

TPJD BÜLTENİ

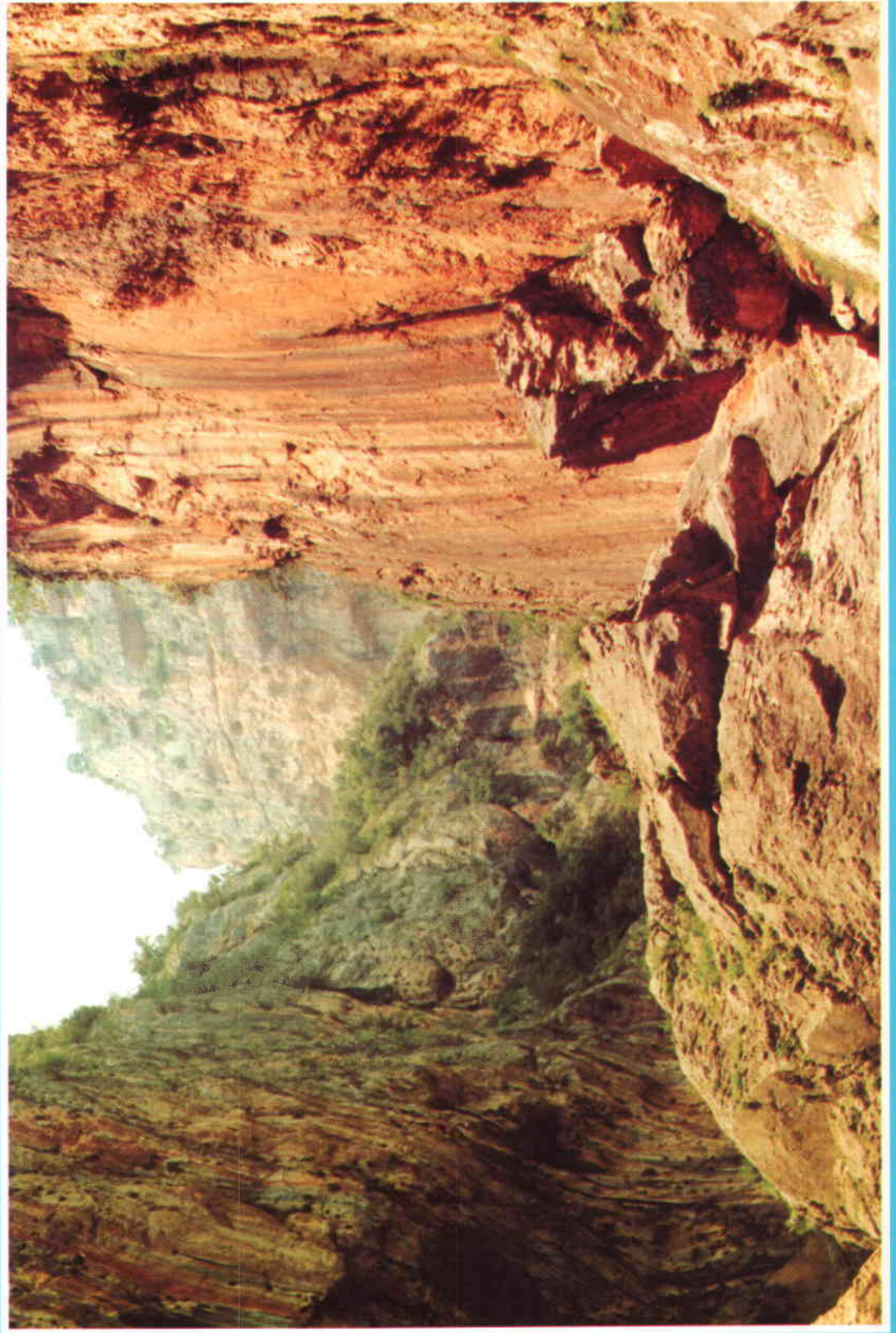
TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ

TAPG BULLETIN

TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS



CİLT : 10, SAYI : 1,
VOLUME : 10, NO : 1,



Kapak Resmi : Karaisalı ilçesinin yakın batısında Kepez mevkiinde akıt Suyu kanyonunda Miyosen yaşı Karaisalı Kiretaşı'nın görünüşü.

Fotoğraf : Hüseyin Kozlu

Cover : A view of the Miocene Karaisalı Limestone from the akıt Suyu canyon, located at Kepez region, west of Karaisalı.

Photography by : Hüseyin Kozlu

TPJD YÖNETİM KURULU
TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

Ahmet Sami DERMAN	Başkan President
Serpil TEYMUR	2. Başkan Vise President
Cem MENLİKLİ	Yazman Secretary
Metin GAYRET	Sayman Treasurer
Halil İbrahim KAYA	Üye Member
Hamit AKALIN	Üye Member
Güher KARAHASAN	Üye Member

YAYIN SORUMLUSU
MANAGING EDITOR
Güher KARAHASAN

YAYIN KURULU
PUBLICATION BOARD

Ahmet GÜVEN	TPAO
Kadir UYGUR	TPAO
Erdin BOZKURT	ODTÜ

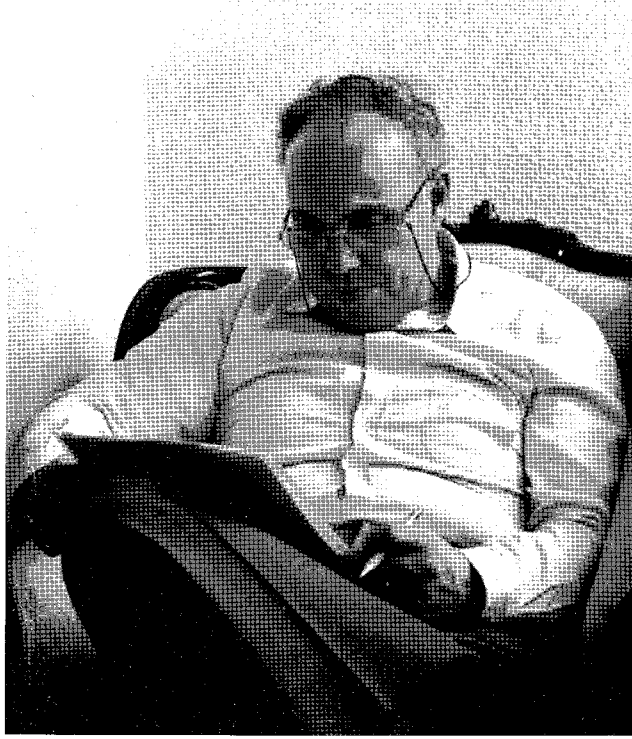
BU SAYIDAKİ İNCELEME KURULU
EDITORS IN THIS ISSUE

Sevinç ALTINER	ODTÜ	Halim MUTLU	Osmangazi Ü.
Niyazi AVŞAR	ÇÜ	Haki NAZ	TPAO
Atilla CİNER	HÜ	Mehmet ÖNAL	İnönü Ü.
Ömer ÇUHADAR	TPAO	Necdet ÖZGÜL	Geomar Müh.
Cemal GÖNCÜOĞLU	ODTÜ	Gürol SEYİTOĞLU	AÜ
Nilgün GÜLEÇ	ODTÜ	Şakir ŞİMŞEK	HÜ
Erdal KEREY	İÜ	Süleyman TURGUT	TPAO
Hüseyin KOZLU	TPAO	Asuman TÜRKMENOĞLU	ODTÜ

TPJD ADINA SAHİBİ
EXECUTIVE DIRECTOR
A. Sami DERMAN

YAZIŞMA ADRESİ
CORRESPONDENCE ADDRESS

İzmir Cad. II No : 47/14
06440 Kızılay - Ankara
Tel : (90 312) 419 86 42
(90 312) 419 86 43
Fax: (90 312) 285 55 66
E-mail: tpjd @ tpjd.org



YİTİRDİKLERİMİZ

PROF. DR. AYHAN ERLER

Prof. Dr. Ayhan Erler 1 Eylül 1946'da Ankara'da doğdu. İlk ve orta öğrenimini Ankara'da tamamladı ve 1968'de Ortadoğu Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nden mezun oldu. 1970'de ODTÜ Jeoloji Mühendisliği'nde yüksek lisans ve 1974'de Utah Üniversitesi Maden Mühendisliği Bölümü'nde ise doktorasını tamamladı. Ayhan Erler ODTÜ'de araştırma görevlisi, okutman, yardımcı doçent ve doçent olarak çalıştı. 1989'da Maden Yatakları ve Jeokimya profesörü oldu.

Prof. Erler 1979 - 1987 ve 1988-1990 yılları arasında ODTÜ Jeoloji Müh. Bölümü'nde Bölüm Başkan Yardımcılığı yaptı. Erler'i 1998 yılının 13 Ekim'inde umulmadık biçimde kaybettiğimizde Doğal ve Uygulamalı Bilimlerin Müdür Yardımcısı ve ODTÜ Mühendislik Fakültesi İdare Heyeti üyesiydi.

Erler birçok burs ve ödül aldı. Bunlardan ikisi MTA (1965-1968) ve USAID (1970-1974) burslarıdır. 1985'de Tübitak Bilim Teşvik ödülüne hak kazandı ve 1992'de Jeoloji Mühendisleri Odası Altın Çekiç ödülünü aldı.

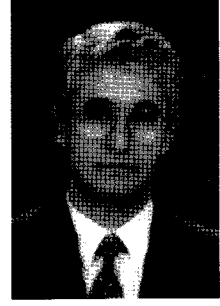
Prof. Erler'in ilgi duyduğu başlıca araştırma alanları maden yatakları, hidrotermal alterasyon, bakır - kurşun - çinko - altın yataklarının jeolojisi, jeokimyasal keşif teknikleri, granitoidlerin petrolojisi ve kömür jeokimyasını içermektedir. Kendisinin bu geniş araştırma alanlarında çalışmasıyla birlikte çok parlak hafızası ve bilim dünyası için bitmek bilmeyen çalışma şevki, ulusal ve uluslararası düzeyde 7 kitap, 35 makale yayını ve sayısız araştırma projelerinin gerçekleştirilmesi olarak sonuçlanmıştır.

Evli ve iki kız çocuğu babası olan hocamız Prof. Dr. Ayhan Erler'i 13 Ekim 1998 günü yitirdik. Ailesine, yakınlarına ve bütün meslektaşlarımıza başsağlığı dileriz.

Değerli Meslektaşlarım,

Önemine inandığım bir kaç konuda fikirlerimi "Fikirler Paylaşıldıkça Büyür" sözünden yola çıkarak sizlerle paylaşmak istiyorum.

Türkiye Petrol Jeologları Derneği 1958'den bu yana çeşitli faaliyetleri ile mesleğimize katkıda bulunmuştur. Bu katkılara düzenlenen 12 mesleki kongre ve bunların bildiri kitapları ile her sene yayınlanan dergi ve daha bir çok faaliyet dahildir. Başında Türkiye adı bulunan nadir dernekler arasındadır. Bu güne kadar değerli bir çok meslektaşımız çeşitli şekillerde dernek faaliyetlerine katkıda bulunmuşlardır. Bu arkadaşlarımızı minnetle anıyoruz. Ancak son zamanlarda bu konuda bir isteksizlik gözlenmektedir. Bir genel kurul bile çok az sayıda üyenin katılımıyla yapılabilmektedir. Dernekler, üyelerinin gönüllü hizmetleri ile yürür ve büyür. Dernek yönetimleri sadece derneğin ileri götürülmesi amacı etrafında birleşirlerse ve bu amaç için çalışırlarsa başarı vardır. Aksi halde derneğin başarılı çalışmalarına imza atması yerine, gelinen noktadan geriye gitmesi ve varlık gösterememesi kaçınılmazdır. Bu nedenle tüm dernek üyesi meslektaşlarımızı dernekte gönüllü görev almaya, bu kutsal görevde yarış içerisinde olmaya ve derneği mümkün olduğunca ileriye taşımaya davet ediyorum. Kurulduğundan bu yana, Başkanlık görevini üstlenen meslektaşlarımızın Türkiye Petrolleri'ndeki odalarında yaşam savaşı veren derneğimiz uzun uğraşı ve özveri çalışmalardan sonra nihayet bir dernek binasına kavuşmuştur. İzmir Caddesi 47/14 nolu dairenin mülkiyetini satın alan Derneğimiz artık çalışmalarında daha bağımsız ve özgür hareket etme imkanına kavuşmuştur. Dört adet bilgisayar, bir adet belge tarayıcı, bir adet film ve slayt tarayıcı, 2 adet slayt makinası ve tepegöz ile televizyon alınmıştır. İnternet bağlantısı tesis edilmiş, tpjd.org domain ismi satın alınmış ve kullanıma sunulmuştur. Derneğin 2 adet telefonu ve bir adet faksı da hizmettedir.



Kadirşinaslık; sadece meslek alanında değil, tüm alanlarda gösterilmesi gereken ve harcanan emeğin saygı ile kabulü ve takdir edilmesidir. Eğer kadirşinaslık gösterilmez, verilen emek ve harcanan çabalar gözardı edilirse, hizmet edecek insan bulmakta zorluk çekilir. Bu nedenle ileride yapılacak çalışmalarda, dernekte başkanlık yapmış, hizmeti geçmiş, fikirleri ve davranışları veya çabaları ile derneğin ilerlemesine katkıda bulunmuş kişilerden oluşan ve resmi olan (tüzükte yer alacak) veya olmayan bir organ dernek yönetiminde tecrübesizlikten ortaya çıkan tıkanmaların önünü de açacaktır.

Mesleki ahlak (ethic) konusu bir mesleğin saygınlığı açısından, dolayısı ile meslekte çalışanların saygınlığının kazanılması açısından hayati önemi olan bir konudur. Mesleklerin kalitesi meslek adamlarının uygulamadaki dürüstlük ve başarıları ile ölçülür. Bir meslek adamının kendi konusu ile bilgi verirken, kişisel çıkarlardan arınmış olarak toplumu bilgilendirmesi, yaptığı çalışmalarda meslektaşlarının katkılarını belirtmesi (bir kelime bile olsa), mesleğinde bilgi ve tecrübeye saygılı olması, ve en önemlisi mesleki konularda doğruyu arayarak, doğru olmaya karşı çıkması mesleki ahlakın temelini oluşturmaktadır. Son zamanlarda mesleki ahlak konusu bir çok alanda tartışılmaya başlanmıştır. Mesleki ahlak, her alanda olduğu gibi bilimsel alanda ve dolayısı ile mesleki alanda da uyulması gereken, insanlık onurunu yücelten, hizmette doğruluk ve dürüstlüğü ön plana çıkaran ve kontrolünün kişinin vicdani sorumluluğu ile sağlandığı kural veya kurallar topluluğudur. Bu konunun ne ifade ettiğini, kardeş kuruluşumuz Amerika Petrol Jeologları Derneği'nin Mesleki Ahlak kurallarını vererek anlatmak ve üyelerimizin bir fikir edinmelerini sağlamak istiyorum.

Mesleki Ahlak Kuralları

Genel Prensipler

- Jeoloji bir meslektir. Bu mesleğin uygulama imtiyazı meslekte ahlak ve meslek sorumluluğu gerektirir.
- Dürüstlük, birliktelik, bağlılık, doğruluk, tarafsızlık, samimiyet, güven, güvene sadakat ve haysiyetinden ödün vermeme, her meslek adamının uyması zorunlu olan görevleridir.
- Mesleğin her bir üyesine yüksek standartlara sahip mesleki ahlak, kişisel onur ve mesleki uygulama yol göstermelidir. Üye kelimesi tüm üyelik sınıflarını kapsamaktadır.

Üyelerin Halk'la ilişkilerinde

- Üyeler meslekleri ile ilgili konularda yanlış, yanlışla yönlendirici ve haksız ifadeler kullanmayacaklar, yanlışlıkları temsil etmeyecekler ve yanlış iddialarda bulunmayacaklar, veya yanlış, aldatıcı tanıtımlar içerisinde olmayacaklardır.
- Üyeler sağlam delillere dayanmayan veya kanunlara uygun olmayan rapor veya haritalarının yayınına veya kullanılmasına izin vermeyeceklerdir.
- Üyeler gerekli ve yeterli şekilde bilgilendirilmedikleri sürece, mesleki düşüncelerini bildirmeyecekler, rapor düzenlemeyecekler ve kanuni şahitlikte bulunmayacaklar.

Üyelerin işverenleri ve müşterileri ile ilişkilerinde

- Üyeler muhtemel bir işe girecekler ise işverenlerine veya işyeri sahibi iseler müşterilerine, ilişkilerinde uyuşan veya çatışan menfaatleri konusunda bilgi vereceklerdir.
- Üyeler bir işverenin veya müşterinin gizli bilgilerini, işverenden veya müşteriden izin almadan açıklamayacak, jeolojik bilgilerin kazanılması sırasında elde edilen bilgilerden dolayı herhangi bir menfaat çatışması olmasından kaçınacaktır.

Üyenin diğer bir üye ile ilişkisinde

- Üyeler; bilerek veya bilmeyerek başkalarının saygınlığına veya işine zarar vermeye teşebbüs etmeyecektir.
- Üyeler; başkalarının yaptıkları çalışmalara herhangi bir baskı olmaksızın atıf yapacaklar (referans verecekler), kendileri yapmış gibi göstermekten kaçınacaklar, ve başkaları tarafından atıf yapılsa bile bu yanlışlıkla yapılan atfı kabul etmeyeceklerdir.
- Üyeler; diğer kişi, kişiler veya kuruluşlarla meslekte işbirliği konusunda tüm iyi niyeti gösterecekler ve jeolojik bilginin ahlaki prensipler içerisinde yayılmasında teşvik edici olacaklardır.

Derneğe karşı görevleri

- Derneğin üyeleri, Ahlak Kuralları'nda belirtilen standartlara uymayan, özellikleri uygun olmayan kişilerin üyeliğe seçilmemelerinde derneğe yardımcı olacaklardır.
- Dernek**'te devamlı üyeliğe müracaat eden üyeler, bu Ahlak Kuralları'nda belirtilen standartlara uyma ve bu standartları uygulama konusunda fikir birliğinde olmalıdırlar.
- Üyeler; **Dernek** üyeliğini kullanarak **Dernek** onayını aldığını, derneğe tavsiyede bulunduğunu, projelerin ve tekliflerin **Dernek** tarafından onaylandığını ima etmemelidir.

Mesleki sorunlarımızdan birisine daha atıfta bulunmak istiyorum. Zaman zaman üniversitelerimizdeki öğrencilere verilen ödevler nedeniyle öğrenciler derneğe veya **Dernek** üyelerine başvurmaktadır. Verilen ödev konuları, Türkçe mesleki yayınlarda bulunamayan konulardır. Bu öğrencilerin büyük çoğunluğunun İngilizce'leri de yabancı yayınlardan çeviri yapacak düzeyde değildir. Bu durumda mesleğe yeni atılacak genç meslektaş adayları bu bilgileri nereden bulacaklardır. Tercüme bürolarına giderek ve tercüme yaptırarak bu sorunun üstesinden gelmeleri de pek kolay görünmemektedir. O halde ne yapılmalıdır? Önerimiz, değişik konularda Türkçe yayınlar hazırlanması, yurt dışında yapılan yayınların Türkçelerinin Türkiye'de yayınlanmasını sağlanmasıdır. Bunu YÖK bir özel yayınlı yapabileceği gibi her üniversite kendi elemanlarının yaptığı yabancı yayının Türkçesini kendi üniversite dergisinde yayınlayarak ve üniversiteler arasında yayın değişimi yaparak sağlayabilir. Bu yolla hem yabancı dil bilmeyen genç meslektaşların bu yayınlara ulaşmaları, hem de Türkiye'de araştırma yapan genç, yabancı dili olmayan bilimadamlarına kaynak sağlanması mümkün olur. Zaten dünyada yayınlanan tüm mesleki yayınları alamayan üniversitelerimiz yanında, uzun zamandan beri Kamu Kurumları da yabancı yayınların temin edilmesi konusunda büyük sıkıntılar yaşamaktadırlar. Hatta tasarruf bahanesi ile kurumlardaki bir çok yayının kesilmeye çalışıldığını da bir kaç seneden beri izlemekteyiz. Bir ülkede yeteri kadar yayın yapılamıyorsa, yurt dışından gelen ve bilim alanında yapılan çalışmaların izlenebileceği yayınlar da kesiliyorsa, nasıl bilimsel çalışma yapılacağını ve temeli bilim olan teknik çalışmaların nasıl yürütülebileceğini biz meslek kuruluşu olarak anlamakta güçlük çekiyoruz. Ülkelerin bilim alanında nasıl ileri gittiklerinin ve bilimsel çalışmalarda nasıl başarılı olduklarının ölçütü kütüphaneleridir. Kütüphane olmadan, bilimsel alanda yapılan çalışmalar olmadan bir ülkede bilim yapıldığından söz edilemeyeceği kanısındayız.

Dernek yayını olan TPDJ Bülteni'nin yayın hayatını sürdürebilmesi, bilim adamları ve araştırmacıların yaptıkları çalışmaları meslektaşları ile paylaşmak üzere yayınlamalarına bağlıdır. Bugün dünyada yayınlanan yüzlerce ve belki de binlerce dergi arasında Türkiye'den bir kaç tane derginin bulunmaması bence üzüntü duyulması gereken bir konudur. Bu nedenle meslek adamlarının yaptıkları çalışmaları yine meslektaşları ile paylaşmaları, mesleğin gelişimi açısından gereklidir. Zira bir ülkedeki yayınlar o ülkede yapılan bilimsel çalışmaların da bir aynasıdır. Bilimsel çalışmaların kalitesi ve düzeyi bu yayınlarda yansıtılır. Son yıllarda bu konuda büyük bir düşüş yaşanmaktadır. Bunun ana nedenlerinden birisi, üniversitelerde belli akademik ünvanları alabilmek için yabancı dilde yayın mecburiyeti konması, kurumlarda çalışan kişilerin de yayın yapma mecburiyetleri olmadığı için bu zahmete katlanmamaları ve bir diğeri de kurumların eskiden olduğu kadar verimli çalışmalar yapmamalarıdır. Bilimsel alanda kendisi bir şey üretmeyen ülkeler daima diğer ülkelerin arkasından yürümeye mahkumdurlar. Bunu "Türkiye'de bilimsel çalışma yapılmıyor" anlamında kullanmıyorum. Ancak 65 milyon nüfusa erişmiş ve 70 civarında üniversitesi olan bir ülkede daha fazla bilimsel makalenin olması gerektiğini vurgulamak için kullanıyorum.

Mesleki alanda ortaya çıkan bir çok fikre bakarsanız, bunların petrol şirketlerinin öncülüğünde olduğunu görebilirsiniz. Bu nedenle Petrol şirketleri üniversitelerden daha ileride olmak zorundadırlar. Bunun ana nedenlerinden birisi üniversitelerin ulaşamayacağı ve çok pahalı olan verilerin petrol şirketlerinin elinde olmasıdır. Bir diğeri de petrol aramaçılığının çok pahalı bir işlem olmasından kaynaklanmaktadır. Yanlış açılacak bir petrol kuyusu o şirkette çalışan tüm teknik elemanların eğitilmesi için harcanacak paradan daha fazlasını alıp götürmektedir. Bu nedenle petrol şirketlerinde çalışan teknik elemanların devamlı eğitilmeleri, kendilerini yenilemeleri, gelişmeleri takip etmeleri gereklidir. Bu yapılmaz ise petrol şirketi elemanları belirli işleri yapan normal elemanlar haline dönüşür ki, bu yolla petrol bulmanın imkanı olmadığı bilinçli her petrol jeoloğu tarafından çok iyi bilinir.

Son olarak vurgulamaya çalışacağım konu petrol konusunda ülkede bir bilgilendirme kampanyasının başlatılmasıdır. Bir süre önce ziyaretime gelen bir meslektaşım, bazı kimselerin "Türkiyede aslında petrolün var olduğunu, ancak yeteri kadar sondaj yapılmadığı için çıkarılmadığını" ifade ettiklerini belirterek bu konudaki fikrimi sordu. Cevap olarak, sondaj yapmanın petrolü yeryüzüne çıkarmak için bir araç olduğunu, petrolü sondajın değil, bilimsel veriler ışığında geliştirilen fikirler ve değerlendirmeler yardımıyla insanın bulduğunu belirttim. Petrol gelişmiş ülkelerin gelişmişliklerinin altında yatan güçtür. Bu güce ulaşmak istediğin zaman sıkıntısız ulaşabildiğin petrole mümkündür. Petrol 21. yüzyılda da stratejik enerji kaynağı olmaya devam edecektir. Bu güce ulaşmak için kendi elindeki petrol şirketini çalışmaz hale getirmek yerine stratejik planlanmaların yapılması ve bu stratejik planlar doğrultusunda çalışmalar yapılması gerekli ve zorunludur. Zaman zaman ortaya çıkan meslek çekimleri kurumlara zarar vermektedir. Bu nedenle mesleki çekimler bir tarafa bırakılmalı, ülke gerçekleri ışığında, tecrübeli, kendilerini yenilemeyi bilen, dünyadaki gelişmelerden haberdar petrol aramaçıların yardımıyla yeni hedefler saptanmalı bu yolda mesafe alınmalıdır. Aksi halde petrolü arabalarının deposuna konan benzin sanan kişilerle ülkelerin stratejik geleceği planlanamaz. Akıllı insanlar, bir fikir ortaya atıldığında körü körüne karşı çıkmak yerine fikrin değerini araştırarak, uygulanıp uygulanamayacağına araştırmalar sonunda karar veren kişilerdir.

Bu vesile ile hepinize saygılar sunuyor, bilimin ışığında verimli çalışmalar diliyorum.

Dr. A. Sami DERMAN

Başkan

Türkiye Petrol Jeologları Derneği

İÇİNDEKİLER
TABLE OF CONTENTS

Middle Miocene Submarine Fan System of the Adana Basin (Southern Turkey) Adana Baseni (Güney Türkiye) Orta Miyosen Denizaltı Yelpeze Sistemi Kemal GÜRBÜZ.....	1-14
Arapgir (Malatya), Çemişgezek (Tunceli), Elazığ Dolaylarındaki Neojen Birimlerinin Stratigrafik-Sedimentolojik İncelenmesi ve Bölgesel Korelasyonu Stratigraphical - Sedimentological Investigations of Neogene Units in the Area of Arapgir (Malatya), Çemişgezek (Tunceli) and Elazığ, and Their Regional Correlation, Eastern Turkey İbrahim TÜRKMEN ve Ercan AKSOY	15-33
Doğu Toros Otoktonu Paleozoyik Kayalarında Sedimanter Gömülme ile İlişkili Diyajenez ve Çok Düşük Dereceli Metamorfizma Diagenesis and Very Low-Grade Metamorphism Related to Sedimentary Burial of Paleozoic Rocks in the Eastern Taurus Autochthon Ömer BOZKAYA ve Hüseyin YALÇIN	35-54
Authigenic Dikite Formation within Atoka Carbonates and Its Effect on the Reservoir Quality Atoka Karbonatlarında Otijenik Dikit Oluşumu ve Rezervuar Kalitesine Etkisi Muhsin EREN	55-59
Salihli (Manisa) Jeotermal Alanlarının Hidrojeolojik ve Hidrojeokimyasal İncelenmesi Hydrogeological and Hydrogeochemical Study of the Salihli (Manisa) Geothermal Fields Gültekin TARCAN, Şevki FİLİZ ve Ünsal GEMİCİ	61-86
TPJD Bülteni Yazım Kuralları	87-90
Instructions to TAPG Bulletin Authors	

MIDDLE MIOCENE SUBMARINE FAN SYSTEM OF THE ADANA BASIN (SOUTHERN TURKEY)

ADANA BASENİ (GÜNEY TÜRKİYE) ORTA MİYOSEN DENİZALTI YELPAZE SİSTEMİ

Kemal GÜRBÜZ

Çukurova Üniversitesi, Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 01330. Balcalı-Adana

ABSTRACT

A submarine fan system formed during the Middle Miocene in the northern part of the Adana Basin and its fill consists of two small-scale submarine fans. Each of these fans displays some differences in their successions, geometry and paleoflow pattern. The western one is elongate in nature and has a stacked pattern from channelised upper fan to lobate middle fan sections. In contrast, the eastern one is radial in nature and dominated by solitary channels in upper fan, attached lobes in middle fan. Both fans gradually pass upward into lower fan and basin plain sediments. The overall external geometry, paleocurrent pattern of these submarine fans all confirm that the western fan derived from the northwest while the eastern fan supplied from the north.

Key Words: Middle Miocene, Submarine fan, Adana Basin, Southern Turkey

ÖZ

Adana Baseni Orta Miyosen istifinde oluşmuş bir derin denizel yelpaze sistemi; iki adet yelpazesi ile tanımlanabilir. Bu iki denizaltı yelpazesi; istifsel özellikleri, geometrisi, paleokıntı dağılımı açısından bazı farklılıklar sunarlar. Bunlardan batı kısmındaki yelpazenin uzunlamasına geliştiği ve üst yelpazeye ait kanallar ile orta yelpazeye ait lobların birbirine geçişli olduğu saptanmıştır. Bunun aksine; doğu kısmındaki yelpazenin ışınsal, üst yelpazede tekçe kanallardan ve orta yelpazede ise birbirleri ile bağlantılı loblardan oluştuğu saptanmıştır. İki yelpazede daha üstte alt yelpaze ve basen düzlüğü sedimanlarına geçer. Paleokıntı ağı ve geometrileri bu iki yelpazeden batıdaki kuzeybatıdan, doğudakinin ise, kuzeyden beslendiğini ortaya koymaktadır.

Anahtar Kelimeler: Orta Miyosen, Denizaltı yelpazesi, Adana baseni, Güney Türkiye

INTRODUCTION

Among the remaining problems concerned with our understanding of turbidite systems, the nature of the factors governing the inception and evolution of different types of turbidite system remains an important question of current interest. It is generally accepted that answers to this question can best be obtained by studying well-exposed and relatively undeformed sequences, which are constrained by well-defined chronostratigraphy and tectonic history (Mutti et al., 1978; Stow, 1986; Mutti and Normark, 1987, 1991; etc.). Several sequences of this type occur in the Neogene basins of southern Turkey and one selected for this study is the Cingöz Formation of Mid-Miocene age, in the Neogene Adana Basin. The Adana Basin is one sector of the Çukurova Basin Complex bounded by the Ecemiş Fault to the west, the Early Tertiary Tauride orogenic belt to the north and the Amanos mountains to the east (Figure 1). The Adana Basin, separated from the İskenderun

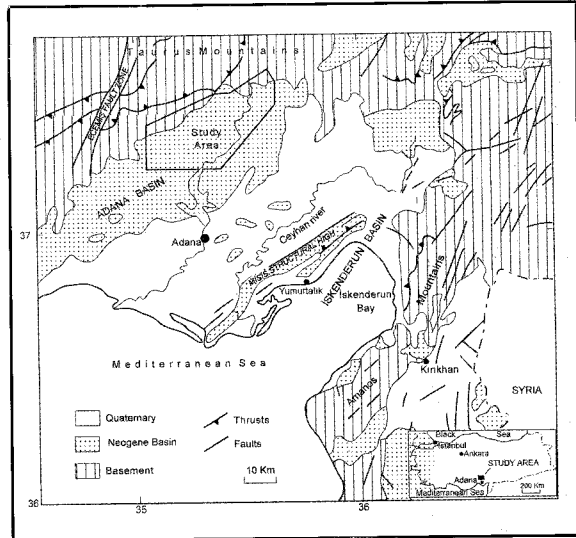


Figure 1: Location map, showing the geotectonic position of the Adana and İskenderun basins and the location of the study area.

Şekil 1 : Adana ve İskenderun basenlerinin jeotektonik konumunu ve inceleme alanını gösteren yer bulduru haritası

Basin by the Misis structural high which trends northeast-southwest (Kelling et al. 1987).

The main aim of this research was to investigate a well exposed ancient turbidite system in order to gain a better understanding of mechanisms and controls involved in the generation and evolution of deep marine turbidite depositional systems. At the outset it was believed that a detailed study of the lightly deformed sandstones of the Cingöz Formation and related units and their comparison with existing turbidite models would provide a better general understanding of turbidite systems, utilising the stratigraphical and sedimentological data. The comparison of these fans by their facies changes, internal geometry, paleoflow pattern will also help to understand the evolution of Cingöz submarine fan system.

THE STRATIGRAPHY OF THE ADANA BASIN

The lithostratigraphical terminology used is mainly the one assigned by Schmidt (1961). It is important to note that because of the complexity of the facies within most formations (rapid lateral and vertical facies changes) the strict application of lithostratigraphic terminology often obscures original depositional relationships (Ünlügenç 1993; Williams et al. 1995). It is thus necessary for detailed facies analysis be carried out on a basin-wide scale to understand the lithostratigraphic evolution of the Cingöz Formation. However, the existing formation names and their formally determined lithological characteristics are used here as far as possible to describe the general stratigraphy (Figures 2 and 3).

Some previous studies the implicit assumptions that: (i) lithostratigraphic units are strictly coeval, and (ii) each unit represents a single sedimentary environment, have led to simplistic and often incorrect palaeoenvironment interpretations. For example; Yetiş et al. (1995) included the Köpekli shales (Schmidt 1961) as lower part of the Güvenç shales. They suggested that Cingöz Formation (submarine fans) occurred as two lobes within the Güvenç Formation. Thus it was considered essential in this study to discuss all these sediments within the concept of depositional megasequences. Four such megasequences are identified by Williams et al. (1995) are described below.

1) First megasequence consists of Karsantı (Oligocene) and Gildirli (Early Miocene) formations. They are red-bed dominated formations that represent the first deposition within the Miocene basin, although the Karsantı Formation may have been de-

posited within an earlier intramontane basin complex (Ünlügenç et al., 1991, 1993). This megasequence includes a variety of interrelated continental facies including lacustrine, fluvial and alluvial fan facies deposited in marginal parts of the basin (Ünlügenç, 1993). During the Early Miocene, fluvial sediments were deposited in the northwestern part of the basin, around Gildirli village (Figure 2), but similar deposits (some probably younger) are locally developed elsewhere. The deposition of this megasequence developed under relatively low sea-level. It is therefore bounded by a basal unconformity with basement.

2) The second depositional megasequence includes the range of shallow marine, carbonate-dominated sediments assigned to the Karaisali (Aquitania? - Burdigalian) and the Kaplankaya Formations (Late Burdigalian). The Kaplankaya Formation used here as formation name includes Köpekli Shales of Schmidt (1961) as well as some other shallow marine sediments. The megasequence includes back-reef, reef-core, fore-reef, fan-delta, delta and a range of sediments from shallow marine to slope (Satur et al., 1999). This megasequence mainly developed during the northward marine transgression during the Aquitania? - Late Burdigalian, establishing reefs on topographic highs, with back-reef and fore-reef deposits in adjacent depressions, while small-scale fan deltas and clastic littoral sequences developed in areas of the northern margin of the basin.

3) Third depositional megasequence, comprises the stacked and/or by-pass channel fills of upper submarine fan, lobate sands of middle submarine fan and finally lower fan and basin plain shales known as Cingöz Formation (Early Langhian to Serravallian). The sequence starts to shallow upwards after filling the basin with submarine fan material and passes upward to storm-dominated offshore or nearshore sequences (Gürbüz, 1993; Ünlügenç, 1993) of Güvenç formation (Serravallian).

Cingöz Formation sandstones, which are the focus of this paper, were described as graywackes by Schmidt (1961). Yetiş and Demirkol (1986) and Yetiş (1988) suggested that these graywackes may have been deposited as "two lobes" within the deep marine shales of the Güvenç Formation (they include Köpekli Shales to the Güvenç Formation as a lower part). They also reported that the "turbiditic" Cingöz Formation is initially conglomeratic, fines upwards into gravelly sandstones, then gradually into sandstones and finally into the shales of the Güvenç Formation. Their suggestion is confirmed in this study and in Gürbüz (1993), the two lobes corresponding

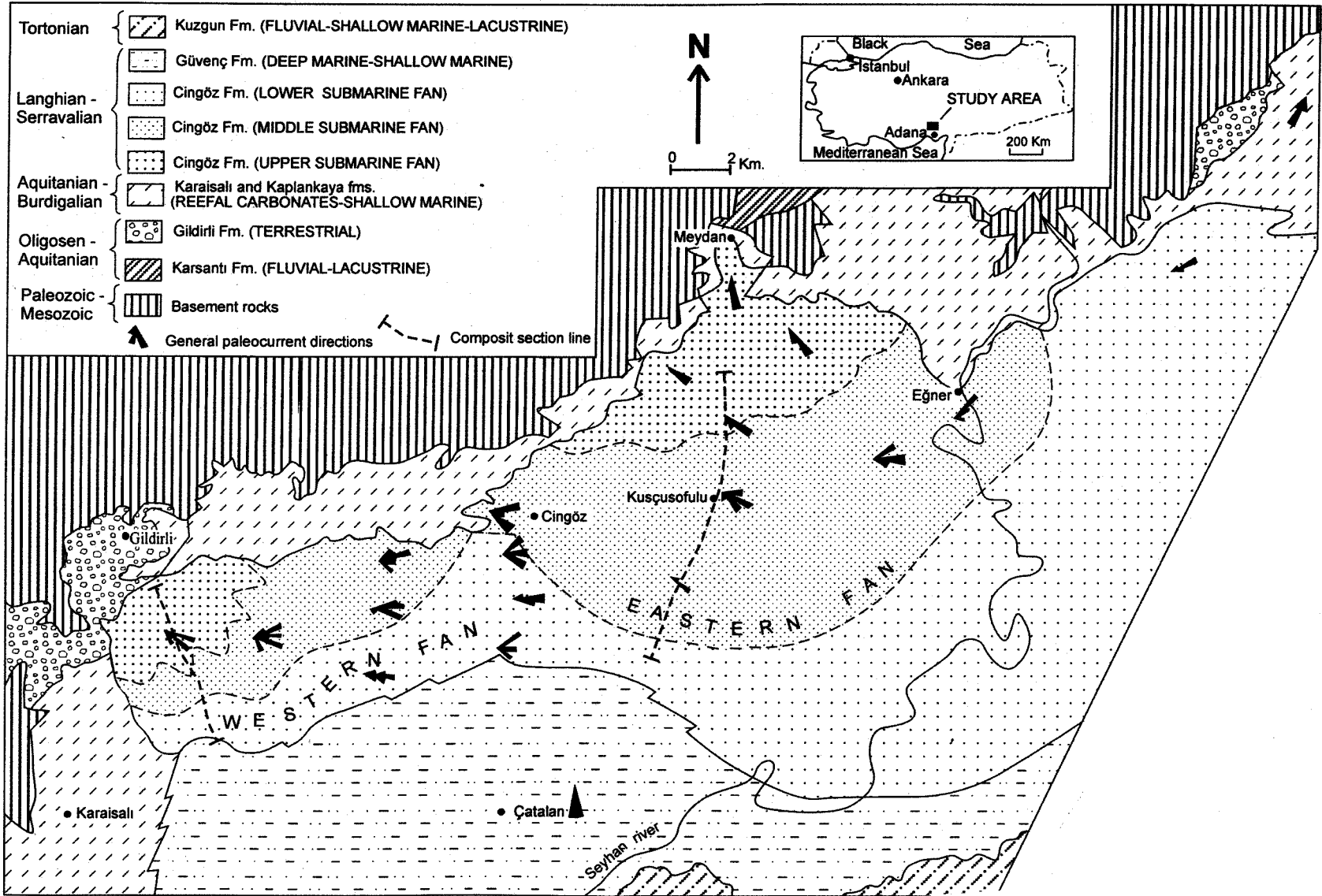


Figure 2 : Geological map showing distribution of Tertiary facies associations in the northern part of the Adana Basin
Şekil 2 : Adana Baseni kuzey kesimi Tersiyer fasiyes dağılımını gösterir jeolojik harita

AGE	FORMATION	LITHOLOGY	ENVIRONMENT
PLIO-QUATERNARY	KURANŞA		FLUVIAL
LOWER PLIOCENE — MESSINIAN	HANDERE		LACUSTRINE-FLUVIAL
TORTONIAN — SERRAVALLIAN	KUZGUN		SHALLOW MARINE
SERRAVALLIAN — LANGHIAN	GÜVENÇ		FLUVIAL DEEP MARINE-OFFSHORE- SHALLOW MARINE
	CİNGÖZ		TURBIDITES
BURDIGALIAN — AQUITANIAN	KARAIŞALI		REEFAL CARBONATES
	KAPLANKAYA		SHALLOW MARINE
	GİLDİRLİ		TERRESTRIAL
OLIGOCENE	KARSANTI		ALLUVIAL-LACUSTRINE
		BASEMENT	

NO VERTICAL SCALE IMPLIED

Figure 3 : The generalised stratigraphic section for the Tertiary succession in the Adana Basin. I-IV are megasequences (based on Schmidt, 1961; Nazik and Gürbüz, 1992).

Şekil 3 : Adana Baseni Tersiyer istifinin stratigrafik kesiti.

I-IV megasekansalardır (Schmidt, 1961; Nazik ve Gürbüz, 1992 ye göre düzenlenmiştir.)

to the Western (Karayer fan of Naz et al., 1991) and Eastern (Ayva Tepe fan of Naz et al., 1991) fans.

4) The fourth depositional megasequence comprises the Kuzgun and Handere formations. They are characterised by continental to shallow marine siliciclastic parasequence sets. During the Tortonian (Kuzgun Formation), a rapid fall in sea-level led to fluvio-deltaic sediments being deposited throughout the basin (Ünlügenç, 1993). Minor oscillations in sea level continued during the Messinian, when evaporitic and fluvial sediments were deposited. Deposition of the Handere Formation in the late Miocene - Pliocene (Schmidt, 1961) and the Quaternary deposits reflect gradual infilling of the Adana Basin and southwards advance of the clastic shoreline.

ENVIRONMENTAL FACIES ASSOCIATIONS OF THE CİNGÖZ FORMATION

Here, facies in the Cingöz Formation will be evaluated in terms of "environmental facies associations" that are deposited in a specific environment (turbidite elements of Mutti and Normark 1987, 1991) and are described as facies or facies associations within these deep water clastics.

The Cingöz clastics (Figures 2 and 3) can be assigned to specific depositional environments based on the facies/facies associations, geometry, fossil and paleocurrent attributes of the sedimentary packages. These are: (a) channel fill deposits (feeder channels); (b) overbank (levee) and interchannel deposits; (c) small-scale (distributary) channel fill deposits; (d) lobe-interlobe deposits; (f) basin plain sediments.

Channel Fill Deposits (Feeder Channels)

The channel deposits are magnificently exposed in cliffs and road-cuts in the northwestern and northern outcrops of the Cingöz Formation. The channel deposits are generally characterised by conglomerates with some minor coarse-grained sandstones at the base of the channel and conspicuous thinning and fining upwards (Figures 4 and 5).

The thick and coarse-grained conglomerates that are associated mainly with pebbly sandstones form lenses that are typically restricted to the basal portion of the channel-fill sequences. The thick channel-axis beds of conglomerate, pebbly sandstone and coarse sandstone fine laterally and tend to wedge-out over short distances (20 to 50 metres) and some channel deposits tend to be broadly parallel to the flat channel tops and gradually onlap on to the basal channel surface.

In the Western Fan, individual channel-fills are

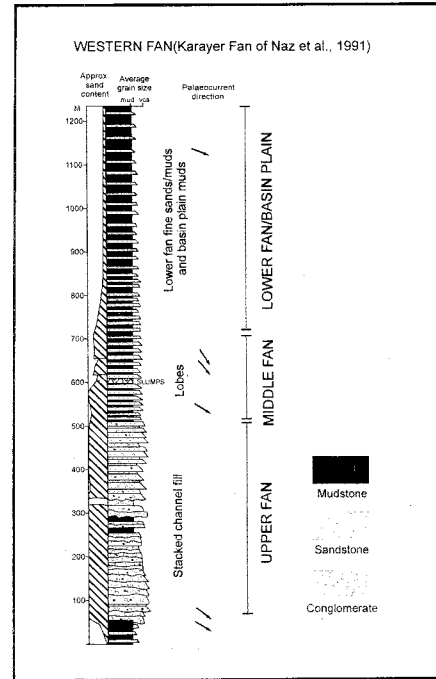


Figure 4 : Generalised sedimentological section of the Western Fan

Şekil 4 : Batı yelpazeye ait genelleştirilmiş sedimentolojik kesit

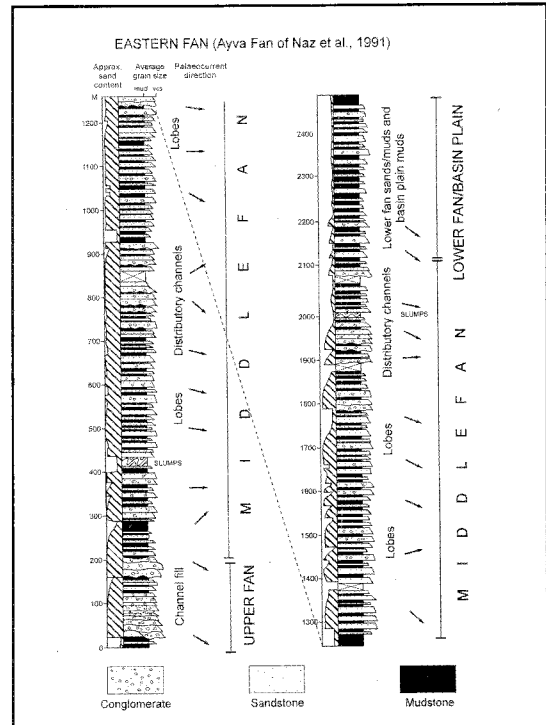


Figure 5 : Generalised sedimentological section of the Eastern Fan

Şekil 5 : Doğu yelpazeye ait genelleştirilmiş sedimentolojik kesit

generally cut by the following channel and any finer grained sediments associated with channel margin or interchannel deposition are absent. Furthermore, the upper part of the channel-fills invariably shows evidence of sedimentary reworking. In contrast, in the Eastern Fan the channels have fining/thinning-upwards trends and the basal channel-fills are gradually or abruptly overlain by finer and thinner bedded facies. Thus, two different proximal channel types are distinguished: (1) the first is a stacked channel system (Figure 6), characteristic of the lower part of the sections Western Fan, Type 1 channels of Mutti and Ricci Lucchi (1975); (2) the second type, involving isolated channels (Figure 7), is characteristic of sections in the Eastern Fan, Type 2 channels of Mutti Ricci Lucchi (1975). Channel-related deposits (interchannel facies and levee deposits) are best distinguished in the eastern area.

Channel-margin deposits are the main channel-fill facies onlap onto channel walls, with coarser sediments filling the deeper part of the channels. As noted above, isolated channels are characteristic in the proximal parts of the Eastern Fan. As expected the channel margin deposits display a lateral transition from channel-fill conglomerates into levee and interchannel deposits. Levee and interchannel facies are characterised by medium to fine-grained sandstones intercalated with shales. The thick, massive



Figure 6 : Channel deposits in the Western Fan 3.5 km South of Gildirli. From the base to the top the cliffs is approximately 70 metres. The view is N (left) to S (right) and paleoflow direction is to the east-southeast.

Şekil 6 : Batı yelpaze kanal çökelleri. Gildirli'nin 3.5 km güneyi. Şevin tabanından üstüne kadar uzaklık yaklaşık 70 metredir. Fotoğraf K'den G'e doğru olup paleoakıntı yönü doğu-güneydoğuya doğrudur.

beds of sandstones and pebbly sandstones, with their shallow channeling pattern, are suggestive of a depositional setting in a channel-lobe transition area. The channelled, scoured depressions are filled by thick sandstone beds.



Figure 7 : A solitary channel in the proximal part of the eastern fan.

Şekil 7 : Doğu yelpazenin proksimal kesiminde bir tekçe kanal.

Interchannel - Overbank (levee) Deposits

Interchannel and levee deposits are not well developed in the western fan because of the stacked nature of the channel system. However, units assigned to this association are well developed in the northern area near Cingöz village where a sequence of thin-bedded sandstones with shale intercalations (Figure 8), low sand/shale ratios (1/8-1/10), and common Tc-e or Td-e Bouma divisions chop out. The typical sandstone bed thickness is 2-5 cm.

The lower, muddy part of levee sections have small-scale slumps. They are overlain by thin bedded sandstones and siltstones with shale intercalations, interpreted as overbank deposits. Several two dimensional exposures of this association permit the nature of the depositional setting to be assessed in detail and, in general, the observed facies relationships accord with the depositional system suggested by Mutti (1985) for thin bedded sediments formed in comparable depositional environments.



Figure 8 : Interchannel and levee sediments (1 km north of Cingöz village).

Şekil 8 : Levee ve kanal arası sedimanları (Cingöz köyü 1 km kuzeyi)

In interchannel units, the shale interbeds are very thin (0.5 to 5 cm) and are interbedded with similar thicknesses of sandstones and siltstones. These strata have limited lateral extent (maximum 10 metres) while other thin-bedded deposits display lateral continuity over hundreds of metres.

Distributary Channel Fill Deposits

Distributary channels, with 8 to 15 m deep and up to 20 m wide are best observed in the Eastern Fan around Kuşçusofulu village (Figure 9) where they cut into a series of detached lobes. The channel-fill deposits comprise mainly conglomerate with coarse-to fine-grained sandstone and are overlain by channel-levee deposits, similar to those described in the previous section. The intimate lateral and vertical connection between these channels and the lobe deposits clearly differentiates these features from the larger channels encountered in the lower, more proximal sections. Moreover, the minor channels have lower relief and smoother bases (maximum relief on the channel-floor is about 1.5 m). These channels are identified as distributaries in the upper-middle fan, distributes the material from main channels to the lobes.

Clasts within the gravelly deposits that fill the small-scale channels consist of blocks derived locally from the lobate sandstones and shales. The lack

of large extrabasinal clasts is evidence for the distributary channel origin. The channel fills consist of a few beds of coarse-grained conglomerate and pebbly sandstones that display a crude thinning upward trend. The maximum size of the pebbles is no more than 15 cm and they exhibit content-grading. The axes of the channels generally trend north-south, which accords with the main paleocurrent direction in the immediate area.

Lobe - Interlobe Deposits

The sandstone lobe packages that vary in thickness and lateral continuity, with their non-channellised geometry, are readily distinguished in the middle parts of the main Cingöz area sections. These packages display superposed small-scale thickening- and coarsening-upward sequences with a number of thicker sandstone beds. Lobate packages have thicknesses varying between 5 m and 50 m.

In the middle part of the Eastern Fan lobate sections are attached to each other and some are cut by small-scale channels. Where these minor channels cut the lobe deposits, the muddy sediments of associated inter-channel and levee facies lead to detachment of the lobes. Small-scale scours are common in this type of depositional setting, but are relatively less abundant than in proximal settings. Part of a laterally continuous strike section of lobate

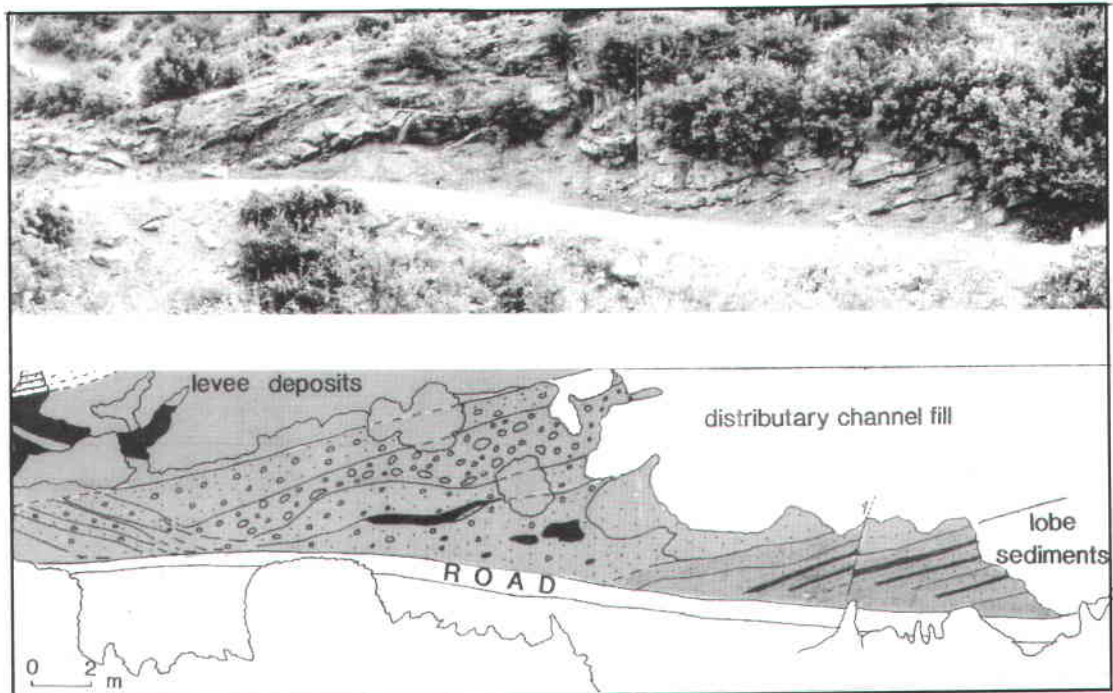


Figure 9 : A distributary channel from the eastern fan (immediate north of Kuşçusofulu village).

Şekil 9 : Doğu yelpazede yer alan bir dağıtım kanalı (Kuşçusofulu köyünün hemen kuzeyi).

sand bodies shown in Figure 10.

Thickening-coarsening upward cycles (Figure 11) comprise mainly coarse to fine sandstone and finer sediment alternations; an absence of basal scouring, and laterally continuous beds accord with descriptions of depositional lobes by Mutti and Ricci Lucchi (1975) and Mutti and Normark (1987).

Interlobe deposits are well exposed, especially in the Eğner area (Figure 12). These sediments are characterised by thin/medium-grained sandstone

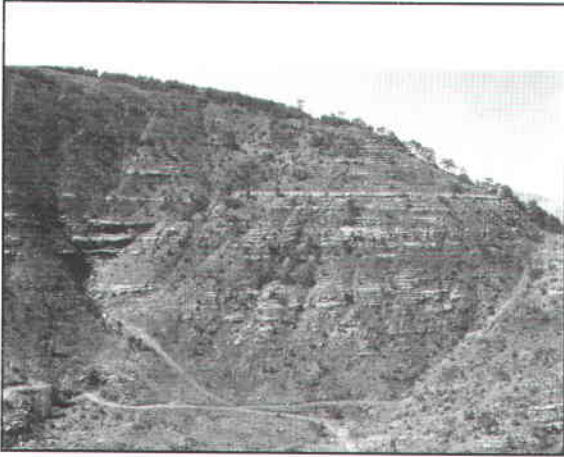


Figure 10: Part of a section through lobate sand bodies running approximately along depositional strike (2 km north of Kuşcusofulu village). The exposure runs unbroken for more than 5 km and comprises a series of stacked lobes. The cliff shown is approximately 200 metres high.

Şekil 10 : Kuşcusofulu köyünün yaklaşık 2 km kuzeyinde yer alan loblu kumtaşlarından bir görünüm. Mostra kesiksiz olarak 5 km den fazla devam etmekte ve bir seri birbiri ile bağlantılı loblardan oluşmaktadır. Görünen şev yaklaşık 200 m kalınlıktadır.

beds intercalated with shales that occur between and pass laterally into thickening and coarsening upward lobe deposits. They include small-scale slumps between the lobes. This association is characterised by sequences of thin-bedded sandstones and finer grained sediments with very low sand/shale ratios (1/8 - 1/12). The thickness of packages of this association is variable, not exceeding a few metres. The lateral continuity and thickness of the sediments depends on the size, proximity and efficiency of the lobes. The small-scale slump structures within this association display fold trends and directions which contrast with those encountered in the lower parts of the Cingöz submarine fans, in that they are variable in direction and may even display opposed overturning in a single slump zone.



