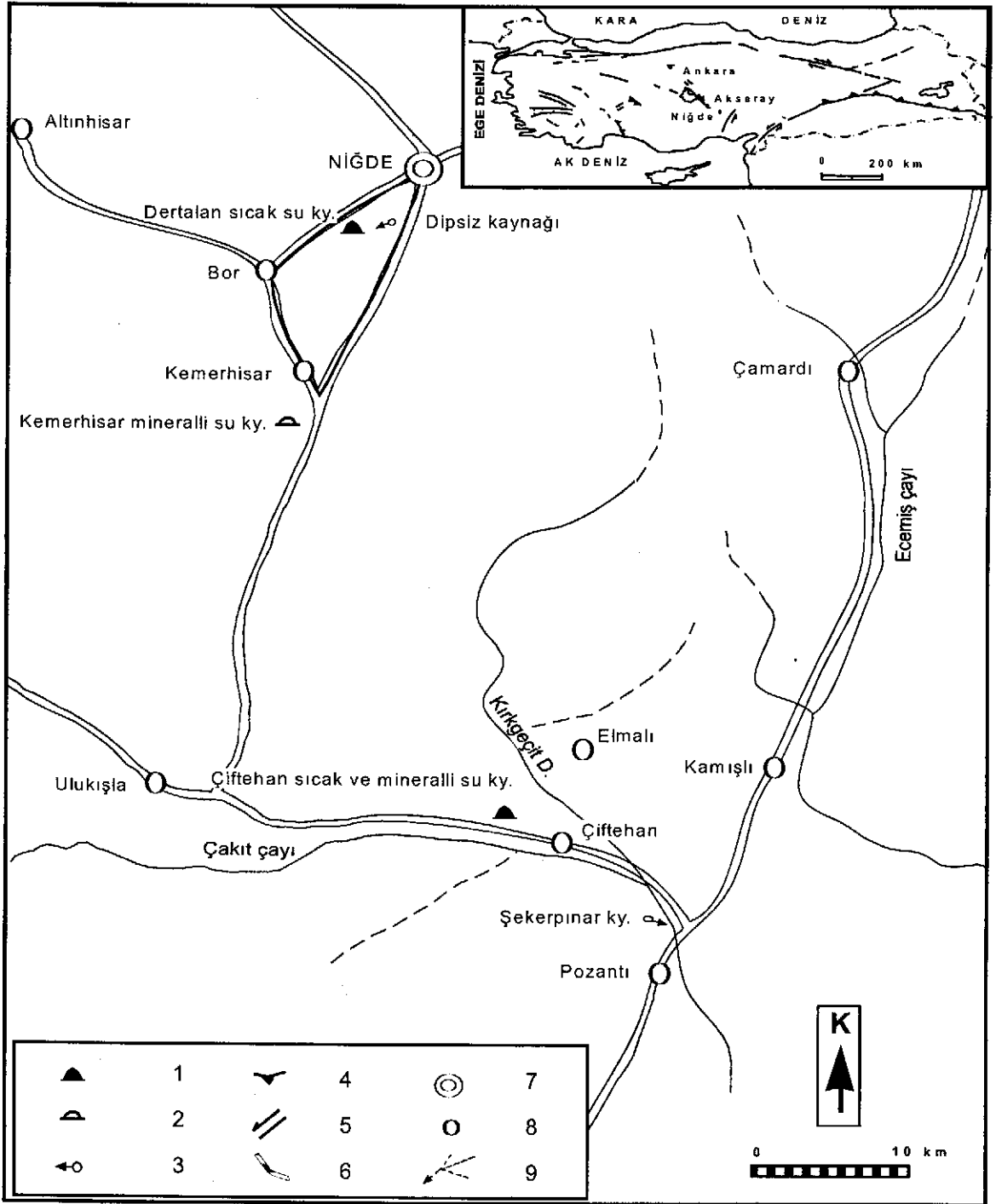
from the mantle and/or decomposition of marine carbonates. Furthermore, Kemerhisar mineral waters may also be contributed by deep circulation waters during later stage of the evolution of Ulukuşla basin.

GİRİŞ

Niğde ve çevresinde farklı noktalardan yüzeylenen inceleme kapsamındaki kaynaklardan, Dertalan sıcak (30°C), Kemerhisar minerali ($14-16^\circ\text{C}$) ve Çiftehhan sıcak ve mineralli ($52-54^\circ\text{C}$) ve karşılaştırma yapmak için kullanılan Dipsiz (18°C) ve Şekerpınarı kaynakları ise soğuk su (10°C) özelliğindedir (Şekil 1). Bu kaynaklardan Dipsiz sulama, Şekerpınarı içme, Dertalan banyo, Çiftehhan banyo ve sıcak su ile tedavi, Kemerhisar ise içme ve CO_2 üretimi amaçlarıyla kullanılmaktadır.

Söz konusu kaynak alanları ve çevresiyle ilgili jeoloji, jeokimya, hidrojeoloji ve hidrojeokimya amaçlı önceki çalışmalardan başlıcaları Ayan (1968), Göncüoğlu (1977), Baş ve diğ., (1986), İşler (1988), Öktü ve diğ., (1993), Kozlu (1994), Uçar (1997), Afşin ve Baş (1997) ve Çelik ve Afşin (1998) tarafından gerçekleştirilmiştir.

Kaynakların su kimyası ve izotop analizleri yeraltı su seviyesinin en düşük ve en yüksek olduğu dönemlere ait örneklerde yapılmıştır. Su kimyası örnekleri 1994 Ocak (I), 1995 Ekim (II) ve 1996 Nisan (III) aylarında asitli (HNO_3) ve asitsiz olarak çift kapaklı 1 litrelik plastik şişelere alınmıştır. I. dönem su kimyası örneklerinin



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası [1. Sıcak ve mineralli su kaynağı, 2. Sıcak su kaynağı, 3. Soğuk su kaynağı, 4. Bindirme, 5. Fay (Olasılı), 6. Karayolu, 7. İl merkezi, 8. İlçe merkezi, 9. Akarsu (Kesintili vb.)]

Figure 1: Location map of the study area [1. Thermal-mineral spring, 2. Thermal spring, 3. Cold spring, 4. Overthrust, 5. Fault (Possible), 6. Roadway, 7. Province capital, 8. County center, 9. Stream (Intermittent etc.)]

analizleri MTA Genel Müdürlüğü Su Kimyası Laboratuvarı'nda; II. ve III. dönem örnekleri H.Ü. Uluslararası Karst Su Kaynakları Uygulama ve Araştırma Merkezi Su Kimyası Laboratuvarı'nda yaptırılmıştır. 1995 Ekim ve 1996 Nisan aylarında çift kapaklı 1 litrelik plastik şişelere alınan su örneklerinin oksijen-18 (^{18}O), döteryum (^2H) ve trityum (^3H) analizleri DSİ Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarları'nda; özel örnek şişelerine alınan gazların ^{13}C izotop analizleri Tokyo Üniversitesi Deprem Kimyası Laboratuvarı'nda (Japonya) yapılmıştır. Karbon izotop oranı ölçümlerinde hata oranı % 0.10'dan düşük olup, ölçümlerde standart olarak PDB alınmıştır.

Su kimyası analizleri, APHA, AWWA ve WPCF (1989) standartlarına uygun şekilde yapılmıştır. Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ ve K^+ analizleri atomik absorpsiyon spektrometresi kullanılarak gerçekleştirilmiştir. SO_4^{2-} içerikleri spektrofotometre ile alkalinite standart titrimetrik, Cl^- anyonu ise gümüşnitrat titrimetrik yöntemleri ile belirlenmiştir. Kaynak başlarında yapılan ölçümlerde sıcaklık için civalı termometre, pH için ± 0.01 duyarlılıkta pH metre, serbest karbondioksit için CA-23 HACH- CO_2 test kiti, oksijen-18 ve döteryum izotop analizlerinde gaz kaynaklı, çift kapaklı kütle spektrometresi kullanılmış olup, doğal trityum ölçümlerinde ise sıvı sintilasyon tekniği uygulanmıştır.

İnceleme alanlarındaki kaynakların hidrojeokimyasal açıdan yorumlanması için, kaynak alanları civarında yüzeylenen karbonatlı ve evaporitik kayaçlar dikkate alınarak çökeltme ortamlarında bulunabilecek kalsit, dolomit, jips, aragonit, halit ve anhidrit mineralleri için doygunluk indeksleri ve karbondioksit kısmi basınçları (PCO_2) Plummer ve diğ., (1976) tarafından hazırlanan WATEQ kimyasal denge modeli programının Arkan (1985) tarafından uyarlanan WATEQB versiyonu yardımıyla hesaplanmıştır (Tablo 1). İnceleme kapsamındaki sular için yapılan hidrojeokimyasal yorumlara katkı sağlamak amacıyla SO_4/Cl ve Ca/Na oranları birlikte değerlendirilmiştir.

Bu çalışmanın amacı, Dertalan, Kemerhisar ve Çiftelhan kaynak sularını hidrojeokimyasal ve izotopik açıdan incelemek; kayaç-su etkileşimleri sonucu açığa çıkmış su tiplerini ve izotopik değişimlere bağlı oransal yaşları kullanarak yeraltısu dolaşım sistemlerini belirlemektir.

HİDROJELOJİ

İnceleme alanında, hidrojeolojik yapı (1) Hasandağı'nın kuzeyinde yer alan Dertalan, Kemerhisar ve Dipsiz kaynak alanlarını ve (2) Çiftelhan kaynak alanını kapsayan iki ayrı bölüm halinde ele alınmıştır.

Dertalan, Kemerhisar ve Dipsiz kaynak alanlarının hidrojeolojisi

İnceleme alanının temelini oluşturan Niğde Masifine ait, masif dolomitik mermer, şist ve gneystan ibaret Paleozoyik-Mezozoyik (?) yaşlı (Göncüoğlu, 1977) Aşığediği metamorfiti, Geç Kretase yaşlı Üçkapılı granodiyorit tarafından kesilmiştir (Şekil 2a). Bunların üzerine sırasıyla, volkanosedimanter karakterli Erken-Orta Eosen yaşlı Ulukışla formasyonu (Demirtaşlı ve diğ., 1973) veya Ulukışla-Çamardı volkanitleri (Baş ve diğ., 1986); fliş özellikli Geç Paleosen-Lütesiyen yaşlı Çamardı formasyonu (Atabey ve diğ., 1990), Erken Pliosen yaşlı İncesu İğnimbiriti; gölsel kireçtaşı, marn ve çamurtaşı aralanmalı Erken Ponsiyen yaşlı Gökbeş formasyonu; andezitik çakıltı ve volkanik breş özellikli Melendizdağ aglomerası, yer yer manganez ve kükürt çökelleri içeren Melendizdağ tufu, Melendizdağ andeziti, Niğde'nin D. ve GD'sunda masifin B'sı ile Bor asında geniş bir alanda yüzeylenen, çok kalın, gevşek, yer yer çimentolanmış yamaç molozları ve Niğde ovası ile Bor ve Kemerhisar çevresinde çok geniş bir alanda mostra veren, çakıl, kum, silt ve kil aralanmasından ve yanıl yönde yer yer dereceli geçişinden oluşan alüvyon gelir.

Hidrojeoloji açısından inceleme alanının temelini oluşturan mermerlerin çatlaklı, kırıklı ve karstik boşluklu bölümleri geçirimli, şistler ise geçirimsizdir. Granitlerin üst zonları birbirini kesen çatlakları içerdiği için yer yer geçirimlidir. İğnimbiritler düşük debili kaynakların oluşumunu sağlayan kırıklı-çatlaklı akifer özelliğindedir. Tüfler ve küller genelde geçirimsiz olup, killi seviyeler birimin geçirimliliğini azaltmıştır. Ulukışla formasyonunun çakıltı ve kumtaşı seviyeleri geçirimli; Gökbeş formasyonuna ait kireçtaşları ise yer yer karstik özelliklere sahiptir. Melendizdağ aglomerası yarı geçirimli, Melendizdağ andezitinin çatlaklı bölümleri yer yer geçirimli özelliğe sahiptir. İncelenen alanda oldukça geniş bir alanda yayılmış olan alüvyon, genelde % 30 dolayında gözenekliliğe sahiptir ve geçirimlidir. Killi ve siltli

Tablo 1: İnceleme alanındaki suların mineral doygunluk indeks (SI) değerleri, kimyasal ve izotopik analiz sonuçları.

Table 1: Saturation index (SI) values and hydrochemical and isotopic analyses of the spring waters.

Örnek Adı	*DAL-1	**DAL-2	**DAL-3	*DS-1	**DS-2	*KH-1	**KH-2	***KH-3	***P	*ÇH-1	**ÇH-2	***ÇH-3
Ca ²⁺ (meq/l)	5.0	3.79	4.89	b	15.27	12.6	13.97	24.95	2.12	11.4	12.48	9.73
Mg ²⁺ (meq/l)	1.4	1.32	1.32	b	3.13	19.4	15.63	23.03	0.493	0.2	0.41	2.46
Na ⁺ (meq/l)	1.52	1.37	1.44	b	2.94	71.74	70.6	52.64	0.069	16.52	16.92	12.17
K ⁺ (meq/l)	0.25	0.18	0.31	b	0.21	1.03	2.05	3.07	0.064	0.23	0.38	1.15
Cl ⁻ (meq/l)	0.29	0.35	0.6	b	2.3	56.08	55	55	0.299	11.42	15	11.98
SO ₄ ²⁻ (meq/l)	6.31	3.6	3.56	b	0.43	8.83	8.31	3.52	0.132	16.8	15.14	11.59
HCO ₃ ⁻ (meq/l)	2.2	2.23	3.22	b	19.61	38.5	39.81	45.78	2.3	0.8	0.58	1.11
NO ₃ ⁻ (mg/l)	<0.01	b	b	b	b	<0.01	1.67	b	b	<0.01	b	b
NH ₄ ⁺ (mg/l)	b	0.500	b	b	b	b	0.30	b	b	b	0.68	b
I ⁻ (mg/l)	<0.1	b	b	b	b	<0.1	b	b	b	<0.1	b	b
F ⁻ (mg/l)	0.36	1.18	b	b	b	0.48	0.348	b	b	5.7	5.11	b
B (Σ) (mg/l)	0.5	-	b	b	b	19.5	1.925	b	b	3.3	0.27	b
Br (mg/l)	<0.1	b	b	b	b	7.3	b	b	b	0.93	b	b
Pb (Σ) (mg/l)	<0.1	b	b	b	b	<0.1	b	b	b	<0.1	b	b
SiO ₂ (mg/l)	75	b	b	b	b	14	b	b	b	51	b	b
pH	5.35	5.6	6.4	b	6.4	6.6	6.67	6.7	7.7	6.2	8.69	7
Sıcaklık (°C)	30	30	30	b	22	16	16.5	16	10	52	54	52
EC(μS/cm)	632	590	750	b	1500	7970	8000	9400	240	2360	2400	2800
ΣFS	32	25.55	31	b	92	160	148	240	13	58	65	61
Sica	b	-1.83	-0.79	b	0.14	b	0.42	0.74	-1.41	b	1.14	0.2
Sido	b	-3.96	-1.96	b	-0.45	b	0.80	1.36	-1.0	b	1.02	0.76
Slar	b	-1.97	-0.93	b	-0.014	b	0.26	0.58	-0.296	b	1.01	0.33
Silj	b	-1.37	-1.31	b	-1.94	b	-1.02	-1.18	-3.0	b	-0.58	-0.75
Slan	b	-1.57	-1.51	b	-2.19	b	-1.27	-1.44	3.11	b	-0.61	-0.80
Siln	b	-8.0	-7.75	b	-6.87	b	-4.18	-4.31	-7.0	b	-5.4	-5.63
LogCO ₂	b	-0.45	-1.09	b	-0.38	b	-0.45	-0.43	-2.65	b	-4.1	-2.08
δ ¹⁸ O (‰)	b	-10.98	-11.33	-11.17	-11.9	b	-9.16	-9.51	-10.58	b	-10.31	-10.6
δ ² H (‰)	b	-95.74	-94.12	-90.02	-96.55	b	-83.6	-90.77	-79.68	b	-89.62	-98
PH (TU) ± Hata	b	1.1± 0.9	0± 0.9	8.25± 1.0	17.8± 1.0	b	0.4± 0.9	0± 0.9	15.5± 1.0	b	1.6± 0.95	0± 0.9
***δ ¹³ C (‰)	b	b	-0.37	b	-3.29	b	b	3.05	b	b	b	b
Mg/Ca	0.28	0.34	0.27	b	1.54	1.12	0.92	0.23	0.23	0.017	0.03	0.25
SO ₄ /Cl	21.75	10.29	5.93	b	0.16	0.15	0.06	0.06	0.44	1.47	1.0	0.97
Ca/Na	3.28	2.77	3.39	b	0.17	0.20	0.47	0.47	30.72	0.69	0.74	0.80

DAL-1: Dertalan sıcak su sondajı, DAL-2 ve DAL-3: Dertalan sıcak su sondajları, DS: Dipsiz su kaynağı, KH: Kemerhisar mineralli su kaynağı, ŞP: Şekerpınarı su kaynağı, ÇH-1: Çiftehane sıcak ve mineralli su kaynağı, ÇH-2: Çiftehane sıcak su sondajı, ÇH-3: Çiftehane sıcak su sondajı), *, (Analiz tarihleri) 06.01.1994, **,29.05.1995, ***, 26.04.1996, ****(21.09.1996) (¹³C/¹²C PDB normalize, ‰): ΣFS: Toplam Fransız sertliği, SI (Doygunluk indeks değerleri), Sica: Kalsit, Sido: Dolomit, Slar: Aragonit, Silj: Jips, Slan: Anhidrit, Siln: Halit; b: Belirlenmedi.

seviyeleri geçirimsiz olan birimin beslenmesi olası yağıştan olmaktadır. Niğde ovası, yüzeyden itibaren, kalınlığı genelde 5-10 m'yi geçmeyen alüvyonla örtülüdür (Gülenbay, 1972). Ovada yeraltısuyu taşıyan formasyonlar arasında Pliyosen'in çakıltası seviyeleri ile volkanik seriler ortak bir serbest akiferi mey-

dana getirir. Niğde ile Bor arasındaki yüksek düzlükte yeraltısuyu taşıyan en önemli birim olan kireçtaşları, Sazlıca, Kemerhisar ve Bor arasında yüzeylenirler. Pliyosen yaşlı çökeller ovanın orta ve batı kesiminde alüvyonun altında geniş bir yayılım göstermekte olup, ovanın ortasındaki kalınlığı yaklaşık 300 m'dir.

Çiftehane kaynak alanının hidrojeolojisi

Çiftehane ve çevresinde Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı kayalar yüzeylenmektedir (Şekil 2 b). Temelde yer alan Permo-Triyas yaşlı (Demirtaşlı ve diğ., 1973) Bolkardağ Grubu'na ait şist, kuvarsit, mermer ve kristalize kireçtaşları kaynak alanında gözlenmemektedir. Birim içerisinde yer alan, karstlaşmanın iyi geliştiği mermerler akifer özelliğine sahiptir. Bu birimin üzerine serpantin, peridotit, gabro, diyabaz ve diyoritten oluşmuş, çoğunlukla kırıklı bir yapı sunan, dolgunuz çatlaklı ve kırıklı seviyeleri dışında geçirimsiz olan Geç Kretase yaşlı (Ayan, 1968) Alihoca ofiyoliti gelir. Bunun üzerinde açılı uyumsuz olarak Paleosen-Erken Eosen yaşlı Çiftehane formasyonu yer alır (İşler, 1988). Bu formasyon, altere tuf, kumtaşı, marn, rekristalize kireçtaşı, tuf, aglomera ve volkanik breşler ile bunları kesen bazaltik trakit dayk-larından oluşmuştur. Birimin kumtaşı, kireçtaşı ve dolgunuz çatlaklı seviyeleri pratik biçimde geçirimli, diğer seviyeleri ise geçirimsizdir. Çakıltaşı, kumtaşı ve killi kireçtaşlarından oluşmuş Orta Eosen yaşlı (Ayan, 1968) Çayırığedek formasyonu, piroklastikler üzerine uyumlu gelmektedir. Pratik olarak killi kireçtaşı seviyeleri dışında geçirimlidir. Çiftehane çayı vadisi boyunca gözlenen alüvyon, çakıl, kum, silt ve kilden oluşmaktadır. Birim içerisindeki çakıl ve kumlar geçirimli, siltler yarı geçirimli, killi ise geçirimsizdir.

Çiftehane ve çevresi Ecemiş fay kuşağında yer almaktadır. Bu nedenle, Çiftehane ve çevresinde tektonizmanın etkisi sonucu tabakalar dikleşmiş, doğrultu ve düşey atımlı faylar ile kırık sistemleri gelişmiştir. Bunlardan önemli olanları Çiftehane ve Ilica faylarıdır. Çiftehane sıcak ve mineralli suları doğrultu atımlı ve sol yönlü Ilica fayı ve diğer kırık sistemleriyle ilişkili olarak açığa çıkmaktadır.

HİDROJEOKİMYASAL DEĞERLENDİRME

Dertalan (1), Kemerhisar ve Çiftehane (2) suları ile karşılaştırma yapmak amacıyla baz olarak alınan Dipsiz ve Şekerpınarı (3) suları hidrojeokimyasal açıdan üç grup halinde değerlendirilmiştir (Tablo 1 ve Şekil 3).

Dipsiz ve Şekerpınarı suları

Dipsiz karstik kaynağı, Niğde Masifi'nin batı kenarı boyunca uzanan bir faya bağlı olarak açığa çıkan bir karstik kaynaktır (Şekil 1 ve 2a).

Sıcaklığı 15-20°C arasında değişen kaynağın debisi 300 l/s, pH'sı 6.35, EC değeri 1500 μ S/cm'dir. Ca^{2+} ve HCO_3^- iyonları baskın olan suların karbonat sertliği % 50'den fazla olup, su $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$ ve $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ şeklinde iyon (meq/l) dizilimine sahiptir (Çizelge 1). Ca-HCO_3 şeklinde su tipine sahip olan Dipsiz kaynakları, tuzluluk tehlikesi orta-yüksek, sulama suyu olarak kullanılabilir özellikte çok fazla sert yeraltısularıdır.

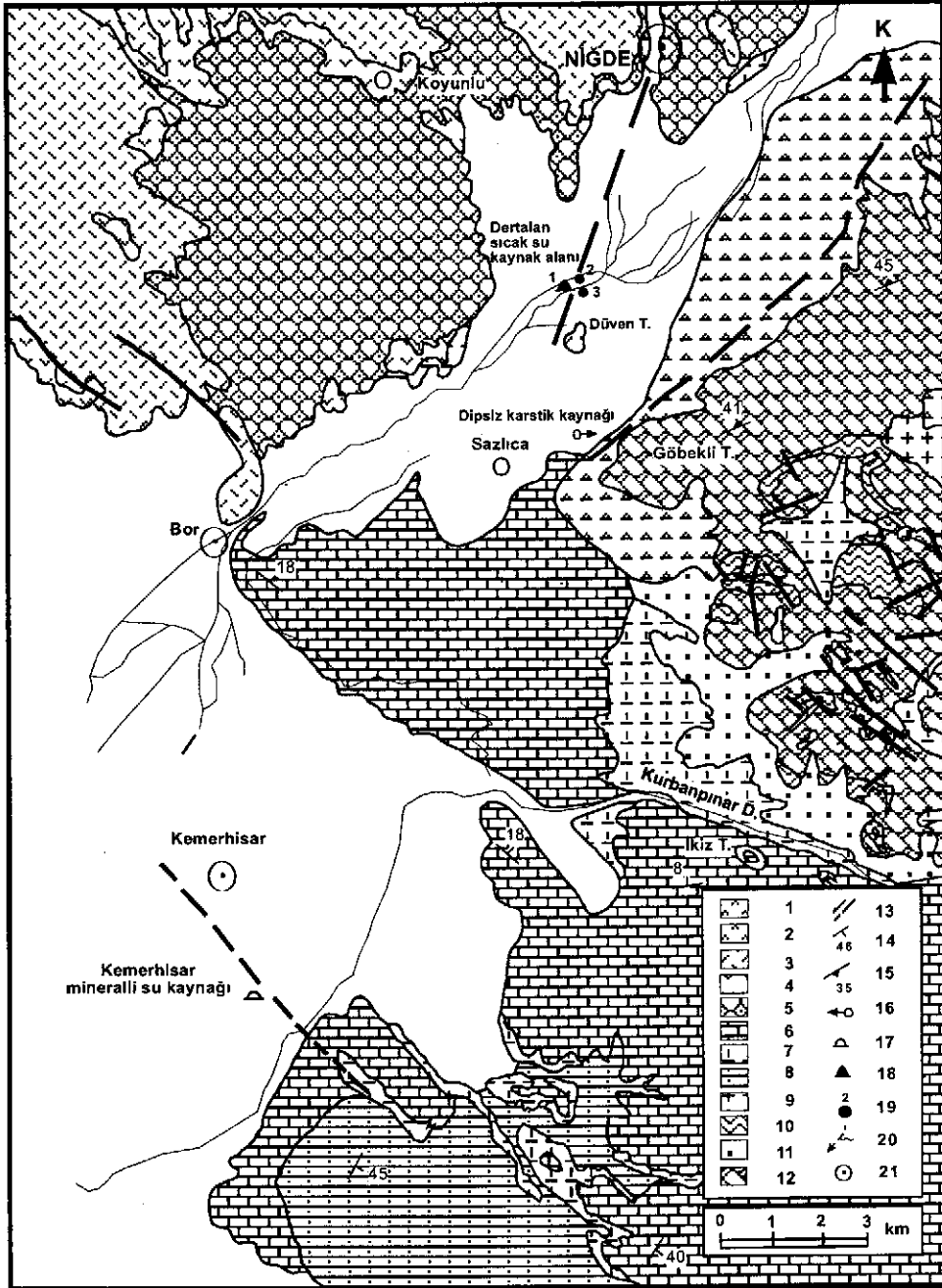
Şekerpınarı kaynağı Çiftehane'nin yaklaşık 10 km GD'sunda Ecemiş fayına bağlı olarak açığa çık-maktadır (Şekil 1). Karbonat sertliği % 50'den fazla, Ca^{2+} ve HCO_3^- iyonları baskın ve Ca-HCO_3 şeklinde su tipine girmekte olan bu su $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > (\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ ve $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ şeklinde iyon dizilimine (meq/l) sahiptir.

Dertalan sıcak suları

Dertalan sıcak su kaynakları, Niğde'nin yaklaşık 2 km GB'sında yer alır (Şekil 2a). Bu alanda bir kaynak ile çalışır durumda iki adet sıcak su sondajı bulunmaktadır. Suların önemli bir bölümü K-G doğrultulu eğim atımlı, aktif olduğu (Gülenbay, 1972) ileri sürülen faydan ve fay boyunca açılmış, yaklaşık 80 m derinliğinde bir sondajdan çıkmaktadır. Dertalan sıcak sularının akiferi volkanik kayalar (andezit/tüfit/aglomera) olabilir. Su örnekleri sıcak su sondajından alınmıştır. Dertalan sıcak su kaynağı ve sondaj sularının toplam debisi 20.3 l/s, sıcaklığı ise 30°C olarak ölçülmüş olup, kaynak ve kuyu sularının pH ve EC değerleri sırasıyla 5.35-6.4 ve 590-750 μ S/cm arasında değişmektedir. Ca-SO_4 su tipli sıcak sularının iyon dizilimi (meq/l) $\text{Ca}^{2+} > (\text{Na}^+ + \text{K}^+) > \text{Mg}^{2+}$ ve $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$ şeklindedir (Tablo 1 ve Şekil 3a). Örneklemeler dönemleri arasında iyon dizilimi açısından önemli değişiklik olmamıştır. Yalnızca, Nisan 1996 döneminde kaynakların yağışlardan etkilenmesi, kayalarla temas süresinin ve dolaşım yolunun uzaması sonucu bazı iyon değerlerinde artış saptanmıştır. Ca^{2+} ve SO_4^{2-} iyonları baskın olan sulardaki Ca^{2+} 'un kökeni Aşığediği metamorfizmlerine ait mermerler ile Gökbeş formasyonuna ait kireçtaşları, SO_4^{2-} 'in kökeni ise Melendizdağ tufunda bulunan kükürtlü çökeltilerin yıkanması olmalıdır.

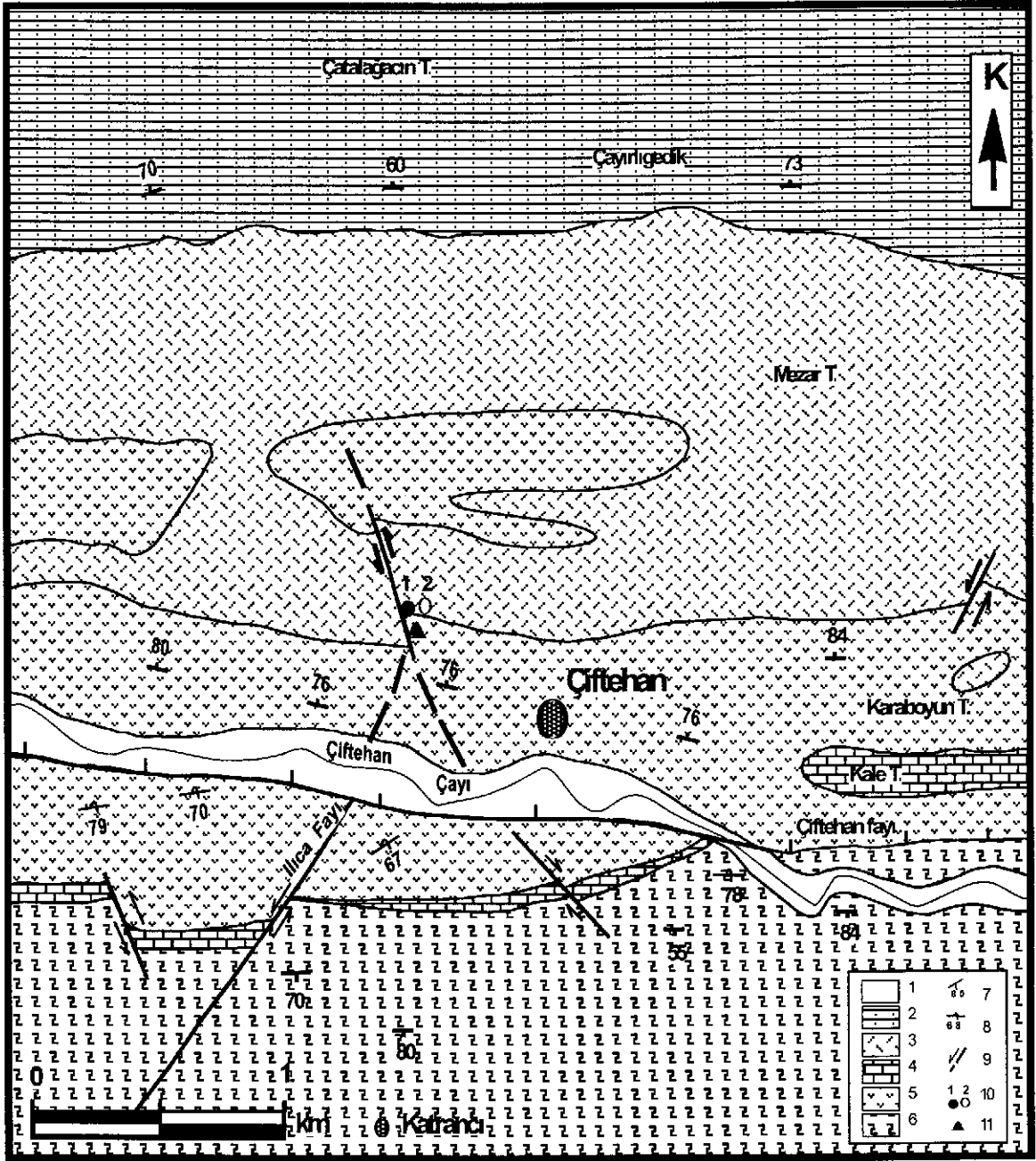
Kemerhisar mineralli suları

Kemerhisar mineralli suları, Niğde'nin 11 km GB'sında, Kemerhisar'ın güneyinde KB-GD



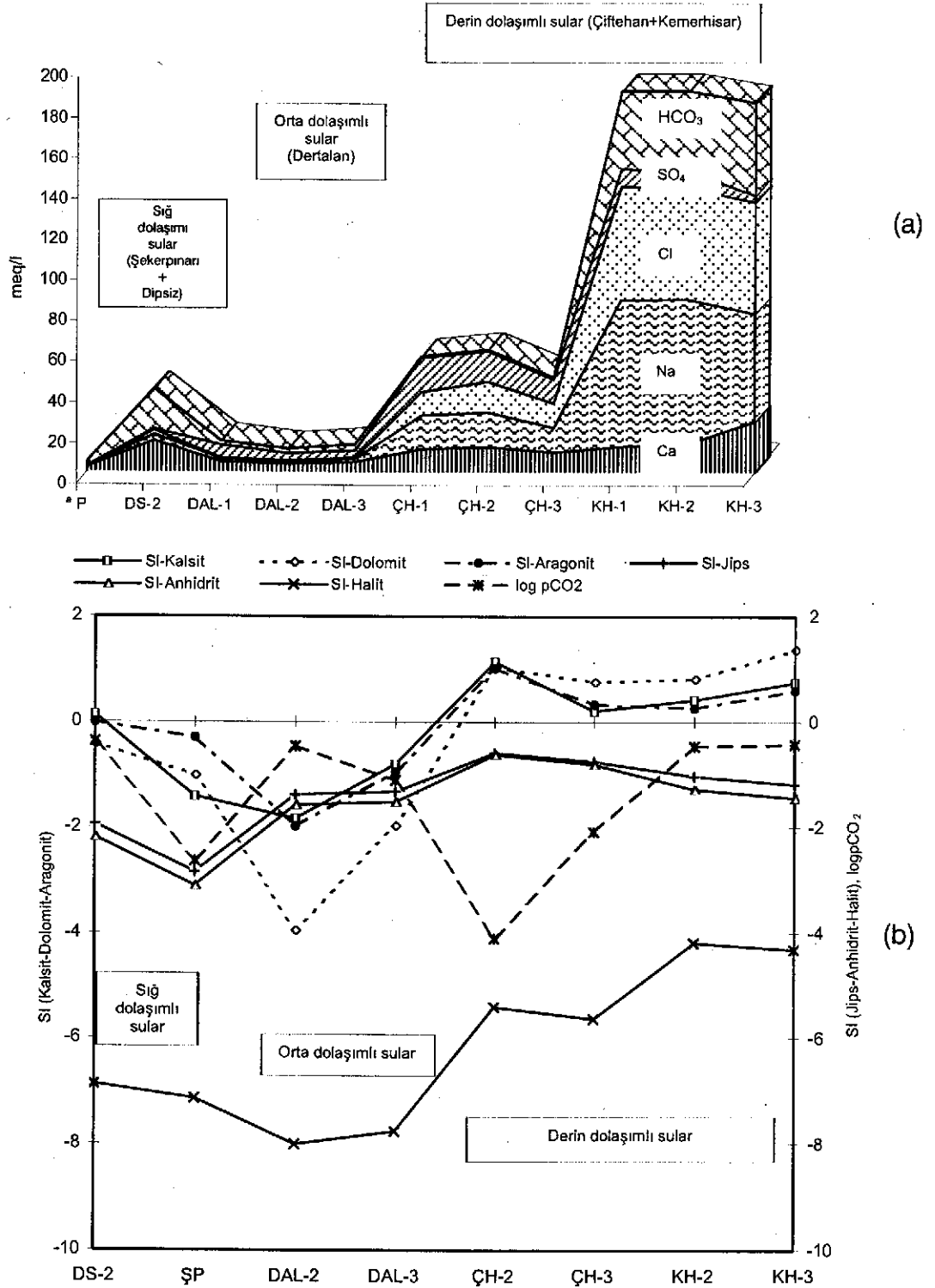
Şekil 2: (a) Dertalan, Kemerhisar ve Dipsiz kaynak alanlarının jeoloji haritası [Atabey ve diğ. (1990)'nden kısmen değiştirilerek alınmıştır.][1. Alüvyon, 2. Yamaç molozu, 3. Melendizdağ andeziti, 4. Melendizdağ tufu, 5. Melendizdağ aglomerası, 6. Gökbez formasyonu, 7. İncesu ignimbriti, 8. Çamardı formasyonu, 9. Üçkapılı granodiyorit; 10, 11 ve 12. Aşıgediği metamorfiti, 13. Fay (olasılı vb), 14. Tabaka doğrultu ve eğimi, 15. Folyasyon doğrultusu ve eğimi, 16. Soğuk su kaynağı, 17. Mineralli su kaynağı, 18. Sıcak su kaynağı, 19. Sıcak su sondajı, 20. Akarsu, 21. Yerleşim merkezi]

Figure 2: (a) Geological map of the of Dertalan, Kemerhisar and Dipsiz spring areas [Partly revised from Atabey et al., (1990).] [1. Alluvium, 2. Debris, 3. Melendizdağ andezite, 4. Melendizdağ tuff, 5. Melendizdağ agglomerate, 6. Gökbez formation, 7. İncesu ignimbrite, 8. Çamardı formation, 9. Üçkapılı granodiorite; 10, 11 and 12. Aşıgediği metamorphics, 13. Fault (possible), 14. Strike and dip of bed, 15. Strike and dip of foliation, 16. Cold spring, 17. Mineral spring, 18. Thermal spring, 19. Thermal water well, 20. Stream, 21. Settlement]



Şekil 2 : (b) Çiftehane kaynak alanı ve çevresinin jeoloji haritası [Öktü ve diğ., (1993)'den kısmen değiştirilerek alınmıştır.] [1. Alüvyon, 2. Çayırığedik formasyonu, 3-5. Çiftehane formasyonu (3. andezit, aglomera, tuf, 4. kireçtaşı ve 5. tuf, marn, kumtaşı); 6. Alihoca ofiyoliti, 7. Tabaka doğrultu ve eğimi, 8. Ters dönmüş tabaka doğrultu ve eğimi, 9. Fay (olasılı vb.), 10. (1. ÇH-2: Çiftehane sıcak su sondajı, 2. ÇH-3: Çiftehane sıcak su sondajı), 11. Sıcak ve mineralli su kaynağı]

Figure 2 (b) Geological map of the Çiftehane spring and its vicinity [Partly revised from Öktü et al., (1993)] [1. Alluvium, 2. Çayırığedik formation, 3-5. Çiftehane formation (andesite, agglomera, tuff; 4. limestone; 5. tuff, marl, sandstone); 6. Alihoca ophiolite, 7. Strike and dip of bed, 8. Strike and dip of over-turned bed, 9. Fault (possible), 10. (1. ÇH-2: Çiftehane thermal water well, 2. ÇH-3: Çiftehane thermal water well), 11. Thermal-mineral spring]



Şekil 3: (a) İncelenen kaynak sularındaki iyon değişimleri; **(b):** log pCO₂ ve doygunluk indisi (SI) değişimleri (Kısaltmalar Tablo 1'deki gibidir.)

