



CUMHURİYET ÜNİVERSİTESİ
MÜHENDİSLİK FAKÜLTESİ DERGİSİ
Bulletin of the Faculty of Engineering, Cumhuriyet University

SERİ A-YERBİLİMLERİ
Serie A-Earth Sciences



CİLT: 10-11 SAYI: 1-1 ARALIK 1993-1994
VOL: 10-11 NO: 1-1 DECEMBER 1993-1994

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Karkheh (İran) Baraj yeri ve çevresinin deprem etkinliği ve sismotektoniği**
Seismicity and seismotectonic of Karkheh (Iran), dam site and vicinity
..... **Adel Khalili, Fethi Ahmet YÜKSEL 1**
- Sivas baseni güneydoğusunun yapısal evrimi**
Structural evolution of the southeastern part of the Sivas basin (Central Eastern Turkey)
..... **Selim İNAN 13**
- Kırşehir masifinde Kalkanlıdağ formasyonunun petrokimyasal özellikleri**
The petrochemical characteristics of the Kalkanlıdağ formation from Kırşehir massif
..... **A.Ümit TOLLUOĞLU 23**
- Esesi (Erzincan) yöresinde Karacaören formasyonu (Miyosen) şelf çökellerinin organik fasiyes incelemesi**
Organic facies investigation of the shelf sediments of the Karacaören formation (Miocene) in the Esesi (Erzincan) region
..... **Orhan ÖZÇELİK, Zeki ATALAY, Mehmet ALTUNSOY 37**
- Sivas-Kangal-Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi**
Geology of the Kalburçayırı lignite basin, Sivas-Kangal, Turkey
..... **Rahmi NARİN, Gültekin KAVUŞAN 43**
- Horasan fay kuşağının genel özellikleri**
General characteristics of the Horasan fault belt.
..... **Cevdet BOZKUŞ 49**
- Eskişehir ovası yeraltısuyunun kalitesi ve kirliliği**
Quality and pollution of the groundwater in Eskişehir plain.
..... **Fikret KAÇAROĞLU 63**
- Tavra deresi (Sivas) yöresinin hidrojeolojik özellikleri ve yeraltı baraj sisteminin uygulanabilirliği.**
Applicability of the underground dam system and the hydrogeological characteristics of the Tavra river region
..... **Feda ARAL, Bülent SÖYLEM 73**
- Sivas Organize Sanayi Bölgesi inşaat alanı zeminlerinin jeoteknik özellikleri**
Geotechnical properties of the Sivas organized industrial district construction site
..... **Ergun KARACAN 79**
- Ağcakışla alt baseninin (Sivas Beseni) litolojik ve mineralojik karakteristikleri**
Lithological and mineralogical characteristics of the Ağcakışla subbasin (Sivas basin)
Hüseyin YALÇIN, K.Şevki KAVAK, Ömer BOZKAYA, André POISSON, Selim İNAN 87

KARKHEH (İRAN) BARAJ YERİ VE ÇEVRESİNİN DEPREM ETKİNLİĞİ VE SİSMOTEKTONİĞİ SEISMICITY AND SEISMOTECTONIC OF KARKHEH (İRAN) DAM SITE AND VICINITY

Adel KHALİLİ, Shahrud University, Dept. of Geology, Shahrud-(İRAN)

Fethi Ahmet YÜKSEL, İ.Ü., Jeofizik Müh. Bölümü, İstanbul

ÖZ : Bu çalışma; (48°.07'-48°.30') D boylamı ve (32°.18'-32°.38') K enlemleri arasında, Zagros kenet kuşağının G inde, yer alan Karkheh nehri üzerinde, taşkın kontrolü, enerji üretimi ve sulama amaçlı yapılacak olan baraj yeri ve çevresinin su tutma öncesi, 1900-1990 zaman aralığında, (46°.00'-50°.00') D boylamı ve (30°.50'-34°.50') K enlemleri arasında oluşmuş deprem etkinliğinin belirlenmesi ve bölgede meydana gelmiş depremlerin episantır dağılımlarının, tektonik aktivite ve fay hatlarıyla olan ilişkilerini irdeler. Baraj yeri ve göl alanında Aghajari Formasyonu ve bu formasyon üzerine tedrici ve konkordan olarak gelen Lahbari Formasyonu ile bu birim üzerinde diskordan olan Bakhtiyari Formasyonu yer almaktadır. Bölgede, Zagros ve Zagros Ana Güncel Fay demeti ile Masjed Soleyman, Ram Hormoz, Aghajari, Ainserai, Mishdak ve Ahvaz gibi önemli sismik etkinliğe neden olan faylar bulunmaktadır. İnceleme alanında meydana gelmiş depremlerin Magnitüd-Frekans ilişkisi En Küçük Kareler, Genelleştirilmiş En Küçük Kareler ve Utsu yöntemleriyle belirlenerek magnitüdü 5 den büyük olan depremlerin Ortalama Yinelenme Peryotları bulunmuştur. Ayrıca, Magnitüd-Enerji ilişkisinden yararlanarak bölgede, magnitüdü 4.5 ve daha büyük olan depremlerin açığa çıkardığı birikimli enerjinin $9,45 \times 10^{22}$ Erg olduğu hesaplanmıştır.

ABSTRACT : This study investigates seismic activity and seismotectonic of the proposed Karkheh Dam site and its reservoir area. The dam aims for flood control, energy production and irrigation on Karkheh River in an area to the South of Zagros. The dam site and its reservoir area comprise three different units. The oldest unit is the Aghajari Formation. It is overlain by the Lahbari Formation. The Bakhtiyari Formation is situated unconformably on the Lahbari Formation. The area contain tectonic Zagros Suture Zone and a number of active faults. The masjed, Soleyman, Ram Hormoz, Aghajari, Ainserai, Mishdak and Ahvaz faults are only a few to mention. The magnitude-frequency relationship based on least-squares, generalized least-squares and the utsu methods have been used to obtain return periods for quakes larger than five. The magnitude-energy relationship suggest released accumulated energy is in the order of $9,45 \cdot 10^{22}$ Erg for earthquakes with magnitudes larger than 4.5.

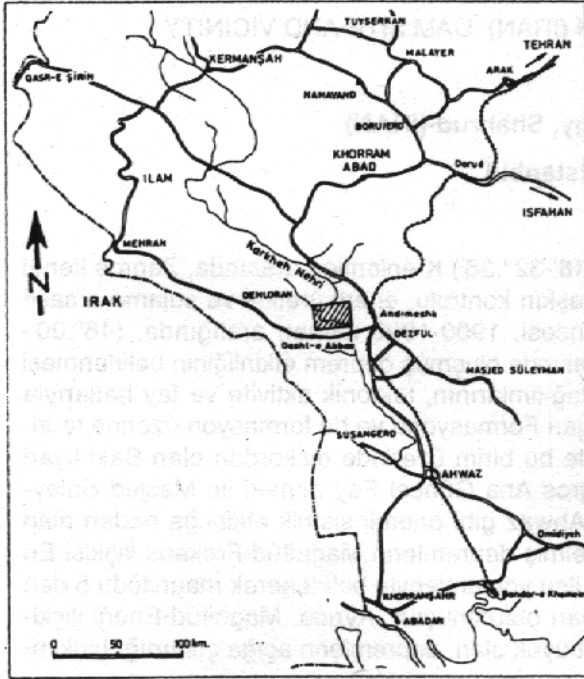
GİRİŞ

Karkheh barajı ve göl alanı İran'ın GB sınırında Khuzistan ili sınırları içinde Endimeshk ilçesinin yaklaşık 30 km. KB sında, (48°.07'-48°.30') D boylamları ile (32°.18'-32°.38') K enlemleri arasında yer almaktadır (Şekil 1).

Bu çalışma, Karkheh nehri üzerinde, taşkın kontrolü, enerji üretimi ve sulama amaçlı yapılacak olan baraj yeri ve çevresinin su tutma öncesi deprem etkinliğinin belirlenmesine ve bölgede meydana gelmiş depremlerin episantır dağılımlarının tektonik aktivite ile olan ilişkilerini irdeler.

Karun ve Dez nehirlerinden sonra bölgenin üçüncü akarsuyu olan Karkheh nehri KB da Zagros sıradağlarının B yamaçlarından başlayarak K den G e İran-Irak sınırına paralel olarak 900 km. yol aldıktan sonra Irak topraklarına girer. Karkheh havzası (46°.07'-49°.10') D boylamları ile (31°.18' -34°.48') K enlemleri arasında yaklaşık 42.100 km^2 gibi geniş bir drenaj alanı ile; Gamsiab (11.255 km^2), Karasu (5.630 km^2), Seymareh (12.190 km^2) ve Kashkan (9.450 km^2) gibi dört ast havzadan oluşmuştur. Bir taşkın nehri olan Karkheh'nin ortalama debisi $164.30 \text{ m}^3/\text{s}$, ortalama baz akımı $47.13 \text{ m}^3/\text{s}$ ve maksimum debisi $5.222 \text{ m}^3/\text{s}$ olarak belirlenmiştir (Khalili, 1993).

Göl alanı 209 km², rezervuar hacmi yaklaşık 6.950 milyon m³ olan toprak dolgu Karkheh barajının maksimum yüksekliği 135 m olarak düşünülmektedir.



Şekil 1. İnceleme alanının yer buldur haritası

Figure 1. Location map of the study area

BARAJ YERİ VE GÖL ALANININ JEOLJİSİ

Rezervuar alanındaki en yaşlı birim Tersiyer sisteminin Alt Miyosen yaşlı Gachsaran formasyonudur. Bu birim üzerine üst Miyosen-Pliyosen yaşlı Aghajari formasyonu konkordan olarak gelmiştir. Önceki araştırmalarda (IÖC, 1972) Aghajari formasyonunun Lahbari üyesi olarak değerlendirilen Lahbari formasyonu ise inceleme alanında olduğu gibi inceleme alanı dışında da hemen her yerde Aghajari formasyonu ile tedrici geçişlidir. İnceleme alanında yaygın mostra veren Pliyosen-Pleyistosen yaşlı Bakhtiyari formasyonu üzerinde diskordanslıdır. İnceleme alanında bu birimler dışında nehir taraçaları alüvyon birikintileri ve yamaç molozları gibi genç kuvaterner çökelleri Lahbari formasyonu ve/veya Bahtiyari formasyonu üzerinde uyumsuz olarak gelmiştir.

Aghajari Formasyonu

Aghajari formasyonu, boz renkli kumtaşı, silttaşı, kırmızı renkli marn ve şeyllerin ardalanması şeklinde, düzenli bir istif oluşturmayan düşey ve yanal değişimler gösteren çökel bir birimdir.

Birimin düzenli bir stratigrafi sunmaması ve sık değişen litolojiler sergilemesi nedeniyle inceleme alanı içerisinde alttan üste tipik bir kesiti görmek oldukça zordur. Ancak birimin ana özelliklerini gösteren bazı kesitleri rezervuar alanı GB yamacında ve rezervuar alanı sınırları boyunca Karkheh nehri yamaçlarında görmek mümkündür (Şekil 2).

Lahbari Formasyonu

Bölgesel olarak Lorestan ve Kuhzistan illerinin bazı kesimleri ile Fars ilinin G de Aghajari formasyonu üzerinde silttaşı ve killi silttaşı istifi ile oldukça kalın ve geniş bir yayılım göstermektedir. Khalili (1993) tarafından formasyon aşamasında çıkarılan birim, baraj yeri ve göl alanında, çok değişik kalınlıklarla, gri ve kahverenkli kumtaşları, kırmızımsı kilttaşı, marn, silttaşı, killi silttaşı ve çamur taşları ile kırmızımsı ve kahverenkli killi kumlu silttaşlarının ardalanması şeklinde, geniş yayılım gösterir (Şekil 2).

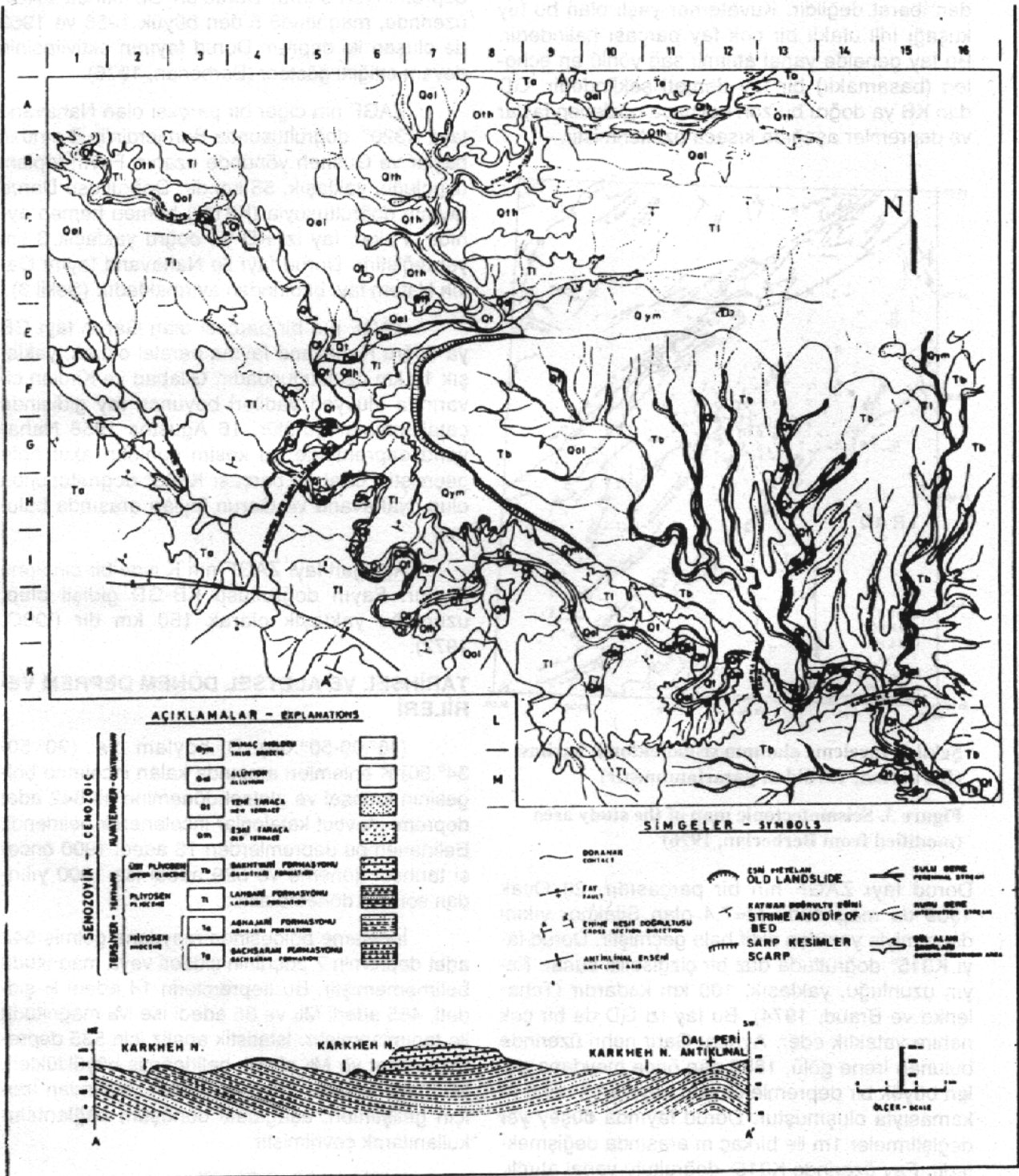
Bakhtiyari Formasyonu

Lorestan, Larestan, Khuzistan ve Fars bölgelerinde yayılım gösteren birim içerisinde, değişik kökenden farklı boyutlarda, yuvarlak ve yassı çakıllar bir arada tutturulmuştur. Tutturulmuş kum ve çakılların egemen olmasına rağmen birim içerisinde kum, silt ve killi düzeyler de mevcuttur. Karkheh C baraj yerinde yapılan araştırma sondajlarında ve baraj yeri yamaçlarında, konglomeralar arasında; kumlu silttaşı ve kilttaşı düzeyleri içeren farklı litolojilerini görmek mümkündür (Şekil 2).

BARAJ YERİ VE GÖL ALANININ SİSMOTEK- NİĞİ

Baraj yeri ve göl alanı Kıvrımlı Zagros Kuşağının GB sında bulunmaktadır. Bu kuşağın K de, sismik olarak İran'ın en aktif bölgesi olan Zagros fayı bulunmaktadır. Zagros itilmesi veya bindirmesi olarak da adlandırılan fay KB-GD doğrultusu ile bir çok faydan oluşan fay demeti şeklindedir. Minab'dan Merivan'a kadar 1350 km. uzunluğunda olan fay genelde yüksek açılı ters fay şeklinde olmasına rağmen yer yer düşey bir fay niteliği de taşımaktadır. K blokunun G bloku üzerine bindirmesini sağlayan fay demeti aynı zamanda sağ yönlü doğrultu atımlı fay özelliğine de sahiptir.

Bölgenin literatüre geçmiş önemli ve etkin fayları KD dan GB ya sırasıyla; Zagros ve Zagros ana Güncel Fay Demeti (ZAGF), Dorud fayı, Qaleh Hatam fayı, Nahavand fayı, Garun fayı, Sahneh fayı, Morvarid fayı ile Masjed Soleyman, Ram Hormoz, Aghajari, Ainserai, Mishdak ve Ah-

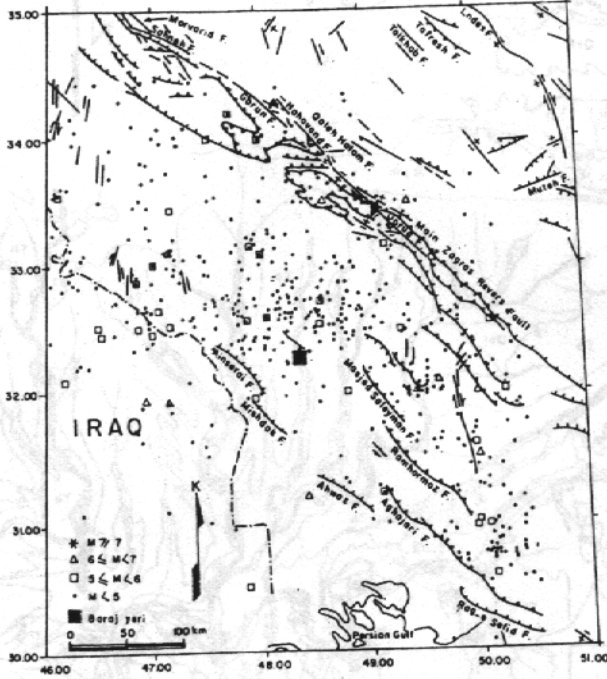


Şekli 2. Baraj yeri ve göl alanının jeoloji haritası ve enine kesiti (Khalili, 1993)

Figure 2. Geological map and cross section of dam site and lake area (Khalili, 1993)

waz faylarıdır (Şekil 3).