Figure 11: Thickening and coarsening upward cycles of lobes (south of Kuşcusofulu village).

Şekil 11 : Yukarı doğru kalınlaşan ve kabalaşan lob dönemleri (Kuşcusofulu köyü güneyi).

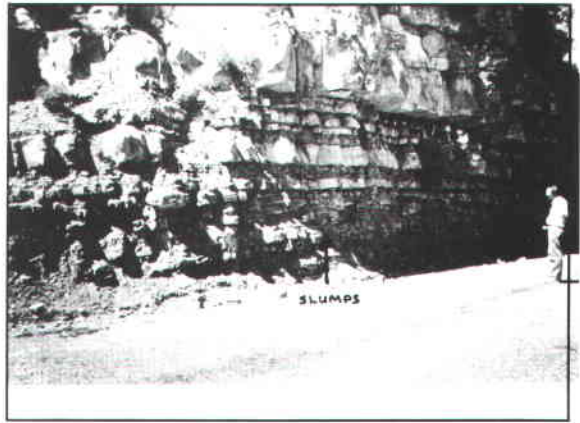


Figure 12: Swale fills within the lobe deposits on the Seyhan River section due south of Eğner. Note small-scale slumps by the edge of the lobe sediments (middle of the photo).

Şekil 12 : Eğner'in hemen güneyinde Seyhan Nehri kesit güzergahında loblar arası çöküntü alanlarında çökelmiş sedimanlar. Lob sedimanlarının kenar kesiminde yer alan küçük ölçekli slump yapılarına dikkat ediniz (fotoğrafın orta kesimi).

Basin Plain Sediments

The basin plain association is characterised by intercalated packages of thin-bedded sandstones and shales (Figure 13). This type of sediment sequence was deposited mainly in the upper parts of the Cingöz Formation. This facies association exhibits a gradual, overall thinning upward trend, starting with minor amounts of thin-to medium-bedded turbidite sandstones with Bouma T_{cd} and T_{de} internal structures and shale intercalations, and pass up to thin-bedded sandstone and shale alternations with lower sand/shale ratios. The basin plain sediments pass vertically and laterally into the more basinal shales of the Güveç Formation, which has even lower sand/shale ratios. The Güveç Formation sequences of this type include minor, thinner sandstone beds, interpreted to be the deposits of low-density turbidity currents. No clearly defined boundary is recognised between the Cingöz and Güveç formations, thus limiting the value of the existing lithostratigraphic nomenclature and demonstrating the highly variable lateral and vertical associations between facies.



Figure 13 : A view from the basin plain sediments.

Şekil 13 : Basen düzlüğü sedimanlarından bir görünüm.

DISCUSSION

Depositional System of Cingöz Sandstones

The general distribution of facies and facies association of the Cingöz Formation deep water clastics and their depositional facies associations support that two geographically and sedimentologically distinct submarine fan systems (Figures 2, 4 and 5) can be defined, one in the western and one in the eastern part of the investigated area (Gürbüz and Kelling, 1991; Gürbüz, 1993). Each of these is recognised as

a small submarine fan on the basis of its size, approximately conoidal plan geometry, radial paleoflow pattern in the apical areas of the fans and, the demonstrable link of each body to a separate feeder system traversing the basin margin facies belts (Figure 2). The geometry, paleocurrents and sand composition (Gürbüz and Kelling, 1993) all indicate that the Western Fan was derived mainly from a point to the northwest while the Eastern Fan was supplied from the north. Both display "classical" sand-rich submarine fan characteristics. The paleontological studies of the shale intercalations demonstrate that the submarine fans are coeval, in the time interval between the Early Langhian and the Late Serravalian (Nazik and Gürbüz, 1992).

From the general pattern of these two neighbouring submarine fans it is proposed that they record the infilling of an Early Langhian submarine depression associated with possible syn-sedimentary faulting along the northern margin of the area. In the Middle Burdigalian a wide gently sloping carbonate ramp existed with only minor clastic input from the north (Figure 14A). During the Late Burdigalian and Early Langhian, uplift of the Tauride orogenic belt occurred and submarine canyons cut back through the carbonate ramp by coarse detritus fed from the newly uplifted source area (Figure 14B). Submarine fan development continued throughout the Langhian into the Serravalian, contemporaneous with carbonate deposition on a by-passed ramp area that was becoming progressively narrower (Figure 14C). The absence of evidence for an extensive, contemporaneous clastic-carbonate shelf or associated deltaic complexes leads us to believe that the sand-rich, small-volume fan systems were fed by fan-deltas or other coarse-grained alluvial and nearshore deposits. Thus, the facies relationships and gross internal character of the Cingöz Formation fans, especially the Western Fan, suggest strong marginal tectonic uplift. The alluvial-terrestrial sediments of the Gildirli Formation, the common occurrence of fan-delta (Görür, 1992) sediments in the Kaplankaya Formation and the narrow and irregular morphology of the shelf in the marginal area also support this hypothesis.

Paucity of fine-grained sediment within the turbidite currents probably hindered the formation of complete Bouma sequences (Mutti and Normark, 1987). This led to deposition of the coarse-grained, graded and internally unstratified Bouma divisions present in both fans. The low proportion of fine-

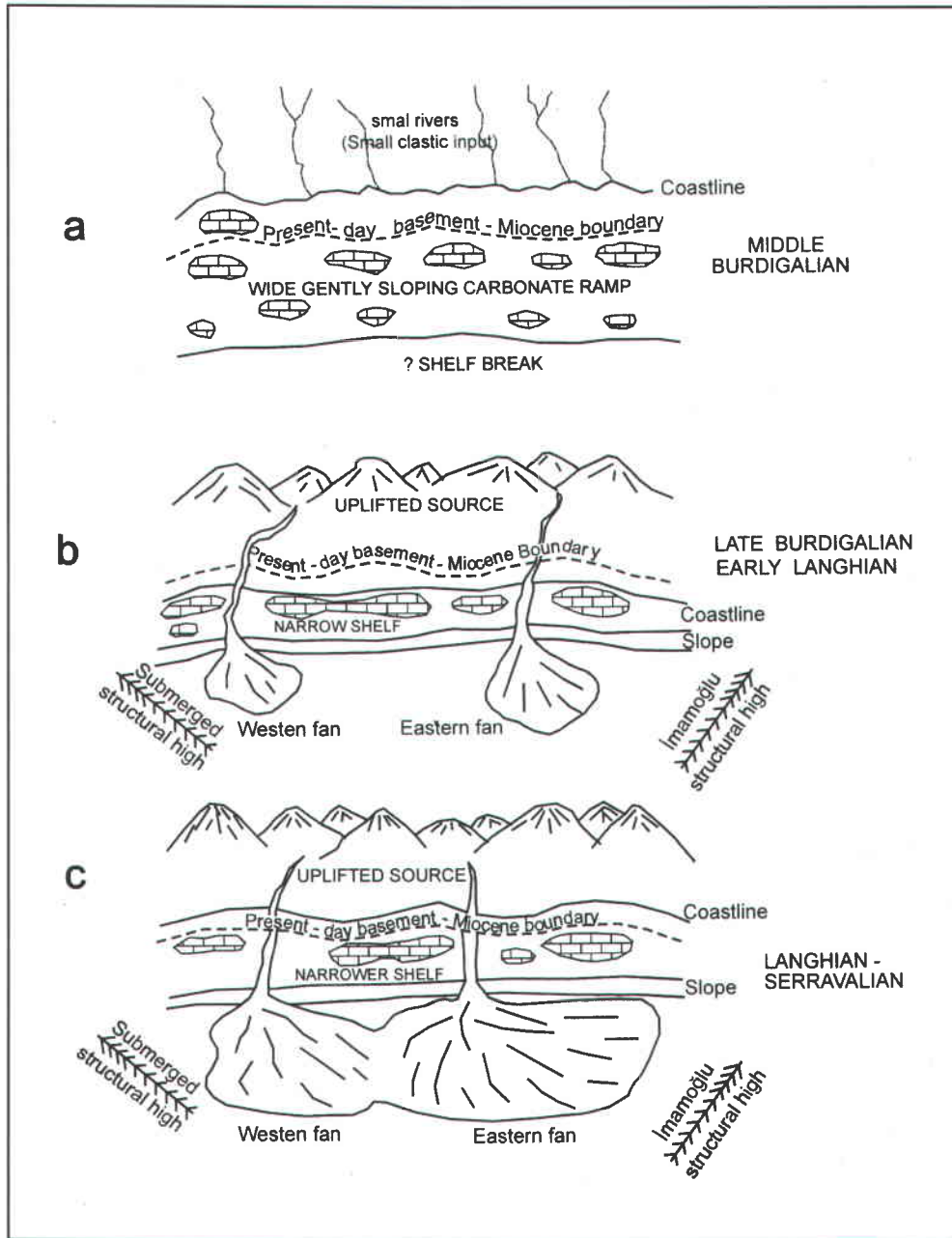


Figure 14 : Schematic diagram illustrating the evolution of the Adana Basin during the deposition of the Cingöz Formation.

Şekil 14 : Cingöz formasyonunun oluşumu sırasındaki Adana Baseni'nin evrimini gösterir şematik diyagram.

grained detritus and dominance of coarse material may be attributable to a period of rapid erosion of newly created highland in the source areas to the north.

Although they occur within the same basin, share the same tectonic setting, exhibit broadly similar lithological evolution, and were formed coevally, the two submarine fans display significant differences (Figure 15). The high sand/shale ratio, relatively small scale submarine fans, short distance of transportation, narrow coastal plain and shelf are all indicate that the submarine fan systems were developed within a tectonically active basin. However, the development of the individual channels associated with prominent by-passing in the shelf and slope facies strongly indicate that the Eastern Fan was created by a more efficient sediment-dispersal system than that is responsible for the development of the coeval Western Fan. Despite maintaining an overall conoidal geometry, paleocurrent directions reveal a general swing to the east down depositional dip (Figure 2). This is interpreted to be a respond to a depositional slope on the sea floor toward the ENE. Alternatively, prevailing bottom currents may have caused this asymmetric paleocurrent distribution. It is however, unlikely that submarine currents would cause reworking of coarse-grained facies. Southward extension of the fans appears to have been restricted by a paleo high along the line of the present day Kozan Fault (Figure 2).

The Western Fan

The basal part of the Western Fan is channelized and is composed of very thick-bedded (up to 3 m), matrix-supported conglomerates, gravelly coarse sandstones and amalgamated coarse sandstones, with a maximum clast size up to 3.5 m. There are occasional examples of large-scale cross-bedded conglomerates with imbrication and shale intraclasts. The pebble/sand ratio is about 8/1 to 3/1 on the lower levels, 1/2 to 1/4 on the upper levels. The succeeding lobate middle fan deposits consist of 0.2-1.2 m thick sandstone beds. The sand/shale ratio here is between 9/1 and 1/4 and the sandstones generally display Bouma Tabc and Tbc sequences. The upper part of the Western Fan is characterised by thin bedded (0.1 - 0.4 m thick) sandstones with shale intercalations. The sand/shale ratio varies between 1/3 and 1/10 in this part of the succession (Figure 4).

The Western Fan consists essentially of two main

part in its sequence: a lower sequence of stacked channel-fill sequences and an upper lobe-dominated succession that pass gradually upward into outer fan/basin plain sediments (Figure 4). The lobe and channel deposits are physically attached, both laterally and vertically. Because of this attached geometry, there are no clear distinguishing features of the upper-middle-lower fan in the field.

Paleoflow pattern, the relationships with the basin margin and all sedimentological data confirm that the Western Fan was derived from the northwest, the sediment supply traversing shallow marine sediments that form marginal facies in the north and the northwest parts of the basin, by means of deeply incised by-pass channels. In addition to the stacked main channel system of the first fan-phase, some small local channels and lobes occur at higher stratigraphic levels within this western system. The maximum thickness of this body is around 1800 m. The Western Fan has characteristics that accord with the low-efficiency or Type II fan system of Mutti (1985).

The Eastern Fan

Deposition of the Eastern Fan system commences with individual proximal fan-channels which can be physically linked to major channels cut into shallow marine sediments in the north, permitting "by-passing" of coarse sediments through the mixed carbonate-siliciclastic facies belt (Figures 2 and 14).

The lower part of the Eastern Fan sequence starts with some solitary channels at the northern parts, that converge the main feeder system at the southern part of the system. The fills of which are less conglomeratic than the western body, with a maximum clast size of around 60 cm. The thickness of this basal sequence is around 500 m. The basal part of the Eastern Fan passes upward into sequences of small-scale isolated middle fan distributary channels. These are followed by a succession of lobe-dominated mid-fan cycles with 0.2, 1.4 m thick sandstone beds. The sand/shale ratio is between 10/1 and 18/1. The upper part of the succession is characterised by thin bedded (0.1 - 0.4 m) sandstones and shale intercalations with 1/4 to 1/10 sand/shale ratio that belong to the basin plain (and, possibly, lower fan) facies association (Figure 5). The channels and lobes in the lower part of the second part sequence are physically detached, but the overlying lobes are usually mutually attached.

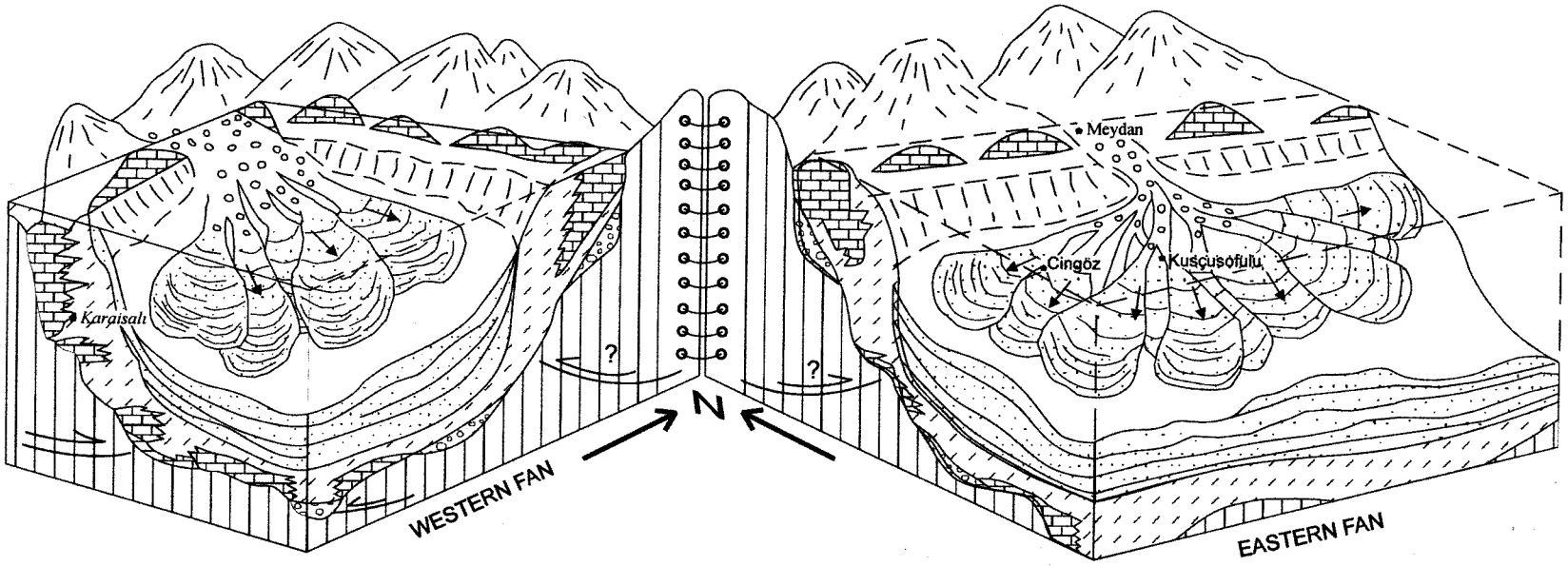


Figure 15 : A schematic block diagram of Cingöz submarine fan system.
Şekil 15 : Cingöz Denizaltı Yelpeze Sistemi'nin şematik blok diyagramı.

The paleocurrent data collected from grooves and flute casts in this Eastern Fan consistently show that flows were mainly southeast in the lowermost section, but become easterly even or east-north-easterly in the uppermost parts (see Figure 2, Eğner area). This is confirming that the fan development appears to be abruptly stopped to the east by a probable structural barrier. This structure have been documented by Williams et al. (1995). The Eastern Fan has a more complex architecture, is laterally more extensive, and is thicker (approximately 3000 m at maximum) than the Western Fan. This fan system displays features broadly typical of a Type I system of Mutti (1985), but possesses relatively few distributary channels.

Lobate sections

Lobe development in submarine fans has been compared with the basin-ward progradation of deltaic lobes, in a view of their characteristics thickening-coarsening trends (Mutti and Ricci Lucchi, 1975). However, Hiscott (1981) has argued that submarine fan lobes are constructed by vertical aggradation rather than by basin-ward progradation. Ricci Lucchi and Valmori (1980) suggested that progradational lobes are characterised by thickening-coarsening upward trends while aggradational lobes are marked by an absence of well defined trends in bed-scale. Additionally, Mutti et al. (1978) reported small-scale thickening-coarsening upward cycles within major thickening-coarsening cycles and considered these to represent compensation cycles, produced by smoothing of the depositional relief associated with lobe up-building or aggradation (Mutti and Sonnino, 1981). Similar features in a sand-rich fan, interpreted to have formed by progressive infilling of inter-lobe hollows, are described as offset stacking by Hurst et al. (personal communication). Shanmugam and Moiola (1988) suggested that both aggradation and progradation may be responsible for lobe formation especially in active margin setting.

The overall trend of sequences within the entire Cingöz Formation turbidite system accords with a thinning-fining upward trend (Figures 4 and 5). However, lobe deposits are mainly characterised by thickening-coarsening upward cycles. This suggests that retrogradation and aggradation controlled the depositional style of the entire turbidite system while deposition of individual lobes was strongly progradational.

CONCLUSIONS

Despite their similar tectonic settings, proximity and coeval development (even in same system) the Eastern (Ayva) and Western (Karayer) Cingöz fans have distinctly different (in style, thickness and sediment distribution) sand body architecture. Both fans are coarse-grained, and form low efficiency systems, but the Eastern Fan has a more efficient sediment dispersal. Both fans are retrogradational in overall sequence, but individual lobes are progradational. The overall geometry of the system is strongly influenced by the basement topography, local tectonics and sediment input. Thus, the western and eastern fans have different style where type I is applicable for the eastern fan, while type II for the western fan (cf. Mutti, 1985).

ACKNOWLEDGMENTS

This paper is a part of author's Ph.D. thesis which was supported by Çukurova University, Adana-Türkiye. The author would like to thank the Çukurova University and Keele University for their help during the field and laboratory studies. Many thanks are due to Prof. Gilbert Kelling and Prof. Andrew Hurst for their kindly suggestions and reading the manuscript. Barry Fulton is also thanked for his skilled drafting. Amerada Hess, Amoco, Conoco, Elf and Enterprise are also thanked for their support for additional studies.

REFERENCES

- Görür, N., 1992. A tectonically controlled alluvial fan which developed into a marine fan-delta at a complex triple junction: Miocene Gildirli Formation of the Adana Basin, Turkey. *Sedimentary Geology*, 81, 241-252.
- Gürbüz, K., 1993. Identification and Evolution of Miocene Submarine Fans, in the Adana Basin, Turkey. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Keele, 327 p.
- Gürbüz, K. and Kelling, G., 1991. Evolution of Miocene Submarine Fans, Northern Adana Basin, Turkey. EUG VI Strasbourg 24-28 March, Terra Abstracts, p. 342.
- Gürbüz, K. and Kelling, G., 1993. Provenance of Miocene Submarine Fans in the northern Adana Basin: A Test of Discriminant Function Analysis. *Geological Journal*, 28, 277-295.
- Hiscott, R. N., 1981. Deep-Sea Fan Deposits in the

- Macigno Formation (Middle-Upper Oligocene) of the Gordana Valley, northern Apennines, Italy-Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, 1015-1021.
- Kelling, G., Gökçen, S. L., Floyd, P. A. and Gökçen, N., 1987. Neogene tectonics and plate convergence in the eastern Mediterranean: New data from southern Turkey. *Geology*, 15, 425-429.
- Mutti, E., 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: G.G. Zuffa (Ed.), *Provenance of Arenites* 65-93, 1985, D. Reidel Publishing Company.
- Mutti, E. and Normark, W.R., 1987. Comparing Examples of Modern and ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. In: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Eds.), *Marine Clastic Sedimentology*, 1-38, 1987, by Graham and Trotman Publishing Company.
- Mutti, E. and Normark, W. R., 1991. An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. In: P. Weimmer and M. H. Link (Eds.), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, Springer and Verlag, New York, 75-106.
- Mutti, E. and Ricci-Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. In: E. Mutti et al. (Eds.), *Guidebook field Trip Al I.IX International Congress of sedimentology*, Nice, 21-36.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1978. Turbidites of the northern Apennines: Introduction to Facies Analysis. *International Geological Reviews*, 20, 125-166.
- Mutti, E. and Sonnino, M., 1981. Compansation Cycles: A Diagnostic Feature of Turbidite Sandstone Lobes. 2nd European Regional Meeting, Abstracts, p. 120-123, Bologna, Italy. International Association of Sedimentologists.
- Naz, H., Çuhadar, Ö. and Yeniay, G., 1991. Middle Miocene Cingöz Deep-Sea Fan deposits of the Adana Basin. *Ozan Sungurlu Symposium Proceedings*, 170-212.
- Nazik, A. and Gürbüz, K., 1992. Karaisali-Çatalan-Ener Yöresinin (KB-Adana) Alt-Orta Miyosen İstifinin Planktonik foraminifer biyostratigrafisi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 35/1, 67-80.
- Ricci Lucchi, F. and Valmori, E., 1980. Basin-wide turbidites in a Miocene, over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. *Sedimentology*, 27, 241-270.
- Satur, N., Hurst, A. Cronin, B., Kelling, G., and Gürbüz, K., 1999. Sand body geometry in a sand-rich, deep-water system, Miocene Cingöz Formation of southern Turkey. *Marine and Petroleum Geology* (in press).
- Schmidt, G.C. 1961. Stratigraphic nomenclature for the Adana region petroleum district VII. *Petroleum Administration Bulletin*, 6, 47-63, Ankara.
- Shanmugam, G. and Moiola, R. J., 1988. Submarine fans; characteristics, models, classification and reservoir potential. *Earth Science Reviews*, 24, 383-428.
- Stow, D. A. V., 1986. Deep Clastic Seas. In: H. G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments and Facies*, 2 nd Edition, Blackwell Scientific, 399-444.
- Ünlügenç, U. C. 1993. Controls on Cenozoic Sedimentation, Adana Basin, Southern Turkey. Unpublished Ph. D. Thesis, University of Keele, 2 volumes, 228 p.
- Ünlügenç, U. C, Kelling, G. and Demirkol, C., 1991. Aspects of basin evolution in the Neogene Adana Basin, SE Turkey. *International Earth Scientific Congress on Aegean Regions, Proceedings*, 1, 353-370.
- Ünlügenç, U. C., Demirkol, C. and Şafak, Ü., 1993. Adana Baseni K-KD sunda yer alan Karsanti Baseni çökellerinin Stratigrafik, Sedimentolojik nitelikleri. *Suat Erk Simpozyumu, Bildiriler*, 215-227
- Williams, G.D., Ünlügenç, U. C, Kelling, G. and Demirkol, C., 1995. Tectonic Controls on Stratigraphic Evolution of the Adana Basin, Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 152, 873-882.
- Yetiş, C., 1988. Reorganisation of the Tertiary stratigraphy in the Adana Basin, Southern Turkey. *Newsletter Stratigraphy*, 20/1, 43-58.
- Yetiş, C. and Demirkol, C., 1986. Adana Baseni Batı Kesiminin Detay Jeoloji Etüdü, Maden Tetkik Arama Enstitüsü, Rapor No 8037, 187 pp.
- Yetiş, C., Kelling, G., Gökçen, S. L. and Baroz F., 1995. A revised Stratigraphic Framework for Later Cenozoic Sequences in the Northeastern Mediterranean Region. *Geologische Rundschau*, 84, 794-812.

ARAPGİR (MALATYA), ÇEMİŞGEZEK (TUNCELİ), ELAZIĞ DOLAYLARINDAKİ NEOJEN BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİK-SEDİMANTOLOJİK İNCELENMESİ VE BÖLGESEL KORELASYONU

STRATIGRAPHICAL - SEDIMENTOLOGICAL INVESTIGATIONS OF NEOGENE UNITS IN THE AREA OF ARAPGİR (MALATYA), ÇEMİŞGEZEK (TUNCELİ) AND ELAZIĞ, AND THEIR REGIONAL CORRELATION, EASTERN TURKEY

İbrahim TÜRKMEN ve Ercan AKSOY

Fırat Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 23119 ELAZIĞ

ÖZ

İnceleme alanındaki Neojen birimleri, Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu, Alt Miyosen-Pliyosen yaşlı Malatya volkanitleri ve Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Karabakır Formasyonu ile temsil edilir. Alibonca Formasyonu, alt düzeylerinde yoğun bentik foraminifer içeren bank çökellerinin oluşturduğu kalın tabakalı, yer yer de masif kireçtaşları, üst düzeylerinde ise kumtaşı araseviyeleri içeren marnlardan oluşur. Arapgir çevresinde olduğu gibi bazı yüzeylemelerinde birimin üst düzeyleri, Malatya volkanitleri ile yanıl-düşey ilişkilidir. Piroklastitler, bazaltik-andezitik lav akıntıları ve bunları kesen dasitik damarlar ile en üst düzeylerdeki gölsel kireçtaşları, Malatya volkanitlerini oluşturan başlıca kayalardır. Bu birimin alt düzeylerinin Alibonca Formasyonu ile yanıl-düşey ilişkili olması, bölgedeki volkanizmanın Erken Miyosen'de başladığının kanıtıdır. Karabakır Formasyonu, örgülü-menderesli akarsu ve göl çökellerini karakterize eden epiklastik kayalar ile kumtaşları ile, karasal volkanizma ürünü olan piroklastitler ve lav akıntılarından oluşur.

Sözkonusu birimlerin bölgesel korelasyonu yapıldığında Alt Miyosen sığ denizel çökellerininin, yukarıda belirtilen litolojik özelliklerle, Doğu Anadolu Bölgesi'nde geniş yayılıma sahip olduğu görülür. Buna karşılık, çoğunlukla volkanitlerle temsil edilen Orta Miyosen oluşukları sınırlı yüzeylemeler verir. Üst Miyosen-Pliyosen birimleri ise, tektonik kontrollü yerel havzalarda oluşuklarından, çok yaygın fasiyes farklılıkları sunarlar.

Anahtar Kelimeler: Neojen, Malatya, Tunceli, Stratigrafi, Sedimentoloji, Korelasyon

ABSTRACT

Neogene units in the studied area are represented by the Lower Miocene Alibonca Formation, the

Lower Miocene-Pliocene Malatya volcanics and the Upper Miocene-Pliocene Karabakır Formation. Lower parts of Alibonca Formation are characterized by abundant benthic foraminiferous bank deposits which comprise thick bedded, massive limestones, and upper parts of this unit are distinctively composed of marl with sandstone intercalations. In some places (e.g. around Arapgir area), it passes vertically and laterally into Malatya volcanic rocks. The Malatya volcanic rocks are mainly represented by pyroclastics, basaltic-andesitic lavas, dacitic dykes and, in the upper parts lacustrine limestones. This relationship between the Malatya volcanic and the Alibonca Formation shows that volcanic activity started in the Early Miocene. The Karabakır Formation is characterized by braided-meandering fluvial and lacustrine deposits and pyroclastic rocks.

All the above Lower Miocene shallow marine sediments cover a large area in the East Anatolia, whereas the Middle Miocene volcanoclastics have a restricted outcrop. Succeeding Upper Miocene-Pliocene units were deposited in tectonically controlled small basins, and show extensive facies changes.

Key words: Neogene, Malatya, Tunceli, Stratigraphy, Sedimentology, Correlation

GİRİŞ

Doğu Anadolu'da geniş yüzeylemeler sunan Neojen birimlerinin (Şekil 1) stratigrafik özellikleri ile, bölgedeki neotektonizmaya bağlı olarak gelişen morfolojik, yapısal ve volkanik olaylar, birçok çalışmanın konusunu oluşturmuştur. (Özpeker, 1973; Innocenti ve diğ., 1976; Gülen, 1980; Şengör, 1980; Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve diğ., 1982; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984, 1986; Yılmaz ve diğ., 1987; Ercan ve diğ., 1990). Sözkonusu çalışmalar Bingöl-Karlıova, Muş-Adilcevaz, Karayazı-Tekman, Hınıs, Zırnak, Erzurum-Pasinler-Horasan ve Kars çev-

relerinde yapılmıştır. Elazığ-Arapgir-Çemişgezek dolaylarındaki çalışmaların bazılarında (Ercan ve Asutay, 1993; Kürüm, 1994; Alpaslan ve Terzioğlu, 1996; Kürüm ve Bingöl, 1996) Neojen volkanitlerinin petrolojik özellikleri konu edilirken, diğerlerinde ise (Turan ve Bingöl, 1991; Türkmen, 1991; Aksoy ve diğ., 1996) Elazığ çevresinde yüzeyleyen Neojen birimlerinin genel stratigrafik özellikleri incelenmiştir.

Bu çalışmada Arapgir, Çemişgezek ve Elazığ yörelerinde ölçülen stratigrafik kesitler (Şekil 2-6) ve yerel gözlemler esas alınarak, Neojen birimlerinin yayılımı ve ayrıntılı stratigrafik-sedimentolojik özellikleri ortaya konulmuştur. Ayrıca, inceleme alanındaki Neojen birimlerinin belirlenen bu özellikleri, yukarıdaki paragrafta belirtilen diğer bölgelerdeki (Erzurum, Muş, Bingöl, ...) Neojen birimleri ile karşılaştırılarak, bölgesel stratigrafi içerisindeki yerinin daha iyi anlaşılması sağlanmaya çalışılmıştır.

NEOJEN BİRİMLERİNİN STRATİGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Bu bölümde, inceleme alanı ve yakın çevresinde yüzeyleyen Neojen birimlerinin stratigrafik özellikleri verilmiştir. Neojen birimlerini Alibonca Formasyonu (Erken Miyosen), Malatya volkanitleri (Erken Miyosen-Pliyosen) ve Karabakır Formasyonu (Geç Miyosen-Pliyosen) oluşturur.

Alibonca Formasyonu

Formasyon bu adla ilk defa, Muş İli kuzeydoğusundaki Alibonca yöresinde Soytürk (1973) tarafından tanımlanmıştır. İnceleme alanında daha önce yapılmış olan çalışmalarda (Çetindağ, 1985; Turan ve Bingöl, 1991; Kürüm, 1994; Türkmen ve diğ., 1998) birim için aynı ad kullanılmıştır. Bu formasyon, Muş yöresinde Adilcevaz kireçtaşı (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965), Erzurum çevresinde ise, Haneşdüzü Formasyonu (Erdoğan, 1966; İlker, 1966a; Koçyiğit, 1985; Yılmaz ve diğ., 1988) adıyla incelenmiştir. Bununla birlikte İlker (1966a) ve Sungurlu (1967) tarafından Erzurum yöresinde yapılan çalışmalarda, yukarıda belirtilenden farklı litolojik özellikli ve Geç Miyosen yaşlı karasal birim için de Alibonca Formasyonu adı kullanılmıştır.

İnceleme alanında batıdan doğuya doğru Arapgir, Ağın, Çemişgezek, Pertek ve Kovancılar yörelerinde süreklilik gösterir.

Birim genel olarak tabanda kalın tabakalı ve yer

yer masif yapıli kireçtaşları ile başlar, üst düzeylerine doğru kumtaşı araseviyeleri içeren marnlara geçer. Arguvan Çemişgezek dolaylarında birimin tabanında kırmızı renkli konglomeralar yer alır. Alüvyal yelpaze fasyieslerini karakterize eden bu konglomeralar, kireçtaşları ile yanall-düşey ilişkilidir.

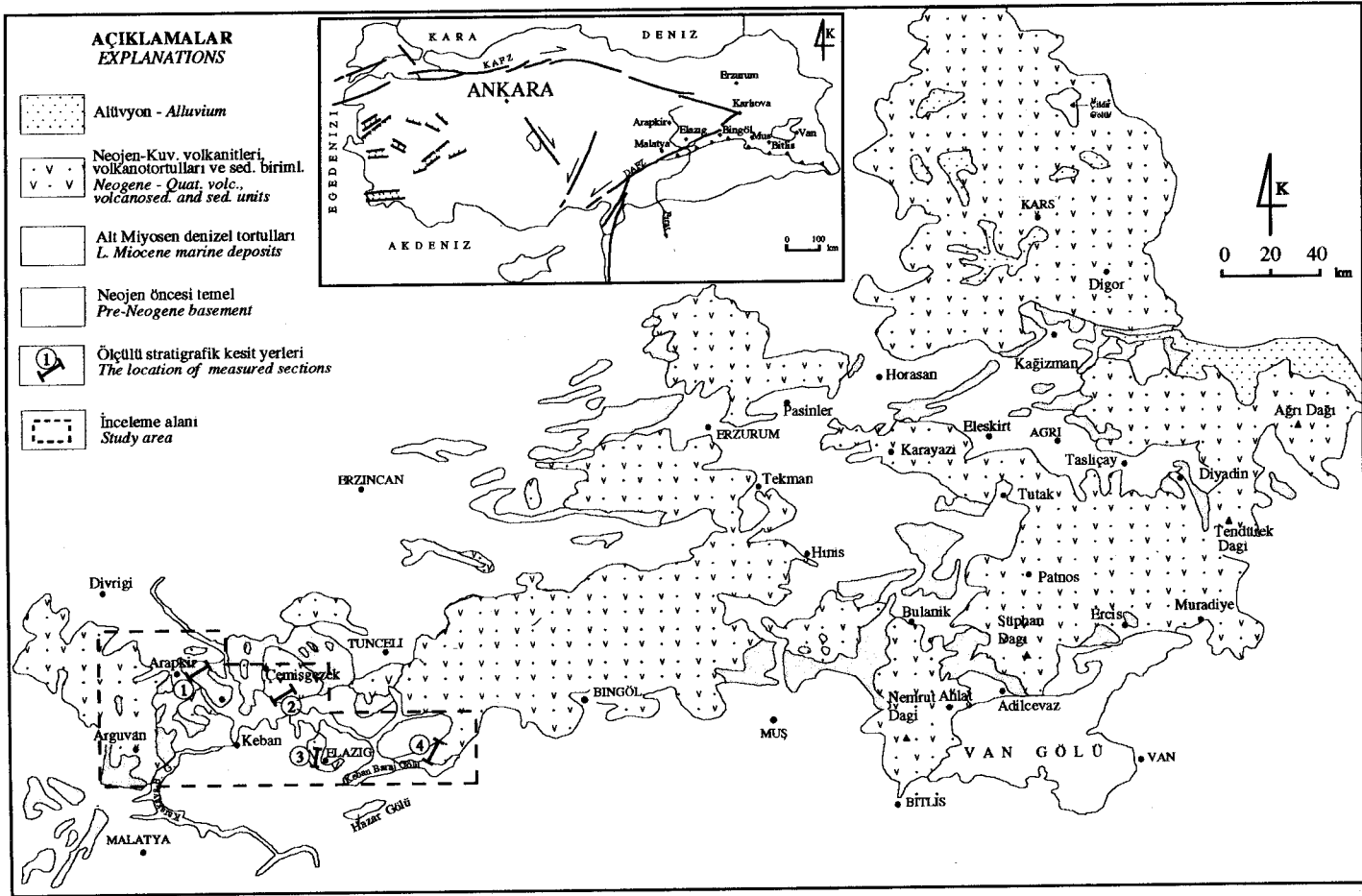
Arapgir, Ağın ve Çemişgezek yörelerinde Permo-Triyas yaşlı Keban (Malatya) Metamorfittleri'ni uyumsuzlukla örter. Tavanında, Arapgir-Arguvan ve Ağın çevresinde Malatya volkanitleri (Alt Miyosen-Pliyosen) ile geçişli olan birim (Şekil 3), Çemişgezek, Pertek ve Kovancılar dolaylarında ise Karabakır Formasyonu (Geç Miyosen-Pliyosen) tarafından uyumsuzlukla örtölür.

Birimin Arguvan-Arapgir dolaylarındaki yüzeylemelerinden alınan örneklerde *Miogypsinoidea* sp., *Pectenidae*, kırmızı alg, *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Textulariidae*, *Miliolidae*, *Rotaliidae*, *Bryozoa* (bolluk), *Dilruba* sp. (kurtçuk), *Miogypsina* spp., *Brolesi* sp., *Peneropliidae* (bolluk zonu), *Archaias* cf. *kirkukensis* Henson, gastropod kavkısı, *Peliesipod* kavkı parçaları, *Ekinid* dikenli, Mercan parçası ve *Ostrakod* fosilleri saptanmıştır. Çemişgezek çevresindeki yüzeylemelerinde ise, *Sorites* sp., *Archaias* sp., *Austrotrillina* sp., *Peneroplis* sp., *Textularia* sp., *Rotaliidae*, *Milliolidae*, *Spirolina cylindracea* (Lamarck), *Borelis melo-curdica* (Reichel), *Lepidocyclina* sp. ve *Amphistegina* sp. fosilleri belirlenmiştir (Kürüm, 1994). Kovancılar yöresinde ise, *Miogypsina* sp., *Lepidocyclina* (*Eulepidina*) sp., *Amphistegina* sp., *Operculina* sp. fosilleri bulunmuştur (Çetindağ, 1985). Belirtilen bu fosillere göre birime Alt Miyosen yaşı verilmiştir.

Malatya volkanitleri

Birim bu adla ilk defa Ercan ve Asutay (1993) tarafından tanımlanmıştır. Birim, Kurt (1972) ve Gürer (1994) tarafından Hekimhan-Hasançelebi (Malatya) dolaylarında Yamadağ Formasyonu adı altında incelenmiştir.

İnceleme alanının batı kesiminde Arguvan ve Arapgir dolaylarında yüzeyleyen bu birim, tabanında, Alibonca Formasyonu ile geçişlidir (Şekil 3; Türkmen ve diğ., 1998). Bu bölgede piroklastitler, bazaltik-andezitik bileşimli lav akıntıları ve yer yer bunları kesen dasitik bileşimli damarlar ile, en üst düzeylerindeki göselle kireçtaşlarından oluşur. Arapgir güneydoğusunda altta tüflerle başlayıp, tüf-yer yer organik malzemece zengin çamurtaşı ar-



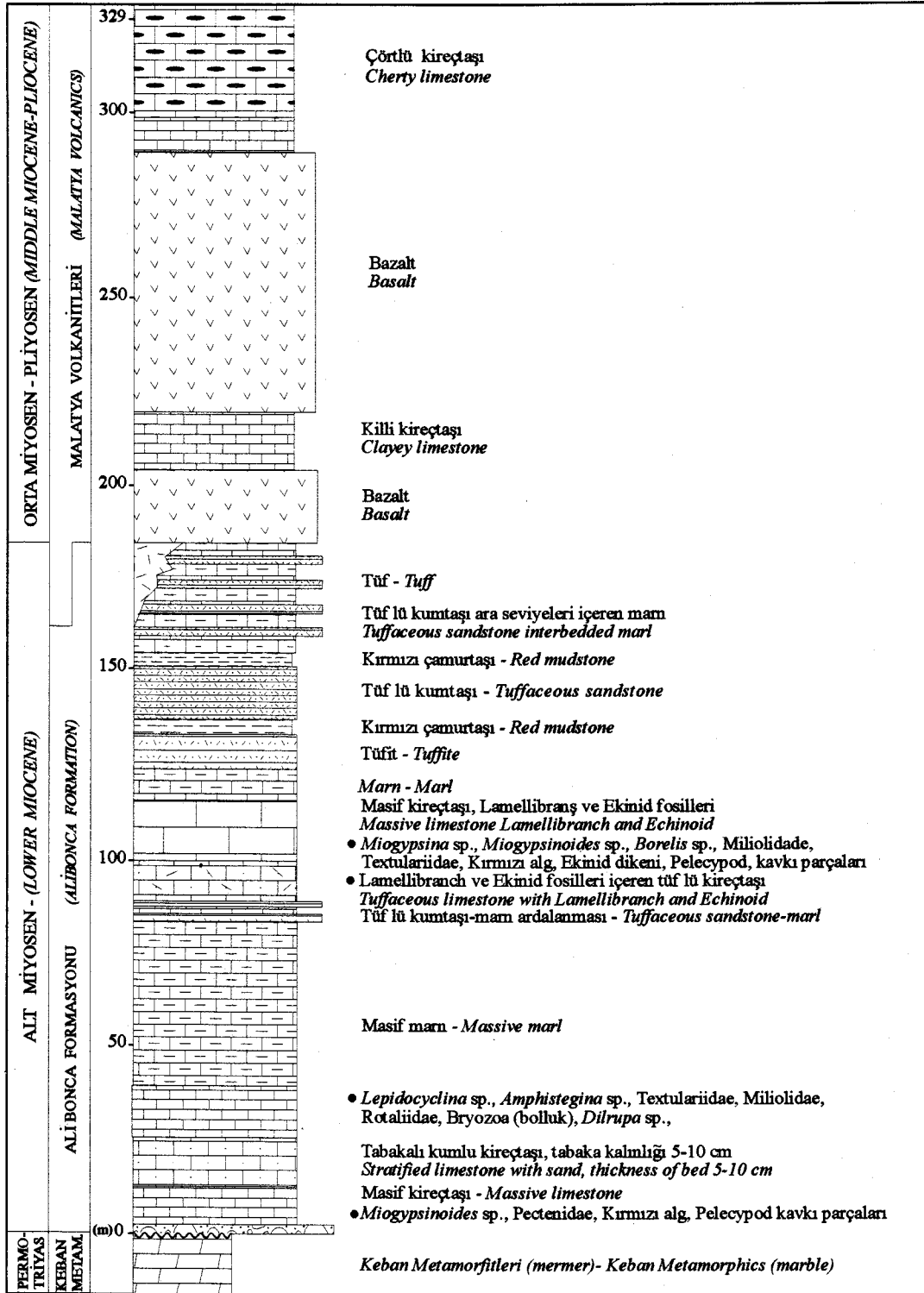
Şekil 1 : İnceleme alanının yer bulduru haritası (Bingöl, 1989'dan değiştirilmiştir).

Figure 1 : Location map of the study area (Modified from Bingöl, 1989).

LİTOLOJİ - LITHOLOGY	SEDİMANTER YAPILAR - SEDIMENTARY STRUCTURES
 Konglomera - Conglomerate	 Teknemi çapraz tabakalanma <i>Trough cross bedded</i>
 Bres - Breccia	 Düzlemsel çapraz tabakalanma <i>Planar cross bedded</i>
 Kumtaşı - Sandstone	 Epsilon çapraz tabakalanma <i>Epsilon cross bedded</i>
 Çamurtaşı - Mudstone	 Ripil çapraz laminasyon <i>Ripple cross lamination</i>
 Marn - Marl	 Su kaçma yapısı <i>Water escape structure</i>
 Kireçtaşı - Limestone	 Yığılmış tabakalı stromatolit <i>Cumulate - layered stromatolite</i>
 Çörtlü kireçtaşı - Cherty Limestone	 Sütunlu tabakalı stromatolit <i>Columnar - layered stromatolite</i>
 Kömür - Coal	 Binik dizilim - Imbrication
 Aglomera - Agglomerate	 Kaliş - Caliche
 Volkanik kumtaşı <i>Volcanic sandstone</i>	BIOTA - BIOTE  Lamellibrans - Lamellibranch
 Tüf - Tuff	 Gastropod - Gastropoda
 Tüfit - Tuffite	 Bitki kökleri - Rootlets
 Bazalt - Basalt	DİĞER SEMBOLLER - OTHER SYMBOLS  Eski akıntı yönü - Paleo-current direction  Merceksi geometri - Lenticular shape  Tane boyu yukarıya doğru incelen istif <i>Finning upward sequence</i>

Şekil 2 : Ölçülmüş kesitlerle ilgili açıklamalar.

Figure 2 : Explanations about measured sections.



Şekil 3 : Eskiarpagir measured section (Türkmen et al., in press).

Figure 3 : Eskiarpagir ölçütlü kesiti (Türkmen ve diğ., baskıda)

dalanması ile devam eden istifin en üst düzeylerini oluşturan gölsel kireçtaşları, bazaltik lav akıntıları ile yanal-düşey ilişkilidir.

Birim üzerinde radyometrik yaş çalışmaları yapan Leo ve diğ. (1974), Orta Miyosen, Orta-Geç Miyosen (14,1±0,4 milyon yıl) ve Geç Miyosen'de olmak üzere üç farklı evrede oluşmuş volkanik ürünlerin varlığından bahsederler. Ercan ve Asutay (1993) da aynı evre ve yaşları benimsemişlerdir. Türkmen ve diğ. (1998) ise, birimi oluşturan volkanitlerin, tabanda, Alibonca Formasyonu ile yanal-düşey ilişkili olduğunu vurgulayarak, birimin Erken Miyosen-Pliyosen yaşında olması gerektiğini belirtmişlerdir. Bu çalışmada da, arazi verilerine daha uygun olduğu için, bu yaş aralığı benimsenmiştir.

Karabakır Formasyonu

İlk kez, Elazığ kuzeyindeki Pertek (Tunceli) İlçesinin batısında Karabakır Köyü civarında Naz (1979) tarafından adlandırılmıştır.

Birim, inceleme alanında Çemişgezek, Elazığ yakın çevresi ve Kovancılar yörelerinde geniş yüzeylemeler sunar. Kendinden daha yaşlı birimleri uyumsuzlukla örten bu formasyon, Pliyo-Kuvaterner yaşlı çökellerle uyumsuz olarak üzerlenir.

İnceleme alanında oldukça geniş yayılım gösteren bu birim, yerel litolojik farklılıklar sunar. Çemişgezek dolaylarında tabanda gölsel kireçtaşları ile başlayan bu formasyon, akarsu fasiyeslerini karakterize eden epiklastik kayaçlarla devam eder. Daha üst seviyelerde ise tüfit, kırmızı çamurtaşı, tüflü kumtaşları ve en üst düzeylerdeki bazaltik lav akıntılarından oluşur.

Birimin Elazığ yakın güneyinde piroklastik kayaçlar ve lavlarla yanal-düşey ilişkili kireçtaşları ile temsil edilir. Bu kireçtaşları, Elazığ'ın yakın batısındaki yanal devamında (Örençay Köyü) kırmızı konglomeralar ve çamurtaşlarına geçiş gösterir. Elazığ'ın kuzey-kuzeybatısında Salkaya, Şahinkaya ve Körpe köyleri çevresinde ise, sadece bazaltik lav akıntıları ile temsil edilir.

Kovancılar ve Çaybağı yöresinde geniş yayılım sunan bu birim, konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kömür, marn, tüfit ve üst düzeylerinde bazaltik lav akıntıları ile ardalanmalı pizolitli kireçtaşları ile karakterize edilmekte olup, bu yörede Türkmen (1991) tarafından Çaybağı Formasyonu olarak adlandırılmıştır.

Birimin, Elazığ yakın güneyinde bazaltik pi-

roklastitler ve lavlarla yanal-düşey ilişkili olan kireçtaşlarında *Mimomys occitanus*, *Occitanomys bralloni*, *Apodemus dominans*, *Cricetidae* gen. et sp. (*Mesocricetus*?), *Spalacidae* gen. et sp., *Ochotonides* sp., *Soricidae* gen. et sp., *Mesocricetus* aff. *primitivus* gibi memeli fosilleri saptanarak Erken Pliyosen/Geç Russiniyen yaşı verilmiştir. (Ünay ve De Bruijn, 1997). Kovancılar-Çaybağı yöresindeki stratigrafik istifin tabanına yakın düzeylerinde ise, *Pro-mimomys moldavicus*, *Apodemus* cf. *dominans*, *Castoridae* gen. et sp. (büyük form) gibi memeli fosilleri belirlenmiş ve birimin bu bölgedeki yüzeylemesine Erken Pliyosen/Erken Russiniyen yaşı verilmiştir (Ünay ve De Bruijn, 1997).

Elazığ yakın çevresi ve Kovancılar-Çaybağı yöresindeki litolojik özellikler, Çemişgezek çevresindeki istifin üst düzeylerine benzerlik gösterir. Çemişgezek yöresindeki istif, Elazığ yakın çevresi ve Kovancılar-Çaybağı dolaylarındaki yüzeylemelere göre daha fazla ve farklı volkanik evrelerin izlerini taşır. Bu durum ve Neojen volkanitlerini petrografik-petrolojik açıdan inceleyen araştırmacıların (Ercan ve Asutay, 1993; Kürüm, 1994) verileri dikkate alınarak, Çemişgezek dolaylarındaki istifin yaşı Geç Miyosen-Pliyosen olarak benimsenmiştir.

NEOJEN BİRİMLERİNİN SEDİMANTOLOJİK ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki Neojen birimlerinin yayılımı ve sedimantolojik özellikleri, aşağıdaki alt bölgelerde incelenmiştir. Bu amaçla, sözkonusu alt bölgelerde ayrıntılı stratigrafik kesitler ölçülmüştür (Şekil 2-6).

Arapgir ve Ağın Bölgesi

Adı geçen yerlerdeki Neojen birimleri benzer stratigrafik özelliklere sahip olduğundan, aynı alt bölgede toplanmıştır. Sözkonusu bu yerlerdeki Neojen birimlerini Alibonca Formasyonu ve Malatya volkanitleri oluşturur.

Eski Arapgir Ölçülü Kesiti

Bu kesit, Arapgir'in yaklaşık 10 km güneydoğusundaki Eski Arapgir Köyü'nün yaklaşık 1 km batısında ölçülmüştür (Şekil 1).

Kesitin tabanını Permo-Triyas yaşlı Keban Metamorfitleri oluşturur (Şekil 3). Bu birimi açılı uyumsuzlukla üzerleyen Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu'nun alt düzeyleri düzgün tabakalı,

kumlu kireçtaşları ile karakterize edilir. Bu kireçtaşlarını tüf arakatlı marnlar izler. Daha sonra, *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., Textulariidae, Miliolidae ve Rotaliidae gibi fosiller içeren tabakalı kireçtaşları gelir. Bu kireçtaşlarında, belli düzeyler boyunca lamellibrans yoğunlaşmaları izlenir. İstifin daha üst seviyelerini oluşturan 50-60 m kalınlığındaki marnları, tüfit düzeyleri üzerler. Bu tüfitleri örten masif kireçtaşları *Miogypsina* sp., *Miogypsinoidea* sp., *Borelis* sp., Miliolidae, Textulariidae ve ekinid-pelesipod kavkı parçaları içerir. Daha üst düzeylere doğru marn ara seviyeleri içeren tüfitlere geçilir.

Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu'nun üst düzeylerini oluşturan kireçtaşı-marnlar, çoğunlukla bazaltik lav akıntıları ve piroklastitlerle yanıl-düşey ilişkilidir (Şekil 3). Tabanı Alibonca Formasyonu ile yanıl-düşey ilişkili olan bu volkanitli birim (Malatya volkanitleri), üst seviyelere doğru bazalt-kireçtaşı ardalanması ile temsil edilir. Bu kireçtaşları küçük boşluklar (mikro-karst) ve kuruma breşleri içerir. Sözkonusu breşlerin arası ve küçük boşluklar çörtle doldurulmuştur.

Arapgir güneybatısındaki Yoncalı (Arguvan) dolaylarında ise, Neojen çökellerinin tabanı gözlenememiştir. İstifin tabanını Erken Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu oluşturur. Bu formasyonun alt düzeyleri kırmızı renkli, karasal kökenli konglomera ve kumtaşlarıyla karakterize edilir. Bunların üzerinde yer alan kalın tabakalı kireçtaşları arasında 15-20 cm kalınlığında çört bantları ile, yer yer de çört yumrularının geliştiği gözlenir (Türkmen ve diğ., 1998). İstifin üst seviyelerine doğru bu yoğun silisli düzeyler aniden kaybolur. Silisli düzeyleri üzerleyen karbonatlarda Echinid ve Bryozoa'dan başka *Archaias* cf. *kirkukensis* Henson, Miliolidae, Rotaliidae, Peneroplidae gibi bentik foraminiferlerin yoğunluğu dikkat çeker. Bu kireçtaşlarının üst seviyelerinde, bunlarla geçişli, oldukça kalın bazaltik lav akıntıları içeren piroklastitler yer alır. Ağın'ın yaklaşık 10 km güneybatısındaki Demirçarık Köyü çevresinde ise, bu kireçtaşları bol alg ve mercan fosilleri içerir.

Yorum: Bu kesitte Alibonca Formasyonu'nu oluşturan bentik foraminiferli, tabakalı kireçtaşları sığ deniz karbonat banklarını temsil eder (Bkz. Davies, 1970). Görür (1979), Karaisalı kireçtaşlarında bentik foraminiferlerin baskın olduğu benzer fasiyesleri, bank çökelleri olarak yorumlanmıştır. İnceleme alanındaki Miliolidli düzeylerin bank içerisinde ko-

runmuş alanlarda, diğer bentik foraminiferli düzeylerin ise bank önü ve çevresinde olduğu söylenebilir (Bkz. Davies, 1970). Ancak, Demirçarık Köyü (Ağın) çevresinde olduğu gibi bazı yüzeylemelerde bol alg ve mercan fosilleri içeren kireçtaşları ise, resif fasiyesini karakterize eder. İstifin üst düzeylerinde kırmızı çamurtaşı araseviyeleri içeren tüfit ve marnların gözlenmesi ortamın gittikçe sığlaştığına işaret eder. Bu istifin, tabanındaki Miliolidli kireçtaşları ile olan ilişkisi de bunların günlerde çökeldiğini düşündürmektedir. Erken Miyosen sonlarına doğru denizin bölgeden tamamen çekilmesi ve gittikçe yoğunlaşan volkanik etkinlik sonucu, bazaltik lavlar geniş alanlara yayılmıştır. Bu bazaltik lav akıntıları ile ardalanmalı kuruma breşli ve boşluklu kireçtaşları, göl rejimini karakterize eder. Benzer denizel-karasal fasiyes geçişleri Adana Havzası Kuzgun Formasyonu'nda, Kuzgun üyesi ile Salbaş tüfit üyesi arasında da gözlenmektedir (Yetiş ve diğ., 1986, 1995).

Çemişgezek Bölgesi

Bu bölgedeki Neojen oluşukları, Çemişgezek çevresinde geniş yüzeylemeler veren Alibonca Formasyonu ve Karabakır Formasyonu ile temsil edilir.