Figure 3: (a) Ionic composition aof spring waters; **(b):** Changes of log pCO₂ and saturation index (SI) values of spring waters (Abbreviations are as in Table 1.)

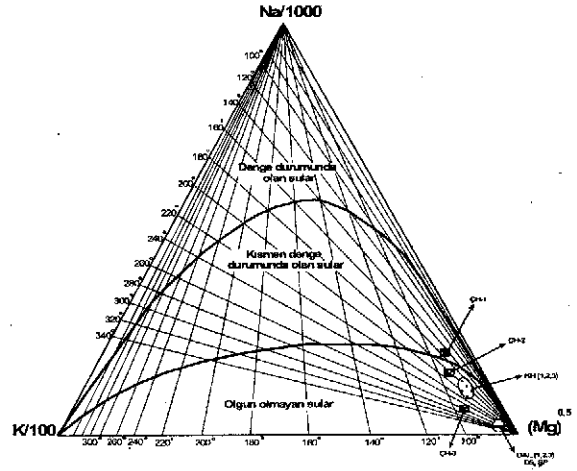
doğrultusunda uzanan Tuzgölü fay zonuna giren bir fay boyunca açığa çıkmaktadır (Şekil 2a). Debisi yaklaşık 1.2 l/s olan kaynak sularının sıcaklık, pH ve EC değerleri sırasıyla 10.5-16.5 °C, 6.67-6.69 ve 8000-9400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ arasında değişmektedir. Suların iyon dizilimi (meq/l) $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ ve $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ (Ekim, 1995) ve $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ ve $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ (Nisan, 1996) şeklindedir. Baskın iyonları Na^+ ve Cl^- olan suların iki dönem arasında Ca^{2+} ve Mg^{2+} değerlerinde fark gözlenmiştir (Şekil 3a). Ca^{2+} 'un Mg^{2+} 'dan fazla olmasının nedeni, yağış sularının karbonatlı seviyeleri yıkaması olarak görülmektedir. Karbonat olmayan alkalinitesi % 50'den fazla ve CO_2 miktarı yüksek (830-912 mg/l) olan bu sular Na-Cl su tipine sahiptir.

Çiftehane sıcak ve mineralli suları

Çiftehane sıcak ve mineralli suları Niğde'nin 53 km güneyinde dört noktadan açığa çıkmakta olup, 1991 ve 1994 yıllarında MTA tarafından 400 m ve 350 m derinlikte iki adet sondaj yapılmıştır (Didik ve diğ., 1991; Uluşahin ve Kalkan, 1995). Birinci sondajdan (ÇH-2) 44.5°C sıcaklık ve 4.4 l/s debili; ikinci sondajdan (ÇH-3) 53 °C sıcaklığında 3.5 l/s debili su elde edilmiştir. Söz konusu kaynak ve sondaj suları $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ ve $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ şeklinde iyon (meq/l) dizilimine sahiptir. Çiftehane sıcak ve mineralli sularının hazne kayası Bolkardağ Grubu'na ait mermerler olmakla birlikte barit gibi sülfürlü minerallerin oksidasyonu sonucu ısınmış vadoz suların Ilıca fayı boyunca yüzeye doğru yükselip soğuk su taşıyan kireçtaşlarını sıcak su akiferine dönüştürdüğü ve çatlaklı andezitleri yıkayarak yeryüzüne ulaştığı düşünülmektedir. Karbonat olmayan alkalinitesi % 50'den fazla olan sular Na- SO_4 tiplidir. Olasılıkla sularda saptanan Na^+ , kaynak alanında gözlenen spilitlerdeki albitlerden, SiO_2 tüflerinden, SO_4^{2-} baritlerden (BaSO_4), Ca^{2+} ve HCO_3^- ise karbonatlı kayalardan gelmektedir.

Şekerpınarı sularında Ca/Na oranları yüksek, diğer sularda ise düşük; Dertalan sularında SO_4/Cl oranları yüksek, Çiftehane ve Kemerhisar sularında ise düşüktür. Bu, beslenme alanından boşalım alanına doğru devam etmekte olan yeraltı suyu dolaşımına ve hidrojeokimyasal değişime (Freeze ve Cherry, 1979) işaret eder.

IAH (1979)'ya göre incelenen sulardan Dertalan Ca, SO_4 , HCO_3 ve SiO_2 'li sıcak su;



Şekil 4: İncelenen suların Na-K-Mg üçgen diyagramına (Giggenbach, 1988) göre olgunluk durumları (Kısaltmalar çizelge 1'deki gibidir).

Figure 4: Maturity conditions of the spring waters on Na-K-Mg triangle diagram (after Giggenbach, 1988) (Abbreviations are as in Table 1)

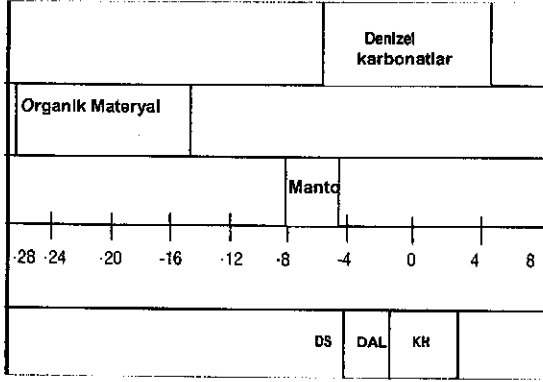
Kemerhisar Na, Cl, HCO_3 , B ve CO_2 'li mineralli su; Çiftehane Na, Ca, SO_4 , Cl, SiO_2 , Flü sıcak ve mineralli su olarak sınıflandırılır.

Şekerpınarı ve Dertalan suları doygunluk indeksi hesaplamalarında baz alınan minerallere göre doygun değildir. Dipsiz, Kemerhisar ve Çiftehane suları ise kalsit, dolomit ve aragonit minerallerine göre doygun, jips, anhidrit ve halit minerallerine göre ise doygun değildir (Şekil 3b).

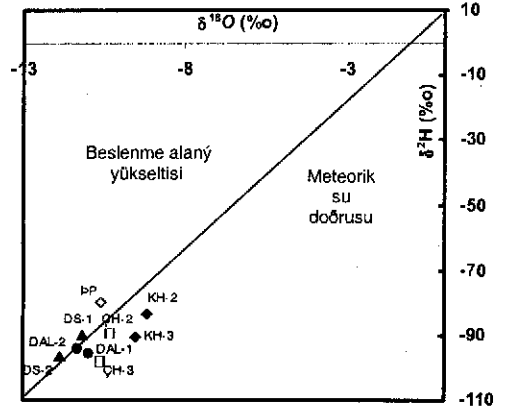
Giggenbach (1988) tarafından hazırlanmış olan Na-K-Mg üçgen diyagramına göre Dertalan, Kemerhisar ve Çiftehane suları genelde olgun olmayan sular olmaları nedeniyle olası hazne sıcaklığı için Na-K jeotermometresi kullanılmamıştır. Bu diyagrama göre Dertalan ve Çiftehane sularının hazne kaya sıcaklıkları 80 ile 100°C dolayındadır (Şekil 4). Bu durum suların yüzeye çıkarken soğuk sularla karışmış olabileceğini göstermektedir.

İZOTOPIK DEĞERLENDİRME

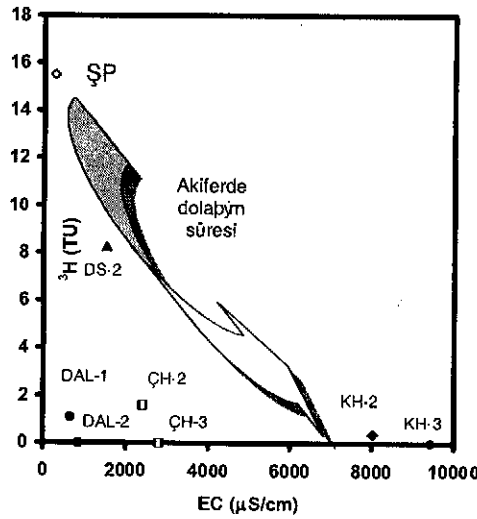
Karbon izotop ($\delta^{13}\text{C}$) oranları açısından Greber (1994), Barnes ve diğ., (1978) ve Deines (1980)'e göre Dipsiz, Dertalan ve Kemerhisar sularındaki CO_2 'in bir bölümü denizel karbonat kökenlidir (Şekil 5a). Ayrıca, bölgedeki volkanizmanın yanısıra, manto ve organik maddelerin oksidasyonunun da $\delta^{13}\text{C}$ içeriğine çok düşük miktarlarda katkısının olabileceği



(a) $\delta^{13}\text{C CO}_2$ gazı (‰_{PDB})



(b)



(c)

Şekil 5: (a) İncelenen kaynakların $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ değerlerinin CO_2 kaynakları ile ilişkisi (Greber, 1994; Organik materyal dizisi Deines, 1980'den; diğerleri Barnes ve diğ., 1978'den alınmıştır.) Dipsiz: Dipsiz kaynağı, Dertal: Dertalan sıcak su sondajı, Kemer: Kemerhisar mineralli su kaynağı. (b) $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ ilişkileri ŞP: Şekerpınarı kaynağı (26.04.1996); DS-1 ve DS-2: Dipsiz kaynağı; DAL-2 ve DAL-3: Dertalan sıcak su sondajları; ÇH-2 ve ÇH-3: Çiftehyan sıcak su sondajları, KH-2 ve KH-3: Kemerhisar mineralli su kaynağı. (c): $\delta^2\text{H}$ -EC ilişkileri, kısaltmalar (b)'deki gibidir.

Figure 5: (a) Comparison of $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ values of springs with CO_2 sources. (After Greber, 1994; $\delta^{13}\text{C}$ -range of material from Deines, 1980; other ranges from Barnes et al., 1978.), DS: Dipsiz spring, DAL: Dertalan thermal, KM: Kemerhisar mineral spring. (b) $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ ŞP: Şekerpınarı spring (26.04.1996), DS-1 and DS-2: Dipsiz spring, DAL-2 and DAL-3: Dertalan thermal wells, ÇH-2 and ÇH-3: Çiftehyan thermal wells, KH-2 and KH-3: Kemerhisar mineral spring. (c): $\delta^2\text{H}$ -EC relationships (Abbreviations are as in Table 1.)

düşünülmektedir.

İnceleme alanındaki suların dünya meteorik su doğrusu ($\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$, Yurtsever ve Gat, 1981) ile ilişkilerini incelemek amacıyla $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$; birbirine yakın değerlerde trityum ve özgül elektriksel iletkenliğe (EC) sahip aynı havza içerisindeki suların benzer veya aynı beslenme ve yeraltı dolaşım şartlarına işaret edeceği dikkate alınarak EC- $\delta^2\text{H}$ grafikleri çizilmiştir

(Şekil 5b ve c).

İncelenen suların genelde meteorik su çizgisi yakınında yer almaları, bunların buharlaşmaya çok az uğramış meteorik sular olduğunu göstermektedir. Dipsiz ve Dertalan suları ile Çiftehyan ve Şekerpınarı suları yaklaşık aynı yükseltilere düşmüş yağışlardan beslenmekte olup, beslenme alanı en yüksek Dipsiz, en düşük ise Kemerhisar kaynağıdır. Dipsiz,

Dertalan ve Çiftehan sularının $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ değerlerinde kurak dönemden yağışlı döneme geçişte negatif yönde artışın gözlenmesi, suların yağışlı dönemde yüksek kotlara düşmüş yağışlardan etkilenmiş olduklarına işaret eder. Meteorik su doğrusundan sapma gösteren Kemerhisar mineralli sularında ise buharlaşma etkisi fazladır. Bunun nedenleri, suların içermiş oldukları yüksek miktardaki CO_2 gazı değerlerinin yanısıra kayaç-su teması sonucu $\delta^{18}\text{O}$ değerlerinin pozitif bir değere ulaşmasıdır. Trityum değerleri sığ dolaşımli Şekerpınarı suyunda 15.5 TU (trityum birimi), Dipsiz sularında ise 8.25-17.8 TU arasında, orta ve derin dolaşımli sıcak ve mineralli sularda ise 0.0-1.6 TU arasında değişmektedir (Çizelge 1).

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

İncelenen kaynaklar, kaynak alanlarında yüzeylenen faylara bağlı olarak açığa çıkmaktadır. Söz konusu kaynakların akiferleri genelde karbonatlı kayalar olmakla birlikte Dertalan sıcak suları volkanik akiferden gelmektedir.

Şekerpınarı sularında Ca/Na oranları yüksek, diğer sularda ise düşük; Dertalan sularında SO_4/Cl oranları yüksek, Çiftehan ve Kemerhisar sularında ise düşüktür. Su türleri Dipsiz ve Şekerpınarı'nda Ca-HCO_3 , Dertalan'da Ca-SO_4 , Kemerhisar'da Na-Cl ve Çiftehan'da Na- SO_4 şeklindedir. Bu durum sığdan derine doğru süren yeraltısuyu dolaşımının ve hidrojeokimyasal değişimin göstergesidir.

Şekerpınarı ve Dertalan suları doygunluk indeksi hesaplamalarında baz alınan hiçbir minerale doygun değilken, Dipsiz, Kemerhisar ve Çiftehan suları ise kalsit, dolomit ve aragonit minerallerine doygunudur.

Kemerhisar mineralli sularında Na^+ ve Cl^- iyonları baskın olduğu halde suyun karbonat minerallerine göre doygun olması, bu suların kökeninin karbonatlı akifer olduğuna, ancak Ulukışla havzasının kapanması sırasında derinlerde kalmış daha yaşlı bir suyla karışmış olabileceğine veya bölgede yer alan çözünürlüğü karbonat minerallerine göre yüksek olan evaporit mineralleriyle doygun olmayacak şekilde ilişkide bulunduğuna işaret eder.

Genç Dipsiz suları ile yaşlı Kemerhisar mineralli sularında su-gaz-kayaç etkileşimi yüksek miktarda CO_2 gazı içeriği ve düşük sıcaklıklarla temsil edilmektedir. Çünkü CO_2 gazının yüksek değerlerde olması, bu suların faylar boyunca

kolay bir biçimde yüzeye yükselmesini sağlamaktadır.

İzotop analiz sonuçlarına göre Şekerpınarı ve Dipsiz kaynakları sığ dolaşıma, nispeten yüksek kotlardan beslenmeye; Dertalan ve Kemerhisar kaynakları derin dolaşıma ve kayaçla temas süresinin fazlalığına işaret eder. Şekerpınarı, Dipsiz ve Dertalan kendi aralarında benzer geçiş sürelerine sahiptir. Kemerhisar mineralli sularında buharlaşmanın etkisi diğer sulara göre daha fazladır. Kemerhisar mineralli sularının normal yeraltısuyu sıcaklığına, yüksek EC ve düşük trityum değerlerine sahip olması bunların daha yaşlı sularla karışmış olabileceğini gösterir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Afşin, M. ve Baş, H., 1997, Bazı önemli soğuk ve sıcak suların hidrokimyasal ve izotopik incelemesi ve kökensel yorumu (Aksaray-Niğde arası): TÜBİTAK 195Y009 numaralı Proje, 64s, (yayımlanmamış).
- APHA, AWWA AND WPCF, 1989, Standard methods for the determination of water and waste water: 15 th Ed.: APHA Publication, 1134 s.
- Arıkan, A., 1985, WATEQB: A computer program for IBM PC to calculate chemical equilibrium of natural waters: H.Ü. UNDP project TUR/81/004 Technical Report, 31s, (yayımlanmamış).
- Atabey, E., Göncüoğlu, M.C. ve Turhan, N., 1990, 1:100.000 ölçekli açınısma nitelikli Türkiye jeoloji haritaları servisi, Kozan J19 paftası: MTA yayınları.
- Ayan, T., 1968, Çiftehan ve çevresinin jeoloji yönünden incelenmesi. MTA Derleme Rapor No. 21.13, 54 s, (yayımlanmamış).
- Barnes, I., Irwin, W.P., and White, D. E., 1978, Global distribution of carbondioxide discharges and major zones of seismicity: United States Geological Survey Water Resources Investigation, 78-39, Open-File Report, pp:12
- Baş, H., Ayhan, A. ve Atabey, E., 1986, Ulukışla-Çamardı (Niğde) volkanitlerinin bazı petrolojik ve jeokimyasal özellikleri: Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 26, 27-34.
- Çelik, M. ve Afşin, M., 1998, The role of hydrogeology in solution subsidence development and its environmental impacts; a case-study for Sazlıca (Niğde, Turkey):

- Environmental Geology, 36, 335-342.
- Deines, P., 1980, The isotopic composition of reduced organic carbon. In Handbook of Environmental Isotope Geochemistry 1: The Terrestrial Environment, A. P. Fritz, and J.C. Fontes (eds.), Elsevier, Amsterdam, 329-406.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D., Selim, M. ve Turan, N., 1973, Bolkar Dağlarının jeolojisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yer Bilimleri Kongresi Tebliğleri, 42-57.
- Didik, S., Özmutaf, M. ve Turgut, N.L., 1991, Çiftehane (Niğde) kaplıcası sıcak su sondajı (ÇF-1) kuyu bitirme raporu: MTA Derleme Rapor No. 9289, 15 s., (yayımlanmamış).
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979, Groundwater: Englewood Cliffs, N. J.: Prentice Hall, 604 s.
- Giggenbach, W.F., 1988, Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geosmometers: Geochimica et Cosmochimica Acta 52, 2749-2765.
- Göncüoğlu, M.C., 1977, Geologie des Westlichen Niğde Massivs: Bonn Üniversitesi Jeoloji Bölümü, Doktora Tezi, 180 s., (yayımlanmamış).
- Greber, E., 1992, Das Geothermalfeld von Kuzuluk/Adapazarı. (NW-Türkei)-Geologie, active Tektonik, Hydrogeologie, Hydrochemie, Gase und Isotope: Ph.D. thesis, ETHZ, 213 s., (yayımlanmamış).
- Greber, E., 1994, Deep circulation of CO₂-rich palaeowaters in a seismically active zone (Kuzuluk/ Adapazarı, Northwestern Turkey): Geothermics, Vol.23, No.2, pp. 151-174.
- Gülenbay, A., 1972, Ereğli-Bor ovası hidrojeolojik etüt raporu: DSİ Genel Müdürlüğü Yeraltısuları Dairesi Başkanlığı, 71 s.
- IAH (International Association of Hydrogeologists), 1979, Map of mineral and thermal water of Europe. Scale 1:500.000: United Kingdom.
- İşler, F., 1988, Çiftehane (Niğde) volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi: Türkiye Jeoloji Bülteni, c.31, 29-36.
- Kozlu, H., 1994, Çiftehane sıcak su kaynaklarının hidrojeokimyasal ve izotopik incelenmesi: Yüksek Lisans Tezi, Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Adana, 116 s., (yayımlanmamış).
- Öktü, G., Turgut, N. L., Dilemre, A. ve Olgun, Ş., 1993, Türkiye termal ve mineralli sular envanteri, Niğde: MTA Genel Müdürlüğü Enerji Hammadde Etüt ve Arama Dairesi Başkanlığı Raporu 8 s., (yayımlanmamış).
- Plummer, L.N., Jones, B.F., and Truesdell, A.H., 1976, WATEQF-A Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters: U.S. Geol. Surv. Water Resources Investigations, 76-13, 61 s.
- Uçar, L., 1997, Gülek-Pozantı-Kamışlı alanının stratigrafik ve sedimanter petrografik incelemesi: Fen Bilimleri Enstitüsü Jeoloji Mühendisliği Anabilim Dalı, Doktora Tezi, Adana, 493 s., (yayımlanmamış).
- Uluşahin, A. ve Kalkan, İ., 1995, Niğde (Çiftehane) ÇF-2 nolu sıcak su sondajı kuyu bitirme raporu: MTA Derleme Rapor No. 9801, 22 s., (yayımlanmamış).
- Yurtsever, Y. and Gat, J.R., 1981, Atmospheric waters in stable isotope hydrology: deuterium and oxygen-18 in the water cycle: J.R. Gat and R. Gonfiantini (eds.), Technical Report Series No: 210 IAEA, Vienna, 103-142.

ZİGA SICAK VE MİNERALLİ SU KAYNAKLARININ JEOTERMAL AÇIDAN ÖNEMİ

GEOTHERMAL EVOLUATION OF ZİGA THERMAL-MINERAL WATERS

Güler GÖÇMEZ*, Ahmet GÜZEL** ve Tuğrul TOKGÖZ***

*S.Ü. Müh. Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, KONYA

**Celal Bayar Üniversitesi, Mühendislik-Mimarlık Fak. İnşaat Müh. Böl., MANİSA.

***Atikol Jeofizik Hizmetler, ANKARA.

ÖZ

Ziga sıcak ve mineralli su kaynakları Aksaray ili'ne 40 km uzaklıktadır. Kaynaklar GB-KD doğrultusunda uzanan Ziga fayı boyunca açığa çıkmaktadır. Kaynak sıcaklıkları 46-51 °C, debileri 0.2-7 lt/s, toplam mineralizasyonları ise 3500-4500 mg/lt arasındadır.

IAH'a göre Ziga sıcak ve mineralli su kaynakları, Na, Cl, HCO₃, As, B içeren sıcak ve mineralli sudur. Suların geldiği derinlik 950-1000 m dolayındır. Hazne kaya sıcaklıkları silis jeotermometresine göre 98-151.8 °C'dir. Ziga kaplıcasında % 80 oranında soğuk su karışımı olduğu tesbit edilmiştir.

Sıcak ve mineralli sular kimyasal özellikleri ve sıcaklıkları açısından termal turizm, tedavi, sportif, seracılık vb. amaçlarla kullanılabilir. Ancak sulardaki B, Na, Cl iyonlarının yüksek olması nedeniyle tarımda sulama amaçlı kullanılamaz. Bu nedenle termal sular kullanıldıktan tekrar akifere basılmalıdır.

Bölgede yapılan jeofizik ve gradyan çalışmalarına göre Ziga kaplıcası çevresi jeotermal açıdan ümitli olduğu ve anomali zonunun Ziga'dan İhlara vadisi doğusuna doğru devam edebileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT

Thermal and mineral water springs are located about 40 km to Aksaray. Springs are aligned along the SW-NE of Ziga fault. The temperatures of the springs are 46-51 °C, their discharges are 0.2 -7 lt/s, and total mineralization is 3500-4500 mg/l.

According to the IAH standards Ziga thermal and mineralized water can be classified as Na, Cl, HCO₃, As, B, bearing hot and mineralized water. Waters come from a depth of 950-1000

m. On the basis of silica thermometer the temperature of the reservoir rocks is 98-151.8 °C. 80 % cold water mixing with Ziga Thermal spring is found.

Thermal spring's waters can be used for thermal tourism, therapeutic, sportive, green house, and other purposes in terms of chemical composition and the temperatures. Since the ratio of B, Na, Cl, ion's water are too high, it is not suitable for irrigation. Therefore thermal waters should be re-injected following their usage.

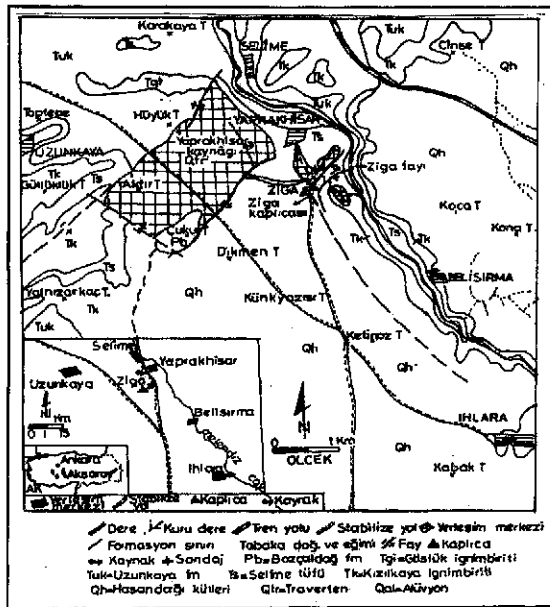
According to the geophysical surveys and gradient studies carried out in the region, it is believed that Ziga thermal spring and surrounding region are promising for geothermal potential and anomaly zone continues from Ziga to the north of İhlara valley.

GİRİŞ

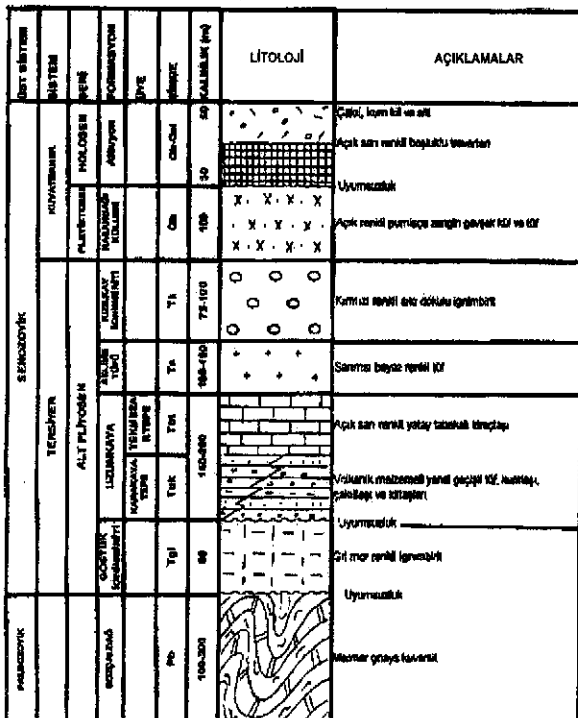
Ziga sıcak ve mineralli su kaynakları Kapadokya olarak bilinen yörede olup Aksaray ili'ne 40 km uzaklıktadır. Kuzeyinde Selime, batısında Uzunkaya, güneyinde ise Belisırma köyleri bulunmaktadır. Bu çalışmada Ziga sıcak ve mineralli su kaynaklarının kimyasal özellikleri tesbit edilerek jeotermal açıdan önemi belirlenmiştir. İnceleme alanı karasal yarı kurak iklimle sahiptir. Aksaray meteoroloji istasyonunun 1999 yılı verilerine göre ortalama sıcaklık 13.2 °C toplam yağış 253.4 mm'dir. 1999 yılı verilerine göre en düşük ortalama sıcaklık Aralık ayında -7.4 °C, en yüksek ortalama sıcaklık Temmuz ayında 37.4°C'dir.

JEOLOJİ

İnceleme alanı ve çevresinde temeli Paleozoyik yaşlı mermer gnays ve kuvarsitlerden oluşan Bozçaldağ formasyonu oluşturmak-



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru ve jeoloji haritası
Figure 1: Location and geological maps of the study area



Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.
Figure 2: Generalized columnar section of the study area.

tadır (Göçmez 1994). Bunun üzerine Erken Pliyosen yaşlı gri mor renkli Göstük ignimbiriti gelmektedir. Göstük ignimbiriti üzerine volkanik malzemeli, birbirleri ile yanal geçişli tuf kumtaşı, çakıtaşı, kilaşı ve açık sarı renkli yatay tabakalı kireçtaşlarından oluşan Uzunkaya formasyonu gelir. Erken Pliyosen yaşlı sarımsı beyaz renkli Selime tufu üzerine kırmızı renkli sıkı dokulu Kızıl kaya ignimbiritleri gelmektedir. Erken Pliyosen yaşlı bu birimlerin üzerine Pleistosen yaşlı, açık renkli pumice zengin Hasandağı külleri gelmektedir. Hasandağı küllerinin üzerine uyumsuzlukla Holosen yaşlı açık sarı renkli boşluklu traverten ve çakıl, kum, kil, silten oluşan alüvyon gelmektedir (Şekil 1, 2).

TEKTONİK

Genç birimlerin örtü şeklinde bölgeyi kaplamaları tektonik yapıların da örtülmesine neden olmuştur. Faylar KB-GD ve KD-GB yönlüdür. Bölgedeki en önemli fay KB-GD yönünde, İhlara vadisi boyunca uzanan fay ile sıcak ve mineralli su kaynaklarının çıktığı GB-GD'ya doğru uzanan Ziga fayıdır.

JEOFİZİK

İnceleme alanında MTA tarafından yapılan jeofizik çalışmalar Yapay Kaynaklı Manyetotellürik (CSAMT) uygulamadır. Bu yöntemle jeotermal akışkanı içerebilecek akifer kayacın derinliği ile örtü kayacın kalınlığını belirlemek, akiferin yayılım gösterdiği alanı ve ilişkili fayları ortaya koymak amaçlanmıştır.

Ziga sıcak ve mineralli su kaynaklarını içine alan yaklaşık 10 km²'lik bir alan çalışılmıştır (Şekil 3). Görünür rezistivite dağılımının, yüzeyden 150 m derinliğe kadar bilgi verdiği 512 Hz için hazırlanan haritada, sahanın batısında görünür rezistivitelerin 100 Ohmm değerine ulaştığı gözlenmektedir. Bu da Şekil 3'de görüleceği gibi Bozçaldağ mermerlerine karşılık gelmektedir. Bu kesimin sıcak su kaynaklarının çevresinde 10 Ohmm değerinden düşük kapanımlar vardır (Şekil 4).

Rezistivite dağılımının 150-500 m derinlikleri arasında incelendiği 32 Hz haritasında sıcak su kaynaklarını içine alan, doğuya doğru genişleyen 5 Ohmm değerinde bir kontur görülmektedir. Yüksek frekanslarda görünür rezistivitenin büyük olduğu kuzeydoğudaki bu kapanımın önemli olabileceği düşünülmektedir.

(Şekil 5).

Derinliğin arttığı 600-2000 m arasında görünür rezistivite haritasında ise rezistivitenin temeldeki Bozçaldağ mermerlerinden etkilenecek yüksek değere ulaştığı gözlenmektedir (Şekil 6).

En düşük rezistivite ve boyuna iletkenlik haritalarında tüm bu bulguları desteklenmektedir

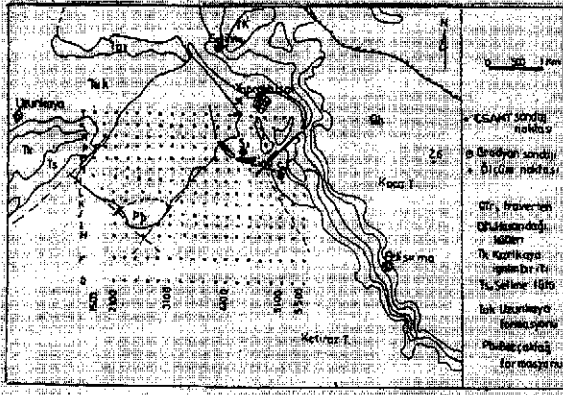
(Şekil 7, 8). İletkenliğin yüksek ve rezistivitenin düşük değerler aldığı kapanımı veren eğriler sıcak kaynaklar çevresindedir. KD ve D'dadır (Şekil 7, 8).