Zagros ana Güncel Fayı (ZAGF) Orta İran'ın GB kısmı ve Zagros Aktiv kıvrım kuşağının KD sında bulunmaktadır. ZAGF tek bir yapıdan ibaret değildir. Kuvaterner yaşlı olan bu fay kuşağı irili ufaklı bir çok fay parçası halindedir. Bu fay genelde yanal atımlı sağ yönlü en echo-len (basamaklı) bir fay demeti şeklindedir. GD dan KB ya doğru bu zon boyunca gözlenen faylar ve depremler aşağıda kısaca özetlenmiştir.



Şekil 3. İnceleme alanının sismotektonik haritası (Berberian, 1976'dan yararlanılmıştır)

Figure 3. Seismotectonic map of the study area (modified from Berberian, 1976)

Dorud fayı ZAGF'nin bir parçasıdır. 23 Ocak 1909 da magnitüdü $M=7.4$ olan Silakhor yıkıcı depremiyle yeniden aktif hale geçmiştir. Dorud fayı $K315^\circ$ doğrultuda düz bir çizgisellik sunar. Fayın uzunluğu, yaklaşık, 100 km kadardır (Tchalenko ve Braud, 1974). Bu fay izi GD da bir çok nehre yataklık eder. Ayrıca, Gahr nehri üzerinde bulunan İrene gölü, 1889 dan önce meydana gelen büyük bir depremlerle oluşan heyelanın nehri tıkamasıyla oluşmuştur. Dorud fayında düşey yer değiştirmeler 1m ile birkaç m arasında değişmektedir. Fay üzerinde $K315^\circ$ doğrultulu yanal atımlı, sağ yönlü hareketler gözlenir (Wilcox, Harding ve Seely, 1973). Dolayısıyla, fayın geçtiği bölgelerde önemli morfolojik değişimler meydana gelmiştir.

Dorud fayı KB da Borujerd yakınlarında iz-

lenemez. Ancak, $K350^\circ$ gidişli başka bir fay kırığı izlenir. Qaleh Hatem fayı olarak tanımlanan bu fay yaklaşık K-G gidişlidir. Fayın D blokunda en az 10 m yerdeğiştirme gözlenir. 1909 Silakhor depreminden sonra, Dorud'un GD sında ZAGF üzerinde, magnitüdü 5 den büyük 1958 ve 1963 de oluşan iki deprem Dorud fayının aktivitesinin devam ettiğini gösterir (Berberian, 1976).

ZAGF'nin diğer bir parçası olan Nahavand fayı, $K320^\circ$ doğrultusunda Burujerd'in B sından başlar ve Gusheh yönünde uzanır. Fayın toplam uzunluğu, yaklaşık, 55 km.dir. Doğrultusu Dorud fayının doğrultusuyla ($K315^\circ$) hemen hemen aynıdır. Fakat, fay izi KD ya doğru yaklaşık 3 km yerdeğiştirir. Dorud fayı ile Nahavand fayını Qaleh Hatem fayı birbirinden ayırmaktadır. (Şekil 3).

ZAGF'nin bir parçası olan Garun fayı GB ya doğru Nahavand fayına paralel olarak, yaklaşık 10 km uzunluğundadır. Gilabad ve Kirdian civarında alüvyon vadileri boyunca fay gidişinde çatalanmalar görülür. 16 Ağustos 1958 Nahavand depreminde bu kesim yeniden aktif hale geçmiştir. Gilabad parçası $K305^\circ$ doğrultusunda olup, Nahavand ve Garun fayları arasında bulunur.

Aghajari fayı ZAGF'nin K inde bir bindirme fayıdır. Fayın doğrultusu KB-GD gidişli olup, uzunluğu yaklaşık olarak 150 km dir (I00C, 1972).

TARİHSEL VE ALETSEL DÖNEM DEPREM VERİLERİ

($46.00-50.00$) D boylam ve ($30.50-34.50$) K enlemleri arasında kalan inceleme bölgesinin tarihsel ve aletsel dönemine ait 542 adet depremi mevcut kataloglar incelenerek belirlendi. Belirlenen bu depremlerden 13 adedi 1900 öncesi tarihsel döneme ve 529 adedi ise 1900 yılından sonraki döneme aittir.

İnceleme bölgesinde meydana gelmiş 542 adet depremin 7 adedinin şiddeti veya magnitüdü belirlenmemiştir. Bu depremlerin 14 adedi 10 şiddeti, 485 adedi M_b ve 36 adedi ise M_s magnitüdü ile tanımlanmıştır. İstatistik analiz için 535 depremin şiddet ve M_b olarak belirlenmiş büyüklükleri, M_s magnitüdüne, Keypour (1992) tarafından İran için geliştirilen, aşağıdaki dönüşüm bağlantıları kullanılarak çevrilmiştir.

$$I < VII \text{ için, } M_s = 0.51 + 27$$

$$I > VII \text{ için, } M_s = 0.81 + 0.4$$

$$M_s = 1.26 M_b - 1.54$$

İnceleme bölgesinde oluşmuş depremleri

mevcut kataloglarda tam olarak verildiği şüphelidir, (Stepp, 1972; Drakopoulos, 1976 ve Üçer, 1990). Örneğin belirli bir gözlem süresi içerisinde belli bir M değerindeki magnitüdü depremlerin T birim zaman diliminde, birikimli oluş sayıları N ile tanımlanan α ortalama nispetinin :

$$\alpha \text{ (mean rate)} = N/T$$

toplam gözlem aralığında aynı olduğunu kabul etmek olanaksızdır. Bununla birlikte, toplam gözlem aralığını kısa tutarak küçük magnitüdü deprem verilerinin tam olabileceği düşünülürse oluşum periyodu (return period) çok uzun olan büyük depremlerin, veri grubuna alınması engellenmiş olur. Bu durumu giderebilmek için, belli magnitüdü için α 'nın kararlılık (stability) gösterebileceği zaman aralıklarını belirlemek daha anlamlı olacaktır, (Stepp, 1972). Bu yöntemde her şiddet kümesinin zaman içerisinde bir nokta işlemi (point process) olarak temsil edilebileceği ve deprem oluşumlarının Poisson dağılımına uydukları varsayılmaktadır. Böylece birim zaman aralığında olayların ortalama oranının yanlı kestirimi aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$\alpha = 1/N_i \Sigma k_i$$

Burada, N_i örnek gruplarının sayısını ki ise, i'inci örnek grubun birim zaman aralığındaki depremlerin meydana gelme oranını gösterir. Ortalama oranın varyansı ise aşağıdaki gibidir.

$$\sigma_a^2 = \alpha/N$$

Eğer birim zaman aralığı 1 yıl olursa, toplam T gözlem aralığı boyunca örnek ortalamasının standart sapması aşağıdaki gibi tanımlanır.

$$\sigma_{\alpha} = (\alpha/T)^{0.5}$$

Eğer deprem olayı durağan (stationary) ise sapmanın zamana göre değişimini veren eğri, $1/(T^{0.5})$ ile gösterilebilir. Böylelikle depremlerin, T gözlem süresi boyunca tam sayılabilmesi için (complete) $1/(T^{0.5})$ eğrisine uyum gösteren bir eğime sahip olması gerekecektir. Bu eğimden ayrılan verilerin ayrımı gösterdiği süreye kadar depremlerin tamam ve yeterli olduğu kabul edilmektedir. Teklogaritmik diyagramları kullanarak LogT-log σ_{α} grafiği ile bu olay gösterilir.

İnceleme bölgesinde 90 yıllık aletsel süreçte meydana gelmiş depremler 10 yıllık zaman aralıkları ve magnitüd dilimleri 4.5 dan itibaren 0.5 artırılarak sınıflandırıldı (Tablo 1). Ayrıca tüm magnitüd dilimlerinin sonuçları LogT-Log σ_{α} grafiğinde birlikte gösterildi (Şekil 4). Bu sonuçlara göre magnitüdüleri :

4.5 - 4.9 arasındaki verilerin 1970 den günümüze kadar

nümüze kadar

5.0 - 5.4 arasındaki verilerin 1970 den günümüze kadar

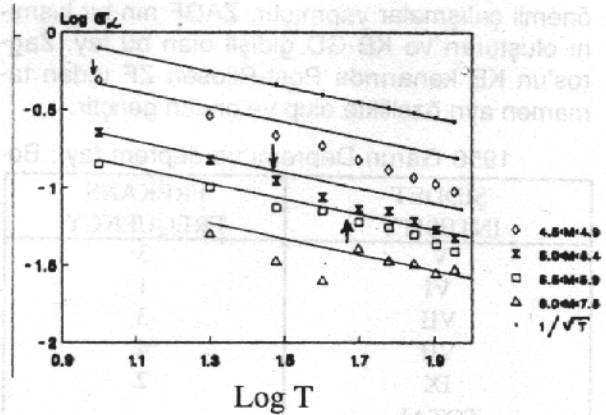
5.5 - 5.9 arasındaki verilerin 1970 den günümüze kadar

tamam olduklarını söyleyebiliriz. Aynı şekilde 6.0 ve yukarısı magnitüdü depremlerin 1900 yılından itibaren günümüze kadar tamam olduğunu da söylemek mümkündür.

PERYOD PERIOD	T	4.5<M<4.9 N	σ_{α}	5.0<M<5.4 N	σ_{α}	5.5<M<5.9 N	σ_{α}	6.0<M<7.5 N	σ_{α}
1981-1990	10	24	0.2236	5	0.1414	2	0.1414	0	0.0000
1971-1990	20	33	0.2872	9	0.1500	4	0.1000	1	0.0500
1961-1990	30	41	0.2134	11	0.1105	5	0.0745	1	0.0333
1951-1990	40	54	0.1837	12	0.0866	8	0.0707	1	0.0250
1941-1990	50	56	0.1496	13	0.0721	9	0.0600	4	0.0400
1931-1990	60	61	0.1301	18	0.0702	11	0.0552	4	0.0333
1921-1990	70	66	0.1160	18	0.0606	12	0.0494	5	0.0319
1911-1990	80	71	0.1053	18	0.0530	12	0.0433	5	0.0279
1901-1990	90	72	0.0940	18	0.0471	12	0.0384	7	0.0293

Tablo 1. İnceleme alanında aletsel dönem boyunca oluşan depremlere ait tamamlılık analizi verileri

Table 1. The completeness analysis data of earthquakes that occurred during the instrumental period in the investigated area



Şekil 4. Aletsel dönem deprem verilerinin tamamlılık analizi grafiği. Oklar tam olan süreleri gösterir.

Figure 4. The graph of completeness analysis for the instrumental period. Arrows indicate the time of completeness for each magnitude interval.

TARİHSEL VE ALETSEL DÖNEM DEPREM ET KİNLİĞİ

İran'ın ve muhtemelen Orta Doğunun sismik olarak en aktif bölgesi olan Zagros Aktif Kıvrım Kuşağı birçok araştırmacının dikkatini çekmiştir. Peronaci (1958), Falcon (1969), Banisadr (1969), Barazagi ve Dorman (1969), Nowrozi (1979, 1972), Takin (1972), Haghipour v.d. (1972), Nabavi (1972), McKenzie (1972), Berberian (1973), Dewey ve Grantez (1973), Tchalenko (1975), Niyazi ve Basford (1968), Wilson (1930), Razani ve Lee (1973), Canitez (1969), Eyidoğan (1983) ve Hafaz (1992) gibi araştırmacılar bölgenin sismisitesini incelemişlerdir. İnceleme bölgesinde tarihsel ve aletsel dönemlerde büyük tahripkar depremler meydana gelmiştir. Bu depremler sonucu bölgede önemli faylanmalar ve büyük mal ve can kayıpları olmuştur. Bölgenin yapısal ve sismik aktivitesinde önemli etkileri olan depremlerin bazıları aşağıdaki gibidir.

1909 Doruc (Silakhor) depremi ve deprem fayı; depremin büyüklüğü 7.4 ve can kaybı 5000-6000 arasındadır. Bu depremde 130 köy hasar görmüş ve en az 3000 km² lik bir alan harabeye çevrilmiştir. Yaklaşık 40 km uzunluğunda bir fay kırığı oluşturan depremin artçı şokları altı ay devam etmiştir. Bu deprem aynı zamanda topografyada önemli morfolojik değişimlere de neden olmuştur. Bu depremle ilgili Tchalenko ve Braud (1974), Tchalenko v.d. (1974), Gidon v.d. (1974), Ambraseys ve Moinfar (1973) ve Shtelling (1910) önemli çalışmalar yapmıştır. ZAGF'nin bir kısmını oluşturan ve KB-GD gidişli olan bu fay, Zagros'un KB kenarında Post-Pliosen ZF'nden tamamen ayrı özellikte olup ve ondan gençtir.

1958 Garun Depremi ve deprem fayı; Bo-

ŞİDDET İNTESTITY	FREKANS FREQUENCY
V	3
VI	1
VII	3
VII	4
IX	2
TOTAL TOPLAM	13

Tablo 2. Tarihsel depremlerin şiddetlerine göre oluşum sayıları

Table 2. The list of intensity - frequency for historical period

rujerd ve Nahavand'ın KB sında yer alan Garun Kuvaterner fayının 16.08.1958 Nahavand (Firuzabad) depremi esnasında yeniden aktif hale geçmesi

geçmesi sonucu olmuştur.

M.S. 658 ve 1990 yılları arasında, Tarihsel dönemlerde, meydana gelen depremlerin sayıları oldukça azdır. Bu depremlerin şiddet ve oluşum sayıları Tablo 3 verilmiştir.

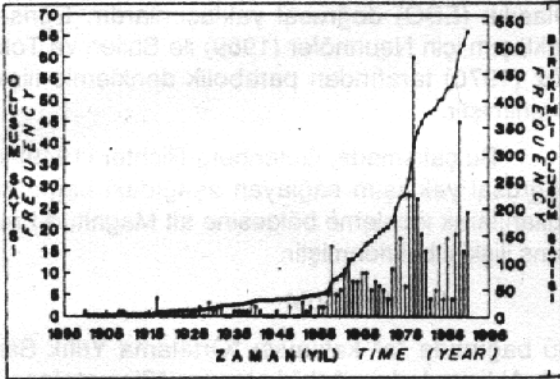
MAGNİTUD MAGNITUDE	FREKANS FREQUENCY	BİRİKİMLİ FREKANS CUMULATIVE
4.0	22	222
4.1	39	200
4.2	0	161
4.3	18	161
4.4	34	143
4.5	17	109
4.6	18	92
4.7	2	74
4.8	28	72
4.9	7	44
5.0	4	37
5.1	6	33
5.2	0	27
5.3	2	27
5.4	7	25
5.5	3	18
5.6	4	15
5.7	2	11
5.8	2	9
5.9	0	7
6.0	3	7
6.1	1	4
6.2	0	3
6.3	1	3
6.4	0	2
6.5	0	2
6.6	1	2
6.7	0	1
6.8	0	1
6.9	0	1
7.0	0	1
7.1	0	1
7.2	0	1
7.3	0	1
7.4	1	1

Tablo 3. 1900-1990 zaman aralığında $M_s \geq 4.0$ olan depremlerin magnitüdüne göre oluşum sayıları.

Table 3. The list of magnitude-frequency of $M_s \geq 4.0$ earthquakes between 1900-1990

Baraj yeri ve göl alanı çevresinde, 1900 -1900 yılları arasında, 90 yıllık süreçte, meydana gelmiş magnitüdü 4.0 ve daha büyük depremler Zaman-Oluşum Sayısı grafiğinde gösterilmiştir (Şekil 5). Görüldüğü gibi 1956 lı yıllardan sonra inceleme alanında oluşan depremlerin sayısında be-

lirgin bir artış gözlenmektedir. 1956 lara kadar, depremlerin yıllık maksimum oluş sayıları 3 ün altında seyretmektedir. 1956-1971 arası bu sayı 10 a ulaşmakta, 1971-1980 arasında 60 lara çıkmış ve 1980 den sonra ise 45 lere düşmüştür. 1956 lı yıllardan sonra çevredeki deprem kayıt istasyonlarının sayılarındaki artış ve depremi algılayan sistemlerin duyarlılıklarının artması deprem oluş sayılarındaki belirgin artışın bir sebebidir. Fakat, 1970 ve 1980 li yıllarda gözlenen deprem sayılarındaki artışlar bölgedeki tektonik olaylara bağlı olarak gelişen sismik aktivitenin bir göstergesi olabilir. Bu da son yıllarda deprem etkinliğinde büyük bir artışın olduğunu, gelecekte ise daha önceki yıllardan çok daha fazla olacağını belirtmektedir.