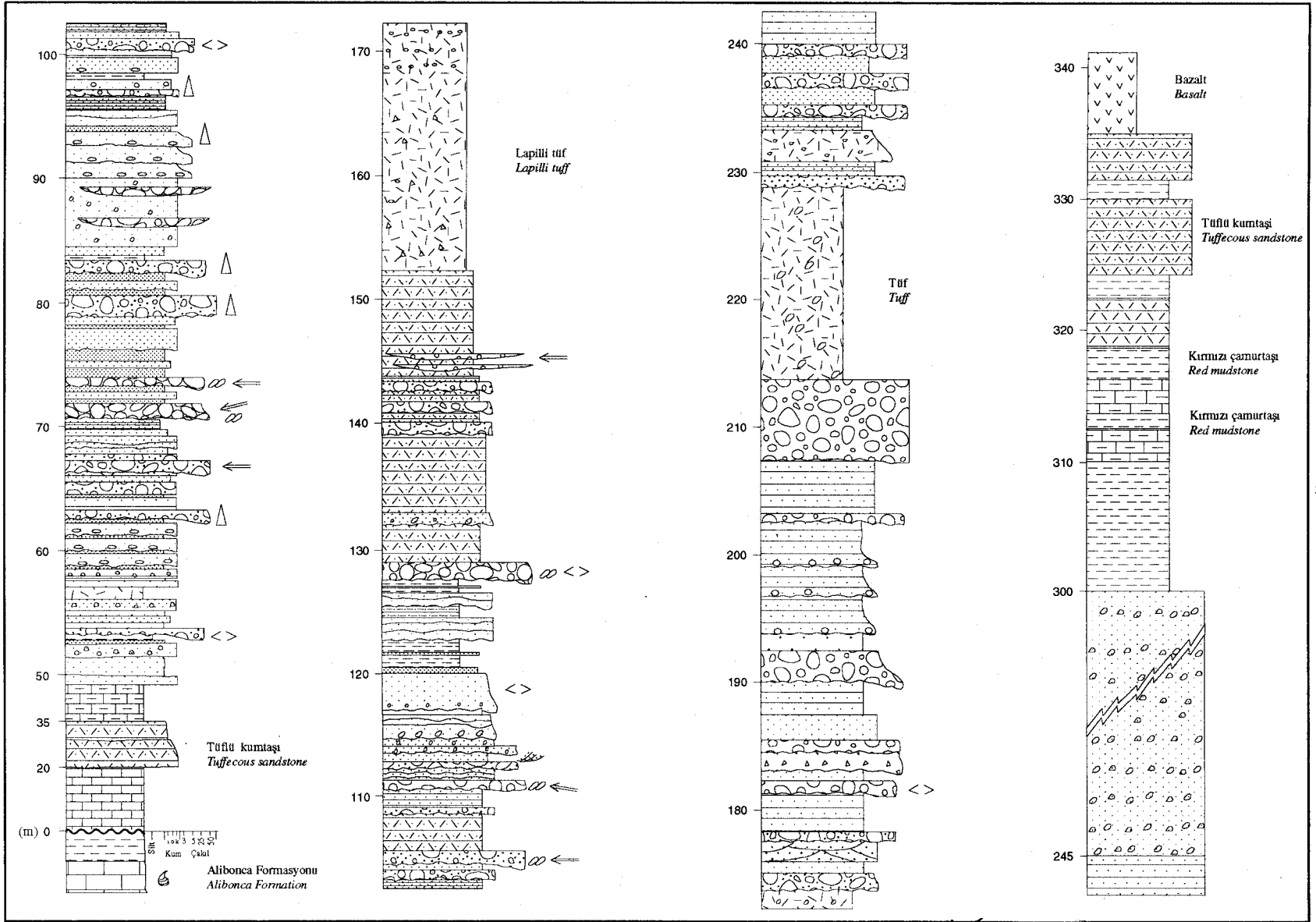
Çemişgezek Ölçülü Kesiti

Kesit, Çemişgezek İlçesi'nin yaklaşık 5 km güneydoğusundaki Bölmebölen Köyü yakın kuzeybatısında ölçülmüştür (Şekil 1).

Kesitin ölçülmesine, tabanı oluşturan Alibonca Formasyonu'nun üst yüzeyinden başlanmıştır (Şekil 4). Arapgir ve Ağın yöresindeki yüzeylemelerde benzer özelliklerle temsil edilen Alibonca Formasyonu Çemişgezek çevresinde ise, bol alg ve mercan fosilleri içeren masif kireçtaşlarıyla karakterize edilmektedir. Yer yer bu kireçtaşlarının, üst düzeylere doğru marnlara geçtiği gözlenir (Şekil 4).

Kesitin 50 metrelik ilk kısmı kireçtaşı-tüflü kumtaşı ve marnlardan oluşur. Kireçtaşları, tabakalı ve bol gözenekli (mikrokarstik) olup, yer yer kuruma breşli düzeyler içerir. Ayrıca yoğun mangan dendritleri de görülür. Bunları üzerleyen kumtaşları ise yoğun volkanik malzemeli (tüflü) ve düzgün tabakalıdır.

50-129 metreler arasını tane boyu yukarıya doğru incelen, devreli ardalanmalı istifler oluşturur (Şekil 4). Bu ardalanmalı istiflerin tabanını merceksi geometrilili, masif, çakıllı kumtaşı ve yer yer kong-



Şekil 4 : Çemişgezek ölçülü stratigrafik kesiti (Açıklama için Şekil 2'ye bakınız).

Figure 4 : Çemişgezek measured stratigraphic section (See Figure 2 for explanation).

lomeralar oluştururken, üst düzeylerini ise tabakalı kumtaşları oluşturur. Konglomeralarda oldukça yaygın kiremitlenme gözlenir. Kiremitlenmeler, taşınmanın doğudan batıya doğru gerçekleştiğini gösterir. Masif kumtaşlarının içerisinde saçılı halde çakıllar (2-3 cm) bulunmaktadır. Bu kumtaşlarının tabanına yakın düzeylerinde 20-30 cm boyunda çakılların yoğunlaştığı görülür. Çakılların tamamı volkanik kökenli olup, andezitik, bazaltik ve yer yer de dasitik bileşimlidir. Ardalanmalı istiflerin üst düzeylerini oluşturan tabakalı kumtaşları ise orta-ince taneli olup, tabaka kalınlıkları 10-30 cm arasında değişir. İstifin bazı düzeylerinde 1-2 m kalınlığında, yoğun köşeli bloklu düzeyler yer alır. Andezitik, bazaltik bileşimli bu bloklar 1 m ye kadar ulaşmaktadır.

129-152 metreler arasını tabakalı tüfitik kumtaşları oluşturur. Tabaka kalınlığı çoğunlukla 15-20 cm arasında değişen ve yer yer konglomera merccekleri içeren bu kumtaşları oldukça geniş yanal yayılımına sahiptir.

152-173 metreler arası lapilli tüflerle karakterize edilir. Bunların içerisinde saçılı halde, 3-5 cm boyutunda volkanik kökenli köşeli çakıllar bulunur. Tüflerin üst seviyelerinde 30-50 cm kalınlığında konglomeralar yer alır.

Kesitin 173-245 metreler arasında, alt düzeylerde olduğu gibi, tane boyu yukarıya doğru incelen devreli ardalanmalı istifler yer alır. Bu istiflerin alt düzeylerini aşınmalı tabanlı konglomera, kumtaşları, üst düzeylerini ise tabakalı kumtaşları oluşturur.

245-300 metreler arasını breşik düzeyler içeren kaba tabakalı masif volkanik kumtaşları oluşturur. Bu breşik düzeylerde 1.5 m ye ulaşan bloklar yer alır.

300-335 metreler arasında kireçtaşı, tüfit ve tüflü kumtaşları ile ardalanmalı kırmızı çamurtaşları gözlenir.

İstifin en üst düzeyini ise bazaltik lav akıntıları oluşturur.

Bu kesitteki kırıntılı çökellerin bileşenlerinin tamamının volkanik kökenli olduğunu vurgulamak gerekir.

Yorum: Alibonca Formasyonu'ndaki bol alg ve mercan fosilleri içeren masif kireçtaşları, resif çirkeğini karakterize eder. Karabakır Formasyonu'nun ilk 50 m lik bölümünü oluşturan bol gözenekli (mikro-karstik) kireçtaşları, tüflü kumtaşları ve marnlar göl çökelleridir. Kireçtaşlarının

dokusal özellikleri göl tortullarını karakterize eder. İstifteki düzgün tabakalı tüflü kumtaşları ise gölün, zaman zaman volkanik faaliyetten etkilendiğine işaret eder.

50-129 metreler arasındaki tane boyu yukarıya doğru incelen, konglomera ve kumtaşlarından oluşan devreli ardalanmalı istifler yüksek enerjili örgülü akarsu çökellerini (Rust, 1972, 1978; Smith, 1987; Haughton, 1993) temsil eder.

129-152 metreler arasında yer alan tüfitik kumtaşları ile doğrudan volkanizma ile ilişkili olabileceği gibi, erozyon sonucunda biriktirilmiş de olabilir.

152-173 metreler arasındaki lapilli tüfler ise, bu yöreyi de etkileyen volkanik patlamanın ürünüdür.

173-213 metreler arasını oluşturan tane boyu yukarıya doğru incelen ardalanmalı istifler ise, alttaki seviyelerle (50-129 metreler arasında) aynı özellikte olup, örgülü akarsu çökellerini karakterize eder.

213-229 metreler arasında yer alan masif tüfler, inceleme alanını etkileyen volkanizmanın 2. evre ürünleri olarak yorumlanmıştır.

229-245 metreler arasındaki konglomera-kumtaşı düzeyleri, akarsu taşımalarını işaret eder. Ancak, bunun üzerindeki (245-300 metreler arası) yarı köşeli, volkanik kökenli bloklu seviyeler içeren masif kumtaşlarının özellikleri ise, sulu sediment akmasını (fluidal sediment flow) karakterize eder (Haughton, 1993).

Kesitin üst düzeylerini oluşturan kireçtaşı, tüflü kumtaşı, tüfit ve kırmızı çamurtaşı ardalanması ise, bölgedeki volkanizma tarafından kontrol edilen göllerin zaman zaman çamur düzlüklerine dönüştüğüne işaret eder.

Bütün bölgeyi etkileyen volkanizma ürünleri, kesitin en üst düzeyindeki bazaltik lav akıntıları oluşturur.

İstifin tabanındaki göl çökelleri, zamanla akarsu tortulları ile üzerlenmektedir. İlerleyen dönemlerde bölgeyi etkisi altına alan volkanik küllerin, zaman zaman iri taneli volkanik malzemelerle üzerlendiği görülür. Bu tortullar da geçici göl çökelleri tarafından üzerlenir. Daha sonra başlayan volkanizma evresinin lav akıntıları, bütün bölgeyi etkisi altına almıştır.

Kesitteki kırıntılı bileşenlerin tamamen volkanik kökenli ve olgunlaşmamış olması, taşınma mesafelerinin fazla olmadığına işaret eder. Bu çökeller, doğrudan havza yakınındaki volkanlardan, ço-

günlukla da volkanik örtülerin hızla aşındırılmasından kaynaklanan epiklastiklerden oluşur. Kiremitli çakılların gösterdiği eski akıntı yönleri taşınmanın yaklaşık batıya doğru olduğunu ve bunların, inceleme alanının yakın doğusundaki volkanitlerden (Çemişgezek'in yaklaşık 15 km güneydoğusunda yer alan Ulukale Köyü çevresindeki yüzeylemelerden) türediğini göstermektedir. Söz konusu bu volkanitler Ercan ve Asutay'ın (1993) Tunceli Volkanitleri olarak isimlendirdikleri birimin batı kesimini (Hozat-Çemişgezek arası) oluşturur. Ulukale çevresinde volkan konilerinin varlığı bilinmektedir (S. Kürüm, 1998; sözlü görüşme). Söz konusu bu koniler büyük olasılıkla, ölçülü kesitteki tüflerin ve akarsularla yeniden işlenmiş volkanik kökenli bileşenlerin çıkış merkezlerini temsil ederler.

Elazığ Yakın Çevresi

Elazığ yakın çevresindeki Neojen birimleri çoğunlukla bazaltik lav akıntıları-piroklastitler, konglomera ve gölsel karbonatların oluşturduğu Karabakır Formasyonu ile temsil edilir.

Örentepe Kesiti

Bu kesit Elazığ'ın 15 km batısında yer alan Örençay Köyü'nün yakın doğusundaki Örentepe'de ölçülmüştür (Şekil 1).

Kesitin tabanındaki 0-19 metreler arasını masif konglomera-kırmızı renkli çamurtaşı ardalanması oluşturur (Şekil 5). Çoğunlukla organize olmamış bu konglomeralar, masif özellik gösterir. Konglomera tabakalarının bazıları geniş yayımlı olmakla beraber, yer yer 4-5 m lik yanal yayılıma sahip mercexsi geometrilili olanları da vardır. Kesitin tabanındaki konglomeralarda normal derecelenme ve kiremitlenmeler, daha üst düzeylerde ise normal-ters derecelenmeler gözlenir. Bunlar tane-matriks destekli olup, çoğunlukla çamur matriksle, seyrek olarak da kum-karbonat matriksle tutturulmuştur. Maksimum tane boyu 125 cm ye ulaşırken, ortalama tane boyu 15-20 cm kadardır. Bileşenlerinin %80 kadarını, birimin temelindeki Keban Metamorfiti'ne ait mermer, %20'sini ise Elazığ Magmatitleri'nden türemiş granit çakılları oluşturur. Yuvarlaklaşma oldukça zayıftır. Bu konglomeralar, kırmızı çamurtaşları ile yanal-düşey ilişkiye sahiptirler. Kırmızı çamurtaşları, kalınlığı 1-3 m arasında değişiklik gösteren yoğun kalışlı düzeyler içermektedir. Bu çamurtaşları içerisinde boyu 50-60 cm ye varan köşeli

mermer blokları bulunur. Belli düzeylerde de 3-5 cm lik çakılların yoğunlaştığı görülür.

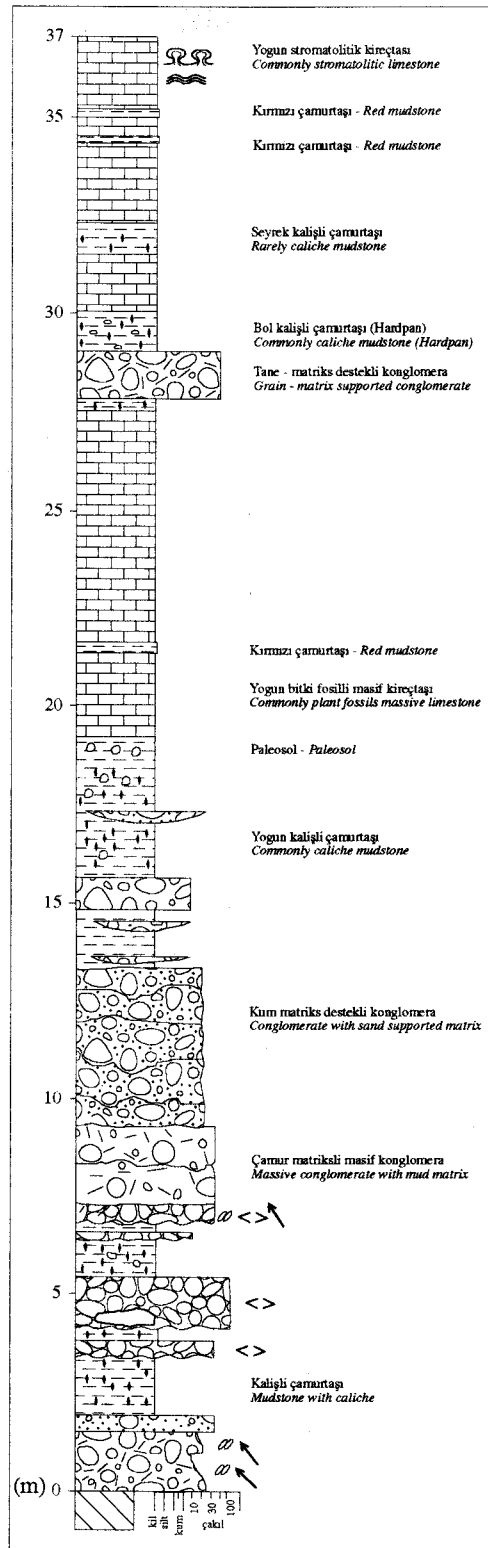
19-37 metreler arasını kalışlı çamurtaşı ara seviyeleri (5 seviye) içeren masif kireçtaşları oluşturur (Şekil 5). Yer yer alüvyonlarla örtülü olan bu kireçtaşları, kırmızı renkli konglomera ve çamurtaşları ile yanal-düşey ilişkilidir. Bunlar, kırmızı çamurtaşları ile geçişli olduğu yerlerde yumrulu özellik gösterir. Kireçtaşlarının belli düzeylerinde ooidler gözlenir. Bu ooidler mikritik ve sparitik halkaların düzenli ardalanmasından oluşur. Kireçtaşlarında yer yer izlenen kuruma breşlerinin arası, kalsit ve silt boyu malzeme ile doldurulmuştur (Üstündağ, 1996). Kireçtaşlarının hemen her seviyesinde küçük boşluklar (pseudo-mikrokarst) yaygındır. Stratigrafik istifin en üst düzeyinde ise, Preiss (1976) 'in sınıflamasındaki sütunlu tabakalaşmış (columnar layered) ve yığışlımlı (cumulate) şekilli stromatolitler oldukça yaygındır.

Bu kireçtaşları oldukça geniş yayımlı olup, doğuya doğru, Elazığ'ın yakın güneyine (Sürsürü Mahallesi) kadar devam eder. Burada, piroklastik kayalar ve lav akıntıları ile yanal-düşey ilişkili oldukları görülür.

Yorum: Kesitin yaklaşık ilk 20 m lik kısmını oluşturan konglomeralardaki çamur matriks, tane-matriks desteği, normal-ters derecelenme, kötü boylanma gibi özellikler, moloz akması (debris flow) ile taşınıp çökmeyi işaret eder (Bkz. Schultz, 1984). Kalış ve eski topraklı (paleosollü) düzeyler içeren kırmızı çamurtaşları ise karasal çamur akmalarının belirticisidir (Bkz. Nilsen, 1982). Bu çamurtaşlarının moloz akması tortulları ile ardalanmalı olması ise alüvyal yelpazelerin karakteristiğidir (Bkz. Heward, 1978; Nilsen, 1982).

Kireçtaşlarındaki yaygın kuruma breşleri ve küçük boşluklar, geçici sığ göllerdeki çökmeyi işaret eder. Bu kireçtaşlarının kırmızı renkli, eski topraklı çamurtaşları ile ardalanmalı olması da bu görüşü desteklemektedir. Benzer kireçtaşları, bataklık-sığ su çökelleri (palustrin) olarak yorumlanır (Bkz. Platt ve Wright, 1991; Alonso Zarza ve diğ., 1992). Sanz ve diğ. (1995), Madrid Tersiyer Havzası'nda kırmızı konglomera ve eski topraklı çamurtaşları ile yanal-düşey ilişkili benzer dokusal özellikteki kireçtaşlarını, yarı kurak alüvyal sistemlerle ilişkili karbonatlı gölcüklere (carbonate pond) ait çökeller olarak yorumlamışlardır.

Kesitteki kırmızı konglomera ve çamurtaşlarından kurulu alüvyal yelpaze çökelleri ile



Şekil 5 : Örentepe ölçülü stratigrafik kesiti (Açıklamalar için Şekil 2'ye bakınız).

Figure 5 : Örentepe measured stratigraphic section (See Figure 2 for explanation).

kireçtaşlarının yanal ve düşey ilişkili olması, alüvyal yelpazelerin belli alanlarda göle açıldığını göstermektedir. Elazığ'ın yakın güneyinde bu kireçtaşlarının piroklastitler ve lavlarla yanal ilişkili olması ise, bu gölün zaman zaman volkanizmadan da etkilendiğini gösterir.

Çaybağı ve Kovancılar Bölgesi

Çaybağı – Kovancılar yöresindeki Neojen birimlerini Alibonca Formasyonu ve Karabakır Formasyonu oluşturur.

Alibonca Formasyonu bu bölgede de, diğer yüzeylemelerine benzer özelliklere sahip olduğundan, ölçülü kesitte sadece Karabakır Formasyonu'nun ayrıntılı özelliklerine değinilmiştir.

Çaybağı Ölçülü Kesiti

Bu kesit, yöredeki varlığı ilk kez Türkmen (1991) tarafından belirtilen Karabakır Formasyonu (Çaybağı Formasyonu) içerisinde, Elazığ'ın 35 km doğusunda, Çaybağı yerleşim alanının 5 km güneydoğusunda, Keban Baraj Gölü kıyısından Çar-dakduvar Tepe'ye doğru ölçülmüştür (Şekil 1).

Kesitin ölçüldüğü yüzeylemede tabanı, Keban Baraj Gölü altında kaldığı için görülemez. Ancak, kesit yerine yakın uzaklıktaki Kovancılar İlçesi güneyinde, Alt Miyosen yaşlı Alibonca Formasyonu'nu üzerlediği gözlenir.

Kesitin 0-380 m lik kısmı tane boyu yukarıya doğru incelen ardalı istiflerden oluşur (Şekil 6). Kesitin tabanından itibaren 40 metrelik bölümünü, kömür araseviyeleri içeren bitki kırıntılı, kök izli çamurtaşları oluşturur. 40-180 metreler arasında oluşan ardalı istiflerin alt düzeylerini kırmızı konglomera ve iri taneli kumtaşları oluştururken, üst düzeylerde ise ince taneli kumtaşları yer alır. Bu kumtaşları yer yer düzlemsel-teknemsi çapraz tabakalanma sunar. Bu çapraz tabakalı düzeylerin birbiriyle yanal-düşey ilişkili olduğu görülür. Kırmızı renkli konglomeralarda derecelenme izlenir. 180-380 metreler arasında oluşan ardalı istiflerin alt düzeylerini epsilon çapraz tabakalı kumtaşları ve düzlemsel-teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları oluşturur. Bu kumtaşlarında, kırmızı çamurtaşı parçaları (gecikme çökelleri) gözlenir. Üst düzeylerini ise, bitki kökleri ve kömür damarları içeren, çoğunlukla kırmızı renkli ve yer yer de gri çamurtaşları oluşturur.

380-540 metreler arasında kırmızı renkli çamurtaşı

ara seviyeleri içeren marnlar oluşturur. Marnlarda, *Unio* sp. gibi tatlı su fosilleri görülür. Tüflü düzeyler de içeren bu marnların kalınlığı 80 m yi bulur.

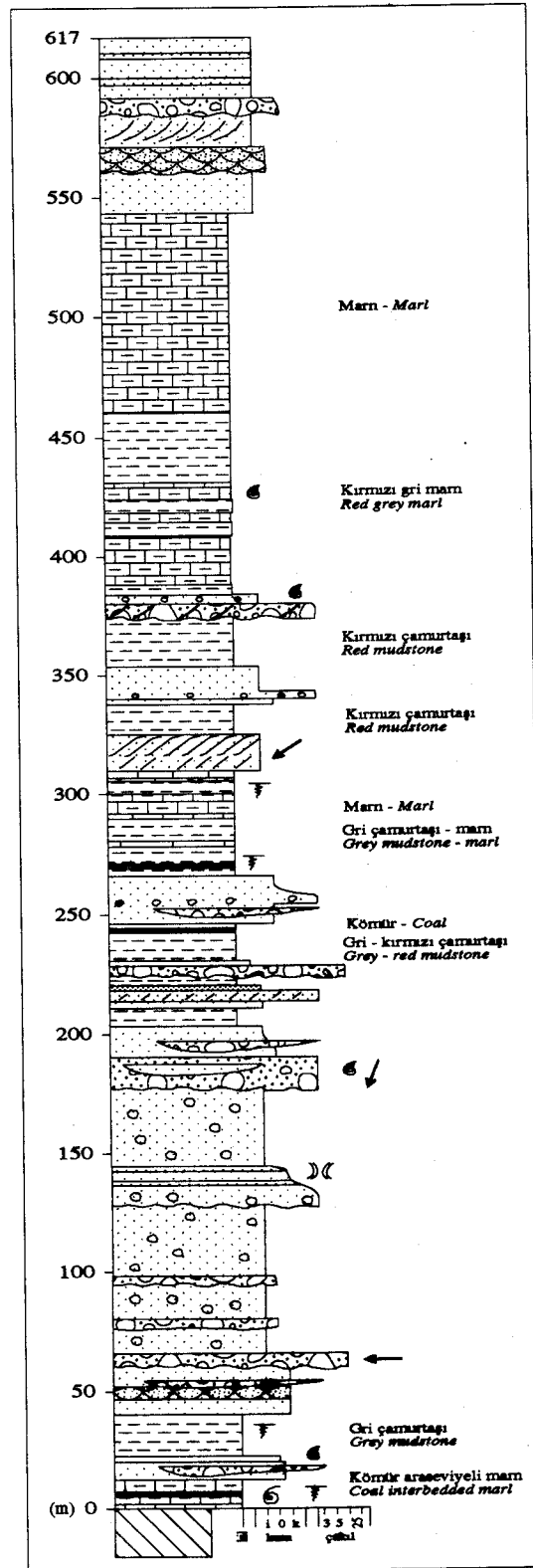
Kesitin 540-617 metreleri arasında teknemsi çapraz tabakalı ve ripil çapraz lamine tüflü kumtaşları hakimdir. Bunlar tane boyu yukarıya doğru incelen istifler şeklindedir. Bu istifin tabanında, gecikme çökelleri şeklinde odun parçaları gözlenir.

Kesitin stratigrafik en üst düzeyinin yanal devamını, Kovancılar kuzeyinde bazalt-kireçtaşı ardalı oluşur. Bu kireçtaşlarında 8-10 cm ye ulaşan pizoyidler yaygın olarak gözlenir. Bunların çekirdeklerini çoğunlukla Elazığ Magmatitleri'nin volkanik kayalar parçaları oluştururken, bazı pizoyidler çekirdeklerini ise organizmalar oluşturur. Konsantrik özellikteki pizoyidler, mikrit-kalsit haliklerinden yapıldır.

Yorum: Kesitin tabanında (0-40 m) yer alan ve kömür ara seviyeleri ile bitki kökleri içeren gri çamurtaşları, bataklık fasiyeslerini karakterize eder. 40-180 metreler arasında oluşan kırmızı konglomeralarla yanal-düşey ilişkili düzlemsel-teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları ve yatay tabakalı, orta-ince taneli kumtaşları örgülü akarsu fasiyeslerinin karakteristiğidir (Rust, 1972, 1978). 180-380 metreler arasında oluşan epsilon çapraz tabakalı, düzlemsel ve teknemsi çapraz tabakalı kumtaşları ile kırmızı-gri renkli çamurtaşı ardalı oluşur. Bu çamurtaşlarında devreli ardalı istifler, menderesli akarsu çökellerini karakterize eder (Bkz. Allen, 1963; Collinson ve Thompson, 1982; Miall, 1985). Kömür ara seviyeleri içeren gri-yeşil renkli çamurtaşları ise, menderesli nehirlerin taşkın düzlüğüne ait bataklık çökellerine karşılık gelir. Bu çamurtaşlarında bitki köküklerinin de yer alması, bu görüşü destekler.

380-540 metreler arasında yer alan ve kırmızı çamurtaşı ara seviyeleri içeren tatlı su fosilli (*Unio* sp.) marnlar ise, göl çökellerini temsil eder. Söz konusu istifin alt düzeylerinde marnların, kırmızı çamurtaşlarıyla ardalı olması, bu göllerin oldukça sık olduğunu ve periyodik olarak su yüzeyine çıktığının belirticisidir. En üstteki 80 m lik (460-540 metreler arası) marnlar ise ilerleyen dönemlerde bu gölün uzun süre duraylı hale geçtiğini gösterir.

Kesitin en üstte, 540-617 metreler arasında oluşan teknemsi çapraz tabakalı, ripil çapraz lamine kumtaşlarının baskın olduğu bölümü, örgülü akarsu fasiyeslerini karakterize eder. Bu kumtaşlarında ve tabanındaki marnlarda yer alan tüflü düzeyler, bu göl ve akarsuların volkanizmadan etkilendiğini gösterir.



Şekil 6 : Çaybaşı ölçülü stratigrafik kesiti (Açıklama için Şekil 2'ye bakınız).

Figure 6 : Çaybaşı measured stratigraphic section (See Figure 2 for explanation).

Bu kesitte, tabandaki örgülü akarsu fasiyeslerinin, yerini zamanla menderesli nehirlerle ve daha sonra gölssel fasiyeslere bırakması, düzenli fasiyes geçişine (duraylı bir havza temelini) işaret eder. Ancak, istifin tabanındaki bataklık tortulları ve üst seviyelerdeki göl çökellerinin örgülü nehirlerle hızlı geçişi, havza tabanının zaman zaman tektonik bakımdan aktif olduğunun göstergesidir.

Kovancılar kuzeyinde stratigrafik istifin en üst düzeylerini oluşturan bazalt ve pizoyidli kireçtaşı aralanması ise akarsuların, ilerleyen dönemlerde tekrar göle dönüştüğünü gösterir. Buradaki bazaltlar, göldeki sedimentasyonun zaman zaman volkanizma ile kesikliğe uğratıldığının göstergesidir. Söz konusu kireçtaşları stratigrafik ve sedimentolojik açıdan, Örentepe kesitindeki kireçtaşları ile denestirilebilir. Ancak, Çaybağı kesitindeki akarsu-göl çökellerine, Elazığ çevresindeki başka yüzeylemelerde rastlanmaz. Bu durum, Çaybağı yöresinde uzun dönemde akarsu ve göl rejimi etkili olurken, Elazığ yakınındaki diğer alanlarda sürekli bir aşınmanın hüküm sürdüğünün ifadesidir. İstifin en üst düzeylerini oluşturan bazalt-pizoyidli kireçtaşlarının Elazığ yakın güneyi ve batısındaki (Örentepe kesiti) kireçtaşlarına benzer özellik göstermesi, ilerleyen dönemlerde bazı çukurluklarda geçici gölcüklerin geliştiği şeklinde değerlendirilmiştir.

İNCELEME ALANINDAKİ NEOJEN BİRİMLERİNİN BÖLGESEL KORELASYONU

Bu bölümde, inceleme alanındaki ayrıntılı stratigrafik ve sedimentolojik özellikleri ortaya konulmuş olan Neojen birimlerinin, Doğu Anadolu'nun diğer yörelerinde incelenmiş olan benzer birimlerle korelasyonu yapılmıştır (Şekil 7).

Alt Miyosen

İnceleme alanında Alt Miyosen çökellerini temsil eden Alibonca Formasyonu Arguvan, Arapgir, Keban, Ağın, Çemişgezek ve Kovancılar arasında süreklilik gösterir. Söz konusu birim, Elazığ yakın çevresinde bulunmaz (Şekil 7). Çoğunlukla platform türü karbonatlarla temsil edilen Alt Miyosen çökelleri Doğu Anadolu'daki diğer yüzeylemelerinde de (Bingöl, Muş Van, Erzurum ve Kars) benzer litolojik özelliklerle geniş yanal devamlılık gösterir (Görür ve diğ., 1995). Arapgir, Keban, Ağın, Çemişgezek ve Kovancılar dolaylarında Alibonca Formasyonu olarak adlandırılan (Çetindağ, 1985; Turan

ve Bingöl, 1991; Kürüm, 1994; Türkmen ve diğ., 1998) bu birim, Bitlis-Muş yörelerinde genellikle Adilcevaz Kireçtaşı (Demirtaşlı ve Pisoni, 1965), Güzelbaba Kireçtaşı (Özyeğin, 1968; Birgili, 1968) ve Alibonca Formasyonu (Soytürk, 1973) olarak adlandırılmıştır. Söz konusu birim Erzurum dolaylarında ise çoğunlukla Haneşdüzü Formasyonu (Erdoğan, 1966; İlker, 1966a; Koçyiğit, 1985; Yılmaz ve diğ., 1988) adıyla incelenmiştir.

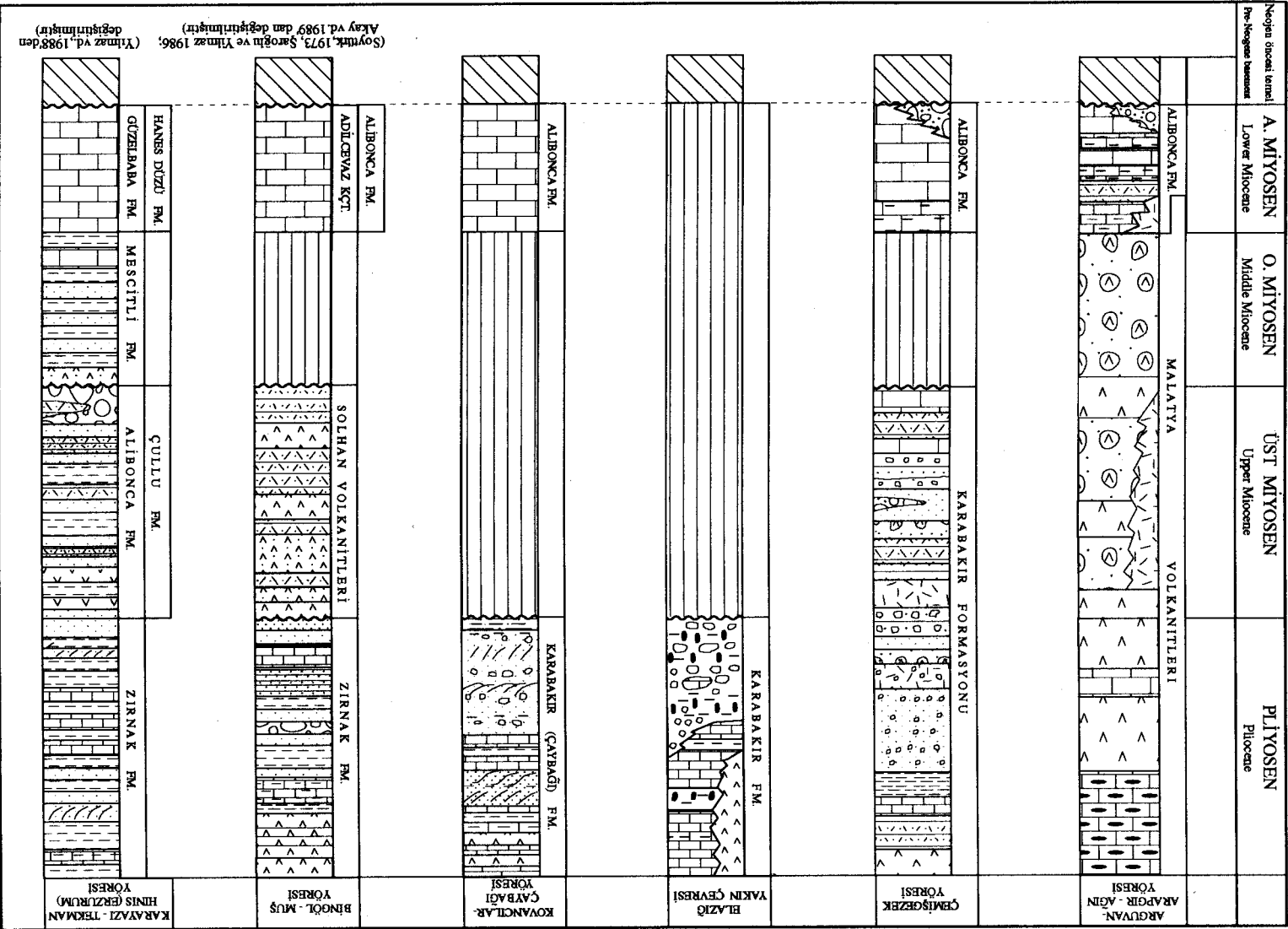
Arapgir yakınında, Alibonca Formasyonu'nun üst düzeyleriyle yanal-düşey ilişkili volkanizma ürünleri, Malatya volkanitlerinin alt seviyelerine karşılık gelir (Türkmen ve diğ., 1998) ve bu bölgedeki volkanizmanın yaşını belirlemede iyi bir kriter oluşturur.

Orta Miyosen

Doğu Anadolu Bölgesi'nde Orta Miyosen'e ait birimler sınırlı alanlarda gözlenmekte olup, çoğunlukla volkanitlerden oluşur (Şekil 7). İnceleme alanındaki Orta Miyosen oluşukları batıda, Arguvan-Arapgir dolaylarında Malatya volkanitleri ile temsil edilir. Bu birimin altta, Alibonca Formasyonu'yla yanal-düşey ilişkili olduğu gözlenir. Erzurum yöresinde alt, orta seviyelerinde kireçtaşı, marn ve kumtaşı, üst düzeylerinde ise dasitik-andezitik piroklastitler ve lavlarla temsil edilen Mescitli Formasyonu'nun yaşı da Erken-Orta (?) Miyosen olarak verilmiştir (İlker, 1966a). Innocenti ve diğ. (1976), Van İli Muradiye ilçesi doğusundaki dasitik lavların 13.1 milyon yıl yaşında (Orta Miyosen) olduğunu belirtmişlerdir.

Üst Miyosen-Pliyosen

Üst Miyosen, inceleme alanının batı kesiminde Arguvan-Arapgir dolaylarında Malatya volkanitleri (Alt Miyosen-Pliyosen) ile temsil edilmektedir. Daha doğuda Çemişgezek dolaylarında ise, genellikle epiklastik-piroklastik kayaçlar ve lav akıntıları ile temsil edilen Karabakır Formasyonu'nun Geç Miyosen'den itibaren oluşmaya başladığı kabul edilir (Ercan ve Asutay, 1993). Elazığ yakın çevresinde kireçtaşı ve bazaltlarla, Kovancılar yöresinde ise konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, marn, kireçtaşı ve bazaltlarla temsil edilen birimin yaşı Erken Pliyosen olup, Çemişgezek dolaylarında yüzeyleyen istifin üst düzeylerinde karşılık gelir. Bir başka ifade ile Karabakır Formasyonu her üç bölgede, Geç Miyosen-Pliyosen zaman aralığının farklı dönemlerinde, ayrı lokal alanlarda oluşmuştur. Bu birim, Malatya volkanitleri'nin üst düzeylerini oluş-



Şekil 7 : Neojen birimlerinin bölgesel stratigrafik korelasyonu

Figure 7 : Regional stratigraphic correlation of Neogene units

turan bazalt-gösel kireçtaşı ardalanması ile denestirilebilir.

Karabakır Formasyonu Bingöl dolaylarında Solhan Formasyonu olarak adlandırılan (Akay ve diğ., 1989) piroklastik ve lav arakatlı akarsu-göl çökelleri ile denestirilebilir. Karabakır Formasyonu'nun Çaybağı yöresindeki yüzeylemelerini oluşturan (Çaybağı Formasyonu; Türkmen, 1991) konglomera, kumtaşı, çamurtaşı, kömür, marn ve epiklastik kayaçlar, Muş çevresindeki Zırnak Formasyonu (Soytürk, 1973) ile denestirilebilir. Birimin Çemişgezek dolaylarındaki yüzeylemeleri, Erzurum yöresinde konglomera, kumtaşı, kilitaşı, andezitik piroklastitler ve epiklastik kayaçların oluşturduğu Geç Miyosen yaşlı Çullu Formasyonu (Yılmaz ve diğ., 1988) ve Alibonca Formasyonu (İlker, 1966b; Sungurlu, 1967) ile denestirilebilir.

TARTIŞMA VE SONUÇ

İnceleme alanındaki (Arapgir, Çemişgezek ve Elazığ yörelerinde) Neojen birimlerini oluşturan Alibonca Formasyonu (Erken Miyosen), Malatya volkanitleri (Erken Miyosen-Pliyosen) ve Karabakır Formasyonu'nun (Geç Miyosen-Pliyosen) stratigrafik-sedimantolojik özellikleri incelenerek, bunların, bölgesel korelasyonu yapılmıştır.

Arguvan, Arapgir, Çemişgezek ve Kovancılar dolaylarında geniş yayılım gösteren Alibonca Formasyonu, çoğunlukla kalın tabakalı kireçtaşı, marn ve seyrek olarak tüfitli düzeylerden oluşur. Bentik foraminiferlerin baskın olduğu bu birim yer yer karbonat bankında yer yer de resifal ortamda çökelmiştir. Malatya volkanitleri, piroklastitler, bazaltik-andezitik bileşimli lav akıntıları ve gösel kireçtaşlarından oluşur. Yerel litolojik farklılıklar gösteren bu birim, tabanında, Alibonca Formasyonu'na ait tüfitli düzeyler ile yanal-düşey ilişkilidir. Bu ilişki, bölgede geniş yayılım gösteren volkanizmanın Erken Miyosen'de başladığını gösterir (Türkmen ve diğ., 1998). Karabakır Formasyonu, inceleme alanında yerel fasiyes farklılıkları sunar. Çemişgezek dolaylarında çoğunlukla epiklastik-piroklastik kayaçlar ve az oranda da lav akıntıları; Elazığ yakın çevresinde bazaltik lav akıntıları ve konglomeralarla yanal-düşey ilişkili gösel kireçtaşları; Çaybağı-Kovancılar dolaylarında altta konglomera, kumtaşı, marn, kömür ara seviyeleri içeren çamurtaşlarından kurulu akarsu-göl çökelleri, üstte ise, bazalt-gösel kireçtaşı ardalanması ile temsil edilir.

Doğu Anadolu Bölgesi'nde neotektonik dönem

süresince kıvrımlar, bindirmeler, doğrultu atımlı faylar ve açılma çatlakları gelişmiştir. Bu yapı topluluğu bölgenin K-G doğrultusunda kısılp, D-B doğrultusunda uzamasına, kıta kabuğunun kalınlaşmasına ve bölgenin yükselmesine neden olmuştur. Bunun sonucu olarak da D-B doğrultulu dağ arası havzalar ve K-G doğrultulu açılma çatlaklarıyla ilişkili volkanizma gelişmiştir. Bu havzaların dolularını ise, volkanizmayla iç içe gelişmiş karasal fasiyesler oluşturur. Bu istiflerde yerel uyumsuzluklar, yanal geçişler ve çökmezlikler olağandır (Şaroğlu ve Güner, 1981; Şaroğlu ve Yılmaz, 1984, 1986).

İnceleme alanında Arapgir-Arguvan dolaylarında yüzeyleyen volkanik arakatlı, regresif karakterdeki Erken Miyosen yaşlı denizel çökeller, bölgenin sıkışmaya başlamasıyla yakından ilişkilidir. Orta-Geç Miyosen boyunca da etkili olan sıkışmaya bağlı olarak yöredeki volkanik faaliyet artarak devam etmiştir. Orta Miyosen'de Çemişgezek dolaylarında gözlenen çökmezlik, yerel uyumsuzluğa neden olmuştur. Yörede Geç Miyosen'de de zaman zaman etkili olan volkanizma sedimantasyonu kesikliğe uğratmıştır. Çemişgezek ölçülü kesitindeki hızlı fasiyes geçişleri de bölgedeki sıkışmanın devam ettiğini gösterir. Elazığ-Kovancılar dolaylarında ise, Orta-Geç Miyosen süresince çökmezlik dönemi devam etmiştir. Bu yörede Erken Pliyosen yaşlı Karabakır Formasyonu'nda ise, bazaltik lav akıntıları ve piroklastitlerle yanal-düşey ilişkili akarsu-göl çökelleri gözlenir. Aynı birimde akarsu çökellerinin, göl çökelleri ile aralandığı da izlenir. Karabakır Formasyonu'nun Elazığ yakın batısında Örentepe dolaylarındaki yüzeylemelerinde ise alüvyal yelpaze çökelleri, sürekli olarak göl çökelleri ile ardalanır. Elazığ yakın güneyinde, bu gösel kireçtaşları bazaltlarla yanal geçişlidir. İnceleme alanındaki bu fasiyes değişiklikleri, Doğu Anadolu Bölgesi'nin diğer Neojen Havzalarında olduğu gibi, Karabakır Formasyonu'nun da tektonik kontrollü yerel havzalarda oluştuğunu gösterir. İlerleyen dönemlerde de devam eden bu sıkışma, Çaybağı dolaylarında Karabakır Formasyonu'nda kanatlarının eğimi 70°-80° ye ulaşan D-B uzanımlı kıvrımlar ve bindirmeler meydana getirmiştir (Türkmen, 1991; Aksoy ve diğ., 1996).

Özetlenecek olursa, inceleme alanının en yaşlı Neojen birimini oluşturan denizel karbonatların Doğu Anadolu Bölgesi'nde aynı karakterle geniş yanal devamlılık sunduğu görülür. Doğu Anadolu Bölgesi'nde, Erken Miyosen'de geniş alanlar kaplayan Neotetis, bu dönem sonunda, bölgenin jeotektonik gelişimine bağlı olarak kapanmıştır. Benzer

stratigrafik ve litolojik özelliklere sahip Alt Miyosen tortullarının bölgede geniş yayılım sunmasına karşılık, Orta-Üst Miyosen birimleri sık sık yerel fasiyes farklılıkları gösterir. Bu durum, sözkonusu birimlerin Orta Miyosen'den itibaren, bölgedeki tektonik rejimin değişimine bağlı olarak gelişen dağarası havzalarda oluştuğunun göstergesidir. İnceleme alanında yüzeyleyen birimlere ait ölçülü stratigrafik kesitlerdeki ani yanal-düşey fasiyes geçişleri de bu görüşü destekler.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, paleontolojik incelemeleri yapan Prof. Dr. Niyazi AVŞAR (Çukurova Üniversitesi) ile Doç. Dr. Sefer ÖRÇEN'e (Kocaeli Üniversitesi); makalenin son şeklini kazanmasına yapıcı eleştirileriyle katkıda bulunan ve isimleri bilinmeyen hakemler ile şekillerin bilgisayar ortamında çizimini büyük bir titizlikle gerçekleştiren Araş. Gör. Hasan ÇELİK'e (Fırat Üniversitesi) teşekkürü bir borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akay, E., Erkan, E. ve Ünay, E., 1989. Muş Tersiyer Hayzasının stratigrafisi. MTA Dergisi, 109, 59-76.
- Aksoy, E., Turan, M., Türkmen, İ. ve Özkul, M., 1996. Elazığ Havzası'nın Tersiyer'deki evrimi. K.T.Ü. Jeoloji Müh. Bölümü 30. Yıl Semp. Bildirileri, 293-310.
- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. Sedimentology, 2, 93-144.
- Alonso Zarza, A.M., Wright, V.P., Calvo, J. P. ve Gargica Del, C., 1922. Soil, landscape and climatic relationship in the Middle Miocene of the Madrid Basin. Sedimentology, 39, 17-35.
- Alpaslan, M. ve Terzioğlu, N., 1996. Arguvan (Malatya kuzeyi) yöresinde Üst Miyosen ve Pliyosen yaşlı volkaniklerin karşılaştırılmalı jeokimyasal özellikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 39/2, 75-87.
- Bingöl, E. (derleyen), 1989. 1 : 2 000 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası. MTA Yayını, Ankara.
- Birgili, Ş., 1968. Muş bölgesi 1:25 000 ölçekli Karaköse J48- d₃-d₄ ve Muş K47 - b₂ paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor. MTA Raporu, 1707 (yayımlanmamış).
- Collinson, J. D. ve Thompson, D. B., 1982. Sedimentary structures. George Allen Unwin, London, 194 p.
- Çetindağ, B., 1985. Elazığ, Palu-Kovancılar dolayının hidrojeoloji incelenmesi. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış), 117 s.e
- Davies, G.R., 1970. Carbonate bank sedimentation eastern Shark Bay, Western Australia. American Association of Petroleum Geologists Memoirs. 13, 169-205.
- Demirtaşlı, E. ve Pisoni, C., 1965. Ahlat-Adilcevaz bölgesinin jeolojisi (Van Gölü kuzeyi). MTA Dergisi, 64, 22-36.
- Ercan, T., Fujitani, T., Matsuda, J. I., Notsu, K., Tokel, S. ve Ui, T., 1990. Doğu ve Güneydoğu Anadolu Neojen-Kuvaterner volkanitlerine ilişkin yeni jeokimyasal, radyometrik ve izotopik verilerin yorumu. MTA Dergisi, 110, 143-163
- Ercan, T. ve Asutay, H. J., 1993. Malatya - Elazığ - Tunceli - Bingöl - Diyarbakır dolaylarındaki Neojen - Kuvaterner yaşlı volkanitlerin petrolojisi. A. Suat Erk Jeoloji Simpozyumu Bildirileri, 291-302
- Erdoğan, T., 1966. Erzurum - Karayazı bölgesi I 47-c₂, I 47-c₃, I 48-d₃ paftalarına ait jeolojik rapor. MTA Raporu, 4193 (Yayımlanmamış).
- Görür, N., 1979. Karaisali kireçtaşının (Miyosen) sedimantolojisi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 22, 227-232.
- Görür, N., Sakıncı, M., Barka, A., Akkök, R. ve Ersoy, Ş., 1995. Miocene to Pliocene paleogeographic evolution of Turkey and its surroundings sound of Human Evolution, 28, 309-324.
- Gülen, L., 1980. Strontium isotope geochemistry of mount Ararat, and Süphan volcanics, Eastern Turkey. EOS, Transactions American Geophysical Union, 61, 17.
- Gürer, Ö. F., 1994. Hekimhan-Hasançelebi yöresinin Üst Kretase stratigrafisi ve havza evrimi. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 37, 1, 135-148.
- Haughton, P. D. W., 1993. Simultaneous dispersal of volcanoclastic and non-volcanic sediment in fluvial basins: examples from the Lower Old Red Sandstones, east-central Scotland. Special Publication of International Association of Sedimentologists, 17, 451-471.
- Heward, A., P., 1978. Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdelana, Cinera-Matallana and Sabero) coalfields,

- Northern Spain. *Sedimentology*, 25, 451-488.
- Innocenti, F., Mazzuoli, R., Pasquare, G. ve Radicati, F., 1976. Evolution of the volcanism in the area of interaction between the Arabian, Anatolian and Iranian plates (Lake Van, Eastern Turkey). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 1, 103-112.
- İlker, S., 1966a. Erzurum - Muş bölgesinde Karaköse J48-a₄ ve J48-d₁ paftalarının 1:25 000 ölçekli detay petrol etüdü hakkında rapor. MTA Raporu, 4177 (Yayımlanmamış).
- İlker, S., 1966 b. Erzurum bölgesinde I47-c₁, I47-c₄, I47-d₂ ve I47-d₃ paftalarının 1:25 000 ölçekli detay petrol etüdü hakkında rapor. MTA Raporu, 4236 s (Yayımlanmamış).
- Koçyiğit, A., 1985. Karayazı fayı. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 28, 67-72.
- Kurt, M., 1972. Malatya K 40 a₃ paftasının jeolojisi. MTA Raporu, 1390 (Yayımlanmamış).
- Kürüm, S., 1994. Elazığ kuzeybatısındaki genç volkanitlerin petrolojik özellikleri. *Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Doktora Tezi*, (Yayımlanmamış), 106 s.
- Kürüm, S. ve Bingöl, A. F., 1996. Elazığ yakın kuzeybatısındaki volkanitlerin petrolojik özellikleri. *Fırat Üniversitesi Fen ve Mühendislik Bilimleri Dergisi*, 8-2, 83-98.
- Leo, W. G., Marvin, R. F. ve Menhert, H. H., 1974. Geological framework of the Kuluncak-Sofular area, East-Central Turkey and K-Ar ages of igneous rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 1785-1788.
- Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22, 261-308.
- Naz, H., 1979. Elazığ-Palu dolayının jeolojisi. TPAO Raporu, No:1365 (Yayımlanmamış).
- Nilsen, T. H., 1982. Alluvial fan deposits. In : P.A. Scholle and D. Spearing (Eds.) *Sandstone depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists Publications, 49-86, Tulsa.
- Özpeker, İ., 1973. Nemrut Yanardağının volkanolojik incelemesi. TÜBİTAK Temel Bil. Araştırma Grubu, Proje no: TBAG-83, İstanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakültesi.
- Özyeğin, G., 1968. Muş bölgesi 1/25 000 ölçekli Erzurum J 47 d₃, Muş 47 a₂ paftalarının detay petrol etüdü hakkında rapor. MTA Raporu 4129 (Yayımlanmamış).
- Platt, N. M. ve Wright V. P., 1991. Lacustrine carbonates, Facies models, facies distributions and hidrocarbon aspects. In: P. Anados, L. Cabrera and K. Kelts (eds.), *Lacustrine Facies Analysis*. Special Publication of International Association of Sedimentologists 13, 57-74.
- Preiss, W. V., 1976, Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. In:Walter, M. R. (ed.), *Stromatolites*, 5-13, Amsterdam, Elsevier Press.
- Rust, B. R., 1972. Structure and process in a braided river. *Sedimentology*, 18, 221-245.
- Rust, B. R., 1978. Depositional models for braided alluvion. In: A. D. Miall (ed.), *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoirs, 5, 605-625.
- Sanz, M. E., Zarza Alonso, A. M. ve Calvo, J. P., 1995. Carbonate pond deposits related to semi-arid alluvial systems: examples from the Tertiary, Madrid Basin, Spain. *Sedimentology*, 42, 437-452.
- Schultz, A., 1984. Subaerial debris flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, Western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54, 749-772.
- Smith, G. A., 1987. Sedimentology of volcanism-induced aggradation in fluvial basins: examples from the Pacific northwest, U.S.A. In: F.G. Ethridge, R. M., Flores and M. D. Harvey (eds.), *Recent Developments In Fluvial Sedimentology*. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 39, 217-228.
- Soytürk, N., 1973. Murat baseni jeolojisi ve hidrokarbon imkanları raporu, TPAO Arama Grubu Raporu, 791 (Yayımlanmamış).
- Sungurlu, O., 1967. Erzurum - Hınıs bölgesinde 1:25 000 ölçekli Erzurum J47 - b₃, b₄ paftalarına ait jeolojik detay petrol etüdü raporu. MTA Raporu, 4176 (Yayımlanmamış).
- Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1981. Doğu Anadolu'nun jeomorfolojik gelişimine etki eden öğeler: Jeomorfoloji, tektonik, volkanizma ilişkileri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 24, 39-50.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1984. Doğu Anadolu'nun neotektoniği ve ilgili magmatizması. *Ketin Sempozyumu Bildirileri*, 149-162.
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1986. Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza

- modelleri. MTA Dergisi, 107, 73-94.
- Şaroğlu, F., Güner, L. ve Yılmaz, Y., 1982. Doğu Anadolu'da neomagmatizmanın başlangıcı: Solhan volkanitlerinin jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri, 90.
- Şengör, A. M. C., 1980. Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeoloji Kurumu Yayını, 40 s.
- Turan, M. ve Bingöl, A. F., 1991. Kovancılar-Baskil (Elazığ) arası bölgenin tektonostratigrafik özellikleri. Ahmet Acar Sempozyumu Bildirileri, 213-227.
- Türkmen İ., 1991. Elazığ doğusunda Çaybağı Formasyonu'nun (Üst Miyosen-Pliyosen) stratigrafisi ve sedimentolojisi. Türkiye Jeoloji Bülteni, 34, I, 45-53.
- Türkmen, İ., Aksoy, E., Kürüm, S., Akgül, B. ve İnceöz, M., 1998. Arguvan-Arapgir (Malatya) alanında Alt Miyosen volkanizması ve bölgesel stratigrafi içindeki yeri. Geosound/Yerbilimleri, 32, 105-115.
- Ünay, E. ve De Bruijn, H., 1997. Plio-Pleistocene rodents and lagomorphs from Anatolia. Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO, 60 (in press.)
- Üstündağ, Ş., 1996. Elazığ yöresindeki Karabakır Formasyonu kireçtaşlarının petrografik özellikleri. Fırat Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi (Yayımlanmamış), 39 s.
- Yetiş, C., Demirkol, C. ve Kerey, İ. E., 1986. Adana Havzası Kuzgun Formasyonunun (Üst Miyosen) fasiyes ve ortamsal nitelikleri. Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, 29, 81-96.
- Yetiş, C., Kelling, G., Gökçen, S. L. ve Baroz, F., 1995. A revised stratigraphic framework for Later Cenozoic sequences in the northeastern Mediterranean region. Geologische Rundschau, 84, 794-812.
- Yılmaz, Y., Şaroğlu, F. ve Güner, Y., 1987. Initiation of the neomagmatism in the Eastern Anatolia. Tectonophysics, 134, 177-199.
- Yılmaz, A., Terlemez, İ. ve Uysal, Ş., 1988. Hınıs (Erzurum) dolaylarının bazı stratigrafik ve tektonik özellikleri, MTA Dergisi, 108, 38-56.