Düşük rezistiviteli zonun İhlara vadisinin doğusunda da devam edebileceği düşünülerek düşey elektrik sondajı, Ziga dolayında yapılmıştır. Paleozoyik yaşlı mermerlerle temsil

Tablo 1: Ziga sıcak ve mineralli su kaynaklarının kimyasal analiz sonuçları

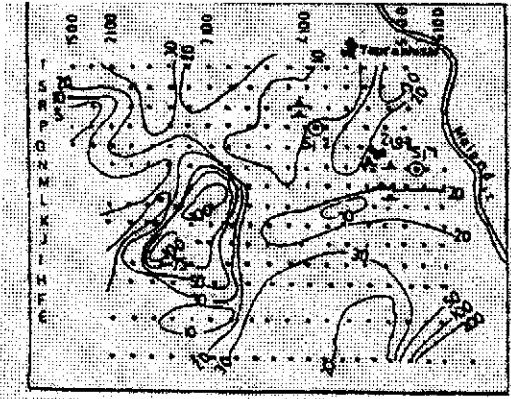
Table 1: Chemical analysis results of the Ziga thermal-mineral water.

	Ziga Kaynağı (Dereli)			1 no lu Kaynak			Ziga Sondaj			Ziga Kaynak (2)			Ziga Hamam Kaynağı		
	mg	meq	%meq	mg	meq	%meq	mg	meq	%meq	mg	meq	%meq	mg	meq	%meq
Ca++	343	17,10	23,8	312	15,58	22,8	446	22,23	33,24	160	8,00	11,78	188	9,40	14,14
Mg++	42	3,42	4,7	44	3,61	5,28	44	3,61	5,39	50,0	4,17	6,13	38	3,17	4,78
Na+	1060	46,09	64,3	1020	44,35	64,96	860	37,39	55,9	1200	52,17	76,81	1125	48,91	73,86
K+	197	5,04	7,0	185	4,73	6,92	143	3,64	5,44	1400	3,59	5,28	185	4,74	7,16
Cl-	1784	50,25	69,8	1928	54,32	75,0	1350	38,02	57,7	1176	48,34	70,40	1706	48,06	71,07
SO ₄	100	2,09	2,90	115	2,39	3,30	95	1,99	3,02	68,0	1,42	2,06	70,0	1,46	2,16
HCO ₃	1196	19,60	27,2	958	15,68	21,6	1579	25,87	39,26	1153	18,90	27,53	11,04	18,10	26,77
Fe	0,13			0,2			0,1			0,1			0,1		
As										1,59			1,38		
B	42			38			31			29			26,0		
Li	5,9			6,2			3,9			0,1			5,3		
F	3,4			3,7			4,4			2,06			0,98		
I	-			-			-			-			0,50		
NO ₂	2,3			0,01			<0,01			0,11			0,11		
NO ₃	< 0,1			<0,01			<0,01			<0,01			<0,01		
PO ₄	< 0,1			<0,1			<0,01			<0,01			<0,01		
SiO ₂	43			36			40			47			44		
NH ₄	2,1			2,8			3,3			3,0			3,0		
t°C	51,6			51,0			46,3			50,0			46		
Ph	6,47			6,26			6,57			6,69			6,71		
EC	6690			6690			6100			6900			7300		
Toplam Mineralizasyon	4940			4940			4575			4226			4308		
Serlik	57,46			53,73			72,35			34,76			35,20		
%Na	643			64,96			55,9			76,7			73,8		
SAR	10,2			10,1			10,4			21,14			21,14		



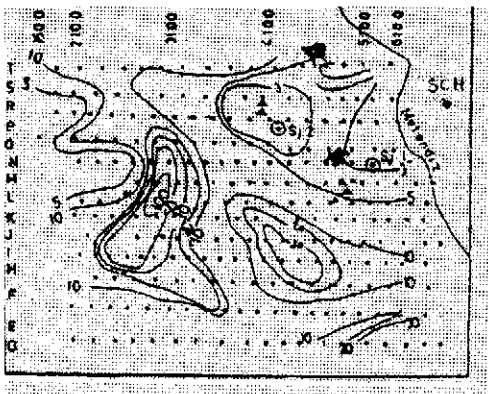
Şekil 3: Ziga sahasında Yapay kaynaklı manyetotellürük (CSAMT) çalışmasında ölçüm yapılan noktalar

Figure 3: The measuring points of the artificial sourt-eled magneto-telluric study (CSAMT) in the Ziga field.



Şekil 4: 512 Hz için görünür rezistivite dağılımı

Figure 4: The apparent resistivity distribution for 512 Hz.



Şekil 5: 32 Hz için görünür rezistivite dağılımı

Figure 5: The apparent resistivity distribution for 32 Hz.

edilen temelin burada daha derin ve yaklaşık 750 m derinde olabileceği düşünülmektedir (Şekil 9).

Yapılan jeofizik çalışmalarında Ziga sıcak ve mineralli su kaynakları çevresinin jeotermal açıdan ümitli olabileceği ve anomali zonunun Ihlara vadisi doğusunda da devam edebileceği düşünülmektedir.

SICAK VE MINERALLİ SU KAYNAKLARI

Ziga kaplıcası sıcak ve mineralli su kaynakları Aksaray'a 40 km, Yaprakhisar köyüne 1 km uzaklıktadır. Kaynaklar GB-KD yönünde uzanan Ziga fayı boyunca birçok noktadan gaz çıkışı ile birlikte boşalmaktadır. Eğim atımlı normal ve dike yakın eğimi olan bu fay yaklaşık 1.5 km uzunluğunda olup Ihlara vadisine kadar uzanmaktadır.

Kaynak sıcaklıkları 46-51 °C, debileri 0.1-7 l/sn, toplam mineralizasyon 4226-4940 mg/l dir. Ziga sondajının ise derinliği 234 m, kuyudan çıkan suyun sıcaklığı 45.3 °C, debisi 144 l/sn toplam mineralizasyonu 4575 mg/l dir. Kaynak sıcaklıkları KD-GB'ya doğru azalmaktadır.

Sıcak ve mineralli su kaynaklarının geldiği derinlik;

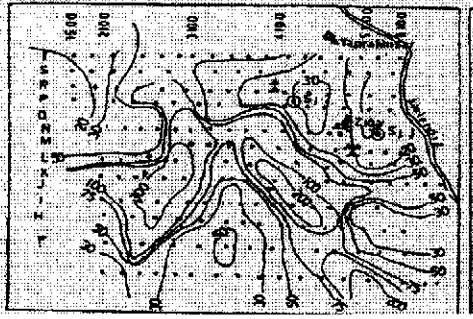
$D = (Sk-So) \times Jg$ (Erguvanlı ve Yüzer 1984) formülü ile

$D = (49-11.05) \times 11.5 \text{ m} = 937.5 \text{ m}$ olup yaklaşık 950-100 m. olarak hesaplanmıştır.

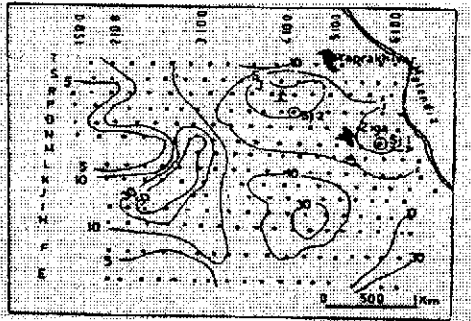
Ziga kaplıcası sıcak ve mineralli su kaynaklarının akiferini Paleozoyik yaşlı mermerler oluşturmaktadır.

Kaplıca alanında temeli Paleozoyik yaşlı mermer, gnays ve kuvarsitlerden oluşan Bozçaldağ formasyonu (Pb) yer almaktadır. Bunların üzerine Pliosen ve Kuvaterner yaşlı oluşuklar gelmekte olup en üstte ise travertenler bulunmaktadır. Tektonik olaylar sonucu mermerler ve kuvarsitler bol çatlaklı kırıklı yapı kazanarak ikincil gözenekleri artmıştır. Gölsel sedimanların kumtaşı, çakıltası içeren seviyeleri ve kireçtaşları geçirimli, Selime tufu ve Kızılkaya ignimbiritleri az geçirimlidir. Bunların üzerine gelen Hasandağı külleri ve alüvyon ise geçirimlidir.

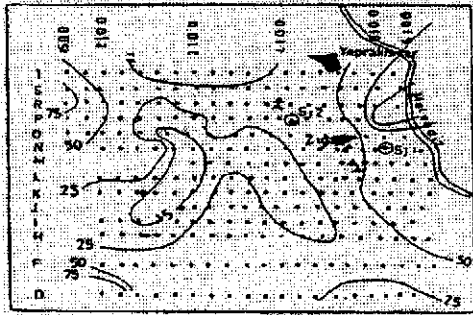
İnce çatlak ve kırıklar boyunca yerin derinlerine doğru süzülen yağış suları jeotermal gradyanla ısınmışlardır. Isınan sular Launey'in termosifon teorisine (Moret, 1946) uygun olarak hidrostatik basınç, kılcalık, soğuk ve sıcak su arasındaki yoğunluk farkı sudaki gazların gen-



Şekil 6: 2 Hz için görünür rezistivite dağılımı
Figure 6: The apparent resistivity distribution for 2 Hz.



Şekil 7: En düşük görünür rezistivite dağılımı
Figure 7: The minimum apparent resistivity distribution.



Şekil 8: Boyuna iletkenlik haritası
Figure 8: The vertical conductivity map.

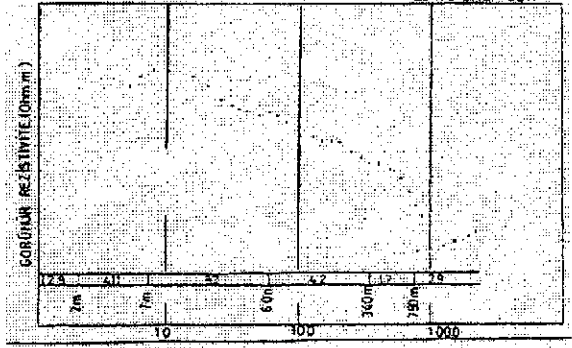
leşmesi vb. nedenlerle (Canik, 1980) faylar boyunca yükselerek yeryüzüne çıkmışlardır.

SU KİMYASI

Sıcak ve mineralli su kaynakları ve sondajın hidrokimyasal özelliklerini belirlemek için örnekler alınmış elde edilen sonuçlara göre çeşitli diyagramları çizilmiştir (Tablo 1).

Schoeller diyagramına göre iyonların sıralanışı;

Dere içi kaynak, $r(\text{Na} + \text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}; r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$
 1 Nolu kaynak $r(\text{Na} + \text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}; r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$



Şekil 9: Düşey elektrik sondajı (Ziga) (İhlara vadisi doğusunda)

Figure 9: The vertical electrical resistivity sounding.

2 Nolu kaynak $r(\text{Na} + \text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}; r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$
 Ziga Hamamı $r(\text{Na} + \text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}; r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$
 Ziga Sondajı ? $r(\text{Na} + \text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg}; r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$
 şeklindedir (Şekil 10).

Uluslararası Hidrojeologlar Birliği (IAH) sınıflamasına göre B, As, Na, Ca, Cl, HCO₃ içeren sıcak ve mineralli sudur. Piper sınıflamasına göre kaynak suları 7. bölgede karbonat olmayan alkanite > karbonat alkalinitesi, NaCl, NaSO₄, KCl'ü sular, karbonat alkalinitesi % 50 den fazla olan sulardır. Alkaliler ve güçlü asitler egemendir (Şekil 11).

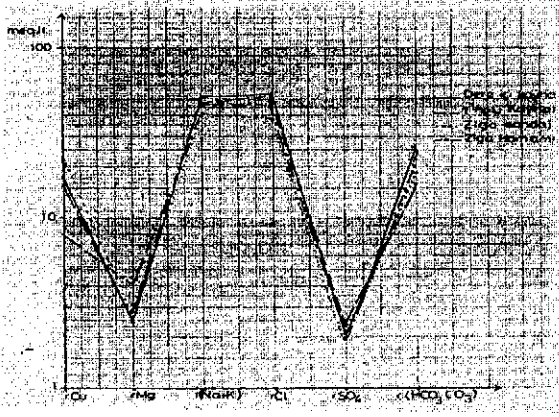
Ayrıca tuzluluk tehlikesi (SAR) ve toplam sertliği yüksek olan bu kaynak suları sulama suyu olarak kullanılmaz (Todd, 1980).

Jeotermal sıcak sular SiO₂, Na, K, Ca, Mg, Cl, F, SO₄, AS, HCO₃ iyonlarınınca zenginlerdir. Bu iyonların yüksek değerlerde olması suların yüksek sıcaklığa sahip akiferlerden geldiğini belirtmektedir. Na-K-Ca jeotermometresine göre hazne kaya sıcaklıkları hesaplanmıştır (Fournier ve Truesdell, 1973; Göçmez, 1994).

Fournier (1971)'in silis karışım modeline göre hesaplanmış ve hazne kayanın sıcaklığı 210 °C, kaplıca sularındaki sıcak su oranı AB/AC %18 olarak bulunmuştur (Göçmez, 1994). Na-K-Ca jeotermometresine göre sıcaklık 225°C'dir Silise dayalı karışım modeline göre hazne kaya sıcaklığı ve karışım oranı tesbit etmek için kuramsal olarak saptanan değerler grafik üzerine aktarılarak hazne kaya sıcaklığı 205°C ve soğuk su karışım oranı % 81 olarak bulunmuştur (Göçmez, 1994). Böylece kaynak sularının yüzeyde ölçülen sıcaklığının derinlerde daha fazla olabileceği söylenebilir.

SULARIN JEOTERMAL AÇIDAN DEĞERLENDİRİLMESİ

Jeotermal enerji, yerkabuğunun sahip olduğu ısı enerjisinin yeraltındaki sulara aktarıl-



Şekil 10: İnceleme alanındaki suların Schoeller diyagramı

Figure 10: The Schoeller diagram of the waters.

ma sonucu aşırı ısınmış akışkanın kendiliğinden yeryüzüne gelerek yada sondajlarla çıkarılarak taşıdıkları enerjinin ekonomik kullanıma dönüştürülmesi olarak tanımlanır. Yer kabuğunun derinlerindeki soğumamış bir magma kütlesi veya genç bir volkanizma ısı kaynağı olabilir. Jeotermal akışkan normal yüzey ve yeraltı sularına oranla daha fazla erimiş mineral, çeşitli tuzlar ve gazlar içermektedir.

Jeotermal enerji sıcaklık içeriğine göre

1- Düşük sıcaklıklı sahalar (20-70 °C)

2- Orta sıcaklıklı sahalar (70-150 °C)

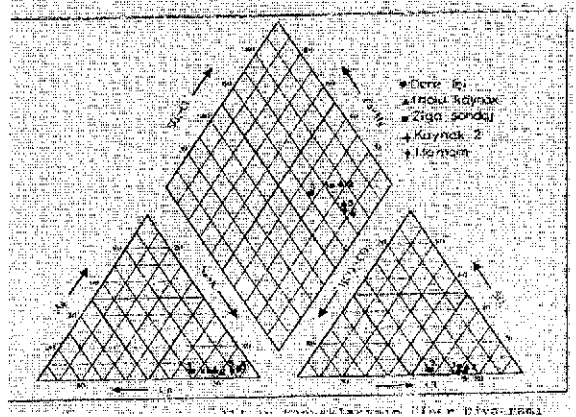
3-Yüksek sıcaklıklı sahalar (150 °C büyük) olarak sınıflandırılmaktadır.

Ziga ve çevresi orta sıcaklıklı sahadır. Kaynakların ve sondajın sıcaklıkları dikkate alındığında mantar yetiştirme, balneolojik banyolar, toprak ısıtma, kent ısıtması, yüzme havuzları, tedavi merkezleri, turistik tesislerde kullanılabilir.

Türkiye'de jeotermal enerji ile ısıtmaya uygun yerleşim birimlerinden bazıları, Bolvadin, Balıkesir, Aydın, Turgutlu, Erzurum, Sandıklı, Edremit, Germencik, Salihli, İzmir, Seferihisar, Dikili, Çeşme, Nazilli, Bergama, Haymana, Eskişehir, Denizli, Karahayır, Sarayköy, Ayaş vb.'dir. Ziga da jeotermal enerji ile ısıtmaya aday bir yerleşim birimidir.

Termal suların sulamada kullanılabilmesi için SAR değerinin 10 mg/l bor içeriğinin 1 mg/l ve EC=2250 mmho/cm den büyük olmaması gerekmektedir. Ziga sıcak ve mineralli sularında bor miktarı 26-42 mg/l arasında olup oldukça yüksektir. Bu yüzden termal sular kullanımdan sonra mutlaka tekrar yeraltına verilmelidir.

Ziga kaplıca suyu sıcak ve mineralli asidik



Şekil 11: Sıcak ve mineralli su kaynaklarının Piper diyagramı

Figure 11: The Piper diagram of the thermal-mineral waters.

özelliktedir ancak yüzeyde, bünyesinde gazının uçması ve basınç düşmesi nedeniyle, kabuklaşma sorunu ile karşı karşıya kalınacaktır. Kalsiyuma doygunluk değerleri bunu doğrulamaktadır. Bu nedenle inhibitör kullanılmalıdır. Rize Ayder'de kaplıca tesisi 54°C termal su ile ısıtılmakta, Haymana'da 2 adet cami 43°C ile tabandan ısıtılmakta, Sivas sıcak çermik kaplıcaları ısıtma 46°C ile ve Havza kaplıcası ise 54°C'lik termal su ile ısıtılmaktadır. Ziga kaplıca suları da bu şekilde değerlendirilebilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ercan, T., v.d.1987. Orta Anadolu'da Nevşehir-Niğde-Konya dolaylarındaki volkanik kökenli gaz çıkışları: Ç.Ü.Müh.Mim.Fak.Der.C.4., S.1., 57-61, Adana
- Erguvanlı, K. ve Yüzer, E., 1984, Yeraltı suları jeolojisi: İTÜ Maden Fakültesi yayını, sayfa 697, İstanbul.
- Fournier, R. and Truesdell, A.H., 1973. An Empirical Na-K-Ca Geothermometer of Natural waters: Geochemical et Cosmochemical Acta. Vol 37 pp.1255-1277
- Göçmez, G., 1994, Aksaray sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrojeoloji incelemesi: S.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi, 280 s., Konya.
- IAH, 1978-1979, Hydrogeochemistry of mineralized waters, Varşova.
- Todd, D. K., 1980, Groundwater Hydrology: John Wiley and sons Inc. Newyork, USA.
- Yenal, O., 1975, Türkiye maden suları, iç Anadolu Bölgesi: İ.Ü. Tıp Fakültesi Hidroklimatoloji kürsüsü, İstanbul.

KARAKURT VE KARAKURT TÜRBE (KIRŞEHİR) SICAK VE MİNERALLİ SU KAYNAKLARININ HİDROKİMYASAL VE İZOTOPIK ÖZELLİKLERİ

HYDROCHEMICAL AND ISOTOPIC PROPERTIES OF KARAKURT (KIRŞEHİR) MINERALIZED THERMAL SPRINGS

Nail Ünsal*, Mehmet ÇELİK** ve Atilla MURATHAN***

*Gazi Üniversitesi, Müh.-Mim. Fakültesi, İnşaat Müh. Bölümü, Maltepe, 06570, ANKARA

**Ankara Üniversitesi Müh. Fakültesi, Jeoloji Müh. Bölümü, Tandoğan, 06100, ANKARA

***Gazi Üniversitesi, Müh.-Mim. Fakültesi, İnşaat Müh. Bölümü, Maltepe, 06570, ANKARA

ÖZ

Bu çalışmada, Orta Anadolu'da jeotermal bir saha olan Karakurt ve Karakurt Türbe (Kırşehir) sıcak ve mineralli su kaynaklarının hidrokimyasal ve izotopik özellikleri belirlenmiştir. Bu özelliklere bağlı olarak Karakurt jeotermal sahasını açıklayabilmek için bir hidrojeolojik rejim önerilmiştir. Karakurt ve Karakurt Türbe kaynak suları döteryum ve oksijen-18 çevresel duraylı izotop içerikleri arasındaki ilişki bakımından bölgesel meteorik su ile benzerlik taşımaktadırlar. Suların hidrokimyasal özellikleri, bu iki suyun aynı litolojiden beslendikleri/temasta olduklarını göstermektedir. Karakurt ve Karakurt Türbe kaynak suları Ca-HCO_3 tipinde sulardır. Bu sular doygunluk indeksi verilerine göre kalsit, dolomit, jips, aragonit, anhidrit ve halite doymun değil, fakat kuvarsa doymundur. Bu hidrojeolojik sistemde, rezervuar kayacı Bozçaldağ formasyonunun çatlaklı mermer seviyeleri oluşturmasına rağmen, suların kalsit ve dolomit minerallerine doymun olmaması, bu suların özellikle yağışlı mevsimlerde soğuk ve olgun olmayan, genç su karışımına uğradığını göstermektedir. Rezervuarın SiO_2 jeotermometresine bağlı olarak sıcaklık aralığının 51°C - 114°C arasında olduğu hesaplanmıştır.

ABSTRACT

The present study identifies the hydrochemical and isotopic properties of the Karakurt mineralized thermal springs in Kırşehir province, a geothermal field in Central Anatolia. Based on these properties, a hydrogeological regime is

proposed in order to explain the Karakurt geothermal system. Waters of Karakurt and Karakurt Türbe springs are similar to the global meteoric water with respect to the relation between the environmental stable isotopes deuterium and oxygen-18 concentrations, indicating the waters are of meteoric in origin. Evaluation of the hydrochemical characteristics of the waters reveal that these two thermal springs belong to the same hydrogeological system. The hydrogeological system, comprises fractured marbles of the Bozçaldağ formation as reservoir rock. The waters of the Karakurt and Karakurt Türbe springs are mainly of the Ca-HCO_3 type; originated from Bozçaldağ formation. The Karakurt and the Karakurt Türbe waters are saturated to quartz but undersaturated to calcite, dolomite, gypsum, aragonite, anhydrite and halite. With respect to Saturation index (SI) data although the marble layers of the Bozçaldağ formation are the reservoir rocks of the Karakurt mineral thermal waters, the undersaturated state of the these waters to calcite and dolomite indicates that these waters are subjected to the cold water influent in the wet seasons the temperature range of the reservoir is estimated to be 51°C - 114°C , on the basis of SiO_2 geothermometers.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Kırşehir ilinin yaklaşık 30 km güneybatısında yer almaktadır (Şekil 1). Bu alanda önceki yıllarda jeoloji, jeofizik ve hidrojeoloji çalışmaları yapılmıştır (Canik ve Pasvanoğlu, 1993; Didik ve diğ., 1994; Gündüz,

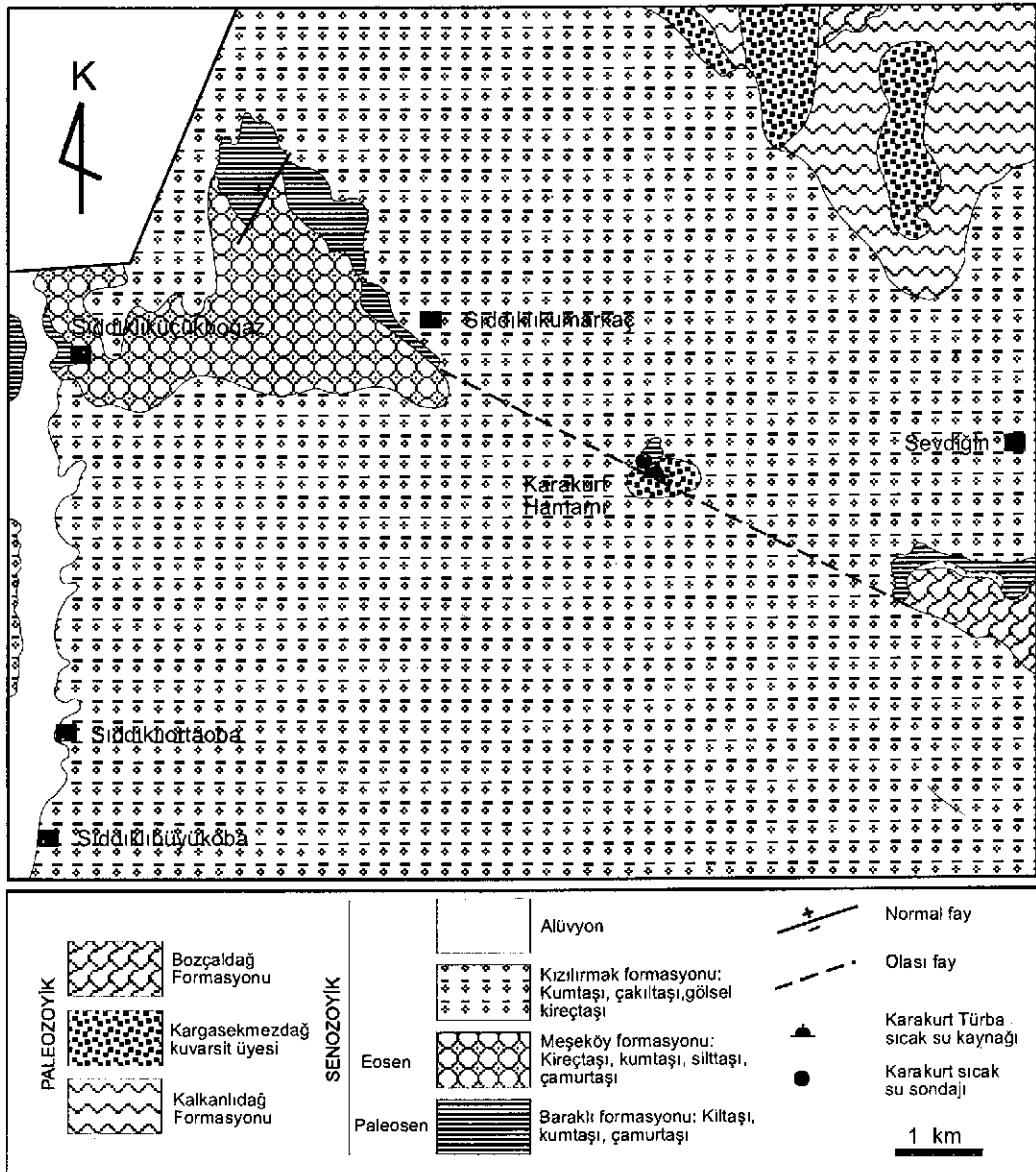
1995; Kara, 1991 ve 1997). Bu çalışmada termal suların hidrokimyasal ve izotopik özellikleri araştırılmıştır.

Hidrokimyasal analiz sonuçları yarı logaritmik Schoeller ve Piper diyagramları ile köken açısından yorumlanmıştır. Doğal (çevresel) izotoplardan trityum (^3H) ile yeraltı suyunun akiferde dolaşım süreleri, oksijen-18 (^{18}O) ve döteryum (^2H) arasındaki ilişki ile kaynak sularının meteorik su çizgisine uyumlulukları, yüzey ve yeraltındaki buharlaşma durumları araştırılmıştır.

Çalışmanın amacı, sıcak su kaynaklarını su kimyası, izotopik özellikleri açısından değerlendirmek; kayaç-su arasındaki reaksiyonların ürünü olan iyon değişimlerini ve su kimyası fasiyeslerini belirlemek ve elde edilen tüm sonuçlarla sıcak suların kökensel yorumunu yapmaktır.

İNCELEME ALANININ JEOLojİ VE HİDROJEOLojİSİ

İnceleme alanında temelde Kırşehir Metamorfitlerinden Paleozoik yaşı



Şekil 1: Karakurt ve Karakurt Türbe sıcak ve mineralli su kaynağı ve dolayının jeolojisi
Figure 1: Geology of the Karakurt and Karakurt Türbe thermal and mineralized water springs and surrounding.

Kalkanlıdağ ve Bozçaldağ formasyonu yer almaktadır. Bunun üzerinde Paleosen yaşlı kilitaşı, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanmalı Baraklı formasyonu bulunmaktadır. Üstünde ise taban çakıltası ile başlayıp kumtaşı, çamurtaşı ve kireçtaşı ile devam eden Eosen yaşlı Meşeköy formasyonu yer alır. En üstte ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı az tutturulmuş kumtaşı, çakıltası, gölssel kireçtaşı ardalanmasından oluşan Kızılırmak formasyonu ve Kuvaterner yaşlı alüvyal örtü ile istif tamamlanmaktadır (Gündüz 1995). Paleozoyik yaşlı Bozçaldağ formasyonuna ait mermerlerin sondaj ve kimyasal verilerine göre sıcak su kaynaklarının hazne kayası oldukları tespit edilmiştir. Bölgedeki bu kaynakların olası fay kuşağı boyunca yüzeye çıktıkları tahmin edilmektedir (Şekil 1).

ÖRNEKLEME VE ANALİZ ÇALIŞMALARI

Kaynakların izotop ve su kimyası analizleri, bölgedeki hidrojeolojik rejim gözönüne alınarak 4 dönem boyunca (1997 Eylül, 1997 Aralık, 1998 Nisan ve 1998 Temmuz) yapılmıştır. Su örnekleri asitli (HNO_3) ve asitsiz olarak çift kapaklı 1 litrelik plastik şişelere alınmış olup, Su Kimyası Laboratuvarında; izotop amaçlı su örnekleri de çift kapaklı 1 litrelik plastik şişelere alınmış ve izotop laboratuvarlarında analiz

edilmiştir. Su kimyası analizlerinden majör katyon ve anyonlar (Ca^{+2} , Mg^{+2} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), buharlaşma kalıntısı, F^- , B^{+3} , NO_2^- , NO_3^- ve NH_4^+ parametreleri laboratuvarında, sıcaklık, pH, elektriksel iletkenlik (EC) ve CO_2 yerinde ölçülmüştür.

SICAK SULARIN HİDROKİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Sıcak suların farklı dönemlerde yapılan hidrokimyasal analiz sonuçları Tablo 1'de verilmiştir.

Karakurt (sondaj) ve Karakurt Türbe (kaynak) sularının, kimyasal özelliklerinin belirlenmesi amacıyla Piper ve Schoeller diyagramlarıyla değerlendirmeler yapılmıştır. Yarı logaritmik diyagrama göre Karakurt ve Karakurt Türbe kaynakları;

Katyonlarda; $r\text{Ca} > r(\text{Na} + \text{K}) > r\text{Mg}$,

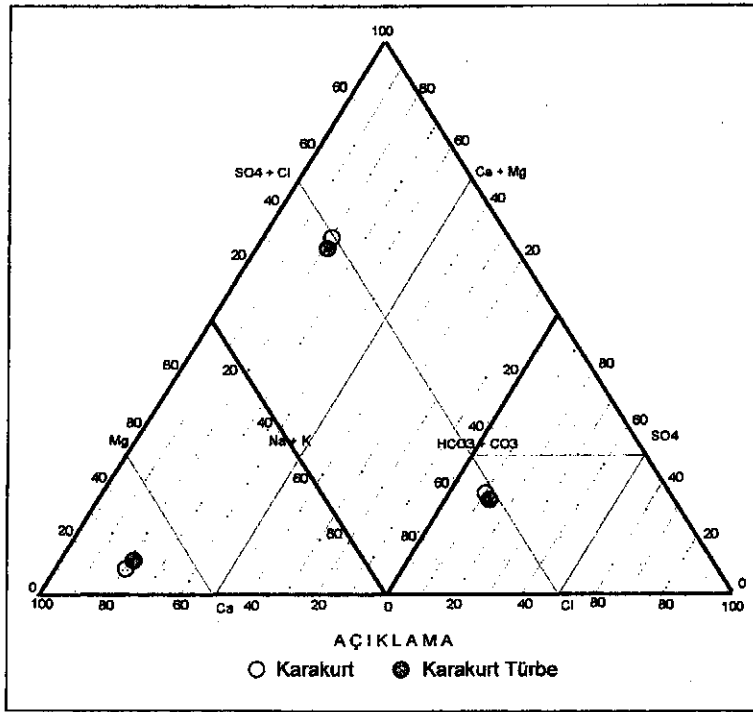
Anyonlarda; $r(\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) > r\text{SO}_4 > r\text{Cl}$ şeklinde dizilime sahiptir.

Sular kalsiyumbikarbonat fasiyesindedir. Bu, su kaynakları Piper (1944) diyagramında da katyonlara göre kalsiyumlu, anyonlara göre ise bikarbonatlı sular sınıfına girmektedir (Şekil 2 ve 3). Bu sular, AIH sınıflamasına göre, florür içeren kalsiyumlu, sodyumlu-bikarbonatlı, sülfatlı sıcak ve mineralli sular sınıfına girmektedir.

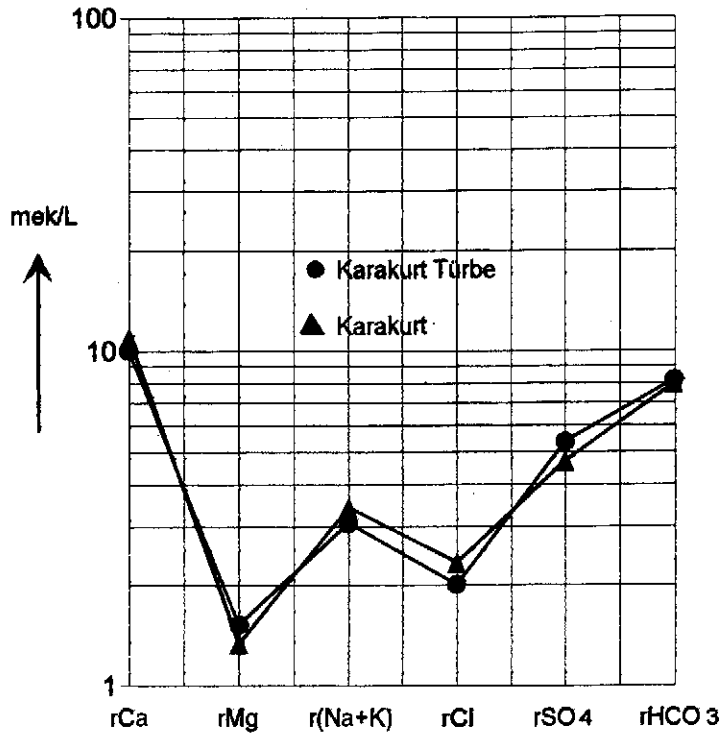
Tablo 1: Karakurt (KK-1) ve Karakurt Türbe (KT-1) su kaynaklarının kimyasal analiz sonuçları

Table 1: Hydrochemical analysis results of water samples Karakurt (KK-1) and Karakurt Türbe (KT-1)

mek/l	KK-1	KT-1	KK-1	KT-1	KK-1	KT-1	KK-1	KT-1
Ca^{+}	11.0	10	10.1	11.04	10.02	10.62	9.01	9.76
Mg^{+}	1.33	1.52	0.91	1.54	1.01	0.76	1.58	1.32
Na^{+}	3	2.65	2.77	2.73	2.43	2.43	2.97	2.91
K^{+}	0.41	0.41	0.41	0.39	0.31	0.31	0.42	0.41
Cl^{-}	2.33	2	2.25	2.53	3	3	2.31	2.17
SO_4^{-}	4.68	5.34	6.14	4.73	3.72	3.79	6.04	5.63
HCO_3^{-}	7.96	8.16	6.96	7.78	7.08	7.56	7.13	7.23
mg/l								
CO_2	112,64	45,76	209,0	194,2	161	147	66	154
F^{-}	3,4	2,3	4,0	2,52	2,8	1,4	3,7	2,4
Li^{+}	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
NH_4^{+}	0,0	0,2	0,7	0,6	0,1	0,1	1,0	2,0
NO_3^{-}	4	2,5	2,5	4,0	10,5	17,5	7,0	5,0
NO_2^{-}	<0,02	<0,02	<0,02	<0,02	0,02	<0,02	<0,02	<0,02
B	0,18	0,24	0,16	0,05	0,11	0,24	0,09	0,08
SiO_2	40,0	42,0	62	65	34	32	48	46
CO_3^{-}	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
ÇÖ (çözünmüş oksijen)	6,5	5,9	6,4	5,3	6,1	6,0	-	-
T ($^{\circ}\text{C}$)	50	34	48	30	50	31	52	35
EC ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	1067	1254	1260	1073	1068	1374	1325	1159
pH	5,85	6,11	5,85	6,49	6,19	6,56	6,49	6,5
Örneklem tarihi	09.09.1997		09.12.1997		18.04.1998		21.07.1998	



Şekil 2: İnceleme alanındaki su örneklerinin Piper diyagramı (9.9.1997).
Figure 2: Piper diagram of water samples in the study area (9.9.1997).