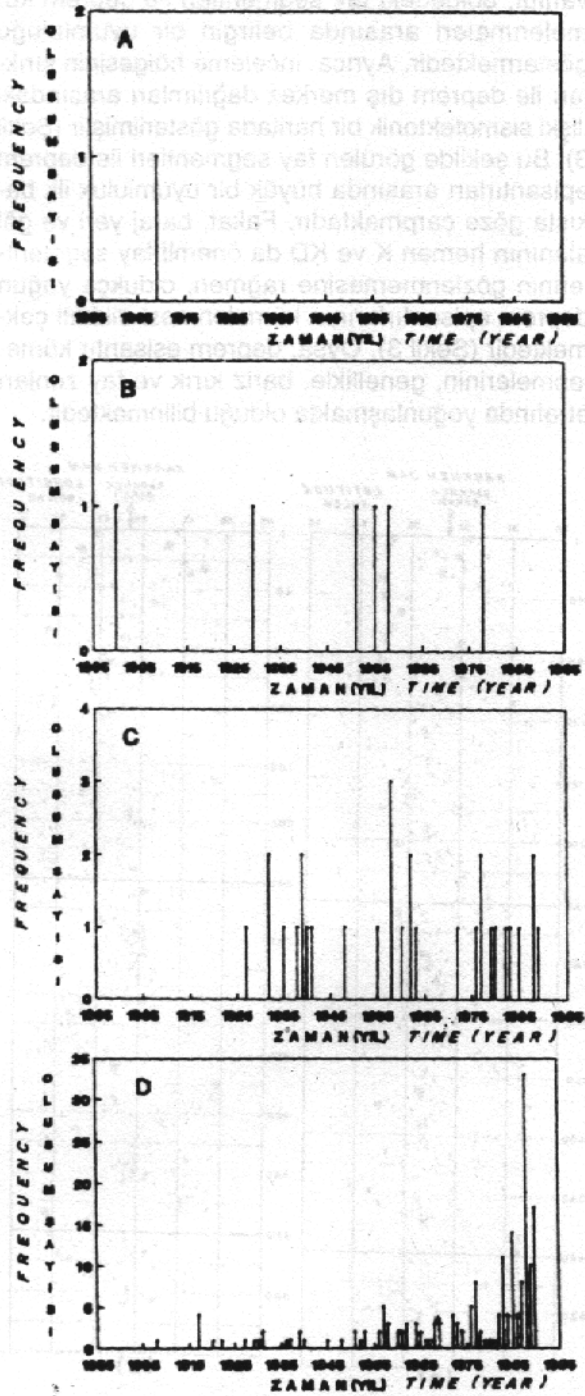


Şekil 5. İnceleme bölgesinin $M_s \geq 4.0$ depremlerinin zaman-oluşum sayısı dağılımları

Figure 5. Time - frequency distribution for $M_s \geq 4.0$ earthquakes in the investigated area

İstasyon sayısı ve kayıtçıların duyarlılığından ileri gelen yanıltıcı etkileri gidermek ve aletsel dönemin belirli bir büyüklüğün üzerindeki depremlerin etkinlik özelliklerini elde etmek için, magnitüdüleri 4 den küçük depremler dikkate alınmamıştır. Ayrıca, bölgeye ait depremlerin ayrı ayrı magnitüd sınıfını içeren, zaman-oluşum grafikleri hazırlanarak her bir sınıfın 90 yıllık süreçteki devirlilikleri gösterilmiştir (Şekil 6). Bu şekilden anlaşılacağı gibi, bu zaman aralığında oluşan depremler, büyük değişiklikler göstermeyen ayrı bir sismik-tektonik rejimin ürünleri olarak meydana gelmişlerdir. Şekil 6 da görülen bazı yıllardaki deprem sayılarının artışları ise, büyük magnitüdü ve ana şok karakterli depremlere bağlı olarak oluşmuş öncü ve artçı depremlerden ileri gelmektedir.

İnceleme bölgesinin bütün depremlerinin uzay dağılımlarının, zaman boyutundaki ardalanmasını incelemek için enlem ve boylamlara göre uzay dağılımları görüntülendi Şekil 7a ve Şekil 7b

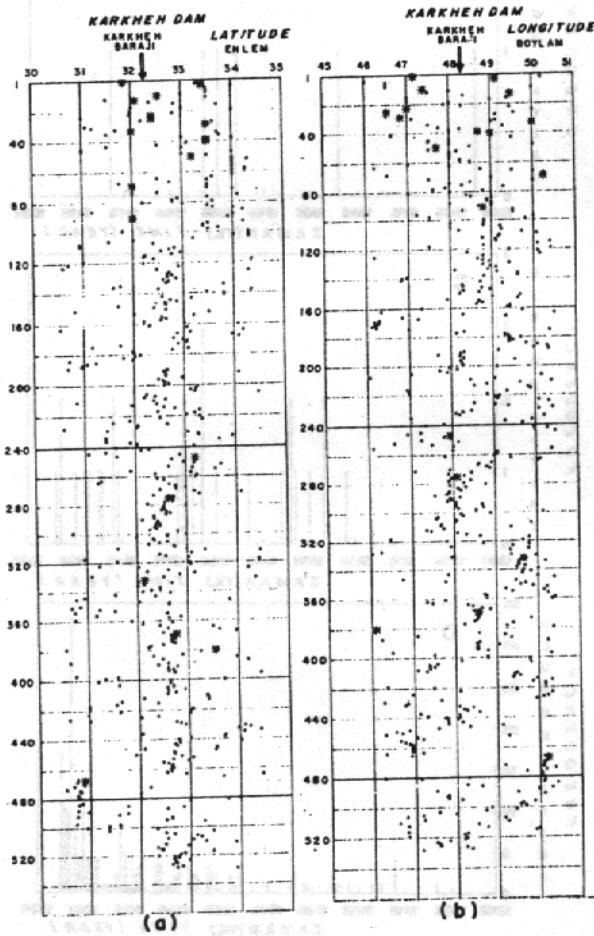


Şekil 6. İnceleme bölgesinin $M_s \geq 5.0$ olan depremlerinin ayrı ayrı zaman-oluşum sayısı dağılımları A) $M_s \geq 7.0$, B) $6.0 \leq M_s < 7.0$ C) $5.0 \leq M_s < 6.0$ D) $4.0 \leq M_s < 5.0$

Figure 6. Time - frequency distribution for $M_s \geq 5.0$ earthquakes 1 A) $M_s \geq 7.0$, B) $6.0 \leq M_s < 7.0$ C) $5.0 \leq M_s < 6.0$ D) $4.0 \leq M_s < 5.0$

de görüldüğü gibi, inceleme bölgesi içinde kalan fay segmentleri etrafında yoğun etkinlik izlerinin

varlığı, bölgedeki fay segmentleri ile deprem kümelenmeleri arasında belirgin bir uyumluluğu göstermektedir. Ayrıca, inceleme bölgesinin kırıkları ile deprem dış merkez dağılımları arasındaki ilişki sismotektonik bir haritada gösterilmiştir (Şekil 3). Bu şekilde görülen fay segmentleri ile deprem episantırları arasında büyük bir uyumluluk ilk bakışta göze çarpmaktadır. Fakat, baraj yeri ve göl alanının hemen K ve KD da önemli fay segmentlerinin gözlenmemesine rağmen, oldukça yoğun deprem episantırlarının kümelenmesi dikkati çekmektedir (Şekil 3). Oysa, deprem esiantır kümelenmelerinin, genellikle, bariz kırık ve fay zonları etrafında yoğunlaşmakta olduğu bilinmektedir.



Şekil 7. Aletsel dönem depremlerinin meydana geliş sırasına göre uzay dağılımları. a) Enlemlere göre b) Boyamlara göre

Figure 7. Space - time distribution of instrumental period earthquakes a) For latitudes b) For longitudes

Zagros Çöküntü havzasının K sınırını oluşturan ve deprem episantırlarının kümelenmediği bu bölgede oldukça kalın bir çökel istifinin varlığı bilinmektedir. Bu kalın istifden dolayı bölgede olası kırık-

lar muhtemelen yüzeylenememiştir veya olası kırıkların önemli yüzey etkileri olmadığından bölgede, yanal ve düşey olarak sık değişen benzer litolojilerin varlığı ve hızlı aşınmanın etkisi ile yerel kırık belirtileri tamamen kaybolmuştur.

MAGNİTÜD - FREKANS İLİŞKİSİ

İnceleme bölgesi ve yakın çevresinin depremlerinin Magnitüd-Frekans ilişkisi, deprem oluşumlarıyla ilgili olarak yapılan sayısal (istatistik) çalışmaların sonucunda belirlenir. Çok çeşitli magnitüd-Frekans belirleme yöntemleri vardır. Magnitüd-Frekans ilişkisinin belirlenmesinde kullanılan bu yöntemler "Doğrusal" ve "Eğrisel" yaklaşım olmak üzere iki ana grupta toplanabilir. Bu yöntemlerden En Küçük Kareler (EKK), Genelleştirilmiş En Küçük Kareler (GEKK) ve En Büyük Olasılık (EBO) doğrusal yaklaşımlardır. Eğrisel yaklaşım için Neunhöfer (1969) ile Shlien ve Toksöz (1970) tarafından parabolik denklemle ilişki önerilmiştir.

Bu çalışmada, Gutenberg-Richter (1949) in doğrusal yaklaşım sağlayan aşağıdaki bağıntısı kullanılarak inceleme bölgesine ait Magnitüd-Frekans ilişkisi belirlenmiştir.

$$\text{Log}N = a + bM$$

Bu bağıntıda "a" katsayısı "Ortalama Yıllık Sismik Aktivite İndeksi", "b" katsayısı "Sismotektonik Parametre", "M" Magnitüd ve "N" Deprem Oluş Sayısıdır.

a katsayısı; yapılan gözlemin sürecine, gözlemin yapıldığı alanın boyutlarına ve bu alandaki deprem etkinliğinin düzeyine bağlıdır. b ise incelenen bölgenin tektonik etkinlik özelliklerine bağlıdır. b değerinin büyük olduğu alanlarda zayıf bir gerilme düşmesi (stress drop), küçük olduğu alanlarda ise büyük bir gerilme düşmesi yapılan birçok araştırmalarla ortaya konmuştur (Lomnitz ve Singh, 1976). Gerilme düşmesinin büyük veya küçük oluşu ise; gerilme yığılmasının zaman içindeki devamlılığı ve inceleme alanının boyutlarıyla ilgilidir.

Belli bir zaman aralığında ve aynı bölgeye ait Magnitüd-Frekans ilişkisini belirleyen farklı doğrusal yaklaşım yöntemleri kullanıldığında, her bir yaklaşım için bulunan doğrusal ilişkinin a ve b katsayıları aynı değerleri vermez.

Bu çalışmada, Magnitüd-Frekans ilişkisinin belirlenmesi için 1900 den sonra bölgede oluşan ve magnitüdü $M_s \geq 4.0$ olan toplam 222 adet depremden yararlanılmıştır (Tablo 3). 90 yıllık gözlem süresi içinde belirli zaman aralıklarına ait depremlerin sayısal dağılımı ise Tablo 4 de veril-

mektedir. Tablo 4 de görüldüğü gibi küçük magnitüdü depremlerin oluşum sayılarında 1956 dan bu yana büyük artışlar söz konusudur. Bu artışa, deprem istasyonlarının sayı ve deprem kayıt ekipmanlarının duyarlılıklarındaki gelişmeler neden olmuştur. Bu sebepten inceleme bölgesinde göreceli etkinlik artışı, belirli zaman kesimlerinin magnitüd frekans ilişkilerini olumsuz yönde etkiler. Bu bakımdan magnitüd ile oluşum sayısı arasındaki ilişkinin farklı gözlem süreçleri dikkate alınarak incelenmiştir.

PERYOD PERIOD	M<4	4≤M<5	5≤M<6	6≤M<7	7≤M	TOPLAM TOTAL
1900-1905	-	-	-	1	-	1
1906-1910	-	1	-	-	1	2
1911-1915	-	-	-	-	-	-
1916-1920	-	5	-	-	-	5
1921-1925	-	1	-	-	-	1
1926-1930	-	4	1	1	-	6
1931-1935	-	2	3	-	-	5
1936-1940	-	4	4	-	-	8
1941-1945	-	1	1	-	-	2
1946-1950	-	1	1	-	-	2
1951-1955	-	5	1	2	-	8
1956-1960	17	12	4	1	-	34
1961-1965	36	10	3	-	-	49
1966-1970	28	9	-	-	-	37
1971-1975	53	10	2	-	-	65
1976-1980	127	16	5	1	-	149
1981-1985	8	34	4	-	-	46
1986-1990	27	72	3	-	-	102
TOPLAM TOTAL	296	187	32	6	1	522

Tablo 4. Aletsel dönemin beşer yıllık zaman aralıkları için depremlerin magnitüd sınıflarına göre oluşum sayıları

Table 4. The occurrence numbers of earth quakes with respect to magnitude for 5-year intervals of the instrumental period

İnceleme bölgesinin 1900-1990 ve 1956-1990 zaman aralığında meydana gelmiş depremlerinin Magnitüd - Frekans ilişkisini veren a ve b değerleri EKKY, GEKKY ve UTSU yöntemleri kullanılarak bulunmuştur (Tablo 5 ve Şekil 8). Ayrıca, her bir yöntemle bulunan Magnitüd-Frekans bağlantısından yararlanarak belirli magnitüd değerleri için Ortalama Yinelenme Peryodları (OYP) belirlenmiştir (Tablo 6). Bu çalışmada M<4.0 magnitüdüler dikkate alınmamıştır. Fakat, OYP ise M≥5.0 magnitüdüler için hesaplanmıştır. Bulunan a ve b katsayıları ve OYP leri, zaman ve mekana bağlı olarak farklı sonuçlar verebilmektedir. Deprem etkinliğinin göstergesi olarak kullanılan a ve b katsayıları incelenen alanın boyutları ve gözlem süresinin uzunluğu dikkate alınarak yorumlanmalıdır.

YÖNTEM METHOD	a	b	r	LogN = a+bM
EKKY	3.63	-0.8	-0.991	LogN = 3.63-0.80M
GEKKY	3.52	-0.77	-0.991	LogN = 3.52-0.77M
UTSU	5.28	-0.69	-	LogN = 5.28-0.69M

Tablo 5. 1900-1990 zaman aralığında oluşmuş depremlerin a ve b değerleri

Table 5. The a and b values of earth quakes occurred between 1900-1990

PERYOD PERIOD	a	b	YİNELENME PERİYODU (YIL RETURN PERIOD (YEAR))			
			M≥5	M≥6	M≥7	
1900-1990	1	3.63	-0.80	2.34	14.79	93.33
	2	3.52	-0.77	2.09	12.59	74.13
1956-1990	1	4.64	-0.96	1.46	13.18	120.23
	2	4.44	-0.92	1.45	12.02	100.00

Tablo 6. 1900-1990 ve 1956-1990 sürecinde meydana gelen depremlerin a, b ve 5.0, 6.0, 7.0 magnitüdüleri için ortalama yinelenme periyotları

Table 6. The mean return period of earth quakes which occurred between 1900-1990 and 1956-1990 time interval for a, b values and 5.0, 6.0 and 7.0 magnitudes

MAGNİTÜD-ENERJİ İLİŞKİSİ

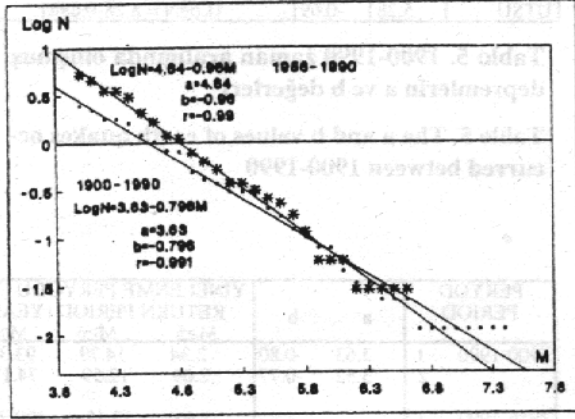
Bir deprem esnasında açığa çıkan enerjinin bir kısmı odak çevresinde ısı haline dönüşür, bir kısmı ise sismik dalgalar halinde yer içinde yayılır. Elastik dalgalar halinde yayılan enerji, deformasyon boşalımı olarak bilinir. Elastik dalga enerjisinin hesaplanmasında, birçok araştırmacı tarafından farklı Magnitüd-Enerji bağlantıları geliştirilmiştir (Gutenberg ve Richter, 1965; Bath ve Duda, 1964). Bu çalışmada Bath ve Duda (1964) nın aşağıda verilen Magnitüd -Enerji bağlantısı kullanılmıştır.

$$\text{LogE} = 1.44M_s + 12.24$$

Burada E, Erg cinsinden enerji ve M_s ise yüzey dalgalarından hesaplanan magnitüd değerleridir.

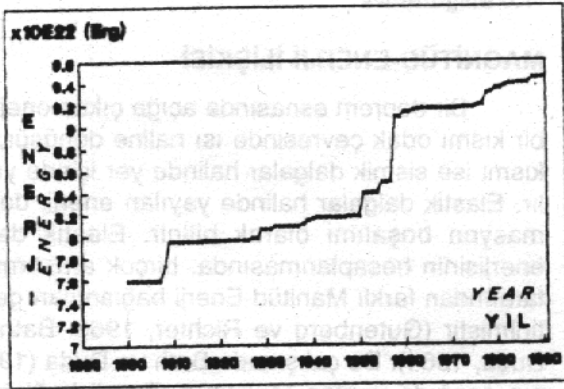
1900-1990 yılları arasında, inceleme bölgesinde magnitüdü 4.5 dan büyük olan toplam 109 deprem meydana gelmiştir. Bu depremler sonucu, baraj alanı ve yakın çevresinde açığa çıkan kümülatif enerji 9,445.10²² Erg olup, birim yılda açığa çıkan enerji ise 1,04.10²¹ Erg dir. Bu enerji değeri ise, 6.1 magnitüdü bir depremin açığa çıkaracağı enerjiye denk düşmektedir. Bu değer, Karkheh barajı ve yakın çevresinin aletsel dönem boyunca, deprem yönünden etkin bir dönem geçirdiğini belirtir. İnceleme bölgesinin sismik enerji dağılımı zaman-enerji grafiğinde gö-

rüntülendi (Şekil 9).



Şekil 8. 1900-1990 ve 1956-1990 zaman aralığında oluşmuş depremlerin magnitüd-frekans ilişkisi

Figure 8. The magnitude- frequency relationship of earthquakes between 1900-1990 and 1956-1990



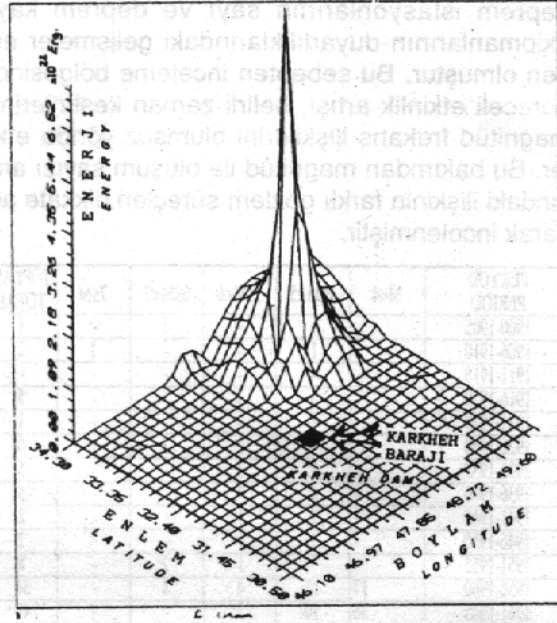
Şekil 9. İnceleme bölgesinde açığa çıkan kümülatif enerjinin yıllara göre dağılımı

Figure 9. The distribution of cumulative energy which was released according to indicated years in the study area

Ayrıca inceleme alanı 0.2 derecelik enlem ve boylamlara ayrılarak her alan içerisine düşen altesel dönem boyunca depremlerden açığa çıkan birikimli enerji değerleri üç boyutlu olarak gösterilmiştir (Şekil 10). Şekil 10 da görüldüğü gibi en yüksek enerji düzeyleri Dorud fayının olduğu kesimlerde dir.