DOĞU TOROS OTOKTONU PALEOZOYİK KAYALARINDA SEDİMANTER GÖMÜLME İLE İLİŞKİLİ DİYAJENEZ VE ÇOK DÜŞÜK DERECELİ METAMORFİZMA

DIAGENESIS AND VERY LOW-GRADE METAMORPHISM RELATED TO SEDIMENTARY BURIAL OF PALEOZOIC ROCKS IN THE EASTERN TAURUS AUTOCHTHON

Ömer BOZKAYA ve Hüseyin YALÇIN

Cumhuriyet Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 58140 SİVAS

ÖZ

Doğu Toros Otoktonu İnfra-Kambriyen-Ordovisiyen yaşlı meta-sedimanter (arduvaz, meta silttaşı, meta kireçtaşı) ve Silüriyen-Triyas yaşlı sedimanter kayalardan (şeyl, silttaşı, kumtaşı, kireçtaşı) oluşmaktadır. Pürüzsüz-kesiksiz sleyt dilimli arduvazlar ve zayıf-kesikli dilimli meta-silttaşları kloritçe zengin klorit-mika podları içermektedir. Metamorfik birimlerde illit ve kloritler, diyajenetik birimlerde ise kaolinit ve aratabakalı kil mineralleri egemendir. Diyajenez-metamorfizma geçişi Ordovisiyen'in en üst kesimlerine karşılık gelmekte ve genç birimlere doğru illit "kristalinite" derecesi tedrici olarak azalmaktadır. Diyajenez/metamorfizma derecesine bağlı olarak, illit/muskovitlerin b_0 ve 2M1 miktarı ile I-S aratabakalıların % illit oranı da artmakta, ayrıca klorit politipleri de Ia → Ib → IIb şeklinde bir evrim sunmaktadır. Ordovisiyen-Silüriyen yaşlı birimler ant-rasit, Devoniyen-Triyas yaşlı birimler bitümlü kömür evresini temsil eden olgunlaşma derecelerine sahiptir. Mineralojik-petrografik veriler Doğu Toros Otoktonunun tipik bir sedimanter gömülme sonucu P-T-t'nin tersi yönünde metamorfizma geçirdiğini göstermektedir.

Anahtar Kelimeler: Doğu Toros, Paleozoyik, Diyajenez, Metamorfizma

ABSTRACT

Eastern Taurus Autochthon is formed of Infra-Cambrian-Ordovician meta-sedimentary (slate, meta-siltstone, meta-limestone) and Silurian-Triassic sedimentary rocks (shale, siltstone, sandstone, limestone). Slates with smooth-continuous cleavage and meta-siltstones with poor-discontinuous cleavage include chlorite-mica stacks-rich in chlorite. Illite and chlorites are dominant minerals in the metamorphic units, whereas kaolinite and mixed-layered clays are abundant in the diagenetic units.

The transition of diagenesis-metamorphism corresponds to the upper most parts of Ordovician and illite crystallinity degree decreases towards younger units. Based on diagenesis/metamorphism grade, the amounts of b_0 and 2M1, and illite ratio of I-S mixed-layers increase, and chlorite polytypes show an evolution such as Ia → Ib → IIb. Ordovician-Silurian units and Devonian-Triassic units have antracitic and bituminous coal rank, respectively. Mineralogical-petrographical data indicate that Eastern Taurus Autochthon is metamorphosed in anticlockwise P-T-t path as a typical sedimentary burial.

Key Words: Eastern Taurus, Paleozoic, Diagenesis, Metamorphism

GİRİŞ

Toros Kuşağı İnfra-Kambriyen bir temel ve üzerinde platform sedimanlarından oluşan Paleozoyik-Mezozoyik yaşlı bir örtü ile temsil edilmektedir. Platformun farklı çökelme ortamlarını karakterize eden ve belirgin stratigrafik ve yapısal özellikler sunan kayaları farklı tektono-stratigrafik birlikler olarak tanımlanmıştır (Özgül, 1976). Bu birliklerin Erken Paleozoyik yaşlı kesiminin Gondvana'nın kuzeybatı sınırındaki riftle ilişkili bir ortamda çökelmesi, Neo-Tetis'in kuzey ve güney kollarının Geç Kretase'de kapanması ile de çift yönlü bir nap yapısı geliştirdiği belirtilmektedir (Göncüoğlu, 1997).

Geyikdağı Birliği'nin (Özgül, 1976) Doğu Toroslardaki uzantısını temsil eden Doğu Toros Otoktonu'nun (Metin ve diğ., 1987) yer aldığı inceleme alanı ve yakın çevresinde birçok araştırmacı tarafından gerçekleştirilen çalışmaların büyük çoğunluğunu stratigrafi, daha az bir bölümünü ise yapısal jeoloji, paleontoloji, petrol, kömür jeolojisi ve karbonatlı kayaç petrolojisi oluşturmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1995 ve içindeki kaynaklar). Bu çalışmada, otokton istifin Paleozoyik-Alt Mezozoyik kesimini oluşturan çok düşük dereceli metasedimanter ve sedimanter kayaların tümüyle se-

dimanter gömülme (Hesse ve Dalton, 1991) sonucu geçirdikleri diyajenez/metamorfizma evriminin ve aynı kuşaktaki sedimanter-tektonik gömülmeye (England ve Thompson, 1984) uğrayan allohton birliklerle olan farklılıklarının ortaya konulması amaçlanmıştır.

METODOLOJİ

Bölgedeki Paleozoyik-Erken Mezozoyik yaşlı birimlerden ölçülü stratigrafi kesitlerden itibaren toplam 769 örnek alınmıştır. Örnekler suyla yıkanarak yüzeyel tozlardan temizlenip kurutulduktan sonra kırma-öğütme-eleme, ince-kesit (527 adet), X-ışınları tüm kayaç (723 adet), kil fraksiyonu (253 adet) ve grafitleşme derecesi (9 adet), toplam organik karbon-TOC ve toplam sülfür-TS (53 adet), organik madde yansıtması (21 adet), gibi çeşitli işlemlerden geçirilmiştir. Bu incelemelerden, kil ayırma, incekesit, X-ışınları difraksiyonu (Rigaku DMAX IIIC) Cumhuriyet Üniversitesi (C.Ü.) Jeoloji Mühendisliği Bölümü Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarları'nda (MİPJAL), toplam organik karbon ve sülfür (Leco SC 444) C.Ü. Maden Mühendisliği Bölümü'nde, organik madde yansıtması (Leitz-Wetzlar Mpv-II) Hacettepe Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde yapılmıştır.

İncekesit petrografisi yapılan örnekler, dokusal özelliklerin ve özellikle sleyt diliminin (klivaj) daha iyi belirlenebilmesi amacıyla tabakalanmaya ve foliyasyon düzlemlerine mümkün olduğunca dikey yönde kesilerek hazırlanmıştır. Bu incelemeler ile mineraller ve birbirleriyle olan ilişkileri belirlenerek gömülme metamorfizmasına bağlı olarak gelişen petrografik dokusal zonlar ayırt edilmiştir.

X-ışınları incelemeleri (CuK_{α}) ile ince taneli sedimanter ve metasedimanter kayaçların tüm kayaç ve kil boyu bileşenleri ($< 2 \mu\text{m}$) belirlenmiş ve dış standart yöntemine (Brindley, 1980) göre yarı nicel yüzdeleri hesaplanmıştır. Tüm kayaç toz çekimlerinde gonyometre hızı $2^\circ/\text{dak}$ ve kayıt aralığı $2\theta = 5-35^\circ$ şeklinde ayarlanmıştır. Kil fraksiyonu ayırımı sedimantasyon yöntemi (3 saat 40 dak.) ile yapılmış olup, difraktogramları kil çamuru sıvanmış cam lamlardan itibaren normal (oda sıcaklığında kurutma), glikolleme (16 saat 60°C de etilen glikol buharında bırakma) ve fırınlama (4 saat 490°C de ısıtma) işlemlerinden geçirilerek elde edilmiştir. Kil fraksiyonu çekimlerinde gonyometre hızı $1^\circ/\text{dak}$ ve kayıt aralığı $2\theta = 2-30^\circ$ (hata miktarı $\pm 0.04^\circ$) olarak ayarlanmıştır.

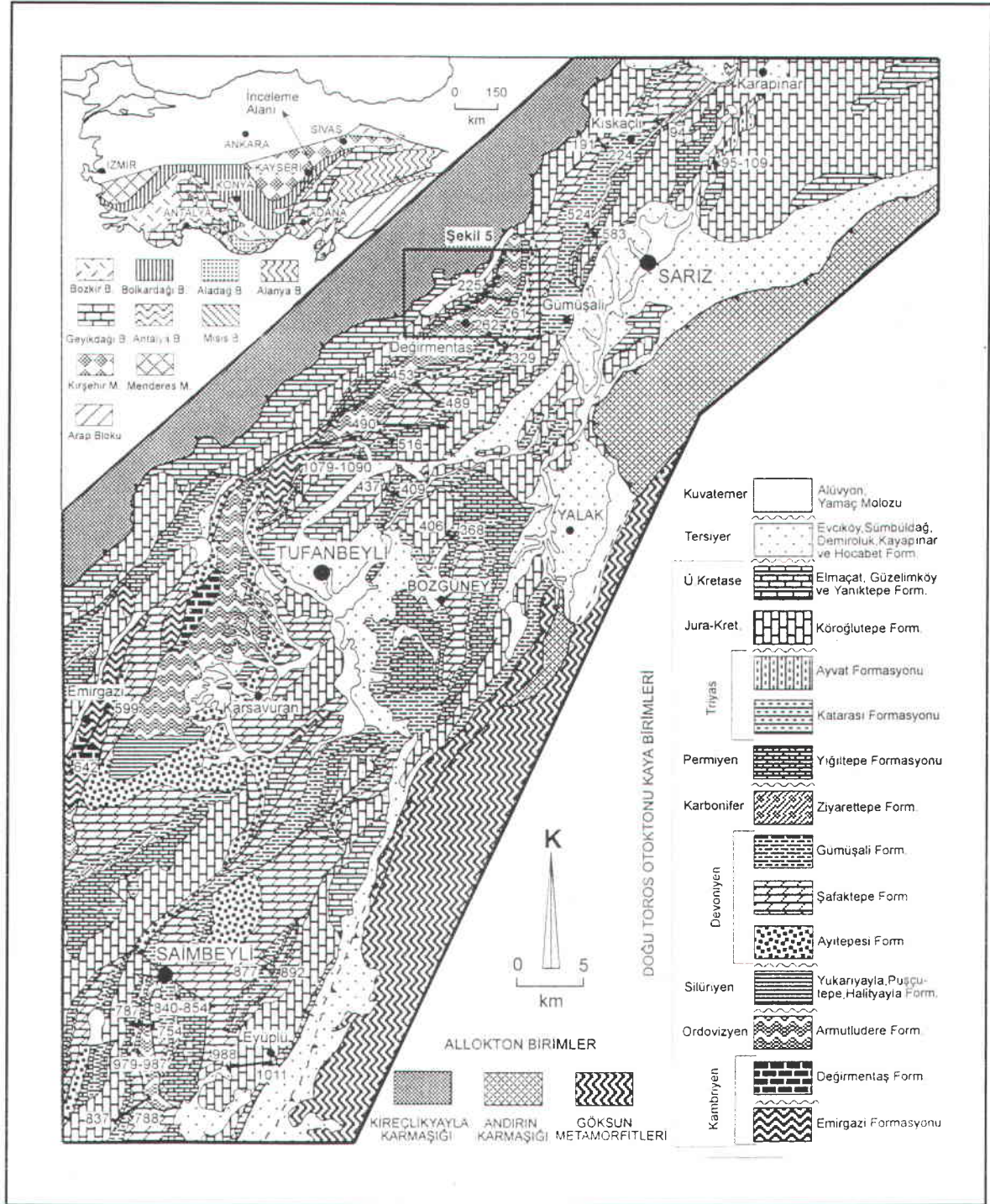
İllit "kristalinite" parametresi ölçümlerinde Kübler (1984) indisi (10-A illit pikinin yarı yük-

sekliğindeki genişliği, $\Delta 2\theta$) kullanılmıştır. Kristalinite ölçümlerinin kalibrasyonu için Warr ve Rice (1994) tarafından tanımlanan kristalinite indeksi standartları (CIS) kullanılmıştır. Standartlardan itibaren illit ve klorit için belirlenen regresyon ilişkileri, $\text{IC}_N = 1.1924 \times \text{IC}_{\text{CÜ}} - 0.0818$ ($r^2 = 0.9954$), $\text{IC}_G = 1.2499 \times \text{IC}_{\text{CÜ}} - 0.1215$ ($r^2 = 0.9987$) ve $\text{ChC}_N = 1.4193 \times \text{ChC}_{\text{CÜ}} - 0.1400$ ($r^2 = 0.9744$) şeklindedir (Bozkaya ve Yalçın, 1996). İllit ve kloritlerin $d(060)$ yansıması yardımıyla oktaedrik bileşimleri ($d_{060,331} = 1.4936 + 0.0203 \text{ Mg+F}$; Hunziker ve diğ., 1986). b_0 -parametresi ile de basıncın illit/muskovitlere etkisi (Sassi and Sclorai, 1974; Guidotti ve Sassi, 1986) belirlenmiştir. Kayıt aralığı $2\theta = 59-63^\circ$ ($\pm 0.01^\circ$) olan bu ölçümlerde kuvarsın (211) piki ($2\theta = 59.97^\circ$, $d = 1.541 \text{ \AA}$) referans alınmıştır. Politipi incelemeleri illit/muskovit, klorit ve kaolinit minerallerinde yapılmış olup, kayıt aralığı $2\theta = 2-65^\circ$ arasındadır. Politipi belirlemelerinde Maxwell ve Hower (1967) ve Bailey (1988) tarafından önerilen diyagnostik pikler kullanılmıştır. 2M+1Md politipi içeren illit/muskovitlerin %2M oranları $I_{2,80 \text{ \AA}}/I_{2,58 \text{ \AA}}$ oranlarından itibaren Maxwell ve Hower'in (1967) regresyon çizgisinden itibaren belirlenmiştir. İllitlerin genişleyebilen tabaka (smektit) içerikleri Srodon (1984) ile Eberl ve Velde (1989), I-S aratabakalılarının % illit ve smektit oranları ise Reynolds (1980) tarafından önerilen diyagram ve çizelgeler yardımıyla belirlenmiştir.

Organik madde incelemeleri ile ilgili örnek hazırlama, vitrinit yansıma ölçümü, grafitleşme derecesine ait X-ışınları analiz yöntemleri ile ilgili ayrıntılar Bozkaya (1995) tarafından verilmiştir. Puşçutepe Şeyli ve Yukarıyayla Formasyonu'na ait örnekler üzerinde grafitlerin $d(002) \text{ \AA}$ değerleri ve bunların yüksekliği ile yarı yükseklikteki genişliğinin oranı, kristalit büyüklüğü ($002) \text{ \AA}$ ve grafitleşme derecesi belirlenmiştir. Kristalit büyüklüğü (L_c) = $91 / \beta$ (Tagiri, 1981), grafitleşme derecesi (GD) = $[(d(002) - 3.70) / \log(L_c(002) / 1000)] \times 100$, β ise $d(002)$ pikinin yarı yükseklikteki genişliği ($\Delta 2\theta$) ile ifade edilmektedir (Tagiri, 1981; Pesquera ve Velasco, 1988).

JEOLÖJİK KONUM VE LİTOLOJİ

İnceleme alanı Doğu Torosların batı kesiminde Kayseri ve Adana illeri arasında yer almakta olup; Sarız, Tufanbeyli ve Saimbeyli ilçelerini içerisine alan toplam 2900 km^2 'lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Elbistan K-36, K-37, I-36, L-37 ve Gaziantep M-36 nolu 1:100 000 ölçekli paftalar içe-



risinde yer alan ve 1:25 000 ölçekli 25 paftanın çoğunluğunu kaplayan bu alanın yaklaşık 2300 km²'sinde otokton, 600 km²'sinde allohton birimler yer almaktadır.

Doğu Toros Otoktonu, İnfra-Kambriyen'den Tersiyer'e kadar geniş bir yaş aralığına sahip birimleri içermekte olup, bölgedeki Kireçlik Yayla Karmaşığı (Erkan ve diğ., 1978), Andırın Karmaşığı (Metin ve diğ., 1987) ve Göksun Metamorfitleri (Demirtaşlı ve diğ., 1983) olarak adlandırılan allohton birimlerin temelini oluşturmaktadır. Göreli otokton istife ait Paleozoyik yaşlı birimler alt seviyelerde metasedimanter, orta-üst seviyelerde ise sedimanter birimlerden oluşmakta, İnfra-Kambriyen-Kambriyen, Ordovisiyen-Silüriyen, Karbonifer-Permien arasındaki uyumsuzluklar (Özgül ve diğ., 1973; Kozlu ve Göncüoğlu, 1997) dışında keşiksiz bir istif özelliği taşımaktadır (Şekil 1). Formasyon adlamalarından Emirgazi (€ e) ve Ayıtepesi (Oa) Özgül ve diğ. (1973); Değirmenş (€ d), Armutludere (Oa), Halıyayla (Sh), Puşçutepe (Sp), Yukarıyayla (Sy), Şafaktepe (Dş), Gümüşali (Dg), Ziyarettepe (Cz), Yığıltepe (Py) ise Demirtaşlı'dan (1967) alınmıştır.

İnfra-Kambriyen-Alt Kambriyen yaşlı (Kozlu ve Göncüoğlu, 1997) Emirgazi Formasyonu metakireçtaşı aratabakalı arduvaz (sleyt), metasilttaşı ve ender metakumtaşı, Kambriyen yaşlı Değirmenş Formasyonu yumrulu metakireçtaşı, ender metadolomit, Ordovisiyen yaşlı Armutludere Formasyonu ise alttan üste doğru metakireçtaşı arakatlı arduvaz-metasilttaşı aradalanması, metasilttaşı arakatlı ankimetamorfik şeyl ve en üst seviyelerde şeyl litolojilerinden oluşmaktadır. Değirmenş ve Armutludere formasyonları, Orta Toroslardaki sırasıyla Çaltepe ve Seydişehir formasyonlarıyla denştirilmektedir (Kozlu ve Göncüoğlu, 1997). Dcan ve Monod (1990), Armutludere Formasyonu'nun alt ve orta seviyelerini Seydişehir Formasyonu, en üst seviyelerini ise Şort Tepe Formasyonu olarak ayrı tanımlanmıştır. Emirgazi Formasyonu'ndaki arduvazlar kesişen kalem yapısı (Ramsay ve Huber, 1989), kalsit ve kuvars mercikleri içeren metakireçtaşları ise yer yer breşik ve mikrokıvrımlı olup, gözlü gnaylara benzer yapılar sergilemektedir. Değirmenş Formasyonu metakireçtaşları ve metadolomitleri yumrulu (nodular) görünümleriyle tipiktir. Armutludere Formasyonu'nun arduvazları alt seviyelerde kesişen kalem yapısı, orta seviyelerde kalem yapılı iken, üst seviyelerde tümüyle sedimanter dokulu an-

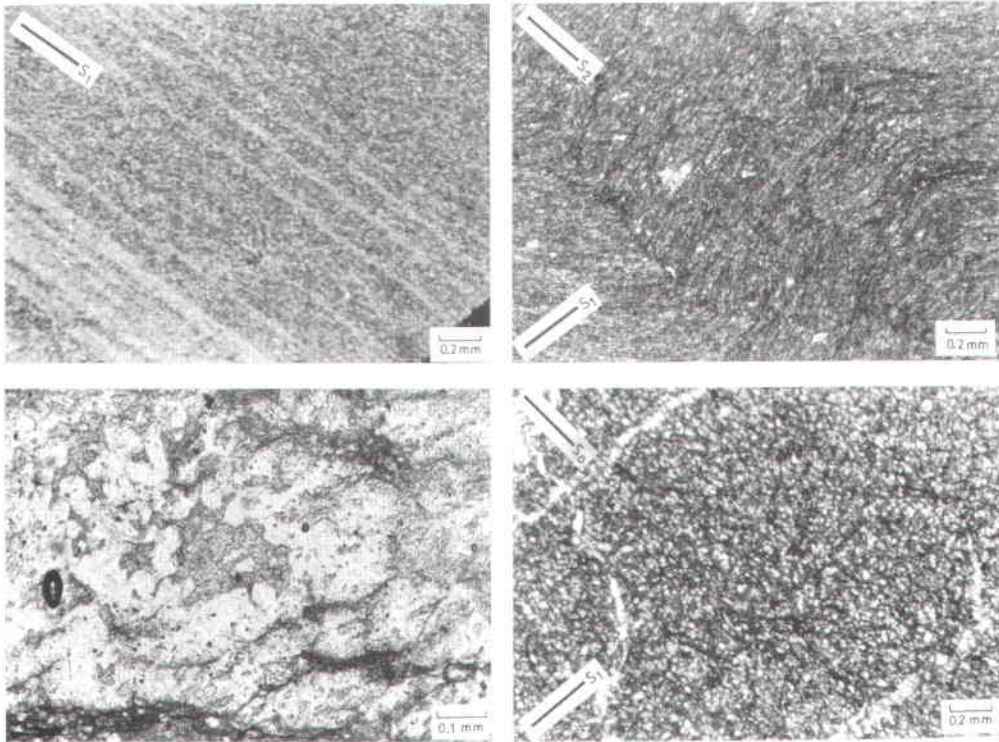
kimetamorfik şeyllere geçmektedir. Silüriyen yaşlı Halıyayla Formasyonu şeyl arakatlı çakıltası ve kumtaşı, Puşçutepe Şeyli, organik maddece zengin silttaşı-şeyl aradalanması, Yukarıyayla Formasyonu ise şeyl aratabakalı kireçtaşlarını içermektedir. Devoniyen yaşlı Ayıtepesi Formasyonu kumtaşı-şeyl, Şafaktepe Formasyonu kireçtaşı-dolomitik kireçtaşı, Gümüşali Formasyonu ise resifal kireçtaşı arakatlı kumtaşı-şeyl aradalanması ile temsil olunmaktadır. Karbonifer yaşlı Ziyarettepe Formasyonu kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı ve şeyl, bu birim üzerine uyumsuzla gelen Permien yaşlı Yığıltepe Formasyonu şeyl laminasyonlu kireçtaşları içermektedir.

Paleozoyik yaşlı birimler üzerine uyumsuzlukla kireçtaşı, dolomitik kireçtaşı, kumtaşı ve marn aradalanmasından oluşan Triyas yaşlı Katarası Formasyonu (Demirtaşlı, 1967) ile kireçtaşı ve dolomitik kireçtaşlarından oluşan Ayvat Formasyonu (Varol ve diğ., 1987) gelmektedir. İstifte yer alan diğer Mezozoyik ve Senozoyik yaşlı birimler yazarların daha önceki çalışmasında (Bozkaya ve Yalçın, 1995) ayrıntılı olarak verildiğinden, burada yeniden bahsedilmeyecektir.

PETROGRAFI

Dokusal Zonlar ve Sleyt Dilinimi

Paleozoyik-Alt Mezozoyik istifinin en alt kesimlerinde (Emirgazi, Değirmenş ve Armutludere Formasyonu'nun alt kesimi) yer alan arduvazlar ilksel sedimanter dokuyu önemli ölçüde kaybetmiş olup, belirgin bir sleyt dilinimi (sürekli, sık aralıklı ve pürüzsüz dilinim : Powell, 1979; Kisch, 1991) sergilemektedir (Şekil 2a). Arduvazlar, kil minerallerinden itibaren neomineralizasyon ve rekristalizasyon süreçleriyle oluşan serisit ve kloritler ile iğnemsî biçimlerde sınır ilişkisi sunan rekristalize veya gözenek dolgusu kuvarslar içermektedir. Arduvazlar dokusal açıdan Rus yazarlarca (Kosovskaya ve Shutov, 1958; 1963; 1970; Kisch, 1983 ve Frey, 1987'den) tanımlanan ve yaklaşık olarak prehnit-pumpellyit fasiyesine karşılık gelen "iğnemsî yapı ve muskovit-klorit matriks zonu" na (dokusal zon 4) ve kısmen de geç metajenez veya pumpellyit-aktinolit fasiyesine karşılık gelen "yeşilşist fasiyesi muskovit-klorit alt fasiyes zonu"na (dokusal zon 5) benzerlik göstermektedir. Arduvazlarda $S_0=S_1$ olan sleyt dilininin yanı sıra, ender olarak yaklaşık $S_1 \perp S_2$ olan buruşma tipi sleyt dilinimleri (Kisch, 1991) da gözlenmektedir (Şekil 2b).



Şekil 2 : Emirgazi Formasyonu metaklastitlerinin mikro-fotoğrafları. a) Arduvazlarda serisit yönlenmeleri (TTB-717, çift nikol), b) Arduvazlarda buruşma dilinimi (TTB-621, tek nikol), c) Metasiltaşlarında tabakalanma düzlemi ve zayıf-kesikli dilinim (TTB-616, tek nikol), d) Metakumtaşlarında kuvars-mika/klorit saçakları (TTB-614, tek nikol).

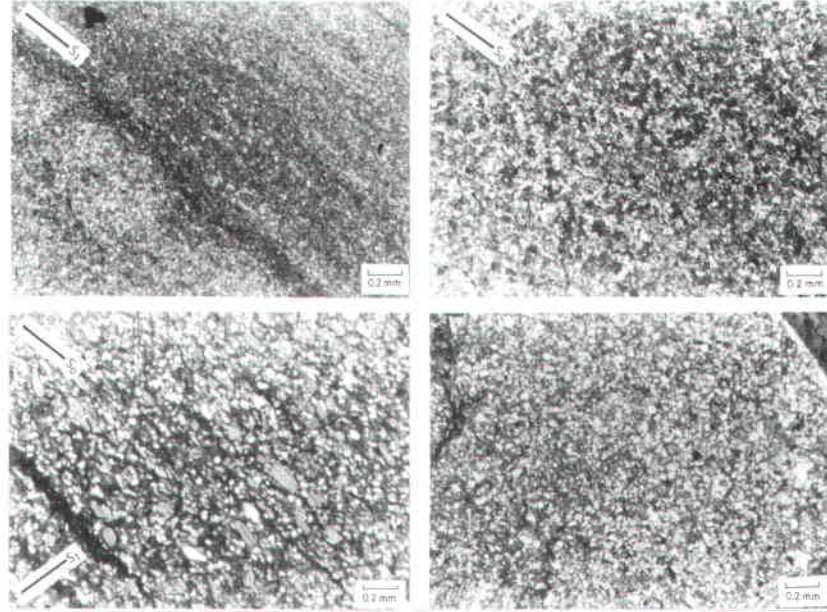
Figure 2 : Photomicrographs of metaklastics of Emirgazi Formation. a) Serisite orientations in the slates (TTB-717, crossed nicol), b) Crenulation cleavage in the slates (TTB-717, open nicol), c) Bedding plane and weak-discontinuous cleavage in the metasilts (TTB-616, open nicol), d) Quartz-mica/chlorite beards in the metasandstones (TTB-614, open nicol).

Meta siltaşları arduvazlara göre ilksel sedimanter dokularını kısmen korumuş olup, genellikle tabakalanma düzlemine paralel yönlenmeleri daha belirgin iken, dilinim daha zayıf (pürüzlü-kaba, süreksiz veya kesikli dilinim; Gray, 1977a,b; Dennis, 1987) gelişmiştir (Şekil 2c). Gözenek dolgusu şeklindeki neoforme kuvarsların yanı sıra, serisit ve kloritten oluşan matriks ile girift sınır ilişkileri sunan detritik kuvarslar da içeren meta-siltaşları, "kuvarsitik yapı ve hidromika-klorit matriks zonu" (dokusal zon 3 $\equiv$ derin epijenez veya zeolit fasiyesi) ve ender olarak da "altere kil matriks zonu" (dokusal zon 2 $\equiv$ zeolit fasiyesi) özellikleri sergilemektedir. Metasiltaşı ve meta kumtaşlarındaki detritik veya rekristalize neoforme kuvarslar basınç çözünmesi nedeniyle matriksi oluşturan serisit ve kloritlerle girift/sütlü sınır ilişkileri (kuvars-mika saçakları; Gray, 1978; Kisch, 1991) sunmaktadır (Şekil 2d).

Armutludere Formasyonu'nda belirgin olarak izlenebildiği gibi alttaki epimetamorfik klorit-arduvazların yerini istifin orta kesimlerine doğru ankimetamorfik arduvazlar ve metasiltaşları al-

maktadır. Meta klastitler alttan üste doğru dokusal ve bileşimsel farklılıklar sunmaktadır. Alt seviyelerdeki arduvazlarda (tümüyle S_1 veya $S_1 > S_0$ ile 3. ve 4. dokusal zon) ilksel kırıntılı doku gözlenmemektedir (Şekil 3a). Orta kesimlerdeki metakumtaşlarında ilksel doku ortaya çıkmakta ($S_1=S_0$; 2-3. dokusal zon, Şekil 3b), üste doğru daha da belirginleşmektedir (tümüyle S_0 veya $S_0 > S_1$; 2. dokusal zon, Şekil 3c). Altan üste doğru dilinim ve tabakalanma fabriği tedrici olarak azalmakta ve en üst seviyelerde hemen hemen hiç yönlenme gözlenmemektedir. Diğer taraftan alt seviyelerdeki epimetamorfik arduvaz ve meta siltaşları biyotit içermemekte, buna karşın ankimetamorfik metaklastitlerde üste doğru bu mineralin miktarı artmaktadır. Ayrıca, gözenekteki neoforme kloritler alt seviyelerde açık yeşil, üst seviyelerde kahverengimsi yeşil veya yeşilimsi kahverengimsi olup, alttan üste doğru farklı bileşimsel evrim sunmaktadır.

Armutludere Formasyonu'nun en üst seviyeleri ile Halıyayla Formasyonu'ndaki kayaçlar (ankimetakumtaşı ve kumtaşı) düşük dereceli ankizon



Şekil 3 : Armutludere Formasyonu metaklastitlerinin mikro-fotoğrafları. a) Arduvazlarda klorit yönelimleri (TTB-226, tek nikol), b) Dolomitli metakumtaşlarında zayıf dilinim (TTB-243, tek nikol), c) Metakumtaşlarında ilksel kırıntılı doku (TTB-250, tek nikol), d) Me-tasilttaşlarında klorit-mika podları (TTB-237, tek nikol).

Figure 3 : Photomicrographs of metaklastics of Armutludere Formation. a) Chlorite orientations in the slates (TTB-226, open nicol), b) Poor cleavage in the dolomitic metasandstones (TTB-243, open nicol), c) Original detrital texture in the metasandstones (TTB-250, open nicol), d) Chlorite-mica stacks in the metasiltstones (TTB-237, open nicol).

ve ileri diyajenezi temsil etmekte ve dokusal zon 2'yi yansıtan özellikler sergilemektedir. Daha üstte yer alan formasyonlardaki litolojiler büyük ölçüde diyajenetik dokuya (mikrolaminallanma, mikroderecelenme v.b.) sahip olup, genellikle "altere olmamış kil matriks zonu" (dokusal zon 1), ender olarak da "altere kil matriks zonu"na (dokusal zon 2) karşılık gelmektedir.

Klorit-Mika podları

Emirgazi Formasyonu'ndan Armutludere Formasyonu'nun orta kesimlerine kadar gözlenen klorit-mika podları klorit bakımından daha zengindir. Armutludere Formasyonu'nun alt kesimlerindeki ankimetamorfik silttaşlarında bol olarak gözlenen klorit-mika podlarının uzun eksenleri şistozite düzlemleri ile kesilmeleri nedeniyle aniden kütleleşmiş bir görünüm sunmaktadır (Şekil 3d). Klorit-mika podlarının uzun eksenleri ile podlardaki fillosilikatların {001} düzlemleri tabakalanma düzlemine yaklaşık paralel olduğu gibi, podların uzun eksenleri ile {001} düzlemleri de birbirlerine paraleldir. Bununla birlikte ender de olsa uzun eksenleri tabakalanma düzlemleriyle 15-20° arasında açı yapan podlar da gözlenmiştir.

MİNERALOJİ

Tüm Kayaç ve Kil Bileşimi

Paleozoyik-Erken Mezozoyik yaşlı birimlere ait

sedimanter (şeyl, silttaşı, kumtaşı, kireçtaşı, dolomit) ve meta-sedimanter kayaçlar (arduvaz, meta-silttaşı, meta-kumtaşı, meta-kireçtaşı, meta-dolomit) başlıca kuvars, plajiyoklaz, ortoklaz, serisit, klorit, kalsit, dolomit, muskovit, biyotit, zirkon, turmalin, fillosilikatlar (illit, klorit, kaolinit, klorit/vermikülit aratabakalı: C-V, klorit/smektit aratabakalı: C-S ve illit/smektit aratabakalı: I-S), kayaç parçacıkları (volkanik, kuvarsit, klorit şist, arduvaz v.b.), götit ve opak mineraller (pirit, speküler hematit) içermektedir (Bozkaya ve Yalçın, 1995).

X-ışınları tüm kayaç ve kil fraksiyonlarına ait ortalama değerlere göre (Tablo 1), karbonat mineralleri başlıca kalsit ile temsil olunmakta ve Şafaktepe, Ziyarettepe ve Yığıltepe formasyonlarında bol miktarda gözlenmektedir. Kalsitlere Değirmenataş, Şafaktepe ve Ziyarettepe formasyonlarında dolomitler de eşlik etmektedir. Kuvars, feldispat ve fillosilikat miktarı Permien'den İnfrakambriyen'e doğru artmakta ve karbonat minerallerinin az olduğu Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarında maksimum düzeye ulaşmaktadır. Kuvars Halityayla Formasyonu'nda, feldispat ise Emirgazi Formasyonu'nda artmaktadır. Fillosilikat mineralleri Emirgazi, Armutludere ve Gümüşali formasyonlarında oldukça bol bulunmaktadır.

Fillosilikat mineral parajenezleri Emirgazi ve Değirmenataş formasyonlarında illit + klorit $\pm$ C-V, Ar-

Tablo 1 : Paleozoyik ve Alt Mezozoyik yaşlı birimlerde belirlenen mineraller ve ortalama bollukları (%).

Table 1 : Minerals and their average abundances (%) determined in the Paleozoic and Lower Mesozoic units.

		Tüm kayaç					Kil fraksiyonu							
Formasyon	Yaş	Ka	Do	Q	F	Km	I	C	K	C-V	C-S	I-S	S	I-S
Katarası	Erken Triyas	66	7	5	1	21	56	2	7	4	-	29	2	29
Yığıltepe	Geç Permiyen	80	8	3	1	8	47	-	4	-	-	49	-	49
Ziyarettepe	Erken Karbonifer	49	11	7	3	30	50	2	28	-	-	18	2	18
Gümüşali	Geç Devoniyen	14	1	28	10	47	20	4	51	5	-	20	-	20
Şafaktepe	Orta Devoniyen	56	14	6	6	18	43	29	-	4	8	4	12	4
Ayitepesi	Erken Devoniyen	36	6	20	9	29	62	8	-	5	14	11	-	11
Yukarıyayla	Geç Silüriyen	40	2	10	8	40	86	2	-	12	-	-	-	-
Puşçutepe	Erken Silüriyen	5	-	36	7	52	84	3	-	13	-	-	-	-
Halıyayla	Erken Silüriyen	-	-	55	12	33	55	28	-	17	-	-	-	-
Armutludere	Ordovizyen	8	1	24	12	55	50	36	-	11	2	-	1	-
Değirmentaş	O-G. Kambriyen	71	13	4	5	7	88	9	-	3	-	-	-	-
Emirgazi	İ-E Kambriyen	14	6	18	14	48	66	29	-	4	1	-	-	-

Ka= Kalsit, Do= Dolomit, Q= Kuvars, F= Feldispat, KM= Kil minerali, I= İllit, C= Klorit, K= Kaolinit, C-V= Klorit-Vermikülit, C-S= Klorit-Smektit, I-S= İllit-Smektit, S= Smektit.

mutludere, Halıyayla formasyonlarında illit + klorit + C-V, Ayitepesi Formasyonu'nda illit + I-S + C-S ± klorit ± C-V, Şafaktepe Formasyonu'nda illit + klorit + smektit + I-S + C-S ± C-V şeklindedir. C-V aratabakalıları Halıyayla, C-S aratabakalıları ise Ayitepesi, Şafaktepe formasyonları için karakteristiktir. Smektitler sadece karbonatlı kayalardan oluşan Şafaktepe Formasyonu'nda gözlenmiştir. Gümüşali Formasyonu'ndan itibaren kaolinit ortaya çıkmakta ve I-S karışık tabakalılarının miktarı da artmaktadır. Ziyarettepe ve Yığıltepe formasyonlarında tümüyle, Katarası Formasyonu'nun büyük bir bölümünde illit+I-S+kaolinit parajenezi bulunmaktadır.

Kristalinite

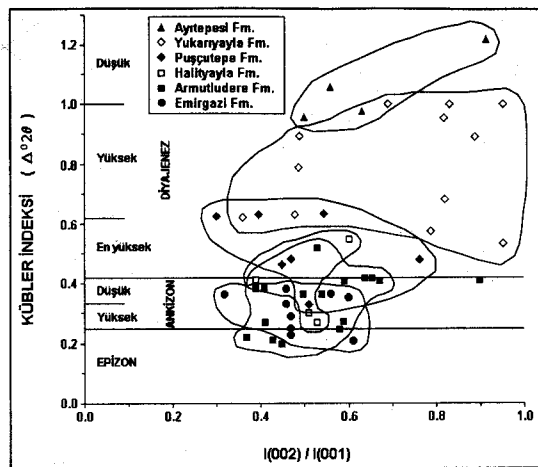
İllit "kristalinite" ölçümleri, detritik muskovitin yanı sıra ve çeşitli oranlarda I-S aratabakalıları içermeleri nedeniyle Alt Devoniyen'den (Ayitepesi Formasyonu) daha genç formasyonlarda yapılamamıştır. Formasyonlara ait illit "kristalinite" verilerine göre (Tablo 2 ve Şekil 4), yaşlıdan gence doğru; Emirgazi Formasyonu düşük dereceli epizon-ankizon; Armutludere Formasyonu düşük dereceli epizon-en yüksek dereceli diy-

Tablo 2. Birimlerdeki illit/muskovit ve kloritlerin kristallik derecesi.

Table 2. Crystallinity degrees of illite/muscovite and chlorites in the units.

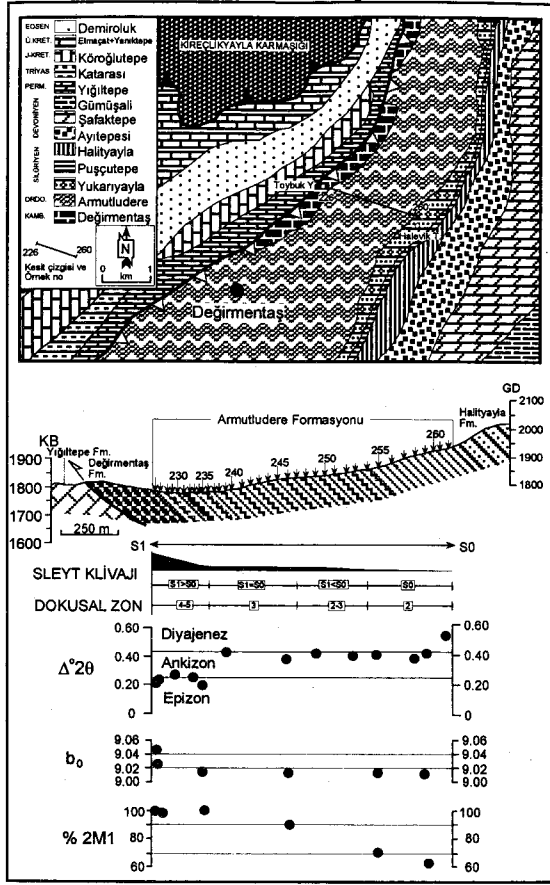
Formasyon ve yaş	İLLİT (2)		KLORİT (2)		
	n	Ort.	n	Aralık	Ort.
Ayitepesi (Erken Devoniyen)	4	1.04			
Yukarıyayla (Geç Silüriyen)	12	0.80	1		0.39
Puşçutepe (Erken Silüriyen)	7	0.52	1		0.26
Halıyayla (Erken Silüriyen)	4	0.38	2	0.28-0.30	0.29
Armutludere (Ordovizyen)	16	0.35	10	0.19-0.28	0.24
Emirgazi İ-E Kambriyen)	9	0.30	4	0.23-0.28	0.25

n=Örnek sayısı



Şekil 4 : Paleozoyik yaşlı birimlerdeki illitlerin kristalinite indeksi ve I(002)/I(001) şiddet oranları arasındaki ilişkiler.

Figure 4 : Relationships between crystallinity index and I(002)/I(001) intensity ratio of illites in the Paleozoic units.



Şekil 5 : Armutludere Formasyonu'nda diyajenez-metamorfizma geçişine ilişkin mineralojik-petrografik veriler.

Figure 5 : Mineralogic-petrographic data related to diagenesis-metamorphism transition in the Armutludere Formation.

Formasyonu ise yüksek-düşük dereceli diyajenez bölgeleri içerisinde kümelenmektedir. Ankizon ve diyajenetik bölgelerin alt zon ayrımları Yang ve Hesse (1991) tarafından önerilen değerlere göre yapılmıştır. Formasyonlara göre çizilen illit "kristalinite" alanları birbirlerini aşmalı şekilde dağılmakta, diğer bir ifadeyle yaşlı birimlerden genç birimlere doğru düzenli biçimde azalan değerler sunmaktadır. Bu da diyajenez - metamorfizma geçişinin kesiksiz ve veya tedrici olduğunun göstergesi kabul edilmiştir.

Diyajenezden metamorfik zona geçiş Armutludere Formasyonu'nun üst seviyelerinde açık bir biçimde gözlenmektedir (Şekil 5). Şekilden gözlemlendiği gibi formasyondaki "kristalinite" dağılımları doku, b_0 ve politipi verileriyle yaklaşık olarak uyumaktadır.

Kloritlerin 7 Å piklerinde ölçülen "kristalinite" değerleri, illitlerinkine benzer biçimde yaşlı birimlere doğru artmaktadır. İnceleme alanındaki klorit ve illit "kristalinite" verilerinin benzer dağılımı sunmaktadır (Bozkaya ve Yalçın, 1995).

b_0 Parametresi

Değişik formasyonlarda ölçülen illit/muskovitlere ait $d(060)$ Å değerleri veya b_0 -parametreleri (oktahedral Fe+Mg içerikleri) genç birimlerden yaşlı birimlere doğru artmaktadır. $d(060)$ değerlerine göre illit/muskovitler ideal muskovite yakın olup, fenjitik bileşime sahiptir (Tablo 3). Ölçülen b_0 değerleri İnfr-Kambriyen-Kambriyen ve Or-

Tablo 3. Birimlerdeki illit/muskovitlerin $d(060)$ ve b_0 değerleri ile oktahedral bileşimleri.

Table 3. $d(060)$ and b_0 values, and octahedral compositions of illite/muscovites in the units.

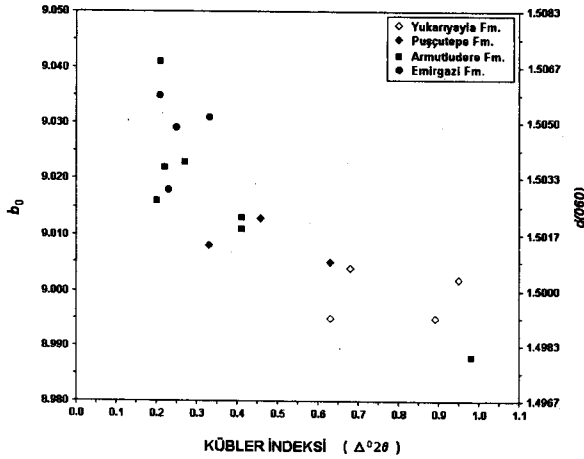
Formasyon ve yaş	n	$d(060)$ Å		b_0 Å			Mg +Fe
		Aralık	Ort.	Aralık	Ort.	Aralık	
Yukarıyayla (G. Silüriyen)	4	1.4991-1.5007	1.4998	8.995-9.004	8.999	0.27-0.35	0.31
Puşçutepe (E.Silüriyen)	3	1.5009-1.5021	1.5014	9.005-9.013	9.009	0.36-0.42	0.38
Armutludere (Ordovizyen)	6	1.5011-1.5068	1.5035	9.011-9.041	9.021	0.37-0.65	0.49
Emirgazi (E. Kambriyen)	5	1.5030-1.5060	1.5046	9.018-9.035	9.027	0.46-0.61	0.54

n=Örnek sayısı

ajenez; Halityayla Formasyonu ankizon-yüksek dereceli diyajenez, Puşçutepe Şeyli düşük dereceli ankizon-yüksek dereceli diyajenez; Yukarıyayla Formasyonu yüksek dereceli diyajenez; Ayıtepesi

dovisiyen yaşlı birimler orta basınç fasiyesi (Sassi ve diğ., 1976; Guidotti ve Sassi, 1986) bölgesinde, Silüriyen yaşlı birimler ise düşük-orta basınç fasiyesi sınırına yakın bölgede yer almaktadır. $d(060)$ veya b_0

ile illit "kristalinite" verilerinin birlikte değerlendirildiği diyagramda, artan "kristalinite" derecesine (veya azalan $\Delta^{\circ}2\theta$ değerlerine) karşın b_0 değerleri de artmaktadır (Şekil 6).



Şekil 6 : Paleozoyik yaşlı birimlerdeki illitlerin kristalinite indeksi ve b_0 değerleri arasındaki ilişkiler.

Figure 6 : Relationships between crystallinity index and b_0 values of illites in the Paleozoic units.

Kloritlerin d(060) Å pikinin kuvars (221) piki ile çakışması nedeniyle yalnızca 2 örnek üzerinde ölçüm yapılabilmiş (1.5434 ve 1.5505) ve kloritlerin trioktahedral bileşime sahip olduğu belirlenmiştir. Kimyasal incelemelerle elde edilen sonuçlara göre (Bozkaya, 1995). Sadece Gümüşali Formasyonu'ndakiler dioktahedral di-trioktahedral klorit bileşimindedir.

Politipi

Paleozoyik yaşlı formasyonlarda saf veya illit/muskovit veya kloritçe zengin kil fraksiyonlarında gerçekleştirilen politipi inceleme so-

Tablo 4. Birimlerdeki illit/muskovitlerin % 2M1 içerikleri ve klorit politipleri.

Table 4. % 2M1 contents of illite/muscovites and chlorite polytypes in the units.

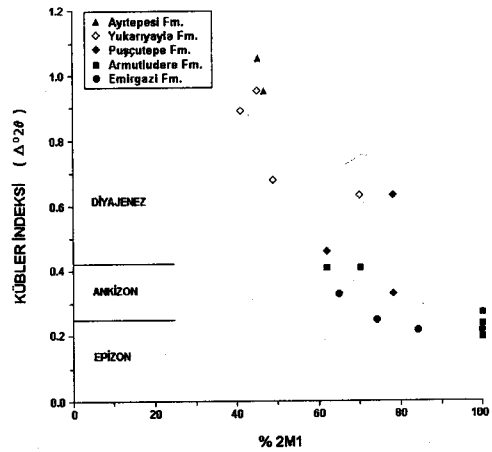
Formasyon ve yaş	İLLİT % 2M1			KLORİT 14 Å
	n	Aralık	Ort.	
Gümüşali (Geç Devoniyen)	3	41-45	44	
Aytepesi (Erken Devoniyen)	2	45-45	45	
Yukarıyayla (Geç Silüriyen)	4	41-70	56	
Puşçutepe (Erken Silüriyen)	3	62-78	73	
Halıyayla (Erken Silüriyen)	1	-	-	Ia
Armutludere (Ordovizyen)	7	62-100	86	Ib-IIb
Emirgazi (İnfra-Erken Kambriyen)	6	70-100	84	IIb

n= Örnek sayısı

nuçları Tablo 4'de topluca verilmiştir. Emirgazi ve Armutludere formasyonlarındaki illit/muskovitler tümüyle 2M1 politipinin yanı sıra, düşük miktarda 1Md politipi de içermektedir. %1Md miktarı Gümüşali Formasyonu'na doğru artmaktadır. Diğer bir ifadeyle 2M1 miktarı genç birimlerden yaşlı birimlere doğru tedrici bir artış göstermektedir. Bu artış illit "kristalinite" - 2M1 diyagramında belirgin biçimde gözlenmektedir (Şekil 7). İllit/muskovitlerin %2M1 oranı diyajenezden epizona doğru artmakta, epizondan itibaren tümüyle 2M1 politipine geçilmektedir.

Kloritler Emirgazi ve Armutludere formasyonlarında tümüyle 14 Å IIB politipinden (2.59, 2.55, 2.45 ve 2.26 Å) oluşmaktadır. Saimbeyli yöresinde yüzeylenen Armutludere Formasyonu'nun en yüksek dereceli diyajenetik zonu temsil eden en üst seviyelerindeki bir örnekte Ib politipine (2.69, 2.51, 2.34 ve 2.15 Å) sahip klorit belirlenmiştir. Halıyayla Formasyonu'ndaki kloritler ise Ia (2.65 Å) politipindedir. Buna göre genç birimlerden yaşlı birimlere doğru Ia → Ib → IIB şeklinde klorit politipi sıralanması belirlenmiştir.

Gümüşali ve Ziyarettepe formasyonlarında bol miktarda gözlenen kaolin grubu mineralleri ise kaolinit politipine sahiptir.



Şekil 7 : Paleozoyik yaşlı birimlerdeki illitlerin kristalinite indeksi ve % 2M1 değerleri arasındaki ilişkiler.

Figure 7 : Relationships between crystallinity index and % 2M1 values of illites in the Paleozoic units.

I-S Aratabaklıları

Ayitepesi Formasyonu'ndan itibaren ortaya çıkan I-S aratabakalı kil minerallerinin miktarı ve smektit bileşenleri üst seviyelere doğru, artmaktadır. Diyajenez derecesinin artmasına bağlı olarak I-S karışık tabakalılarındaki % smektit oranı %30'dan %15'e kadar tedrici bir azalma göstermektedir. Benzer şekilde tümüyle düzenli aratabakalanma gösteren I-S türü kil minerallerinde illit bileşeninin yaşlı birimlerde artmasına bağlı olarak düzenlenme derecesi azalmakta, Ayitepesi ve Şafaktepe formasyonları gibi diyajenez derecesi yüksek birimlerde tümüyle düzensiz I-S aratabakalılarına geçilmektedir.

I-S aratabakalılarının smektit içeriğinin progresif azalmasına paralel olarak, illitlerin genişleyebilen tabaka (smektit) içerikleri de azalmaktadır. Epizon ve ankizonu temsil eden birimlerde (Emirgazi-Halityayla) illitler smektit bileşeni içermezken, Puşçutepe Şeyli'nden Katarası Formasyonu'na doğru %2'den %7'ye kadar artan smektit bileşenleri belirlenmiştir.

Toplam Organik Karbon ve Sulfür

Ordovisiyen-Triyas yaş aralığındaki formasyonlara ait organik madde incelemelerine ait veriler Tablo 5'de verilmiştir. TOC ve TS miktarları Silüriyen ve Permo-Karbonifer yaşlı birimlerde artmaktadır. Organik maddece zengin örneklerde TOC ve TS miktarlarının pirit ve kalkopirit mineralleriyle birlikte artması, bu sulfür minerallerinin indirgen ortamda organik madde ile birlikte oluştuğuna işaret etmektedir. Nitekim makroskopik olarak organik maddece zengin siltaşı ve şeyller arasında boyu 10 cm ye ulaşan 3-4 cm kalınlığındaki piritkalkopirit mercceklerinin bulunması ve parlatma kesitlerinde organik madde ile birlikte mikroskopik boyutta bol miktarda piritlerin gözlenmesi bu görüşü desteklemektedir.

Organik Madde Yansıması

Rastgele (random) organik madde yansıması (%Rm) ölçümleri, Gümüşali ve daha yaşlı birimlerde organik madde türünün belirlenememesi nedeniyle organik madde yansıması, Ziyarettepe ve daha genç

ORGANİK MADDE İNCELEMELERİ

Tablo 5. Birimlerdeki toplam sulfür (TS), toplam organik karbon(TOC) ve organik madde yansıması (Rm) değerleri.

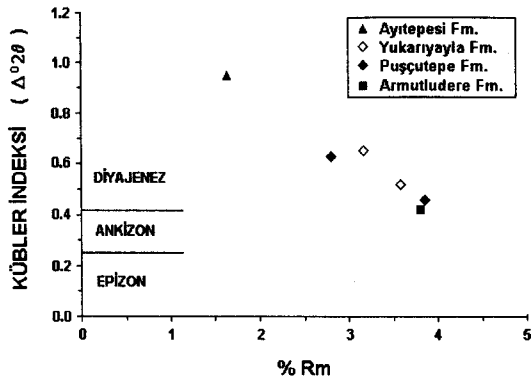
Table 5. Total sulphur (TS), total organic carbon (TOC) and organic material reflection (Rm) values in the units.

Formasyon	Yaş	Örnek No	TS	TOC	Rm*	n*	S.S.*
Ayyat	Geç Triyas	TSR-103	0.100	0.714	0.823	3	0.049
Katarası	Erken Triyas	TTB-451	0.326	1.440	0.788	6	0.095
Yığıltepe	Geç Permiyen	TSR-561	4.070	11.800	0.443-(0.265)	4-(11)	0.020-(0.057)
		TSR-576	3.430	8.909	0.557-(0.258)	3-(110)	0.065-(0.065)
Ziyarettepe	Karbonifer	TSR-525	2.360	1.693	1.004-(0.495)	70-(76)	
		TSR-528	2.110	2.537	0.762-(0.250)	5-(12)	0.134-(0.064)
		TSR-550	1.960	3.192	0.554-(0.260)	5-(3)	0.097-(0.042)
		TSM-846	0.022	0.367	0.940	2	
		TSM-851	0.029	1.436	0.990-(0.200)	16-(1)	0.099
Gümüşali	Geç Devoniyen	TSR-18	----	0.539	0.973	4	0.179
		TSR-68	0.002	0.546	0.866	7	0.117
		TTB-500	0.019	0.487	0.983	4	0.286
		TSM-820	0.002	0.654	0.607	3	0.429
Ayitepesi	Erken Devoniyen	TTB-314	0.029	1.478	1.643	4	0.108
		TSM-782	0.007	0.849	3.692	5	0.402
Yukarıyayla	Geç Silüriyen	TTB-287	0.196	15.810	3.607	50	0.465
		TSM-986	2.600	10.200	3.169	70	0.812
		KS.1091-1	4.650	9.442	3.416	7	0.951
		KS.1091-5	1.470	14.450	3.586	52	0.439
Puşçutepe	Erken Silüriyen	TSR-281	0.123	4.706	2.806	107	
		TSM-982	0.909	6.442	3.863	52	0.47
Armutludere	Ordovizyen	TTB-238	0.097	0.647	3.812	5	0.512

*Parantez içindeki rakamlar liptinitlere aittir. n=Örnek sayısı, S.S.=Standart Sapma.

birimlerde ise vitrinit ve liptinit yansıması olarak değerlendirilmiştir. Kuzey Amerikan (ASTM) sınıflamasına göre (Teichmüller, 1987), organik madde yansıma değerleri, Armutludere-Yukarıyayla formasyonlarında antrasit, Ayıtepesi Formasyonu düşük uçuculu bitümlü kömür, Gümüşali Formasyonu'nda yüksek uçuculu bitümlü kömür, Ziyarettepe ve daha genç formasyonlarda ise yarı-bitümlü kömür-yüksek uçuculu bitümlü kömür evresine karşılık gelen kömürleşme derecesine sahiptir.