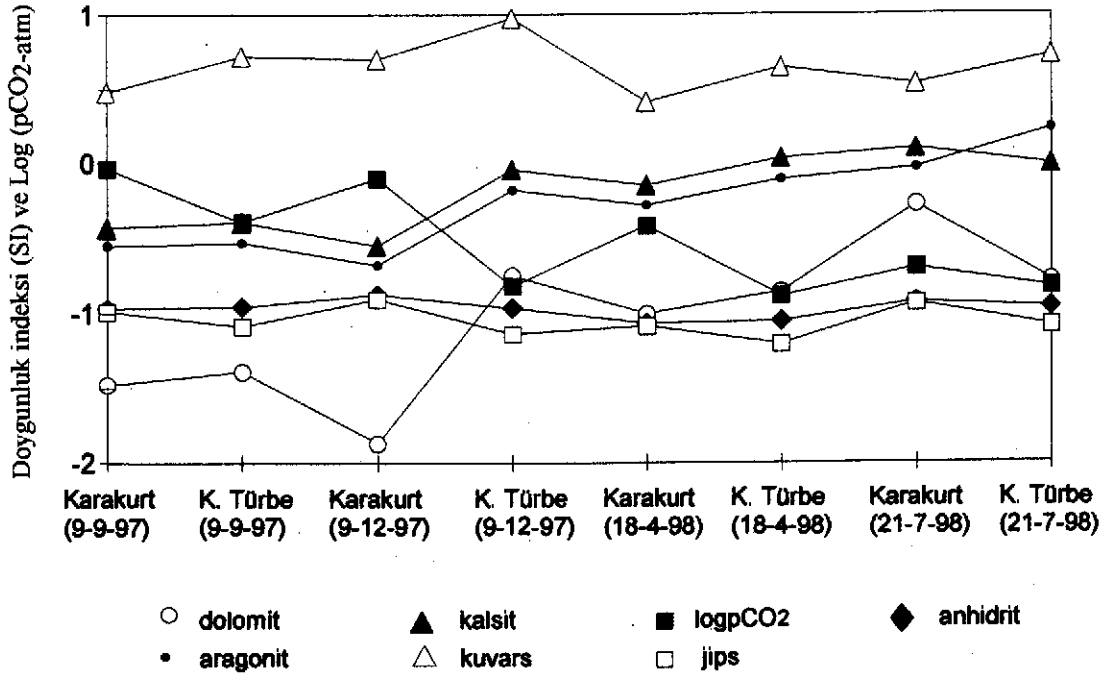


Şekil 3: İnceleme alanındaki su örneklerinin Schoeller diyagramı (9.9.1997).
Figure 3: Schoeller diagram of water samples in the study area (9.9.1997).

Sıcak suların çeşitli minerallere göre doygunluk durumları Wateqf bilgisayar programı (Plummer ve diğ., 1979) kullanılarak hesaplanmış ve sonuçları Şekil 4'de gösterilmiştir. Karakurt ve Karakurt Türbe kaynakları, kalsit, dolomit, jips, aragonit, anhidrit ve halite doygun değil, fakat kuvarsa doygunudur. Doygunluk

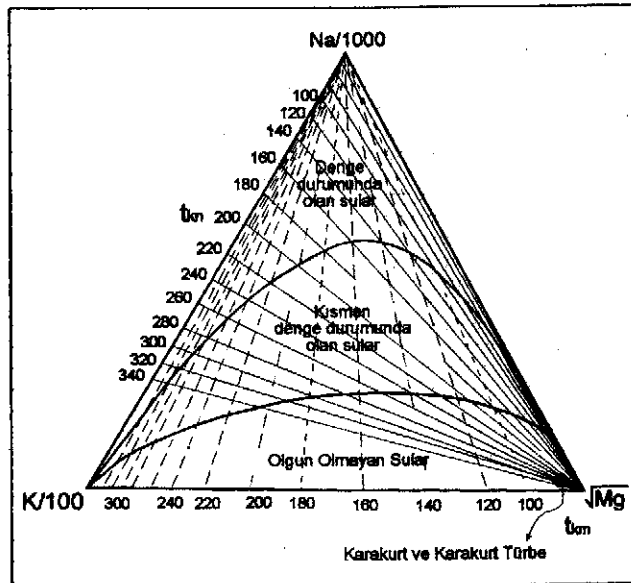
indeksi çalışmalarına göre bu, sıcak su kaynaklarının rezervuar kayacı mermer olmasına rağmen kalsit ve dolomit minerallerine doygun olmaması, özellikle yağışlı mevsimlerde sıcak suların yukarıya yükselmesi sırasında soğuk su karışımına uğradığını göstermektedir.

İnceleme alanındaki sıcak ve mineralli



Şekil 4: İnceleme alanındaki su örneklerinin doygunluk indeksi ve log PCO2 grafiği.

Figure 4: Saturation index and log PCO2 graphic of water samples in the study area.



Şekil 5: Giggenbach (1991) diyagramı

Figure 5: Giggenbach diagram (1991)

Tablo 2: Silis jeotermometresi ile hesaplanmış olan tahmini rezervuar sıcaklıkları

Table 2: Probable reservoir temperatures calculated by silica geothermometer.

Örnek Adı	Örnekleme Tarihi	Kuvars (Fournier and Potter, 1982)	Kuvars (buhar kaybı yok), (Fournier, 1973)	Kuvars (100 °C de max. Buhar kaybı), (Fournier, 1973)	Kalsedon (buhar kaybı yok), (Fournier, 1977)	Kalsedon (100 °C de max. Buhar kaybı), (Fournier, 1977)	Kalsedon (buhar kaybı yok), (Amorsson et al., 1983)	Kalsedon (100 °C de max. Buhar kaybı), (Amorsson, 1983)
Karakurt sondajı	9-9-97	92,2	91,7	93,8	62,0	65,7	63,0	67,7
Karakurt Türbe	9-9-97	94,3	93,8	95,7	63,4	67,8	65,2	69,7
Karakurt sondajı	9-12-97	112,4	112,1	111,4	83,0	85,3	83,5	86,2
Karakurt Türbe	9-12-97	114,7	114,5	113,4	85,5	87,5	85,9	88,3
Karakurt sondajı	18-4-98	85,2	84,6	87,6	53,6	59,0	56,0	61,4
Karakurt Türbe	18-4-98	82,6	82,1	85,4	50,8	56,6	53,4	59,1
Karakurt sondajı	21-7-98	100,3	99,9	100,9	69,8	73,6	71,3	71,2
Karakurt Türbe	21-7-98	98,4	98,0	99,2	67,8	71,7	69,3	73,4

Tablo 3: Seçilen su noktalarına ait izotop değerleri

Table 3: Isotope results of the selected water samples

Örnekleme Tarihi	Örnek adı	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, SMOW)	Döteryum (‰, SMOW)	Trityum (T.U.)
14.12.96	Karakurt	-11.7	-90.7	-
09.09.97	Karakurt	-9.4	-83.1	1.10 (± 0.9)
18.04.98	Karakurt	-10.4	-84.7	0.15 (± 1.0)
21.07.98	Karakurt	-11.6	-77.4	-
21.07.98	Karakurt Türbe	-11.0	-79.0	2.75 (± 0.9)
09.12.97	Karakurt Türbe	-11.0	-82.5	3.10 (± 1.0)
18.04.98	Karakurt Türbe	-9.6	-90.6	0.90 (± 0.8)

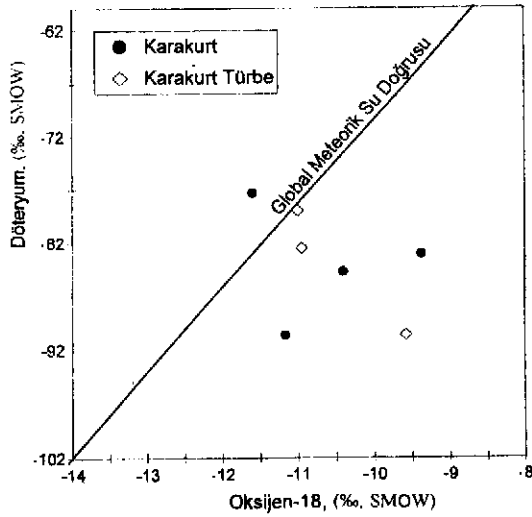
suların jeotermometre kullanımına uygunlukları Na-K-Mg üçgen diyagramında incelenmiş (Giggenbach, 1991) ve olgun olmayan sular grubunda yer aldıkları belirlenmiştir (Şekil 5).

Jeotermometrelerin seçimi ve uygun rezervuarın tahmininde inceleme alanının jeolojisi ve hidrojeolojik özellikleri gözönüne alınmıştır. Jeotermometrelerden kuvars jeotermometreleri uygun rezervuar sıcaklığı vermiştir. Buna göre

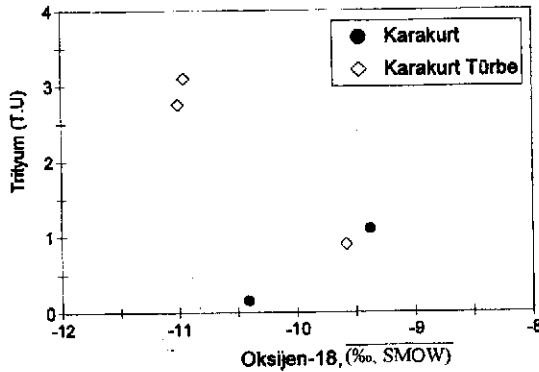
yapılan hesaplamalarda rezervuar sıcaklığı 51-114°C arasında bulunmuştur (Tablo 2).

İZOTOP VERİLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

Oksijen-18 ve döteryum içerikleri kullanılarak ortak yada benzer beslenme süreçlerinin etkisi altında bulunan suların ayırt



Şekil 6 : Su örneklerinin oksijen-18/döteryum ilişkisi
Figure 6 : Oxygen-18/deuterium relationship of the samples



Şekil 7 : Su örneklerinin Oksijen-18/Tritiyum ilişkisi
Figure 7 : Oxygen-18/Tritium relationship of the samples

edilmesi mümkündür. Karakurt sondaj sularının d18O (‰, SMOW) içeriği -11.6 ile -9.4 arasında, döteryum içeriği -90.7 ile -77.4 arasında değişmektedir. Karakurt Türbe kaynağında ise d18O (‰, SMOW) değeri -11.0 ile -9.6 arasında, Döteryum içeriği -90.6 ile -79.0 arasında değişmektedir. Oksijen-18 ve döteryum ilişkisi incelendiğinde, aynı akış sistemi içinde yer alan bu iki su noktasının birbirine yakın konumda oldukları görülmektedir (Şekil 6). İzotop analiz sonuçları Tablo 3'de verilmiştir.

Grafikten de görüldüğü gibi (Şekil 6) söz konusu örneklerin meteorik doğruya yakınlık göstermesi bu suların meteorik kökenli sular

olduğu sonucunu ortaya koymaktadır. Aynı şekil üzerinde, yüzeyde buharlaşmış sıg su katkısı olduğu da söylenebilir. Doğunluk indeksi değerleri de bunu doğrulamaktadır (Şekil 4).

Trityum analiz sonuçlarından gözleendiği gibi her iki su noktasında da trityum içeriği bahar aylarında azalmaktadır. Bu durum, kış-bahar beslenimi sonucu daha derinde bulunan yaşlı su bileşeninin yukarı itilmesi şeklinde açıklanabilir (Şekil 7).

SONUÇLAR

Bu çalışma ile Karakurt ve Karakurt Türbe sıcak su kaynaklarının hazne kayasının Bozçaldağ formasyonunun çatlaklı mermer seviyeleri olduğu belirlenmiştir (Şekil 1).

Karakurt ve Türbe kaynakları, $rCa > (rHCO_3 + rCO_3) > rSO_4 > r(Na + K) > rCl > rMg$ şeklinde dizilime sahip olup kalsiyum ve bikarbonat fasiyesinde oldukları belirlenmiştir. İzotoplardan oksijen-18 ve döteryum ilişkisi incelendiğinde, aynı akış sistemi içinde yer alan su noktalarının birbirine yakın konumlara sahip oldukları ve yüzeyde buharlaşmış sıg su katkısı olduğu belirlenmiştir. Trityum değerlerine göre Karakurt ve Karakurt Türbe sıcak ve mineralli su kaynakları akifer içerisinde benzer kalış sürelerine sahiptir. Trityum değerlerinin bahar aylarında azalması, yağışlı dönemlerde derinden gelen sıcak sulara soğuk su karışımını göstermektedir. Kuvars jeotermometreleri alandaki sıcak sularda uygun rezervuar sıcaklığı vermiş olup, 51-114 °C arasındadır. Karakurt ve Karakurt Türbe kaynakları, kalsit, dolomit, jips, aragonit, anhidrit ve halite doğun değil, fakat kuvarsa doğundur. Doğunluk indeksi çalışmalarına göre bu, sıcak su kaynaklarının rezervuar kayacı mermer olmasına rağmen kalsit ve dolomit minerallerine doğun olmaması, özellikle yağışlı mevsimlerde sıcak suların yukarıya yükselmesi sırasında soğuk su karışımına uğradığını göstermektedir.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma, Tübitak YDABÇAG-530 projesi ile desteklenmiştir. Yazarlar, izotop örneklerinin analizini gerçekleştiren Devlet Su İşleri Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi İzotop Laboratuvarı çalışanlarına teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arnorsson, S., 1983, The chemistry of geothermal waters in iceland III, Chemical Geothermometry in geothermal investigations: Geochim. Cosmochim.Acta, 47, 567-577.
- Canik, B. ve Pasvanoğlu, S., 1993, Hydrogeological investigation of the mineralized and thermal water of the karstic aquifers around Kırşehir, and possibility of utilization in Terme spas: International Symposium on water resources in karst with special emphasis on arid and semiarid zones, Proceedings, 153-168, İran.
- Didik, S., Kalkan, I., Süzük, H., Gündüz, M., Tok, Ç., 1994, Kırşehir Karakurt Kaplıcasının Jeoloji-Jeofizik-Toprak Gazı ölçümleri ve Hidrojeoloji etüt raporu: M.T.A Rapor no 9798, Ankara.
- Fournier, O. R., 1973, Silica in thermal waters: Laboratory and field investigation: Symposium on hydrogeochemistry and biogeochemistry Tokyo, Japan, p 122-139.
- Fournier, O.R, Potter, R.W., 1982, A revised and expanded silica (quartz) geothermometer:Geothermal Resources Council Bulletin, 11: 3-12.
- Giggenbach, W.F., 1991, Collection and analyses of geothermal and volcanic water and gas discharge: In Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development (Edited by F D Amore) p 119-144, Unitar, Rome.
- Gündüz, M., 1995, Kırşehir-Karakurt Kaplıcası Sondajı Karakurt-1 Kuyu Bitirme ve Koruma Alanları Raporu: M.T.A Rapor no 9904. Ankara
- Kara, H., 1991, M.T.A 1:1 000 000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi No:37, Kırşehir-G 18 Paftası: Ankara.
- Kara, H., 1997, M.T.A 1:1000000 Ölçekli Açın-sama Nitelikli Türkiye Jeoloji Haritaları Serisi. No:54, Kırşehir-G 19 Paftası: Ankara
- Piper, 1944, A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses: Transactions American Geophysical Union, 25: 914-923.
- Plummer, L. N., Jones, B. N., and Truesdell, A. H., 1976, Wateqf-A Fortran IV version of Wateq.A computer program for calculating chemical equilibria of natural water: U. S. Geological Survey Water Resources Investigation Report 76-13, 61.
- Truesdell, A.H. and Fournier, R.O., 1976, Calculations of deep temperatures in geothermal systems from the chemisty of boiling springs waters of mixed origin: Proceeding 2nd United Nations Symposium on the development and use of geothermal resources, 1, 837-844

AKSARAY İLİNDEKİ SU KAYNAKLARI VE ÇEVRE SORUNLARI

WATER RESOURCES AND ENVIRONMENTAL PROBLEMS IN AKSARAY CITY

Hatim ELHATİP

N.Ü. Aksaray Müh. Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, 68100 AKSARAY. e-mail: elhatip@superonline.com

ÖZ

Çalışmanın amacı, Aksaray ilinin yüzey su kaynaklarının potansiyelini ve kalitesini belirlemektir. Farklı endüstriyel ve evsel atıksulardan oluşan işlenmiş atıksuların birçoğu, bu bölgedeki ana yüzey su kaynaklarına, özellikle kurak dönemler boyunca doğrudan boşaltılmaktadır. Bu nedenle, çalışma konusu Aksaray'daki yüzey su kaynaklarının farklı beslenme alanlarındaki, çevresel problemlere hassasiyet çalışmaları ve özellikle Uluırmak deresindeki doğrudan atıksu boşalım noktalarının belirlenmesi üzerine kurulmuştur. Buradaki duyarlılık, yüzey su kaynaklarının farklı insan aktiviteleri ile kirlenmesini belirleyen mikrobiyolojik ve temel hidrokimyasal karakteristiklerini ifade etmektedir. Sonuç olarak; Aksaray ve çevresindeki bütün yüzey su kaynaklarının koruma alanları, mevcut çevresel ve hidrojeokimyasal şartlara bağlı olarak belirlenmelidir.

ABSTRACT

The purpose of this study is to identify the potential and quality of surface water resources in Aksaray City. Most untreated sewage that are caused by different agricultural or industrial wastes, are directly discharge into the main surface water resources in this region, especially during the dry periods.

Therefore, this approach is based on the vulnerability studies of environmental problems at different catchment areas of these surface water resources, and determination of direct waste discharge/outlet points into the Uluırmak stream.

Vulnerability here is defined as the intrinsic hydrochemical and microbiological characteristics, which determine the sensitivity of these surface water resources to contamination by

different human activities.

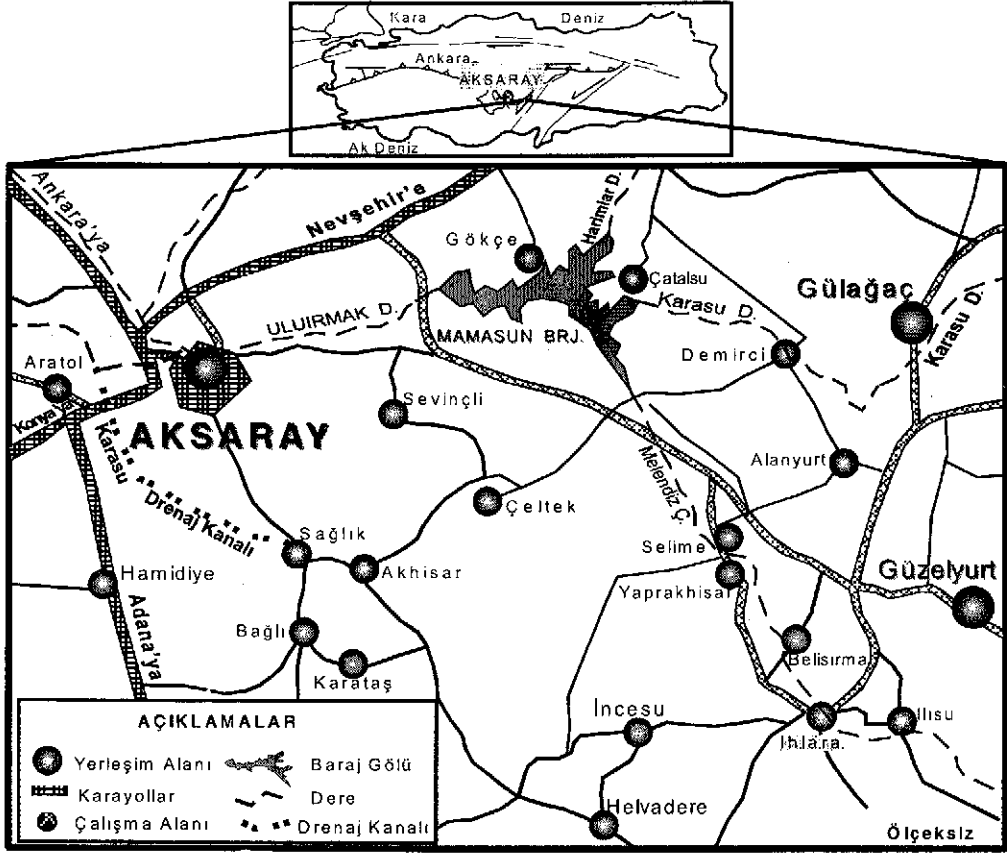
Thus, protection zones must be determined practically around all available surface water resources in Aksaray City, based on the recent local environment and hydrogeochemical conditions.

ÇALIŞMA ALANININ TANIMI

Aksaray, İç Anadolu Bölgesinde Ankara-Konya, Ankara-Adana ve Ankara-Nevşehir Karayollarının birleştiği merkezde yer almaktadır (Şekil 1). Aksaray'ın toplam nüfusu 155.000 olup, nüfusun büyük bir çoğunluğu yurt dışında bulunmaktadır. Aksaray yüzey şekilleri itibarıyla düzlüktür. Aksaray'ın güney doğusunda Hasan-Dağı (3,268m) ve Hasan Dağı ile birleşen Ekecik Dağı (2,137m), ovada yer alan yüksekliklerdir. Aksaray'ın orta kesimleri, kuzeyi ve güneyi tamamen ovalıklarla kaplıdır. Güneyde Obruk Platosunun uzantısı ve Aksaray ovası yer almaktadır. Aksaray ilinin denizden yüksekliği 965 m, ve yüzey alanı ise 7626 km²'dir.

Çalışma alanının doğusunda Acıgöl kasabası, güneyinde İhlara, ve İlisu kasabaları, batısında Çeltekin köyü ve kuzeyinde ise Karasu Çayı yer almaktadır. Bölgenin en önemli akarsu kaynağı olan Melendiz çayı ve Karasu ırmağı KB-GD yönünde akmaktadır. Çalışma alanının doğusunda bulunan Mamasun Barajı çıkışında Uluırmak suları başlamakta ve Aksaray şehir merkezi içinden geçmektedir. Yerleşim yerleri akarsu boylarında veya geniş alan kaplayan tüflerin üzerinde kurulmuştur. Bu çalışmada, özellikle Aksaray'daki insan-çevre ilişkileri, hızlı kentleşme ve sanayileşmeden kaynaklanan çevre sorunları, su kaynaklarının potansiyeli ve kirlilik nedenleri genel olarak incelenmiştir.

Aksaray'da başlayan sanayi gelişimi ilk defa insanın doğaya müdahale imkanlarını ve şart-



Şekil 1: Çalışma alanının bulduru haritası
Figure 1: Location map of the study area

larını hazırlamıştır. Buna göre çevre sorunları, insanların sanayi gelişimi ile birlikte sonradan oluşturduğu çevrenin doğal çevreye etkileri ile yapay çevrede varolan olumsuzluklar ve her iki çevrede görülen sorunlar olarak söz edilebilir.

AKSARAY BÖLGESİNİN YÜZEY VE YER ALTISUYU POTANSİYELİ

Bölgenin Hidrometeorolojik Koşulları

Aksaray ve çevresindeki meteoroloji istasyonlarının aylık ve yıllık ortalama verilerinden yararlanarak yağıştan beslenme ile yüzey ve yeraltısuyu kaynakları değerlendirilmiştir. Değerlendirilen son 10 yıllık verilere göre, Aksaray'ın ortalama aylık sıcaklığı 9.5 °C, ortalama yıllık yağış miktarı 345.4 mm, düzeltilmiş yıllık potansiyel buharlaşma miktarı 557.6 mm ve gerçek buharlaşma ise 286.8 mm olarak hesaplanmıştır (Tablo 1).

En az yağış miktarı Temmuz ayında görülmektedir. Gerçek buharlaşma miktarı,

yağışın %83'üne eşittir. Hesaplanan su fazlası ise 82.0 mm olup, bu toplam yağışın %23.7'sini temsil etmektedir (Şekil 2). Aksaray bölgesinin su bütçesine göre, sıcaklık ve buharlaşmanın düştüğü ve yağış değerlerinin arttığı aylarda (Kasım' dan Mayıs'a kadar) yeraltısuyu kaynakları sürekli beslenmekte ve fazla su miktarları ise akarsu kaynaklarının potansiyelini arttırmaktadır. Özellikle, yamaç bölgelerinde (Organize Sanayi Bölgesi) yeraltısuyu seviyesi yüzeyden yaklaşık 0.6-1.0m derinlikte bulunmaktadır.

Aksaray ilindeki Su Kaynakları ve Potansiyeli

Aksaray ilinin merkezinde, geçen akarsu Ulırmaktır. Aksaray içme suyu genellikle Mamasun barajı çıkışında bulunan arıtma tesisinden temin edilmektedir. Ayrıca, Mamasun barajından çıkıp Tuz gölüne kadar uzanan bu ırmak suları sulama amaçlı kullanılmaktadır. İl olarak düşünüldüğünde Aksaray geniş bir

ovadır. Bu ovada, Ulurmak dışında Mamasun barajını besleyen Melendiz ve Karasu çayları da su potansiyeli için önemli kaynaklardır. Melendiz çayı Ihlara, Selime güzergâhından çıkıp Doğantarla mevkiinden Mamasun barajına dökülmektedir (Şekil 1). Karasu çayı ise Gülağaç güzergâhından gelerek Çatalısu mevkiinden baraja dökülmektedir. Bunların dışında Ekecik ve Peçeneközü dereleri güney doğuda, Helvadere kaynakları güneyde Eşmekaya pınarı batıda, Öteyüz ve İnaltı dereleri ise doğuda yer almaktadır (Tablo 2).

Aksaray bölgesinin yağış değerlerinin arttığı mevsimlerde, yeraltısuyu kaynakları sürekli olarak beslenmekte, ve fazla su miktarları ise

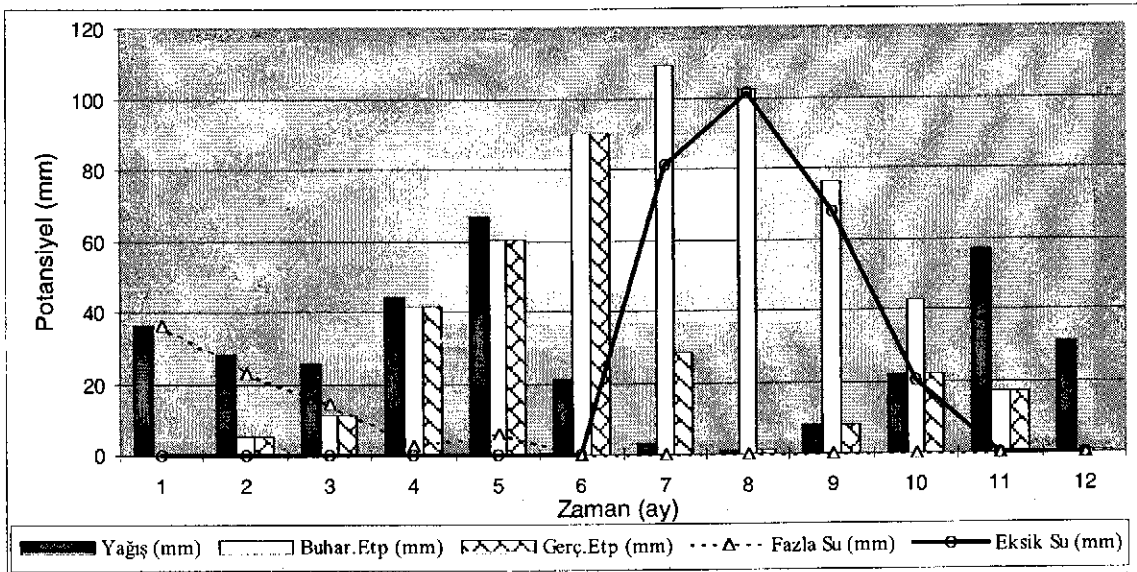
akarsu kaynaklarının potansiyelini artırmaktadır. Bu nedenle, bölgedeki akarsu ağı oldukça gelişmiştir. Çalışma alanının GD-KB yönünde akan Melendiz çayı bunun bir örneğidir. Melendiz çayının debisi beslenme miktarına bağlı şekilde mevsimsel olarak değişmektedir (Bkz. Tablo 1). Melendiz çayının debisi ve potansiyeli, ortalama aylık yağış ve buharlaşma değerlerine göre Şekil 3'de verilmiştir.

Ulurmak, Karasu, Ekecik, İnaltı, ve Eşmekaya derelerinde yağışlı mevsimlerde aktif, kurak dönemlerde ise akış gözlenmemektedir. Aksaray ve dolayının toplam yüzey ve yeraltısuyu potansiyeli zengin olduğu halde, çevre sorunlarından dolayı içme ve sulama suyu

Tablo 1: Aksaray ilinin su bilançosu (son 10 yıllık ortalama değerlerine göre)

Table 1: Water budget of Aksaray city (Ref. Data; Average values of last 10 years)

Aylar	Ocak	Şubat	Mart	Nisan	Mayıs	Haz.	Tem.	Ağus.	Eylül	Ekim	Kasım	Aralık	Toplam
Sıcaklık (°C)	-5.1	-2.6	0.6	9.4	13.8	19.8	23.2	20.7	16.4	10.2	6.8	1.2	-
Yağış (mm)	36.3	28.5	25.6	44.3	66.4	21.6	3.1	1.2	8.2	22.1	57.3	30.8	345.4
Buhar Etp (mm)	0	5.6	11.4	41.8	60.3	90.1	109.6	102.5	76.1	42.6	17.2	0.4	557.6
Yağ-Etp (mm)	36.3	22.9	14.2	2.5	6.1	-68.5	-106.5	-101.3	-67.9	-20.5	40.1	30.4	-
Rezerv Su (mm)	100	100	100	100	93.9	25.4	0	0	0	0	40.1	70.5	-
Gerçek Etp (mm)	0	5.6	11.4	41.8	60.3	90.1	28.5	1.2	8.2	22.1	17.2	0.4	286.8
Fazla Su (mm)	36.3	22.9	14.2	2.5	6.1	0	0	0	0	0	0	0	82
Eksik Su (mm)	0	0	0	0	0	0	81.1	101.3	67.9	20.5	0	0	270.8
Melendiz çayının debisi (m ³ /s)	2.8	2.9	5.9	3	0.8	0.9	1.2	1.7	1.5	1.7	14.6	4.8	



Şekil 2: Aksaray bölgesinin yağış-buharlaşma ilişkisi

Figure 2: Precipitation-evapotranspiration relationship of Aksaray region

Tablo 2: Aksaray ilindeki akarsu kaynakları

Table 2: Surface water resources in Aksaray city

Akarsu	Debi	Akarsu	Debi
Uluirmak	95.8 hm ³ /yıl	Ekecik Deresi	9 hm ³ /yıl
Helvadere	13.2 hm ³ /yıl	Peceneközü Deresi	29.9 hm ³ /yıl
Eşmekaya Pınarı	55 hm ³ /yıl	Öteyüz ve İnaltı dereleri	5.7 hm ³ /yıl
Diğerleri	223.6 hm ³ /yıl		

Tablo 3: Aksaray ilindeki akarsu kaynakları

Table 3: Surface water resources in Aksaray city

Konum	Parametre	Sıcaklık (°C)	Bulanıklık (NTU)	pH	Tuzluluk (‰)	İletkenlik (µS/cm)	Toplam Sertlik (°F)	T.D.S (mg/l)	Org.Mad (mg/l)
Melendiz (Ziga)		11,7	16,2	7,2	0	236	14,9	112	0
Melendiz (İhlara)		12,9	14,8	7,8	0	211	16,7	98	0
Melendiz (Belisırma)		12,3	12,4	7,3	0	228	16,2	121	0
Melendiz (İlisu)		11,2	10,6	7,2	0	238	14,8	135	0
Melendiz (Baraj girişi)		15,5	42,8	7,4	0	431	15,6	177	1,4
Karasu (Baraj girişi)		13	11,8	7,4	0	594	30	244	2
Mamasun Barajı		16	39	7,6	0	417	23,6	171	1,6
Karasu D. (arıtma ön.)		15,5	13,1	6,6	0,6	1609	80,4	660	4
Karasu D.(arıtma son.)		15,5	43,5	6,7	0,5	1383	60,4	567	17,8
Karasu DK. (Aratol)		16,8	27,6	6,9	0,7	1662	48,6	681	14
Karasu (Org)		16,5	15,7	7,5	0,2	923	40	379	3
Arıtma Tesisi çıkışı		13,2	0,65	6,8	0	421	15,4	175	1

İhtiyaçları karşılamak amacıyla kullanılabilir gerçek su potansiyeli çok daha düşüktür. Akarsu kaynaklarının gerçek potansiyelinden yararlanmak amacıyla, bölgede Helvadere, Balı, Çiftevi, Sarıbük ve Güzeyurt gibi göletler kullanılmaktadır. Aksaray ilinin dolayındaki yerleşim alanlarının içme, kullanma ve sulama su ihtiyaçları bu göletlerden karşılanmaktadır. Aksaray ilinin ihtiyacı olan yaklaşık 550-600 lt/sn'lik içme suyu miktarı ise, Helvadere (60 lt/sn) ve Bağlı Köyü (160 lt/sn) yeraltısuyu sondajları ve Mamasun Barajından (350 lt/sn) karşılanmaktadır.