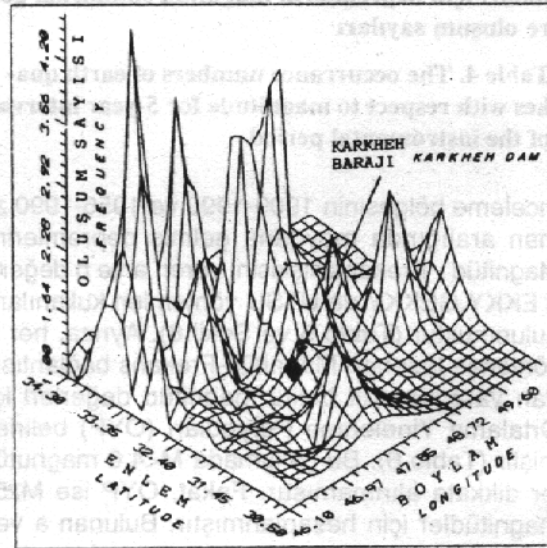
Bölgede oluşan $M_s \geq 4.5$ magnitüdü depremlerin 0.2 derecelik enlem ve boylamları arasındaki oluş sayıları incelendiğinde baraj yeri ve

göl alanının bulunduğu kuzey kesimlerde belirgin kümelenmeler açıkça görülür (Şekil 11).



Şekil 10. İnceleme alanında aletsel dönem boyunca açığa çıkan birikimli enerjinin güneybatıdan üç boyutlu görünümü

Figure 10. The three dimensional view of cumulative energy which was released during the instrumental period in the investigated area.



Şekil 11. 1900-1990 sürecinde oluşmuş magnitüdü $M_s \geq 4.5$ olan depremlerin 0.2 derecelik enlem ve boylamlara göre oluş sayılarının üç boyutlu görünümü

Figure 11. The three dimensional view of occurrence number of $M_s \geq 4.5$ earth quakes which occurred between 0.2 latitude and longitude in the period 1900-1990

1900-1990 zaman aralığında baraj alanı ve yakın çevresinde açığa çıkan kümülatif enerjinin %83.3, 1909 daki 7.4 magnitüdü Dorud depremi ile açığa çıkmıştır. Bunu %5.7 değeri ile 1958 daki 6.6 magnitüdü Garun depremi izler. İnceleme bölgesinde açığa çıkan kümülatif enerjinin %89 unu içeren bu iki deprem dışında, magnitüdüleri 5.5 ile 6.0 arasında değişen 18 deprem de geriye kalan kümülatif enerjinin %17.2 sini oluşturmaktadır.

Bu değerlerle, Karkheh barajı ve yakın çevresinin aletsel dönem boyunca deprem yönünden oldukça etkin bir bölge olduğu söylenebilir.

SONUÇLAR

Tarihsel ve aletsel dönemlerde meydana gelen depremlerin episantr dağılımları bölgenin tektonik yapıları ile büyük bir uyumluluk gösterdiği, hazırlanan sismotektonik haritadan anlaşılmaktadır. Ancak, baraj yeri ve göl alanının hemen K ve KD sunda önemli fay segmentlerinin gözlenememesine rağmen oldukça yoğun bir deprem episantr kümelenmelerinin varlığı belirlenmiştir. Zagros çöküntü havzasının K sınırını oluşturan bu bölgede oldukça kalın bir çökel istifin varlığı bilinmektedir. Bu kalın istiftten dolayı bölgedeki kırıklar muhtemelen yüzeylenmemiştir veya olası kırıkların önemli yüzey etkileri olmadığından, benzer litolojilerin yanal ve düşey olarak sık değişmesi ve hızlı aşınmasının etkisiyle yerel kırık belirtileri tamamen kaybolmuştur.

Aletsel dönemde oluşmuş depremlerin zaman-oluşum sayısı grafiği incelendiğinde, magnitüdü $M_s \geq 4.0$ olan depremlerin 1956-1990 yılları arasında belirgin bir artışı göstermektedir. Bu artışta bölgede meydana gelen depremlerin daha duyarlı belirlenmesini gösterdiği gibi, inceleme alanının deprem etkinliğinin de bir belirtisidir.

İnceleme alanının Magnitüd-Frekans ilişkisini veren a (3.52-5.28) ve b (-0.80 ile -0.69) katsayıları çeşitli yöntemlerle belirlenmiştir. Ayrıca, Magnitüd-Frekans ilişkisinden yararlanılarak farklı magnitüdüler için ortalama yinelenme periyodları da belirlenmiştir. Buna göre, $M \geq 7.0$ magnitüdü bir depremin yaklaşık 100 yılda bir yineleniği söylenebilir.

Bölgede 1900-1990 yılları arasında, magnitüdü $M \geq 4.5$ den büyük olan depremlerin açığa çıkardığı toplam enerji $9,445.10^{22}$ Erg olduğu Magnitüd-Enerji ilişkisinden yararlanılarak hesaplanmıştır. Birim yılda açığa çıkan enerji $1,04.10^{21}$ Erg'dir. Bu enerji değeri de 6.1 magnitüdü bir depremin açığa çıkardığı enerjiye eşdeğerdir. Bu değerlere göre bölgenin deprem yönünden oldukça etkin olduğunu söylemek mümkündür.

Su tutma öncesi, Karkheh barajı ve yakın çevresinde deprem kayıt istasyonları yaygınlaştırılmalıdır. Bu çalışmalar su tutma sonrası sismik aktivitenin belirlenmesi ve aktif potansiyel bölgelerin ortaya çıkarılması açısından oldukça önemlidir. Yeni istasyonların su tutma sonrası belirlendiği deprem episantr dağılımları olası gömülü fay sistemlerini ve zayıflık zonlarının yeniden değerlendirilmesinde yardımcı olacaktır.

KATKI BELİRLEME

Deprem verilerinin elde edilmesinde yardımcı olan B.Ü. Kandilli Rasathanesi ve Deprem Araştırma enstitüsü Müdürü Prof. Dr. A.M. Işıkaraya, Deprem Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof. Dr. M. Erdik'e ve Yük. Müh. H. Keypour'a teşekkür ederiz. Ayrıca, saha çalışmalarında büyük yardımlarını gördüğümüz Mahab Ghods (İran) Mühendislik ve Müşavirlik Şirketi Yöneticilerine ve haritaların çiziminde yardımcı olan F. Aksöz (Yüksel)'e teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ambraseys, N.N. and Moinfar, A. (1973) : The Seismicity of Iran-The Silakhar (Lurestan) Earthquake of 23rd January 1909. Ann. di Geofis., vol. 26, no. 4, p. 659-678.
- Banisadr, M., (1969) : The seismicity of Iran (1900-1969). D.I.C. Thesis, Imperial College, London and Teach. Research Standard Bur., Plan Org., vol. 1, 1971,
- Barazagi, M. and Dorman, J. (1969) : World Seismicity Maps Compiled From ESSA Coast and Geodetic Survey Epicenter Data, 1961-1967. Bull. Seism. Soc. Am., 59, 369.
- Bath, M. and Duda, S.J. (1964) : Earthquake volume, Fault Plane area, Seismic Energy, Strain, Deformation and Related Quantities, Annali di Geofisica, 17, 353-368.
- Berberian, M. (1973) : A Brief Explanatory note on Preliminary Map Epicentres and focal Depths of Iran (Based on the Tectonic Map). Geol. Surv. Iran, Seismotectonic Group, Int. Rep., no. 20, 33p.
- Berberian, M. and Tchalenko, J.S. (1975) : On the Tectonics and Seismicity of the Zagros Active Folded Belt. Geodynamics of South-West Asia, Tehran Symp., 8-15 Sep., Geol. Surv. Iran (Abst.).
- Berberian, M. (1976) : Contribution to the Seismotectonics of Iran (Part II). Ministry of Industry and Mines Geological Survey of Iran, Tectonic and Seismotectonic section, Geological Survey of Iran, Report no. 39, 516 page.
- Canitez, N. (1969) : The Focal Mechanisms in Iran and Their Relations to Tectonics. Pure Appl. Geoph., vol. 75, no. IV, p 76-87.
- Dewey, J.W. and Grantz, A. (1973) : The Ghir Earthquake of April 10, 1972 in the Zagros Mountains of Southern Iran : Seismotecton-

- nic Aspects and Some Results of a Field Reconnaissance. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 63, no. 6, p. 2071-2090.
- Drakopoulos, J.C. (1976) : On the Data Completeness of macroseismic Data a) In the Major Area Of Greece b) In the Balkan Area, UNDP/UNESCO Survey of the Seismicity of the Balkan Region Proceedings the Seminar on Seismic Zonning Maps, 1, Skopje 132-156.
- Eyidoğan, H. (1983) : Bitlis - Zagros Bindirme ve Kıvrımlı Kuşağının Sismoteknik Özellikleri. İstanbul Teknik Üniversitesi, Maden Fakültesi, Doktora Tezi. 111s. İstanbul.
- Falcon, N.L. (1969) : The Geology of northeast margin of the Arabian Basement Shield. Adv. Sci., vol. 24, no. 119, p. 31-42
- Gidon, Berthhler, Billiault, Halbronn, Maurizot, (1974) : Sur Le Caractères et L'ampleur du Coulissement de la Main Fault Dans La Région de Borujerd-Dorud, Zagros Oriental, Iran C.R. Acad. Sc., Paris, Ser. D., 278, p. 701-704.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1949) : Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F. (1965) : Seismicity of the Earth and Associated Phenomena. Hafner Publ.
- Haghipour, A., Iranmanesh, M.H. and Takin, M. (1972) : The Ghir Earthquake in Southern Iran (A Field Report and Geological Discussion). Geol. Surv. Iran, Int Rep. 52.
- Iranian Oil Operating Companies (IOOC) (1972) : Geological Maps of Zagros Belt. Series 1:250.000 and 1:100.000, Tehran.
- Kaila, K.L., Madhava, Rao, N. and Narain, H. (1974) : Seismotectonic Maps of South-west Asia Region Comprising Eastern Turkey, Caucasus, Persian Plateau, Afghanistan and Hindukush. Bull. Seis. Soc. Am., vol. 64, no. 3, p. 657-669.
- Keypour, H. (1992) : Seismic Risk Analysis of Iran. B.U. Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute Department of Earthquake Eng. Unpublished MSc. Thesis, İstanbul.
- Khalili, A. (1993) : Karkheh Baraj Yerinin Mühendislik Jeolojisi ve Göl Alanı Yamaçlarının Duyarlılığı. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Yayınlanmamış Doktora Tezi, 114s, İstanbul.
- Lomnitz, C. and Singh, K. (1976) : Earthquakes and Earthquake Prediction. Seismic Risk and Engineering Decisions (Edit. C. Lomnitz and Rosenblueth), p. 3-30, Elsevier Scientific Pub. Comp., Amsterdam.
- McKenzie, D. (1972) : Active Tectonics of the Mediterranean Region. Geophys. J.R. Astron. Soc., vol. 30, p. 109-185.
- Nabavi, M.H. (1972) : Discovery of Infracambrian and Devonian Outcrops in North Khorasan (Robat-e-Qarabil Area). Geol. Surv. Iran., Int. Rep.
- Neunhöfer, H. (1969) : Non-Linear Energy-Frequency Curves in Statistics of Earthquakes, Pure and Appl. Geophys. 72, 76-83.
- Niazi, M. and Basford, J.R. (1968) : Seismicity of Iranian Plateau and Hindukush Region. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 58, no. 1, p. 417-426.
- Nowroozi, A.A. (1971) : seismo-Tectonics of the Persian Plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindu-Kush Regions. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 61, no 2, p. 317-341.
- Nowroozi, A.A. (1972) : Focal Mechanism of Earthquakes in Persia, Turkey, West Pakistan and Afghanistan and Plate Tectonics of the Middle East. Bull. Seism. Soc. Am., vol. 62, no. 3, p. 823-850.
- Peronaci, F. (1958) : Sismicità dell'Iran. Ann. di Geofis., vol. 11, no. 1, p. 55-68.
- Razani, R. and Lee, K.L. (1973) : Engineering Aspects of the Ghir Earthquake of 10 April 1972 in Southern Iran. Nat. Acad. Sci., 144 p. and Proc. 5th World Conf. Earthq. Eng.
- Shlien, S. and Toksöz, M.N. (1970) : Frequency-Magnitude Statistics of Earthquake Occurrences. Earthquake Notes, 41, p. 5-17.
- Shtelling, E. (1910) : Data on the Earthquake in Persia on the 10/23 January 1909. Comptes Rend. Comm. Sism. Perm. Acad. Imp. Sei., vol. 3, no. 3, p. 32-36, St. Petersburg.
- Stepp, J.C. (1972) : Analysis of Completeness of Earthquake Sample in the Puget Sound Area and Its Effect on Statistical Estimates of Earthquake Hazard, Proc. Intern. Conf. Microzonation, Seattle, USA, 897-909.
- Takin, M. (1972) : Iranian Geology and Continental Drift in the Middle East. Nature, vol. 235, no. 5334, p. 147-150.
- Tchalenko, J.S. and Braud, J. (1974) : Seismicity and structure of the Zagros (Iran) : The Main Recent Fault Between 33° and 35° N. Phil. Trans. Roy. Soc., London, 277 (1262), p. 1-25.
- Üçer, B. (1990) : Marmara Bölgesinin Deprem Etkinliği ve Aktif Tektonikle İlişkisi. İ.Ü. Fen Bilimleri Enstitüsü. Yayınlanmamış Doktora Tezi, 140s., İstanbul.
- Wilcox, R.E., Harding T.P. and Seely, D.R. (1973) : Basic Wrench Tectonics. Bull. Am. assoc. Pet. Geol., 57, p. 74-96.
- Wilson, A. (1930) : Earthquake in Persia. Bull. Sch. Orient. Stud. London Inst., vol. 6, no. 1, p. 103-131.
- KATALOGLAR**
- [ISC] International Seismological Center, England. (1964-1990).
- [NOAA] National Organization of atmospheric Administration.

SİVAS BASENİ GÜNEYDOĞUSUNUN YAPISAL EVRİMİ**STRUCTURAL EVOLUTION OF THE SOUTHEASTERN PART OF THE SIVAS BASIN (CENTRAL EASTERN TURKEY)****Selim İNAN, Cumhuriyet Üniv., Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Sivas**

ÖZ : Bu çalışma Sivas Havzasının güney kesiminin Mesozoyik ve Senozoyik stratigrafisi ile yapısal özelliklerini ortaya çıkarmayı amaçlamaktadır. Bölgenin temelini, Torid Karbonat Platformunun doğu ucunda çökelmiş olan Üst Jura-Alt Krease yaşlı siğ denizel kireçtaşları oluşturur. Bu otokton, Divriği Ofiyolitli Karışığı tarafından tektonik olarak üzerlenir. İç Torid Okyanusunun kapanımını işaret eden bu karışıklar Maestrihtiyen- Tanesiyen yaşlı siğ denizel resifal kireçtaşlarıyla açısal uyumsuzlukla üstlenir. Yukarıdaki istifler Lütesiyen yaşlı türbiditik ve yer yer bioklastik kireçtaşları ile temsil edilen Bozbel formasyonu tarafından transgresif olarak örtülür. Lütesiyenden sonra bölgedeki tüm kaya birimleri güneyden kuzeye ve kuzey doğuya doğru itilmişlerdir. Oligosen sırasında da aktivitesini sürdüren bindirme sistemlerine bağlı olarak, oluşan dağ arası havzalarda karasal detriklerle jipsler çökelmiştir. Alt-Orta Miyosen döneminde yukarıdaki istifler üzerine siğ denizel karakterde detritik ve karbonatlardan oluşan Karacaören formasyonu depolanmıştır. Birim üst seviyelere doğru karasal kıvrıntılar ve karbonatlarla temsil edilen Deliktaş formasyonuna geçer. Sivas baseni güney kesiminin ana tektonik yapılarını, D-B doğrultulu bindirme ve yüksek açılı ters faylar; KD-GB doğrultulu sol yanal ve KKB-GGD doğrultulu sağ yanal atımlı faylar ile D-B ve KD-GB eksen gidişli kıvrımlar oluşturmaktadır. Bu yapılar ise yaklaşık K-G yönlü bir sıkıştırma rejiminin etkili olduğunu belirtmektedir.

Yukarıda özetlenen jeolojik birim ve yapılar, İç torid okyanusunun Maestrihtiyen başında kapanmış olabileceğini ve Miyosen sonuna kadar bölgenin çarpışma tektoniği rejiminde şekillendiğine işaretmektedir.

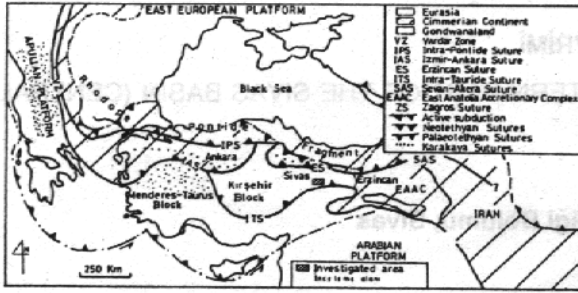
ABSTRACT: In this study, southern part of Sivas basin is examined with special emphasize on the Mesozoic and Cainozoic stratigraphy and their structural features. The basement of the region was represented by the Upper Jurassic-Lower Cretaceous limestones which were deposited on eastern edge of the Tauride Carbonate Platform. This autochthon basement is tectonically overlain by Divriği Ophiolitic Melange belonging to inner Tauride Ocean closure. This units are unconformably overlain by shallow marine-reefal limestones of Maastrichtian- Thanetian aged.

The Lutetian Bozbel Formation unconformably covers the above-mentioned units. After Lutetian, all lithological units were thrust from the south to the north-northeast. The Innermountain basin which was developed by this thrust system during Oligocene period consist of gypsum continental sediments. The Lower-Middle Eocen Karacaören formation composed of shallow marine clastic and carbonates covering the above units with unconformity. The Karacaören formation vertically passes upwards in to the Miocene-Pliocene Deliktaş formation represented by continental clastic and limestones.