Formasyonların ortalama %Rm ve illit "kristalinite" verilerinin birlikte değerlendirildiği diyagramda Rm ve illit "kristalinite" derecesi arasında pozitif bir ilişki gözlenmektedir (Şekil 8). Regresyon



Şekil 8 : Paleozoyik yaşlı birimlerdeki illitlerin kristalinite indeksi ve % Rm değerleri arasındaki ilişkiler.

Figure 8 : Relationships between crystallinity index and % Rm values of illites in the Paleozoic units.

çizgisine göre diyajenez-ankimetamorfizma geçişi yaklaşık olarak $R_m = \%3.8$ değerine karşılık gelmektedir.

Yığıltepe ve Ziyarettepe formasyonlarında karasal kökenli odunsu maddeleri temsil eden vitrinitlerin yanı sıra, düşük dereceli yansıma ve buna karşın daha yüksek floresans özelliğine sahip denizel kökenli liptinitler de gözlenmiştir. Bölgedeki Yığıltepe Formasyonu'na ait kömürlü seviyelerde Karayığit ve Akdağ (1996) tarafından farklı yerlerden alınan iki adet kömür örneği üzerinde vitrinit (vitrinit-A: telokollinit) ve vitrinit-B: desmokolinit) yansıması ölçümleri yapılmış ve %0.55-0.70 arasında ortalama Rm değerleri elde edilmiştir.

Az sayıda ölçülebilen çift yansıma (veya vitrinit anizotropisi: $R_{max}-R_{min}$) değerleri (Armutludere Formasyonu: 4.37, Puşçutepe Şeyli: 2.20, Yukarıyayla Formasyonu: 1.19-1.22) yaşlı birimlere doğru artış göstermektedir. Armutludere Formasyonu'nda çift yansımanın diğer birimlerdekinden çok daha yüksek olması, makaslama hareketlerinin birimde daha etkin olmasının yanı sıra, klastik kayalardaki vitrinit partiküllerinin iki optik eksenli olmasından kaynaklanabilir (Teichmüller, 1987). Diğer taraftan yüksek ranklı organik maddede ölçülen R_{max} değerlerinin geniş aralıklı olması, bunların düşük rank evrelerindeki optik özellikleri aynı maseraller ile karıştırılmış olmasından kaynaklanabilir (Saupé ve diğ., 1977; Teichmüller ve Teichmüller, 1979; Teichmüller, 1987).

Grafitleşme Derecesi

Karbonlu materyallerin grafitleşme derecesi ile XRD verileri çok düşük dereceli metamorfizma çalışmalarında bazı araştırmacılarca kullanılmıştır (Landis, 1971; İtalya, 1981; Tagiri, 1981; Pesquera ve Velasco, 1988; Barranechea ve diğ., 1992).

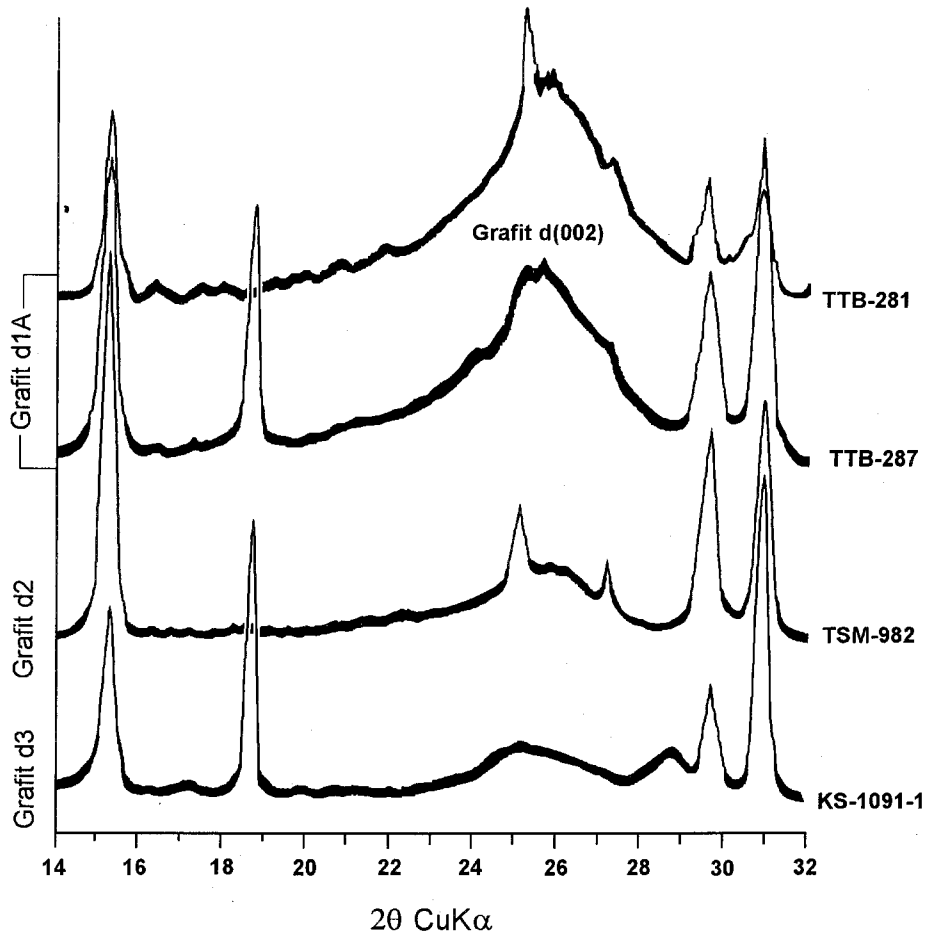
Grafitlerin XRD sonuçları (Tablo 6) ve paternlerine göre (Şekil 9), pik şiddeti ve pik simetrisi gibi çeşitli ölçütler (Landis, 1971) göz önüne alındığında, Puşçutepe Şeyli'nin Tufanbeyli bölgesindeki örnekleri (TTB-281, TTB-287) daha iyi kristalin grafit-d1A, Saimbeyli bölgesindekiler (TSM-982, KS-1091-5) daha düşük kristaliniteli grafit-d2 ve grafit-d3 tipindedir. Ancak, bu farklılık kris-

Tablo 6. Birimlerdeki grafitlerin d(002) pikinin XRD verileri.

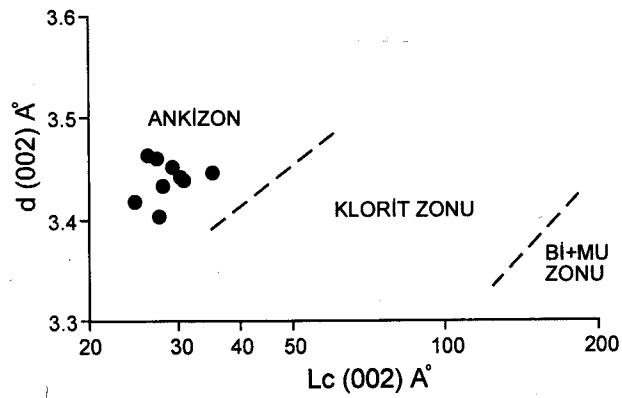
Table 6. XRD data of d(002) peak of graphites in the units.

Formasyon Ve Yaş	D (002) Å	c0 Å	1/2W 1/2H (Å)	1/2W 1/3H (Å)	H/W 1/2H (Å)	Lc	GD
Yukarıyayla (G.Silüriyen)	3.456	6.912	3.450	3.477	1.5	27	16
	3.450	6.900	3.442	3.442	0.6	29	16
	3.414	6.828	3.414	3.409	0.4	28	18
	3.440	6.880	3.427	3.431	0.7	30	17
	3.440	6.880	3.417	3.417	0.5	33	18
	3.431	6.862	3.431	3.431	0.3	28	17
	3.424	6.848	3.424	3.443	0.3	26	17
Puşçutepe (E.Silüriyen)	3.453	6.906	3.440	3.446	1.5	27	16
	3.435	6.870	3.445	3.477	0.5	30	20

H= d(002) pikinin yarı yüksekliği, W= d(002) pikinin yarı yükseklikteki genişliği, Lc= Kristalit büyüklüğü, GD= Grafitleşme derecesi



Şekil 9 : Bazı Paleozoyik yaşlı birimlerdeki grafitlerin X-ışını toz difraktogramları.
Figure 9 : X-ray powder diffractograms of graphites in some Paleozoic units.



Şekil 10 : Bazı Paleozoyik yaşlı birimlerdeki grafitlerin d(002) piki ve kristalit büyüklüğü arasındaki ilişkiler.
Figure 10 : Relationships between d(002) peak and crystallite size of graphites in some Paleozoic units.

talit büyüklüğü ve grafitleşme derecesindeki değerlere önemli ölçüde yansımamıştır.

Grafitlerin $d(002)$ $\text{\AA}$ ve $L_c(002)$ $\text{\AA}$ değerleri ankizon ve klorit zonlarının ayırtlandığı diyagramda (Pesquera ve Velasco, 1988) tümüyle ankizon bölgesinde kalmaktadır (Şekil 10). Puşçutepe Şeyli ve Yukarıyayla Formasyonu'ndaki organik maddelere ait grafitleşme derecesi değerleri ile R_m ve illit "kristalinite" değerleri arasında iyi pozitif bir ilişki bulunmaktadır.

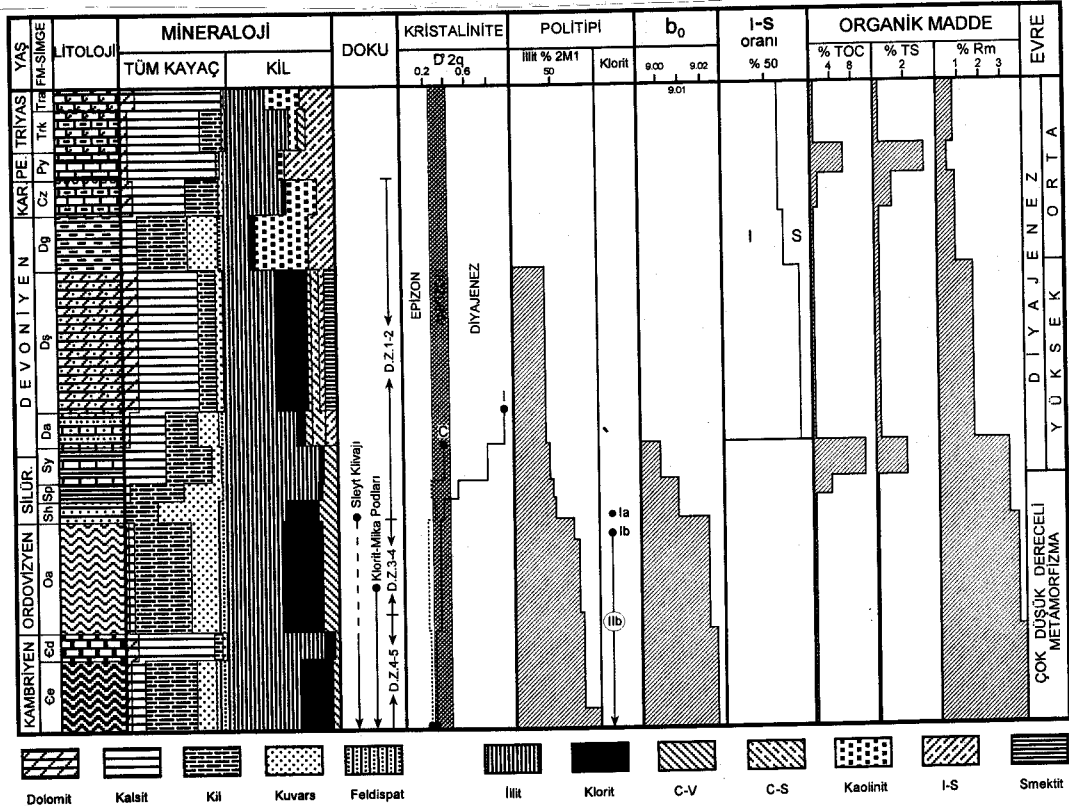
SONUÇLAR VE TARTIŞMA

İnceleme alanındaki Paleozoyik-Erken Mezozoyik yaşlı formasyonlara ait sonuçlar ve denestirilmeleri Şekil 11'de verilmiş ve aşağıda tartışılmıştır.

Erken Paleozoyik yaşlı birimler meta-sedimanter kayalardan oluşmakta; arduvazlar metamorfizma derecesinin artmasına bağlı olarak 3., 3-4. ve ender olarak 5. dokusal zon, meta-silttaşları ise 3. ve ender olarak 2. zon temsil eden özellikler göstermektedir. Arduvazlar pürüzsüz ve kesiksiz dilinimli (sleyt dilinimi, $S_0=S_1$), ender olarak da buruşma tipi sleyt dilinimi ($S_1 \perp S_2$); meta-silttaşları ise

zayıf, kaba ve kesikli dilinimlidir ($S_0 > S_1$). Orta-Geç Paleozoyik ve Erken Mezozoyik yaşlı birimler ilksel kırıntılı dokunun egemen olduğu (S_0) sedimanter kayalar ile temsil edilmekte ve dokusu 2. ve 1. zon u yansıtmaktadır. Tane boyuna göre aynı litolojiler esas alındığında, yaşlı birimlere doğru gömülme derinliğinin artmasına bağlı olarak kayaların dokusal zon dereceleri ve dilinim artmaktadır.

İnfa-Kambriyen-Kambriyen ve Ordovisiyen yaşlı birimlerde gözlenen kloritçe zengin klorit-mika podları dilinimle kesilen kütleleşmiş kısa kenarlara sahip olup, uzun eksenleri podları oluşturan klorit ve mikaların $\{001\}$ düzlemlerine ve tabakalanma düzlemine (S_0) paraleldir. Bu tür açıs al ilişkiler, Toros kuşağındaki alloktan birliklerden Aladağ Birliği'ndekilere (Bozkaya ve Yalçın, 1997b) kısmen benzerlik göstermekle birlikte, Bolkardağı Birliği'ndekilerden (Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997a) oldukça farklıdır. Yazarlarca belirtildiği gibi alloktan birliklerdeki klorit mika podları tektonik bindirme nedeniyle değişik açıs al ilişkiler e sahiptir. Bu veriler klorit mika podlarının açıs al konumlarının otokton ve alloktan birimlerin ayırt edilmesinde kullanılabileceğine işaret et-



Şekil 11 : Diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik birimlerde belirlenen mineralojik-petrografik verilerin denestirilmesi.

Figure 11 : Correlation of mineralogic-petrographic data determined in the diagenetic-very low grade metamorphic units.

metamorfizma derecesine bağlı olarak illit/muskovitlerin oktahedral Mg ve özellikle Fe^{+2} , diğer bir ifadeyle seladonit içeriği artmaktadır. Basınca bağlı olarak gözlenen bu değişimler jeobarometre olarak kullanılmıştır (Sassi ve Scolar, 1974; Sassi ve diğ., 1976; Guidotti, 1984). Artan "kristalinite" derecesine karşın artan b_0 ilişkisi bazı araştırmacılar tarafından da (Padan ve diğ., 1982; Brill, 1988; Yang ve Hesse, 1991) belirlenmiştir. Bununla birlikte azalan "kristalinite" değerlerine karşın değişiklik sunmayan ve hatta yukarıdakilerin aksine azalan b_0 değerlerinden de bahsedilmiştir (Venturelli ve Frey, 1977; Warr ve diğ., 1991). Diğer taraftan, Erken-Orta Paleozoyik yaşlı birimlerdeki kloritlerin $d(060)$ Å değerleri trioktahedral bileşimi işaret etmekte, yalnızca Üst Devoniyen'de di-trioktahedral kloritlere geçilmektedir (Bozkaya, 1995).

Fillosilikat minerallerinin dağılımına göre İnfra-Kambriyen-Silüriyen (Emirgazi, Değirmentaş, Armutludere, Halityayla), Alt-Orta Devoniyen (Ayıtepesi, Şafaktepe) ve Üst Devoniyen ve daha genç birimler (Gümüşali, Ziyarettepe, Yığıltepe, Katarası, Ayvat) olmak üzere 3 ana fillosilikat fasiyesi ayrılmıştır (Bozkaya ve Yalçın, 1995): 1. fasiyesi illit, klorit ve daha az da C-V, 2. fasiyesi karışık tabakalılarca zengin olup, illit, klorit, C-S, I-S ve eser miktarda C-V, 3. fasiyesi kaolinitin ortaya çıkması ve I-S miktarının maksimum düzeye ulaşması ile karakteristiktir. Bu fasiyeslerin ayrımında kullanılan karışık tabakalı kil mineralleri, kaolinit, illit ve kloritin miktarını tümüyle gömülme diyajenezi/metamorfizması denetlemektedir. Ayrıca, kütle halinde taşınan ve yaygın tektonik gömülmeye uğrayan alloktan birliklerdeki gibi paragonit, paragonit-muskovit aratabakalı, pirofillit, dikit, stilpnomelan ve kloritoyid gibi indeks metamorfik minerallerin (Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997a,b) gözlenmemesi, birliğin otokton olduğu görüşüne ek bir katkı getirmektedir.

Fenjitik bileşime sahip illit/muskovitlerin b_0 parametreleri gömülme derinliğiyle birlikte "kristalinite" derecesine (veya azalan $\Delta 2\theta$ değerlerine) paralel olarak tedrici olarak artmakta ve Kambro-Ordovisiyen orta basınç, Silüriyen ise düşük-orta basınç fasiyesi metamorfizması temsil etmektedir. Bu da illit/muskovitlerin b_0 parametresinin bileşimlerinden ziyade, gömülme derinliği ile denetlendiğini düşündürmektedir. Diyajenez/

metamorfizma derecesine bağlı olarak illit/muskovitlerin oktahedral Mg ve özellikle Fe^{+2} , diğer bir ifadeyle seladonit içeriği artmaktadır. Basınca bağlı olarak gözlenen bu değişimler jeobarometre olarak kullanılmıştır (Sassi ve Scolar, 1974; Sassi ve diğ., 1976; Guidotti, 1984). Artan "kristalinite" derecesine karşın artan b_0 ilişkisi bazı araştırmacılar tarafından da (Padan ve diğ., 1982; Brill, 1988; Yang ve Hesse, 1991) belirlenmiştir. Bununla birlikte azalan "kristalinite" değerlerine karşın değişiklik sunmayan ve hatta yukarıdakilerin aksine azalan b_0 değerlerinden de bahsedilmiştir (Venturelli ve Frey, 1977; Warr ve diğ., 1991). Diğer taraftan, Erken-Orta Paleozoyik yaşlı birimlerdeki kloritlerin $d(060)$ Å değerleri trioktahedral bileşimi işaret etmekte, yalnızca Üst Devoniyen'de di-trioktahedral kloritlere geçilmektedir (Bozkaya, 1995).

İllit/muskovitler $2M1+1Md$ politipine sahip olup, $2M1$ miktarı İnfra-Kambriyen'den Devoniyen'e doğru tedrici olarak azalmaktadır. Bu da illit/muskovit "kristalinite" verilerine uyumlu bir şekilde artan gömülme diyajenezi/metamorfizmasıyla birlikte $1Md$ politipinden $2M1$ politipine doğru tedrici bir değişim olduğunu ve $1Md \rightarrow 2M1$ dönüşümünün epizonda tamamlandığını göstermektedir (Frey, 1987). Trioktahedral bileşimli 14 Å kloritler epi-ankizonu temsil eden kesimlerde (Emirgazi ve Armutludere formasyonları) tümüyle I**b**, en yüksek dereceli diyajenetik zonu temsil eden kesimlerde ise I**b** (Armutludere Formasyonu en üst seviyeleri) ve I**a** (Halityayla Formasyonu) politipi sergilemekte olup; yaşlı birimlere doğru I**a** $\rightarrow$ I**b** $\rightarrow$ I**b** şeklinde bir evrim göstermektedir.

Diyajenetik zonda ortaya çıkan I-S aratabakalı kil mineralleri miktar ve smektit bileşeni bakımından üst seviyelere doğru artma göstermektedir. Epi-ankizonada (Emirgazi-Halityayla) illit/muskovitler smektit bileşeni içermezken, yüksek dereceli diyajenetik birimlerde %2 (Puşçutepe), düşük dereceli diyajenetik birimlerde (Ayvat) %7, Ayıtepesi Formasyonu'nda %15, Triyas yaşlı Ayvat Formasyonu'nda %30'a çıkmaktadır.

Devoniyen ve daha yaşlı birimlerde organik maddelerin türü belirlenemezken, Yığıltepe ve Ziyarettepe formasyonlarında karasal kökenli odunsu maddeleri temsil eden vitrinitlerin yanı sıra düşük dereceli yansımaya, buna karşın daha yüksek floresans özelliğine sahip denizel kökenli liptinitler de belirlenmiştir. Bu birliktelik ortamın geçiş ortamı olabileceğini düşündürmektedir. Rm ölçümlerine

göre kömürleşme dereceleri derinlere doğru artmaktadır. Armutludere-Yukarıyayla formasyonları antrasit, Ayıtepesi Formasyonu düşük uçuculu bitümlü kömür, Gümüşali Formasyonu yüksek uçuculu bitümlü kömür, Ziyarettepe ve daha genç formasyonlar ise yarı-bitümlü kömür-yüksek uçuculu bitümlü kömür evresine karşılık gelen kömürleşme derecelerine sahiptir. İllit "kristalinite" ve Rm verileri birlikte değerlendirildiğinde diyajenez-ankimetamorfizma geçişi yaklaşık olarak $R_m = \%3.8$ değerine karşılık gelmektedir. Artan kömürleşme derecesi ile birlikte çift yansıma (veya vitrinit anizotropisi: $R_{max}-R_{min}$) değerleri de artmaktadır. Çift yansıma değerlerinin dilininin daha yaygın gözlemlendiği Armutludere Formasyonu'nda yüksek olması, gelişiminin makaslama hareketleri ile ilişkili olduğunu göstermektedir (McCartney ve Ergun, 1967; Alpern ve Lemos de Sousa, 1970; Diessel ve diğ., 1978; Raben ve Gray, 1979a,b). Diğer bir ifadeyle, çift yansıma değerlerinin yaşlı birimlere doğru artışı gömülme metamorfizmasından ziyade, yaşlı birimlerde yerel tektonik hareketlerin daha yoğun olmasından kaynaklanmaktadır.

Puşçutepe Şeyli ve Yukarıyayla Formasyonu'na ait grafitler, Tufanbeyli bölgesinde iyi kristaliniteli (grafit-d1A), Saimbeyli bölgesindekiler ise daha düşük kristalinitelidir (grafit-d2 ve grafit-d3). Grafitlerin kristalinite farklılıkları yöresel basıncın yanı sıra, organik madde içeren örneklerin tane boyu ve kuvars içeriğindeki farklılıklar ile de ilişkili gözükmemektedir (Barranechea ve diğ., 1992). Yazarlar iri taneli ve kuvars içeriği yüksek olan kayaçlardaki grafitlerin daha düşük kristaliniteli olabileceğini belirtmişlerdir. Itaya (1981) grafit kristalinitesinde hem basıncın, hem de tane boyu ve kuvars içeriğinin önemli olduğunu vurgulamıştır. Diğer taraftan, küçük çaplı kristalinite farklılıkları bölgedeki grafitlerin oluşumunda tümüyle sıcaklığın değil, basıncın daha önemli olduğunu ortaya koymaktadır (Bonijoly ve diğ., 1982; Teichmüller, 1987). Grafitlerin kristalinite özelliklerine göre, formasyonun Tufanbeyli kesimi Saimbeyli'ye oranla daha fazla stres etkisinde kalmış gözükmemektedir. İllit (kristalinite) verilerine göre diyajenez-ankizon sınırına yakın bölgede yer alan örneklerdeki grafitlerin ankizon bölgesinde yer alması, organik madde yansımada olduğu gibi, grafitleşme derecesinin de daha yüksek diyajenetik ve/veya metamorfik dereceyi yansıtmalarından ileri gelmektedir. Bunun nedeni ortamdaki sıcaklık ve basınç değişimlerine karşı organik madde ve minerallerin göstermiş olduğu de-

ğişimlerin farklı olmasıdır (Kisch, 1974; 1983; Teichmüller, 1987; Kübler ve diğ., 1979; Héroux ve diğ., 1979; Frey ve diğ., 1980).

Emirgazi-Değirmentaş ve özellikle Yukarıyayla-Ayıtepesi formasyonları sınırlarında mineralojik, illit kristalinite, politipi ve b_0 verilerinde sıçramalar gözlenmektedir. Bu veriler birimlerin sınırlarında stratigrafik boşluklar ve/veya deformasyon evreleri bulunduğunu ileri süren araştırmacıların (Kozlu ve Göncüoğlu, 1997) görüşlerini doğrulamaktadır. Ayrıca, Silüriyen ile Geç Devoniyen ve daha genç birimlerdeki konodontların termal alterasyon indeks değerleri (Göncüoğlu ve Kozur, 1998) de bu çalışmada ortaya konulan mineralojik bulguları destekler sonuçlar içermektedir.

Petrografik-dokusal, mineralojik ve kristalografik-yapısal veriler, Doğu Toros Otoktonu kayaçlarının sedimanter gömülme ile P-T-t'nin tersi yönünde çok düşük dereceli metamorfizmaya uğradığını göstermektedir. Ayrıca, Doğu Toros Otoktonu'nun allohton birliklerdeki gibi büyük ölçekli bir naplaşmaya uğramaması nedeniyle, metamorfizma tek evreli olarak gelişmiş, üzerine yerleşen naplara bağlı tektonik gömülmenin etkileri de sadece yerel değişimlerle sınırlı kalmıştır. İllit/mukovit "kristalinite" verilerine göre metamorfizmaya Ordovisiyen yaşlı Armutludere Formasyonu'nun en üst seviyelerinde tedrici biçimde gelişmektedir. Buna karşın allohton birliklerde metamorfizma Permiyen, hatta Karbonifer yaşlı birimlerde gözlenmektedir (Yalçın ve Bozkaya, 1997; Bozkaya ve Yalçın, 1997a,b). Toros kuşağında diyajenez-metamorfizma geçişinin farklı kronostratigrafik seviyelerde gözlenmesi, birimlerin sedimanter ve tektonik gömülmeye karşı gösterdikleri değişimlerden kaynaklanmaktadır. Diğer bir ifade ile, çok düşük dereceli metamorfik kayaçlarda fillosilikat mineralleri Doğu Toros Otoktonu'nda illit ve klorit, aynı kuşaktaki farklı fasiyesleri temsil eden allohton birliklerde ise illit ve kloritin yanı sıra paragonit, paragonit-muskovit, pirofillit, kaolinit/dikit, kloritoyid, stilpnomelan mineralleri ortaya çıkmıştır. Bu farklılıkların ilksel malzemeden ziyade, allohton birliklerin naplaşması ve tektonik gömülmesi sonucu basınçtaki kısmi artışa bağlı olarak ortaya çıktığı düşünülmektedir.

Elde edilen tüm mineralojik-petrografik bulgular, Silüriyen ve daha yaşlı kayaçların petrol açısından önemli olmadıkları, petrol jeolojisi çalışmalarının daha ziyade Permo-Karbonifer yaşlı birimlerde yo-

ğunlaştırılması gerektiğine işaret etmektedir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar, makalenin kritik edilerek geliştirilmesine katkıda bulunmalarından dolayı Prof. Dr. M. Cemal Göncüoğlu (ODTÜ), Dr. Hüseyin Kozlu (TPAO) ve Dr. Necdet Özgül'e (GEOMAD), saha ve büro çalışmalarındaki yardımları için stajyer öğrenciler/jeoloji mühendisleri Haydar Alpat, Erhan Şen, Berkant Altun ve Gülşen Gümüşer'e, laboratuvar işlemlerinin yürütülmesindeki destekleri için Kimya yüksek mühendisi Fatma Yalçın, Kimyager Ümit Şengül, Teknisyenler Latife Ceran, Davut Oymak ve Ufuk Kuş'a, organik petrografi çalışmalarındaki bilimsel katkıları için Doç. Dr. Ali İhsan Karayığit'e teşekkürü bir borç bilirler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpern, B. ve Lemos de Sousa, M.J., 1970. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinité et de la fusinité des houilles. C.R. Acad. Sci. Paris. 271, 956-959.
- Attlewell, P. ve Taylor, R.K., 1969. A microtextural interpretation of a Welsh slate. International Journal of Mechanics and Mining Sciences, 6, 423-438.
- Bailey, S.W., 1988. X-ray diffraction identification of the polytypes of mica, serpentine, and chlorite. Clays and Clay Minerals, 36, 193-213.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M. ve Arche, A., 1992. Relation between graphitization of organic matter and clay mineralogy, Silurian black shales in Central Spain. Mineralogical Magazine, 56, 477-485.
- Beutner, E. C., 1978. Slaty cleavage and related strain in Martinsburg slate, Delaware Water Gap, New Jersey. American Journal of Science, 278, 1-23.
- Bonijoly, M., Oberlin, M. ve Oberlin, A., 1982. A possible mechanism for natural graphite formation. International Journal of Coal Geology, 1, 283-312.
- Bozkaya, Ö., 1995. Doğu Toroslardaki (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöreleri) sedimanter ve çok düşük dereceli metasedimanter kayaçların mineralojisi ve jeokimyası. Doktora Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi, Fen Bilimleri Enstitüsü, 334 s (Yayınlanmamış).
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1995. Doğu Toros Otoktonu ve örtü kaya birimlerinin litoloji ve mineralojisi (Sarız-Tufanbeyli-Saimbeyli yöresi). C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi Seri A- Yerbilimleri, 12, 1-37.
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın H., 1996. Diyajenez-metamorfizma geçişinin belirlenmesinde kullanılan yöntemler. Jeoloji Mühendisliği Dergisi, 49, 1-22
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1997a. Bolkardağı Birliği (Orta Toroslar, Bozkır-Konya) Üst Paleozoyik-Alt Mezozoyik yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli metamorfik kayaçların mineralojisi ve petrografisi. H.Ü. Yerbilimleri, Bay-sal Batman Özel Sayısı 19, 17-40.
- Bozkaya, Ö., ve Yalçın, H., 1997b. Aygörmez Dağı napı (Pınarbaşı-Kayseri) Devoniyen-Triyas yaşlı diyajenetik-çok düşük dereceli meta-sedimanter kayaçların mineralojik ve petrografik özellikleri. Çukurova Üniversitesinde Jeoloji Mühendisliği Eğitiminin 20. Yılı Sempozyumu, Geosound, Özel Baskı, Cilt II, 30, 807-832.
- Brill, B. A., 1988. Illite crystallinity, b_0 and Si content of K-white mica as indicators of metamorphic conditions in low-grade metamorphic rocks at Cobar, New South Wales. Australian Journal of Sciences, 35, 295-302.
- Brindley, G. W., 1980. Quantitative X-ray mineral analysis of clays: In: Brindley and G. Brown (eds). Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, G. W. Mineralogical Society, London, 411-438.
- Dean, W. T. ve Monod, O., 1990. Revised stratigraphy and relationships of Lower Palaeozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey. Geological Magazine, 127, 333-347.
- Demirtaşlı, E., 1967. Pınarbaşı-Sarız-Mağara ilçeleri arasındaki sahanın litostratigrafi birimleri ve petrol imkanları. MTA Raporu 4389 (Yayınlanmamış).
- Demirtaşlı, E., Metin, S ve Ayhan, A., 1983. Stratigraphy of the Eastern Taurus autochthon. International Symposium on the Geology of the Taurus Belt for excursion I. Field Guide Book, 7-16.
- Dennis, J. G., 1987. Structural Geology-An Introduction. Wm.C.Brown Publishers, Dubuque, Iowa, 448 pp.
- Dimberline, A. J. 1986. Electron microscope and microprobe analysis of chlorite-mica stacks in the Wenlock turbidites, mid Wales, UK. Geological Magazine, 123, 299-306.

- Diessel, C. F. K., Brothers, R. N. ve Black, P. M., 1978. Coalification and graphitization in high-pressure schists in New Caledonia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 68, 63-78.
- Eberl, D. D. ve Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24, 571-577.
- England, P. C. ve Thompson, A. B., 1984. Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism; 1. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journal of Petrology*, 25, 894-928.
- Erkan, E., Özer, S., Sümengen, M., ve Terlemez, İ., 1978. Sarız-Şarkışla-Gemerek-Tomarza arasının temel jeolojisi. MTA Raporu, No. 6546 (Yayınlanmamış).
- Frey, M., 1987. Very low-grade metamorphism of clastic sedimentary rocks. In: M. Frey (ed) *Low Temperature Metamorphism*. Blackie & Sons., Glasgow, 9-58.
- Frey, M., Teichmüller, M., Teichmüller, R., Mullis, J., Künzi, B., Breitschmid, A., Gruner, U. ve Schwizer, B., 1980. Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Ecloga Geologica Helvetica*, 73, 173-203.
- Göncüoğlu, M. C., 1997. Distribution of Lower Paleozoic rocks in the Alpine terranes of Turkey: Paleogeographic constraints. In: *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana*. Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publications 3, 13-23.
- Göncüoğlu, M. C. ve Kozur, H., 1998. Facial development and thermal alteration of Silurian rocks in Turkey. In: J.C. Gutiérrez-Marco and I.Rábano, (eds.), *Proceedings 6th International Graptolite Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting*, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy Temas Geológico-Mineros ITGE, 23, 87-90.
- Gray, D. R., 1977a. Some parameters which affect the morphology of crenulation cleavages. *Journal of Geology*, 85, 763-780.
- Gray, D. R., 1977b. Morphologic classification of crenulation cleavage. *Journal of Geology*, 85, 229-235.
- Gray, D. R., 1978. Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geological Society of America Bulletin*, 89, 577-590.
- Guidotti, C. V., 1984. Micas in metamorphic rocks: In: Bailey, S.W. (ed). *Micas, Reviews in Mineralogy* 13, Mineralogical Society of America, 357-467.
- Guidotti, C. V. ve Sassi, F.P., 1986. Classification and correlation of metamorphic facies series by means of muscovite b_0 data from low-grade metapelites. *Neues Jb. Miner. Abh.* 153, 363-380.
- Héroux, Y., Bertrand, R., Chagnon, A., Connan, J., Pittion, J. -L. ve Kübler, B., 1981. Evolution thermique et potential pétrologique par l'étude des kérogènes, des extraits organiques, des gaz adsorbés, des argiles, du sondage Karlsefni H-13 (offshore Labrador, Canada). *Canadian Journal of Sciences* 18, 1856-1877.
- Hesse, R. ve Dalton, E., 1991. Diagenetic and low-grade metamorphic terranes of Gaspé Peninsula related to the geological structure of the Taconian and Acadian orogenic belts, Quebec Appalachians. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 775-790.
- Hoepfner, R., 1956. Zur Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung. *Geologische Rundschau*, 45, 247-283.
- Hunziker, J.C., Frey, M., Clauer, N., Dallmeyer, R.D., Friedrichsen, H., Flehmig, W., Hochstrasser, K., Roggviler, P., Schwander, H., 1986. The evolution of illite to muscovite. mineralogical and isotopic data from the Glarus Alps, Switzerland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 157-180.
- Inoue, A., ve Utada, M., 1991. Smectite-to-chlorite transformation in thermally metamorphosed volcanoclastic rocks in the Kamikita area, Northern Honshu, Japan. *American Mineralogists*, 76, 628-640.
- Itaya, T., 1981. Carbonaceous material in pelitic schists of the Sanbagawa metamorphic belt in central Shikoku, Japan. *Lithos*, 14, 215-224.
- Karayiğit, A. İ. ve Akdağ, Y., 1996. The geology and coal petrography of Miocene lacustrine lignites and Permian bituminous coals from the Kapınar area, Sarız-Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 1-10.
- Kisch, H. J., 1974. Anthracite and meta-anthracite coal ranks associated with 'anchimetamorphism' and 'very-low-stage' metamorphism, I, II, III. K. Ned. Akad. Wet., Amsterdam., Proc. Ser. B 77

- (2), 81-118.
- Kisch, H. J., 1983. Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) in clastic rocks: In: Larsen, G. and Chilingar, G. V. (eds). Elsevier, Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, 2, Amsterdam, 289-493 and 513-541 (Appendix B- literature published since 1976).
- Kisch, H. J., 1991. Development of slaty cleavage and degree of very-low-grade metamorphism: a review. *Journal of Metamorphic Geology*, 9, 735-750.
- Kossovskaya, A. G., ve Shutov, V.D., 1958. Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions. *Eclogae Geologicae Helvetica*, 51, 656-666.
- Kossovskaya, A.G., ve Shutov, V.D., 1963. Facies of regional epigenesis and metagenesis (in Russian). *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geol.* 1963(7), 3-18 (transl. in *Int. Geol. Rev.*, 7(1965), 1157-1167).
- Kossovskaya, A.G., ve Shutov, V.D., 1970. Main aspects of the epigenesis problem. *Sedimentology*, 15, 11-40.
- Kozlu, H. ve Göncüoğlu, M. C., 1997. Stratigraphy of the Infra-Cambrian rock-units in Eastern Taurides and their correlation with similar units in Southern Turkey. In: *Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana*, Turkish Association of Petroleum Geologists, Special Publications 3, 50-60.
- Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: M. Lagache, (ed). *Thermométrie et barométrie géologiques*, Soc. Franç. Minér. Crist., Paris, 489-596.
- Kübler, B., Pittion, J. -L., Héroux, Y., Charollais, J. ve Weidmann, M., 1979. Sur le pouvoir réflecteur de la vitrine dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. *Eclogae Geologicae Helvetica* 72, 347-373.
- Landis, C. A., 1971. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30, 34-45.
- Maxwell, D. T. ve Hower, J., 1967. High-grade diagenesis and low-grade metamorphism of illite in the Precambrian Belt Series. *American Mineralogists* 52, 843-857.
- McCartney, J. T. ve Ergun, S., 1967. Optical properties of coal and graphite. *Bur. Mines Bull.*, 641.
- Metin, S., Ayhan, A. ve Papak, İ., 1987. Doğu Torosların batı kesiminin jeolojisi (GGD Türkiye). *MTA Dergisi*, 107, 1-12.
- Metin, S., Ayhan, A., Papak, İ., 1990. 1/100 000 ölçekli açın-sama nitelikli Türkiye jeoloji haritaları serisi Elbistan-İ 22 paftası. MTA Yayını, 15 s.
- Milodowski, A. E. ve Zalasiewicz, J. A., 1991. The origin, sedimentary, diagenetic and metamorphic evolution of chlorite-mica stacks in Llandovery sediments of central Wales, UK. *Geological Magazine*, 128, 263-278.
- Morad, S., 1986. Mica-chlorite intergrowths in very low-grade metamorphic sedimentary rocks from Norway. *Neues Jb. Mineral, Abh.*, 154, 271-287.
- Otlu, N., 1992. Yaylacı-Karapınar (Sarız, Kayseri) Üst Paleozoyik Alt Mesozoyik yaşlı tortullarının sedimantolojik ve stratigrafik özellikleri. Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Yüksek Lisans Tezi, 112 s (Yayınlanmamış).
- Özgül, N., 1976. Torosların bazı temel jeolojik özellikleri. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 19, 1, 65-78.
- Özgül, N., Metin, S., Göger, İ., Bingöl, İ., ve Baydar, O., 1973. Tufanbeyli dolayının Kambriyen Tersiyer kayaları. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 16, 1, 82-101.
- Padan, A., Kisch, H. J. ve Shagam, R., 1982. Use of the lattice parameter b_0 of dioctahedral illite/muscovite for the characterization of P/T gradients of incipient metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79, 85-95.
- Pesquera, A., ve Velasco, F., 1988. Metamorphism of the Palaeozoic Cinco Villas massif (Basque Pyrenees): illite crystallinity and graphitization degree. *Mineralogical Magazine*, 52, 615-625.
- Piqué, A., ve Wybrecht, E., 1987. Origine des chlorites de l'épizone héritage et cristallisation synschisteuse Exemple des grauwackes cambriennes du Maroc occidental. *Bull. Minéral.*, 110, 665-682.
- Powell, C. Mc. A., 1979. A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58, 21-34.
- Pye, K. ve Krinsley, D. H., 1983. Inter-layered clay stacks in Jurassic shales. *Nature*, 304, 618-620.

- Raben, J. D. ve Gray, R. J., 1979a. The geology and petrology of anthracites and meta-anthracites in the Narragansett Basin, southeastern New England: In: Cameron, B. (ed). Carboniferous Basins of Southeastern New England, Field Trip Guide Book 5, 9th Int. Congr. Carbonif. Strat. Geol. Amer. Geol. Inst. Falls Church, Va., 93-108.
- Raben, J. D. ve Gray, R. J., 1979b. The nature of highly deformed anthracites and meta-anthracites in southeastern New England. 9th Int. Congr. Carbonif. Strat. Geol. Abstr., Urbana, Illinois, 169.
- Ramsay, J. G. ve Huber, M.I., 1989. The Techniques of Modern Structural Geology. Volume 1: Strain Analysis. Academic Press, London, 307 pp.
- Reynolds, R. C., 1980. Interstratified clay minerals: In: G.W. Brindley & G. Brown, (eds) Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification, Mineralogical Society, London, 249-303.
- Roy, A. B., 1978. Evolution of slty cleavage in relation to diagenesis and metamorphism: a study from the Hunsrückschiefer. Geological Society of America Bulletin, 89, 1775-1785.
- Sassi, F. P. ve Scolari, A., 1974. The bo value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. Contributions to Mineralogy and Petrology, 45, 143-152.
- Sassi, F. P., Krautner, H. G. ve Zirpoli, G., 1976. Recognition of the pressure character in greenschist facies metamorphism. Schweiz. Miner. Petrogr. Mitt., 56, 427-434.
- Saupé, F., Dunoyer de Segonzac, G. ve Teichmüller, M., 1977. Etude du métamorphisme régional dans la zone d'Almadén (Province de Cuidad Real, Espagne) par la cristallinité de l'illite et par le pouvoir réflecteur de la matiere organique. Sci. Terre (Nancy) 21, 251-269.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. Clays and Clay Minerals, 32, 337-349.
- Tagiri, M., 1981. A measurement of the graphitizing-degree by the X-ray powder diffractometer. Journal of the Japanese Association of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, 76, 345-352.
- Teichmüller, M., 1987. Organic material and very low-grade metamorphism. In: Frey, M. (ed). Low Temperature Metamorphism. Blackie & Son, Glasgow, 114-161.
- Teichmüller, M. ve Teichmüller, R., 1979a. Diagenesis of coal (coalification). In: Larsen, G. and Chilingar, G.V. (eds), Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, Vol. 1, Developments in Sedimentology 25A, Elsevier, Amsterdam, 207-246.
- Tutkun, S.Z., 1984. Saimbeyli (Adana) yöresinin stratigrafisi. Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri-A, Yerbilimleri, 1, 1, 31-44.
- Van der Pluijm, B. ve Kaars-Sijpesteijn, C. H., 1984. Chlorite-mica aggregates: morphology, orientation, development and bearing on cleavage formation in very-low-grade rocks. Journal of Structural Geology, 6, 399-407.
- Varol, B., Kazancı, N., Okan, Y. ve Altın, D., 1987. Sarız Tufanbeyli otokton Triyas istifinin tanımsal ve fasiyes özellikleri. TÜBİTAK Doğa, Mühendislik ve Çevre Dergisi, 11, 3, 362-378.
- Venturelli, G. ve Frey, M., 1977. Anchizone metamorphism in sedimentary sequences of the Northern Apennines. Rendiconti Soc. Ital. Miner. Petrol., 33(1), 109-123.
- Voll, G., 1960. New work on petrofabrics. Geological Journal, 2, 503-567.
- Warr, L. N. ve Rice, A. H. N., 1994. Interlaboratory standartization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. Journal of Metamorphic Geology, 12, 141-152.
- Warr, L. N., Primmer, T. J. ve Robinson, D., 1991. Variscan very low-grade metamorphism in southwest England : a diastothermal and thrust-related origin. Journal of Metamorphic Geology, 9, 751-764.
- Weber, K., 1981. Kinematic and metamorphic aspects of cleavage formation in very low-grade metamorphic slates. Tectonophysics, 78, 291-306.
- White, S. H., Huggett, J. M. ve Shaw, H. F., 1985. Electron-optical studies of phyllosilicate intergrowths in sedimentary and metamorphic rocks. Mineralogical Magazine, 49, 413-423.
- Yalçın, H. ve Bozkaya, Ö., 1997. Kangal-Alacahan yöresi (Sivas) Üst Paleozoyik yaşlı meta-sedimanter kayaçlarda gömülme ve bindirme ile ilişkili çok düşük dereceli metamorfizma. Türkiye Jeoloji Bülteni, 40, 1-16.
- Yang, C. ve Hesse, R., 1991. Clay minerals as indicators of diagenetic and anchimetamorphic

grade in an overthrust belt, External domain of southern Canadian Appalachians. Clay Minerals, 26, 211-231.

AUTHIGENIC DICKITE FORMATION WITHIN ATOKA CARBONATES AND ITS EFFECT ON THE RESERVOIR QUALITY

ATOKA KARBONATLARINDA OTİJENİK DİKİT OLUŞUMU VE REZERVUAR KALİTESİNE ETKİSİ

Muhsin EREN

Mersin Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Müh. Bölümü, MERSİN

ABSTRACT

Authigenic dickite occurs as pore-filling late cement in Atoka carbonates. It is a minor constituent in the carbonate rocks. The dickite has been recognized commonly in enlarged solution channels and vuggy pores related to stylolites, and also in residual spaces of primary pores. In the pores, dickite occurs as booklets with perfectly developed morphologies. Their average size ranges from 5 μm to 20 μm in diameter.

In Atoka carbonates, dickite commonly coexists with saddle dolomite and late calcite. Isotopic composition of saddle dolomite ($\delta^{18}\text{O} = -3.5$ to -4.0 ‰ PDB; $\delta^{13}\text{C} = +0.04$ to $+0.67$ ‰ PDB) indicates a precipitation from formation water at temperatures of 50 - 60 °C. Dickite cement significantly reduces permeability of Atoka carbonates by plugging pore-throats.

Key Words: Dickite, Atoka Carbonates, Reservoir quality

ÖZ

Otijenik dikit, Atoka karbonatlarında gözenek dolgusu geç çimento olarak bulunmaktadır. Karbonat kayaçlarının küçük bir bileşenini oluşturmaktadır. Dikit genellikle genişletilmiş stilolitik erime kanal ve boşluklarında, ayrıca birincil gözeneklerin kalıntı alanlarında görülmektedir. Dikit, gözenekler içinde, çok iyi şekilde gelişmiş kitap sayfacıklarından oluşmaktadır. Ortalama sayfacık boyları 5- 20 μm arasındadır.

Atoka karbonatlarında dikit genellikle eğersi dolomit ve geç dönem kalsitle birlikte bulunmaktadır. Dolomitin izotop bileşimi ($\delta^{18}\text{O} = -3.5$ to -4.0 ‰ PDB; $\delta^{13}\text{C} = +0.04$ to $+0.67$ ‰ PDB) 50-60 °C sıcaklıktaki formasyon suyundan kimyasal çökeltimi işaret etmektedir. Dikit çimento gözenek geçişlerini tıkayarak, Atoka karbonatlarının geçirirliğini önemli ölçüde azaltmaktadır.

Anahtar Kelimeler: Dikit, Atoka Karbonatları, Rezervuar kalitesi

INTRODUCTION

Pennsylvanian Atoka (Carboniferous) carbonates in Eddy County, New Mexico (USA) represent a stratigraphic trap within an algal bank complex (Fig. 1), and were deposited on the northwest shelf of the Delaware Basin. These are subsurface carbonate rocks located at a depth of approximately 3500 m. They are surrounded by the marine shales. After deposition, Atoka carbonates underwent a complex diagenetic history that includes marine, sub-aerial (near-surface freshwater) and burial stages of diagenesis. The burial diagenesis is characterized by authigenic production of minerals (calcite, albite, quartz, dolomite, dickite, celestite, and pyrite), late compaction and dissolution (Eren, 1993a). This paper deals with an occurrence of dickite in Atoka carbonates and its effect on the reservoir quality.

METHODS OF STUDY

This study includes an examination of approximately 104 m of drill-cores from 11 wells (natural gas), located in Eddy County, New Mexico (Fig. 1). The cores were provided by "Santa Fe Energy Resources Inc.". Sixty-four thin-sections were prepared from the core samples. Each thin-section was stained with a mixture of alizarin red S and potassiumferricyanide to distinguish coexisting carbonate minerals and their ferrous content. Thin-sections were examined under a petrographic microscope to determine petrographic features.

The isotopic analyses were carried out on four selected samples of dolomite cement which closely associated with dickite cement. Oxygen and carbon isotopes were analyzed by "Global Geochemistry Corp.". The results have been published in a previous study (Eren, 1993b). The samples were obtained from stained cores using a modified drill.

PETROGRAPHY

In Atoka carbonates, the authigenic dickite oc-

STRATIGRAPHIC CROSS-SECTION OF PENNSYLVANIAN ATOKA CARBONATE BANK COMPLEX,
EDDY COUNTY, NEW MEXICO

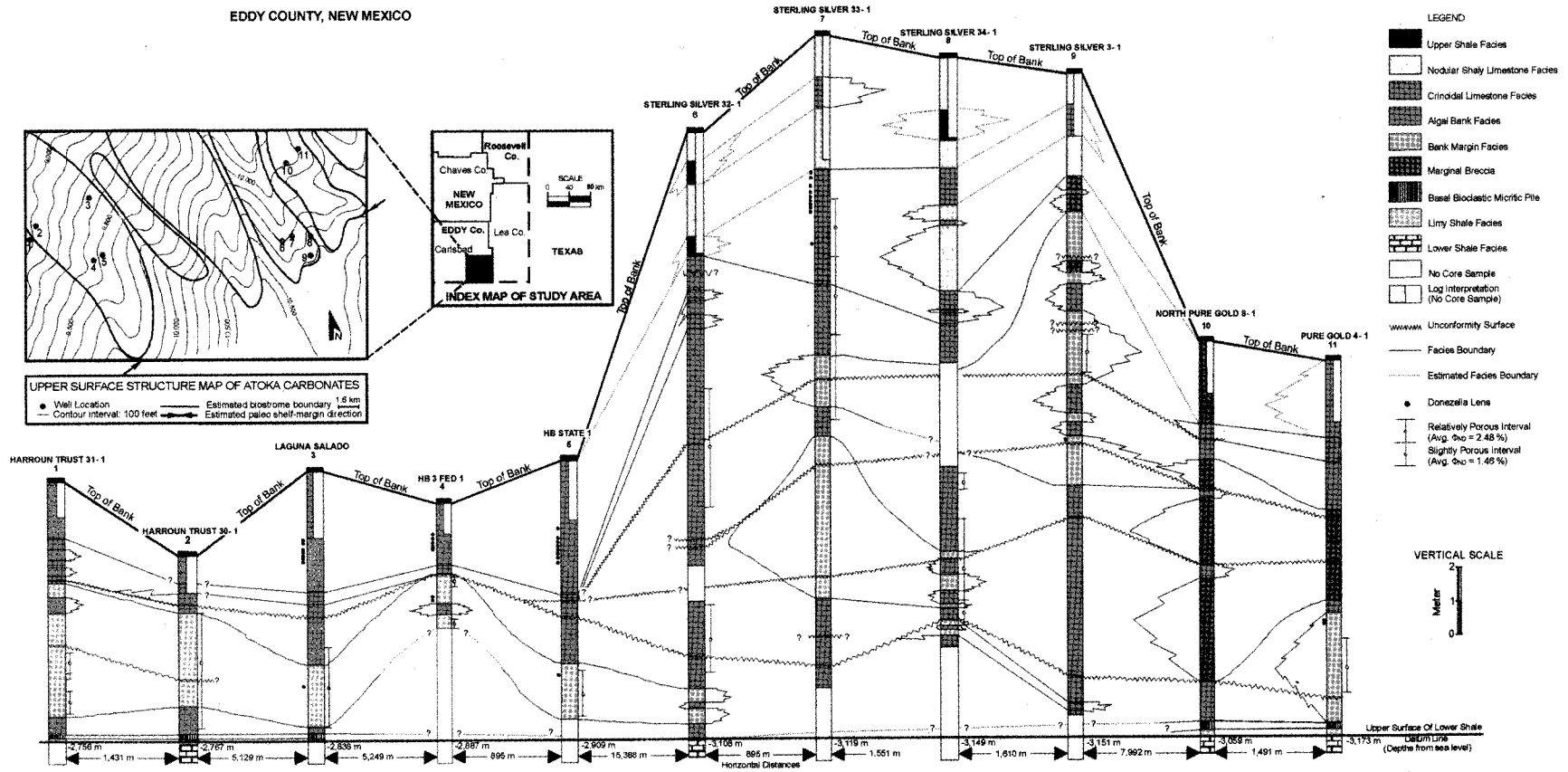


Figure 1 : Stratigraphic cross-section of Pennsylvanian Atoka carbonate bank complex including index map of study area and well locations.

Şekil 1 : Pensilvaniyen Atoka karbonat bank karmaşığının stratigrafik enine kesiti, yer buldurur haritası ve kuyu yerleri.

curs as pore-filling late diagenetic cement in the enlarged solution channels (Fig.2) and vuggy pores related to stylolites, and additionally in residual spaces of primary pores (Fig. 3). It is a minor constituent in

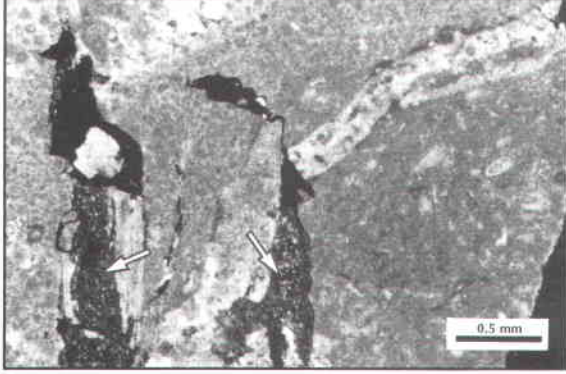


Figure 2 : Photomicrograph illustrating dickite cement (arrows) partially filling enlarged solution channels along stylolite. Cross-polarized light. Sterling Silver 3-1 well, 4121 m.