KULLANIM AMACINA GÖRE SU POTANSİYELİNİN DAĞILIMI

Aksaray ilinde toplam su potansiyelinin %99'a yakın bir bölümü sulama amaçlı olarak kullanılmaktadır. Sulama göletlerden ve

Mamasun barajından karşılanmaktadır. Bu barajdan sulama amaçlı olarak verilen suyun %85'i Sağ Sulama Birliği, %15 de Sol Sulama Birliği tarafından kullanılmaktadır. Özel bir protokol ile belediyeye içme suyu amaçlı olarak yıllık 9x106m³ su verilmektedir. Bu rakam sulamaya verilen suyun 1/12'si kadardır. Aksaray ilinin günlük içme suyu ihtiyacı 24.000-26.000 m³ arasında değişmektedir. Bu sarfiyat yaz aylarında 30.000-32.000 m³e çıkmaktadır. Şehrin ihtiyacı olan su Mamasun barajının dışında Bağlıköy ve Helvadere kaynaklarından sağlanmakta olup, fazla su miktarı ise şehir deposuna verilmektedir.

Arıtma tesisinden şehire günde 16.000-17.000 m³ su verilmektedir. Diğer geri kalan su Bağlıköy ve Helvadere yeraltısuyu kaynaklarından karşılanmaktadır. Helvadere'den gelen su herhangi bir arıtmaya ihtiyaç görülmeden şehir şebekesine verilmektedir. Artan bölüm şehir

deposuna aktarılmaktadır. Bu kaynaktan 4.500-5.500 m³ su şehire verilmektedir. Bağlıköy yeraltısuyu kaynağından alınan su klorlanarak iletilmektedir. Bu kaynaktan da günde ortalama 14.000-16.000 m³ su alınmaktadır.

AKSARAY İLİNDEKİ SU KİRLİLİĞİ VE ÇEVRE SORUNLARI

Su kirliliği, Aksaray'da hızlı bir şekilde gelişen kentleşme ve sanayi devriminin en önemli çevre sorunlarından birisidir. Aksaray ilindeki su, kirlilik kaynakları, kullanım amacı ve suyun kalitesine göre üç ana gruba ayrılabilir. Burada, su kirliliği, fiziksel, kimyasal, organik ve mikrobiyal kirlenmeyi içerir (Topbaş vd., 1998). Su kaynaklarını kirleten ana unsurlar ise aşağıdaki gibi sınıflandırılabilir.

a) Evsel atık karışımı: Uluirmak ve diğer ana yüzey su kaynaklarına deşarj edilen kanalizasyon deterjan, yağ, sıvı ve katı atıkları içerir (fiziksel, kimyasal ve hijyenik kirlenme).

b) Tarımsal atıklar: Mamasun baraj suları ve diğer göletlerin çevresinde bulunan tarım alanlarından gelen tarım ilaçları, pestisit, hayvan-bitki artıkları ve yapay gübre (organik kirlenme)

c) Endüstriyel atıklar: Aksaray Organize Sanayi bölgesinden deşarj edilen ve ağır metal, toksik ve tehlikeli maddeler içeren endüstriyel atıksular (sanayi atıklarına göre, kimyasal kirlenme).

Ayrıca, kirlilik kaynakları, yüzey ve yeraltısuyu kaynaklarının koruma alanlarının sınırlandırılmasının belirlenmemesi, bölgenin jeolojik, hidrolojik ve hidro-jeolojik özelliklerine bakılmaksızın plansız yerleşim alanlarının yer alması ve katı atıkların dağınık bir şekilde bu bölgelerde birikmesi çevre sorunlarına sebep olmaktadır. (Demirel, 1988).

Su Kaynaklarının Kirliliği

Fiziksel ve kimyasal kirlilik parametreleri:

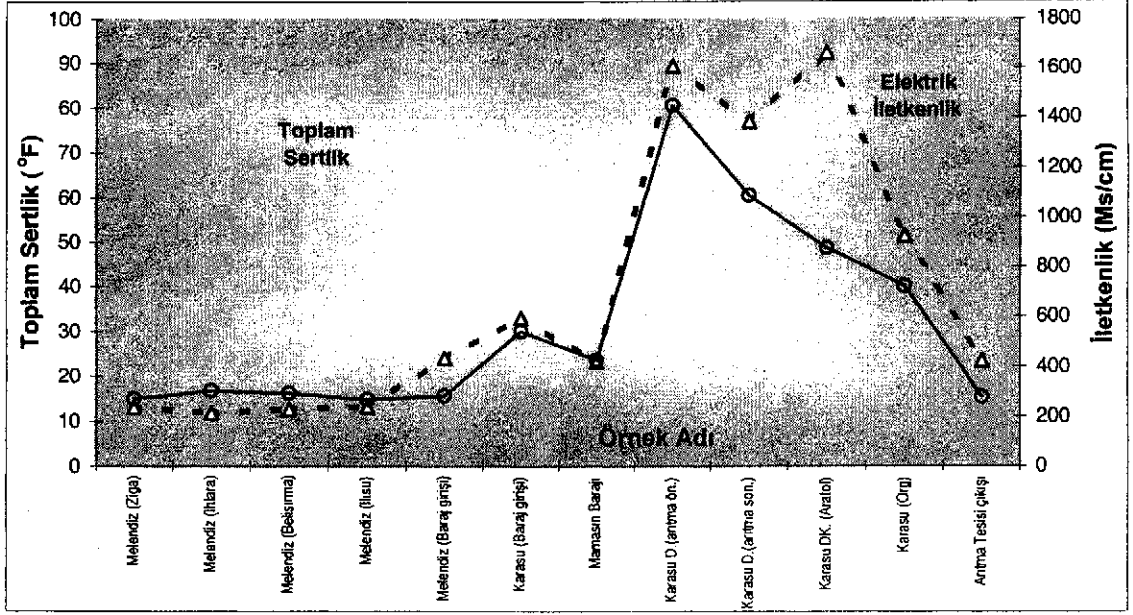
Aksaray ilindeki akarsu kaynaklarından ölçüm istasyonlarına göre numuneler alınmış ve parametrelerdeki konsantrasyon değişimleri gösterilerek, kirlilik değerlendirmesi yapılmıştır. Farklı yerleşim alanlarından geçen akarsuların ölçüm noktaları Şekil 1'de gösterilmiş ve analiz sonuçları da Tablo 3'de verilmiştir.

Yapılan sıcaklık ve tuzluluk ölçümlerinden kirlletici nitelikte değerlere rastlanmamıştır. Grafikte gözlenen sıcaklık değişimleri, bazı ölçümlerin değişik tarihte, değişik iklim koşullarında yapılmış olmasından kaynaklanmaktadır. Organize sanayi ve dinlenme tesislerinin, atık sularını boşalttığı dere ve Karasu drenaj kanalında (Aratol) diğer su kaynaklarına göre bir sıcaklık artışı olduğu tespit edilmiştir.

Bu sıcaklık artışları organize sanayiden ve tuz fabrikasından gelen soğutma sularının derelere boşalmasından kaynaklanmaktadır. Organize sanayinin tamamının faaliyete geçmesi ile birlikte sıcaklığın daha da artması ve ısı kirlenmeye sebebiyet vermesi kaçınılmaz olmaktadır.

Bölgedeki yüzey sularının pH değerleri normal seviyelerde olmakla beraber, Mamasun barajını besleyen Melendiz ve Karasu çaylarında pH değeri 7 civarında iken bu barajda yapılan ölçümlerde pH'da bir artış tespit edilmiştir. Bunun nedeninin su içindeki alglerin solunumu ve fotosentez olayları ile meydana gelen pH değişimlerinden kaynaklandığı belirlenmiştir. Organize sanayinin atık sularını deşarj ettiği Karasu drenaj kanalında pH değeri 7,5 civarına ulaşmıştır. Organize sanayinin tamamının faaliyete geçmesiyle pH daki salınımın daha da fazla olacağı tahmin edilmektedir.

İletkenlik değerinin Karasu deresinde yüksek olmasının nedeni geçtiği topraklardan çözerek bünyesine aldığı minerallerden ileri gelmektedir. Kentin atık suları dereye boşaltıldıktan sonra, atık sularla gelen çözünmüş madde konsantrasyonu düşük olduğundan su çözünmüş madde yönünden seyrelerek iletkenlik düşmektedir. Tuz fabrikasının çözünmüş madde içeriği fazla olan atık sularının dereye boşaltılmasıyla iletkenlik değeri yükselmektedir (Şekil 4). Organize sanayi atık sularının verildiği dere de evsel endüstriyel kaynaklı atık suların çözünmüş madde içeriğinin yüksek olmasından dolayı iletkenlik fazladır. Melendiz çayında iletkenliğin kaynağını evsel kirlenme oluşturunurken, Karasu çayında topraklardan gelen çözünmüş mineraller ve tarımsal alanlardan katılan maddeler etkili olmaktadır. Uluirmak'ta iletkenliğin evsel kirlenmeden, temas halinde olduğu toprakları da çözerek bünyesine almış olduğu çözünmüş minerallerden kaynaklanmaktadır. Ayrıca, Melendiz, Karasu çayı ve



Şekil 4: Aksaray bölgesindeki akarsularının toplam sertlik-iletkenlik ilişkisi

Figure 4: Total hardness-electrical conductivity relationship of surface-water in Aksaray region.

Mamasun barajı sularının sert sular olduğu (20-30 °Fransız Sertliği) tespit edilmiştir. Bunlar arasında en sert olan Karasu çayı suyudur (Şekil 4). Bu sudaki sertliğin nedeni geçtiği zeminlerdeki toprak ve kayalardan parçalayıp bünyesine aldığı alkali minerallerden (Ca^{++} , Mg^{++}) kaynaklanmaktadır. Karasu deresi ve organize atık sularının boşaltıldığı derede sular çok serttir (40 °F). Arıtma tesisi çıkışında, içme suyunda tespit edilen sertlik konsantrasyonu TSE-1997'ye göre maksimum istenen değerin üstüne çıkmıştır. Buna göre, Aksaray ilinin içme suyu şebekeye verilmeden, suyun yumuşatma ünitesinden geçirilmesi gerektiği tespit edilmiştir.

Melendiz ve Karasu çayların çıktığı ana volkanik kayalardan veya temas halinde olduğu dere yataklarında bulunan volkanik kökenli topraklardan geçerken suya taşınması nedeniyle yüksek miktarlarda mangan içermektedir.

Mamasun barajında Karasu ve Melendiz çaylarına nazaran mangan konsantrasyonu düşüktür. Bunun nedeni Mamasun barajındaki sucul canlıların düşük konsantrasyonlardaki mangani hayati fonksiyonlarının işlevlerinde kullanmalarıdır. Karasu deresinde canlı yaşamının olduğu yerde mangan konsantrasyonu düşüken, suyun lağım sularıyla kirlen-

mesinden sonra mangan seviyesinde bir artış gözlenmektedir. Buna karşın, kentin atık sularının dereye verilmesiyle mangan konsantrasyonu seyrelerek düşmesi gerekirken artmaktadır.

Organik kirlenme

Melendiz, Karasu çayı, Mamasun barajı ve organize atık sularının boşaltıldığı derede düşük konsantrasyonlarda organik madde olduğu saptanmıştır. Karasu drenaj kanalına ise lağım sularının verilmesi ile Karasu drenaj kanalında yüksek konsantrasyonlarda organik madde yüklenmiştir. Aratol bölgesinde yapılan ölçümlerde organik madde konsantrasyonu düşük bulunmuştur. Bunun nedeni civardaki tesisler ve tuz fabrikasından gelen organik madde içeriği düşük atık suların dereye verilmesi ile suyun seyrelmesi ve organik maddelerin parçalanmaya başlanmasıdır.

Yapılan ölçümlerde, Melendiz çayı üzerindeki İhlara, Ziga ve Belisırma bölgelerinde yüksek nitrit konsantrasyonu tespit edilmiştir (Şekil 5). Nitrit seviyesinin bu kadar yüksek olmasının nedeni evsel atık suların dereye boşaltılmasından çok bu bölgedeki kaplıca atıksularının dereye karışmasıdır. Suyun sıcaklığının artması ile birlikte sucul organizmaların metabolik hızı artmakta ve organik maddelerin daha fazla bozul-

ması sonucu nitrit konsantrasyonu yükselmektedir. Melendiz Belisırma bölgesinden baraj girişine kadar nitrit konsantrasyonlarında yükselme gözlenmektedir. Bunun sebebi, suyun güzergah boyunca evsel atık sularla kirlenmiş olması ve organik maddelerin zamanla parçalanarak nitrit formuna dönüşmesidir. Mamasun barajında da Melendiz ve Karasu çayından gelen organik maddelerin parçalanmaları sonucu nitrit konsantrasyonu yükselmektedir. Karasu deresine de kentin atık sularının verilmesi sonucu organik madde yüklenmesi olmakta ve bunların parçalanmasıyla nitrit meydana gelmektedir. Yüksek konsantrasyonda organik madde olmasına rağmen nitritin düşük olmasının sebebi parçalanmanın yeni başlaması nedeniyle nitrite dönüşümünün az olmasındandır.

Ulurmak'da nitrit konsantrasyonu diğer kaynaklara göre daha fazladır. Bunun nedeni ise ölçüm noktasının kirlilik kaynaklarında uzak oluşu nedeniyle sudaki organik maddelerin büyük bir çoğunluğunun parçalanıp nitrifikasyon olayı ile nitrite dönüşmesidir. Organize sanayi atıklarının verildiği Karasu drenaj kanalında (Aratol) da nitrite rastlanmıştır. Bu civardaki dinlenme tesislerinden gelen evsel

atıklardan kaynaklanmaktadır. Bütün sularda nitrit konsantrasyonları yüksek seviye-lerde olup, alg üremesine neden olmakta ve dolayısıyla sularda çözünmüş oksijen değeri azalmaktadır.

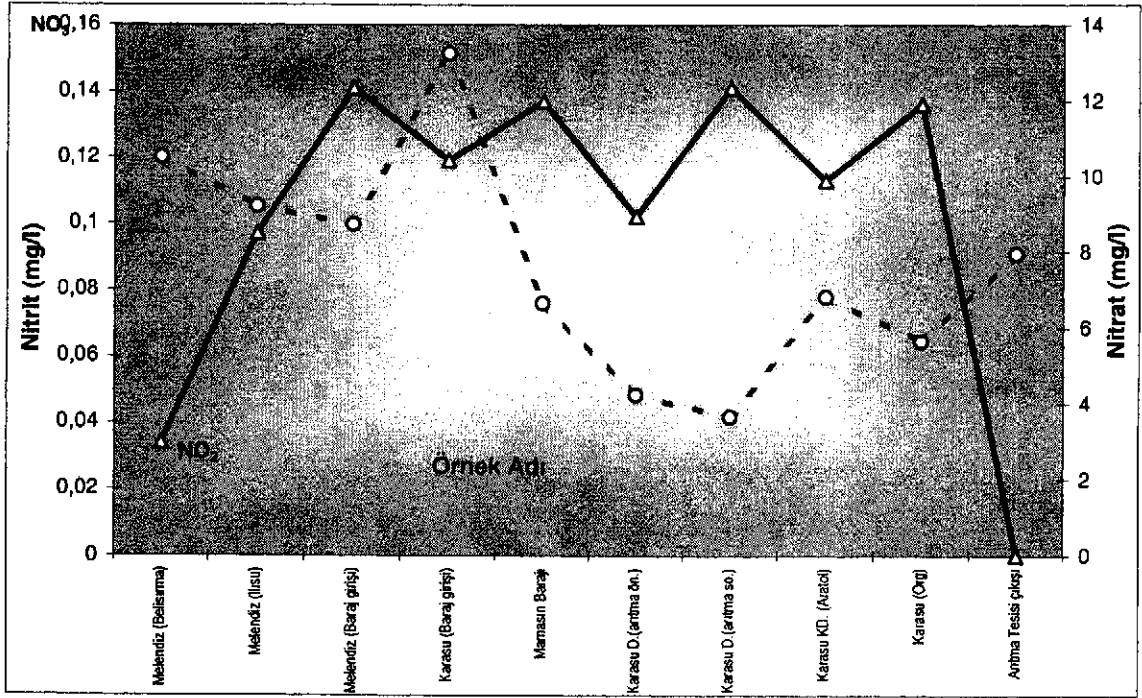
Nitrat ölçümleri, suların bir çoğunun insan ve hayvan atıklarıyla veya tarımsal gübre atıklarıyla kirlendiğini göstermektedir. En yüksek nitrat konsantrasyonu Karasu çayında belirlenmiştir (Şekil 5). Bu kirliliğin bu düzeye ulaşmasındaki en büyük etken çevresindeki tarım arazilerinden yağmurla yıkanıp gelen azotlu gübrelerdir. Karasu drenaj kanalına kentin atık suları verildikten sonra amonyak konsantrasyonunun 4 mg/l'nin üzerine çıktığı tespit edilmiştir. Bu nedenle, dereye atık su verilmenden önce suda yaşayan canlıların yaşadığı görülürken atık suyun verilmesinden sonra canlı yaşamına rastlanmamıştır. Bu da amonyağın yüksek konsantrasyonlarda sucul yaşam üzerinde toksik etki yapmasından ileri gelmektedir. Diğer sularda amonyum yününden aşırı bir kirlilik söz konusu değildir (Tablo 4).

Amonyum amonyak konsantrasyonunun bir göstergesi olup, amonyumun 0,94 katı amonyağa eşittir.

Tablo 4: Aksaray ilindeki yüzey sularının kirlilik parametreleri

Table 4: Parameters of surface water pollution in Aksaray city.

Parametre	Klorür	Nitrit	Nitrat	Amonyum	Amonyak	Demir	Mangan	Çinko
Konum	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)
Melendiz (Ziga)	-	0,213	-	0,372	0,34968	0,252	-	1,43
Melendiz (İhlara)	-	0,042	-	0	0	0,016	-	0,28
Melendiz (Belisırma)	-	0,034	10,5	0,121	0,11374	0,055	-	0,365
Melendiz (İlisu)	-	0,097	9,2	0,028	0,02632	0,039	-	0,795
Melendiz (Baraj girişi)	63	0,141	8,7	0,299	0,28106	0,269	0,594	-
Karasu (Baraj girişi)	92	0,119	13,24	0	0	0,21	0,228	-
Mamasun Barajı	92,5	0,137	6,64	0,361	0,33934	0,18	0,036	-
Karasu D.(arıtma ön.)	182,6	0,102	4,22	0,06	0,0564	0,408	0,384	-
Karasu D.(arıtma so.)	170,2	0,141	3,64	5	4,7	0,337	0,402	-
Karasu KD. (Aratol)	240,5	0,113	6,8	3,82	3,5908	0,58	0,454	-
Karasu (Org)	242,5	0,136	5,62	0,19	0,1786	0,053	0,2	-
Arıtma Tesisi çıkışı	107,2	0	7,92	0	0	0,01	0,012	-



Şekil 5: Aksaray bölgesindeki akarsularının NO₂-NO₃ ilişkisi

Figure 5: NO₂-NO₃ relationship of surface-water in Aksaray region.

KIRLENMİŞ SULARIN ÇEVRESEL ETKİLERİ

Karasu deresine kentin atık sularının verilmesi ile dereye yüksek konsantrasyonlarda organik madde yüklenmektedir. Bunun neticesinde dip kısımlarda anaerobik ortamlar oluşmakta ve organik maddelerin bu ortamda parçalanmasıyla da H₂S ve NH₃ gazları meydana gelmektedir. Bu gazlar sucul ekosistemin bozulmasına, su canlılarının ölmelerine neden olmaktadır. Bunu sucul canlıların yaşamı için gerekli olan mangan konsantrasyonunun artmasından anlamak mümkündür. Parçalanma sonucu meydana gelen H₂S gazı çevrede kötü kokular oluşmasına neden olmaktadır. Bu koku özellikle Aratol kasabasında ve dere civarlarında yaşayan insanlarda rahatsızlık verici seviyelere ulaşmaktadır.

Hiçbir arıtma işlemine tabi tutulmadan açık Karasu drenaj kanalına verilen lağım suları, bölge halkı tarafında bahçe ve tarım arazilerinin sulanmasında, mera ve otlakların su ihtiyacının karşılanmasında kullanılmaktadır. Lağım sularından gelen parazit, tenya ve amip gibi patojen mikroorganizmalar, bu bölgede otlayan hayvanların etinin yenmesiyle insanlarda sağlık problemi yaratma riski taşımaktadır. Mikrobiyal

kirlenme içeren bu suların, insanlar tarafından pişirilmeden yenen sebze veya diğer kök bitkilerinin yetiştirilmesinde kullanılması ve bu ürünlerin yenmesiyle bölge halkında, patojen parazitlerden kaynaklanan hastalıklara yakalanma riski de kaçınılmazdır.

Tuz konsantrasyonu yüksek olan bu suyun sulamada kullanılması sırasında, yetiştirilen bitkiler topraktan suyu saf su olarak alır ve geride tuzları bırakırlar. Şayet bu topraklar belirli zaman aralıklarında nadase bırakılmazsa; zamanla bitki kök derinliğindeki toprakların tuzlulaşarak verimsiz bir hal almasına neden olacak zararlar görülebilir. Ayrıca nitrit konsantrasyonu yüksek olan bu su, toprakların geçirimsizliğinin azalmasında büyük rol oynayabilir.

Mamasun barajına Melendiz ve Karasu çaylarından tarımsal ve evsel kaynaklı yüksek konsantrasyonda besi maddesi gelmesiyle barajda ötrofikasyona neden olmaktadır. Ötrofikasyon nedeniyle oluşan algler suyun çözünmüş oksijen konsantrasyonu pH ve sucul ekosistem özelliklerinin değişmesine yol açarak suyun kalitesini düşürmekte, içme suyu teminindeki arıtma maliyetlerini yükseltmekle ve sulama suyu kalitesini de düşürmektedir. Baraj suyuna

gelen yüksek konsantrasyonlu besi maddesi fazlası, çökelebilen maddeler, rüzgarlar ve yağmurlarla suya taşınan topraklar dip çamurlarını oluşturarak baraj haznesinin zamanla dolmasına ve kapasitesinin azalmasına neden olacaktır. Bu kaniya varılmasının nedeni, yaz aylarında su seviyesinin alçalması ile içme suyu temini için barajın alçak seviyelerden çekilen suda, arıtma tesisini dahi zorlayan yüksek konsantrasyonlarda çökelmiş madde görülmesidir.

Tarımsal sulama yapmak amacıyla inşa edilen Mamasun barajında biriken suyun bir kısmı, günümüzde Aksaray ilinin içme suyu ihtiyacının karşılanmasında önemli bir paya sahiptir. Aksaray'daki hızlı nüfus artışı ve sanayi sektöründeki ilerlemeler göz önüne alınırsa, kısa bir zaman içinde içme suyu temini için yeni kaynaklar gerekecektir. Aksaray' daki su kaynaklarına bakıldığında bu problemin çözümü yine Mamasun barajı olarak görülmektedir. Bu nedenle Mamasun baraj suyu kalitesinin korunması büyük önem taşımaktadır. Melendiz ve Karasu çayları Mamasun barajını besleyen kaynaklar olduğundan baraj suyu kalitesini belirlemektedirler.

Bu bakımdan, Melendiz çayı barajın su kalitesini olumsuz yönde etkilemektedir. Ayrıca geçtiği güzergahlar doğa güzelliği olan, turistik öneme sahip bölgeler olduğundan büyük önem arz etmesine karşın; yüksek konsantrasyonlarda bulanıklık içermesinden dolayı suyun estetik görünümü bozulmuştur. Bu da turistik öneme sahip olan bu bölgenin doğa güzelliğini bozmaktadır.

Yakın bir zaman içinde kurulmuş olan organize sanayii dinlenme tesisi ve civardaki yerleşimlerin atık sularını deşarj ettikleri dere suyu Aratol kasabasının içinden kanallar vasıtasıyla geçirilerek bahçe sulamada ve kendi ihtiyaçlarını karşılamak için yetiştirdikleri sebzelerinin sulanmasında kullanılmaktadırlar. Kış aylarında ise Ulurmakla beraber Tuz gölüne yakın bir alana dökülmektedir. Yapılan ölçümler ışığında yetiştirilen yaş sebzelerin yenmesi durumunda, suyun mikrobiyal kirlenme içerdiği de göz önüne alınırsa, insanlarda sağlık problemlerini doğurması mümkündür.

Yapılan analizlere göre endüstriyel aktivitelerden kaynaklanan kirlenme derecesi tam olarak belirlenmediğinden, çevreye yaratacağı olumsuz etkileri tam olarak tespit edilmesi mümkün değildir. Fakat organize sanayinin tam olarak faaliyete geçmesi ve sularını arıtmadan

dereye boşaltması halinde doğuracağı problemlerin nedenli önemli olacağını ölçüm yapmadan da söylemek mümkündür.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

Doğada canlıların kendi aralarındaki ve çevreleri ile olan ilişkileri canlıların sağlıklı gelişmesine imkan verdiği takdirde ekolojik denge sağlanmış olacaktır. İnsanın doğal dengeyi bozucu faaliyetlerde bulunmaya devam etmesi halinde ise bu denge bozulacak ve çevre sorunları meydana gelecektir.

Çevre kirliliğinin en önemli nedeni, plansız hızlı kentleşme, endüstrileşme, yoğun nüfus artışı, toprak, su ve havanın kirlenmesine yol açan değişik tüketim mallarının bol miktarda kullanıma sunulması, artan bitkisel ve hayvansal gıda ihtiyacını karşılamak için düzensiz tarımsal işlemlerin fazlalaşması ve üretim sınırının zorlanması gösterilebilir.

Çeşitli kirleticilerin katılması ile birlikte doğal su kaynaklarında fiziksel, kimyasal ve biyolojik değişiklikler meydana gelir. Bu nedenle, doğal yapıdaki su kaynağına karışan atık maddeler, mikroorganizmaların yardımı ile aşırı transformasyon ve mineralizasyona uğramakta ve suda erimiş oksijen miktarı azalmaktadır. İçme suyu iletim sistemleri, yağmur ve kanalizasyon şebekeleri, arıtma tesisleri düzenli olarak kontrol edilmelidir. Yüzey su kaynaklarına yapılan düzensiz deşarjlar kesinlikle önlenmelidir.

Organize sanayiye altyapı tesisleri yapılmalı ve atık türlerine göre en uygun arıtım teknolojisi seçilmelidir. Bu bölgelerde, hava, toprak ve su kirlilik oranlarının periyodik olarak ölçüm olanakları sağlanmalıdır.

Aksaray'daki zemin, yeraltısu kaynaklarının sorunları ve bu kaynakların koruma alanları planlı ve ciddi bir şekilde ele alınmalıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

Demirel, Z., 1988, Korunma alanlarının belirlenmesinde hidrojeoloji kriterleri: Ulusal I. Hidrojeoloji Sempozyumu, Bildiriler, A.Ü.F.F. Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara, s-257-269

Topbaş M. T., Brohi, A. R., ve Karaman M. R., 1998, Çevre Kirliliği: Çevre Bakanlığı, Çevre Eğitim Yayın Dairesi, s35-52, Ankara.

TSE (TSI), 1997, İçme Suyu standartları, (in Turkish): vol. 28. Türk Standartları Enstitüsü, Ankara, c-28. 97 s.

TUZGÖLÜ HAVZASI DOĞUSU (ALTINKAYA-ASMAYAYLASI YÖRESİ) ASMABOĞAZI VE KARAPINAR YAYLASI FORMASYONLARININ BİYOSTRATİGRAFİSİ

BIOSTRATIGRAPHY OF THE ASMABOĞAZI AND KARAPINAR YAYLASI FORMATIONS IN EASTERN PART OF TUZGÖLÜ BASIN (ALTINKAYA-ASMAYAYLASI AREA)

Ayşegül YILDIZ

N. Ü. Aksaray Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 68100, Aksaray

ÖZ:

Bu çalışmada, Tuzgölü Havzası doğusunda Altinkaya (Çardak) kasabası ile Asmayaylası Köyü arasında yüzeylenen Asmaboğazi ve Karapınaryaylası formasyonlarından 4 stratigrafik kesit ölçülmüş ve 108 örnek derlenmiştir.

Asmaboğazi formasyonunun üst seviyelerinden derlenen örneklerde tanımlanan *Chiasmolithus danicus* (NP-3) (Daniyen), *Ellipsolithus macellus* (NP-4) (Daniyen-Selandiye), *Fasciculithus tympaniformis* (NP-5) ve *Heliolithus kleinpellii* (NP-6) (Selandiye) nannoplankton zonları ile *Morozovella uncinata* (Daniyen), *Morozovella angulata* (Daniyen-Selandiye) ve *Planorotalites pusilla pusilla* (Selandiye) planktonik foraminifer zonlarına ve formasyonun rudistli seviyelerinin aralarından ve taban seviyelerinden alınan örneklerde tanımlanan nannoplankton topluluğuna dayanılarak inceleme alanındaki yaşı Daniyen-Selandiye (erken-geç Paleosen) olarak belirlenmiştir.

Karapınaryaylası formasyonunun taban seviyelerinde tanımlanan *Fasciculithus tympaniformis* (NP-5) nannoplankton zonu ve üst seviyelerinde tanımlanan diğer fosil topluluğuna dayanılarak birimin inceleme alanındaki yaşı Selandiye-Tanesiye (Geç Paleosen) olarak belirlenmiştir.

ABSTRACT

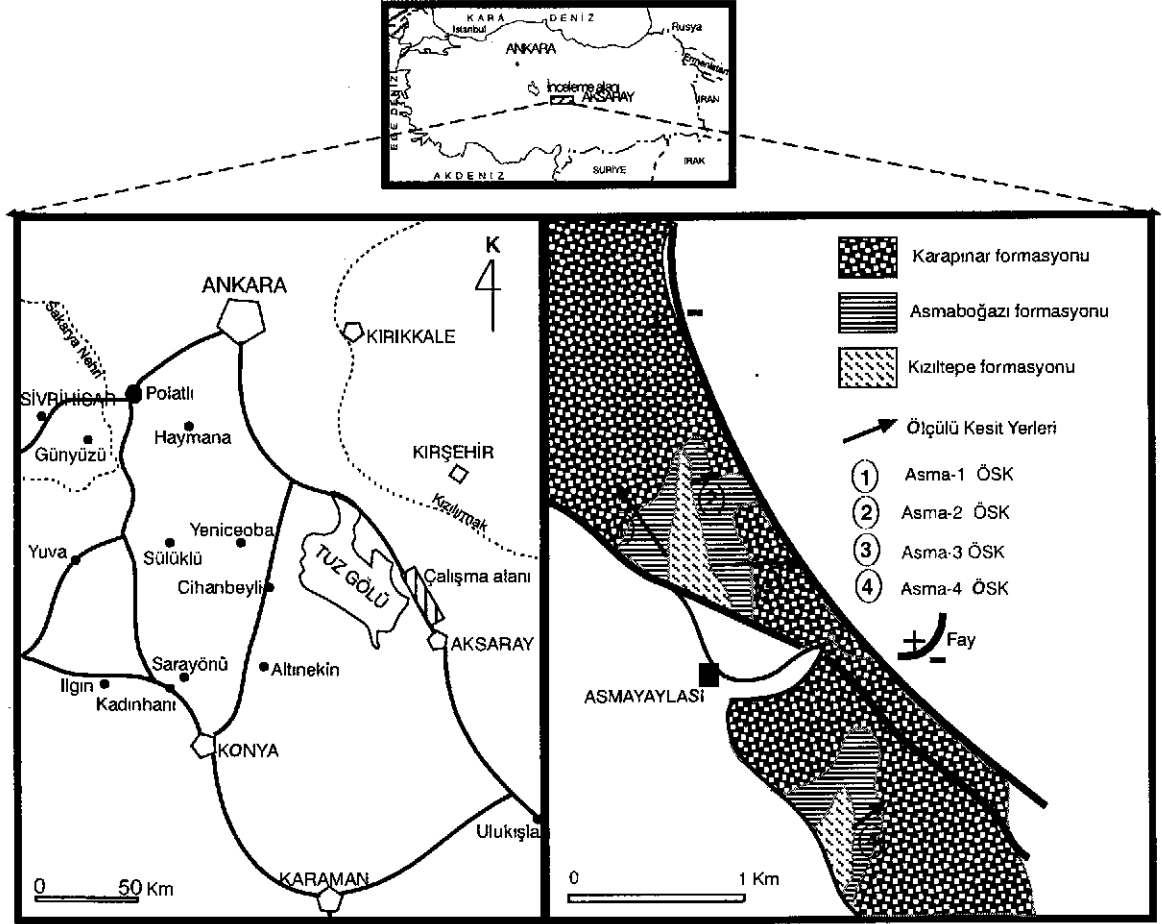
In this study, 4 stratigraphic sections were measured and 108 samples collected from Asmaboğazi and Karapınaryaylası formations exposed between Altinkaya (Çardak) town and Asmayaylası village in the east of Tuzgölü Basin.

The age of the of Asmaboğazi formation was determined as Danian-Selandian (Early-late Paleocene) based on *Chiasmolithus danicus* (NP-3) (Danian), *Ellipsolithus macellus* (NP-4) (Danian-Selandian), *Fasciculithus tympaniformis* (NP-5) and *Heliolithus kleinpellii* (NP-6) (Selandian) nannoplankton zones and *Morozovella uncinata* (Danian), *Morozovella angulata* (Danian-Selandian), and *Planorotalites pusilla pusilla* (Selandian) planktonic foraminiferal zones which were determined from upper levels of this formation and nannoplankton associations which were determined from samples collected between rudist bearing levels and bottom levels of the unit.

The age of the Karapınaryaylası formation was determined as Selandian-Thanesian (late Paleocene) based on *Fasciculithus tympaniformis* (NP-5) nannoplankton zone which is determined from bottom levels of this formation and other fossil associations which were determined from upper levels of the unit.

GİRİŞ

Çalışma alanı, Tuzgölü Havzası'nın doğusunda Altinkaya (Çardak) kasabası ile Asmayaylası Köyü arasında 1/25000 ölçekli topoğrafik haritanın Aksaray K31-c1 paftası içerisinde yer almaktadır (Şekil 1). Bu güne kadar inceleme alanında stratigrafi, sedimantoloji, genel jeoloji, jeomorfoloji amaçlı ve petrol potansiyeli ile havza evrimini ortaya koymaya yönelik bir çok araştırma yapılmıştır (Tromp, 1942; Gawlik, 1956; Rigo de Righi ve Cortesini, 1959, 1960; Beekman, 1966; Erol, 1969; Görür ve Derman, 1978; Turgut, 1978; Görür, 1981; Görür ve diğ., 1984; Dellaloğlu ve Aksu, 1984;



Şekil 1: İnceleme alanının bulduru haritası ve ölçülü kesit yerleri (Dellaloğlu, 1997' den).

Figure 1: Location map and locations of the measured sections of the study area (after Dellaloğlu, 1997).

Oktay ve Dellaloğlu, 1987; Sonel ve diğ., 1995, Dellaloğlu, 1997) ancak inceleme alanında bugüne kadar yapılmış biyostratigrafi çalışması bulunmamaktadır. Bu amaçla, bu çalışmada inceleme alanında yer alan geç Kretase-orta Eosen yaşlı oldukları daha önceki çalışmalarda belirtilen Asmaboğazi ve Karapınaraylası formasyonlarının içerdiği kalkerli nannoplankton, planktonik ve bentik foraminifer türleri ile diğer fosiller tanımlanarak biyozonlar belirlenmiştir.