Fundamental tectonic system of Sivas basin is characterized by E-W trending thrust and high angle thrust. NE-SW trending left lateral strike slip faults with tensional components, NNW-SSE trending right lateral strike slip faults and E-W or NE-SW trending folds are major structure of the region. These structures indicated that the Sivas Basin has been formed by the N-S compressional regime.

The above-mentioned units and structures showed that the inner Torid ocean had closed before the Maastrichtian and the region had been formed by the collisional tectonic regime between Maastrichtian and the end of Miocene

Sivas havzası, kuzeyden Erzincan kenet kuşağı, güney ve doğudan Doğu Toridler ve batıdan Kırşehir bloğu ile sınırlanmış, yaklaşık doğu-batı doğrultusunda uzanan Türkiye'nin önemli petrol havzalarından birini oluşturmaktadır (Şekil 1).



Şekil 1 : Türkiye'nin ana tektonik özelliklerini gösteren harita ve inceleme alanının konumu. (Şengör ve diğ. 1984'ten).

Figure 1 : Map showing the main tectonic features of Turkey and location of the investigated area (from Şengör et al. 1984).

Havza içinde ve yakın yöresinde ilk genel jeolojî amaçlı çalışmalar Chaput (1936), Blumenthal (1937), Stchepinsky (1939) tarafından ve daha çok 1/100.000 ölçekli harita alınmasına yönelik olarak gerçekleştirilmiştir. Yalçınlar (1955), Yücel (1955), Kurtman (1963, 1973), Artan ve Sestini (1971), İlker ve Özyeğin (1971), Arpat (1964) Arpat ve Tütüncü (1978), Sirel (1981), İnan ve İnan (1987), Gökçe ve Ceyhan (1988), İnan ve diğ., (1993) ise çoğunlukla sedimantolojik ve stratigrafik ağırlıklı olarak çalışmışlardır.

Cater ve diğ. (1991) ise ilk kez geniş ölçekte Sivas havzasının Tersiyer evrimini incelemişlerdir. Yukarıda özetlenmeye çalışılan araştırmalarda özellikle havza güneyi için herhangi bir evrim modeli sunulmamıştır.

Bu çalışmalarda ise, 36° ve 39° doğu boyları, 39° ve 40° kuzey enlemleri arasında yer alan Sivas havzasının güneydoğu kesiminin yapısal evriminin aydınlatılması amaçlanmaktadır (Şekil 1). Bu amaca yönelik olarak bölgenin 1/25.000 ölçekli detaylı jeolojik haritası çıkarılmış ve önemli yapısal elemanlar haritaya işlenmiştir. Metin içerisinde öncelikle bölgenin stratigrafisi, tektonik elemanları araştırılacak, daha sonra da bölgenin Üst Jura-Günümüz arasındaki jeolojik evrimi sunulacaktır.

STRATİGRAFİK ÖZELLİKLER

Havzanın güneydoğusundaki litostratigrafî birimleri Şekil 2'de verilmiştir. Bu kesimde temelde sığ denizel platform tip karbonatlarla temsil edilen Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşları yer alır. Çalışma alanının doğusunda yer

alan Munzur kireçtaşlarının (Özgül, 1981) devamı niteliğindeki bu kireçtaşları Torid karbonat platformuna ait olup, İç Torid okyonusunun güney kenarı üzerinde çökelmişlerdir. Yaklaşık 2000 m den fazla bir kalınlık sunan birim, Üst Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı tarafından tektonik olarak üzerlenmektedir (Şekil 3). Mikroskop tanımlamalarında pseodotik tanetaşı ve intraklastlı tanetaşı bileşimindedir.

Sivas baseni kuzey ve güney kenarından iki ayrı okyanustan türemiş ofiyolitli karışıqlarla sınırlanmıştır. Kuzeydeki ofiyolitli karışıqlar Yılmaz (1981) tarafından Tekelidağ karışığı, güneyde yer alan ve Kırşehir bloğu ile Toridlerin sınırını oluşturan ofiyolitli karışıqlar ise İnan ve diğ. (1993) tarafından Divriği ofiyolitli karışığı olarak tanımlanmış ve incelenmiştir.

Karışık içerisinde ultramafik kökenli gabro, serpantin, piroksenit, verlit, lertzolit ve diyabaz daykları ile boyutları 10 m- 2 km. arasında değişen kireçtaşları ve radyolarit blokları yer alır. Birbirleriyle tektonik ilişkili olan bu birimler, peridotit ve serpantin bir matris ile bağımlıdır.

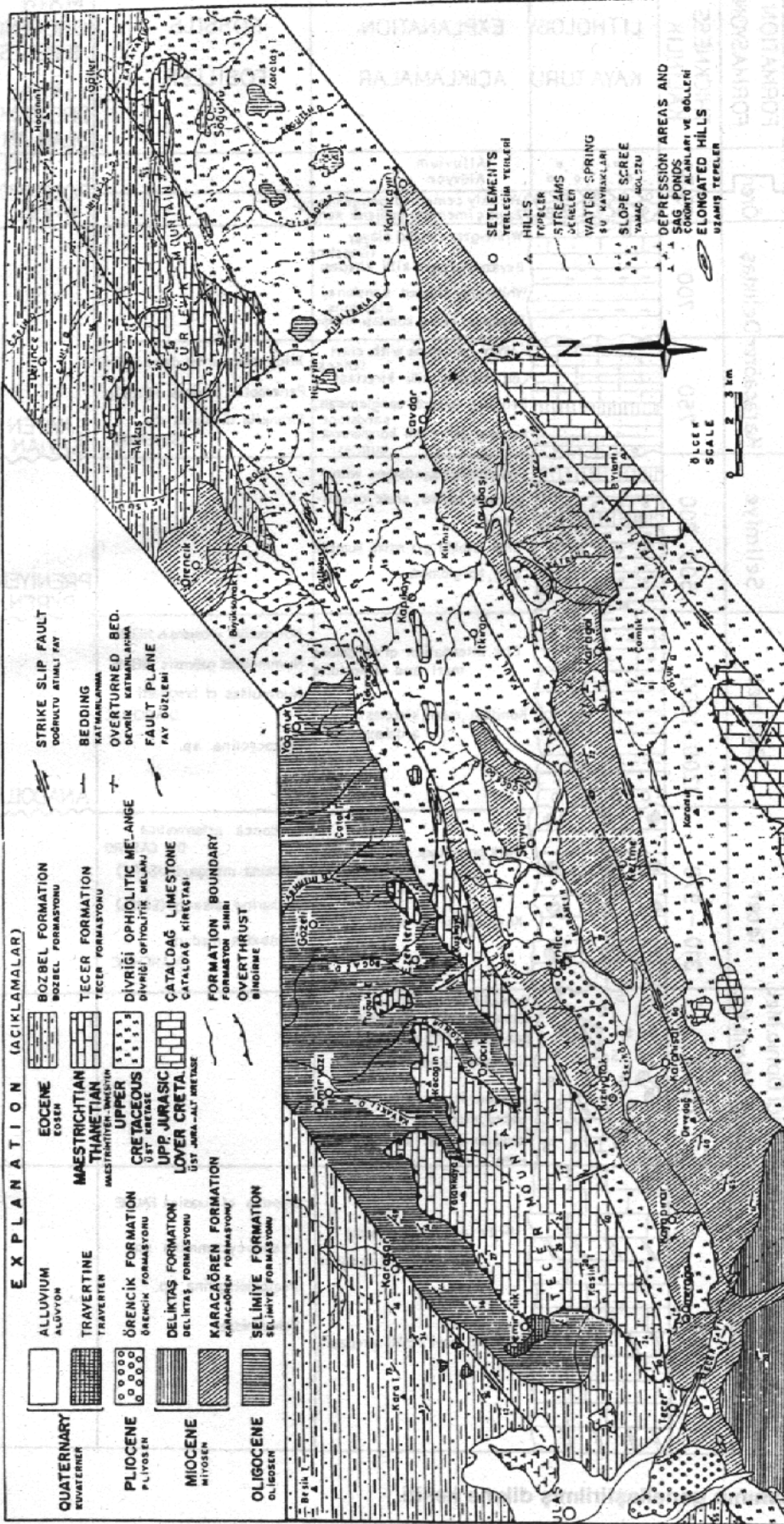
Karışığın yerleşme yönü ve yaşını Artan ve Sestini (1971) ile Yılmaz (1981), Alt Kretase; Aktaş ve Robertson (1984) ile Hempton (1985) ise Üst Kretase olarak kabul etmekte, kuzeyden güneye doğru hareket ettiğini belirtmektedir.

Bu çalışmada ise, ofiyolitli karışığın Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı Tecer formasyonu (İnan ve İnan, 1990) tarafından uyumsuzlukla örtülmesi ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşları üzerine tektonik dokanakla yer alması dikkate alınarak, Maestrihtiyen öncesi Alt Kretase sonrasında bölgeye yerleştiği ortaya çıkarılmıştır. Karışık içerisindeki bloklardan elde edilen Alt Kretase yaşlı ise karışığın Üst Kretase'de oluştuğuna işaret etmektedir.

İnceleme bölgesinin orta ve doğu kesiminde Tecer ve Gürlevik dağlarını oluşturan kireçtaşları ilk kez İnan ve İnan (1990) tarafından Tecer formasyonu olarak adlandırılmıştır. Divriği ofiyolitli karışığı üzerine uyumsuzlukla gelen birim, Lüttesiye yaşlı Bozbel formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenmektedir (İnan ve diğ. 1993).

Formasyon, kalın katmanlı (30-50cm), çatlaklı, yer yer killi, kumlu, kısmen dolomitik mercanlı kavkı kırıklı kireçtaşları ile temsil edilmektedir. Birimde ayrıntılı stratigrafik ve paleontolojik çalışmalarda on ayrı mikrobiyofasiyes ayırtlanmıştır (İnan ve İnan 1990). Kendi içerisinde özellikle Tecer dağlarında çok sayıda devrik ve yatık kıvrımlanmaların varlığı nedeniyle kalınlıkları değişkendir. Ancak çeşitli düzeylerden yapılan ölçülü kesitlerde 310-970 m. kalınlığa sahip olduğu belirtilmektedir (İnan ve İnan, 1990).

İnan ve İnan (1990) birim içerisinde saptan-



Şekil 2 : Sivas baseni güneyinin jeolojik haritası.

Figure 2 : The geological map of the southern part of Sivas Basin.

SYSTEM SİSTEM	SERIES SERİ	STAGE KAT	FORMATION FORMASYON	THICKNESS KALINLIK	LITHOLOGY KAYA TÜRÜ	EXPLANATION AÇIKLAMALAR	FOSSILS FOSİLLER	MAIN OROGENIC EVENTS ANA OROJENİK OLAYLAR	
QUATERNARY KUVATERNER				75-50		Alluvium Alüvyon			
TERTIARY TERSİYER	PLIOCENE PLİYÖSEN		Ören	75-50		Weakly cemented polygen. cong. Zayıf çimentolu polijenik kong.		RODENİYEN RHOD.	
		Miocene Miyosen	Upper Üst	700		White-grey colored claygy limestone Beyaz-gri renkli killi kireçtaşı			
	Lower Alt		750	Karacaören Deliktaş		White-grey colored sandstone, claystone Beyaz-gri renkli kumtaşı, killtaşı	Miogypsina irregularis MICH. Peneroplis thomasi HENSON Piranella disjuncta dis. (SOVERBY)	SAVİYEN SAVIAN	
	Oligocene Oligosen		Selimiye	500-700		Clayey limestone with chert lenses Çiört mercekli, killi kireçtaşı			
	Eocene Eosen	Lutetian Lütésiyen	Bozbel	1200-1500		Red-grey colored conglomerate, sandstone Kırmızı-gri renkli konglmera, kumtaşı	Grey colored sandstone with gypsum blocks, shale, conglo- merate Jips bloklü gri renkli kumtaşı şeyl, konglmera.	Nummulites uroniensis HEIME Nummulites galensis HEIME Nummulites cf brogniarti D'ARCHIAC Discocyclina sp.	PRENİYEN PYREN.
	Paleocen Paleosen	Dan-Tha. Dan-Tan	Tecer	310-970		The alternation of sandstone marl and limestone Kumtaşı, marl, kireçtaşı ardalanması	Dark grey-black colored limestone Koyu gri-siyah renkli kireçtaşı	Scadonea affsamnitica DE CASTRO Laffiteina mengaudi(ASTRE) Bolkarina aksarıyi(SİREL) Orbitoides medius D'ARCHIAC	ANADOLU
	CRETACEOUS KRETASE	Upper Üst	Divriği Ophio. Mçl Divriği Ofiyolit. Ka.	2000		Ophiolitic melange is composed of harzburgite, ser- pentinite, lezcolite, gabro, limestone and radiolarite blocks Harzburgit, serpaninit, lezcolit gabro, kireçtaşı ve radyolarit blokları içeren ofiyolitik melanı			
JURASSIC JURA	Lower Alt	Gataldağ Limestone Çataldağ Kireçtaşı	2000		Grey and blue colored limestone Gri ve mavi renkli kireçtaşı		Clyperia cf jurasica FAURE Pseudocyclammina sp. Protoglobigena sp. Valvulinidae		

Şekil 3 : Çalışma alanının genelleştirilmiş dikme kesiti.

Figure 3 : The generalized stratigraphic section of the study area.

dıkları bentik foraminiferlere göre Üst Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşını vermişler ve sığ denizel yer yer resifal bir ortamda depolandıklarını belirtmişlerdir.

Tecer formasyonu, Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla üstlenir. İlk kez Kurtman (1973) tarafından tanımlanan birim tabanda yaklaşık 50 m. kalınlıkta, genellikle ofiyolit ve kireçtaşı çakıllarından oluşmuş kalın katmanlı taban çakıltaşları ile başlamaktadır. Orta ve üst düzeyleri ise bej-gri renkli killi kireçtaşı bantları içeren kumtaşı-şeyl ve silttaşı araldanmasından oluşmuş, 700 m.den fazla bir kalınlığa sahip, fliş istifiyle temsil edilir. Kurtman (1973), istifin Beypınarı ve yakın yöresinde yer yer volkanik ve volkanoklastiklerle araldanmalı olduğunu belirtmektedir. Formasyonun en üst düzeyleri bol nummulit fosilleri içeren mikritik kireçtaşları ile son bulmaktadır.

Sivas havzası içerisinde yüzeyleyen Oligosen serileri ilk kez Kurtman (1973) tarafından Selimiye formasyonu olarak adlandırılmıştır. Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu üzerine açılı uyumsuzlukla gelmekte, Alt-Orta Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmektedir. Birim tabanda koyu yeşil renkli, kalın katmanlı yer yer çapraz tabakalanmalı 25 m. kalınlığa sahip çakıltaşları ile başlar. Çakıllar çoğunlukla ofiyolit, kireçtaşı ve volkanik malzemeden türemiş olup, yer yer nummulitli kireçtaşı çakıllarına rastlanmaktadır. Üste doğru bordo renkli değişik kalınlıkta, yer yer kilttaşları ile araldanmalı jipsler gözlenmektedir. Orta ve üst seviyeler ise, çoğunlukla bordo yeşil renkli kalın katmanlı (40-80 cm) silttaşı ve kumtaşı araldanmaları ile temsil edilmektedir. Kumtaşlarında sıkça çapraz katmanlanmalara, aşınım izlerine ve ripilmarklara rastlanılmaktadır.

İlk kez Kurtman (1973) tarafından adlanması yapılan Karacaören formasyonu, Oligosen yaşlı Selimiye formasyonunu açılı uyumsuzlukla üstlemektedir. Birim alt seviyelerde kırmızı gri renkli kumtaşı-kilttaşı ve çakıltaşı araldanmasıyla, orta ve üst düzeylerde ise kirli sarı gri renkli killi kireçtaşı ve kumtaşı araldanması ile temsil edilmektedir. Birimin çeşitli düzeylerinde, küçük ölçekte (10-100) ofiyolitik gereçlerden oluşmuş moloz ve çamur akmaları görülmekte, bu da çökme ortamının duraysızlığını işaret etmektedir. Kurtman (1973) ve İnan ve diğ. (1993) birimden aldıkları örneklerde saptamış oldukları fosillere göre Alt Miyosen yaşında olduğunu ve sığ denizel (neritik) bir ortamda depolandığını belirtmişlerdir. Birim üst seviyelere doğru göl-akarsu ortamı ürünü olan Deliktaş formasyonuna dereceli

olarak geçer. Formasyon tabanda ve orta düzeylerde kirli sarı-beyaz renkli kumtaşı, şeyl ve çakıltaşı araldanmaları ile üst seviyeleri ise gri renkli kalın katmanlı (30-50 cm.) killi kireçtaşları ile temsil edilir. Birimin alt ve orta düzeylerinde yer yer 10-50 cm. kalınlıkta kömür bantları yer alır. Özellikle kumtaşlarında çapraz katmanlanmalar, kömür bantları ve kanal dolgularının gözlenmesi birimin göl, kısmen de akarsu ortamında depolandığını betimlemektedir.

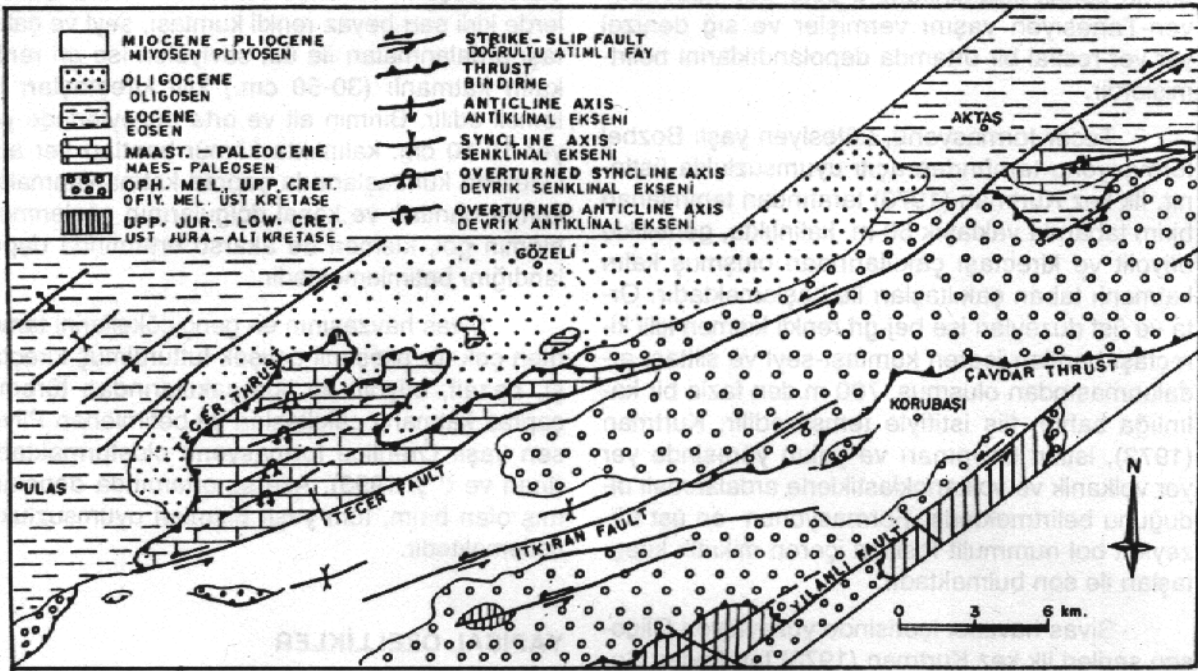
Sivas havzasının en genç çökellerini tamamen çok tür bileşenli gevşek tutturulmuş kireçtaşı, bazalt, ofiyolit ve jips çakıllarından türemiş çapraz katmanlı çakıltaşları ile betimlenen Pliyosen yaşlı Örenlice formasyonu oluşturmaktadır (İnan ve diğ. 1993). Akarsu ortamında depolanmış olan birim, tüm yaşlı birimleri uyumsuzlukla üstlemektedir.