Şekil 2 : Stilolit boyunca genişletilmiş erime kanallarını kısmen dolduran dikit çimentoyu (oklar) gösterir fotomikrograf. Çift nikol. Sterling Silver 3-1 kuyusu, 4121 m.

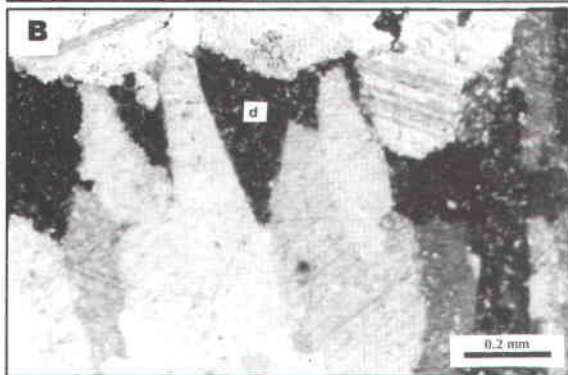
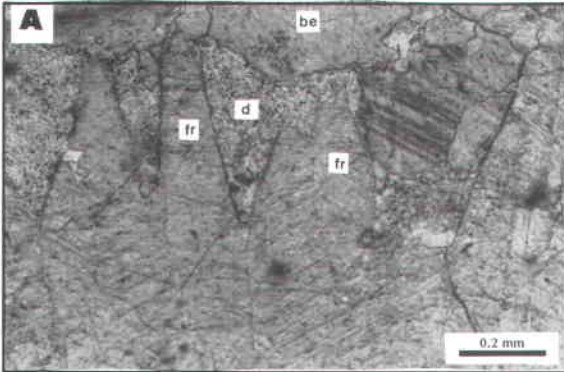


Figure 3: Photomicrographs illustrating a dickite cement (d) in residual spaces of primary pore. Blue is epoxy among dickite booklets. (be) : blocky equant calcite. (fr) : radial-columnar calcite. Elongated radial calcite crystals show straight twins, rounded to acute crystal terminations. A-plane-polarized light. B-cross-polarized light. Sterling Silver 3-1 well, 4122 m.

Şekil 3 : Birincil gözenek alanlarındaki dikit çimentoyu (d) gösterir fotomikrograf. Mavi, dikit kitap sayfaları arasındaki yapıştırıcıdır. (be) : bloksu eşboyutlu kalsit, (fr) : ışınsol-kolonlu kalsit. Uzun-ışınal kalsit kristalleri düz ikizleri, yuvarlak ve sivri kristal uçları göstermektedir. A) Normal ışık, B) Çift nikol. Sterling Silver 3-1 kuyusu, 4122 m.

the carbonate rocks, and closely associated with the saddle dolomite and late calcite. Stained thin-sections show the presence of ferroan and non-ferroan dolomite and calcite.

In the pores, dickite typically can be seen in the form of booklets with very low interference color (Fig. 4). The booklets consist of stacking of pseudo-hexagonal plates along c-axis. Same crystal habit is shown by kaolinite. Distinguishing dickite from kaolinite is based on their crystal size. From literature, dickite booklets generally occur 10-20µm in average diameter, up to 60µm (Wilson and Pittman, 1977; Chamley, 1989; Maliva et al., 1999). It is not possible to differentiate dickite from kaolinite

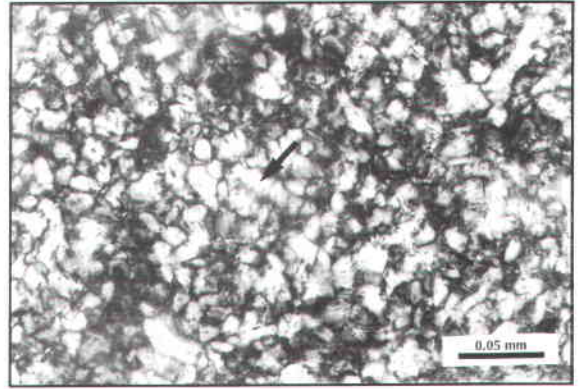


Figure 4 : Photomicrograph showing dickite booklets (arrow) with low interference colors. Cross-polarized light. Sterling Silver 3-1 well, 4122 m.

Şekil 4 : Düşük girişim renkli dikit kitap sayfalarını (ok) gösterir fotomikrograf. Çift nikol. Sterling Silver 3-1 kuyusu, 4122 m.

using X-ray diffraction because of its insufficient amount and distribution. The booklet size is variable up to 40 µm. Individual plates generally range from 5 µm to 20 µm in diameter.

STABLE ISOTOPE GEOCHEMISTRY

Stable isotope values of the saddle dolomite, commonly associated with dickite, are $\delta^{18}\text{O} = -3.5$ to -4.0 ‰ PDB; $\delta^{13}\text{C} = +0.04$ to $+0.67$ ‰ PDB (Eren, 1993b). The $\delta^{18}\text{O}$ values are due to a depletion in heavy oxygen isotopes relative to the marine carbonates ($\cong 0.00$ to $+3.00$ ‰ PDB, from James and Choquette, 1983). The $\delta^{13}\text{C}$ values do not exhibit a significant change during burial. Based on oxygen isotope values, Eren (1993b) concluded that dolomites in Atoka carbonates were formed from formation waters at temperatures of 50 - 60 °C. These conditions are considered to be true also for the dickite formation. However, a recent work sug-

gests that the dickite precipitation can occur at temperatures of 80 °C and above (Maliva et al., 1999). The temperature difference may be related to relative variations of timings with respect to dickite and saddle dolomite formations. Such as, dickite precipitation probably either took place shortly after or approximately simultaneously with saddle dolomite formation in Atoka carbonates.

MECHANISM OF DICKITE FORMATION

Dickite is a well crystallized clay mineral of the kaolin group. It has the same composition, $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$, as kaolinite, but structurally different. The authigenic origin of dickite in Atoka carbonates has been established on the basis of clay morphology and distribution. The presence of dickite in the stylolitic pores points out its burial character. Oxygen isotope ratios of the saddle dolomite, often associated with dickite, suggest an intermediate deep burial realm of its origin at temperatures of 50-60 °C (Eren, 1993b).

The formation of authigenic clay is enigmatic because of extremely low concentration of aluminum species in most natural waters. Neutral to alkaline pore fluids with sufficient Si_4 and Al_3 are required for authigenic clay formation (Borst, 1972; Tucker, 1991). Silica and aluminum-enriched fluids may be generated by clay mineral diagenesis in the surrounding shales which have been subjected to a high degree of illitization (Eren, 1993a). Temperatures as low as 50 °C are sufficient for the illitization process (Heling 1974, 1978; Lahann, 1980). The fluids could move with vertical and horizontal water-flow in the sediments caused by compaction. The release of interlayer water during smectite dehydration is not only a simple result of compaction, but also chemical reaction of smectite to illite is required (Eslinger and Pevear, 1988). Thus, the conversion of smectite to illite is capable of releasing large amount of Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Si^{4+} , and Na^+ (Boles and Frank, 1979; McHargue and Price, 1981; Eslinger and Pevear, 1988). Most of these ions are needed for the formation of dickite and co-existing minerals, such as particularly dolomite. Hower et al. (1976) and Tucker (1991) believe that Al^{3+} is supplied by the breakdown of detrital potassium feldspar. This process is also involved in the illitization reaction (Boles and Franks, 1979).

Hower et al. (1976) concluded that shales func-

tioned as closed chemical system with regard to Mg^{2+} , Al^{3+} and Si^{4+} . However, Surdam et al. (1982) demonstrated that it is possible to increase the mobility of aluminum significantly and to transport it as an organic complex in aliphatic acid solutions. This conclusion is contrary to the carbon isotope values of the saddle dolomite. Because organic activity causes extreme negative values of carbon isotopes. So dickite formation is prior to the hydrocarbon migration into the Atoka carbonates. The enlarged solution channels and etchy margins of vuggy pores indicate acidic effect in the formation. Probably, an inorganic process caused acidity in the formation water.

CLAY EFFECT ON THE RESERVOIR QUALITY

The authigenic clay is a minor cement in the Atoka carbonates but plays an important role controlling the reservoir quality. It fills the final pore spaces in Atoka carbonates (Fig. 3). So it has little effect on reducing the porosity, but has great effect on reducing the permeability together with other late cements. Therefore, dickite restricts pore-throats significantly, causing appreciable permeability reduction (Figure 2).

CONCLUSION

Dickite is an authigenic mineral which is precipitated from formation water at temperatures of 50 - 60 °C or slightly above during the intermediate burial diagenesis. It is thought that the dickite formation is associated with the conversion of smectite to illite in the surrounding shales during their compaction process. This process provides the required ions for dickite formation. The presence of authigenic clay reduces permeability of Atoka carbonates significantly.

REFERENCES

- Boles, J.R. and Franks, S.G., 1979. Clay diagenesis in Wilcox sandstones of southwest Texas: Implications of smectite diagenesis on sandstone cementation. *Journal of Sedimentary Geology*, 49/1, 55-70.
- Borst, R.L., 1972. Authigenic kaolinite crystals within microfossils of the Danian Limestone, North Sea. *Internat. Clay Conf. Madrid Kaolin Symp. Proc.*, 41-48.

- Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, 623 p.
- Eslinger, E. and Pevear, D., 1988. Clay Minerals. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists Short Course No. 22, c. 5, Tulsa, Oklahoma.
- Eren, M., 1993a. Petrophysical study of Pennsylvanian Atoka carbonate bank complex, Eddy County, New Mexico. Unpublished PhD Thesis, Texas Technical University, 261 p.
- Eren, M., 1993b. Burial dolomitization within Atoka carbonates. *Giornale di Geologia*, 55/2, 171-176.
- Heling, D., 1974. Diagenetic alteration of smectite in argillaceous sediments of the Rhinegraben (SW Germany). *Sedimentology*, 21, 463-472.
- Heling, D., 1978. Diagenesis of illite in argillaceous sediments of the Rhinegraben. *Clay Mineralogy*, 13, 211-219.
- Hower, J., Eslinger, E.V., Hower, M.E., and Perry, E.A., 1976. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 725-737.
- James, N.P., and Choquette, P.W., 1983. Diagenesis 6. Limestones - the sea floor diagenetic environment. *Geoscience Canada*, 10, 162-179.
- Lahann, R.W., 1980. Smectite diagenesis and sandstone cement: the effect of reaction temperature. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50/3, 755-760.
- McHargue, T.R., and Price, R.C., 1981. Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 873-886.
- Maliva, R.G., Dickson, J.A.D., and Fallick, A.E., 1999. Kaolin Cements in Limestones: Potential indicators of organic-rich pore waters during diagenesis. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 158-163.
- Surdam, R.C., Steven, B., and Laura, J.C., 1982. Role of organic and inorganic reactions in development of secondary porosity in sandstones (Abstract). *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 635.
- Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks*. Blackwell Science Publ. Oxford, 260 p.
- Wilson, M.D., and Pittman, E.D., 1977. Authigenic clays in sandstones: Recognition and influence on reservoir properties and paleoenvironmental analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 3-31.

SALİHLİ (MANİSA) JEOTERMAL ALANLARININ HİDROJEOLJİK VE HİDROJEOKİMYASAL İNCELENMESİ

HYDROGEOLOGICAL AND HYDROGEOCHEMICAL STUDY OF THE SALİHLİ (MANİSA) GEOTHERMAL FIELDS

Gültekin TARCAN, Şevki FİLİZ ve Ünsal GEMİCİ

Dokuz Eylül Üniversitesi, Mühendislik Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, 35100-Bornova/İZMİR

ÖZ

Salihli Jeotermal Sistemleri, beslenme alanına düşen yağış sularının yerin derinliklerine kırık ve çatlaklar boyunca süzülerek burada ısınması ve genç tektonik hatları izleyerek yüzeylemesi şeklinde açıklanabilen devirli sistem özelliğindedir. İnceleme alanının temelinde bulunan Menderes Masifi'ne ait kırıklı, çatlaklı ve karstik kayalar jeotermal sistemlerin haznesini, Neojen yaşlı Göbekli ve Acıdere birimleri ise içerdikleri killi düzeylerinden dolayı örtü kayasını oluştururlar. Isı kaynağı ise graben tektoniğine bağlı genç faylar boyunca yeryüzüne yaklaşmış olan mağmadır.

Sazdere, Kurşunlu, Caferbeyli ve Sart-Çamur jeotermal alanları olmak üzere başlıca dört grup halinde ele alınan Salihli jeotermal alanlarında aylık periyodik örneklemeleri de içeren ayrıntılı hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal incelemeler yapılmıştır. Ölçülen sıcaklıkları 37 ile 155 °C arasında değişen alandaki sıcak sular, çeşitli ampirik kimyasal jeotermometre uygulamalarının ortak bir değerlendirmesi yapıldığında, 150-230 °C arasında değişen hazne sıcaklığı göstermektedir. İnceleme alanındaki jeotermal sular sodyum bikarbonatlı su tipini, soğuk sular ise çoğunlukla karışık anyon ve katyonlara sahip su tipini yansıtır. Jeotermal sistemlerde baskın hidrojeokimyasal süreci doğal yumuşatma tepkimesi olarak da adlandırılabilen (Na ile Ca ve/veya Mg katyonları arasında gelişen) iyon değişim tepkimeleri oluşturur. Bölgedeki hidrojeokimyasal evrim soğuk su sistemlerinden sıcak su sistemlerine, olası yeraltı suyu akış ve artan çözünme yönünde sodyum bikarbonatlı su tipine doğru gelişmektedir. Bölgedeki suların hidrojeokimyasal özelliklerinin araştırılmasının yanı sıra su-kayaç ve entalpi ilişkilerinin çeşitli jeotermometre uygulamalarıyla, karışım modelleriyle ve aktivite diyagramlarıyla irdelenmesi ve iyonlar arası ilişkilerin istatistiksel olarak araştırılması çalışmayı tamamlayan diğer öğelerdir.

Anahtar Kelimeler: Hidrojeoloji, Hidrojeokimya, Jeotermal, Salihli.

ABSTRACT

Salihli Geothermal Systems are meteoric waters that penetrate through faults and fractures, heated in reservoir rocks, and move to the surface along the tectonic lines. Karstic and fractured rocks of the Menderes Massif comprise the basement in the area and form the reservoir rocks. Since the clayey levels of the Neogene Göbekli and Acıdere formations are impermeable, they are the cap rocks of the systems. Heat source is likely to be geothermal gradient and a magmatic intrusion that reached the shallower depths along young faults that bound Gediz Graben.

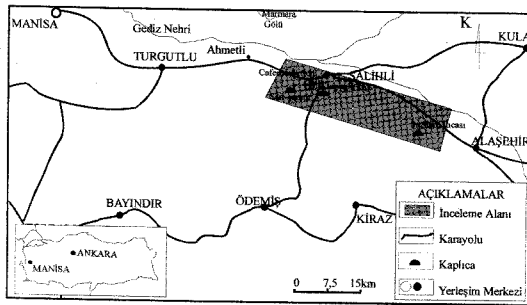
Salihli Geothermal fields are divided into mainly four group: Sazdere, Kurşunlu, Caferbeyli and Sart-Çamur. Monthly sampling was carried out in order to investigate hydrogeological and hydrogeochemical properties of these fields. Assessment of empirical chemical geothermometers applied to hot springs, with measured discharge temperatures ranging from 37-155 °C, showed that reservoir temperatures of the systems vary between 150 and 230 °C. All the thermal waters in the study area are of sodium bicarbonate type. Cold waters have no dominant cation or anion. The major hydrogeochemical processes in the geothermal fields are the ion exchange reactions, as natural softening reactions between Na and Ca and/or Mg cations. Hydrogeochemical evolution of the study area appears to encompass an increase in dissolved minerals in water accompanied by a change in nature towards sodium bicarbonate water type along the anticipated flow direction of groundwater from cold to the hot water systems. In addition to the determination of the hydrogeochemical properties of the waters in the study area, investigation of water-rock and enthalpy relations by mixing models, activity diagrams and the statistical relations between ions are the other

items of the study.

Key Words: Hydrogeology, Hdyrogeochemistry Geothermal, Salihli.

GİRİŞ

Salihli jeotermal alanları Batı Anadolu'nun graben sistemleri arasında önemli bir yer tutan Gediz Grabeni'nin güney kesimlerinde yer alır (Şekil 1). Gediz Grabeni yerbilimciler arasında oldukça çok çalışılan alanlardan birisidir. Özellikle tektonik ve petrografik ağırlıklı çalışmalar yoğunlaşmıştır (Erdoğan ve Güngör, 1992; Hetzel ve diğ., 1995a, b; Seyitoğlu, 1996; Emre, 1996a, b; Emre ve Sözbilir, 1997; Dora ve diğ., 1997). Jeotermal alanlara yönelik olarak da başta MTA'lı araştırmacılar olmak üzere jeolojik-jeofizik ve sondaj ağırlıklı pek çok çalışma bulunmaktadır (Yılmaz, 1988; Yılmaz ve Karamandere, 1994; MTA, 1996). Ancak özellikle Salihli jeotermal alanlarında önceki çalışmaların bir sentez olarak değerlendirildiği ve ayrıntılı hidrojeokimyasal çalışmaları içeren hidrojeolojik çalışmalar eksiktir. Bu nedenle başlatılmış olan bu çalışmada inceleme alanındaki bazı sıcak ve soğuk su noktalarından Aralık 1991-Temmuz 1992 arasında aylık periyodik su örnekleme yapılarak, kimyasal analizleri yapılmıştır. Bunların değerlendirilme aşamasında çoğunlukla yıllık ortalama değerler kullanılmakla birlikte aylık değişimler de değerlendirilmiştir. Bazı su noktalarından ise yalnız bir kimyasal analiz yapılabilmek olup, bunlar tarihleri ile belirtilmiştir.



Şekil 1: İnceleme alanının yer bulduru haritası

Figure 1: Location map of the study area

Saha çalışmaları sırasında Hanna 8633 marka kondüktivimetre, Hanna 9025 c marka pH metre ve termometre, su örnekleme için sıcak sular için cam şişe ve soğuk sular için ise plastik şişeler kullanılmıştır. Yapılan kimyasal analizlerin tümü Dokuz Eylül Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bö-

lümü, Jeokimya Laboratuvarı'nda gerçekleştirilmiştir. Tüm analizler APHA-AWWA-WPCF (1975) standartlarına uygun olarak yapılmıştır. Silis ve başlıca katyonlar ile ikincil üçüncül iyonlar için atomik absorpsiyon spektrofotometre, klorür için Argonometrik, karbonat ve bikarbonat iyonları için titrasyon, sülfat için gravimetre ve bor analizleri için ise Carmine yöntemleri kullanılmıştır.

JEOLOJİ

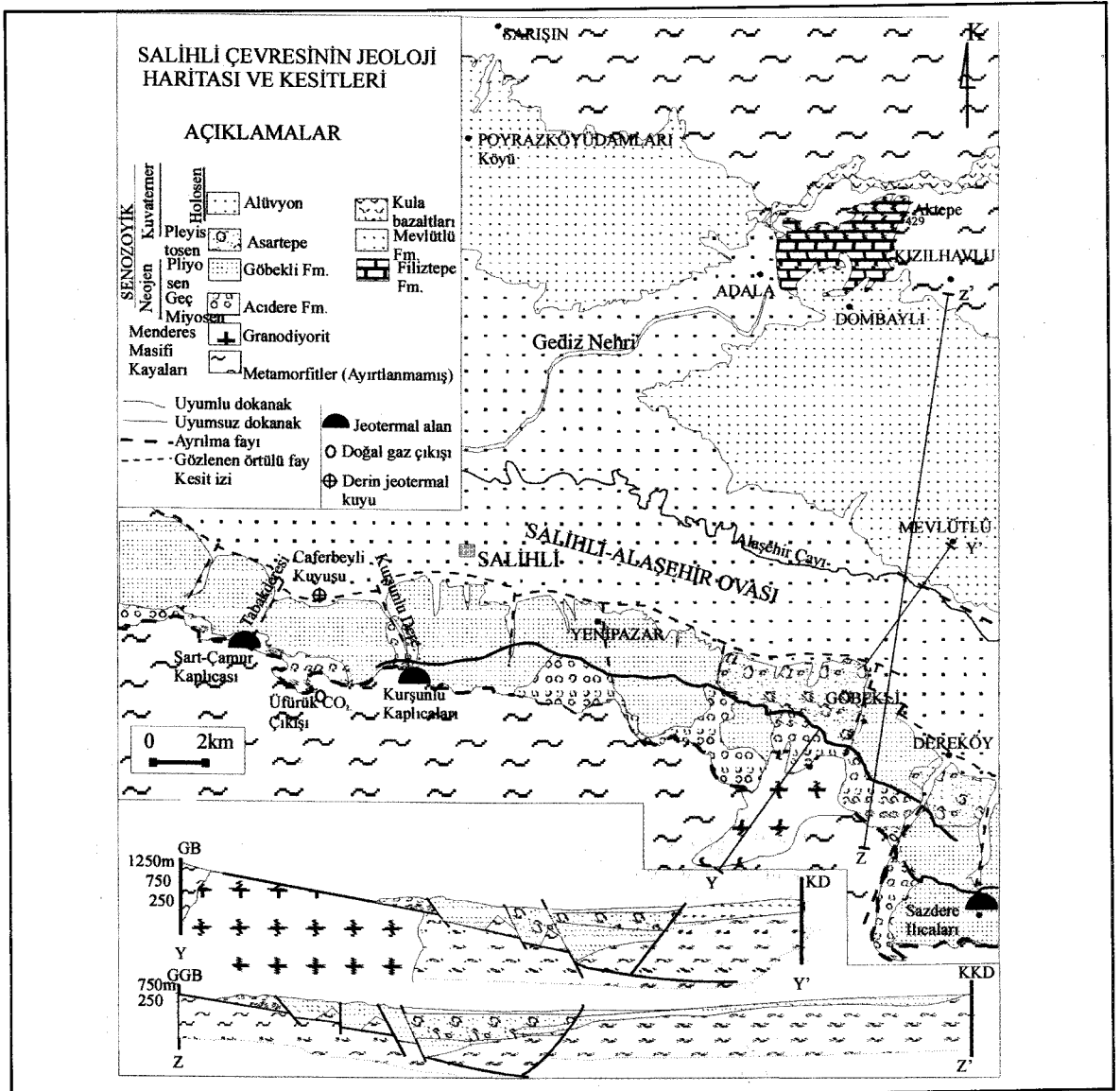
İnceleme alanı ve yakın çevresinde genel jeolojik ve özellikle de tektonik ağırlıklı yapılmış çok sayıda çalışma vardır. Gerek Menderes Masifi'nin, gerekse grabenlerin yaşı, oluşum ve tektonik modelleri konusunda çok değişik görüşler bulunmakta olup, konu hala daha tartışmalıdır. Dora ve diğ. (1997), Hetzel ve diğ. (1995a, b), Emre (1996a, b), Seyitoğlu (1996) Emre ve Sözbilir (1997), son yıllarda yapılmış çalışmalardan bazılarıdır. İnceleme alanı yukarıda değinilen araştırmacıların Emre (1996a, b) tarafından oldukça ayrıntılı bir şekilde haritalandığından ve aynı zamanda görüş birliği olduğundan bu çalışmada aynı jeolojik harita ve modeller kullanılmış olup, birim adlamalarında da yine aynı araştırmacının çalışmalarına sadık kalınmıştır. Buna göre; inceleme alanında yüzeyleyen kayalar temel ve örtü kayaları olmak üzere iki grupta toplanabilir. Temeli Menderes Masifinin metamorfik ve kristalin kayaları, örtüyü ise kırıntılı tortullar ve Kula volkanitleri oluşturur. Emre (1996a, b) tarafından herhangi bir yaş verilmeyen Menderes Masifi temel kayaları Erdoğan ve Güngör (1992) tarafından Mesozoyik (Alt Triyas-Üst Kretase) olarak nitelendirilir. Temeli açılal uyumsuzlukla üstleyen Neojen yaşlı tortullar, çalışma alanını ortadan ikiye ayırarak, BKB-DGD uzanımli Salihli Alaşehir Ovası'nın kuzeyinde ve güneyinde farklı fasiyestedir. Güney kesimde kalınlığı 2000 m' yi bulan tortullar, Salihli grubu; kuzeyde kalınlığı 400 m' yi geçmeyen tortullar ise Adala grubu olarak adlandırılmıştır. Salihli grubu alttan üste doğru Acıdere, Göbekli ve Asartepe formasyonlarından, Adala grubu ise Filiztepe ve Mevlütlü formasyonlarından oluşur.

Menderes Masifi temel kayaları ince taneli gnays, çeşitli şistler (mika şist, granat-mika şist, muskovit-kuvars şist) ve fillitler ile, metakuvarsit ve mermer gibi metamorfik kayalar ile sıyrılma ya da ayrılma (detachment) fayının oluşumu ile birlikte ortaya çıkan granodiyoritten oluşmuştur. Grabenin güneyinde yer alan Salihli Grubu tortullarından Geç Miyosen yaşlı Acıdere Formasyonu bordo renkli çakıltı, kumtaşı, kıltaşı ve ince bir kireçtaşı merceği

ile; Pliyosen yaşlı Göbekli Formasyonu alacalı renkli çakıltı, kumtaşı ve çamurtaşları ile; Pleistosen yaşlı Asartepe Formasyonu ise bej-gri renkli çakıltı ve kumtaşı ile temsil edilir. Grabenin kuzeyinde yer alan Adala Grubu tortullarından Pliyosen yaşlı Filiztepe Formasyonu kumtaşı ve çakıltı mercekli bej renkli kireçtaşlarından, Pleistosen yaşlı Mevlütlü Formasyonu ise gri-bej-sarı renkli çakıltı, kumtaşı ve ender kireçtaşı ve killi düzeylerden oluşur. Alanın kuzeyinde gözlenen Kula Bazaltları Holosen yaşlıdır. Grabenin ortasında yer alan güncel alüvyonlar yörenin en genç oluşuğudur

(Şekil 2).

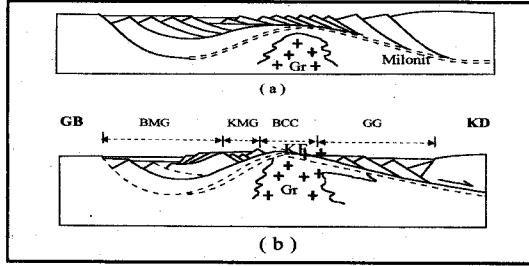
Son yıllarda tektonikçiler arasında oldukça yaygın bir tartışma konusu olan ayrılma ya da sıyrılma fayları (detachment faults) (Lister ve Davis, 1989) inceleme alanının güneyinde temel kayaları ile Neojen yaşlı tortulların dokanağında yüzlek vermektedir. Bu fay düşük eğimli (15-20°) normal bir fay olup, grabenin güney kenarını oluşturur. Karadut ayrılma fayı olarak isimlendirilen bu fayın oluşumu Gediz Grabeni'nin açılımına neden olmuştur (Emre, 1996b). Lister ve Davis (1989) tarafından geliştirilen ayrılma fayı oluşum modeli Emre ve Sözbilir (1997)



Şekil 2 : İnceleme alanının jeolojik haritası ve kesitleri ile jeotermal alanların yeri (Emre, 1996a'dan değiştirilmiştir.)

Figure 2 : Geological map and cross-sections of the study area and locations of the geothermal fields (modified from Emre, 1996a)

tarafından Gediz ve Büyük Menderes grabenlerine uyarlanmıştır (Şekil 3a, b). Buna göre gerilme tektoniği etkisiyle gelişen ayrılma fayları ile oluşan yarım graben alanlarında (Gediz ve Büyük Menderes grabenleri) tortullar bir yandan depolanırken, bir yandan da granitik sokulumlar ayrılma fay zonunun yukarı doğru kavışkenerek bükülmesini sonuçlar. Bu durumda Salihli granodiyoritleri Bozdağ Çekirdek Kompleksi'ni oluşturan granitik, granodiyoritik yükselinin değişik noktalarında yüzeyleşmiş bir uzantısı olmalıdır.



Şekil 3: Menderes Masifi'nde ayrılma faylarına bağlı grabenlerin ve Bozdağ Çekirdek Kompleksinin oluşum modeli (Emre ve Sözbilir, 1997)

a) Erken Miyosen b) Orta Miyosen-Güncel (BCC: Bozdağ Çekirdek Kompleksi, BMG: Büyük Menderes Grabeni, GG: Gediz Grabeni, Gr: Granit, KF: Karadut Ayrılma Fayı, KMG: Küçük Menderes Grabeni)

Figure 3: Model for the development of the grabens and the Bozdağ Core Complex in relation to the detachment fault (Emre and Sözbilir, 1997)

a) Early Miocene b) Middle Miocene-Holocene (BCC: Bozdağ Core Complex, BMG: Büyük Menderes Grabeni, GG: Gediz Grabeni, Gr: Granite, KF: Karadut Detachment Fault, KMG: Küçük Menderes Grabeni)

HİDROJEOLOJİ

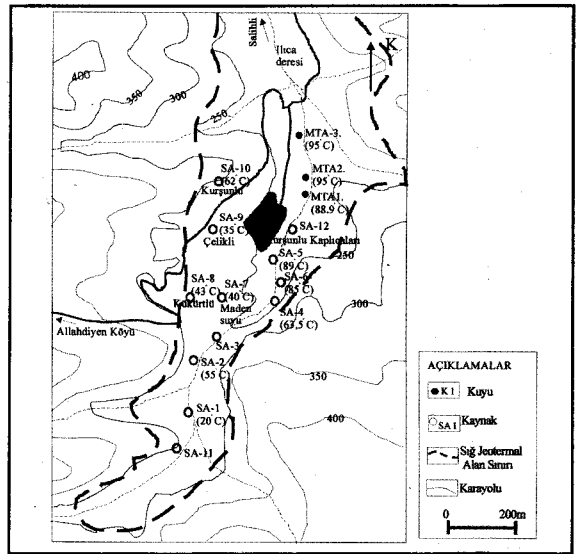
Kaya Birimlerinin Hidrojeolojik Özellikleri

Menderes Masifi'ne ait temel kayalarından yaygın bir şekilde gözlenen mika şistler ve fillitler geçirimsiz temeli oluştururlar. Metakuarsitler, kuvars şistler, gnayslar ve granodiyoritler çatlaklı kaya akiferi özelliğinde olup, az miktarda, fakat içimi güzel yumuşak, kaynak suları içermektedirler. Mermerler ise karstik akifer özelliğindedir. Temel kayalara ait bu çatlaklı kaya akiferleri ve mermerler aynı zamanda Salihli jeotermal sistemlerinin haznesini (rezervuarını) oluşturmaktadır. Grabenin güneyinde yer alan Neojen yaşlı Acıdere ve Göbekli formasyonları içerdikleri killi düzeylerin bolluğu nedeniyle yeraltı suyu içermezler ve jeotermal sistemlerin örtü kayasını oluştururlar. Pleyistosen Asartepe Formasyonu gözeneklilik ve geçirgenlik açısından ye-

raltı suyu içerebilecek birimdir. Ancak inceleme alanında genellikle yüksek tepelerde az bir yayılım göstermesi nedeniyle önemli miktarda yeraltı suyu içermemektedir. Birimin tabanında yer yer çok küçük debili dokanak kaynakları gözlenmektedir. Grabenin kuzeyinde yer alan Mevlütü Formasyonu ve Filiztepe Formasyonu akifer özelliğindedir. Kula bazaltları inceleme alanında az bir yayılım sunmaları ve ince kalınlıkları nedeniyle yeraltı suyu içermemektedir. Gevşek kum, kil ve çakıl boyutunda malzemelerden oluşan ve çoğunlukla grabenin orta kesimlerinde önemli bir kalınlığa erişen alüvyon birimi soğuk yeraltı suları için çok iyi bir akifer özelliğindedir.

Jeotermal Alanların Yeri ve Oluşum Özellikleri

Salihli jeotermal alanları doğudan batıya doğru Horzum-Sazdere Ilıcaları, Kurşunlu Kaplıcaları ve Sart Çamur Kaplıcaları olarak 3 grupta ele alınmıştır. Sart Çamur Kaplıcaları ile Kurşunlu Kaplıcaları arasında ve grabenin orta kesimlerin de yer alan Caferbeyli derin kuyusunun bulunduğu saha ayrı (dördüncü) (Karamandere, 1997) bir jeotermal alan olarak değerlendirilmiştir. Horzum-Sazdere Ilıcaları Gediz Grabeni'nin güneyindeki yaklaşık doğu-batı gidişli fay hattının en doğusunda yer alır. Günümüzdeki konumu ile iki ana gözeden çıkmakta olup, herhangi bir kullanım olmaksızın doğal olarak akmaktadır. Kurşunlu Jeotermal Alanı'nda yer yer sıcak su kaynakları şeklinde yüzeyleşmiş sığ bir jeotermal alan vardır (Şekil 4).



Şekil 4: Kurşunlu Jeotermal Alanı'ndaki kaynak ve kuyuların dağılımı (Yilmazer ve Karamandere, 1994)

Figure 4: Spring and well locations in the Kurşunlu Geothermal Field (Yilmazer and Karamandere, 1994)

Bu sığ jeotermal alanda 10-200 m arasında değişen derinlikte bir hazne bulunmaktadır (Yılmaz ve Karamandere, 1994). Alandaki bu hazneden yararlanılarak, Salihli'nin jeotermal enerjiyle ısıtılması amacıyla Salihli Belediyesi tarafından MTA'ya açtırılmış 3 adet sondaj kuyusu (MTA₁, MTA₂, MTA₃ kuyuları; Şekil 4) bulunmaktadır. MTA₁ kuyusu 1976 yılında açılmış 42.5 m derinliklidir. Yaklaşık 40 m derinlikli Neojen örtüden sonra girilen mermerlerden beslenmekte olup akışkanı 20 l/s debiye, 88-91 °C sıcaklığa sahiptir. MTA₂ kuyusu 1992 yılında açılmış, 70 m derinlikli bir kuyu olup, akışkan debisi 45 l/s, sıcaklığı ise 94 °C dir. Bu kuyudaki üretim 68 m de başlayan mermerlerden artezyen olarak sağlanmaktadır. MTA₃ kuyusu da 1992' de açılmış 114 m derinlikli, akışkan debisi 80 l/s, sıcaklığı 94°C olan bir kuyudur. Bu kuyudaki üretim de 95 m de başlayan mermerlerden artezyen olarak sağlanmaktadır. Toplam 145 l/s debili ve ortalama üretim sıcaklığı 94 °C olan bu üç kuyudan elde edilen yaklaşık 28 milyon Kcal/Saat ısı enerjisi ile bu sığ jeotermal alanda açılacak 10 adet ek sondaj kuyusu ile toplam 14 000 konutun ısıtılabilceğini savunan Yılmaz ve Karamandere (1994), ayrıca DSİ tarafından açılmış araştırma kuyularından birisinde 0-38 metrelerde kesilen kristalin şistlerden de gayzer şeklinde gerçekleşen üretime değinirler. Kurşunlu Jeotermal Alanı'nda Salihli'nin ısıtılması projesinden ayrı olarak maden suyu olarak işletilen şişeleme tesisleri ile balneolojik ve termal turizm amaçlı kullanımlar için Salihli Belediyesi tarafından işletilmekte olan oldukça modern konaklama tesisleri bulunmaktadır.

Sart-Çamur Kaplıcaları da Şekil 2' deki jeolojik haritada alanın en batısında yine Gediz Grabeni'nin güneyindeki fay hattı boyunca yüzeyler. Balneoterapik amaçlar için kullanılan bu kaplıca suları Çamurhamamı Köyü'nün içinde bulunan tesislerde özel sektör tarafından işletilmektedir. Caferbeyli Jeotermal Alanı MTA tarafından jeolojik, jeofizik (Elektrik Öz direnç-Gravite-CSAMT - Sismik - Isı Akışı) etütleri ile etüt edilmiş, 10 adet gradyan sondajı ve bir adet derin sondaj ile incelenmiş, 150 °C sıcaklıklı ve yaklaşık 15 km² lik bir alanı kaplayan derin sistemli bir jeotermal sahadır (Karamandere, 1997). 1990 yılında yapılan derin sondaj ile 1189.1 m derinliğe kadar inilmiştir. SC-1 adı verilen bu sondajda kesilen jeolojik istife göre, 0-40 m'ler arası alüvyon, 40-142 m'ler arası eski taraçalar, 142-470 m'ler arası Pliyosen, 470-766 m'ler arası Miyosen tortullar ve 760 m' den sonra Menderes Masifi' ne

ait kaya toplulukları kesilmiştir. Kuyu dibi sıcaklığı max. termometre ile 155°C ölçülmüş, üretim deneylerinde ise 2 l/s gibi düşük bir debi elde edilmiştir. Yukarıda değinilen bu dört jeotermal alanın yanısıra Kurşunlu Kaplıcaları ile Sart-Çamur Kaplıcaları arasında, yine Karadut ayrılma fayı boyunca Allahdiyen Köyü yakınlarında halk arasında üfürük olarak tabir edilen doğal karbondioksit çıkışları bulunmaktadır. Kısa bir süre gaz üretimi yapılmış olan sahada günümüzde herhangi bir üretim bulunmamaktadır. 1985 yılında MTA tarafından yapılan gaz analizlerinde % 99 oranında CO₂ gazı saptanmıştır (Yılmaz, 1988). Bu üfürük alanında saptanan çok düşük debili soğuk su kaynağının kimyasal özelliklerine ileriki bölümlerde değinilmiştir. Bir grup Japon araştırmacı tarafından yapılan gazların karbon-13 ve helyum izotop analizleri, Batı Anadolu'daki bir çok jeotermal alanda olduğu gibi bu sahada da termal sulardaki gazların manto kökenli ya da en azından manto beslenmeli gazların bulundukları sonucunu vermiştir (Ercan ve diğ., 1994).

Tüm jeotermal alanlar ortak bir şekilde değerlendirildiğinde, Menderes Masifi' ne ait kayalardan kuvars şist, gnays ve granodiyorit gibi çatlaklı kaya akiferi oluşturabilecek kayalar ile karstik özellikli mermerler jeotermal sistemlerin hazne kayasını oluştururlar. Hazne kayanın mermer olduğu yerlerde (Kurşunlu sığ jeotermal sahasında olduğu gibi) daha yüksek debili akışkan sağlanmaktadır. Yukarıda da değinildiği gibi Neojen yaşlı Göbekli ve Acıdere formasyonları jeotermal sistemlerin örtü kayası özelliğindedir. Graben tektoniği (Şekil 3) nedeniyle genç faylar boyunca sığ derinliklere magma yaklaşımı jeotermal sistemlerin esas ısı kaynağını oluşturur. İnceleme alanının güney kesimlerinde bulunan ve Erken Miyosen yaşlı Salihli granodiyoritleri (Hetzl ve diğ., 1995b) jeotermal sistemlerin ısı kaynağını oluşturmak için oldukça yaşlıdır. Filiz ve diğ. (1992) de belirtilen izotop analizlerinden de anlaşılacağı üzere Salihli Jeotermal Alanları'na ait sular meteorik kökenlidir ve Gediz Havzası'ndaki diğer jeotermal alanlardaki sulara oranla daha yüksek hazne kaya sıcaklığına karşılık gelen oksijen-18 değerine sahiptir. O halde genel bir tanımlaması yapılacak olursa alandaki tüm jeotermal sistemler beslenme alanlarına düşen eski yağış sularının kırık ve çatlaklardan yeraltına süzülerek haznede depolanması ve burada graben tektoniğine bağlı yükselen magma tarafından ısıtıldıktan sonra genç faylara bağlı olarak yüzeylemesi şeklinde açıklanabilen devirli sistem özelliğindedir.

Hidrojeokimyasal Modelleme

Suların Hidrojeokimyasal Özellikleri

Bu çalışma kapsamında 3 sıcak su (Kurşunlu Kaynağı, Kurşunlu-Çelikli Kaynağı ve Sart Çamur Kaynağından) ve karşılaştırmak için 3 de soğuk sudan (Kurşunlu Jeotermal Alanı'ndan geçen Kurşunlu Deresi, Sart Çamur Kaplıcaları'nın bulunduğu alandan geçen Tabak Deresi ve Çamurhamamı Köyü'nün içme suyu ihtiyacının sağlandığı Karaoluk Mevkii'nden gelen memba suyu) Aralık-1991 ile Temmuz-1992 arasında 8 ay boyunca sıcaklık ölçümleri yapılmış ve aylık periyodik su örnekleri alınarak, kimyasal analizleri (başlıca çözünmüş iyonlar, pH, EC ve bor) yapılmıştır. Ayrıca değişik zamanlarda Sazdere Ilıcalarında ve yöredeki bazı sıcak ve soğuk su sondajlarından da su örnekleri alınarak, kimyasal analizleri yapılmış ve değerlendirilmiştir. Hidrojeokimyasal değerlendirmelerde 8 ay periyodik analizi yapılan su noktalarının yıllık ortalama değerleri kullanılmıştır. Aylara göre analizlerdeki değişimler ayrıca yorumlanmıştır. Aylık periyodik analizi olmayan su noktaları için ise doğrudan o günün tarihi koyularak aynı şekilde değerlendirilmiştir. Buna göre bazı temel hidrojeokimyasal bağıntılar Excell 7.0 bilgisayar paket programına uyarlanarak, çalışmalara hız ve kolaylık sağlanmıştır. Laboratuvarından mg/l olarak elde edilen kimyasal analiz sonuçları girilerek, bütün hidrojeokimyasal hesaplamalar her bir su noktası için çizelgeler olarak doğrudan elde edilmiştir (Çizelge 1, 2, 3, 4). Bu çizelgelerdeki hidrojeokimyasal hesaplamalar 25 °C ve 1 atm. basınç koşullarında yapılarak aşağıda kısaca belirtilmiştir.

İyonlaşma Gücü (I): $0.5 \sum C_i Z_i^2$ (C= molarite, Z_i = iyon değeri) bağıntısıyla tanımlanır. İyon etkinlik katsayılarının (γ) hesabı için iyonlaşma gücü (I) (molarite olarak) 0.1 den düşük olan bu sulara Debye-Hückel ($\log \gamma = -A Z_i^2 I^{0.5} / (1 + B r_0 I^{0.5})$) bağıntısı kullanılmıştır. Bağıntıda A ve B sabitleri çözeltinin dielektrik sabiti ve mutlak sıcaklığına bağlı katsayılar olup, bu çalışmada (25 °C ve 1 atm. basınç koşullarında) sırasıyla 0.51 ve 0.33 değerleri (Helgeson ve diğ., 1981) kullanılmıştır. Hidratlaşma yarıçapı olan r_0 ise K^+ ve Cl^- için 3, Na^+ , HCO_3^- ve SO_4^{2-} için 4, CO_3^{2-} için 4.5, Ca^{++} için 6 ve Mg^{++} için 8 olarak alınmıştır. İyonlaşma gücü (I) 0.1 ile 0.5 arasında olan sulara Davies bağıntısı ($\log \gamma = -A Z_i^2 (I^{0.5} / (1 + I^{0.5} - 0.2 I))$) kullanılmıştır. Ancak inceleme alanındaki suların tümü 0.1'den düşük iyonlaşma gücü değeri içerdiğinden

bu çalışmada kullanılmamıştır. Suların üretim ve iletimi aşamasında olabilecek olası çökellerin önceden tahmin edilmesi üretim ve malzeme kaybı olmadan önce alınabilecek önlemler açısından çok önemlidir. Bu nedenle sıcak suların kabuklaşma ve korozyon özelliklerinin tahmini için en çok rastlanılan çökeltiminerallerinin doygunluk hesapları yapılmıştır. Pozitif (+) doygunluk indeksleri çökeltici, negatif (-) doygunluk indeksleri ise çözündürücü özelliğe karşılık gelir. CO_2 kısmi basıncının da atmosfer kısmi basıncından ($10^{-3.5}$ atm.) daha yüksek olması durumunda su çökeltici ve gaz çıkartıcı özelliğe sahip olarak yorumlanabilir. Kalsit, dolomit, jips doygunluk indeksleri ve CO_2 kısmi basıncı değerleri literatürdeki (Fetter, 1994; Ford ve Williams, 1989; Şahinci, 1991) ilgili kimyasal bağıntıların düzenlenmesiyle oluşturulan aşağıdaki bağıntılarla hesaplanmıştır.

$$SI_C = \log [(aCa^{++}) (aHCO_3^-) K_2 / K_C \cdot 10^{-pH}]$$

(Kalsit doygunluk indeksi)

$$SI_D = \log [(aCa^{++}) (aMg^{++}) (aHCO_3^-)^2 (K_2)^2 / K_D \cdot 10^{-2pH}]$$

(Dolomit doygunluk indeksi)

$$SI_J = \log [(aCa^{++}) (aSO_4^{2-}) / K_J]$$

(Jips doygunluk indeksi)

$$-\log Pco_2 = \log [(10^{-pH}) (aHCO_3^-) / (K_1) (Kco_2)]$$

(CO_2 kısmi basıncı, atm. olarak)

Bağıntılarda a iyon etkinliğini, K ise termodinamik denge sabitini yansıtır.

$$(aH^+) (aHCO_3^-) / (aH_2CO_3) = K_1 = 10^{-6.4}$$

(Karbonik asit için)

$$(aH^+) (aCO_3^{2-}) / (aHCO_3^-) = K_2 = 10^{-10.3}$$

(Bikarbonat için)

$$(aCa^{++}) (aCO_3^{2-}) / (aCaCO_3) = K_C = 10^{-8.4}$$

(Kalsit için)

$$(aCa^{++}) (aMg^{++}) (aCO_3^{2-})_2 / [aCaMg(CO_3)_2] = K_D = 10^{-17}$$

(Dolomit için)

$$(aCa^{++}) (aSO_4^{2-}) / a CaSO_4 = K_J = 10^{-4.6}$$

(Jips için)

$$(aH_2CO_3) / Pco_2 = Kco_2 = 10^{-1.46}$$

(Karbondioksit için)

Suların kaynarken köpürme katsayısı (Fo) = $62 r Na^+ + 78 r K^+$ (r = meq / l) bağıntısıyla bulunur (Şahinci, 1991). $Fo < 60$ ise kaynarken köpürmeyen su, $60 < Fo < 200$ ise kaynarken köpüren su ve $F > 200$ ise

Çizelge 1: İnceleme alanında yer alan bazı sıcak suların hidrojeokimyasal incelemesi (Z= değerlik, a= iyon etkinliği, γ = iyon etkinlik katsayısı, C= molarite)Table 1: Hydrogeochemical assessment of some thermal waters in the study area (Z= valance of ions, a= ionic activity, γ = activity coefficient, C= molarity)

Örnek Adı ve Tarihi: Kurşunlu-MTA 2 Kuyusu 25/4/1992						pH (-logH) :			3,6
Lab No: 1		Sıcaklık (°C): 85				EC(μmho/cm):			3000
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	462	20,10	69,15	70,0	0,02010	0,0100	0,84	0,0169	
K ⁺	55	1,41	4,85	8,3	0,00141	0,0007	0,83	0,0012	
Ca ⁺⁺	130	6,49	22,32	19,7	0,00324	0,0065	0,53	0,0017	
Mg ⁺⁺	13	1,07	3,68	2,0	0,00053	0,0011	0,56	0,0003	
Cl ⁻	69	1,94	7,17	4,4	0,00194	0,0010	0,83	0,0016	
HCO ₃ ⁻	1378	22,59	83,24	87,7	0,02259	0,0113	0,84	0,0190	
SO ₄ ⁻	125	2,60	9,60	8,0	0,00130	0,0026	0,50	0,0007	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)				29,062	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)				660,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)				27,139	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)				1572,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)				56,201	Toplam İyon Miktarı (mg/l)				2232,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)				0,033	% e (Hata Yüzdesi)				3,42
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)				10,339	Sertlik (Fr)				37,78
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı				0,077	rCa/rMg Oranı				6,07
Sic (Kalsit Doygunluk İndeksi)				-2,722	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)				-1,34
Sıd(Dolomit Doygunluk İndeksi)				-6,185	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı				2,50
Fo (Köpürme Katsayısı)				1355,9	Si (mg / l)				125,00
Hidrokimyasal fasiyes tipi : Na-Ca-HCO ₃					B ⁺⁺⁺ (mg / l)				65,00

Örnek Adı ve Tarihi: Kurşunlu-MTA 3 Kuyusu 24/6/1992						pH (-logH) :			6,03
Lab No: 2		Sıcaklık (°C): 95				EC(μmho/cm):			2750
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	431	18,75	82,79	82,1	0,01875	0,0094	0,86	0,0160	
K ⁺	50	1,28	5,66	9,5	0,00128	0,0006	0,85	0,0011	
Ca ⁺⁺	31	1,55	6,83	5,9	0,00077	0,0015	0,56	0,0004	
Mg ⁺⁺	13	1,07	4,72	2,5	0,00053	0,0011	0,59	0,0003	
Cl ⁻	90	2,54	10,30	6,4	0,00254	0,0013	0,85	0,0022	
HCO ₃ ⁻	1220	20,00	81,23	86,5	0,02000	0,0100	0,86	0,0171	
SO ₄ ⁻	100	2,08	8,46	7,1	0,00104	0,0021	0,54	0,0006	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)				22,645	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)				525,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)				24,620	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)				1410,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)				47,265	Toplam İyon Miktarı (mg/l)				1935,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)				0,026	% e (Hata Yüzdesi)				-4,18
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)				16,392	Sertlik (Fr)				13,08
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı				0,115	rCa/rMg Oranı				1,45
Sic (Kalsit Doygunluk İndeksi)				-0,937	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)				-2,00
Sıd(Dolomit Doygunluk İndeksi)				-1,996	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı				0,02
Fo (Köpürme Katsayısı)				1262,3	Si (mg / l)				63,00
Hidrokimyasal fasiyes tipi : Na-HCO ₃					B ⁺⁺⁺ (mg / l)				31,00

Örnek Adı ve Tarihi:Caferbeyli derin kuyu-20/9/1990						pH (-logH) :			7,8
Lab No: MTA- 3		Sıcaklık (°C): 155				EC(μmho/cm):			2700
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	680	29,58	87,09	85,2	0,02958	0,0148	0,84	0,0247	
K ⁺	70	1,79	5,28	8,8	0,00179	0,0009	0,83	0,0015	
Ca ⁺⁺	42	2,10	6,17	5,3	0,00105	0,0021	0,52	0,0005	
Mg ⁺⁺	6	0,49	1,45	0,8	0,00025	0,0005	0,55	0,0001	
Cl ⁻	115	3,24	8,89	5,4	0,00324	0,0016	0,83	0,0027	
HCO ₃ ⁻	1983	32,51	89,17	93,0	0,03251	0,0163	0,84	0,0272	
SO ₄ ⁻	34	0,71	1,94	1,6	0,00035	0,0007	0,49	0,0002	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)				33,962	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)				798,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)				36,458	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)				2132,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)				70,420	Toplam İyon Miktarı (mg/l)				2930,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)				0,037	% e (Hata Yüzdesi)				-3,54
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)				25,996	Sertlik (Fr)				12,95
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı				0,098	rCa/rMg Oranı				4,25
Sic (Kalsit Doygunluk İndeksi)				1,131	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)				-2,42
Sıd(Dolomit Doygunluk İndeksi)				1,678	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı				-1,55
Fo (Köpürme Katsayısı)				1973,8	Si (mg / l)				100,50
Hidrokimyasal fasiyes tipi : Na-HCO ₃					B ⁺⁺⁺ (mg / l)				67,00

Çizelge 2: İnceleme alanında yer alan bazı sıcak mineral suların hidrojeokimyasal özellikleri (Z= değerlik, a= iyon etkinliği, γ = iyon etkinlik katsayısı, C= molarite)

Table 2: Hydrogeochemical characteristic of some thermal waters in the study area (Z= valance of ions, a= ionic activity, γ = activity coefficient, C= molarity)

Örnek Adı ve Tarihi:Sazdere sıcak su kaynağı-21/5/1993						pH (-logH) :		7,55
Lab No: 6		Sıcaklık (°C): 37				EC(μmho/cm):		3070
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	5CZ ²	γ	a
Na ⁺	417	18,14	69,20	74,3	0,01814	0,0091	0,83	0,0151
K ⁺	50	1,28	4,89	8,9	0,00128	0,0006	0,82	0,0011
Ca ⁺⁺	29	1,45	5,52	5,2	0,00072	0,0014	0,51	0,0004
Mg ⁺⁺	65	5,35	20,39	11,6	0,00267	0,0053	0,54	0,0014
Cl ⁻	200	5,64	11,96	7,4	0,00564	0,0028	0,82	0,0046
HCO ₃ ⁻	2477	40,61	86,14	91,1	0,04061	0,0203	0,83	0,0337
SO ₄ ⁻	43	0,90	1,90	1,6	0,00045	0,0009	0,47	0,0002
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)				26,213	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)			561,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)				47,140	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)			2720,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)				73,352	Toplam İyon Miktarı (mg/l)			3281,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)				0,041	% e (Hata Yüzdesi)			-28,53
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)				9,842	Sertlik (Fr)			33,96
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı				0,136	rCa/rMg Oranı			0,27
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)				0,804	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)			-2,50
Sld(Dolomit Doygunluk İndeksi)				2,221	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı			-1,20
Fo (Köpürme Katsayısı)				1224,6	Si (mg / l)			68,00
Hidrokimyasal fasiyesi tipi : Na-Mg-HCO3					B ⁺⁺⁺ (mg / l)			

Örnek Adı ve Tarihi: Kuşunlu-Çelikli K.-1992 (ortalama)						pH (-logH) :		5,98	
Lab No: 5		Sıcaklık (°C): 42				EC(µmho/cm):		2310	
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	500	21,75	81,10	80,4	0,02175	0,0109	0,85	0,0184	
K ⁺	62	1,59	5,93	10,0	0,00159	0,0008	0,84	0,0013	
Ca ⁺⁺	45	2,25	8,37	7,2	0,00112	0,0022	0,54	0,0006	
Mg ⁺⁺	15	1,23	4,60	2,4	0,00062	0,0012	0,57	0,0004	
Cl ⁻	68	1,92	6,56	4,0	0,00192	0,0010	0,84	0,0016	
HCO ₃ ⁻	1513	24,80	84,95	89,0	0,02480	0,0124	0,85	0,0210	
SO ₄ ⁻	119	2,48	8,49	7,0	0,00124	0,0025	0,51	0,0006	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)				26,817	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)				622,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)				29,199	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)				1700,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)				56,016	Toplam İyon Miktarı (mg/l)				2322,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)				0,031	% e (Hata Yüzdesi)				-4,25
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)				16,490	Sertlik (Fr)				17,40
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı				0,070	rCa/rMg Oranı				1,82
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)				-0,754	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)				-1,80
Sld(Dolomit Doygunluk İndeksi)				-1,726	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı				0,16
Fo (Köpürme Katsayısı)				1472,4	Si (mg / l)				85,00
Hidrokimyasal fasiyesi tipi : Na-HCO ₃					B ⁺⁺⁺ (mg / l)				23,00