MATERYAL VE YÖNTEM

Bu çalışmanın materyalini, yörede Geç Kretase-Orta Eosen zaman aralığını temsil eden Asmaboğazi ve Karapınaraylası formasyonlarından ölçülen 73.13 m kalınlığındaki Asma-1 (Aksaray K31-c1 paftasında başlangıç koordinatları X: 565.900 m, Y: 4279.575 m, Z: 1020 m, bitiş koordinatları X: 569.725 m, Y: 4279.700 m, Z: 1080 m), 11.44 m kalınlığındaki Asma-2

(Aksaray K31-c1 paftasında başlangıç koordinatları X: 566.000 m, Y: 4279.675 m, Z: 1040 m, bitiş koordinatları X: 566.100 m, Y: 4279.850 m, Z: 1070 m), 76.88 m kalınlığındaki Asma-3 (Aksaray K31-c1 paftasında başlangıç koordinatları X: 566.175 m, Y: 4279.450 m, Z: 1060 m, bitiş koordinatları X: 566.425 m, Y: 4279.375 m, Z: 1150 m), 32.81 m kalınlığındaki Asma-4 (Aksaray K31-c1 paftasında başlangıç koordinatları X: 567.000 m, Y: 4278.125 m, Z: 1020 m, bitiş koordinatları X: 567.550 m, Y: 4278.350 m, Z: 1190 m), stratigrafi kesitlerinden derlenen 108 örnek oluşturmaktadır (Şekil 1).

Planktonik foraminiferlerin ve diğer fosillerin bollukları, 100 g yıkama örneğinde aynı türden 1-10 nadir, 10-30 birkaç, 30-60 bol, 60-100 çok bol şeklinde belirlenmiştir. Kalkerli nannoplankton tanımlamaları için hazırlanan preparatlar Oel objektif yardımı ile Ortho-lux polarizan mikroskop altında X1600 büyütmede incelen-

miştir. Nannoplankton bollukları Wei (1988) yöntemi kullanılarak saptanmıştır. Bu yöntem göre, 51-200 alanda bir tür nadir, 11-50 alanda bir tür birkaç, 2-10 alanda bir tür bol, her alanda bir veya daha çok tür çok bol olarak kabul edilmiştir.

BÖLGESEL JEOLJİ

Tuzgölü Havzası, genelde KB-GD gidişli, büyük faylarla karakterize edilen ve geç Kretase-Kuvaterner yaşlı sedimanları içeren bir depolanma alanıdır (Ünal ve Yüksel, 1978). Havza kuzeyde Galatya volkanitleri, kuzeydoğuda Çankırı-Çorum Havzası, doğuda Kırşehir Kristalen Masifi, güney ve güneybatıda Bolcardağı Birliği, batıda Bozdağlar ve kuzeybatıda ise Sakarya Kitası'na ait birimler ile sınırlanmaktadır. Çökme döneminde, havzanın kuzeydoğudan Çankırı-Çorum ve güneydoğudan Ereğli-Ulukışla havzaları ile bağlantıları olması nedeniyle jeolojik olarak bu sınırları çizmek zordur. (Sonel ve diğ., 1995)

Tuzgölü Havzası'nın temelini, Haymana-Polatlı bölümünde Ankara Karmaşığı içerisinde yeralan geç Triyas yaşlı Temirözü formasyonu, geç Jura-erken Kretase yaşlı Mollaresul formasyonu ve Kampaniyen öncesi yerleşim yaşına sahip ofiyolitler oluşturmaktadır (Sonel ve diğ., 1995). Bala ve Tuzgölü bölümünde ise Kırşehir Kristalen Kompleksi temel olarak bulunmaktadır. Havzada yüzeyleyen çökel istif Kampaniyen-Kuvaterner aralığını temsil etmektedir. Geç Kretase-orta Eosen dönemine ait birimler denizel-karasal, orta Eosen'den genç birimler ise, yalnız karasal çökellerden oluşmaktadır. Geç Kretase-orta Eosen zaman aralığında havzadaki transgresif ve regresif değişimlere bağlı olarak birimlerde yanal ve düşey yönde litofasiyes değişiklikleri izlenmektedir. Tuzgölü Havzası'nın jeolojisi, havzanın büyüklüğü ve yüzeyleyen kaya birimlerinin dağılımı göz önünde bulundurularak, Haymana-Polatlı bölgesi, Bala-Kırıkkale bölgesi ve Şereflikoçhisar-Aksaray bölgesi olmak üzere üç bölümde incelenmiştir (Sonel ve diğ., 1995).

STRATİGRAFI

İnceleme alanı olarak seçilen Altinkaya (Çardak)-Asmayaylası yöresi Tuzgölü Havzası'nın doğusunda, Şereflikoçhisar-Aksaray arasında yer almaktadır (Şekil 1).

İnceleme alanında temele ait birimler

görülmemektedir. Tuzgölü Havzası'nın doğu kenarında izlenen tortul istifin temelini üst manto ve okyanusal kabuğa ait çeşitli kayaların oluşturduğu bir ofiyolit kütesi ile üzerlenmiş Orta Anadolu Masifi'nin mermer, şist ve gnays türü metamorfite oluşturur (Seymen, 1981, 1982). Ofiyolit ve metamorfite Maestrihtiyen-Erken Paleosen zaman aralığı içinde asit bileşimli magmatikler ile kesilmiştir (Oktay, 1981).

Temel birimleri üzerinde Geç Kretase-Orta Eosen yaşlı denizel, Geç Eosen-Pliosen yaşlı karasal birimler yer almaktadır. Bu birimler, Maestrihtiyen yaşlı Kızıltepe, Maestrihtiyen-Selandiyen yaşlı Asmaboğazi, Selandiyen yaşlı Karapınaraylası, geç Eosen-Oligosen yaşlı Yassipur, Miyosen yaşlı Koçhisar ve Miyosen-Pliosen yaşlı Cihanbeyli formasyonlarıdır (Şekil 2).

İncelemeye konu olan birimler, yörede daha önceki çalışmalarda Maestrihtiyen-Orta Eosen'i temsil ettikleri belirtilen Asmaboğazi ve Karapınaraylası formasyonlarıdır.

Asmaboğazi formasyonu

Tanım ve ad

Asmaboğazi formasyonu adını Aksaray K31-c1 paftasında yer alan Asmayaylası yöresindeki boğazdan almıştır. Asmaboğazi formasyonu adı ilk defa Rigo de Righi ve Cortesini (1960) tarafından Tuzgölü'nün doğusundaki orbitoidesli kumtaşı ve rudistli kireçtaşları için kullanılmış ve sonraki birçok incelemede de aynı ad benimsenmiştir.

Tip yer, tip ve ölçülü kesitler

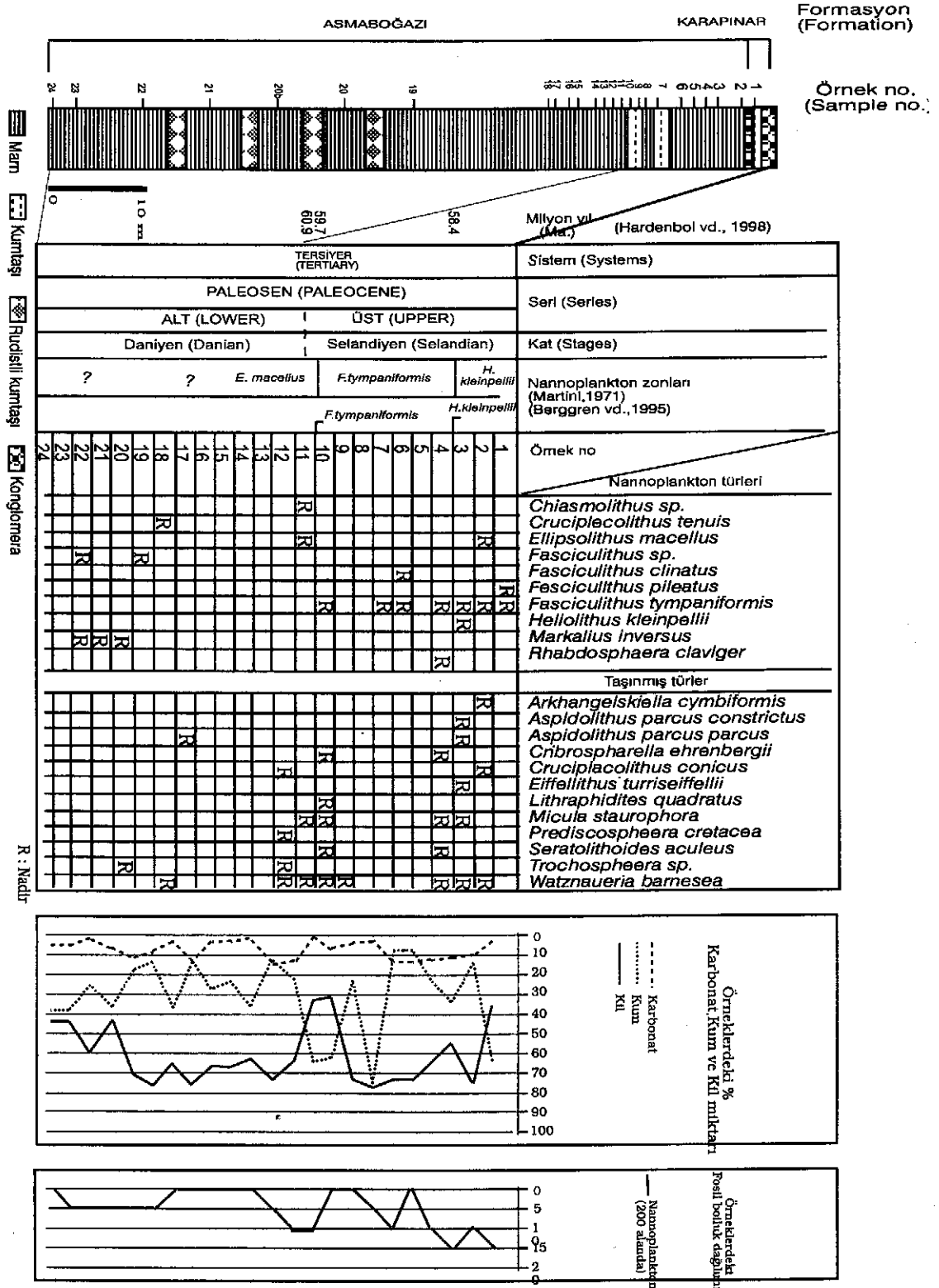
Birimin tip yeri Aksaray K31-c1 paftasında yeralan Asmayaylası yöresindeki boğazdır. Bu çalışma için Asmayaylası Köyü'nün doğu, güneydoğu ve kuzeybatısında Gecekonduyaylası ile Karapınaraylası Köyleri arasında (Aksaray K31-c1 paftası içerisinde) formasyonun tamamından ve üst seviyelerinden olmak üzere 4 kesit ölçülmüştür (Şekil 1).

Yayılımı

Asmaboğazi formasyonu Şereflikoçhisar-Aksaray fay zonu boyunca Asmayaylası'nın güneydoğusunda, Gecekonduyaylası'nın doğusunda, Altinkaya (Çardak) Kasabası'nın doğu ve güneydoğusunda yer alan Dökmekaya

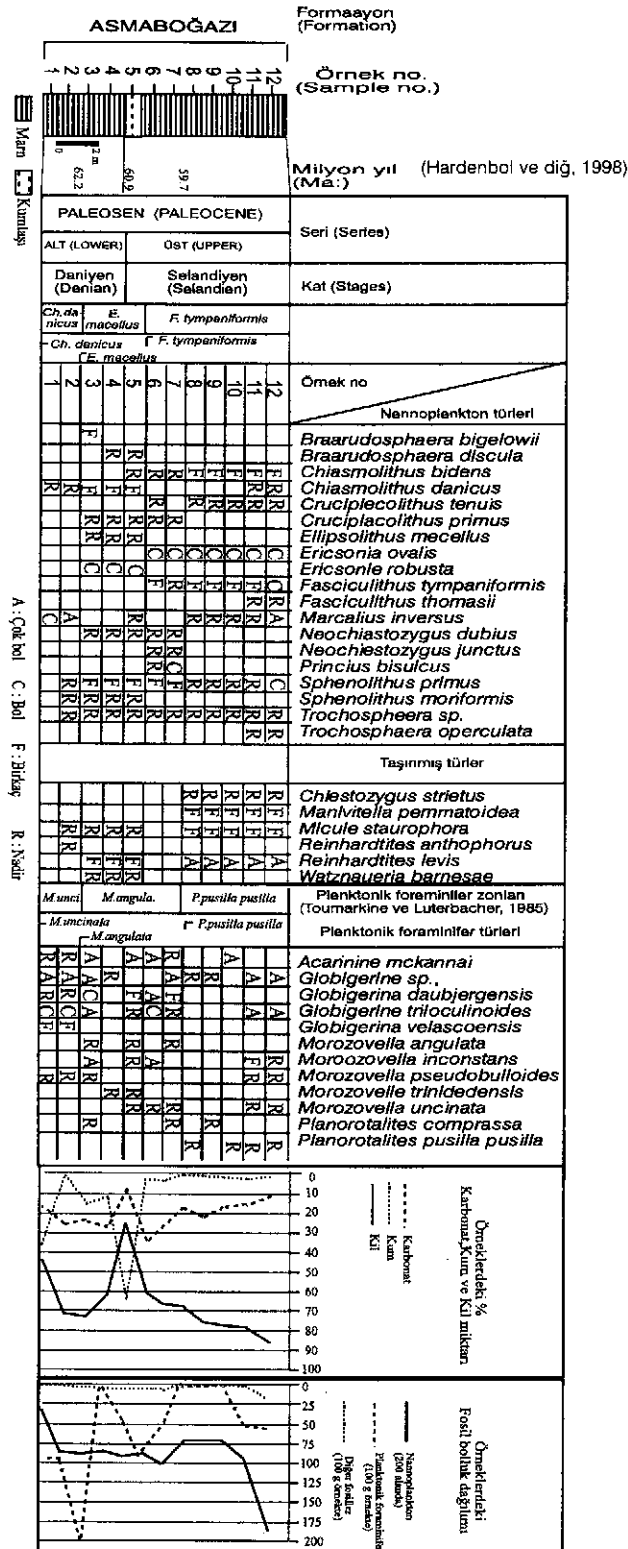
SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)
KUATERNER (QUATERNARY)				Alüvyon. Uyumsuzluk
TERSİYER (TERTIARY)	PLİYÖSEN (PLIOCENE)	CİHANBEYLİ	CİHANBEYLİ	Çamurtaşı-kumtaşı ardalanması. Uyumsuzluk
				Çamurtaşı, tabakalı jips, killi kireçtaşı, kumtaşı ardalanması. Uyumsuzluk
				Jips, Anhidrit. Uyumsuzluk
	MİYÖSEN (MIOCENE)	KOÇHISAR	KOÇHISAR	Çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması. Uyumsuzluk
				Kum merccekleri içeren çakıltası, kireçtaşı blokları. Çakıllar volkanik kökenli, kötü boyanmalı, karbonat matriksli. Kumtaşları gri renkli, belirsiz ve çok ince tabakalı. Sarımsı-gri-beyaz renkli, kalın-orta tabakalı, yer yer tabakasız büyük bloklı, alglı kireçtaşı ve çok ince seviyeler halinde marmlar içerir.
	EOSEN (EOCENE)		YASSIPUR	Sarımsı-gri renkli kalın tabakalı rudistli kumtaşı, orta-ince tabakalı kumtaşı ve gri-sarımsı renkli ince tabakalı marn. Uyumsuzluk
KRETASE (CRETACEOUS)	ÜST (UPPER)	MAESTRİCHTİYEN (MAESTRICHTIAN)	KIZILTEPE	Kırmızı-şarabi renkli, gevşek tutturulmuş çakıltası, kumtaşı, silttaşı ve çamurtaşı ardalanması. Çakıllar magmatik ve metamorfik kökenli. Çamurtaşları kalış yumrulu. Uyumsuzluk
				Temel: Asit plütonik kayalar ile kesilmiş ve ofiyolitik karmaşık tarafından üzerlenmiş gnays, mikaşist ve mermerler. (ÖLÇEKSİZ)

Şekil 2: İnceleme alanının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti (Dellaloğlu, 1997' den değiştirilerek alınmıştır).
Figure 2: Generalized stratigraphic section of the study area (modified from Dellaloğlu, 1997).



Şekil 3: Asma-1 ölçülü stratigrafi kesiti fosil kapsamı ve biyozonların dağılımı.

Figure 3: Distribution of the fossil content and biozones in the Asma-1 measured stratigraphic section.



Şekil 4: Asma-2 ölçülü stratigrafi kesiti fosil kapsamı ve biyozonların dağılımı.

Figure 4: Distribution of the fossil content and biozones in the Asma-2 measured stratigraphic section.

Tepe ile Gökçeler Tepe mevkiilerinde ve Hanobası'nın kuzeydoğusu ve güneydoğusunda yüzeylenmektedir (Demirörs, 2001).

Kaya türü özellikleri

Birim tabanda gri renkli bir çakıltası merceği ile başlar, üste doğru sarımsı-gri renkli, ince orta tabakalı orbitoidesli kumtaşları ile sarımsı-bej renkli, rudistli, kumtaşları ve kireçtaşları ile devam eder. Kumtaşları ve kireçtaşları arasında ardalanmalı olarak yeşil-gri renkli, çok ince tabakalı marnlı seviyeler yer alır (Dellaloğlu, 1997).

Dokanak ilişkileri ve kalınlık

Asmaboğazi formasyonu Dellaloğlu (1997) tarafından tanımlanan Kızıltepe formasyonu üzerine transgresif olarak uyumsuzlukla gelmekte ve aynı zamanda yanıl ve düşey yönde geçiş göstermektedir. Asmayaylası'nın güneydoğusunda Asmaboğazi formasyonu üzerine uyumlu olarak Karapınaryaylası formasyonu gelmektedir (Şekil 2).

Birimin kalınlığı yayılma alanı içerisinde farklılıklar sunmaktadır. Karapınar Yaylası Köyü dolaylarında Dellaloğlu (1997) tarafından 182 m, Dellaloğlu ve Aksu (1984) ve Oktay ve Dellaloğlu (1987) tarafından 48-94 m, Asmayaylası'nın güneydoğusunda yer alan Asmayaylası antiklinalinde Demirörs (2001) tarafından 37 m kalınlık ölçülmüştür.

Bu çalışmada ise, birimin kalınlığı tabandan tavana Asma-1 ölçülü kesitinde 73.13 m, Asma-2 ölçülü kesitinde 11.44 m, Çardak ölçülü kesitinde 32.81 m, Asma-3 ölçülü kesitinde ise birimin en üst seviyelerinin kalınlığı 3.75 m olarak ölçülmüştür (şekil 3-6).

Karapınaryaylası formasyonu

Tanım ve ad

Önceki çalışmalarda Rigo de Righi ve Cortesini (1960), Reckamp ve Özbey (1960), Akarsu (1971), Derman (1980), Görür ve Derman (1978) birimin Paleosen kesimi için Kırkkavak formasyonu, Eosen kesimi için Ekipolatlı formasyonu adlarını kullanmışlardır. Arkan (1975) ise birimin Paleosen-erken Eosen kesimi için Küredağ formasyonu, Oktay (1981) ise Çadırılıhacıyusuf formasyonu adını kullanmıştır. Dellaloğlu ve Aksu (1984), Oktay ve Dellaloğlu (1987) ve Dellaloğlu (1991) birimi tip

kesitinin izlendiği Karapınaryaylası'ndan esinlenerek Karapınaryaylası formasyonu olarak adlandırmışlardır.

Tip yer, tip ve ölçülü kesit

Birimin tip yeri, Aksaray K31-d2 paftasında yer alan Karapınaryaylası Köyüdür. Bu çalışmada ise, Asmayaylası Köyü'nün kuzeybatısında yer alan Karasay Tepe'de (Aksaray K31-c1 paftası içerisinde) formasyonun tamamından 1 kesit ölçülmüştür (Şekil 1).

Yayılımı

Karapınaryaylası formasyonu inceleme alanında Asmayaylası Köyü ile Altinkaya (Çardak) Kasabası'nın arasında kalan bölgenin doğusunda yüzeylenmektedir (Şekil 1).

Kaya türü özellikleri

Birim tabanda çakıltası ve çakıllı kumtaşı ile başlar ve üste doğru fosilli kireçtaşı blokları ile devam eder. Çakıltaları arasında yer yer arabantlar halinde kumtaşı ve kilitaşı seviyeleri gözlenir.

Dokanak ilişkileri ve kalınlık

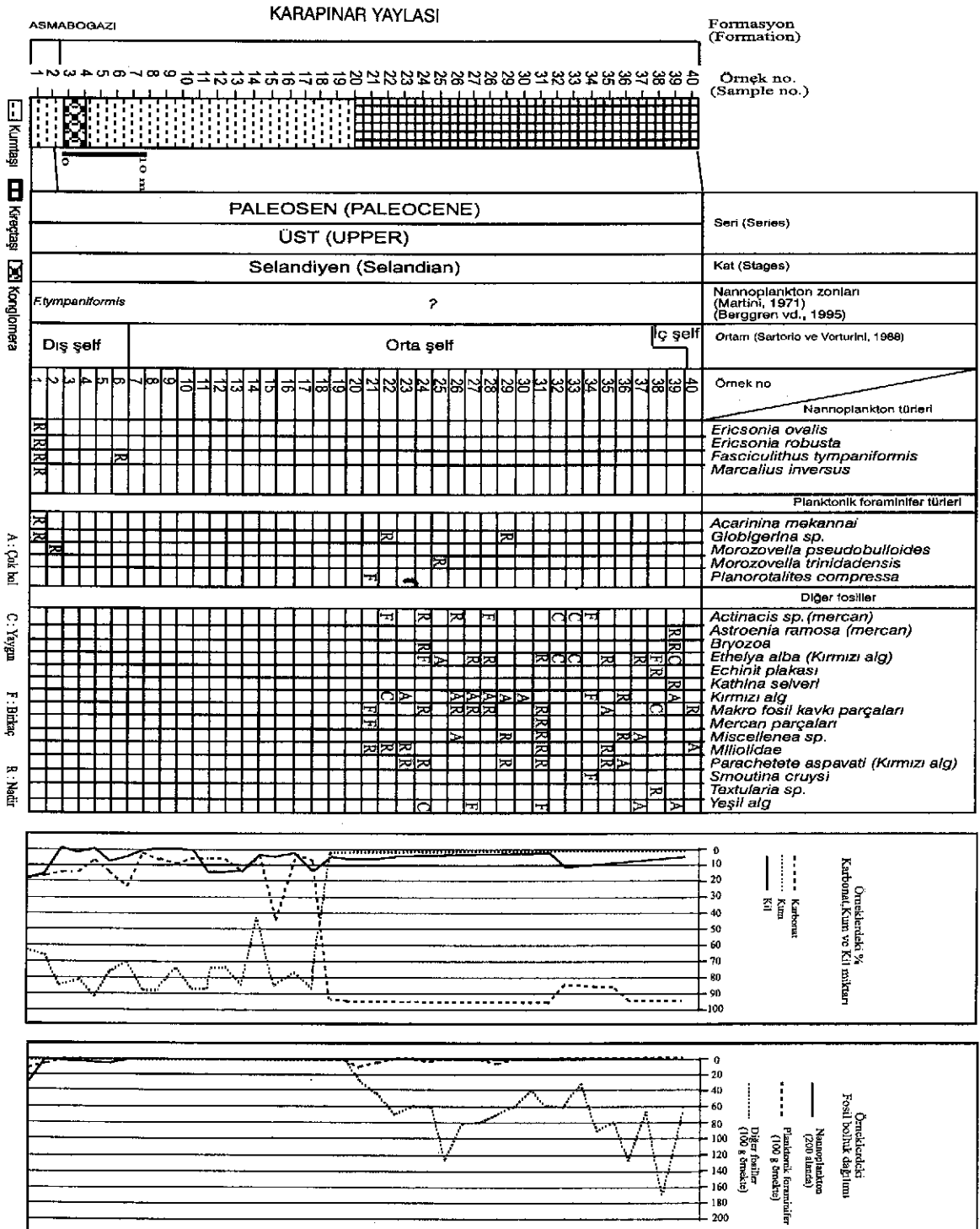
Birim, inceleme alanında tabanda Asmaboğazi formasyonu üzerine uyumlu olarak gelir. Tavanda ise, Yassipur formasyonu ile uyumsuz olarak üzerlenmektedir.

Birimin kalınlığı, Asmayaylası'nın doğusunda yer alan Asma Deresi'nin içindeki senklinalde Demirörs (2001) tarafından 154 m olarak ölçülmüştür.

Bu çalışmada ise, birimin kalınlığı tabandan tavana Asma-1 ölçülü kesitinde 73.13 m olarak ölçülmüştür (Şekil 5).

BIYOSTRATİGRAFI VE YAŞ

Paleosen'deki biyostratigrafi tanımlamalarında kalkerli nannoplanktonlar için Martini (1971) (Standard), Perch-Nielsen (1985) (Genel) ve Berggren ve diğ., (1995) zonlamaları, planktonik foraminiferler için ise Blow (1979), Toumarkine ve Luterbacher (1985), Berggren ve Miller (1988) ve Berggren ve diğ., (1995)'nin çalışmaları esas alınmıştır. Biyozonların stratigrafik seviyeleri ise Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa Basenleri) çalışmalarına göre belirlenmiştir.



Şekil 5: Asma-3 ölçülü stratigrafi kesiti fosil kapsamı ve biyozonların dağılımı.

Figure 5: Distribution of the fossil content and biozones in the Asma-3 measured stratigraphic section.

Nannoplankton Bilyostratigrafisi**Chiasmolithus danicus Zonu**

Tanım : *Chiasmolithus danicus* (Brotzen) ile *Ellipsolithus macellus* (Bramlette ve Sullivan)'un ilk görünümleri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Kategori : Aşmalı Menzili zonu.

Yazar : Martini (1970).

Stratigrafik düzey : Alt Paleosen (Daniyen'in üstü).

Karşılaştırma ve yorum : Martini (1970) çalışmasında Erken Paleosen (Daniyen'in üstü)'i *Chiasmolithus danicus* Zonu ile belirlemiştir. Daha sonraki yıllarda Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri) çalışmasında bu zon aynı stratigrafik seviyede tanımlanmıştır. Toker (1977) (Haymana), Yıldız ve diğ., (1999) (Kalecik), Yıldız ve diğ., (2001) (Tuzgölü Havzası kuzeybatısı) çalışmalarında ve inceleme alanında Asmaboğazı formasyonunda ölçülen Asma-2 stratigrafik kesitinin 0-1.43 metreleri arasındaki 1-2 nolu örneklerden *Chiasmolithus danicus* Zonu aynı stratigrafik seviyede belirlenmiştir (Şekil 4, 7).

Yaygın türleri : *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Markalius inversus* Bramlette ve Martini, *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner) ve *Trochosphaera* sp., dir.

Ellipsolithus macellus Zonu

Tanım : *Ellipsolithus macellus* (Bramlette ve Sullivan) ile *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler'un ilk görünümleri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Kategori : Aşmalı Menzili zonu.

Yazar : Martini (1970).

Stratigrafik düzey : Martini (1970) tarafından Erken Paleosen (Daniyen'in üstü) olarak önerilen bu zonun stratigrafik düzeyi, Hardenbol ve diğ., (1998) çalışmasında Erken-Geç Paleosen (Daniyen-Selandiyen) olarak belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Martini (1970) çalışmasında alt Paleosen (Daniyen'in üstü)'de tanımlanan bu zonun stratigrafik seviyesi Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri) çalışmasında Erken-Geç Paleosen (Daniyen-Selandiyen) olarak saptanmıştır. *Ellipsolithus macellus* Zonu Toker (1977) (Haymana), Yıldız ve diğ., (1999) (Kalecik) ve Yıldız ve diğ., (2001)

(Tuzgölü Havzası kuzeybatısı) çalışmalarında da belirlenmiştir. İnceleme alanında Asmaboğazı formasyonunda ölçülen; Asma-1 stratigrafik kesitinde formasyonun üst seviyeleri temsil eden 57.75. metresinden derlenen 11 nolu örnekte, Asma-2 stratigrafik kesitinin 1.43-4.3 metreleri arasındaki 3-5 nolu örneklerden tanımlanan *Ellipsolithus macellus* Zonu ile Erken-Geç Paleosen (Daniyen-Selandiyen) geçişi belirlenmiştir (Şekil 3,4 ve 7).

Yaygın türleri : *Braarudosphaera bigelowii* (Gran ve Braarud), *Braarudosphaera discula* Bramlette ve Riedel, *Chiasmolithus* sp., *Chiasmolithus bidens* (Bramlette ve Sullivan), *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Crucioplacolithus tenuis* (Stradner), *Crucioplacolithus primus* Perch-Nielsen, *Ellipsolithus macellus* (Bramlette ve Sullivan), *Ericsonia robusta* (Bramlette ve Sullivan), *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Markalius inversus* Bramlette ve Martini, *Neochiastozygus dubius* (Deflandre), *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann ve Stradner) ve *Trochosphaera* sp., dir.

Fasciculithus tympaniformis Zonu

Tanım : *Fasciculithus tympaniformis* Hay ve Mohler ile *Heliolithus kleinpellii* Sullivan'nin ilk görünümleri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Kategori : Aşmalı Menzili zonu.

Yazar : Mohler ve Hay,(1967) Hay ve diğ., (1967)' nin içinde.

Stratigrafik düzey : Mohler ve Hay (1967) tarafından Geç Paleosen (Selandiyen-Tanesiyen) olarak önerilen bu zonun stratigrafik düzeyi, Hardenbol ve diğ., (1998) çalışmasında üst Paleosen (Selandiyen) olarak belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Mohler ve Hay (1967) çalışmasında *Fasciculithus tympaniformis* Zonu'nun stratigrafik düzeyini Geç Paleosen (Selandiyen-Tanesiyen) olarak önermiştir. Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri) çalışmasında ise bu zonun stratigrafik düzeyi Geç Paleosen (Selandiyen) olarak belirlenmiştir. *Fasciculithus tympaniformis* Zonu Toker (1977) (Haymana), Yıldız ve diğ., (1999) (Kalecik) ve Yıldız ve diğ., (2001) (Tuzgölü Havzası kuzeybatısı) çalışmalarında da tanımlanmıştır. İnceleme alanında Asmaboğazı formasyonunda ölçülen; Asma-1 stratigrafik kesitinde formasyonun üst seviyelerini temsil

eden 57.75-66.2 metreleri arasındaki 10-4 nolu örneklerden, Asma-2 stratigrafi kesitinin 4.3-11.44 metreleri arasındaki 6-12 nolu örneklerden, Asmaboğazı formasyonunun en üst seviyeleri ile Karapınaryaylası formasyonunun tamamını temsil eden Asma-3 ölçülü kesitinde Asmaboğazı formasyonunun en üst seviyeleri ile Karapınaryaylası formasyonunun taban seviyelerine karşılık gelen 0-10 metreleri arasındaki 1-6 nolu örneklerden, Asmaboğazı formasyonunun üst seviyelerini temsil eden Asma-4 ölçülü kesitinin 18.7-32.81 metreleri arasındaki 5-32 nolu örneklerde tanımlanan *Fasciculithus tympaniformis* Zonu ile Geç Paleosen (Selandiyen) belirlenmiştir (Şekil 3-6 ve 7).

Yaygın türleri : *Chiasmolithus bidens* (Bramlette ve Sullivan), *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), *Crucioplacolithus tenuis* (Stradner), *Crucioplacolithus primus* Perch-Nielsen, *Ericsonia formosa* (Kamptner), *Ericsonia ovalis* Black, *Ericsonia robusta* (Bramlette ve Sullivan), *Fasciculithus clinatus* Bukry, *Fasciculithus thomasi* Perch-Nielsen, *Fasciculithus tympaniformis* (Hay ve Mohler), *Markalius inversus* Bramlette ve Martini, *Neochiastozygus dubius* (Deflandre), *Neochiastozygus junctus* (Bramlette ve Sullivan), *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, *Princius bisulcus* (Stradner), *Rhabdosphaera claviger* Murray ve Blackman, *Trochosphaera* sp., ve *Trochosphaera operculata* Bramlette ve Martini'dir.

Heliolithus kleinpellii Zonu

Tanım : *Heliolithus kleinpellii* Sullivan ile *Discoaster gemmeus* Stradner'in ilk görünüm-leri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Yazar : Mohler ve Hay, (1967) Hay ve diğ., (1967)'nin içinde.

Kategori : Aşmalı Menzil zonu.

Stratigrafik düzey : Geç Paleosen (Selandiyen-Tanesiyen).

Karşılaştırma ve yorum : Mohler ve Hay (1967) tarafından stratigrafik düzeyi Geç Paleosen (Selandiyen-Tanesiyen) olarak önerilen bu zon Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri) çalışmasında da aynı seviyede önerilmiştir. Türkiye'de yapılan çalışmalarda, Toker (1977) (Haymana), Yıldız ve diğ., (1999) (Kalecik) ve Yıldız ve diğ., (2001) (Tuzgölü Havzası kuzeybatısı) tarafından da tanımlan-

mıştır. İnceleme alanında Asmaboğazı formasyonunda ölçülen; formasyonun tamamını ve Karapınaryaylası formasyonunun taban seviyelerini içine alan Asma-1 stratigrafi kesitinde Asmaboğazı formasyonunun üst seviyeleri ile Karapınaryaylası formasyonunun taban seviyelerine karşılık gelen 57.75-73.13 metreleri arasındaki 3-1 nolu örneklerde tanımlanan *Heliolithus kleinpellii* Zonu ile Geç Paleosen (Selandiyen) belirlenmiştir. İnceleme alanından derlenen örneklerde *Discoaster gemmeus* Stradner türüne rastlanılmadığı için bu zonun üst seviyesi tespit edilememiştir (Şekil 3 ve 7).

Yaygın türleri : *Ellipsolithus macellus* (Bramlette ve Sullivan), *Fasciculithus pileatus* Bukry, *Fasciculithus tympaniformis* (Hay ve Mohler) ve *Heliolithus kleinpellii* Sullivan'dır.