YAPISAL ÖZELLİKLER

Havzanın güney kesiminin tektonik elemanlarını çoğunluk bindirme ve doğrultu atımlı faylar ile devrik ve yatık kıvrımlar oluşturmaktadır (Şekil 4). Güney sınırında, Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşları üzerine, Divriği ofiyolitli karışığı kuzeyden güneye doğru bindirmiştir (Yılanlı bindirmesi). Orta kesimlerde, Tecer dağları kuzeyinde, Maestrihtiyen-Tanesiyen yaşlı Tecer formasyonu, Lütesiyen yaşlı Bozbel ve Oligosen yaşlı Selimiye formasyonları üzerine güneyden kuzeye doğru yaklaşık 20 km lik doğu-batı doğrultusunda itilmiştir (Tecer bindirmesi). Doğuda ve güneydoğuda, Üst Kretase yaşlı Divriği ofiyolitli karışığı, Alt Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu üzerine yine D-B doğrultusunda kuzeyden güneye doğru bindirmiştir (Çavdar bindirmesi) (Şekil 4).

Özellikle inceleme bölgesinin orta kesiminde yer alan Tecer dağları, birbirine paralel çok sayıda yatık ve yaklaşık D-B eksen gidişli kuzeye devrik antiklinal ve senklinallerden oluşmuştur. Benzer şekilde, çalışma alanının doğu kesiminde yer alan Gürlevik dağları ise D-B eksen gidişli kuzeye devrik antiklinal yapısı sunmaktadır (Şekil 4)

Bunun dışında Ulaş ve yakın yöresinde yüzeyleyen Lütesiyen yaşlı Bozbel formasyonu içerisinde K45°D-G45°B doğrultulu eksen gidişine sahip bir çok antiklinalle senklinaller gözlenmektedir. Doğru kesimde Gürlevik dağları kuzeyinde aynı formasyon içerisinde daha çok D-B eksen gidişli devrik kıvrımlanmalar gözlenmektedir. Oligosen ve Miyosen serileri içerisinde ise küçük devamsız yine D-B eksen gidişine sahip bir çok



Şekil 4 : Sivas baseninin güneyinin ana yapısal elemanlarını gösteren harita.

Figure 4 : The map showing of the main structural elements of the southern part of Sivas basin.

kıvrımlar izlenmektedir (Şekil 4).

Bölgenin üçüncü önemli yapısını ise, daha çok sol yanal doğrultu atımlı fayları oluşturmaktadır. Kuzeyde Tecer dağlarının güney eteği ile Gürlevik dağlarının kuzey eteği K75°D doğrultusunda ve 80°-85° güneye eğimli olarak uzanan sol yanal doğrultu atıma sahip Tecer fayı ile sınırlanmıştır. Fayın toplam uzunluğu 40 km.dir. Fay düzlemi boyunca çok sayıda ötelenmiş dere tepenin yanısıra sıcak-soğuk su kaynakları ile Tecer dağlarının güney eteği boyunca 25 m ile 1 km arasında değişen breşik, ezik ve heyelanlı bir alan izlenmektedir.

Güneyde Yılanlı dağlarının kuzey kesimi ise K52°D-G52°B doğrultulu sol yanal faylarla sınırlanmıştır (Yılanlı fayı). Yılanlı dağının kuzeydoğusunda ölçülen fay düzleminin durumu K52°D 85° KD'dır. Fay düzlemi boyunca çok sayıda su kaynakları, ötelenmiş dereler ile ezik ve breşik bir zon izlenmektedir.

Yukarıdaki büyük fayların yanısıra, Orta kesimlerde 10-15 km uzunluğa sahip, yaklaşık K70°D-G70°B gidişli İtkiran, Kertme ve Karanlık fayları da yine doğrultu atımlı sol yanal nitelikli faylara karşılık gelmektedir (Şekil 4).

Bu büyük faylar, yer yer K30°-35°B doğrul-

tusunda gelişen küçük ölçekte sağ yanal doğrultu atımlı faylarla kesilmişlerdir (Şekil 4).

JEOLJİK EVRİM

İnceleme alanı Ketin (1966,a) tarafından tanımlanan Anatolid tektonik birliğinin güneyi ile Toridlerin kuzey sınırında yer almaktadır. Birçok araştırmacı, Orta Anatolidler ve güneydoğu Toridlerin basit olarak Mesozoyik ve Tersiyerdeki paleocoğrafik şekillenmesini çoğunlukla Triyas-Neojen zaman aralığında şelf tipi karbonatların oluşturduğunu kabul etmektedir (Ricou ve diğ. 1975, Özgül 1976, Durr ve diğ. 1978). Çoğunlukla metamorfizma olmamış ve az çok deforme olmuş olan bu karbonat platformu (Torid karbonat platformu) geniş alanlarda, büyük ölçekli naplar tarafından üzerlenmiştir (Özellikle Batı Toroslarda, Brunn ve diğ. 1971, Bernoulli ve diğ. 1975, Delaune-Mayere ve diğ. 1977). Bu karbonat platformu ile benzer istifler batıda Helenidlere, doğuda İran'a kadar izlenmektedir (Ricou ve diğ. 1975).

İnceleme alanının güney sınırını oluşturan Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşlarının sedimentolojik ve stratigrafik özellikleri gözönüne alındığında bu birimin yukarıda sözü edilen Torid karbonat platformunun kuzey sınırında çökelediği söylenebilir. Tüm Alt Kretase sırasında

Türkiye ve özellikle de Anatolid, Torid ve Pontidler arasında, ofiyolitlerin üretildiği, birçok araştırmacı tarafından belirtilmektedir.

yen yaşlı Tecer formasyonu tarafından açılı uyumsuzlukla örtülmesi dikkate alındığında, aradaki okyanusun (İç Torid okyanusu) yutulması ve kıta-kıta çarpışmasının (Torid-Anatolid) Maestrihtiyen başında sonlandığı kanıtlanmaktadır.

Ofiyolitli karışığın yerleşme yönü dikkate alındığında okyanusun (İç Torid Okyanusunun) kuzeye doğru Kırşehir bloğunun (mikro kıtasının) altına doğru dalmış olabileceği söylenebilir (Şekil 5). Aynı dönem içerisinde kuzeyde Anatolidler ile Rodop Masifi ve Lesser Caucasus ile ilişkili olan Pontidler arasındaki Neotetisin kuzey kolu, kuzeye doğru dalarak yitirilmiş ve hemen kuzeyinde, Karadeniz marjinal basen olarak açılmaya başlamıştı (Hsü ve diğ. 1977, Adamia ve diğ. 1977). Bunun işareti olarak Pontidlerde Üst Kretase-paleosen yaşlı kalkalkalen tipte magmatizma (ada yayı magmatizması) gelişmiştir (Gansser 1974, Seymen 1975, Bergougnan 1976).

İnceleme alanında ise bu tip magmatizma pek izlenememesine karşın Kırşehir Masifinin çeşitli kesimlerinde gözlenen ve halen araştırılan Üst Kretase-Paleosen yaşlı granitik intrüzyonlar olasılıkla bu dalma-batma ile ilgilidir. Bu kesimde kıta-kıta çarpışması (Kırşehir mikro kıtası ve Toridler) Eosen'den önce başlamış olmasına rağmen, güneydoğuda henüz dalma-batma devam etmekte olup, en son Arabistan levhası ile Anatolid levhasının çarpışması ile son bulmuştur (Şengör ve diğ. 1984, Dewey ve diğ. 1986).

Maestrihtiyen başında bu kıta kıta çarpışmasının sonucu olarak, Anatolid - Torid Süturu yükselmiş, büyük ölçekli imbirike yapılar ilk kez görülmeye başlanmış ve kuzeye doğru geniş alanlarda fliş ve molas tipi çökeller gelişmiştir (Lütesiyen yaşlı flişik tipteki Bozbel formasyonu). Çarpışmayı izleyen K-G yönlü basınçlara bağlı olarak, Lütesiyen sonundan itibaren tüm Anatolid (Kırşehir Bloğu) ve Toridler yükselerek karasal ortam koşulları egemen olmuştur. Bu dönem içerisinde yer yer moloz tipteki Oligosen yaşlı karasal ortam ürünü olan Selimiye formasyonu çökelişini sürdürmüştür. Topluca yükselme sırasında arada kalan yer yer dağarası havzalarda denizel koşullar egemen olmuş ve Alt - Orta Miyosen yaşlı Karacaören formasyonu depolanmıştır. Aynı dönem içerisinde devam eden K-G yönlü sıkışmaya bağlı olarak sinsidimanter havzalar ile faylar gelişimini sürdürmüştür. (Şekil 5)

Doğuda Bitlis suture zonu boyunca çarpışan Anadolu ve Arabistan plakalarının artan basınca paralel olarak, inceleme alanı da etkilenmiş ve bunlarla bağlı olarak (Kuzey Anadolu ve Doğu Anadolu fay sistemlerine benzer) sol ve sağ ya-

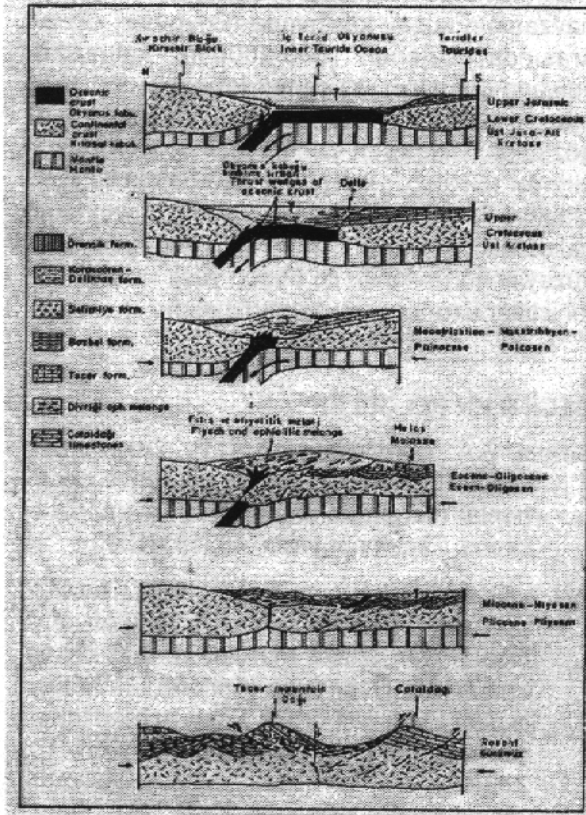


Figure 5 : Structural evolution model of southern part of the Sivas basin.

Şekil 5 : Sivas baseni güney bölümünün evrim modeli.

Bunlar, kuzeyde Pontidler ile Anatolidler arasında yaklaşık D-B doğrultusunda uzanan ve İzmir-Ankara ofiyolitli zonu ve güneyde Kırşehir masifi ile Toridleri ayıran İç Torid okyanusuna ait ofiyolitlerdir.

Anadolu'daki Neotetis okyanusunun açılma yaşı, çeşitli araştırmacılar tarafından farklı olarak yorumlanmaktadır. Bazıları Triyas (Ricou ve diğ. 1975, Brunn ve diğ. 1971), bazıları ise Üst Jura'dan (Görür ve diğ. 1984) itibaren açılmaya başladığını belirtirler. Kapanması ise yine çeşitli görüşler içerir. Pontidler ile Anatolidler arasında yer alan Neotetis okyanusu Paleosen-Eosen arasında (Görür ve diğ. 1984) Üst Kretase başında (Yılmaz, 1981) olduğu belirtilmektedir. Çalışma alanında ise ofiyolitli karışıklar ile temsil edilen Divriği ofiyolitli karışığı, içermiş olduğu bloklara göre Alt Kretase zaman aralığında oluştuğu ve Üst Jura-Alt Kretase yaşlı Çataldağ kireçtaşlarının üzerinde yer alması ve Maestrihtiyen-Tanesi-

nal nitelikli doğrultu atımlı faylar ile D-B yönlü bindirmeler gelişmiştir . Pliyosen 'den itibaren bölge durulmuş ve akarsu ortamı ürünü olan Örenlice formasyonu çökelmiştir.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bugüne kadar Sivas havzası (özellikle kuzey kesimde) ve yakın yöreside gerçekleştirilmiş olan çalışmalara bakıldığında Cater ve diğ. (1991) nin dışında havzanın jeotektonik evrimini açıklamaya yönelik araştırmaların yapılmadığı görülmektedir. Cater ve diğ. (1991) ise Sivas havzasının Tersiyerden günümüze kadar geçirmiş olduğu yapısal evrimi irdelenmişlerdir. Bu çalışmada ise Sivas havzasının güney kesiminin Jura dan günümüze kadarki jeodinamik evrimi irdelenmiş ve tartışmaya açık bir model geliştirilmiştir.

Evrin modelinde , bölgedeki kaya birimlerinin stratigrafik , sedimantolojik ve yapısal özellikleri baz alınmıştır . Havzanın güney temelini Üst Jura -Alt Kretase yaşlı Çataldağı kireçtaşları oluşturmaktadır. Sedimantolojik, stratigrafik ve paleontolojik özellikleri açısından doğudaki Munzur kireçtaşlarının (Özgül,1981) devamını oluşturan birim , Torid karbonat platformu çökellerine karşılık gelmektedir. Birimin 1500-2000 m civarında bir kalınlık sunması Üst Jura-Alt Kretase zaman aralığında ortamın oldukça duraylı ve sakin olduğuna işaret etmektedir. Bu istif doğuda Erzincan, batıda Pınarbaşına kadar uzanan yaklaşık KD- GB doğrultusunda uzanan ofiyolitli karışıklık tarafından tektonik dokanakla üzerlenmiştir. İnceleme bölgesinde ofiyolitli karışıklar Üst Maestrihtiyen -Tanesiyen yaşlı Tecer kireçtaşları tarafından uyumsuzlukla örtülmektedir. Yukarıdaki stratigrafik ilişki bölgedeki ofiyolitli karışıkların Üst Kretase sırasında yerleştiğini ve aradaki okyanusun da Maestrihtiyen öncesinde kapanmış olabileceği gösterebilir .

Bunun yanısıra tüm Sivas havzasındaki birimlerde (Üst Mesozoyik ve Senozoyik yaşlı) gözlenen yapılar (D-B yönlü bindirmeler , D-B eksen gidişli normal ve devrik kıvrımlar , KD- GB gidişli sol yanal ile KB-GD gidişli sağ yanal faylar vb.) bölgede Üst Kretase'den beri yaklaşık K-G yönlü bir sıkışmanın varlığını işaret etmektedir. Bu da bölgenin bir açılmadan çok kapanma verisini ortaya koymaktadır.