Örnek Adı ve Tarihi:Sart-Çamur Kaplıcası-1992 (ortalama)						pH (-logH) :		6,3
Lab No: 4		Sıcaklık (°C): 51				EC(μmho/cm):		1431
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	5CZ ²	γ	a
Na ⁺	199	8,66	48,49	52,4	0,00866	0,0043	0,86	0,0074
K ⁺	24	0,62	3,45	6,3	0,00062	0,0003	0,85	0,0005
Ca ⁺⁺	134	6,69	37,46	35,3	0,00334	0,0067	0,57	0,0019
Mg ⁺⁺	23	1,89	10,60	6,1	0,00095	0,0019	0,60	0,0006
Cl ⁻	37	1,04	5,12	3,1	0,00104	0,0005	0,85	0,0009
HCO ₃ ⁻	1076	17,64	86,60	90,1	0,01764	0,0088	0,86	0,0152
SO ₄ ⁻	81	1,69	8,28	6,8	0,00084	0,0017	0,55	0,0005
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					17,849	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		380,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					20,370	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		1194,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					38,219	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		1574,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,024	% e (Hata Yüzdesi)		-6,59
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					4,180	Sertlik (Fr)		42,89
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,054	rCa/rMg Oranı		3,54
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-0,077	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)		-1,44
Sld(Dolomit Doygunluk İndeksi)					-0,665	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		-0,30
Fo (Köpürme Katsayısı)					584,7	Si (mg / l)		47,00
Hidrokimyasal fasiyesi tipi : Na-Ca-HCO ₃					B ⁺⁺⁺ (mg / l)		13,00	

Çizelge 3: İnceleme alanında yer alan bazı sıcak ve soğuk suların hidrojeokimyasal özellikleri (Z= değerlik, a= iyon etkinliği, γ = iyon etkinlik katsayısı, C= molarite)Table 3: Hydrogeochemical characteristic of some hot cold water in the study area (Z= valance of ions, a= ionic activity, γ = activity coefficient, C= molarity)

Örnek Adı ve Tarihi:Kurşunlu Kaplıcası- 1992 (ortalama)						pH (-logH) :			4,85
Lab No: 7		Sıcaklık (°C): 90				EC(μmho/cm):			1850
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	.5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	426	18,53	87,92	85,9	0,01853	0,0093	0,86	0,0160	
K ⁺	51	1,31	6,20	10,3	0,00131	0,0007	0,86	0,0011	
Ca ⁺⁺	10	0,50	2,37	2,0	0,00025	0,0005	0,58	0,0001	
Mg ⁺⁺	9	0,74	3,51	1,8	0,00037	0,0007	0,60	0,0002	
Cl ⁻	64	1,80	8,30	5,1	0,00180	0,0009	0,86	0,0015	
HCO ₃ ⁻	1080	17,70	81,45	86,3	0,01770	0,0089	0,86	0,0153	
SO ₄ ⁻	107	2,23	10,25	8,6	0,00111	0,0022	0,55	0,0006	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					21,077	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		496,0	
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					21,738	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		1251,0	
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					42,815	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		1747,0	
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,023	% e (Hata Yüzdesi)		-1,54	
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					23,541	Sertlik (Fr)		6,20	
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,090	rCa/rMg Oranı		0,67	
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-2,647	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)		-2,44	
Sld(Dolomit Doygunluk İndeksi)					-5,086	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		1,15	
Fo (Köpürme Katsayısı)					1250,8	Si (mg / l)		87,00	
Hidrokimyasal fasiyesi tipi : Na-HCO3					B ⁺⁺⁺ (mg / l)		38,00		

Örnek Adı ve Tarihi:Tabak Deresi 1992 (ortalama)						pH (-logH) :			7,1
Lab No: 8		Sıcaklık (°C): 20				EC(μmho/cm):			586
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	.5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	45	1,96	40,82	46,4	0,00196	0,0010	0,91	0,0018	
K ⁺	6	0,15	3,21	6,2	0,00015	0,0001	0,91	0,0001	
Ca ⁺⁺	34	1,70	35,39	35,1	0,00085	0,0017	0,70	0,0006	
Mg ⁺⁺	12	0,99	20,58	12,4	0,00049	0,0010	0,71	0,0004	
Cl ⁻	16	0,45	6,47	4,1	0,00045	0,0002	0,91	0,0004	
HCO ₃ ⁻	305	5,00	71,72	77,4	0,00500	0,0025	0,91	0,0046	
SO ₄ ⁻	73	1,52	21,81	18,5	0,00076	0,0015	0,69	0,0005	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					4,795	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		97,0	
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					6,972	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		394,0	
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					11,766	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		491,0	
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,008	% e (Hata Yüzdesi)		-18,50	
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					1,690	Sertlik (Fr)		13,42	
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,069	rCa/rMg Oranı		1,72	
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-0,308	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)		-1,90	
Sld(Dolomit Doygunluk İndeksi)					-0,823	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		-1,62	
Fo (Köpürme Katsayısı)					133,4	Si (mg / l)		13,50	
Hidrokimyasal fasiyesi tipi:Na-Ca-Mg-HCO3-SO4					B ⁺⁺⁺ (mg / l)		2,25		

Örnek Adı ve Tarihi:Karaoluk Memba Suyu 1992(ortalama)						pH (-logH) :			7,25
Lab No: 9		Sıcaklık (°C): 14				EC(μmho/cm):			210
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	.5CZ ²	γ	a	
Na ⁺	5	0,22	16,69	20,8	0,00022	0,0001	0,94	0,0002	
K ⁺	1	0,03	1,97	4,2	0,00003	0,0000	0,94	0,0000	
Ca ⁺⁺	13	0,65	49,78	54,2	0,00032	0,0006	0,78	0,0003	
Mg ⁺⁺	5	0,41	31,56	20,8	0,00021	0,0004	0,79	0,0002	
Cl ⁻	14	0,39	13,35	9,3	0,00039	0,0002	0,94	0,0004	
HCO ₃ ⁻	66	1,08	36,61	43,7	0,00108	0,0005	0,94	0,0010	
SO ₄ ⁻	71	1,48	50,04	47,0	0,00074	0,0015	0,78	0,0006	
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					1,303	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		24,0	
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					2,956	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		151,0	
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					4,259	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		175,0	
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,003	% e (Hata Yüzdesi)		-38,81	
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					0,299	Sertlik (Fr)		5,30	
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,154	rCa/rMg Oranı		1,58	
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-1,179	Slj(Jips Doygunluk İndeksi)		-2,23	
Sld(Dolomit Doygunluk İndeksi)					-2,532	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		-2,42	
Fo (Köpürme Katsayısı)					15,5	Si (mg / l)		5,00	
Hidrokimyasal fasiyesi tipi:Ca-Mg-SO4-HCO3					B ⁺⁺⁺ (mg / l)		0,00		

Çizelge 4: İnceleme alanında yer alan bazı soğuk suların hidrojeokimyasal özellikleri (Z= değerlik, a= iyon etkinliği, γ= iyon etkinlik katsayısı, C= molarite)

Table 4: Hydrogeochemical characteristic of some cold waters in study area (Z= valance of ions, a= ionic activity, γ= activity coefficient, C= molarity)

Örnek Adı ve Tarihi: Kurşunlu Deresi 1992(ortalama)						pH (-logH) :		6,76
Lab No: 10		Sıcaklık (°C): 19				EC(μmho/cm):		410
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	.5CZ ²	γ	a
Na ⁺	29	1,26	31,72	38,7	0,00126	0,0006	0,92	0,0012
K ⁺	4	0,10	2,58	5,3	0,00010	0,0001	0,91	0,0001
Ca ⁺⁺	26	1,30	32,62	34,7	0,00065	0,0013	0,71	0,0005
Mg ⁺⁺	16	1,32	33,08	21,3	0,00066	0,0013	0,72	0,0005
Cl ⁻	16	0,45	7,90	5,1	0,00045	0,0002	0,91	0,0004
HCO ₃ ⁻	204	3,34	58,55	65,4	0,00334	0,0017	0,92	0,0031
SO ₄ ⁻	92	1,92	33,56	29,5	0,00096	0,0019	0,70	0,0007
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					3,977	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		75,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					5,712	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		312,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					9,689	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		387,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,007	% e (Hata Yüzdesi)		-17,90
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					1,104	Sertlik (Fr)		13,07
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,086	rCa/rMg Oranı		0,99
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-0,929	Slj (Jips Doygunluk İndeksi)		-1,90
Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi)					-1,826	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		-1,45
Fo (Köpürme Katsayısı)					86,2	Si (mg / l)		9,00
Hidrokimyasal fasiyes tipi:Mg-Ca-Na-HCO ₃ -SO ₄						B ⁺⁺⁺ (mg / l)		3,00

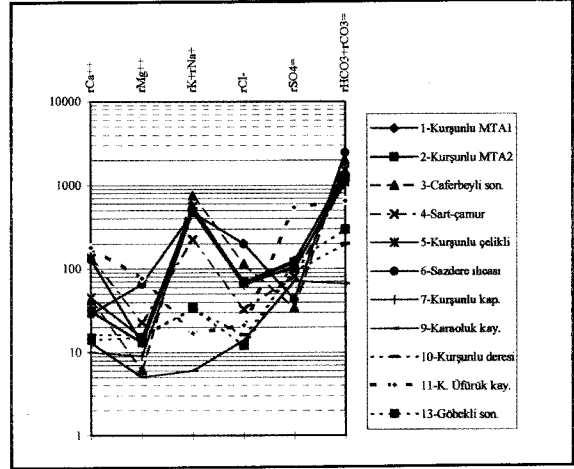
Örnek Adı ve Tarihi: Kurşunlu Üfürük Kaynağı 31/5/1992						pH (-logH) :		5,75
Lab No: 11		Sıcaklık (°C): 18				EC(μmho/cm):		1420
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	.5CZ ²	γ	a
Na ⁺	12	0,52	3,26	4,3	0,00052	0,0003	0,84	0,0004
K ⁺	7	0,18	1,12	2,5	0,00018	0,0001	0,83	0,0001
Ca ⁺⁺	180	8,98	56,08	65,2	0,00449	0,0090	0,53	0,0024
Mg ⁺⁺	77	6,33	39,54	27,9	0,00317	0,0063	0,56	0,0018
Cl ⁻	71	2,00	8,38	5,6	0,00200	0,0010	0,83	0,0017
HCO ₃ ⁻	647	10,61	44,42	51,4	0,01061	0,0053	0,84	0,0089
SO ₄ ⁻	541	11,27	47,20	43,0	0,00564	0,0113	0,50	0,0028
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					16,016	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		276,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					23,879	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		1259,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					39,894	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		1535,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,033	% e (Hata Yüzdesi)		-19,71
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					0,189	Sertlik (Fr)		76,57
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,091	rCa/rMg Oranı		1,42
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-0,759	Slj (Jips Doygunluk İndeksi)		-0,56
Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi)					-1,629	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		0,02
Fo (Köpürme Katsayısı)					46,4	Si (mg / l)		1,00
Hidrokimyasal fasiyes tipi:Ca-Mg-SO ₄ -HCO ₃						B ⁺⁺⁺ (mg / l)		0,00

Örnek Adı ve Tarihi:Göbekli Köyü Sondajı-21/5/1993						pH (-logH) :		4,9
Lab No: 13		Sıcaklık (°C): 18				EC(μmho/cm):		556
İYON	mg/l	meq/l	% meq/l	% mg/l	C (mol/l)	.5CZ ²	γ	a
Na ⁺	30	1,30	39,07	47,6	0,00130	0,0007	0,91	0,0012
K ⁺	4	0,10	3,07	6,3	0,00010	0,0001	0,91	0,0001
Ca ⁺⁺	14	0,70	20,92	22,2	0,00035	0,0007	0,70	0,0002
Mg ⁺⁺	15	1,23	36,94	23,8	0,00062	0,0012	0,72	0,0004
Cl ⁻	12	0,34	4,43	2,8	0,00034	0,0002	0,91	0,0003
HCO ₃ ⁻	293	4,80	62,86	68,9	0,00480	0,0024	0,91	0,0044
SO ₄ ⁻	120	2,50	32,72	28,2	0,00125	0,0025	0,69	0,0009
Toplam Katyon Miktarı (meq/l)					3,340	Toplam Katyon Miktarı (mg/l)		63,0
Toplam Anyon Miktarı (meq/l)					7,642	Toplam Anyon Miktarı (mg/l)		425,0
Toplam İyon Miktarı (meq/l)					10,981	Toplam İyon Miktarı (mg/l)		488,0
İyonlaşma Gücü (mol/l)					0,008	% e (Hata Yüzdesi)		-39,18
SAR (Sodyum Ad. Oranı) (%)					1,328	Sertlik (Fr)		9,66
rCl / (rSO ₄ +rHCO ₃) Oranı					0,046	rCa/rMg Oranı		0,57
Slc (Kalsit Doygunluk İndeksi)					-2,907	Slj (Jips Doygunluk İndeksi)		-2,06
Sld (Dolomit Doygunluk İndeksi)					-5,541	LogPCO ₂ (CO ₂) Kısmi Basıncı		0,56
Fo (Köpürme Katsayısı)					88,9	Si (mg / l)		12,00
Hidrokimyasal fasiyes tipi:Na-Mg-Ca-HCO ₃ -SO ₄						B ⁺⁺⁺ (mg / l)		

kaynarken çok köpüren su özelliğini yansıtır. Suların kimyasal analizlerinde yapılabilecek hatalar an-yon katyon dengesinden $e = \frac{\sum \text{Katyon} - \sum \text{Anyon}}{\sum \text{iyon}} \times 100$ (meq/l) bağıntısıyla hesaplanabilir. Hata yüzdesinin genellikle %5'den düşük olması istenir. Ancak suların analizi sırasında yapılan hatalar dışında da bu oran bazen (özellikle seyreltik sularda) % 5'den yüksek olabilir. Bu durumda sularda analizi yapılmamış olan iyon türlerinden bazılarının suda baskın olduğu yorumu yapılabilir (Ford ve Williams, 1989). Sulama amaçlı sodyum tehlikesi $SAR = \frac{Na^+}{((Ca^{++} + Mg^{++})/2)^{0.5}}$ bağıntısıyla bulunur. Suların sertliği Toplam Fransız Sertliği olarak tanımlanmış olup, pratik olarak $5 \times (rCa^{++} + rMg^{++})$ bağıntısıyla ($r = \text{meq/l}$) bulunabilir. Suları birbiri ile karşılaştırmak, iyonlar arası etkileşimlerini araştırmak ve diyagramlara işlenmesindeki hesaplamaları kolaylaştırmak için hesaplanan iyonik oranlar, an-yonlarla katyonların ayrı ayrı % meq/l ve % mg/l değerleri ile AIH (Uluslararası Hidrojeologlar Birliği) sınıflamasına göre belirlenen hidrokimyasal fasiyes tipi diğer hidrojeokimyasal değerlendirmeler arasındadır. Hidrokimyasal fasiyes kavramı ilk olarak suların üçgen diyagramlardaki izdüşüm yerine göre Back (1966) tarafından geliştirilmiştir. Buna göre suda çözünen başlıca iyonlardan anyonlar ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere meq/l cinsinden %50'den fazla olan iyonlar hidrokimyasal fasiyes tipini belirtmektedir. Eğer iyonların hiçbirisi miktar olarak %50'yi geçmiyorsa karışık su tipini belirtmektedir. Uluslararası Hidrojeologlar Birliği sınıflamasında ise suda çözülmüş başlıca iyonların anyon ve katyonlar ayrı ayrı olmak üzere yine meq/l olarak %20'den fazla çözülmüş bulunan iyonlar su tipini belirlemektedir (Başkan ve Canik, 1983). Bu çalışmada hidrokimyasal fasiyes kavramı AIH sınıflamasına göre uyarlanarak kullanılmıştır. İnceleme alanındaki her bir su noktasına ait hidrokimyasal fasiyes tipleri çizelgelerde belirtilmiştir. Sıcak sular genellikle sodyumlu klorürlü ve bor özel elemanlı sular sınıfındadır. Hidrojeokimya ile ilgili tüm hesaplama-larda, grafik ve şekillerde Çizelge 1-4 'de Lab. No ile gösterilen numaralar kullanılmıştır.

Piper Üçgen ve Schoeller Yarı Logaritmik diyagramları gerek iyonların topluca tek bir diyagramda görüntüleme kolaylığı açısından, gerekse benzer ve farklı kökenli suların karşılaştırılması kolaylığı açısından hidrojeolojide oldukça sık kullanılan diyagramlardır. Schoeller Yarı Logaritmik Diyagram'da benzer kökenli, aynı hazneye ve bes-

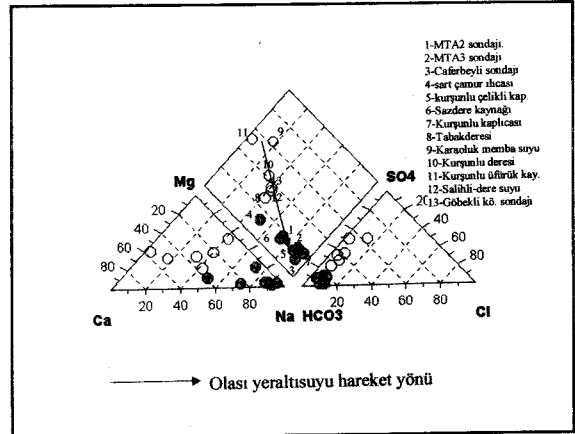
lenme alanına sahip sular benzer pik verirler. İnceleme alanındaki jeotermal sular birbirine çok yakın benzer pik gösterdiklerinden birbirlerine benzer sistemlerden geldikleri söylenebilir (Şekil 5).



Şekil 5: İnceleme alanındaki suların Schoeller Yarı Logaritmik Diyagramı'ndaki görünümü ($r = \text{meq/l}$)

Figure 5: Schoeller semi logarithmic diagram of the waters from the study area ($r = \text{meq/l}$)

Piper Üçgen diyagramı anyon ve katyonların (% meq/l cinsinden) ayrı ayrı gösterildiği iki ayrı üçgenden ve tüm iyonların ortaklaşa gösterildiği bir dörtgenden oluşmaktadır. Üçgen diyagramlar suların hidrokimyasal fasiyes tiplerinin görülmesinde, dörtgen ise suların sınıflamasında ve karşılaştırılmasında kolaylık sağlamaktadır. İnceleme alanındaki sıcak sular sodyum bikarbonatlı su tipini yansıtır ve dörtgende de doğada ender bulunan yumuşak sular kesimine karşılık gelirler (Şekil 6). Soğuk sular ise



Şekil 6: İnceleme alanındaki suların Piper Üçgen Diyagramı'ndaki görünümü (% meq/l)

Figure 6: Piper triangular diagram of the waters from the study area (% meq/l)

diyagramda kalsiyum magnezyum bikarbonatlı su tipini yansıtır. Bölgedeki baskın hidrojeokimyasal sürecin de toplam iyon derişimi en düşük olandan yüksek olana doğru (çözünürlüğün artması yönünde) Ca-Mg-HCO₃ su tipinden, Na-HCO₃ su tipine doğru (diyagramdaki ok yönü) olduğu açık bir şekilde gözlenmektedir.

Suda Çözünen Başlıca İyonlar

(Na, Ca, Mg, Cl, HCO₃, SO₄, SiO₂)

İnceleme alanındaki sular egemen anyon ve katyonlarına göre değerlendirildiğinde sıcak sular genelde sodyum bikarbonatlı su tipini, soğuk sular ise iyonların hiçbirini birbirini geçmeyen karışık suları yansıtmaktadır. Bunun da nedeni alandaki sıcak suların hidrojeokimyasal evriminde egemen tepkimeyi karbonatların yada silikatların çözünürlüğünden ziyade iyon değişim tepkimelerinin belirlemesi olmaktadır. Bu hidrojeokimyasal süreç kısaca şu şekilde özetlenebilir (Tarcan ve Filiz, 1997). Jeotermal sistemlerdeki karbonatlı minerallerin çözünmesi ile bu sulardaki kalsiyum ve/veya magnezyum miktarı artar. Daha sonra artan bu kalsiyum ve/veya magnezyum iyonları jeotermal suların dolaşımı sırasında şistlerdeki ya da Neojen yaşlı tortulların killerdeki minerallerde bulunan sodyum katyonları ile yer değiştirir. Bunun sonucunda alandaki jeotermal sisteme ait sulara olduğu gibi yumuşak ve sodyum bikarbonatlı su tipini yansıtan sular ortaya çıkar. Bu iyon değişimi tepkimelerinin kanıtları jeolojik, mineralojik ve hidrokimyasal olarak üç grupta ele alınabilir (Tarcan ve Filiz, 1988). Saha ve yakın çevresinde sulara bol miktarda sodyum iyonu verecek halit vb evaporitik minerallerin olmayışı ve güncel sıcak su çökellerinde bol miktarda silisli malzemenin bulunmaması jeolojik kanıtlar arasındadır. Eğer alandaki baskın tepkime silikatların bozunma tepkimesi olsaydı sıcak su alanlarında yaygın silis çökellerinin bulunması gerekirdi. İnceleme alanı sınırlarında olmasa da sahanın yakınında bulunan sahalarda yapılan kil difraktometre analizlerinde bol miktarda katyon değişim kapasitesi yüksek olan simektit (montmorillonit) tipi kil minerallerinin yaygınlığı (Çolak, 1995) ve ilerideki bölümlerde de değinileceği gibi aktivite diyagramlarında sıcak suların montmorillonit alanına karşılık gelmesi mineralojik kanıtlar arasında sayılabilir. Hidrokimyasal kanıtlar olarak suların kimyasal analizleri kullanılmıştır. Örneklenen 13 su noktasının ortalama kimyasal parametrelerine ait top-

lam 11 veri için yapılan doğrusallık analizi aşağıda belirtilmiştir (Çizelge 5).

Çizelge 5: İnceleme alanındaki suların kimyasal parametreleri arasındaki doğrusallık ilişkileri (Derişimler meq/l)

Table 5: Correlations of the chemical parametres of the waters in the study area (Concentrations in meq/l)

	Na	K	Ca	Mg	Cl	HCO ₃	SO ₄	SiO ₂	pH	B	EC
Na	1,0	0,99	-5,3E-2	-0,24	0,72	0,86	-0,37	0,92	-0,12	0,86	0,89
K		1,0	-8,5E-3	-0,22	0,72	0,87	-0,32	0,92	-0,18	0,83	0,91
Ca			1,0	0,26	-0,12	0,10	0,65	7,7E-2	-0,4	0,22	0,20
Mg				1,0	0,18	0,08	0,57	-0,34	0,44	-0,59	7,4E-2
Cl					1,0	0,93	0,32	0,62	0,18	0,88	0,81
HCO ₃						1,0	-0,24	0,76	2,5E-3	0,81	0,92
SO ₄							1,0	-0,36	-0,17	-6,3E-2	-0,11
SiO ₂								1,0	-0,40	0,96	0,85
pH									1,0	-0,34	-0,18
B										1,0	0,85
EC											1,0

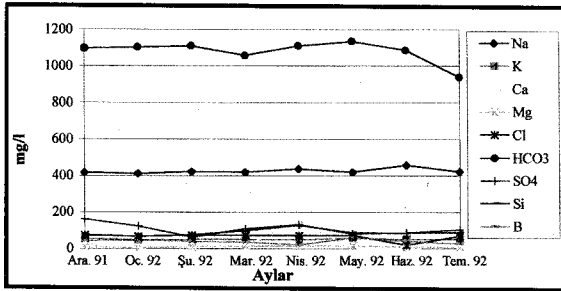
Burada iyonlar arasında oluşturulan doğru denklemlerinden ziyade doğrusal ilişki olup, olmadığı ele alınmıştır. Bilindiği gibi $y = a + bx$ şeklinde tanımlanan bir doğru a doğrunun y eksenindeki kestiği noktayı, b ise doğrunun eğimini yansıtır. Doğrunun iyi bir doğrusallık ilişkisinde olup olmadığı hesaplanan korelasyon katsayılarının (r) değerlendirilmesiyle anlaşılır. Pozitif korelasyon iki parametre arasındaki doğru orantıyı, negatif korelasyon ise ters orantıyı belirtir. Korelasyon katsayısı sıfır ile bir arasında değişen ($0 \leq r \leq 1$) bir parametre olup, 1'e yaklaşan değerler iyi bir doğrusal ilişki olduğunu belirtir. Çizelge 6 daki korelasyon matrisinde görüleceği gibi sodyum iyonu bikarbonat iyonu ile oldukça iyi bir doğrusal ilişki, tersine kalsiyum ve magnezyum iyonu ile ise hem negatif korelasyon değerinde hem de neredeyse sıfıra yaklaşacak kadar kötü bir doğrusal ilişki içindedir. Eğer çözünme tepkimelerinin egemenliği olmuş olsa (özellikle mermer hazneden gelen sular için) kalsiyum (ve/veya magnezyum) ile bikarbonat iyonları arasında yaklaşık eğimi 0.5 olan çok iyi bir doğrusal ilişki olması gerekirdi. Oysa çizelgeden de görüleceği üzere iyi bir doğrusal ilişki yerine en kötü doğrusal ilişki bu iyonlar arasında görülmektedir.

Çizelge 6: İnceleme alanındaki bazı su noktalarındaki ikincil ve üçüncül bileşenler ($\mu\text{g} = \text{mikrogram}$)

Table 6: Secondary and tertiary constituents of some water points in the study area ($\mu\text{g} = \text{microgram}$)

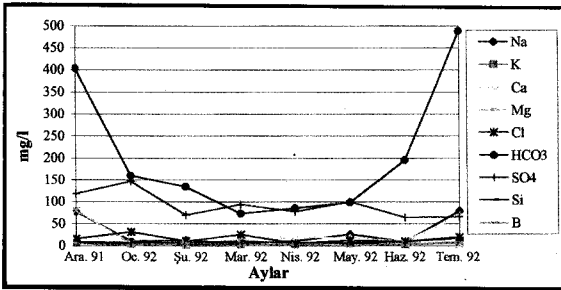
	Sart Camur	Sart Memba	Kurşunlu Kaplıca	Celikli Kaynak	Kurşunlu Deresi	Kurşunlu MTA 2.	Örneklem Tarihi
Fe ($\mu\text{g/l}$)	133	54	110	63	72	100	Temmuz, 1992
Li ($\mu\text{g/l}$)	1790	14	1842	1788	82	-	Temmuz, 1992
Mn ($\mu\text{g/l}$)	44	-	-	5	-	-	Temmuz, 1992
Ni ($\mu\text{g/l}$)	82	22	103	120	33	147	Temmuz, 1992
Cu ($\mu\text{g/l}$)	6	5	5	8	4	8	Temmuz, 1992
Pb ($\mu\text{g/l}$)	57	33	71	87	38	76	Temmuz, 1992

Özetle bu doğrusallık analizinin bir yorumu yapılacak olursa, inceleme alanındaki sularda sodyum ve bikarbonat iyonları doğru orantılı olarak artmakta ve aralarında oldukça iyi bir doğrusallık ilişkisi bulunmaktadır. Kalsiyum ve magnezyum iyonları ise sodyum ve bikarbonat iyonları ile hiçbir doğrusal ilişki kurulamayacak veriler göstermektedir. Bütün bu veriler alandaki sıcak suların kimyasal yapılarının şekillenmesinde karbonatların ve silikatların çözünürlük tepkimelerinden çok, doğal yumuşatma tepkimesi olarak isimlendirilebilen iyon değişim tepkimelerinin egemen olduğunu kanıtlamaktadır. Ayrıca sıcak sular yüzeyleyinceye kadar çeşitli oranlarda soğuk yeraltı sularıyla karışırlar. Bu karışım oranlarına ileriki bölümlerde değinilecektir. Alandaki periyodik analizi yapılan sulardaki aylara bağlı sekiz aylık kimyasal parametre değişimleri üç sıcak su iki de soğuk su noktası için aşağıda gösterilmiştir (Şekil 7, 8, 9, 10, 11).



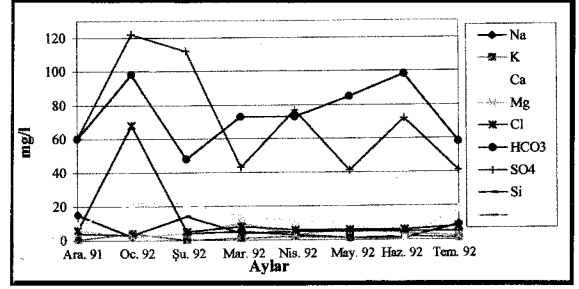
Şekil 7: Kurşunlu Kaplıcası sularındaki başlıca iyonların aylara göre değişimi

Figure 7: Monthly variations of major ions of Kurşunlu Hot spring waters.



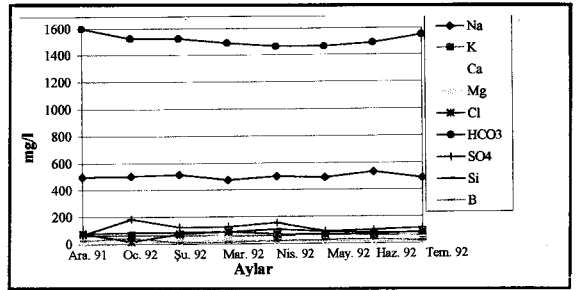
Şekil 8: Kurşunlu Deresi sularındaki başlıca iyonların aylara göre değişimi

Figure 8: Monthly variations of major ions of Kurşunlu Stream.



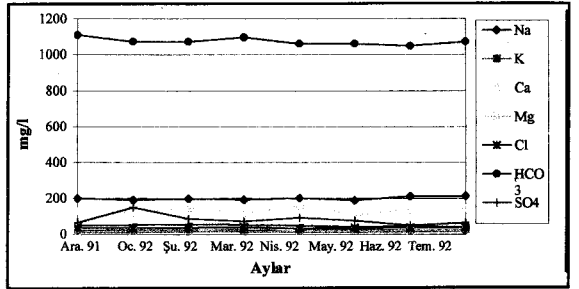
Şekil 9: Çamurhamamı Köyü (Karaoluk Mevkii) sularındaki başlıca iyonların aylara göre değişimi

Figure 9: Monthly variations of major ions of Çamurhamamı Village (Karaoluk) waters.



Şekil 10: Kurşunlu-Çelikli Kaynak sıcak sularındaki başlıca iyonların aylara göre değişimi

Figure 10: Monthly variations of the major ions of Kurşunlu-Çelikli waters

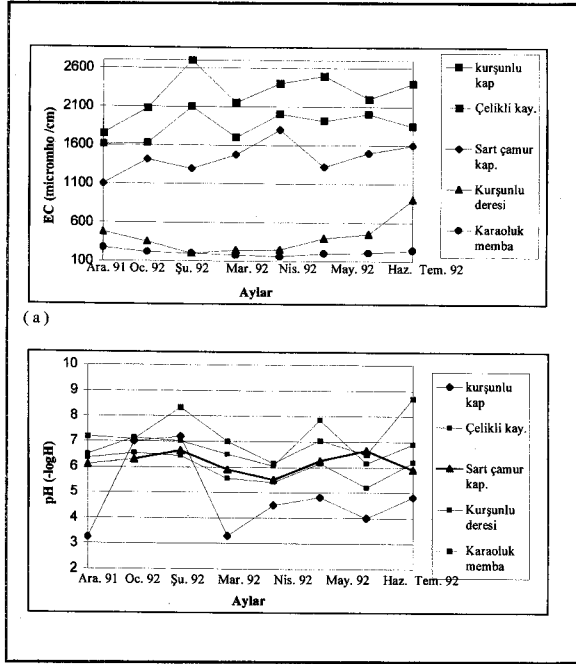


Şekil 11: Sart-Çamur Kaplıcası sularındaki başlıca iyonların aylara göre değişimi

Figure 11: Monthly variations of major ions of Sart-Çamur waters.

Sıcak sularda zamana bağlı olarak anlamlı bir kimyasal parametre değişimi gözlenmemiştir. Soğuk sularda özellikle Kurşunlu Deresinde yaz aylarına doğru olan sodyum ve bikarbonat ile bor değişimindeki artış, yağış beslenmesinin azalması ile nehri besleyen sıcak su debisi yüzdesinin artması ile açıklanabilir. Alandaki periyodik örneklenen beş su noktasına ait pH ve EC parametrelerinin de aylara

göre değişimi aşağıda belirtilmiştir (Şekil 12).



Şekil 12: İnceleme alanındaki bazı sıcak suların elektriksel iletkenlik (a) ve pH (b) değerlerinin aylara göre değişimi.

Figure 12: Monthly variations of electrical conductivity (a) and pH (b) values of some selected waters.

Suda Çözünen İkincil (K, Fe, B) ve Üçüncül (Li, Cu, Mn, Ni, Pb) İyonlar

Suda çözünen ikincil iyonlardan potasyum ve bor analizleri 8 ay boyunca her ay periyodik olarak gerçekleştirilmiştir. Yine ikincil iyonlardan demir ve suda çözünen üçüncül iyonlardan lityum, bakır, mangan, nikel ve kurşun analizleri yalnızca bir kez örnekleme (Temmuz, 1992'de) ile gerçekleştirilebilmiştir (Çizelge 6). Potasyum ve bor analizlerine suda çözünmüş başlıca iyonlar bölümünde değinildiği için yukarıdaki çizelgede ayrıca belirtilmemiştir. Bu ikincil ve üçüncül iyonlar toplu halde değerlendirildiğinde hemen hepsi içme suları standartlarında (TS-266, 1970) belirtilen üst limitlerin altında bulunmaktadır. Demir, bakır ve mangan iyonlarında sıcak ve soğuk sular arasında herhangi bir ayrım bulunmamaktadır. Nikel ve kurşun elementleri sıcak sularda kısmen daha fazla bulunmaktadır. Lityum iyonunda ise bu farklılık oldukça çarpıcı durumdadır. Özetle jeotermal sularda lityum çözünürlüğü soğuk sulara oranla çok yüksektir. Bu nedenle ilerideki bölümlerde de değinildiği gibi hazne sıcaklıklarının saptanmasına yönelik lityum jeotermometreleri geliştirilmiştir.

İnceleme alanındaki en önemli hidrojeolojik problemlerden birisi de toprakta ve yeraltı sularında gözlenen yüksek bor derişimi yada kısaca bor kirlenmesidir. Özellikle verimli tarım arazilerinin bulunduğu ve bağıcılığın gelişmiş olduğu yörede yeraltısularındaki bu yüksek bor derişimi tarımsal açıdan önemli ölçüde verim kaybına neden olmaktadır. Yeraltı sularındaki bor kirlenmesi topraktaki bor kirlenmesini de beraberinde getirmektedir. Alandaki soğuk yeraltı suyu akiferlerinde yapılan çalışmalarda işletme sondajlarının derinlikleriyle bor kirlenmesi arasında bir ilişki saptanamamıştır (Filiz ve Tarcan, 1994). Yani yan yana açılmış (10 m aralıklı) bulunan sığ ve derin kuyularda farklı yörelerde farklı sonuçlar elde edilmiştir. Kimi alanda sığ derinlikli kuyularda, kimi yörelerde ise derin kuyularda daha yüksek bor elde edilmiştir. Bunun en büyük nedenlerinden birisi alanda bilinçsizce açılan sondajlardır. Daha açık bir deyişle ardanalmalı kırıntılı malzemelerden oluşan alüvyonel akiferde birden çok akifer seviyesi bulunmaktadır. Açılan sondajlarda da hangi akifer seviyesinde yüksek bor bulunduğu araştırılmadan ve akifer seviyeleri saptanmadan yapılan filtreleme sonucunda yüksek bor derişimi içeren herhangi bir akifer seviyesi sondajlardan yapılan su çekimi ile sızarak, diğer akiferleri de kirlitebilmektedir. Sahada kesin olarak saptanılabilen olay, soğuk su akiferlerindeki bu bor kirlenmesinin yöredeki jeotermal sistemlerden kaynaklanmasıdır. Çizelge 1-4 incelendiğinde görülecektir ki alandaki sıcak su sistemleri oldukça yüksek bor içermektedir. Çizelge 5'deki korelasyon matriksinde de bor ile klorür, sodyum ve bikarbonat iyonları ve SiO₂ arasında iyi bir doğrusal ilişkiyle açıklanabilecek pozitif korelasyon bulunmaktadır. Buradan da görüleceği üzere alandaki borun kökeni sıcak sulardır. Bor kirlenmesini önlemek için en iyi çözüm sıcak suların, alındığı derinliklerdeki hazneye re enjeksiyon sondajları (geri basım sondajları) ile geri verilmesidir.

Suların Mineral Doygunlukları

Yapılan bu çalışmada 13 su noktası için suların mineral doygunluk indeksleri hidrojeokimyasal modelleme bölümünde değinilen doygunluk indekslerinden farklı olarak kaynakların yüzeye çıktığı sıcaklıkdaki termodinamik koşullar dikkate alınmak suretiyle SOLMINEQ.1988 (Kharaka ve diğ., 1988) bilgisayar programı kullanılarak da hesaplanmıştır (Çizelge 7). Sekiz ay boyunca periyodik olarak örneklenen su noktaları için iyonların ve sıcaklıkların yıllık ortalama değerleri kullanılmıştır. Çizelge 7'de çeşitli mineraller için yalnızca doygunluk indeksi de-

ğerleri konulmuştur. Her sıcaklık değerine karşılık gelen iyon etkinlikleri gösterilmemiştir. Her su noktası için sıcaklık ve kimyasal analiz sonuçları 1-4 no'lu çizelgelerde belirtildiği gibidir. Mineral doygunluk indekslerinin yorumları da daha önceden belirtildiği gibidir.

fazla olacağı açıktır. Derinlere yapılacak olan sondajlar da oldukça yüksek maliyete ve zamana ihtiyaç göstermektedir. Bu nedenle suların kullanım alanlarının saptanabilmesi için yapılacak derin sondajlardan önce uygulanacak çeşitli jeotermometre yöntemleri ile haznedeki sıcaklıklarının tahmin edil-

Çizelge 7: İnceleme alanındaki suların yüzeye eriştikleri sıcaklıklara göre mineral doygunluk indeksleri

Table 7: Mineral saturation indices of waters in the study area calculated on the basis of the discharge temperature conditions

	Kalsit	Aragonit	Dolomit	Siderit	Magnezit	Kuvars	Kalsedon	Jips	Anhidrit
MTA ₂ (85°C)	-0.09	-0.21	1.48	-0.28	-0.19	0.96	0.72	-2.04	-1.84
MTA ₃ (95°C)	-2.28	-0.38	1.20	-	-0.37	0.56	0.33	-2.08	-1.77
Caferbeyli (155)	1.99	1.92	5.83	0.42	1.19	1.20	0.05	-2.39	-1.41
Sart-Çamur (37°C)	-0.12	-0.24	0.62	-1.01	-0.79	0.92	0.67	-1.59	-1.67
Kurşunlu Kaplıcası (90°C)	-2.03	-2.13	-2.02	-1.70	-1.80	0.75	0.52	-2.51	-2.25
Çelikli Kaynağı (42°C)	-0.65	-0.77	-0.25	-1.43	-1.11	1.29	1.04	-1.98	-2.13
Sazdere Ilıcası	0.80	0.67	3.44	-	1.13	1.25	1.01	-2.74	-2.93
Tabak Deresi	-0.36	-0.51	-0.75	-	-1.10	0.74	0.30	-1.98	-2.22
Karaoluk Kaynağı	-1.35	-1.45	-2.59	-	-2.13	0.40	-0.06	-2.29	-2.54
Kurşunlu Deresi	-1.03	-1.18	-1.82	-	-1.54	0.58	0.13	-1.98	-2.22
Kurş.Üfürük Kaynağı	-0.88	-1.03	-1.57	-	-1.57	-0.34	-0.81	-0.77	-1.01
Salihli Deresi	1.64	1.50	4.37	-	2.15	0.40	-0.03	-2.12	-2.34
Göbekli Sondajı	-2.91	-3.06	-5.45	-	-3.10	0.61	0.18	-2.15	-2.37

Çizelge 7'de de görüldüğü üzere sıcak, soğuk bütün su noktaları jips ve anhidriti çözündürücü, kuvars ve kalsedonu ise çöktürücü özelliktedir. Masife ait temel kayalarından beslenmenin tipik özelliğini (silis yönünden zengin ve sülfatlı mineral yönünden fakir) yansıtır. Diğer minerallerin ise (özellikle karbonatlı minerallerin) mineral doygunlukları değişkendir. Bunun da nedeni önceki bölümde değinildiği gibi özellikle sıcak sulardaki egemen hidrojeokimyasal oluşumun çözünme tepkimeleri, iyon değişim tepkimeleri ve karışım olaylarının sentezinden kaynaklanmasıdır.

Jeotermometre Uygulamaları

Kimyasal Jeotermometreler

Bilindiği gibi sıcak sular yüzeye çıkış entalpilerine göre çok değişik kullanım alanlarına sahiptirler. Derinlerde haznede bulunan sıcak sular yüzeye erişinceye değin önemli ölçüde soğuyarak ve soğuk yeraltı sularıyla değişik oranlarda karışarak yüzeylerler. Derinlerde bulunan akışkanın sıcaklığının yüzeydeki sıcaklıklarına göre çok daha

mesi yapılan jeotermal araştırmaların önemli bir parçasını oluşturur. Her jeotermometrenin kendine göre avantajları ve dezavantajları bulunmakta ve her biri belirli hidrojeolojik ve hidrojeokimyasal koşullarda geçerlilik göstermektedir. Onun için yapılan tüm jeotermometre uygulamaları bir sentez olarak ele alınarak değerlendirilmelidir. Son 30 yılda birçok ampirik kimyasal jeotermometre bağıntısı geliştirilmiştir. Bu jeotermometrelerden bu çalışma kapsamında uygulananları (Çizelge 8) Salihli jeotermal sistemlerindeki her bir sistem için ayrı ayrı değerlendirilmiştir (Çizelge 9). Bu çizelgelerde çok derin sistemden gelen Caferbeyli derin sondajına ait veriler kullanılmamıştır.

Çizelge 9'da gözlenen jeotermometre sonuçlarından bazıları olanaksız, ve hatta sondajlarda yada kaynaklarda ölçülen sıcaklıklardan bile düşük sonuçlar vermektedir. Bu durum da göstermektedir ki bu jeotermometre uygulamaları bu alan için başarısızdır. Bu kimyasal jeotermometre uygulamaları ile uç değerler veren başarısız jeotermometre sonuçları (amorf silis, Mg düzeltmeli Na-K-Ca, vb gibi) göz ardı edilerek, çok genel bir değerlendirme yapılacak

Çizelge 8: Bu çalışmada uygulanan kimyasal jeotermometre bağıntıları (tüm derişimler mg/l, * =mol/l, ** = meq/l)
Table 8: Chemical geothermometry equations applied for this study (all concentrations are in mg/l, * =mol/l, ** = meq/l)

Uygulanan Jeotermometreler	Bağıntılar	Değinen Belgeler
1. SiO ₂ (Amorf silis)	$t = 731 / (4.52 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977a
2. SiO ₂ (α Kristobalit)	$t = 1000 / (4.78 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977a
3. SiO ₂ (β Kristobalit)	$t = 781 / (4.51 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977a
4. SiO ₂ (Kalsedon)	$t = 1032 / (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977a
5. SiO ₂ (Kuvvars)	$t = 1309 / (5.19 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977a
6. SiO ₂ (Kuvvars buhar kaybı)	$t = 1522 / (5.75 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Fournier, 1977a
7. SiO ₂ (Kalsedon, iletim ile soğuma)	$t = 1112 / (4.91 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
8. SiO ₂ (Kuvvars buhar kaybı)	$t = 1264 / (5.31 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
9. SiO ₂ (Kuvvars buhar kaybı)	$t = 1021 / (4.69 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
10. SiO ₂ (Kuvvars buhar kaybı)	$t = 1164 / (4.9 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
11. SiO ₂ (Kuvvars buhar kaybı)	$t = 1498 / (5.7 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
12. Na/K	$t = 933 / (0.933 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
13. Na/K	$t = 1319 / (1.699 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
14. Na/K	$t = 777 / (0.70 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
15. Na/K	$t = 855.6 / (0.857 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier ve Truesdell 1973
16. Na/K	$t = 1217 / (1.483 + \log \text{Na/K}) - 273.15$	Truesdell 1976
17. Na/K * (mol)	$t = 908 / (0.692 - \log \text{Na/K}) - 273.15$	Fournier 1979
18. SiO ₂ (Kalsedon) * (mol)	$t = 1101 / (0.11 - \log \text{SiO}_2) - 273.15$	Arnorsson ve diğ. 1983
19. Li * (mol)	$t = 2258 / (1.44 - \log \text{Li}) - 273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
20. Na/Li * (mol) (Cl < 11000 ppm)	$t = 1000 / (\log \text{Na/Li} + 0.38) - 273.15$	Fouillac ve Michard, 1981
21. Mg/Li	$t = 1900 / (4.67 + \log \sqrt{\text{Mg/Li}}) - 273.15$	Kharaka ve diğ. 1985
22. K/Mg	$t = 4410 / (13.95 - \log \text{K}^2/\text{Mg}) - 273.15$	Giggenbach ve diğ. 1983
23. Na/Li	$t = 1590 / (\log \text{Na/Li} + 0.779) - 273.15$	Kharaka ve Mariner, 1989
24. Na-K-Ca * (mol)	$t = 1647 / (\log \text{Na/K} + \beta \log \sqrt{\text{Ca/Na} + 2.24}) - 273.15$	Fournier ve Truesdell, 1973
25. Na-K-Ca (R) ** (meq/l) (Magnezyum düzeltmeli)	$R = (\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Ca} + \text{K}) \times 100$	Fournier ve Potter, 1979

Çizelge 9 : Bu çalışma kapsamında uygulanan kimyasal jeotermometre sonuçları
Table 9 : Results of Chemical geothermometers used for this study

Uygulanan Jeotermometre no ve adı	Kurşunlu Kaphçası (90 °C)	Kurşunlu-Çelikli Kaynak 42 °C)	Sart Çamur Kaphçası (51 °C)	Kurşunlu MTA 2. Sondaj (85 °C)	Kurşunlu MTA 3 Sondaj (95 °C)	Sazdere lhası (37 °C)
1- SiO ₂ (mg/l)	52	50	17	76	33	37
2- SiO ₂ (mg/l)	125	124	87	152	104	109
3- SiO ₂ (mg/l)	75	74	38	102	55	59
4- SiO ₂ (mg/l)	153	151	111	183	130	135
5- SiO ₂ (mg/l)	175	173	137	201	154	159
6- SiO ₂ (mg/l)	164	163	133	185	147	151
7- SiO ₂ (mg/l)	148	146	109	175	127	131
8- SiO ₂ (mg/l)	143	141	109	165	124	128
9- SiO ₂ (mg/l)	149	147	107	178	126	131
10- SiO ₂ (mg/l)	169	206	129	198	147	152
11- SiO ₂ (mg/l)	164	162	132	185	146	150
12- Na/K (mg/l)	214	218	215	214	211	165
13- Na/K (mg/l)	230	233	231	230	227	192
14- Na/K (mg/l)	206	210	207	205	202	150
15- Na/K (mg/l)	208	212	209	207	204	156
16- Na/K (mg/l)	233	236	234	232	230	192
17- Na/K mol/l	216	224	221	220	216	224
18- SiO ₂ mol/l	147	146	108	174	126	131
19- Li mol/l	177	176	176	-	-	-
20- Na/Li mol/l	176	160	251	-	-	-
21- Mg/Li mg/l	116	106	99	-	-	-
22- K/Mg (mg/l)	109	107	77	106	103	84
23- Na/Li (mg/l)	233	220	289	-	-	-
24- Na-K-Ca mol/l	216	181	94	139	180	182
	β=1/3	β=4/3	β=4/3	β=4/3	β=4/3	β=4/3
25- Na-K-Ca meq/l Mg düzeltmeli	81	88	Uygulana maz	116	79	7

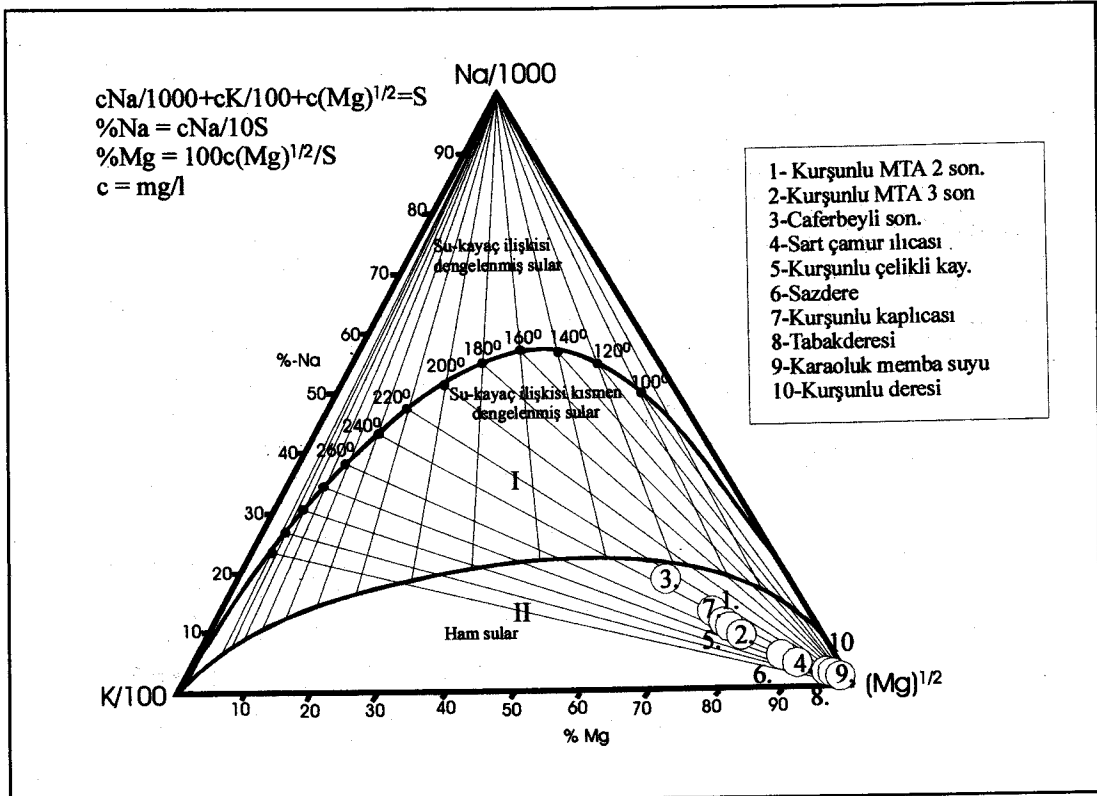
ursa yöredeki jeotermal sistemlerin hazne sıcaklıklarının 150-230 santigrat derece arasında olduğu söylenebilir. Birçok yazar geliştirilmiş olan bu ampirik jeotermometrelerin geçerliliğini irdelemişler ve buna ilişkin çeşitli yöntemler geliştirmişlerdir. Bu jeotermometrelerin uygulanabilmesi için jeotermometre olarak kullanılan elementlerin kimyasal reaksiyonlarının sıcaklık denetimli olması, yüzeye çıkış sırasında soğuk sularla karışmaması ve yüzeye çıkarken kimyasal yapısında oluşabilecek değişikliklerin ihmal edilebilir boyutlarda olması gerekmektedir (White, 1970).

Jeotermometrelerin sıcak suyun kimyasal yapısına bağlı olarak uygulanabilirliğinin saptanması amacıyla çeşitli araştırmacılar tarafından grafiksel modeller geliştirilmiştir. Bu modellerde başlıca iyonlar (Ca, Mg, Na, K) esas alınmıştır. Giggenbach (1988) bu araştırmasında Na, K ve Mg iyonlarının mg/l değerlerini ele alarak, suları başlıca iki grupta toplamıştır (Şekil 13). Bunlar sırasıyla; I) su-kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu ve II) su-kayaç ilişkisindeki kimyasal dengenin sağlanamamış olduğu sulardır (ham sulardır). I bölgesinde yer alan

sularda Na-K-Mg gibi katyon dengesine dayanan jeotermometrelerinin sağlıklı sonuçlar verebileceği belirtilmektedir. Diyagramın ham veya olgunlaşmamış su kesimindeki (II bölgesindeki) örneklerde ise su ve kayaç arasındaki denge sağlanamamış olduğundan bu bölgeye karşılık gelen sularda yukarıda değinilen katyon jeotermometre uygulamaları hazne sıcaklığının bulunmasında sağlıklı sonuçlar vermeyeceklerdir.

Diyagramda kısmen olgunlaşmış sularla, olgunlaşmamış suları (ham suları) birbirinden ayıran eğri olgunlaşma indeksinin (MI= maturity index) $MI=2.0$ olduğu eş kimyasal özellikteki noktaların birleşimiyle oluşmuştur. Olgunlaşma indeksi;

$MI = 0.315 \log (K^2/Mg) - \log(K/Na)$ (Giggenbach, 1988) bağıntısıyla tanımlanmıştır. Olgunlaşmış sular ise su kayaç ilişkisinin kısmen dengede olduğu (karışık sular) ve tamamen dengede olduğu oluşturduğu bir eğri ile ikiye ayrılmaktadır. Diyagramdaki bu bölümler Çizelge 8'de 13 ve 19 no'lu bağıntılarda gösterilen K^+-Mg^{++} ve K^+-Na^+ je-



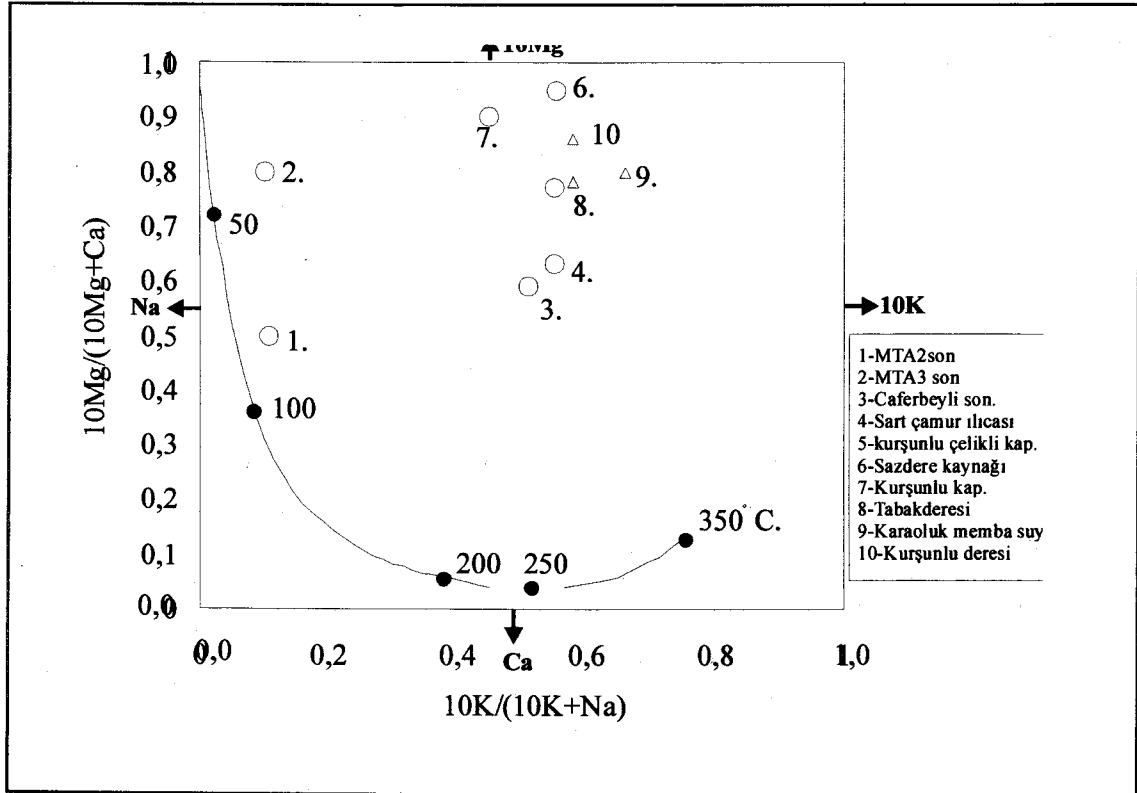
Şekil 13: İnceleme alanındaki sıcak suların Na-K-Mg üçgen diyagramındaki (Giggenbach, 1988) görünümü

Figure 13: Distribution of the thermal waters from the study area in Na-K-Mg triangular diagram (Giggenbach, 1988)

otermometre eşitlikleri ile elde edilen eş sıcaklık değerlerinin kesişim noktalarının oluşturduğu eğrilerle (izoterm) birbirinden ayrılmıştır. İnceleme alanında yer alan sıcak suların Şekil 13'deki grafik üzerinde ham su kesiminde yer almaları bu jeotermal suların hızlı bir hidrojeolojik döngüye sahip oldukları ve/veya soğuk yeraltı sularının sıcak sulara karıştığı şeklinde yorumlanabilir.