Planktonik Foraminifer Biyostratigrafisi Morozovella uncinata Zonu

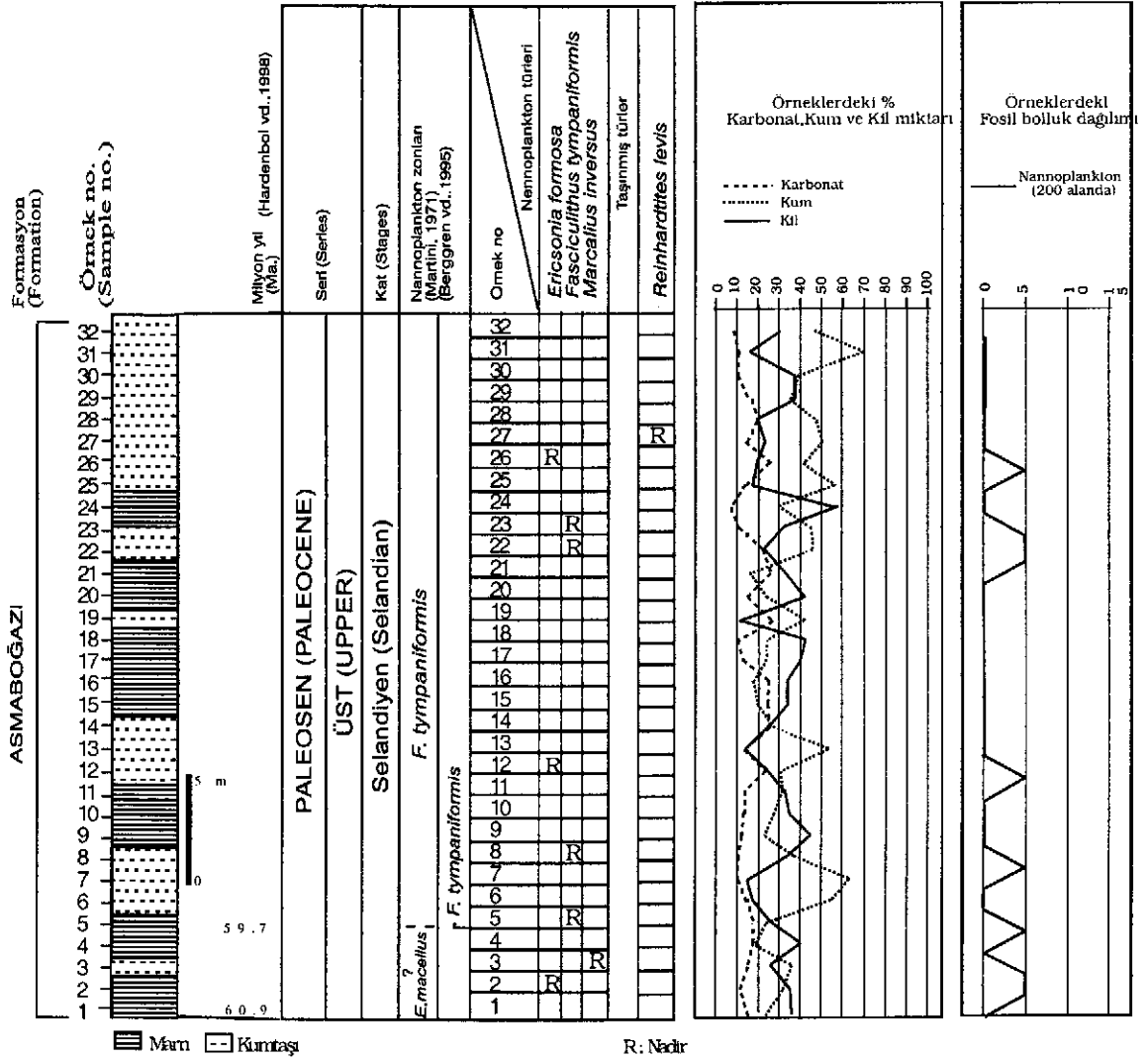
Tanım : *Morozovella uncinata* (Bolli) ile *Morozovella angulata* (White)'nin ilk görünüm-leri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Kategori : Aşmalı Menzil zonu.

Yazar : Bolli (1957) tarafından tanımlanmış (1966) da aynı araştırmacı tarafından yeniden düzenlenmiştir.

Stratigrafik düzey : Bolli (1957, 1960) tarafından orta Paleosen olarak önerilen bu zonun stratigrafik düzeyi, Hardenbol ve diğ., (1998) çalışmasında Erken Paleosen (Daniyen'in üstü) olarak belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Bolli (1957, 1960) tarafından bu zonun stratigrafik düzeyi orta Paleosen (Monsiyen) olarak önerilmiştir. Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri) çalışmasında ise bu zonun stratigrafik düzeyi Erken Paleosen (Daniyen'in üstü) olarak belirlenmiş ve nannoplankton zonlarından *Ellipsolithus macellus* Zonu'nun taban seviyelerinde tanımlanmıştır. Türkiye'de yapılan çalışmalarda, Toker (1977) (Haymana) *Morozovella uncinata* Zonu, nannoplankton zonlarından *Chiasmolithus danicus* Zonu'nun üst seviyeleri ve *Ellipsolithus macellus* Zonu'nun tamamına karşılık gelen seviyede tanımlanmıştır. Bu zon Türkiye'de yapılan diğer çalışmalarda Gürgey (1992) (Adıyaman), Toker vd., (1992) (Kilis), Sarıca (1993) (Gökçeada), Yıldız ve Toker (1995) (Gürün) tarafından da



Şekil 6: Asma-4 ölçülü stratigrafi kesiti fosil kapsamı ve biyozonların dağılımı.

Figure 6: Distribution of the fossil content and biozones in the Asma-4 measured stratigraphic section.

tanımlanmıştır. Yıldız ve diğ., (1999) (Kalecik), Yıldız ve diğ., (2001) (Tuzgölü Havzası kuzeybatısı) çalışmalarında ve inceleme alanında *Morozovella uncinata* Zonu, nannoplankton zonlarından *Chiasmolithus danicus* Zonu'nun orta seviyelerinde belirlenmiştir. İnceleme alanında Asmaboğazi formasyonunda ölçülen; Asma-2 stratigrafi kesitinin 0-1.43 metreleri arasındaki 1-2 nolu örneklerde tanımlanmıştır (Şekil 4, 7).

Yaygın türleri : *Acarinina mckannai* (White), *Globigerina* sp., *Globigerina daubjergensis* (Brönnimann), *Globigerina triloculoides* (Plummer), *Globigerina velascoensis* Cushman, *Morozovella uncinata* (Bolli) ve *Morozovella pseudobulloides* (Plummer)'dir.

Morozovella angulata Zonu

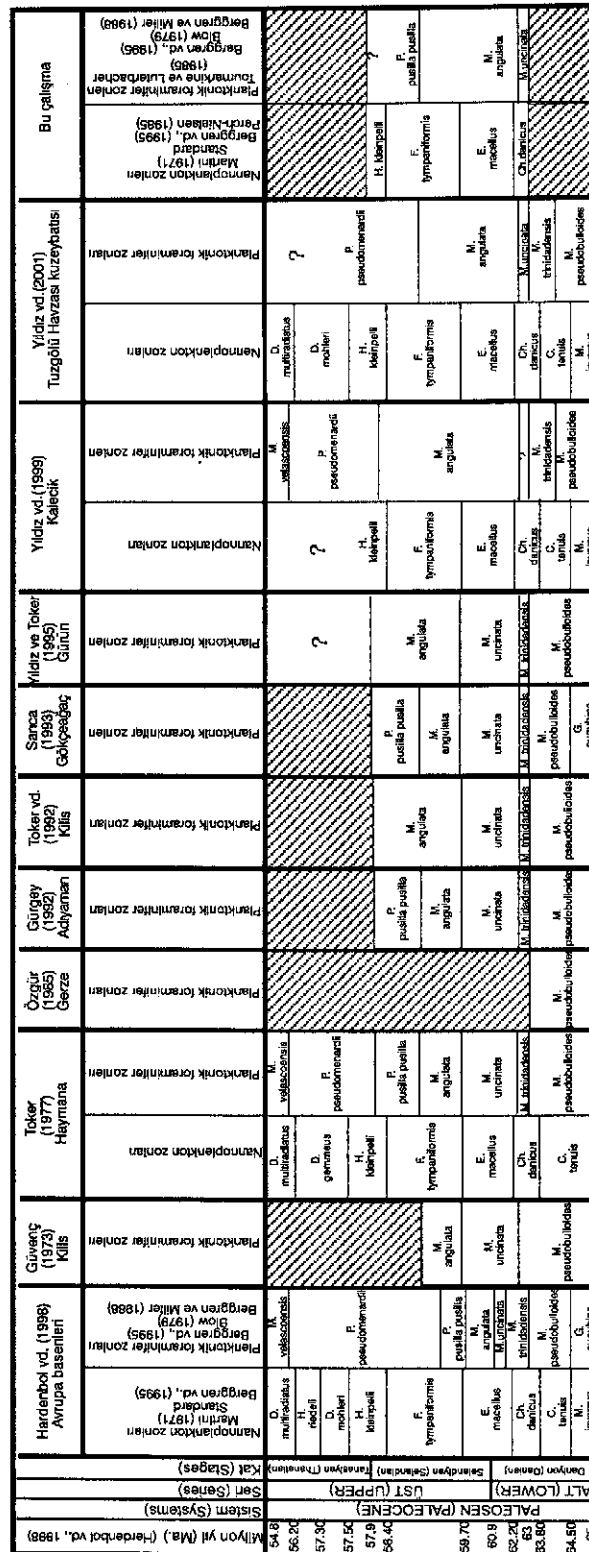
Tanım : *Morozovella angulata* (White) ile *Planorotalites pusilla pusilla* (Bolli)'nin ilk görünümleri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayalar topluluğudur.

Kategori : Aşmalı Menzil zonu.

Yazar : Alimarina (1963).

Stratigrafik düzey : Alimarina (1963) tarafından Orta Paleosen (Monsiyen) olarak önerilen bu zonun stratigrafik düzeyi, Hardenbol ve diğ., (1998) çalışmasında Erken-Geç Paleosen (Daniyen-Selandiyen) olarak belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Alimarina (1963) tarafından stratigrafik düzeyi Orta Paleosen (Monsiyen) olarak önerilen bu zon, Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri) çalışmasında



Şekil 7: İnceleme alanında tanımlanan biyozonların Türkiye’de yapılan diğer çalışmalarla karşılaştırması.
Figure 7: The correlation of the determined biozones from the studied area with the other studies in Turkey.

Erken-Geç Paleosen (Daniyen-Selandiyen) de nannoplankton zonlarından *Ellipsolithus macellus* Zonu'nun orta ve üst seviyelerine karşılık olarak tanımlanmıştır. Türkiye'de yapılan çalışmalarda, Toker (1977) (Haymana) çalışmasında *Morozovella angulata* Zonu, nannoplankton zonlarından *Fasciculithus tympaniformis* Zonu'nun taban seviyelerinde tanımlanmıştır. Bu zon Gürgey (1992) (Adıyaman), Toker ve diğ., (1992) (Kilis), Sarıca (1993) (Gökçeağaç), Yıldız ve Toker (1995) (Gürün) çalışmalarında da belirlenmiştir. Yıldız ve diğ., (1999) (Kalecik) çalışmasında *Morozovella angulata* Zonu, nannoplankton zonlarından *Chiasmolithus danicus* Zonu'nun üst seviyelerini, *Ellipsolithus macellus* Zonu'nu ve *Heliolithus kleinpellii* Zonu'nun taban seviyelerini içine alan düzeyde, Yıldız ve diğ., (2001) (Tuzgölü Havzası kuzeybatısı) çalışmasında ve inceleme alanında ise nannoplankton zonlarından *Chiasmolithus danicus* Zonu'nun üst seviyelerinden başlayan *Ellipsolithus macellus* Zonu'nu ve *Fasciculithus tympaniformis* Zonu'nun taban seviyelerini içine alan düzeyde tanımlanmıştır. Bu zon inceleme alanında Asmaboğazı formasyonunda ölçülen; Asma-2 stratigrafi kesitinin 1.43-6 metreleri arasındaki 3-7 nolu örneklerde belirlenmiştir (Şekil 4, 7).

Yaygın türleri : *Acarinina mckannai* (White), *Globigerina* sp., *Globigerina daubjergensis* (Brönnimann), *Globigerina triloculinoides* (Plummer), *Globigerina velascoensis* Cushman, *Morozovella uncinata* (Bolli) ve *Morozovella pseudobulloidis* (Plummer)'dir.

Planorotalites pusilla pusilla Zonu

Tanım : *Planorotalites pusilla pusilla* (Bolli) ile *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli)'nin ilk görünüşleri arasındaki süreç boyunca oluşmuş kayaçlar topluluğudur.

Kategori : Aşmalı Menzil zonu.

Yazar : Alimarina (1963).

Stratigrafik düzey : Alimarina (1963) tarafından orta Paleosen (Monsiyen) olarak önerilen bu zonun stratigrafik düzeyi, Hardenbol ve diğ., (1998)'nin çalışmasında Geç Paleosen (Selandiyen) olarak belirlenmiştir.

Karşılaştırma ve yorum : Alimarina (1963) tarafından orta Paleosen'de önerilen bu zonun stratigrafik düzeyi, Hardenbol ve diğ., (1998) (Avrupa basenleri)'nin çalışmasında Erken-Geç Paleosen (Selandiyen) ve nannoplankton zon-

larından *Ellipsolithus macellus* Zonu'nun en üst seviyeleri ile *Fasciculithus tympaniformis* Zonu'nun taban seviyelerine karşılık olarak tanımlanmıştır. Türkiye'de yapılan çalışmalarda, Toker (1977) (Haymana) çalışmasında *Planorotalites pusilla pusilla* Zonu, nannoplankton zonlarından *Fasciculithus tympaniformis* Zonu'nun üst seviyeleri ile *Heliolithus kleinpellii* Zonu'nun taban seviyelerine karşılık gelen düzeyde tanımlanmıştır. Bu zon Türkiye'de Gürgey (1992) (Adıyaman), Sarıca (1993) (Gökçeağaç) tarafından da belirlenmiştir. İnceleme alanında *Planorotalites pusilla pusilla* Zonu, Asmaboğazı formasyonunda ölçülen; Asma-2 stratigrafi kesitinin 6-11.44 metreleri arasındaki 8-12 nolu örneklerde nannoplankton zonlarından *Fasciculithus tympaniformis* Zonu'nun üst seviyelerini içine alan düzeyde belirlenmiştir. İncelenen örneklerde *Planorotalites pseudomenardii* (Bolli) türüne rastlanılamadığı için inceleme alanında bu zonun üst sınırı çizilememiştir (Şekil 4 ve 7).

Yaygın türleri : *Acarinina mckannai* (White), *Globigerina* sp., *Globigerina triloculinoides* (Plummer), *Morozovella inconstans* (Subbotina), *Morozovella uncinata* (Bolli), *Morozovella pseudobulloidis* (Plummer), *Planorotalites compressa* (Plummer) ve *Planorotalites pusilla pusilla* (Bolli)'dir.

SONUÇLAR

Tuzgölü Havzası doğusunda Altinkaya (Çardak) Kasabası ile Asmayaylası Köyü arasında yüzeylenen Asmaboğazı ve Karapınaryaylası formasyonlarından ölçülen 4 kesitten derlenen 108 örnek üzerinde yapılan biyostratigrafi incelemesinde aşağıdaki sonuçlar belirlenmiştir.

Asmaboğazı formasyonunda rudistli seviyelerin aralarına ve üstüne gelen seviyelerden derlenen örneklerde Paleosen yaşını veren nannoplankton türleri, üstüne gelen seviyelerden derlenen örneklerde ise Paleosen yaşını veren nannoplankton türleri ile beraber taşınmış halde geç Kretase yaşını veren nannoplankton türleri de tanımlanmıştır. Tanımlanan türler dayanılarak formasyonun taban seviyelerinin ve rudistli seviyelerin aralarına gelen düzeylerin de Paleosen yaşlı olduğu, rudistli seviyelerin ise formasyon içine taşınmış olabileceği yorumlanmıştır. (Şekil 3-6).

İnceleme alanında Asmaboğazı formasyonu

ile Karapınaryaylası formasyonu arasında bir zaman boşluğunun bulunmadığı ve iki birimin birbirleriyle uyumlu olduğu saptanmıştır (Şekil 3,5).

Ayrıca, Asma-3 ölçülü kesitinin Karapınaryaylası formasyonunun taban ve orta seviyelerine karşılık gelen 10.63-37.5 m'leri arasındaki 7-20 nolu örneklerde herhangi bir fosile rastlanamamıştır. Ölçülü kesitin Karapınaryaylası formasyonunun orta ve üst seviyelerine karşılık gelen 37.5-76.88 m'leri arasındaki 20-40 nolu örneklerden planktonik foraminifer türlerinden *Globigerina* sp., *Morozovella trinidadensis* (White), *Planorotalites compressa* (Plummer), bentik foraminifer türlerinden *Kathina selveri* Smout, *Miscellanea* sp., *Miliolidae*, *Smoutina cruysi* Drooger, *Textularia* sp., ve *Actinacis* sp., (mercan), *Astroenia ramosa* (Sowerby) (mercan), bryozoa, *Ethelya alba* Pfender (kırmızı alg), echinit plakası, kırmızı alg, makrofosil kavkı parçaları, mercan parçaları, *Parachetete asparvati* Pia (kırmızı alg), yeşil alg, fosilleri tanımlanmış, birimin taban seviyelerinde tanımlanan biyozon ve üst seviyelerinde tanımlanan diğer fosil topluluğuna dayanılarak Karapınaryaylası formasyonunun inceleme alanındaki yaşı Selandiyen-Tanesiyen (Geç Paleosen) olarak belirlenmiştir (Şekil 3-5).

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın tamamlanması sırasında nannoplankton tayinlerinde değerli bilgilerinden yararlandığım Prof. Dr. Vedia TOKER (Ankara Üniversitesi)' e teşekkürlerimi sunarım.

DEĞİNİLEN BELGELER

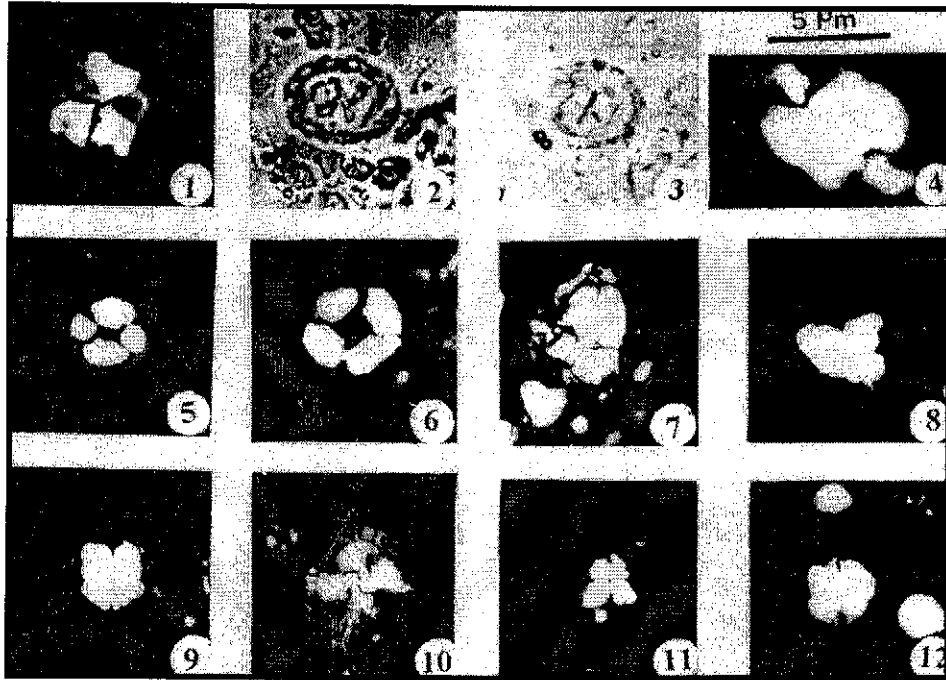
- Akarsu, İ., 1971, II. Bölge AR/TPO/747 nolu sahanın terk raporu: Petrol işleri Genel Müdürlüğü, Ankara 4s (yayımlanmamış).
- Alimarina, V. P., 1963, Some peculiarities in the development of planktonic foraminiferes in connection with the zonal subdivision of the Lower Paleogene in the northern Caucasus: Academy Nauk SSSR Voprosy. Mikropaleontologii, 7, 158-95 (in Russian).
- Beekman, P.H., 1966, Hasandağı-Melendiz dağı bölgesinde Pliyosen ve Kuvaterner volkanizma faaliyetleri: MTA Dergisi, 66, 88-104.
- Blow, W.H., 1979, The Cainozoic Globigerinida: 3 vols, E.J. Brill, Leiden, 1413pp.
- Berggren, W.A., Miller, A.R., 1988, In: Mesozoic

and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins: . Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T, Graciansky, P.C., and Vail, R.P., 1998 (eds.): Society of Sedimentary Geology, Special Publication, 60, 300pp.

- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C., and Aubry, M.P., 1995, A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy: In: Geochronology, time scale and global correlations : an unified temporal framework for an historical geology: Berggren, W.A., Kent, D.V., Aubry, M.P., and Hardenbol, J., (eds.): Soc. Econ. Pal. Miner., Spec. Publication no.54, 129-212.
- Bolli, H. M., 1957, The genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene-Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad: B.W.I. Bull. U.S. natl Mus., 215, 61-81.
- Bolli, H. M., 1960, Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera: Boletín in formativo Asociacion Venezolana de Geologia, Minería y petróleo, 9, 3-32.
- Dellaloğlu, A.A., 1991, Ankara-Temelli-Haymana- Kulu-Kırıkkale arasındaki alanın jeolojisi ve petrol olanakları: TPAO Raporu, No: 3006, 186s (yayımlanmamış).
- Dellaloğlu, A.A., 1997, Ankara İli Tuz Gölü arasında Neotetis' in kuzey kolunun evrimi: (Haymana-Tuz Gölü basenlerinin stratigrafisi ve jeotektonik evrimi. Ç.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü Doktora Tezi, 348s, Adana.
- Dellaloğlu, A.A., ve Aksu, R., 1984, Kulu, Şereflikoçhisar, Aksaray dolayının jeolojisi ve Petrol Olanakları: TPAO rapor no. 2020 (Yayımlanmamış).
- Demirörs, O., 2001, Acıpınar ile Asmayaylası arasındaki alanın (Tuz Gölü doğusu) petrol jeolojisi: Yüksek Lisans Tezi (yayımlanmamış), 50s.
- Derman, A.S., 1980, Tuzgölü doğu ve kuzeyinin jeolojisi: TPAO Raporu, No. 1512, 41s (yayımlanmamış).
- Erol, O., 1969, Tuz Gölü havzasının jeolojisi ve jeomorfolojisi: MTA Derleme rapor no. 4220 (yayımlanmamış).
- Gawlik, J., 1956, Tuz Gölü Kenarında Şereflikoçhisar havalisinde yapılan hidrojeolojik etüd hakkında rapor: MTA Derleme rapor no. 2472 (yayımlanmamış).

- Görür, N., 1981, Tuzgölü-Haymana Havzası'nın stratigrafik analizi: İç Anadolu' nun Jeolojisi Sempozyumu, TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiriler Kitabı, 60-65.
- Görür, N. ve Derman, A.S., 1978, Tuzgölü-Haymana Havzası'nın stratigrafik ve tektonik analizi: TPAO Raporu, No. 1514, 60s (yayımlanmamış).
- Görür, N. Oktay, F.Y., Seymen, İ., and Şengör, A.M.C., 1984, Paleotectonic evolution of the Tuzgölü basin complex, Central Turkey. Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure. The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean: Geology Society Special Publication, 17, In J.E. Dixon, and A.H.F. Robertson (eds.), Oxford, 467-482.
- Gürgey, A., 1992, Adıyaman Bölgesi (GD Anadolu) Paleosen planktonik foraminiferlerinin biyostratigrafisi: Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi, 17-21 Şubat 1992. Bildiri Özleri, 158-159.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., Graciansky, P.C., and Vail, P.R., 1998, Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins: Society of Sedimentary Geology Special Publication, 60, 300pp.
- Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R., and Bouderaux, J.E., 1967, Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area, and transoceanic correlation. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans., 17, 428.
- Martini, E., 1970, Standard Palaeogene calcareous nannoplankton zonation: Nature, n.5245, pp.560-561, 1 tab., London.
- Martini, E., 1971, Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation: In: A.Farinacci (ed.), Proceedings II Planktonic Conference, Roma, 1970, 2, 739-85.
- Mohler, H.P., and Hay, W.W., 1967, In: Calcareous nannoplankton zonation of the Cenozoic of the Gulf Coast and Caribbean-Antillean area and transoceanic correlation. Hay, W.W., Mohler, H.P., Roth, P.H., Schmidt, R.R. and Boudreaux, J.E., 1967 (eds.): Trans.Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., vol.17, pp.428-480, Pts.1-13.
- Oktay, F. Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta Anadolu Masifi tortul örtüsünün jeolojisi ve sedimantolojisi: İTÜ Maden Fak., Doçentlik Tezi, 175s.
- Oktay, F. Y., ve Dellaloğlu A. A., 1987, Tuz Gölü havzası (Orta Anadolu) stratigrafisi üzerine yeni görüşler: 7. Petrol Kongresi Bildiriler Kitabı, 312-321.
- Perch-Nielsen, K., 1985, Cenozoic calcareous nannofossils: In: Plankton Stratigraphy, H.M. Bolli, J.B. Saunders, and K. Perch-Nielsen (eds.), Cambridge University Press, 427-554.
- Reckamp, J. U., and Özbey, S., 1960, Petroleum geology of Temelli and Kuştepe structures, Polatlı area: Turkish Gulf Oil Comp. Petrol İşleri Gen. Müd. Arşivi, no.13, 15s (yayımlanmamış).
- Rigo de Righi, M., and Cortesini, A., 1959, Regional studies, Central Anatolian basin: Progres Report, I. Turkish Gulf Oil Co., Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, (yayımlanmamış).
- Rigo de Righi, M., and Cortesini, A., 1960, Regional studies, Central Anatolian basin: Progres Report, I. Turkish Gulf Oil Co., Petrol İşleri Genel Müdürlüğü, 14s (yayımlanmamış).
- Sarıca, N., 1993, Gökçeada (Kastamonu) K/T sınırının planktonik foraminiferlerle biyostratigrafik incelenmesi: T.J. Kurultayı Bildiri Özleri, 138-139.
- Seymen, İ., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin stratigrafisi ve metamorfizması: TJK Bülteni, 24/2, 101-108.
- Seymen, İ., 1982, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifi'nin jeolojisi: İTÜ Maden Fakültesi, Doçentlik Tezi, 164s, İstanbul.
- Sonel, N., Kulke, H., Sarı, A., Acar, A., Ayyıldız, T., Kadioğlu, Y., Özkul, M., Yıldız, A., Doğan, U., Habo, M., Paeghe, W., ve Doğan, M., 1995, Tuzgölü havzasının jeolojisi ve hidrokarbon potansiyelinin değerlendirilmesi projesi: TPAO 1. Faaliyet Raporu, 27s (yayımlanmamış).
- Toker, V., 1977, Haymana yöresinin (GB Ankara) planktonik foraminifera ve nannoplanktonlarla biyostratigrafik incelenmesi: A.Ü.F.F. Jeoloji Kürsüsü (Doçentlik Tezi), 155s.
- Toker, V., Hakyemez, A. Ve Şengüler, i., 1992, Gaziantep Güneybatısı-kilis yöresinin planktonik foraminifera ve nannoplanktonlarla biyostratigrafik incelenmesi: Türkiye 9. Petrol Kongresi ve Sergisi Bildiri Özleri, 150-

- 151.
- Toumarkine, M., and Luterbacher, H., 1985, Paleocene and Eocene planktic foraminifera: In: Plankton Stratigraphy, 86-154.
- Tromp, S., 1942, Niğde-İncesu, Kızılırmak ve Tuz Gölü arasında bulunan mintikaların jeolojik etüdü: MTA Derleme rapor no. 1456 (Yayımlanmamış).
- Turgut, S., 1978, Tuz Gölü havzasının stratigrafik ve çökelse gelişimi: Türkiye 4. Petrol Kongresi, 115-126.
- Ünalın, G., ve Yüksel, V., 1978, Eski bir graben örneği: Haymana-Polatlı Havzası. TJK Bülteni, 21(2), 165-169.
- Wei, W., 1988, A new technique for preparing quantitative nannofossil slides: Journal of Paleontology, 62, 472-473.
- Yıldız, A., ve Toker, V., 1995, Gürün yöresi (Sivas) Konakpınar formasyonu K/T sınırı: T.J.K Bülteni, 10, 11-24.
- Yıldız, A., Karahasan, G., Demircan, H. ve Toker, V., 1999, Biostratigraphic and palaeoecologic study of the early Maastrichtian-Paleocene sediments in Kalecik region (Ankara-Turkey): The Arabian Journal for Science and Engineering, 24, 2A, 115-132.
- Yıldız, A., Ayyıldız, T. ve Sonel, N., 2001, Tuzgölü Havzası kuzeybatısı (Karahoca-Mangaldağ-Yeşilyurt-Sarıhalit bölgesi) Üst Maestrihtiyen-Paleosen biyostratigrafisi ve paleoekolojisi: Yerbilimleri, H.Ü.Yerbilimleri Uygulama ve Araştırma Merkezi Bülteni, 23, 33-52.



LEVHA 1 / PLATE 1

Şekil 1: *Braarudosphaera bigelowii* (Manvit), Asmaboğazi fonnasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 4

Figure 1 : *Braarudosphaera bigelowii* (Manvit), Asmaboğazi fonnation, Asma-2 MSS, Sample no: 4

Şekil 2: *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Asmaboğazi fonnasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 5

Figure 2: *Chiasmolithus bidens* (Bramlette & Sullivan), Asmaboğazi fonnation, Asma-2 MSS, Sample no: 5

Şekil 3: *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), Asmaboğazi fonnasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 1

Figure 3: *Chiasmolithus danicus* (Brotzen), Asmaboğazi fonnation, Asma-2 MSS, Sample no: 1

Şekil 4: *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan), Asmaboğazi fonnasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 5

Figure 4: *Ellipsolithus macellus* (Bramlette & Sullivan), Asmaboğazi fonnation, Asma-2 MSS, Sample no: 5

Şekil 5: *Ericsonia ovalis* Black, Asmaboğazi fonnasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 12

Figure 5: *Ericsonia ovalis* Black, Asmaboğazi fonnation, Asma-2 MSS, Sample no: 12

Şekil 6: *Ericsonia robusta* (Bramlette & Sullivan), Asmaboğazi formasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 3

Figure 6: *Ericsonia robusta* (Bramlette & Sullivan), Asmaboğazi formation, Asma-2 MSS, Sample no: 3

Şekil 7: *Fasciculithus pleatus* Bukry, Asmaboğazi formasyonu, Asma-1 ÖSK, Örnek no: 1

Figure 7: *Fasciculithus pleatus* Bukry, Asmaboğazi formation, Asma-1, Sample no: 1

Şekil 8: *Fasciculithus thomasi* Perch-Nielsen, Asmaboğazi formasyonu, Asma-2 ÖSK, Örnek no: 11

Figure 8: *Fasciculithus thomasi* Perch-Nielsen, Asmaboğazi formation, Asma-2, Sample no: 11

Şekil 9: *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler, Asmaboğazi formasyonu, Asma-4 ÖSK, Örnek no: 22

Figure 9: *Fasciculithus tympaniformis* Hay & Mohler, Asmaboğazi formation, Asma-4, Sample no: 22

Şekil 10: *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, Asmaboğazi formasyonu, Asma-1 ÖSK, Örnek no: 3

Figure 10: *Heliolithus kleinpellii* Sullivan, Asmaboğazi fonnation, Asma-1, Sample no: 3

Şekil 11 : *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Asmaboğazi formasyonu, Asma-2, ÖSK, Örnek no: 5

Figure 11 : *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), Asmaboğazi formation, Asma-2, Sample no: 5

Şekil 12: *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, Asmaboğazi fonnasyonu, Asma-2, ÖSK, Örnek no: 2

Figure 12: *Sphenolithus primus* Perch-Nielsen, Asmaboğazi fonnation, Asma-2, Sample no: 2

LEVHA 2 / PLATE 2

Şekil 1: *Actinacis* sp., Karapınar formasyonu, Asma-3
OSK, Örnek no: 34 X 40

Figure 1 : *Actinacis* sp., Karapınar formation, Asma-3
MSS, Sample no: 34 X 40

Şekil 2: *Actinacis* sp., Karapınar formasyonu, Asma-3
OSK, Örnek no: 34 X 40

Figure 2: *Actinacis* sp., Karapınar formation, Asma-3
MSS, Sample no: 34 X 40

Şekil 3 : *Astroenia ramosa* (Sowerby), Karapınar for-
masyonu, Asma-3 OSK, Örnek no: 39 X 40

Figure 3: *Astroenia ramosa* (Sowerby), Karapınar for-
mation, Asma-3 MSS, Sample no: 39 X 40

Şekil 4: *Ethelya alba* (pfender), Karapınar formasy-
onu, Asma-3 OSK, Örnek no: 24 X 40

Figure 4: *Ethelya alba* (pfender), Karapınar formation,
Asma-3 MSS, Sample no: 24 X 40

Şekil 5: *Miscellenea* sp., Karapınar formasyonu,
Asma-3 OSK, Örnek no: 37 X 40

Figure 5: *Miscellenea* sp., Karapınar formation Asma-
3 MSS, Sample no: 37 X 40

Şekil 6: *Miliolidae*, Karapınar formasyonu, Asma-3
OSK, Örnek no: 40 X 40

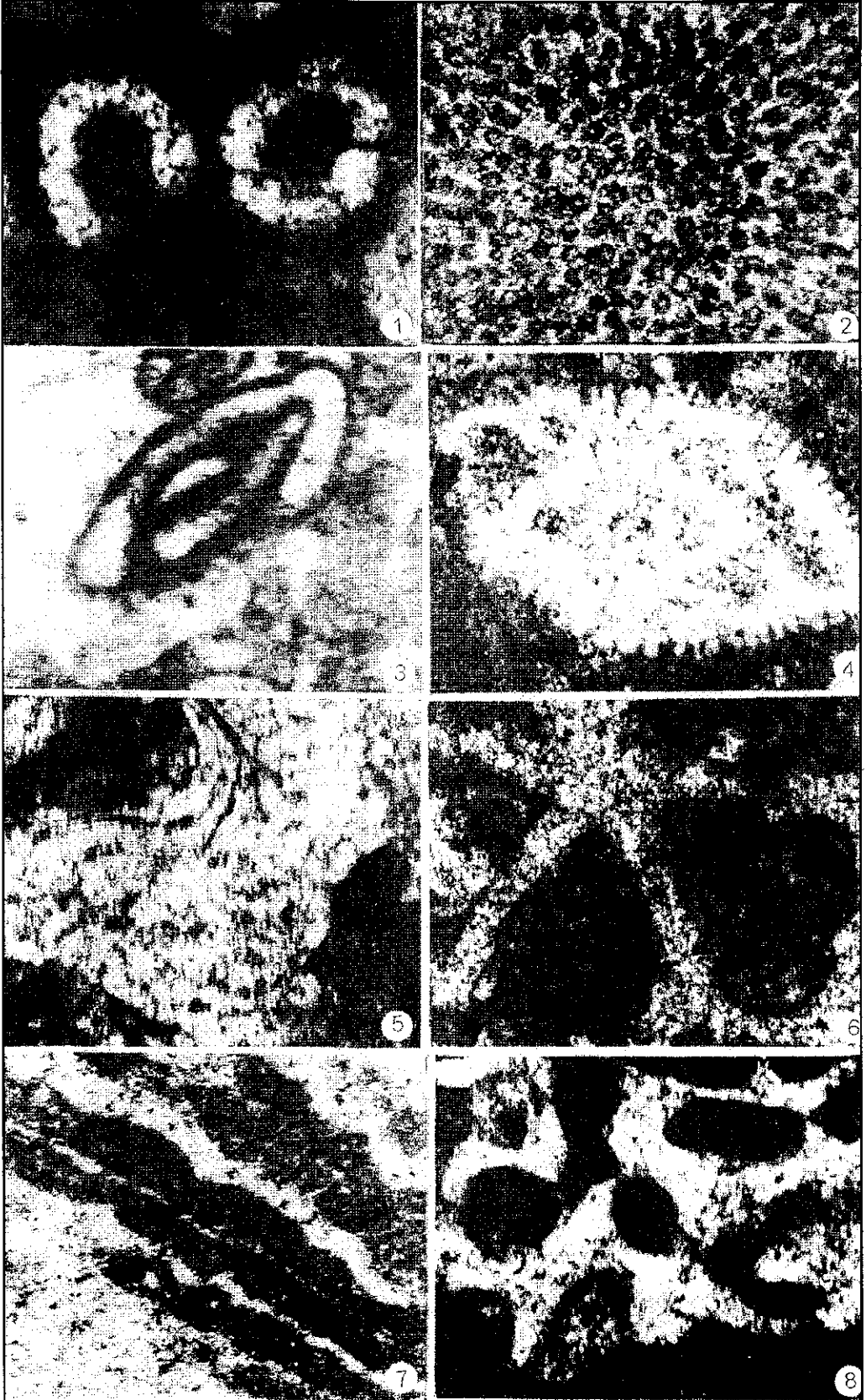
Figure 6: *Miliolidae*, Karapınar formation, Asma-3
MSS, Sample no: 40 X 40

Şekil 7: *Parachetete aspavatii* Pia, Karapınar formas-
yonu, Asma-3 OSK, Örnek no: 36 X 40

Figure 7: *Parachetete aspavatii* Pia, Karapınar
formation, Asma-3 MSS, Sample no: 36 X
40

Şekil 8: Yeşil alg, Karapınar formasyonu, Asma-3
OSK, Örnek no: 39 X 40

Figure 8: Green algee, Karapınar formation, Asma-3
MSS, Sample no: 39 X 40



ÖZDİRENÇ YÖNTEMİ İLE KARSTİK MODEL ÇALIŞMALARI

KARSTIC MODEL STUDIES USING THE RESISTIVITY METHOD

Tekin YEKEN

N.Ü. Aksaray Müh.Fak. Jeoloji Bölümü 68100 AKSARAY

ÖZ

Hidrojeofizik araştırmalarda önemli bir yeri olan karstik boşlukların belirlenmesinde, genellikle jeoelektrik-özdirenç yöntemleri kullanılmaktadır. Özdirenç yöntemlerinde amaç, bir ölçüm profili boyunca uygulanan elektrik alanının potansiyel dağılımının belirlenmesidir. Bu konuda yapılan deneysel ve teorik model çalışmaları, arazi ölçümlerindeki yorumlama tekniğine de önemli katkılar sağlamaktadır.