Yukarıda sunulmaya çalışılan stratigrafik, sedimantolojik ve yapısal ilişkilerin dışında, bölgede dalma-batma ve çarpışmaya ilişkin kalkakalen tipte gelişmiş olan volkanik ve mağmatik kayalar üzerinde yapılan çalışmalar ya eksik ya

da yersel alanlarda gerçekleştirilmiştir. Ancak Kırşehir masifi içerisinde ve Divriği doğusunda (Avcı ve Boztuğ, 1992) Paleosen yaşlı bu tip Plütonizmaların varlığı bilinmektedir. Yine Sivas havzasının kuzey kesiminde (Beypınarı -Zara) arasında gözlenen 1500-2000 m. kalınlıktaki volkano-detritikler (Kösedag formasyonu; Kurtman, 1973) ve Şarkışla kuzey ve doğusunda gözlenen Tanesiyen-Eosen yaşlı volkanodetritik birimler (Gökten, 1983) bu dalma-batma ile ilişkili olabilir. Bu nedenle bundan sonraki yapılacak çalışmalar, Kırşehir masifi ve Divriği yöresinde yüzeylenen Plutonlar ile Eosen yaşlı volkano-tortul istifler üzerine yoğunlaştırılmalıdır.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adami, S.A., Lordikipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977., Evolution of an active continental margin as exemplified by the Caucasus. Tectonophysics, 40, 183-189.
- Aktaş, G. and Robertson, A.H.F., 1984, The Maden complex, SE Turkey; Evolution of a Neotethyan active margin. in: J.E. Dixon and A.H.F. Robertson (Editors). The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Pub. Geol. Soc. London. 17: 375-402.
- Arpat, E., 1964 Gürlevik dağı bölgesinin genel jeolojisi ve petrol imkanları: M:T:A: Rapor no:4180.
- Arpat, E., Tütüncü, K., 1978. Gürlevik Dağı ve Tecer Dağları yöresinde serpantinitle yerleşimi sorunu: 32. Türkiye jeoloji Kurultayı Bildiri Özleri, 56-57.
- Artan, Ü., Sestini G., 1971, Sivas-Zara ve Beypınar bölgesinin jeolojisi. M.T.A. Dergisi 76, 80-97.
- Avcı, N., Boztuğ, D., 1992, Çaltı Granitoidinin Petrolojisi. Cum. Üniv. Fen Bilim. Enst., Yüksek Lisans Tezi. (Yayınlanmamış)
- Bergougnan, H., 1976, Structure de la chaîne Pontique dans-le Haut-Kelkit (Nord, Est de L'Anatolia) Bull. Soc. Geol. France, 18, 675-686.
- Bernofulli, D., De Graciansky, P.C. & Monod, O., 1974, The extension of the Lyciannappes (SW Turkey) in to the southeastern Aegaen Islands. Eclog Geol. Helv. 67, 39-90.
- Blumenthal, M.M., 1937, Kangal ve Divriği arasındaki mintikaların başlıca jeolojik hatla-

- ri. (Sivas Vilayeti) M.T.A. Rapor No: 568, Ankara.
- Brunn, J.H. Dumont S.F., De Graciansky, P.C., Gutnic M., Jateau, T., Marcoux S., Monod, O., & Poisson, A., 1971, Outline of the Geology of the western Taurids. in : Champbell, A.S. (ed) Geology and History of Turkey. pp 225-255, Prt. Explr. Soc. Tripoli, Libya.
- Cater, C.M.L., Hanna, S.S., Ries, A.C. & Turnar, P., 1991, Tertiary evolution of the Sivas basin, Central Turkey, Tectonophysics, 195, 29-46.
- Chaput, E., 1936, Voyage d'etudes geologies et geomorphologigues Turquie : Memb. Inst. Français d'Archeol. de Stamboul, t. 2312 pages 37 fi., 28 pl. Paris.
- Delaune-Mayere, M., Marcoux, J., Parrot, J.F. & Poisson, A., 1977, Model d'Evolution Mesozoique de la paleo-marge Tethysienne au niveau des nappes radiolariques et ophiolitiques du Taurus Lycien. d'Antalya et du Baer Bassil. In : Biju-Duval, B., & Montadert, L., (eds.) Structural history of the Mediterranean basin. pp. 79-94., Edition. technip. Paris.
- Dewey, J.F., Hempton, M.R., Kidd, W.S.F., Şaroğlu F., & Şengör A.M.C., 1986, Shortening of continental lithosphere : the Neotectonics of Eastern Anatolia young collisional zone, In : Coward M.P., & Ries A.C. (eds.) Collision tectonics, Geological Society Special Publication. 19, pp 3-36.
- Durr, S., Altherr, R., Keller, J., Okruch, M., & Seidel, E., 1978, The Median Aegean crystalline belt : stratigraphy, stucture, metamorphism, magmatism. In : Class, H (ed) Mediterranean Orogens. pp 48-72, E. Schweizerbart'sche Vertlagsbacnahdlug. Stuttgart.
- Gansser, A., 1974, The ophiolitic Melange, a world wide problem on Tethyan examples. Eclog. Geol. Helv. 67:479-507.
- Gökten E., 1983, Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi : T.J.K. Bült. 26, 2, 167-176. Ankara.
- Gökçe, A., Ceyhan, F., 1988, Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu, C.Ü. Yer Bilimleri Dergisi, 5, 1, 91-111, Sivas.
- Görür, N., Oktay, F.Y., Seymen, İ., and Şengör, A.M.C., 1984, Paleo-Tectonic evolution of the Tuz gölü Basin complex, Central Turkey : Sedimentary record of a Neo-Tethyan closure : In Dixon S.E. and Robertson, A.H.F. (ed) The geological evolution of the Eastern Mediterranean. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 17, 455-466.
- Hempton, M.R., 1985, Sturcture and deformation history of the Bitlis suture near Lake Hazar, Southeastern Turkey, Geol. Soc. Am. Bull., 96, 233-243.
- Hsü, K.S., Nachev, I.K., Vuchev, V.T., 1977, Geologic evolution of Bulgaria in lighth of plate tectonics. Tectonophysics. 40, 245-256.
- İlker, S., Özyeğin, G., 1971, Sivas havzası hakkında jeolojik rapor : T.P.A.O. Rapor No. 4180.
- İnan, Ş., İnan, N., 1987, Fasiyes özelliklerine göre Tecer kireçtaşı formasyonunun (Sivas) yapısı hakkında bir yorum : T.J.K. Bildiri özleri, Ankara.
- İnan, N., İnan, S., 1990, Gürlevik kireçtaşlarının (Sivas) özellikleri ve önerilen yeni isim : Tecer formasyonu : T.J.K. Bülteni 33, 51-56, Ankara.
- İnan, S., Öztürk, A., Gürsoy, H., 1993, Ulaş-Sincan (Sivas) yöresinin stratigrafisi. TÜBİTAK Doğa Dergisi 1, 1, 1-15, Ankara.
- Ketin, İ., 1966a, Tectonic units of Anatolia, Bull, Miner. Res. Expl. Inst. 66,23-34, Ankara.
- Kurtman, F., 1963, Tecer dağlarının jeolojisi ve alacalı seri hakkında bazı müşahedeler, T.J.K. Bülteni 5, 19-26, Ankara.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı, M.T.A. Derg., 80, 1-32.
- Özgül, N., 1976, Toroslari bazı temel jeoloji özellikleri T.J.K. Bülteni 19, 65-78.
- Öztürk, A., İnan, S., Gürsoy, H., 1988, Ulaş-Deliktaş-Kavak-Sincan-Beypınarı-Ovacık (Sivas) yöresinin jeolojisi, Tektonik özellikleri ve yeraltı zenginlikleri. TÜBİTAK 672 Nolu proje, Ankara.
- Ricou, L.E., Argyriadis, I. & Marcoux, J., 1975, L'axe Calcaire du Taurus. Un alignment de fenetres araboafrieannies sous de nappes radiolaritiques, ophiolitique et metamorfiques, Bull. Soc.Geol. France. 17, 1024-

- 1044.
- Seymen, I., 1975, Kelkit vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- Sirel, E., 1981, Bolkarina new genus (Foraminiferidae) and some associated species from the Thanetian limestones (Central Turkey). *Eclog. Geol. Helv.* 74/1, 75-95.
- Stchepinsky, V., 1939, Sivas vilayeti merkezi kısmının umumi jeolojisi hakkında rapor, M.T.A. Rapor No : 868, Ankara.
- Şengör, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981, Tethyan evolution of Turkey : a plate tectonic approach : *Tectonophysics*, 75, 181-241.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., and Sungurlu, O., 1984, Tectonics of the Mediterranean-Cimmerides : nature and evolution of the western termination of Paleo-Tethys in : Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F. (ed.) *The Geological evolution of the eastern Mediterranean*. *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, 17, 77-112.
- Yalçınlar, İ., 1955, Sivas 61/1 61/2 61/4 paftalarına ait rapor, M.T.A. Rapor : 2577, Ankara.
- Yılmaz, A., 1981, Tokat ile Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karşığın iç yapısı ve yerleşme yaşı. *Bull. Geol. Soc. Turkey*, 24, 31-36.
- Yücel, T., 1955, Kangal-Gemerek arasındaki jeolojisi hakkında rapor, M.T.A. No : 2336. Ankara.
- Dawson, J.E., Hamilton, M.R., Kidd, W.S.F., Şengör, A.M.C., 1988, Shaping of continental tethys : the tectonics of Eastern Anatolia young collisional zone. In : Coward, M.P. & Ries, A.C. (eds) *Collision tectonics*. *Geological Society Special Publication*, 19, pp. 3-38.
- Dur, S., Allan, R., Keller, J., Okud, M., Şengör, A.M.C., 1978, The Median-Aegean orogenic belt : stratigraphic, structural, metamorphic, magmatic. In : Class, H. (ed) *Mediterranean Orogeny*, pp. 48-72. *Schweizerische Vereinigung für Geologie*, Stuttgart.
- Günser, A., 1974, The ophiolite mélange : word was problem on Tethyan examples. *Eclog. Geol. Helv.* 67, 479-507.
- Gökten, E., 1983, Şarkışla (Sivas) doğay-dünya doğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi : T.J.K. Bülteni, 28, 2, 167-176. Ankara.
- Görke, A., Çeylan, F., 1988, Sivas güneydoğu tarafındaki Miyosen yaşlı çökeltinin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu. *C.U. Yer Bilimleri Dergisi*, 3, 1, 81-111. Sivas.
- Ricou, L.E., Argenti, J. & Marchoux, J., 1972, L'axe Calcaire de Taurus - un alignement de fondes stratigraphiques avec de nouvelles radiométriques, opinions et métrich. *Geol. Bull. Soc. Geol. France*, 17, 1084-1094.
- İnan, S., 1981, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1983, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1985, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1987, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1989, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1991, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1993, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1995, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1997, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 1999, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2001, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2003, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2005, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2007, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2009, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2011, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2013, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2015, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2017, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2019, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2021, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.
- İnan, S., 2023, Sivas vilayeti kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği. İ.T.Ü. Maden Fak. Yayını 192pp., İstanbul.

KIRŞEHİR MASİFİNDE KALKANLIDAĞ FORMASYONUNUN PETROKİMYASAL ÖZELLİKLERİ**THE PETROCHEMICAL CHARACTERISTICS OF THE KALKANLIDAĞ FORMATION FROM KIRŞEHİR MASSIF****A. Ümit TOLLUOĞLU, H. Ü. Jeoloji Müh. Bölümü, Beytepe-Ankara.**

ÖZ : Kırşehir Metasedimanter Grubuna (KMG) ait kayalar killi, yarı killi, kumlu, kuvarsitik, karbonatlı, yarı karbonatlı ve bazik litolojilerin metamorfik türevleri ile temsil edilir. Litofasyelerin egemen karakteri ağırlıklı olarak altta metapelitik kayaç topluluklarının (Kalkanlıdağ formasyonu) üst kesiminde ise metakarbonatların (Naldökendağ ve Bozçaldağ formasyonu) yer aldığı metasedimanter bir istif özelliği sergilemesidir. Kırşehir Masifinde basınç koşullarının sabit kaldığı buna karşın sıcaklığın güneyden kuzeye artış gösterdiği bilinmektedir. Progresif gelişen metamorfizma üç ayrı zona ayrılır.

Değişen litolojilerden oluşan ve yapısal olarak karmaşık konum sergileyen Kalkanlıdağ formasyonunun düşük ve yüksek metamorfik zonlarda yüzeylenen petrografik türleri arasında kimyasal olarak belirgin bir farklılık gözlenmemektedir. Metamorfizma mertebesindeki koşulların güneyden kuzeye değişimine rağmen kökensel olarak ortak litolojik özelliklere sahip oldukları anlaşılmaktadır. Kırşehir Metasedimanter Grubuna ait metapelitik litolojilerde kloritoid ve stavrolit minerallerinin yaygın olarak bulunmayış nedeni ise, ilgili minarellerin oluşum koşullarının köken kayaç kimyasıyla doğrudan ilişkili olabileceği sonucuna varılmıştır.

ABSTRACT : The rocks of Kırşehir Metasedimentary Group (KMG) are represented by metamorphic derivatives of argillaceous, semiargillaceous, sandy, quartzitic, carbonaceous, semi-carbonaceous and basic lithologic units. In general, these units show a characteristic metasedimentary succession, such as metapelitic rock units (Kalkanlıdağ formation) were overlain by metacarbonates (Naldökendağ and Bozçaldağ formations). During the metamorphism, the pressure conditions were almost stable, whereas the temperatures displayed a gradual increase from the southern part towards the northern part of Kırşehir Massif. The progressive metamorphism can be distinguished into three different zones.

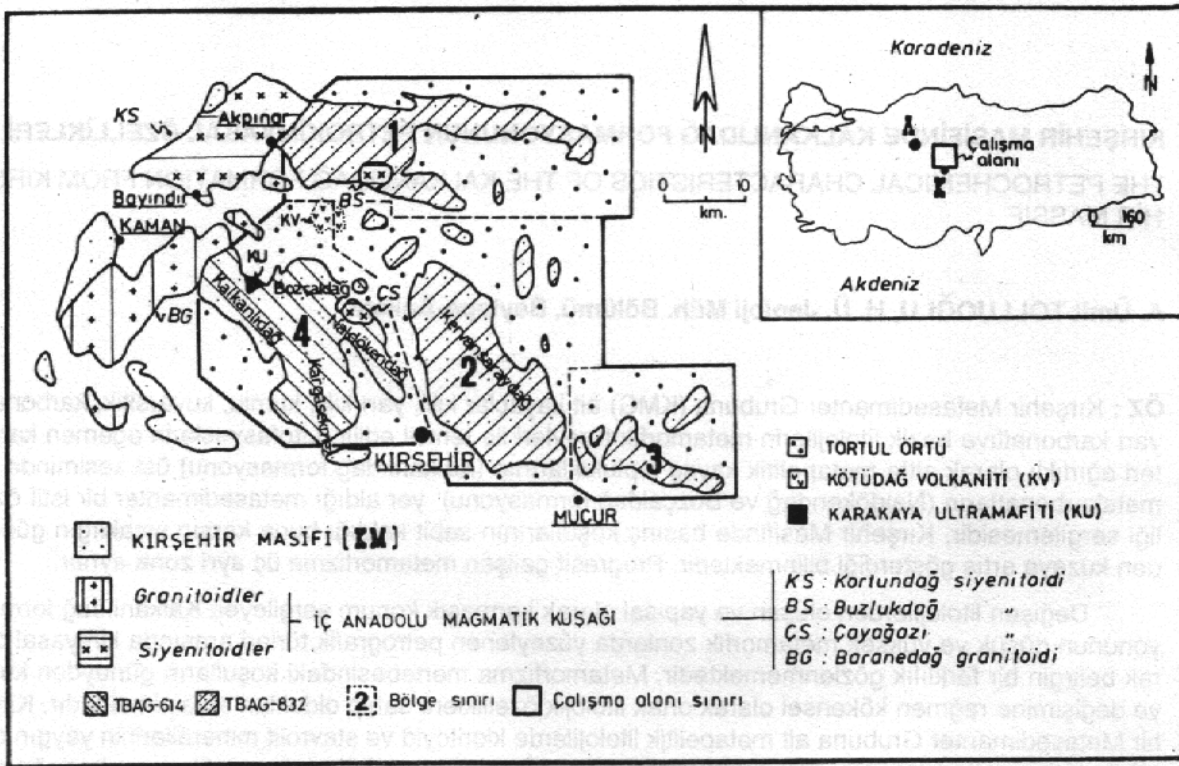
Miscellaneous rock units of Kalkanlıdağ formation have almost the same chemical characteristics, although they show complex structural position in both low and high metamorphic zones. They have common original lithologic characteristics, despite the differences observed in metamorphic conditions, from south the north of the region. Chloritoid or staurolite minerals are not widespread in metapelitic rocks of Kırşehir Metasedimentary Group, because the formation conditions of these minerals can be directly related to original rock chemistry.

GİRİŞ

Orta Anadolu bölgesinde Tersiyer seriler altında irili ufaklı mostralara halinde yüzeylenen bölgesel metamorfik kayaç toplulukları "Orta Anadolu Masifleri" veya "Orta Anadolu Kristalin Temeli" şeklinde tanımlanır (Erkan, 1975, 1976, 1977, 1980, 1981; Seymen, 1981, 1982, 1984; Tolluoğlu, 1986, 1987, 1989; Tolluoğlu ve Erkan, 1989, 1990). İç Anadolu Magmatik Kuşağına ait birimler tarafından sıcak dokanaklarla kesilen Orta Anadolu Masifleri Kırşehir yöresinde "Kırşehir

Masifi" olarak adlandırılır (Şekil 1).

Kırşehir ili çevresinde yüzeylenen bölgesel metamorfikler birbirlerinden ayrı dört bölgede mostra vermektedir. Kırşehir ili kuzaybatısı (dördüncü bölge) TBAG-614 projesi kapsamında ele alınıp ayrıntılı olarak haritalanmıştır (Erkan ve Tolluoğlu, 1986). Kırşehir ili kuzey (birinci bölge), kuzeydoğu (ikinci bölge) ve güneydoğusu (üçüncü bölge) ise TBAG-832 projesi kapsamında incelenmiştir (Erkan ve Tolluoğlu, 1990).



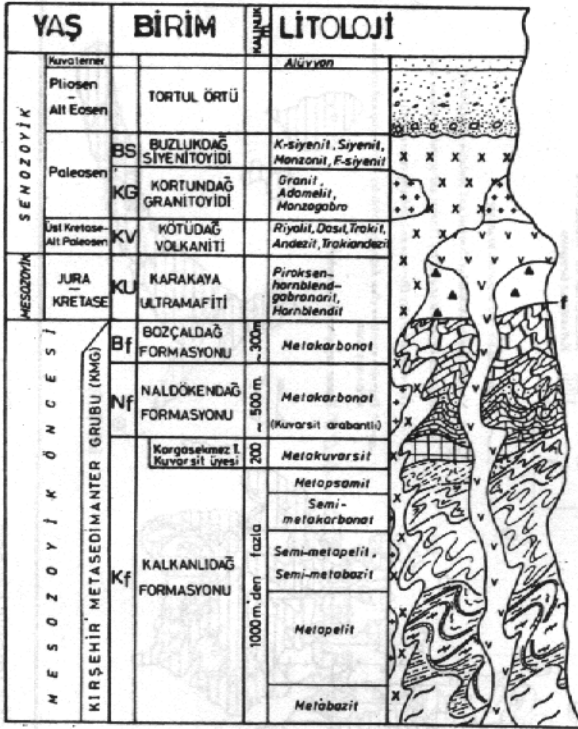
Kırşehir yöresinde adlandırılan litofasiyelerin tanımı, yayılımı, alt ve üst sınır ilişkileri, mineralojik-petrografik ve petrolojik özellikleri ayrıca yapısal özellikleri önceki çalışmalarda verilmiştir (Tolluoğlu, 1986, 1987, 1989, 1992; Tolluoğlu ve Erkan, 1989, 1990, 1993). Bu makale kapsamında, Kırşehir metamorfiteilerinin stratigrafik olarak alt litofasiyesi olan ve değişik kayaç gruplarından oluşan, yapısal açıdan karmaşık konuma sahip Kalkanlıdağ formasyonunun düşük ve yüksek metamorfik zonlarda yüzeylenen petrografik türevleri petrokimyasal verilerle değerlendirilmiştir. Ayrıca çeşitli litoloji gruplarından meydana gelen formasyona ait kayaç topluluklarının köken sorununa da analitik yaklaşımda bulunulmuştur. Diğer taraftan, Kırşehir Masifinde sadece birkaç lokalitede (Erkan, 1975) rastlanabilen kloritoyid ve hiç gözlenmeyen stavrolit minerallerin oluşum koşulları tüm kayaç kimyası yardımıyla araştırılmıştır. Kayaç örneklerinin kimyasal bileşimleri Hoschek (1967, 1969) tarafından ileri sürülen parametreler dikkate alınarak irdelenmiş ve bölgede gerek kloritoyid gerekse stavrolit minerallerinin yaygın olarak neden oluşmadıkları ile ilgili analitik sonuçlar tartışılmıştır. Kalkanlıdağ formasyonuna (Kf) ait değişik litoloji gruplarından seçilen toplam 59 adet kayaç örneğinde tüm kayaç analizi yapılmıştır. Tüm kayaç analizleri Hacettepe Üniversitesi Jeoloji

Mühendisliği Bölümü Kayaç Kimyası Laboratuvarında X-RD yöntemiyle gerçekleştirilmiştir.