Giggenbach (1988) yine suda çözünen başlıca katyonlara dayalı olarak geliştirmiş olduğu diğer bir diyagramda ise su-kayaç dengesini Na-K-Ca-Mg katyonlarına bağlı olarak incelemiştir (Şekil 14).

sıcak suların tam denge durumundan uzak oldukları görülmektedir. Bu durum sıcak suların yüzeye çıktıkları sırada soğuk su akiferleri ile belli oranlarda karışımlarını göstermektedir. Na-K-Mg-Ca jeotermometrelerinden elde edilecek olan sonuçların diğer jeotermometrelerden elde edilen sonuçlarla karşılaştırılarak ele alınması daha güvenilir olacaktır. Bu nedenle ileride de bahsedileceği gibi bu karışım oranlarının saptanması amacıyla çeşitli karışım modelleri uygulanmıştır. Şekil 14'de görüldüğü üzere 1 ve 2 no'lu sıcak su örneklerinin Na yönünde zenginleşme göstererek denge çizgisine



Şekil 14: İnceleme alanındaki suların $10K/(10K+Na)$ - $10Mg/(10Mg+Ca)$ diyagramındaki (Giggenbach, 1988) görünümü (değerler mg/l dir).

Figure 14: Plot of $10K/(10K+Na)$ versus $10Mg/(10Mg+Ca)$ diagram (Giggenbach, 1988) of waters in the study area (values are in mg/l).

Diyagramda inceleme alanında yer alan sıcak ve soğuk su örneklerinin başlıca katyon ilişkilerine göre dağılımı gösterilmiştir. 1 ve 2 no'lu örnekler (MTA 2 ve 3 sondajları) dışındaki örnekler su-kayaç denge çizgisinden uzakta yer almaktadır. 1 ve 2 no'lu örnekler ise su kayaç denge çizgisine kısmen yakın olmaları diğer örneklerle oranla daha fazla su-kayaç dengesine ulaştıkları yönünde yorumlanabilir. Ancak Şekil 13 ve 14 birlikte ele alındığında alandaki tüm

yaklaşımları bu örneklerin Na'ya bağlı olarak uygulanan jeotermometre uygulamalarında kısmen olumlu sonuçlar verebileceğini göstermektedir.

Karışım Modelleri

İnceleme alanındaki jeotermal sular daha önceki bölümde de bahsedildiği gibi yüzeye erişirken belli oranlarda soğuk sularla karışarak sıcaklıkları hazne

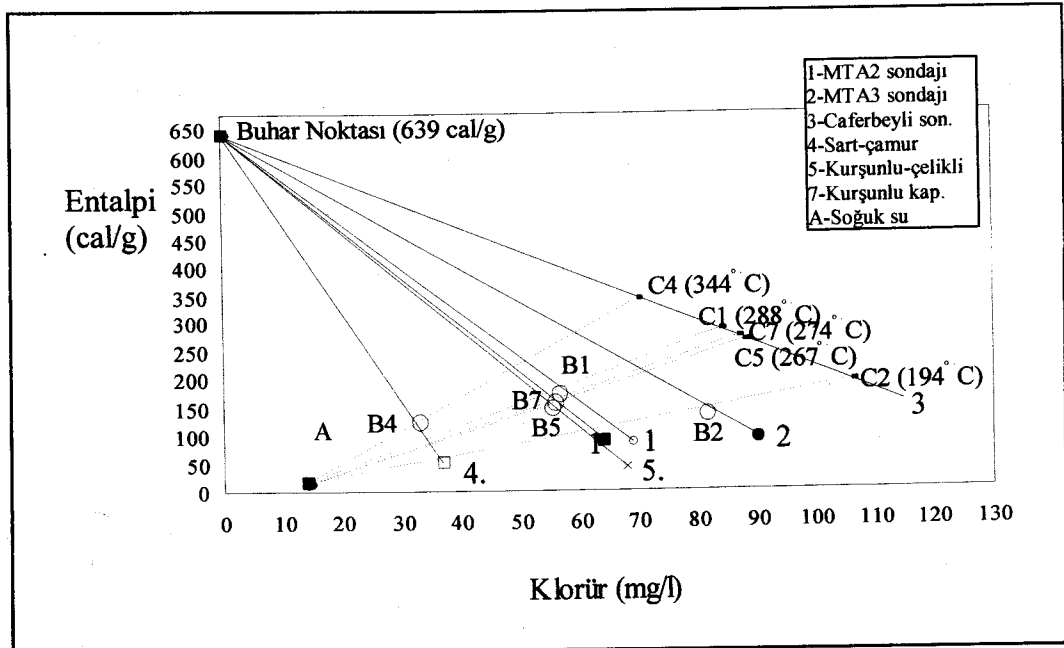
kaya sıcaklığından daha düşük değerlere ulaşır. Bu karışım ayrıca sıcak suyun kimyasal yapısında da değişiklikler meydana getirir. Karışım sonucu sıcak suyun kimyasal özelliklerindeki ve sıcaklığındaki değişiklikler kullanılarak jeotermal sistemin hazne kaya sıcaklığının ve karışım oranlarının saptandığı çeşitli karışım modelleri geliştirilmiştir. Bu çalışmada inceleme alanındaki sıcak su örnekleri Entalpi-Klorür ve Entalpi-Silis karışım modellerinde irdelenmiş ve elde edilen hazne kaya sıcaklıkları ve karışım oranları diğer yöntemlerle bulunan değerlerle karşılaştırılmıştır.

Entalpi-Klorür Karışım Modeli

Fournier (1977b) hazne kaya sıcaklığını ve sıcak-soğuk su karışım oranlarını bulmak için klorür karışım modelini önermiştir (Şekil 15). Diyagramda düşey eksen entalpi (cal/g), yatay eksen ise klorür (mg/l) değerleri yer almaktadır. Ayrıca, buharın sıcak sudan ayrılma entalpisi olan 639 cal/g (2775 kJ/kg) değeri de düşey eksen buhar noktası olarak işaretlenmiştir. İnceleme alanındaki sıcak suların boşalım entalpi ve klorür (mg/l) değerleri diyagrama işaretlenerek, elde edilen noktalar buhar noktası ile birleştirilir. Bu doğru üzerine her bir sıcak su örneğinin kuvars buhar kaybı jeotermometresi (Çizelge 8, 6 no'lu jeotermometre) ile hesaplanan

hazne kaya sıcaklıkları işaretlenir (B noktası). B noktası bölgedeki soğuk suların ortalama değerini gösteren A noktası ile birleştirilerek karışım çizgisi elde edilir. Karışım çizgisi uzatılarak en yüksek klorür değerine sahip olan örneğin doğrusu ile kesiştirilir (C noktası). Bu doğru üzerinde elde edilen en yüksek ve en düşük değerler jeotermal sistemin olası maksimum ve minimum hazne kaya sıcaklığını verirler. Ayrıca, karışım çizgisi üzerindeki AB ve AC doğru parçaları kullanılarak, sıcak suların soğuk sularla yaptığı karışım oranları bulunur. Burada AB/AC oranı karışımındaki sıcak su değerini vermektedir (Şekil 15).

Bu yöntemle elde edilen karışım oranları Çizelge 10'da verilmiştir. Çizelge 10 incelendiğinde Sart-Çamur Kaplıcası'ndan elde edilen sıcak su karışım oranının çok düşük olduğu (%32,9) gözlenmektedir. Soğuk su karışımı çok yüksek olduğundan entalpi-klorür diyagramında Sart-Çamur kaplıca suyunun verdiği 344 °C'lik değer şüpheli bir sonuç olup, maksimum hazne kaya sıcaklığını yansıtmaktan uzak olacaktır. Bu durumda ikinci yüksek değer alındığında, Salihli Jeotermal Sistemleri'nin Entalpi-Klorür diyagramına göre hazne kaya sıcaklığı 194 °C-288 °C arasında olmalıdır (Şekil 15).



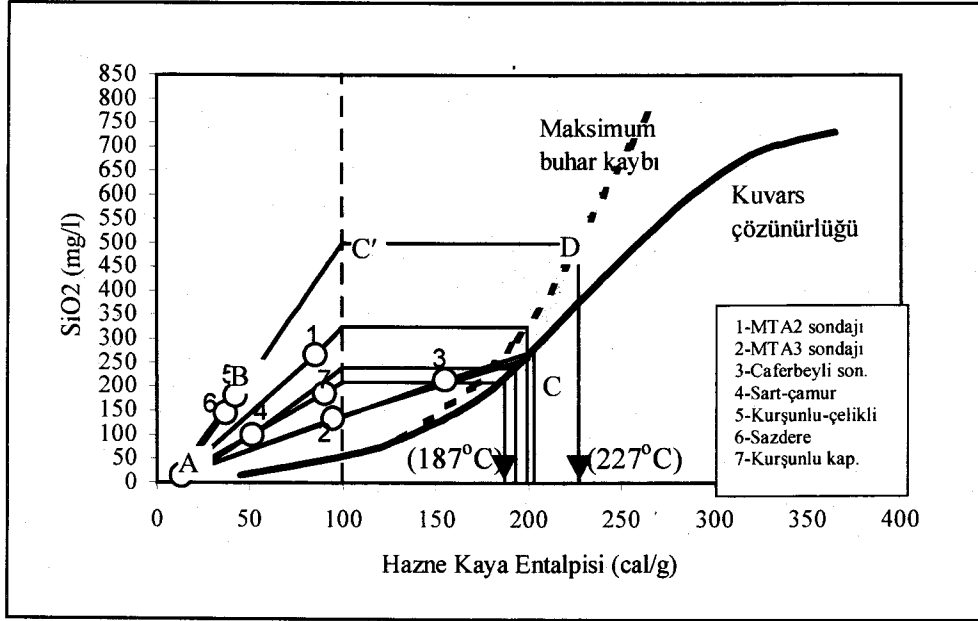
Şekil 15: İnceleme alanındaki sıcak suların Entalpi-Klorür diyagramı (Fournier, 1977b)

Figure 15: Enthalpy-Chloride diagram for waters in the study area (Fournier, 1977b)

Entalpi-Silis Karışım Modeli

Sıcaklık ve silis dengesine dayalı olarak geliştirilmiş olan silis-entalpi karışım modeli (entalpi-silis diyagramı) kullanılarak karışım öncesi sıcaklık-buhar kaybının olduğu ve olmadığı her iki durumda da uygulanabilmektedir (Fournier, 1977b). Diyagramda (Şekil 16) A noktası bölgenin soğuk sularını yansıtan silis ve entalpi değeridir.

kaybına uğradıkları kabul edilmektedir. Bu nedenle suyun yüzeyde buharlaştığı entalpi değerinden (100 cal/g) yatay ekseninde bir dikme çıkılmış ve dikmenin AB doğrusunu kestiği C' noktasından yatay eksene bir paralel çizilmiştir. Bu paralelin maksimum buhar kaybı eğrisini kestiği D noktasından da yatay eksene dikme inilerek, hazne sıcaklıkları elde edilmiştir (Şekil 16).



Şekil 16: İnceleme alanındaki sıcak suların Entalpi-Silis diyagramı (Fournier, 1977b)

Figure 16: Enthalpy-Silica diagram of waters in the study area (Fournier, 1977b)

Diyagrama inceleme alanındaki sıcak suların silis değerleri ve ölçülen sıcaklıkları işaretlenerek elde edilen noktalar (B noktası) A noktası ile birleştirilmiş ve bu doğru uzatılarak kuvars çözünürlük eğrisini kestiği noktadan (C noktası) yatay eksene dikme inilmek suretiyle dikmenin yatay eksenini kestiği nokta olan hazne kaya sıcaklıkları elde edilmiştir. C noktası karışım suyundaki sıcak suyun karışımından önceki entalpi ve silis değerini vermektedir.

Buraya kadar anlatılan işlem karışımından önce sıcaklık-buhar kaybının olmadığı koşulları yansıtır. Karışımından önce buhar kaybı (adyabatik soğuma) durumunda ise diyagramda kesikli çizgi ile gösterilen maksimum buhar kaybı eğrisi dikkate alınmalıdır. Bu durumda AB doğru parçası kuvars çözünürlüğü çizgisini kesmeyecektir. İnceleme alanından örneklenen sulardan Caferbeyli kuyusu ve MTA₃ sondaj kuyusu suları kuvars çözünürlük eğrisini kesmektedir. Diğer sıcak sular ise diyagrama işaretlendiğinde kuvars çözünürlük eğrisini kesmediğinden bu sıcak suların karışımından önce buhar

Silis-entalpi diyagramına göre Salihli jeotermal sistemlerinin hazne kaya sıcaklığı 187 °C - 227 °C arasında değişmektedir. Silis-entalpi diyagramı da, klorür-entalpi diyagramında olduğu gibi sıcak su karışım oranlarının belirlenmesinde kullanılır. Diyagramda AB/AC' oranı karışım suyunda sıcak su oranını vermektedir. Bu yolla elde edilen karışım oranları Çizelge 10'da verilmiştir.

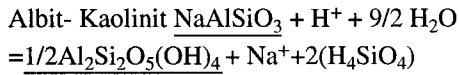
Çizelge 10: İnceleme alanında yer alan sıcak sularda karışım modellerine göre saptanan sıcak su karışım oranları

Table 10: Hot water ratios of hot springs estimated by mixing models in the study area

Örnek laboratuvar numarası ve adı	1 MTA2 sondajı	2 MTA3 sondajı	3 Caferbeyli sondajı	4 Sart çamur kaplıcası	5 Çelikli kaynağı	6 Sazdere kaynağı	7 Kurşunlu kaplıcası
Entalpi-Klorür Karışım Modeli'ne göre saptanan sıcak su karışım oranı (%)	61,7	73,3	-	32,9	54,9	-	56,0
Entalpi-Silis Karışım Modeli'ne göre saptanan sıcak su karışım oranı (%)	81,4	44,9	75,4	36,1	34,0	27	90,0

Su-Kayaç İlişkileri ve Aktivite Diyagramları

Feldispat ve mikaların ilk oluşum sıcaklık ve basınç değerleri yüzeyde ve yüzeye yakın koşullarda tekrar oluşum değerlerinden çok daha fazladır. Yüzeyde ve yeraltı suyu bölgesinde bu mineraller termodinamik yönden duraysızdırlar ve su ile temas ettikleri yerde çözünme eğilimindedirler. Çözünme işlemi suyun iyonik yönden zenginleşmesine neden olduğu gibi kayacı alterasyona uğratar. Ayrılmış magmatik ve metamorfik kayalar üzerinde yapılan mineralojik ve kimyasal çalışmalar feldispat minerallerinin kil ve diğer bozunum minerallerine dönüştüğünü göstermiştir. Çalışmada bozunum mineralleri, olarak feldispat minerallerinin son ayrışma ürünü olan K-feldispat, Na-feldispat (albit) ve Ca-feldispat (anortit) olarak ele alınmıştır. Su-kayaç ilişkisine bağlı olarak kayaçta meydana gelebilecek alterasyon minerallerinin saptanabilmesi amacıyla aktivite diyagramları kullanılmaktadır. Bu diyagramlar alterasyon minerallerinin kimyasal tepkimelerinin denge sabitlerinden yararlanılarak oluşturulmaktadır. Aşağıda örnek olarak albit-kaolinit için çözünme reaksiyonu verilmiştir (Freeze ve Cherry, 1979).



Bağıntıda altı çizili olanlar katı fazdadır. Denge sabitinin belirlenmesinde katı fazdaki oluşuklar ve suyun iyon etkinlikleri 1 olarak belirlenmektedir. Bu durumda bağıntının denge sabiti;

$K_{\text{alb-kaol}} = (\text{Na})(\text{H}_4\text{SiO}_4)^2/(\text{H}^+)$ olarak belirlenir. Denge sabiti logaritmik olarak ifade edilirse;

$\log K_{\text{alb-kaol}} = \log(\text{Na}) + 2\log(\text{H}_4\text{SiO}_4) - \log(\text{H}^+)$ veya $K_{\text{alb-kaol}} = \log(\text{Na}^+/\text{H}^+) + 2\log(\text{H}_4\text{SiO}_4)$ şeklinde ifade edilebilir.

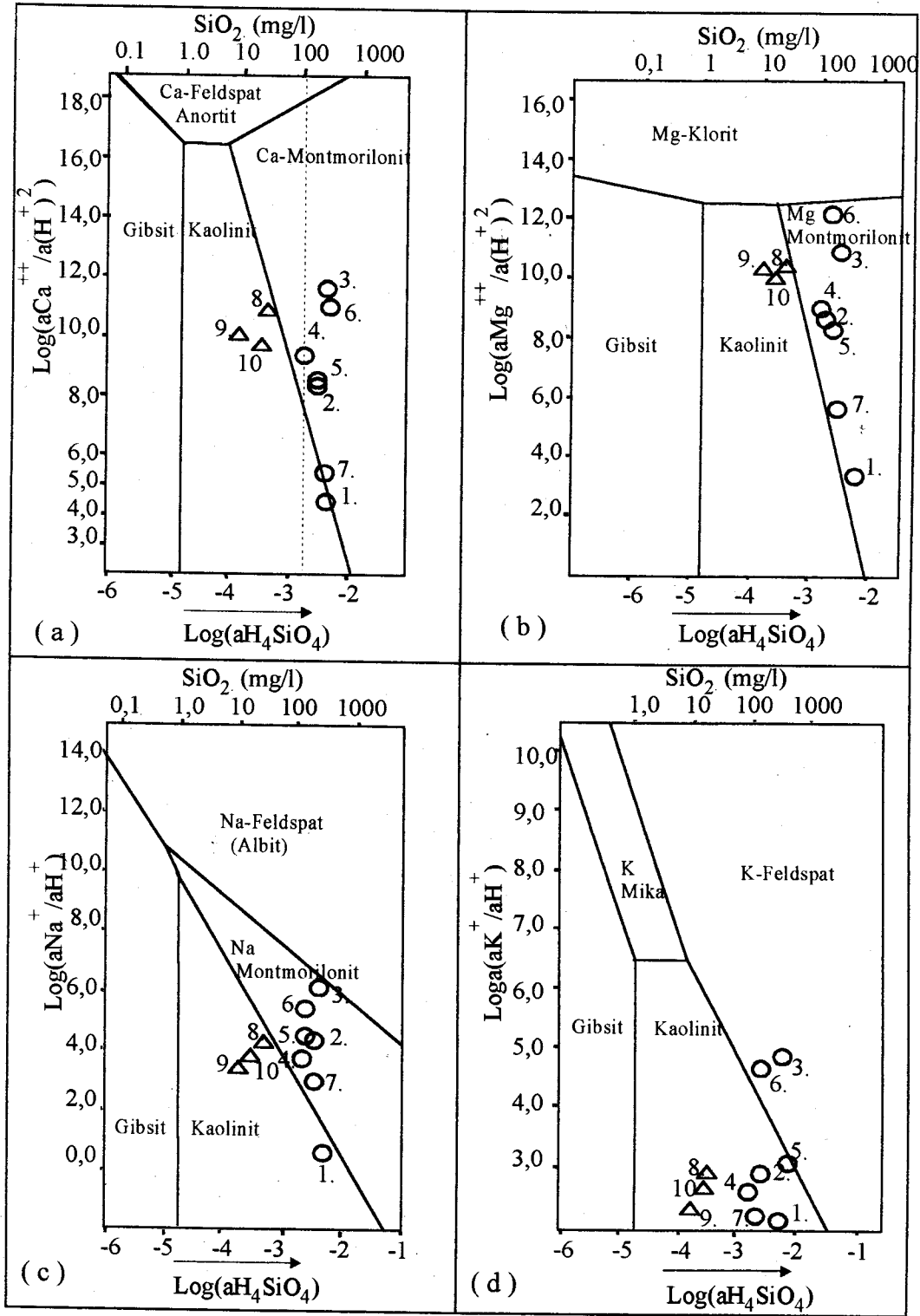
Diğer bozunum mineralleri için benzer şekilde saptanan denge ilişkileri aktivite diyagramlarının çiziminde kullanılır ve diyagramlarda mineral fazlarını birbirinden ayıran çizgiler denge bağıntıları kullanılarak elde edilir. Diğer alterasyon ürünlerine ait reaksiyonlar burada verilmemiş olup, (25 °C ve 1 atmosfer basınç koşullarında) Tardy (1971) ve Kramer (1968)'den alınmış verilerle oluşturulmuş olan hidrotermal bozunum denklemleri ve minerallerin oluşum denge sabiti değerlerine göre hazırlanmış olan Şahinci (1991)'deki (sf. 302) bağıntılar kullanılarak, aktivite diyagramları hazırlanmıştır. İnceleme alanında yer alan sıcak suların su-kayaç dengelerinin

saptanması amacıyla hazırlanan bu aktivite diyagramlarına Çizelge 1-4 de belirtilen her bir su noktası için, ilgili iyonik oranların iyon etkinliği değerleri kullanılarak, diyagramlara işaretlenmiştir (Şekil 17).

Aktivite diyagramlarının hidrojeolojide kullanılması su ile ilişkide bulunduğu kayaç arasındaki tepkime sonrasında oluşabilecek yeni ürünlerin hidrokimyasal sonuçlarla tahmin edilmesi ilkesine dayanır. Diyagramlarda bölgedeki sıcak ve soğuk suların gipsit, kaolinit, muskovit, albit ve anortit mineralleri ile olan su-kayaç dengeleri incelenmiştir. Şekil 17'de soğuk suların (8, 9 ve 10 no'lu sular) kaolinit alanına düştüğü görülmektedir. Sıcak suların ise montmorillonit alanlarına düştükleri, dolayısıyla ilişkide bulundukları kayaç ile girdikleri tepkime sonucunda kayacı montmorillonit türü minerallerin oluşması yönünde alterasyona uğratacakları belirlenmiştir. Bu sonuçlar hidrojeokimyasal modelleme bölümünde anlatılan jeotermal sular için iyon değişim tepkimelerinin baskın olduğu savını da desteklemektedir.

Soğuk su örneklerinin kaolinit, sıcak suların ise montmorillonit türü alterasyon ürünleri oluşmasının nedeni kaolinitin ve montmorillonit kimyasal formüllerinin incelenmesi ile açıklanabilir. Montmorillonit oluşması için gerekli silis miktarı kaolinite oranla daha fazladır. İnceleme alanında yer alan sıcak sularda silis miktarı ($\text{SiO}_2 = 100-267 \text{ mg/l}$) soğuk sulardaki silis miktarına ($\text{SiO}_2 = 12-20 \text{ mg/l}$) oranla çok daha fazladır. Bu nedenle diyagramlardan da görüldüğü gibi sıcak suların alterasyon minerali olarak montmorillonit minerali oluşturması beklenmektedir.

Şekil 18'deki diyagramlar ise, ayrışma minerallerinin 100-125 ve 150°C'deki denge sabitlerine göre hazır paket programlar kullanılarak hazırlanmış, daha farklı denge faz ilişkilerinin incelendiği diyagramlardır (Mutlu, 1998). Şekil 18-a, $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, Şekil 18-b $\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$ ve Şekil 18-c ise $\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ sistemine göre hazırlanmışlardır. İnceleme alanındaki sular yine yukarıda değinilen aynı iyonik aktivite oranları kullanılmak suretiyle bu diyagramlara işaretlendiğinde, sıcak su noktalarından 6 (Sazdere) ve 3 (Caferbeyli) no'lu su örnekleri tüm diyagramlarda K-feldispat ile denge halinde görülmektedirler. 1 ve 7 no ile gösterilen MTA 2. Sondaj ve Kurşunlu Kaplıcası'nın su örnekleri kaolinit ile denge halinde gözlenirken geri kalan sıcak su örneklerinin ise mus-

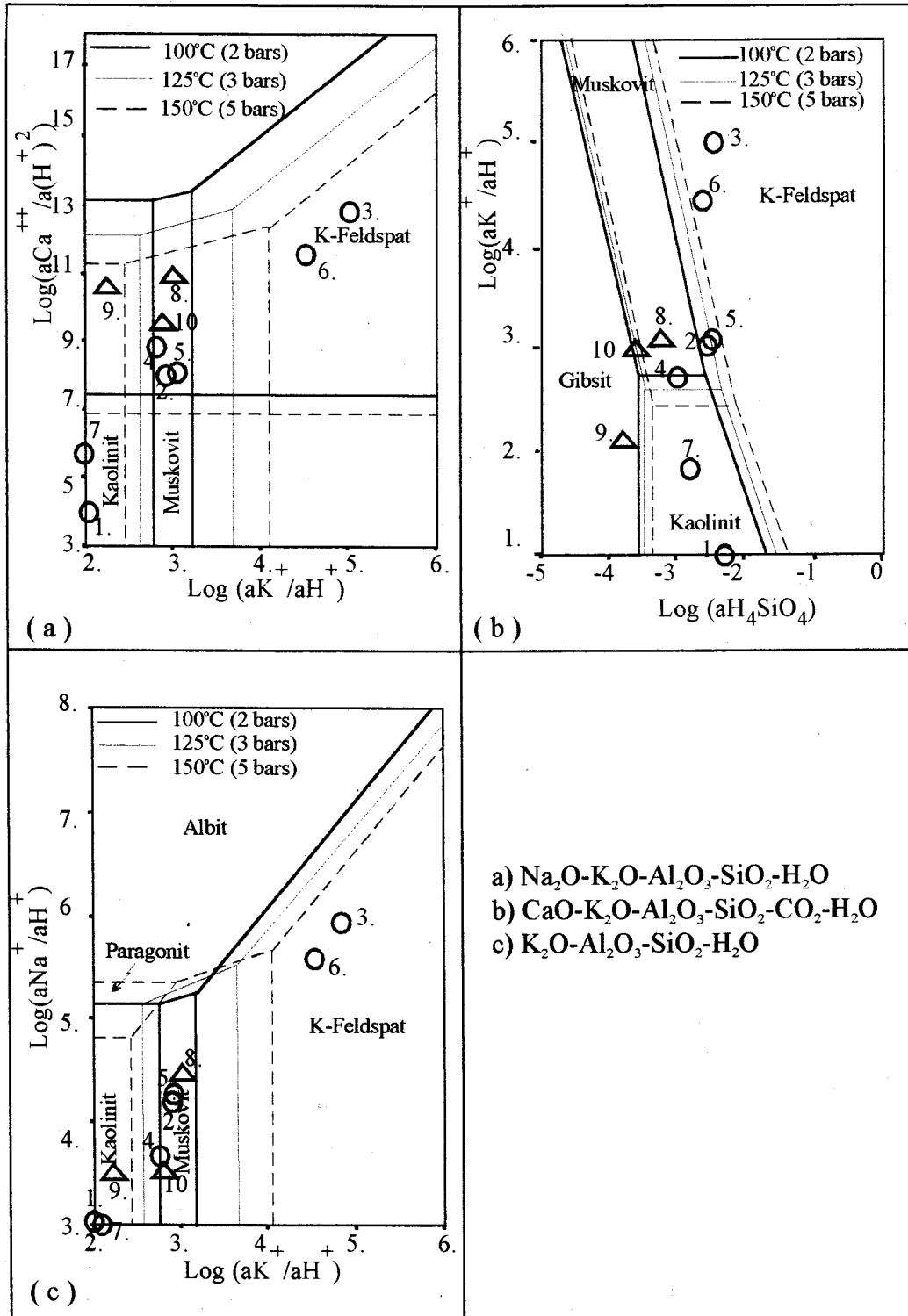


Şekil 17: İnceleme alanında yer alan sıcak suların aktivite diyagramları (25°C, 1 atmosfer)

a) Anortit, Ca-montmorillonit, kaolinit ve gibsitin; b) Mg-klorit, Mg-montmorillonit, kaolinit ve gibsitin; c) Albit, Na-montmorillonit, kaolinit ve gibsitin; d) Mikroklin, muskovit, kaolinit ve gibsitin aktivite diyagramları.

Figure 17: Activity diagrams for hot waters in the study area (25°C, 1 atm.)

Activity diagram for a) anortite, Ca-montmorillonite, kaolinite and gibbsite; b) Mg-chlorite, Mg-montmorillonite, kaolinite and gibbsite; c) Na-montmorillonite, kaolinite and gibbsite d) microcline, muscovite, kaolinite and gibbsite.



Şekil 18 : İnceleme alanında yer alan ve sıcak suların aktivite diyagramları (100-125-150°C, 1 atmosfer) (Mutlu, 1998'den uyarlanılarak)

Figure 18: Activity diagrams for hot waters in the study area (100-125-150°C, 1 atmosfer) (adopted from Mutlu, 1998)

kovit minerali oluşturma, eğiliminde oldukları gözlenmektedir.

SONUÇLAR VE ÖNERİLER

1. İnceleme alanının temelinde yer alan Menderes Masifi' ne ait gnays, kuvars şist, granodiyorit gibi çatlaklı kayalar ile karstik mermerler jeotermal sistemlerin haznesini, mikaşist gibi geçirimsiz kayalar ise hazne kayanın altındaki kondüksiyon ısı iletimli temel kayaları oluşturur. Killi düzeylerinin bolluğu nedeniyle Neojen yaşlı Acidere ve Göbekli birimleri örtü kaya özelliğinde olup, konveksiyon ısı iletiminin doğmasına neden olurlar.
2. Salihli Jeotermal Alanları ayrılma faylarının etkisiyle oluşan Gediz Grabeni'nin aktif olan güney kesiminde yer alır. Sazdere, Kurşunlu, Caferbeyli ve Sart-Çamur alanları olmak üzere dört grup altında incelenen jeotermal alanlar birbirine benzer jeotermal sistemleri oluşturmuşlardır. Haznedeki karstik mermer oranı arttıkça, jeotermal sistemlerin de akışkan debileri artmaktadır. Devam etmekte olan genişleme tektoniğinin etkisi altında oluşmuş olan genç graben fayları boyunca yüzeye yaklaşan magma jeotermal sistemlerin ortak ısı kaynağını oluşturmaktadır.
3. Manto kökenli karbondioksit gazı çıkışı olan bölgedeki tüm jeotermal sistemler meteorik suların derinlere süzülüp, burada ısındıktan sonra yüzeylemesiyle açıklanabilen devirli sistem özelliğindedir.
4. Bölgede artan çözünürlük ve olası yeraltı suyu akım yönündeki hidrojeokimyasal evrim siliyatların ve karbonatların ayrışması tepkimelerinden iyon değişim tepkimelerine doğrudur. Aynı şekilde hidrokimyasal fasiyes tipleri de aynı yönde iyonların hiçbirisi birbirini geçmeyen karışık sulardan, sodyum bikarbonatlı su tipine doğrudur.
5. Jeotermal sistemlerdeki tüm sıcak sular sodyum bikarbonatlı su tipini yansıtır. Bunun nedeni jeotermal sistemlerdeki egemen tepkimelerin doğal yumuşatma tepkimeleri olarak da bilinen kayalarındaki sodyum ile sulardaki kalsiyum ve/veya magnezyum iyonlarının alışverişi ile oluşan iyon değişim tepkimeleri ile açıklanabilir.
6. Alandaki sıcak sularda ayda bir yapılan ölçümlere göre kaynak sıcaklıklarında ve başlıca çözünmüş iyon miktarlarında zamana bağlı (aylara göre) belirgin bir değişim gözlenmemiştir. Soğuk sularda ise yaz aylarında sodyum, b-karbonat ve bor derişimindeki artış yağış beslenmesinin azalması ile sıcak su katkılarının artmasından kaynaklanmaktadır. Suda çözünmüş ikincil ve üçüncül iyonlardan nikel ve kurşun elementleri kısmen, bor ve lityum iyonları ise soğuk sulara oranla belirgin bir şekilde fazlalık göstermektedirler.
7. 25°C ve 1 atmosfer basınç koşullarında oluşturulmuş olan aktivite diyagramlarında inceleme alanındaki sıcak sular montmorillonit alanına, soğuk sular ise kaolinit alanlarına karşılık gelmektedir. Bu durum su-kayaç tepkimesi sonucunda ortaya çıkabilecek yeni ürünlerin sıcak sular için montmorillonit, soğuk sular için ise kaolinit olabileceğini göstermektedir.
8. İnceleme alanındaki jeotermal sistemlere ait sular, su-kayaç dengesine bağlı başlıca katyonların üçgen ve kare diyagramlarında dengeye ulaşmamış su (ham su) bölgesine karşılık gelmektedir. Bu durum katyon dengesine bağlı olarak geliştirilen jeotermometrelerin dikkatlice kullanılması ve diğer jeotermometrelerle birlikte ele alınmasını gerektirmektedir.
9. Kimyasal jeotermometre uygulamaları bölgedeki jeotermal sistemlerin 150-230 °C arasında değişen hazne sıcaklığına sahip olabileceğini göstermektedir. Silis ve Klorür-Entalpi Karışım modelleri de bu sonucu desteklemektedir. Ayrıca Silis ve Klorür-Entalpi Karışım modellerinde jeotermal sistemlerdeki suların yüzeye çıkış sırasındaki sahip oldukları sıcak su bileşenleri %27-90 arasında değişmektedir.
10. İnceleme alanındaki en önemli hidrojeolojik problemlerden birisini de jeotermal sistemlerin yeraltı suyu akiferlerini ve yüzey sularını beslemesinden kaynaklanan sularda ve topraktaki bor kirlenmesi oluşturmaktadır. Bor kirlenmesini önlemek için en iyi çözüm atık sıcak suların yaklaşık olarak alındıkları derinliklerdeki hazneye geri verilmesidir.
11. Alanda gerek jeotermal sistemin, gerekse su noktaları arasındaki ilişkilerin daha iyi aydınlatılması ve soğuk yeraltı sularındaki bor kirlenmesi olayının daha kapsamlı tanınması açısından ayrıntılı izotop çalışmalarının yapılması önerilir.

KATKI BELİRTME

Yazarlar bu makalenin incelenmesi aşamasında düzeltmeleri ve yapıcı önerileri ile katkıda bulunan Prof. Dr. Şakir Şimşek'e, Doç. Dr. Nilgün Güleç'e ve Dr. Halim Mutlu'ya teşekkür ederler.

DEĞİNİLEN BELGELER

- APHA-AWWA-WPCF, 1975, Standart Methods for Examination of Water and Waste Water. Fourteenth Edition, Copyright by American Public Health Assoc., Washington D.C., 1193 p.
- Arnnorsson, S., Gunnlaugsson, E., Svavarsson, H., 1983, The chemistry of geothermal waters in Iceland. III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47, 567-577.
- Back, W., 1966. Hydrochemical facies and groundwater flow patterns in northern part of Atlantic Coastal Plain. U.S. Geological Survey Professional Paper, 498-A, 42p.
- Başkan, M.E., and Canik, B., 1983. IAH Map of mineral and thermal waters of Turkey Aegean Region. MTA Raporu 189, 80 p.
- Çolak, M., 1995. The Emet and Kırka borate mines (Turkey) 1- Mineralogy and chemistry of the clays 2- Ceramic applications of their tailing products. Ph.D. thesis, Fribourg, University, Switzerland.
- Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, S. and Oberhansli, R., 1997. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 9-14 Oct. 1995, İzmir - Güllük - Turkey, Proceedings, 1, 53-72.
- Emre, T., 1996a. Gediz Grabeni'nin jeolojisi ve tektoniği. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 5, 171-185.
- Emre, T., 1996b. Gediz Grabeni'nin tektonik evrimi. *Türkiye Jeoloji Bülteni*, 39, 1-18.
- Emre, T., and Sözbilir, H., 1997. Field evidence for metamorphic core complex, detachment faulting and accommodation faults in the Gediz and Büyük Menderes Grabens, Western Anatolia. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 9-14 October 1995, and İzmir-Güllük-Turkey, Proceedings, 1, 73-93.
- Ercan, T., Matsuda, J.I., Nagao, K., and Kita, I., 1994. Anadolu'daki sıcak sularda bulunan doğal gazların izotopsal bileşimleri ve karbondioksit gazının enerji açısından önemi. Dünya Enerji Konseyi Türkiye 6. Enerji Kongresi, Türk Milli Komitesi, 17-22 Ekim 1994, İzmir, Teknik Oturum Tebliğleri I, 197-207.
- Erdoğan, B. and Güngör, T., 1992. Menderes Masifi'nin kuzey kanadının stratigrafisi ve tektonik evrimi. *Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni* 4/1, 9-34.
- Fetter, C.W., 1994. Applied Hydrogeology Third Edition University of Wisconsin - Oshkosh. McMillan College Publishing Company, New York, 691 p.
- Filiz, Ş. and Tarcan, G., 1994. Gediz Havzası yeraltı sularındaki bor kirlenmesi. *Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni*, 9, 483-491.
- Filiz, Ş., Gökgöz, A. and Tarcan, G., 1992. Hydrogeologic comparisons of geothermal fields in the Gediz and Büyük Menderes Grabens. XI. Congress of World Hydrothermal Organization. 13-18/V/1990, İstanbul-Pamukkale-Turkey. İ.Ü. Tıbbi Ekoloji ve Hidroklimatoloji Merkezi, p. 129-153.
- Ford, D.C. and Williams, P.W., 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman Ltd., London, 601 s.
- Fouillac, C. and Michard, G., 1981. Sodium/Lithium ratio in water applied to the geothermometry of geothermal waters. *Geothermics*, 10, 55-70.
- Freeze, R.A. and Cherry, J.A., 1979. Groundwater Prentice Hall, Inc. Englewood Cliff, New Jersey 07632, 589 p.
- Fournier, R.O., 1977a. A Review of chemical and isotopic geothermometers for geothermal systems. In: Proceedings of the Symp. on Geoth. Energy, Cento Scientific Programme, Ankara, 133-143.
- Fournier, R.O., 1977b. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. In: Proceedings of the Symposium on Geothermal Energy, Cento Scientific Programme, Ankara, 199-210.
- Fournier, R.O., 1979. A revised equation for the Na-K geothermometer. *Geothermal Research Council Transactions*, 3, 221-224.
- Fournier, R.O., and Truesdell, A. H., 1973. An Empirical Na-K-Ca Geothermometer for Natural Waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1255-1275.
- Fournier, R.O. and Potter, R.W., 1979. Magnesium Correction to the Na-K-Ca Chemical Geothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43, 1543-1550.
- Giggenbach, W. F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. and Truesdell, A.H. 1983. Isotopic and Chemical Composition of Parbati Valley Geothermal Discharges, NW Himalaya, India. *Geothermics*, 5, 51-62.
- Giggenbach, W. F., 1988. Geothermal Solute Equ-

- ilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca Ge-
oindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*,
52., 2749-2765.
- Helgeson, H.C., Kirkham, D.H. and Flowers, G.C.,
1981. Theoretical prediction of the behaviour of
aqueous electrolytes at high pressures and tem-
peratures: Calculation of activity co-
efficients, osmotic coefficients, and apparent
molal and standard and relative partial molal pro-
perties to 600 °C and 5 kb: *American Journal of
Science*, 281, 1249-1516.
- Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U. and Dora, O.Ö.,
1995a. Bivergent extension in orogenic belts:
The Menderes Massif (southwestern Turkey), *Ge-
ology* 23, 458-544.
- Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. and Troesch, M.,
1995b. Miocene NNE- Directed extensional un-
roofing in the Menderes Massif, Southwestern
Turkey. *Journal of Geological Society of Lon-
don*, 152, 639-654.
- Karamenderesi, İ.H., 1997. Salihli-Caferbeyli (Ma-
nisa İli) jeotermal sahası potansiyeli ve geleceği.
Dünya Enerji Konseyi Türk Milli Komitesi, Tür-
kiye 7. Enerji Kongresi Teknik Oturum Bildiri
Metinleri, 247-261.
- Kharaka, Y.K., Specht, B.J. and Carothers, W.W.,
1985. Low to intermediate subsurface tem-
peratures calculated by chemical ge-
othermometers. The American Assoc. of Pet-
roleum Geologist, Annual Convention, Book of
Abstracts, New Orleans, 24-27 March.
- Kharaka, Y. K., Gunter, W.D., Affarwall, P.K., Per-
kins, E.H., and De Braal, J. D., 1988. Sol-
mineq.88: A computer Program Code for Ge-
ochemical Modelling of Water-Rock
Interactions. In U.S. Geological Survey Water
Investigations Report 88-05.
- Kharaka, Y. K. and Mariner, R. H., 1989. Chemical
Geothermometers and their Application to for-
mation waters from sedimentary basins. In: N. D.
N.Ü. Ser & T. H. McCulloh (Eds.), *Thermal His-
tory of Sedimentary Basins; Methods and Case
Histories* (pp. 99-117). Springer Verlag.
- Kramer, J.R., 1968. Mineral-water equilibria in si-
licate weathering. XXIII. International Ge-
ological Congress, 6, 149-160.
- Lister, G.S. and Davis, G.A. 1989. The origin of me-
tamorphic core complexes and detachment fa-
ulting formed during continental extension in the
Colorado River region. *Journal of Structural Ge-
ology*, 11, 65-94.
- MTA, 1996. Türkiye Jeotermal Envanteri. MTA
Genel Müdürlüğü, Ankara, 68-74.
- Mutlu, H., 1998. Chemical geothermometry and
fluid-mineral equilibria for the Ömer-Gecek ther-
mal waters, Afyon area, Turkey *Journal of Vol-
canology and Geothermal Research*, 80, 303-321.
- Seyitoğlu, G., 1996. Ege'nin Geç Senezoyik K-G
yönlü genişlemeli tektoniği: Bölgesel tektonik ve
volkanik evrim modelleri üzerine bir tartışma.
49. Türkiye Jeoloji Kurultayı, Ankara, Bildiri öz-
leri, 31-33.
- Şahinci, A., 1991. Doğal Suların Jeokimyası. Re-
form Matbaası, Beyler-İzmir, 548 s.
- Tarcan, G., and Filiz, Ş., 1997. Hydrogeology of the
Turgutlu Geothermal Field. *Turkish Journal of
Earth Sciences*, 6, 43-64.
- Tarcan, G., and Filiz, Ş., 1998. Turgutlu (Manisa)
Kaplıcaları sıcak ve mineralli sularındaki sod-
yum bikarbonat zenginleşmesi. TMMOB Jeoloji
Mühendisleri Odası, Jeoloji Mühendisliği Der-
gisi, 52, 42-49.
- Tardy, Y., 1971. Characterization of the principal
weathering types by the geochemistry of waters
from some European and African crystalline mas-
sif. *Chemical Geology*, 7, 253-271.
- Truesdell, A. H., 1976. Summary of section III ge-
ochemical techniques in exploration. In: Pro-
ceedings, Second United Nations Symposium on
the Development and Use of Geothermal Re-
sources. San Francisco, 1975, Washington D.C.,
U. S. Government Printing Office, iii-ix.
- TS-266, 1970. Türk Standartları İçme Suları. UDK
663.7.543, 32 s.
- White, D.E., 1970. Geochemistry applied to the dis-
covery evaluation and exploitation of geothermal
resources. Proceedings of U. N. Symposium on
the Development and Utilization of Geothermal
Resources, Pisa, 1970, Geothermics. Special
Issue 2, 58-80.
- Yılmaz, S., 1988. Kurşunlu-Sart sıcak su kay-
naklarının (Salihli) hidrojeoloji ve jeokimyasal
özellikleri. Isparta Mühendislik Fakültesi Dergisi
5, 242-266.
- Yılmaz, S. and Karamenderesi, İ.H., 1994. Kur-
şunlu jeotermal alanının (Salihli-Manisa) je-
olojisi ve jeotermal potansiyeli. Dünya Enerji
Konseyi. Türkiye 6. Enerji Kongresi, Türk Milli
Komitesi, 17-22 Ekim 1994, İzmir, Teknik Otur-
um Tebliğleri I, s. 68-181.

TPJD BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

1. TPJD Bülteninde yer alacak makaleler aşağıdaki niteliklerden en az birisini taşımalıdır.
 - a) Yer bilimlerine, özellikle de petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularından birine, yeni bir katkısı bulunan araştırma.
 - b) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış özgün sonuçları olan bir çalışma.
 - c) Yerbilimlerinin, özellikle petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularında daha önce yapılmış çalışmaları eleştirici bir yaklaşımla ele alan, o konuda yeni bir görüş ortaya koyan eleştiri derleme (critical review).
 - d) TPJD Bülteni'nin en son sayısında yer alan herhangi bir yazının, tümünün veya bir bölümünün eleştirisi niteliğinde olan yazılara Bülten'de yer verilir. Makale yazarının eleştiriye cevaplaması durumunda, cevap yazısı ile eleştiri yazısı birlikte yayınlanır.
2. TPJD Bülteni yılda 1 (bir) kez Aralık ayında yayınlanır. Yönetim Kurulu, aynı yıl içinde ikinci yayın kararını verme yetkisine sahiptir.
3. TPJD Bülteni 'nin yayın dili Türkçe ve İngilizce'dir. İngilizce yazılarda "Abstract" tan sonra Türkçe "Öz" bulunmalıdır.
4. TPJD Bülteni'nde yayınlanacak makaleleri, Türkçe olarak daha önce herhangi bir yerde yayınlanmamış olması şarttır. Ancak daha önce yabancı dilde yayınlanmış olan makaleler petrol, doğalgaz ve jeotermal enerji konularının aramacılığını doğrudan ilgilendiriyorsa Türkçe olarak TPJD Bülteni'nde yayınlanabilir.
5. Yazar(lar) makalenin daha önce herhangi bir yerde yayınlanmadığını yazılı olarak bildirmek zorundadır.
6. Yayınlanacak makalelerin tüm hakları TPJD'ye ait olup, makaleler geri gönderilmez. Yayına kabul edilmeyen makaleler yazar(lar)a geri gönderilir.
7. Makaleler 1(bir) asıl 3(üç) kopya olarak düzenlenip gönderilmelidir.
8. Türkçe gönderilecek makalelerin Başlık ve Öz bölümlerinin İngilizceleri mutlaka verilmelidir. Yazar(lar)'ın adresleri -ünvanları belirtilmeden-kuruluş adlarında kısaltma olmaksızın ve başka dile çevrilmeden yazılmalıdır. Adresler ilk sayfanın altında verilmelidir.
9. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler aşağıdaki başlık sırasını izlemelidir.

TÜRKÇE BAŞLIK
İNGİLİZCE BAŞLIK
Yazar(lar)
ÖZ
ABSTRACT
300 sözcüğü geçmemelidir.
GİRİŞ
ANA METİN
Bu başlık kullanılmaksızın ana metne geçilmelidir.
TARTIŞMA
Gerekli olduğu hallerde, yapılmalıdır.
SONUÇ(LAR)
KATKI BELİRTME
DEĞİNİLEN BELGELER
Değinilen belgeler aşağıdaki gibi olmalıdır.

 - a) Periyodiklerdeki makaleler.
Yalçın, N. ve Welte, D., 1988, The thermal evolution of sedimentary basins and significance for hydrocarbon generation: Türkiye Petrol Jeologları Derneği Bülteni, c.1, sayı.1, s.11-26.
 - b) Sempozyum, özel basım, kitap, tez, vs..
Debois, D. ve Prade, H., 1988, Possibility theory: New York, Plenum Press, 263 s.
 - Kuru, F., 1987, Mardin-Derik yöresi Üst Kretase yaşlı birimlerinin planktonik foraminiferalarla biyostratigrafi incelemesi: Yüksek lisans tezi, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara, 107s.

Kozlu H., 1987, Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi: Türkiye 7. Petrol Kongresi, Jeoloji Bildirileri, Ankara, s.104-116

Aynı yazara ait yayınların her birinde yazar soyadı ve adı yazılmalıdır. Birden fazla yazarlı belgelerde son iki yazar adı arasına Türkçe yazılarda belgelinin yayın diline bakılmaksızın "ve" sözcüğü konulmalıdır. Değinen belgelerde, yayın adlarının yazımında, karışıklığı önlemek için kısaltmaya gidilmemelidir. Kısaltma yapılacaksa "International List of Periodical Title Word Abbreviations" daki kısaltmalar kullanılmalıdır.

EKLER

10. "Şekil" ve "Tablo" lar metin içine konulabilir. Ancak, "Levha" lar mutlaka metnin sonundaki Ekler bölümüne konulmalıdır. Her türlü çizimin aslı gönderilmelidir. Aksi durumlarda yayın kabul edilmez.

"ŞEKİLLER"

Her türlü harita

Her türlü kesit

Korelasyon çizimleri

Arazifotoğrafları

"TABLOLAR"

Grafikler

Denklemler

Matematiksel eşitlikler

Çizelgeler

"LEVHALAR"

Her türlü fotomikrograf. Levhalardaki fotomikrograflar "Foto" olarak değil, "Şekil" olarak anılmalıdır. Şekil ve Figure sözcüklerinde "Ş" ve "F" harfleri alt alta gelmeli. Şekil numaralarından sonra ":" işareti konmalıdır.

11. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler "Şekil", "Tablo" ve "Levha" lar dahil 40 sayfa ile sınırlandırılmıştır.

12. Makaleler 29.7x21 cm'lik A4 boyutlarında kağıtların bir yüzüne çift aralıklı olarak yazılmalıdır. Kağıtların çevresinde 2.5 cm boşluk bırakılmalıdır. "Şekil", "Tablo" ve "Levha" lar da A4 boyutlarında olmalıdır.

13. Sayfa numaraları kağıtların sağ alt köşelerine kurşun kalemle yazılmalıdır.

14. Çizimler siyah-beyaz basılacak şekilde düzenlenmelidir. Tüm çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır. Çizimlerde yazı karakterinde standartlara dikkat edilmelidir.

15. TPJD Bülteni'nde yayınlanmak üzere gönderilecek makaleler, biçim yönüyle Yayın Sorumlusu ve Yayın Kurulu tarafından, bilimsel içerik ve jeolojik uygulamalardaki sonuçları yönüyle de en az iki Makale İnceleme Kurulu Üyesi tarafından incelenir. Makalenin hangi Makale İnceleme Kurulu Üyeleri tarafından değerlendirileceği Yayın Sorumlusu ve Yayın Kurulu Kararı ile olur. Makaleler Yayın Kurulu, Yayın Sorumlusu, Makale İnceleme Kurulu Üyesi ve TPJD Yönetim Kurulu Onayı ile yayınlanır.

16. Yazar(lar) ile Makale İnceleme Kurulu arasında makalenin yayımı ile ilgili olarak oluşabilecek herhangi bir problemde Makale İnceleme Kurulu, Yayın Sorumlusu, Yayın Kurulu Üyelerinin yapacağı ortak toplantıda çoğunluğun vereceği karar kesin ve nihai olur.

17. Makale göndermek için TPJD üyesi olma zorunluluğu yoktur.

INSTRUCTIONS TO TAPG BULLETIN AUTHORS

1. Papers submitted to the "TAPG BULLETIN" should meet at least one of the following criteria:

- a) Original study in one of the subdisciplines of earth science, especially oil, natural gas and geothermal energy explorations.

b) Study which has original results obtained by using the scientific methods of earth sciences.

c) Critical reviews of previously published papers, especially on oil, natural gas and geothermal energy.

- d) Discussions of all and/or part of papers published in the last TAPG Bulletin are encouraged, and are published as soon as possible along with the authors reply.
2. TAPG Bulletin will be published in December once a year; however, the TAPG Executive Committee has a right to decide to publish the second bulletin within the same year.
 3. Languages of the TAPG Bulletin are Turkish and English. Papers written in English must have a Turkish abstract after the English abstract. Turkish abstracts of papers in English will be prepared by TAPG if necessary.
 4. Author(s) must submit a statement indicating that the paper has not been previously published in any bulletin, journal, etc..
 5. All rights of papers reserved for the Turkish Association of Petroleum Geologists. If a paper is not accepted by the Editorial Board it will be send back to the author(s).
 6. Four (4) copies of manuscript must be submitted (one must be original).
 7. English translation of titles and abstracts of papers in Turkish must be included. Adresses of author(s) should be written in the original language without any abbreviation, and any professional title. Adresses should be given under the first page.

8. Papers are arranged accordingly:

TITLE (Turkish and English)
 AUTHOR(S)
 ABSTRACT (maximum 300 words)
 INTRODUCTION
 TEXT
 DISCUSSION (if necessary)
 RESULT(S)
 ACKNOWLEDGEMENTS
 APPENDICES
 REFERENCES

Only those references mentioned in the paper should be given in this section. Examples are shown below:

- a) For papers in journals, serials, society proceedings, etc;

Yalçın, N. and Welte, D., 1988, The Thermal evolution of sedimentary basins and significance for hydrocarbon generation: Turkish Association of Petroleum Geologist Bulletin, v.1, no. 1, pp. 12-26.

- b) For symposium, special publication, book, thesis, etc;

Debois, D. and Prade, N., 1988, Possibility theory: New York, Plenum Press, 263 p.

Kuru, F., 1987, Mardin-Derik yöresi Üst Kretase yaşlı birimlerinin planktonik foraminiferalarla biyostratigrafi incelemesi: M. S. Thesis in Ankara Üniversitesi, Fen Fakültesi, Ankara, 107p.

Kozlu, H., 1987, Misis-Andırın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi: 8th Petroleum Congress of Turkey, Geology Proceedings, Ankara, pp.104-116.

Same author's name must be written for each paper. Abbreviations must be avoided. If necessary, they should be in accordance with standarts and abbreviations listed in "International List of Periodical Tittle Word Abbreviations" can be used.

9. "Figures" and "Tables" may be placed in the text but "Plates" must be placed in the Appendices.

FIGURES	TABLES
All maps	Graphics
All sections	Equations
Correlations	Mathematical equations
Field Photos	

PLATES

All photomicrographs. Photomicrographs must be mentioned as "Figures", instead of "Photos", "Figure" and "Şekil" words should not be abbreviated, and should begin with a capital letter. "F"

and “Ş” letters in words of “Figure” and “Şekil” must be lined up. After the figure number the colon of “:” must be used.

10. Manuscripts are limited to 40 pages including “Figures” , “Tables” , and “Plates” However TAPG Executive Committee has a right to modify this regulation.
11. Manuscript must be typed on one side of paper. 29.7x21cm (A4), consistently double spaced (including references and figure captions), with only one space after periods.
12. Illustrations should be black and white line drawings. Photographs must be in good quality printed on glossy paper. Colored figures cannot normally be accepted unless the reproduction cost are met by author(s). Submit Figures in final size to fit one or to column “TAPG Bulletin” width, or broadside.
13. Manuscripts are reviewed by managing editor and publication board members for the suitability to be published. Manuscripts will be edited by two members of editorial board for the scientific content and the results of its geological applications. Editors will be chosen by the managing editor and publication board.
14. Disagreements between authors and the editors will be resolved in the meeting by the managing editor(s). The final decision will be made on common vote bases.