Bu çalışmada, homojen bir tank ortamında küresel yapıdaki karstik bir model oluşturulmuştur. Model tankı yarı sonsuz bir ortama benzetilerek yer ile olan iletkenliği izole edilmiştir. Ayrıca model, tank-duvar etkilerinin ve yansımaların bozucu etkilerinden kaçınmak amacıyla karstik model ile model tank boyutları arasında bir ölçüm alanı belirlenmiştir. Karstik modelin değişik derinliklerdeki tepkisi ve özdirenç ile fonksiyonel ilişkisi anomali olarak belirlenmiştir. Bununla birlikte karstik boşluk ile model sınırında oluşan düzensizlikler, gerçek arazi ölçümleri ile karşılaştırılmıştır. Ayrıca çalışmada sonlu farklar tekniği kullanılarak teorik modelleme yapılmıştır. Bununla birlikte teorik modellemede noktasal ayrıklaştırma ve gridleme ile elde edilen özdirenç eğrisi deneysel ölçümlerle karşılaştırılmıştır.

ABSTRACT

The geoelectrical-resistivity methods which have a significant place in hydrogeophysical researches for determining the karstic sinkholes, have been used widely. The aim of using the resistivity methods is to determine the potential distribution of electrical field through a measuring profile. The experimental and theoretical studies supply important advantages to the field interpretation techniques.

In this work, a spheroidal karstic sinkhole

model has been established. The isolation of the model tank with ground was accomplished. A measuring range between the model tank walls is determined in order to avoid of wall effects. The response of karstic model in different depths and its relationship with resistivity are defined as anomaly. However, the anomalies occur between the boundary of model and karstic sinkhole were matched with real field measurements. In addition, estimated theoretical modelling was carried out using finite difference technique in this study. The functional resistivity effects using nodal discrete method and gridding in the theoretical modelling were corresponded to the experimental measurements.

GİRİŞ

Jeofizik amaçlı araştırmalarda, arazi gözlemlerinin daha iyi yorumlanması ve değerlendirmelere önemli katkılar sağlaması amacıyla laboratuvar model çalışmaları, birçok araştırmacı tarafından uygulanmaktadır. Yarı yüzyıldan bu yana devam eden tank modeli çalışmalarında değişik özdirenç yöntemleri uygulanarak anomali kaynağının potansiyel dağılımı ölçülmüştür. Nostrand (1953), Battacharya ve Gupta (1963), Parasnis (1964), Apparao ve diğ. (1969), Gupta ve diğ. (1970), Goudswaard (1977), Apparao (1979), Naidu (1966), Apparao ve Roy (1977) model tank deneylerinde, bozucu modelin tepkilerini belirlemişler ve bu çalışma sonucunda elde ettikleri profillerin görünür rezistivite derinlik ilişkisini yorumlamışlardır. Parasnis (1965) doğadaki rezistivite kontrastına sahip gömülü madenlerle ilgili çalışmasında iletken maden filizlerindeki rezistivite kontrastının $\rho_2/\rho_1=0.01$ ile 0.1 aralığında olduğunu belirlenmiştir.

Yeken (1991), üç boyutlu dayk ve antiklinal modelleri üzerinde deneysel ve teorik özdirenç

tepkileri ile ilgili ölçümleri yapmıştır. Ayrıca Kurtuluş ve Yeken (1993), Yeken ve Kurtuluş (1997), üç boyutlu iletken modeller üzerinde derinlik-rezistivite ölçümleri yapmışlardır.

Bu çalışmada, karstik bir model kütlenin özdirenç yöntemler yardımıyla değişik derinlik ve konumdaki tepkilerinin ölçülmesi amaçlanmıştır. Modele değişik özdirenç ölçüm yöntemi de uygulanarak elde edilen anomali haritası ve kesitleri yorumlamada kullanılmıştır.

YÖNTEM

Yarı-sonsuz Homojen bir Ortamda Potansiyel Dağılımı

Homojen ve izotrop bir ortamda ρ özdirençine sahip ve içinden I akımı geçen bir tabakada verilen bir nokta kaynaktan r uzaklığındaki bir noktada J akım yoğunluğu;

$$J = E/\rho = -1/\rho (\partial V/\partial r) \quad (2.1.1.)$$

ile verilir (Burada; V , potansiyel farkı, E , elektrik alanıdır.).

Kaynaktan r uzaklığında bulunan bir küre yüzeyinden geçen akım için;

$$I/4\pi r^2 = E/\rho = -1/\rho (\partial V/\partial r) \quad (2.1.2.)$$

yazılabilir. Buradan;

$$\partial V = -(I/\rho / 4\pi r^2) \partial r \quad (2.1.3.)$$

olarak bulunur. (2.1.3) eşitliğinin her iki tarafının integrali alınarak,

$$\int \partial V = \int (I/\rho / 4\pi r^2) \partial r \quad (2.1.4.)$$

$$V = \rho I / 4\pi r + C \quad (2.1.5.)$$

elde edilir. Burada C bir sabittir. Kaynaktan çok uzaklarda potansiyelin sonlu bir değeri olmayacağından, C sıfır olacaktır. Yerküre hava ile sınırlandırılmış için, ortam yarısonsuz olmaktadır. Bu durumda ise potansiyel farkı,

$$V = \rho I / 2\pi r \quad (2.1.6.)$$

ile verilmektedir

Teorik Modelleme

J akım yoğunluğu;

$$J = -\sigma(\nabla \cdot \phi) \quad (2.2.1.)$$

olarak bilinmektedir. Homojen ve izotrop bir ortamda süreklilik bağıntısı,

$$\text{div} J = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(x) \delta(y) \delta(z) \quad (2.2.2.)$$

şeklinde yazılabilir. (Burada; ρ , yük yoğunluğudur). Üç boyutlu bir ortamda (2.2.2.) bağıntısı,

$$-\nabla[\sigma(x, y, z) \cdot \nabla \phi(x, y, z)] = \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(x_c) \delta(y_c) \delta(z_c) \quad (2.2.3.)$$

şeklinde yazılır. (y) yönünde bir iletkenlik dağılımının olmadığı varsayıldığında (2.2.3.) bağıntısı vektörel işlemlerle düzenlenerek ve hesaplama kolaylığı bakımından bağıntıların çözümü Fourier dönüşümü ile (y), (ky) ortamına çevrilerek;

$$-\nabla \left\{ \frac{1}{\rho} \nabla \cdot \phi(x, k, z) \right\} + jk y \sigma(x, z) \phi(x, k, z) = Q \delta(x_c) \delta(z_c) \quad (2.2.4.)$$

verilir. Burada Q parametresi (x, ky, z) ortamında sabit ve durgun hal akım yoğunluğu olup ;

$$Q \delta(x_c) \delta(z_c) = \frac{1}{2} \frac{\partial \rho}{\partial t} \delta(z_c) \quad (2.2.5.)$$

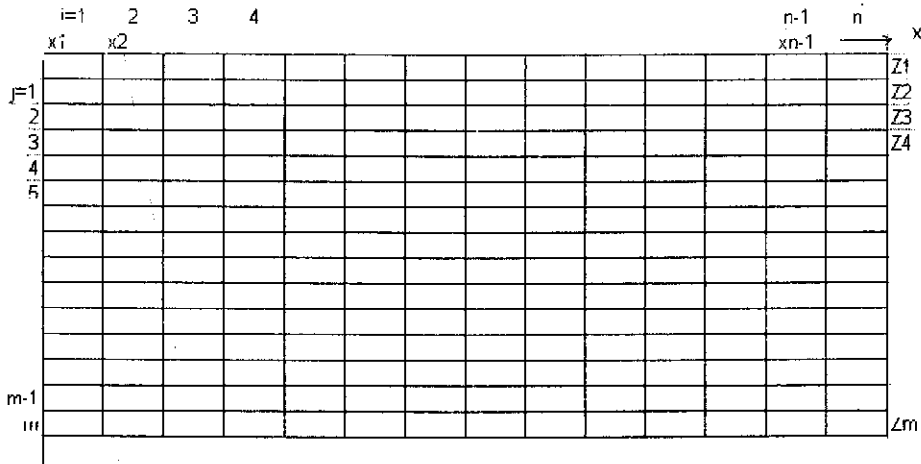
olarak yazılır. Q akım yoğunluğu (x_c, z_c) noktasındaki I akımıyla

$$Q = \frac{I}{2\Delta A} \quad (2.2.6.)$$

ile ilişkili olarak değişmektedir. (Burada ΔA ; (x_c, z_c) etki noktası etrafındaki alan olarak alınmıştır.)

Ayrıklaştırma

Teorik modellemede yarı-sonsuz bir ortamın tanımlanması için iki boyutlu ortamda yatay (x) ve düşey (z) doğrultudaki sınırlar gridlenir. Gridlemede; (x) yönündeki düğümler $i = 1, 2, 3, 4, \dots, n$ ve (y) yönündeki gridler ise $j = 1, 2, 3, 4, 5, \dots, m$ olarak alınmıştır (Şekil 1).



Şekil 1: Ayırıklaştırılmış kare grid

Figure 1: Discreted square grid

Noktasal Ayırıklaştırma

Bir R bölgesinde herhangi bir düğüm noktasındaki potansiyel,

$$\begin{aligned} \nabla^2 [\sigma(x,z)\phi(x,k_y,z)] + \sigma(x,z)\nabla^2 \phi(x,k_y,z) - \phi(x,k_y,z)\nabla^2 \sigma \\ (x,z) - 2k_y^2 \sigma(x,z)\phi(x,k_y,z) \\ = -2Q\delta(x_c)\delta(z_c) \end{aligned} \quad (2.4.1.)$$

şeklinde yazılabilir. Burada, (∇^2) iki boyutlu kısmi diferansiyel operatörü, $\sigma(x,z)$, $\phi(x,k_y,z)$ ve $\{\sigma(x,z), \phi(x,k_y,z)\}$ ye uygulanır. Burada $\sigma(x,z)$ kondüktivite dağılımı bilinmektedir. Her bir düğüm noktasında kondüktivite değerleri $\sigma_{i,j}$ şeklinde ayrıştırılır. Buradan her düğüm noktasında bulunan ayırık $\phi_{i,j}$ potansiyel değerleri elde edilmiştir. x ve z doğrultularında herhangi bir (i,j) düğümünde bulunan $P_{i,j}$ nin dağılımı sonlu farklar denklemi kullanılarak,

$$\begin{aligned} \nabla^2 P_{i,j} = \frac{2}{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1})} \left[\frac{(P_{i-1,j} - P_{i,j})}{\Delta x_{i-1}} + \frac{(P_{i+1,j} - P_{i,j})}{\Delta x_i} \right] \\ + \frac{2}{(\Delta z_j + \Delta z_{j-1})} \left[\frac{(P_{i,j-1} - P_{i,j})}{\Delta z_{j-1}} + \frac{(P_{i,j+1} - P_{i,j})}{\Delta z_j} \right] \end{aligned} \quad (2.4.2.)$$

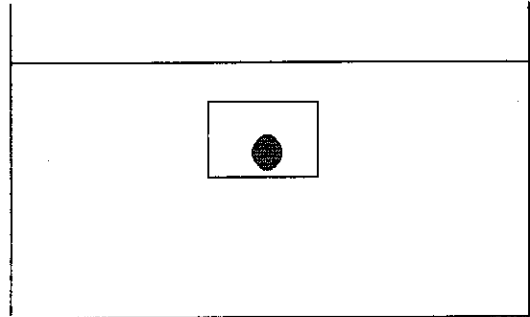
şeklinde ifade edilebilir (Polozhi,1965). (2.4.2.) fark operatör bağıntısının gridlenen herhangi bir (i,j) düğüm noktasına uygulanmasıyla aşağıdaki ayırıklaştırılmış değerler bağıntısı elde edilir:

$$\begin{aligned} \phi_{i,j} \left[\frac{-2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1}) \cdot \Delta x_{i-1}} \right] + \phi_{i,j} \left[\frac{-2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta x_i + \Delta x_{i+1}) \cdot \Delta x_{i+1}} \right] + \phi_{i,j} \left[\frac{-2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta z_j + \Delta z_{j-1}) \cdot \Delta z_{j-1}} \right] \\ + \phi_{i,j} \left[\frac{-2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta z_j + \Delta z_{j+1}) \cdot \Delta z_{j+1}} \right] + \phi_{i,j} \left[\frac{2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta x_i + \Delta x_{i-1}) \cdot \Delta x_{i-1}} \right] + \phi_{i,j} \left[\frac{2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta x_i + \Delta x_{i+1}) \cdot \Delta x_{i+1}} \right] + \phi_{i,j} \left[\frac{2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta z_j + \Delta z_{j-1}) \cdot \Delta z_{j-1}} \right] \\ + \phi_{i,j} \left[\frac{2(\sigma_{i,j} + \sigma_{i,j+1})}{(\Delta z_j + \Delta z_{j+1}) \cdot \Delta z_{j+1}} \right] = 2Q\delta(x)\delta(z) \end{aligned} \quad (2.4.3.)$$

EKİPMAN

Model Tankı: 280 x104x110 cm boyutlarında PVC den yapılmıştır (Şekil 2).

Model: Deney modeli 58x32x44 cm boyutlarında, 2/13 grafit+çimento oranında 134*m lik özdirence sahip olup modelin uzun eksenine dik olarak d=12 cm çapında yatay bir silindirik karstik yapı olarak yerleştirilmiştir (Şekil.3). Yapılan ölçümlerde; silindirik anomali kaynağının doğrultusu uzun eksen doğrultusu ve ölçüm profili doğrultusuna dik konumda tutulmuştur.

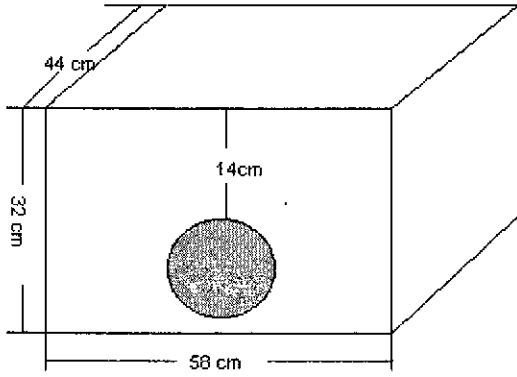


Şekil 2: Model tankı

Figure 2: Model Tank

Ölçüm Cihazı ve Tekniği

Laboratuvar çalışmalarında VF IP/III LP (değişken frekanslı IP/Rez.) modelindeki ekipman kullanılmıştır. Alıcının giriş empedansı; 22 MΩ ve maksimum ölçme sınırı; 100 Volt'dur. Verici ise; 12V/400V DC-DC konverter yardımıyla 0.5-4 Hz kademelerinde kare dalga üretici özelliğindedir. Ayrıca vericinin ürettiği kare dalga karakteristiğini ölçmek ve kontrol etmek amacıyla osiloskop kullanılmıştır.

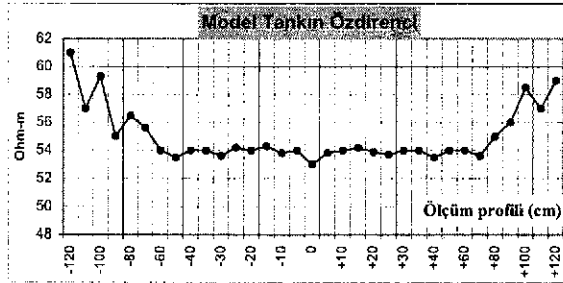


Şekil 3: Karstik model
Figure 3: Karstic Model

Çalışmada ölçüm profili boyunca Schlumberger geometrik açılım sistemi uygulanmıştır. Tank içinde belirli derinliklerde tutulan model üzerinde 2 cm aralıklarla bir profil boyunca kaydırılmal ölçüm uygulanmıştır (Şekil 2).

UYGULAMA

Model tankının suyu ortalama 54 Ohm-m'lik sabit bir özdirenç değerinde tutulmuştur. Suyun homojenliğini sağlamak için, tank içine bir sirkülasyon pompası yerleştirilmiştir. Yapılan çalışmada tank duvarının etki alanı tank duvarına yaklaşık 70 cm' den daha yakın bir aralıkta başladığı gözlenmiştir (Şekil 4).

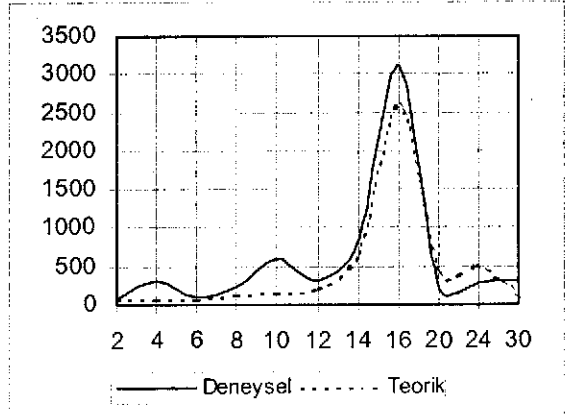


Şekil 4: Model tank suyunun özdirenç
Figure 4: Resistivity of the water in the model tank

KARSTİK MODELİN DERİNLİK ÖZDİRENÇ TEPKİSİ

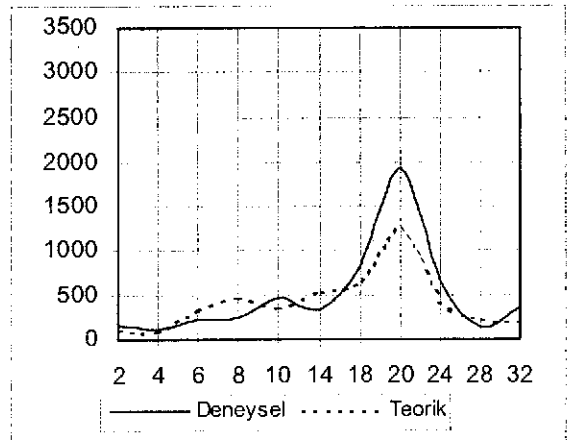
Çalışmada kaydırılmal Schlumberger geometrik dizilimi kullanılarak değişik model derinliklerinde elde edilen derinlik-özdirenç eğrileri elde edilmiştir (Şekil 5,6,7). Buna göre ;

Karstik model $h=2$ cm, $h=6$ cm ve $h=10$ cm'lik derinliklerde tutularak anomalinin genliği ve derinlik-özdirenç ilişkisi belirlenmiştir (Şekil 5,6,7).



Şekil 5: Derinlik-Özdirenç ilişkisi (Yatay eksen ölçme derinliğini, dikey eksen özdirenç tepkisini göstermektedir. Model derinliği, $h=2$ cm).

Figure 5: Relationship between depth and resistivity (Horizontal axis is measurement depth, vertical axis is resistivity response. Model depth, $h=2$ cm)



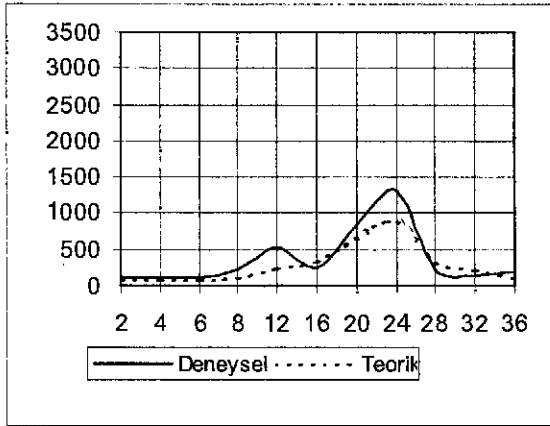
Şekil 6: Derinlik-Özdirenç ilişkisi (Model derinliği, $h=6$ cm).

Figure 6: Relationship between depth and resistivity (Model)

SONUÇLAR

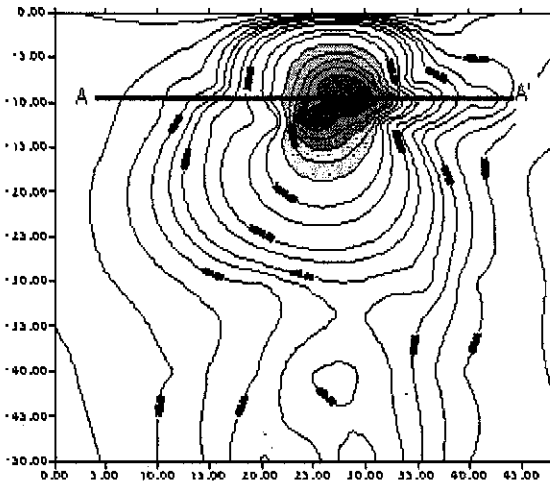
Schlumberger geometrik elektrot sistemi kullanılarak yapılan tank modeli ölçümlerinde, karstik model olarak alınan silindirik boşluğun derinlik-özdirenç tepkisi ölçülmüştür. Ölçümler, modelin uzun eksen doğrultusuna dik ve simetrik bir profil boyunca alınmıştır. Özdirenç ölçümleri çalışmalarında elde edilen sonuçlar aşağıda sıralanmıştır:

Model-silindirik boşluk-tank suyu kontaktında bozucu etkiler ve salınımlar belirlenmiştir (Şekil 5,6,7). Bu düzensizlikler, yarı sonsuz



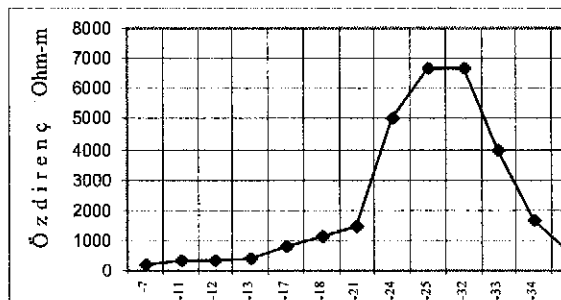
Şekil 7: Derinlik-Özdirenç ilişkisi (Model derinliği, $h=10$ cm).

Figure 7: Relationship between depth and resistivity (Model depth, $h=10$ cm)



Şekil 8a: Örnek bir arazi verisi ile karstik boşluğun özdirenç anomali (Kandıra-İzmit)

Figure 8a: Sample field data with the resistivity anomalous of the karstic cave (Kandıra-izmit)



Şekil 8b: Örnek arazi çalışması: karstik boşluğun özdirenç anomali profili (Kandıra-İzmit)

Figure 8b: Sampled field study: Resistivity anomaly profile of the karstic cave (Kandıra-izmit)

ortam olarak düzenlenen deney tankındaki duvar yansımalarından kaynaklanmaktadır.

Bu çalışmada model, model tankı ve ölçme derinliği ile ilgili bir "ölçüm oranı" belirlenmiştir. Belirlenen bu orandan büyük elektrot açılımlarında özdirenç-derinlik ilişkisi daha çok bozulmakta ve gürültünün genliği anomali kaynağını aşmaktadır. Bu çalışmaya göre; model tankının uzun eksenini ile aynı doğrultusundaki ölçüm oranı 5/1 olarak belirlenmiştir. Ayrıca model ile ortamın kondüktivite oranları (s_2/s_1) ise en az 20 kat olmamalıdır.

Farklı model derinlikleri için yapılan ölçümlerde anomalinin genliği derinliğin lineer bir fonksiyonu olarak azalmıştır. Bu çalışma örnek bir arazi ölçümleri ile doğrulanmıştır. Ancak bu model çalışmasında model derinliği (h), model yüksekliğinin yarısını geçtiği durumda bir uyumsuzluğun ortaya çıktığı gözlenmiş ve bu nedenle model derinliği $h=10$ cm den fazla alınmamıştır (Şekil 5,6,7).

DeneySEL ölçüm verileri ile sonlu farklar yöntemiyle hesaplanan özdirenç eğrisi için elde edilen uyum $h=10$ cm'den sonra bozulmuştur. Tank modeli çalışmaları ile arazi ölçümlerinden elde edilen ve düzgün geometrisi bulunmayan karstik yapının özdirenç eğrisinin karakteri genel olarak benzerlik içindedir. Bu durum A-A' kesitinde de görülmektedir (Şekil 8.a ve 8.b)

DEĞİNİLEN BELGELER

- Bhattacharya, P.K., and Gupta, R.N., 1963, Unipol method of Electrical profiling Geophysics, Vol.23, No.4, pp.608-616.
- Parasnis, D.S., 1964, Long, horizontally cylindrical ore body at arbitrary depth in the field of two linear current electrodes. Geophysical Prospecting 12(4):457-487.
- Parasnis, D.S., 1965, Theory and practice of electric potential and resistivity prospecting using linear current electrodes. Geoexploration, 3(1):3-69.
- Naidu, P.S., 1966, Theoretical Analysis of apparent resistivity over a dike of arbitrary shape. Geophys. Prospecting 4(2):168-183.
- Apparao, A., Roy, A. and Mallick, K., 1969, Resistivity Model Experiments, Geoexploration, 7, 45- 54.
- Gupta, R.P., Singh, J., 1970, Model Tank Experiments For Resistivity Pure and Applied Geophysics. 81, 192-201.
- Apparao, A., 1979, Model Tank Experiments on

- Resolution of Resistivity Anomalies Obtained Over Buried Conducting Days Inline and Briedside Profilling, Geophysical Propecting 27,635 663.
- Yeken,T., 1991, Üç boyutlu modeller üzerinde deneysel ve teorik D.C. özdirenç ölçümlerinin yorumu, Y.Lisans tezi, I.Ü.-Fen Bilimleri Ens.,İstanbul.
- Kurtuluş, C., Yeken, T., 1993, Üç boyutlu iletken bir graben üzerinde rezistivite model çalışmaları, Türkiye 13. Jeofizik Kurultayı, Ankara.
- Yeken,T.,Kurtuluş, C., 1998, Mekanik Rôle Seperatörlü İletken Tank Modeli alışması, Ç.Ü. Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Adana.

ÇUKURBAĞ FORMASYONUNUN SEDİMANTOLOJİK ÖZELLİKLERİ

SEDIMENTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE ÇUKURBAĞ FORMATION

Ali GÜREL

N.Ü. Müh.-Mim. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, 51200 NİĞDE

ÖZ

Oligosen yaşlı Çukurbağ formasyonu, Aladağ Grubu, Ulukuşla Grubu ve Niğde Masifi arasında, dar ve uzunlamasına bir şerit halinde bulunan havzada depolanmış olup, çakıltı, kumtaşı, silttaşı, kiltası ve marn aralanmasından oluşmuştur. Çukurbağ formasyonunun sedimantolojik özelliklerini belirlemek için mineralojik ve kimyasal yöntemler uygulanmıştır. Tane boyu analizleri, Çukurbağ formasyonu sedimanlarının çok kötü boylanmış olduğunu ve kuvvetli pozitif yamukluk-pozitif yamukluk ve simetriğe yakın yamukluk sunduğunu göstermektedir. Çukurbağ formasyonu sedimanlarında yaygın olarak kuvars, feldispat, kalsit, ojit ve demiroksit mineralleri belirlenmiştir. Yaygın kil mineralleri, simektit, karışık tabakalı kil ve kaolinitir. Çukurbağ formasyonunun alt ve üst seviyelerinden alınan kil örnekleri üzerinde yapılan kimyasal analizler sonucu, Dünya Kiltası ve Dünya Kitasal Kabuk ortalama verilerine göre SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O ve P_2O_5 ana element oksit miktarları azalmış, MgO , CaO ve C miktarları ise artmıştır. Çukurbağ formasyonuna ait ana fasiyes dağılımlarını gösteren 4 adet ölçülü kesit alınmıştır. Burada, masif çakıltı, tabakalı çakıltı, paralel tabakalı kumtaşı, çapraz tabakalı kumtaşı, laminalı silttaşı ve laminalı çamurtaşı-marn ve jipsli seviyeler olmak üzere 7 fasiyes türü ayırtlanmıştır. Yapılan çalışmalar sonucu, Çukurbağ Formasyonuna ait sedimanter malzeme, su ve gravitenin etkisi altında, kısa ve uzun mesafelerden, işlenmiş olarak taşınmış ve alüvyal yelpaze ve göl ortamlarında tekrar depolanmıştır.

ABSTRACT

The Oligocene aged Çukurbağ formation, deposited within a long narrow basin surrounded by the Aladağ Group, the Ulukuşla Group, and the Niğde Massive, is consisted of conglomerate, sandstone, siltstone, claystone, and marl. A number of analytical methods including, mineralogical, and chemical techniques were employed to investigate the sedimentological characteristics of the formation. According to the grain size analyses, sediments of the formation are very badly sorted and they have strong positive-positive skewness and nearly symmetrical skewness. These sediments are mainly quartz, feldspars, calcite, augite, and Fe-oxides. Common clay minerals observed include smectite, mixed-layered clay, and kaolinite. The chemical analyses carried out on the samples representing the base and the top of the formation indicated that SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , and P_2O_5 contents are low, however, MgO , CaO , and C contents were high comparing to the world clay standards and average continental crust values. Four measured profiles showing the distribution of principle facies within the formation were prepared. Based on the profile analysis, 7 distinct lithological fasiyes were distinguished that include massive conglomerate, bedded conglomerate, stratified sandstone, cross-bedded sandstone, laminated siltstone, laminated mudstone-marl, and laminated mudstone-gypsum horizons. This study suggests that the sediments of this formation should be reworked material transported from various distances and deposited in an alluvial fan and lacustrine environments.

AKARSU HAVZALARINDA KAYNAKLAR ARASI ETKİLEŞİM VE PLANLAMA ESASLARI

PLANNING PRINCIPLES AND WATER RESOURCES INTERACTION IN WATERSHEDS

Necatî GÜLBAHAR

N.Ü. Aksaray Müh. Fakültesi İnşaat Müh. Bölümü, 68100 AKSARAY

ÖZ

Hızla artan dünya nüfusunun çeşitli talepleriyle doğal kaynaklar üzerindeki baskı her geçen gün artmaktadır. Yenilenebilir kaynakların aynı miktarda kaldığı kabul edilirse, yenilenemeyen kaynakların hızla azaldığı bir gerçektir. Yenilenebilen bir kaynak olan su kaynakları, değişik zaman ve mekanlarda, yenilenemeyen bir kaynak konumunda da olabilmektedir. Artan su ihtiyacına karşılık son yıllarda yaşanan global iklim değişiklikleri nedeniyle; ülkemizde gözlenen aşırı buharlaşma, kuraklık, erozyon ve sel baskını gibi problemler, su kaynakları planlamasını daha da kritik hale getirmiştir. Bu nedenle bir akarsu havzasında, başta su kaynakları olmak üzere, diğer doğal kaynaklardan, israf edilmeden, kirletilmeden en azından aynı kalite muhafaza edilerek sürekli olarak faydalanılabilmesi için verimliliği esas alan bir koruma ve kullanma dengesinin göz önüne alınması, insanlığın geleceği açısından çok büyük önem arz etmektedir. Bu tebliğde bir akarsu havzasındaki diğer doğal kaynakların karşılıklı etkileşimleri dikkate alınarak su kaynaklarını kullanma ve koruma dengesi irdelenmeye çalışılacaktır.

ABSTRACT

The pressure based on demands of the population on natural resources is increased day by day. Even if, the renewable resources are considered as stable ones, it is the fact that the non-renewable resources are decreasing rapidly. So, water resources are considered both renewable and non-renewable at different time and places. The increasing demand of population for water resources, over evaporation and droughts have been frequently observed in our country. Therefore, the planning of water resources have become the most critical and strategical topic. So, it is important to consider the balance on use and protection for mainly water resources in addition to other natural resources in watersheds. Consequently, natural resources have to be utilised and used efficiently at least at the same quality without wasting and deteriorating them for common future. In this paper, the balance of the use and protection of the natural resources will be discussed including the interactions among them.