BÖLGESEL JEOLJİ

İnceleme alanındaki en yaşlı birimi Kırşehir Masifi olarak tanımlanan bölgesel metamorfiteiler oluşturur. Metamorfizma ve yapı ilişkisi değerlendirildiğinde Kırşehir metamorfiteilerinin metamorfizma mertebesinde gözlenen farklılığa rağmen kökensel olarak ortak litolojik özelliklere sahip oldukları anlaşılmaktadır (Erkan ve Tolluoğlu, 1986, 1990). Çalışma alanı bir bütün olarak ele alındığında metasedimenter karakterli metamorfiteileri genel fasiyes özellikleri (çökelme koşulları) açısından "Kırşehir Metasedimenter Grubu" adı altında tanımlamak söz konusudur (Tolluoğlu ve Erkan, 1993). Kırşehir Metasedimenter Grubuna ait litofasiyeler alttan üste Kalkanlıdağ formasyonunu (Kf), Kargasekmez Tepe kuvarsit üyesi (KKÜ), Naldökendağ formasyonu (Nf) ve Bozçaldağ formasyonu (Bf) olarak adlandırılır (Tolluoğlu, 1986, 1987). İlgili litofasiyeler, çalışma alanı batısında Kaman çevresinde Seymen'in (1982, 1984) tanımına uygun Kalkanlıdağ, Tamadağ ve Bozçaldağ formasyonlarına karşılık gelmekte ve benzer litolojik özellikler sergilemektedir. Kargasekmez Tepe kuvarsit üyesi ise benzer şekilde Seymen (1982) tarafından adlandırılan Kabak Tepe ku-

varsitleri ile denestirilebilmektedir (Şekil 2).



Şekil 2. Genelştirilmiş dikme kesit.

Fig. 2. Generalized stratigraphic columnar section.

Kırşehir Metasedimanter Grubunda saptanan petrolojik verilere göre güneyden kuzeye progresif gelişen bölgesel metamorfizma üç ayrı zona ayrılır (Tolluoğlu ve Erkan, 1993). Petrografik bulgulara göre I. Metamorfik zona geçiş metakarbonatlarda (Nf) gözlenen dolomit + kuvars ↔ tremolit + kalsit reaksiyonu ile karakterize edilmektedir. II. Metamorfik zona geçişi karakterize eden paranez ise diyopsit + kalsit beraberliğinin yarı metakarbonatlarda (Kf) ilk defa ortaya çıkışıdır. III. Metamorfik zona geçiş ise metapelitlerde (Kf) saptanan muskovit + kuvars ↔ sillimanit + ortoklaz reaksiyonu ile temsil edilir.

Kalkanlıdağ formasyonu (Kf) Kırşehir Metasedimanter Grubunun en alt birimini oluşturmaktadır. Kalkanlıdağ yöresinde yaygın olarak yüzeylenir ve stratigrafisi en iyi şekilde bu alanda tanımlanır (Tolluoğlu, 1986) (Şekil 1). Metamorfizma mertebesinin yüksek olduğu kuzey ve kuzeybatıda üzerindeki Kargasekmez Tepe kuvarsit üyesinin stratigrafik kamalanması sonucu Naldökendağ formasyonuna ait metakarbonatların hemen altında ve antiformal yapının çekirdek bölgesinde (Tolluoğlu, 1992) yüzeylenir (Şekil 3). Çalışma alanı kuzeydoğu ve güneydoğusuna doğru genellikle üzerinde yer alan kalın metakuvarsit ve

metakarbonatların aşınması sonucu veya ters faylarla derin vadi tabanlarında yüzeye çıktığı gözlenir. Formasyon güney bölgede kuzeye kıyasla daha düşük metamorfik kayaç türleriyle temsil edilir (Şekil 3).

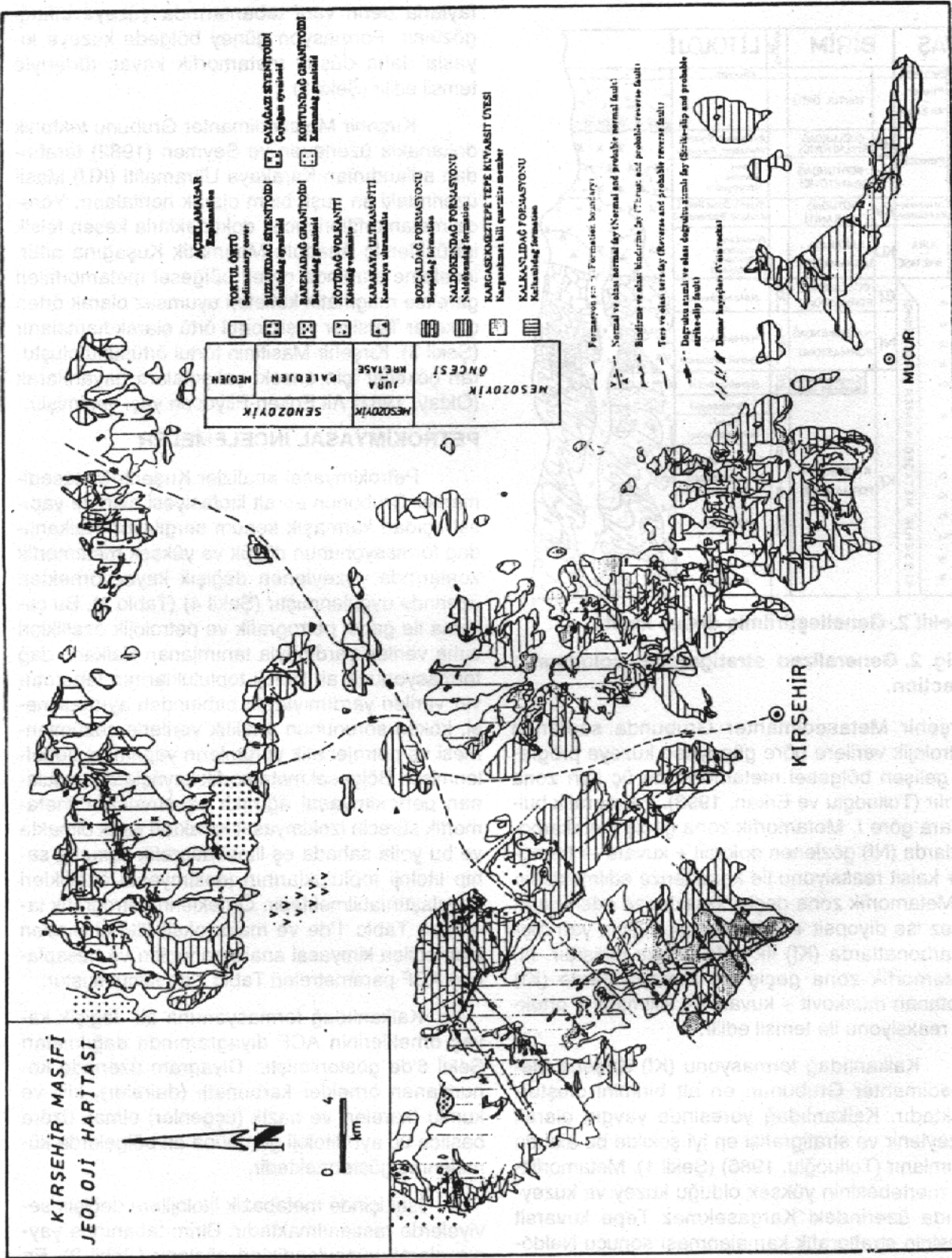
Kırşehir Metasedimanter Grubunu tektonik dokanakla üzerleyen ve Seymen (1982) tarafından adlandırılan Karakaya Ultramafiti (KU) Masif üzerindeki en yaşlı birim olarak haritalanır. Yörede metamorfizmaları sıcak dokunaklarla kesen felsik intrüzyonlar İç Anadolu Magmatik Kuşağına aittir. inceleme alanında gerek bölgesel metamorfizmaları gerekse magmatik kütleleri uyumsuz olarak örten çökeller Tersiyer yaşlı tortul örtü olarak haritalanır (Şekil 3). Kırşehir Masifinin tortul örtüsünü oluşturan çökeller için önceki çalışmalara dayanılarak (Oktaç, 1981) Alt Eosen-Pliyosen yaşı verilmiştir.

PETROKİMYASAL İNCELEMELER

Petrokimyasal analizler Kırşehir Metasedimanter Grubunun en alt litofasiyesi olan ve yapısal açıdan karmaşık konum sergileyen Kalkanlıdağ formasyonunun düşük ve yüksek metamorfik zonlarında yüzeylenen değişik kayaç örnekleri üzerinde uygulanmıştır (Şekil 4) (Tablo 1). Bu çalışma ile genel petrografik ve petrolojik özellikleri saha verileri yardımıyla tanımlanan Kalkanlıdağ formasyonuna ait litoloji topluluklarının laboratuvar verileri yardımıyla da birbirinden ayırtılması, köken sorununun analitik verilerle çözümlenmesi ve petrojenetik yorumların yapılması hedeflenmiştir. Bölgesel metamorfik kayalarda uygulanan petrokimyasal ağırlıklı çalışmalarda metamorfik sürecin izokimyasal karakteri esas olmakta ve bu yolla sahada eş litostratigrafik konuma sahip litoloji topluluklarının jeokimyasal özellikleri karşılaştırılabilmektedir. Örneklerin petrografik tanımları Tablo 1'de ve majör oksit (%) çinsinden elde edilen kimyasal analiz sonuçları ve hesaplanan ACF parametreleri Tablo 2'de sunulmuştur.

Kalkanlıdağ formasyonuna ait değişik kayaç örneklerinin ACF diyagramında dağılımları Şekil 5'de gösterilmiştir. Diyagram üzerinde konumlanan örnekler karbonatlı (daireler), killi ve kumlu (kareler) ve bazik (üçgenler) olmak üzere başlıca üç ayrı litoloji gurubuna ait bölgelerde kümelenme göstermektedir.

İstif içinde metabazik litolojilere değişik seviyelerde rastlanılmaktadır. Birim tabanında yaygın olarak yüzeylendikleri gözlenir (Şekil 2). En yaygın petrografik türevlerini ise amfibolitler oluşturur. Bazik litolojigurubuna ait örneklerin dağılımları ACF diyagramında (Şekil 5) incelendiğinde gerek düşük gerekse yüksek metamorfik zonda yüzeylenen tüm amfibolit örneklerinin (Şekil 4;



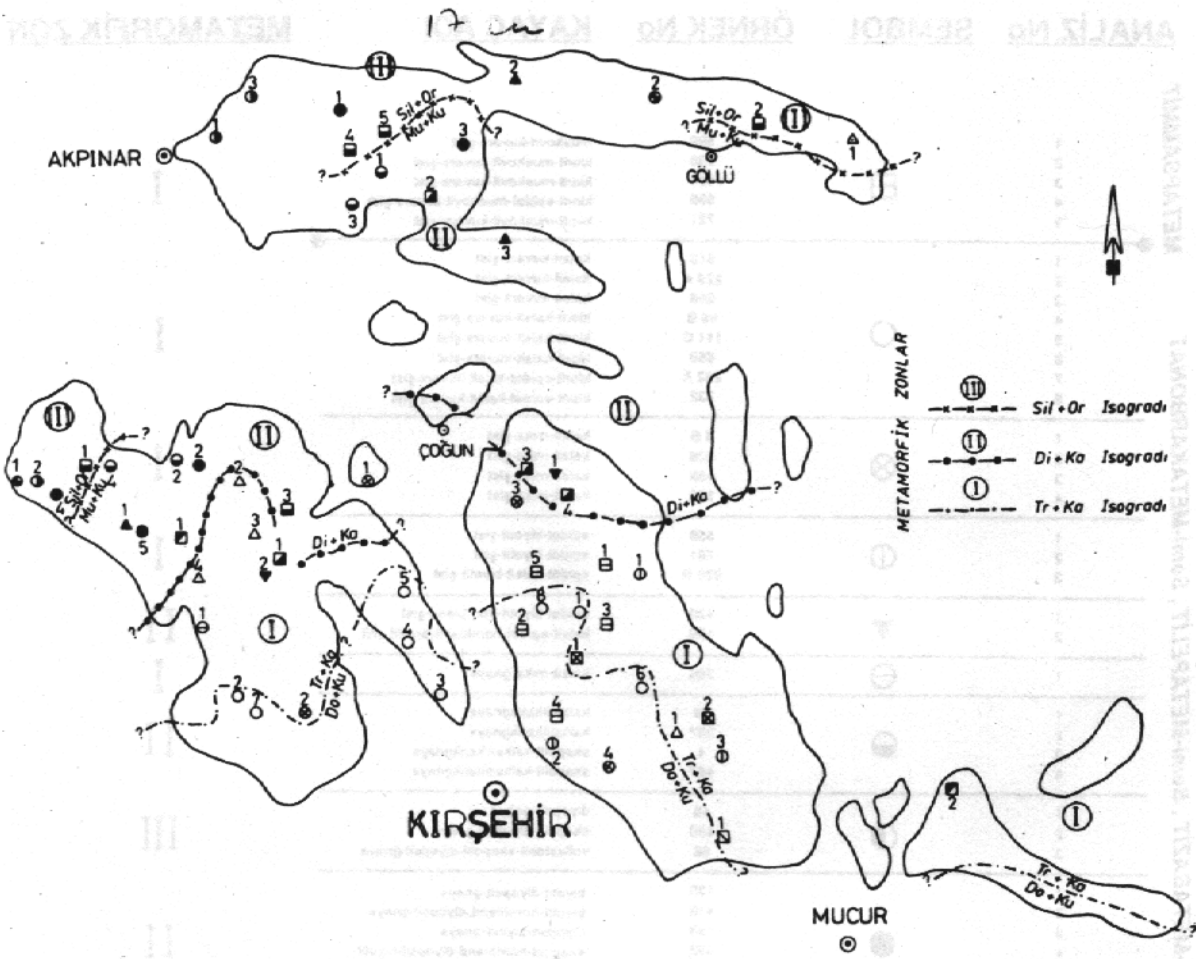
Şekil 3. Kirsehir Masifi jeoloji haritası.

Fig. 3. Geological map of Kirsehir Massif

	ANALİZ No	SEMBOL	ÖRNEK No	KAYAÇ ADI	METAMORFİK ZON	
METAPSAMMİT	1		596	muskovit-kuvars-gist		
	2		735	klorit-muskovit-kuvars-gist		
	3	□	595	klorit-muskovit-kuvars-gist	I	
	4		696	klorit-epidot-muskovit-kuvars-gist		
	5		721	klorit-muskovit-kuvars-gist		
Semi-METABAZİT, Semi-METAPELİT, Semi-METAKARBONAT	1		619	kalsit-kuvars-gist		
	2		229 A	kalsit-kuvars-gist		
	3		666	kalsit-kuvars-gist		
	4	○	95 B	klorit-kalsit-kuvars-gist	I	
	5		111 C	klorit-kalsit-kuvars-gist		
	6		659	klorit-kalsit-kuvars-gist		
	7		232 A	klorit-epidot-kalsit-kuvars-gist		
	8		732	klorit-epidot-kalsit-kuvars-gist		
	1	⊗	3 B	kalsit-mika-gist	I	
	2		608	kalsit-mika-gist		
	3		489	kalsit-mika-gist		
	4		786	kalsit-mika-gist		
	1	⊖	559	epidot-biyotit-gist	I	
	2		781	epidot-biyotit-gist		
	3		929 B	epidot-kalsit-biyotit-gist		
	1	▼	430	epidot-biyotit-hornblend-gist	II	
	2		199	kalsit-epidot-hornblend-biyotit-gist		
	1	⊖	365	kalsit-mika-gnays	I	
	1		98	kalksilikatikgnays	II	
	2	●	387	kalksilikatikgnays		
	3		4	skapolit-kalksilikatikgnays		
	1		48	diyopsit-gnays	III	
	2	◐	490	skapolit-diyopsit-gnays		
	3		66	voilastonit-skapolit-diyopsit-gnays		
	1		130	biyotit-diyopsit-gnays	II	
	2		419	biyotit-hornblend-diyopsit-gnays		
METAPELİT	3		188	diyopsit-biyotit-gnays		
	4	●	492	skapolit-hornblend-diyopsit-biyotit-gnays		
	5		401	granat-diyopsit-hornblend-biyotit-gnays		
	1	⊕	488	diyopsit-hornblend-gnays	III	
	2		522	diyopsit-hornblend-gnays		
	1	◻	1086	muskovit-gist	I	
	1	⊗	707	mika-gist	I	
	2		903	mika-gist		
		1		476	epidot-mika-gnays	II
		2	◻	335	mika-gnays	
3			390	mika-gnays		
4			429	mika-gnays		
	1	◻	528	granat-mika-mikroklin-gnays	II	
	2		823	muskovit-mikroklin-gnays		
	1		516	biyotit-gnays	II-III	
	2		355	biyotit-gnays		
	3	◻	244 B	granat-biyotit-gnays		
METABAZİT	4		102	granat-biyotit-gnays		
	5		113	sillimanit-biyotit-gnays		
	1		787	epidot-amfibolit	I	
	2	△	134	epidot-biyotit-amfibolit		
	3		298	biyotit-amfibolit		
	4		357 A	epidot-amfibolit		
	1		400 A	amfibolit	II	
	2	▲	235	amfibolit		
3		290	amfibolit			
	1	△	1026	diyopsit-amfibolit	III	

Tablo 1. Kimyasal analizi yapılan örneklerin petrografik tanımları

Table 1. Petrographical description of analyzed rock samples



Şekil 4. Kimyasal analizi yapılan örneklerin metamorfik zonlarda dağılımı ve izogradlar (simgelerin ait olduğu kayaç türleri Tablo 1'de verilmiştir).

Fig. 4. Distribution of analyzed rock samples in the metamorphic zones and simplified isograds (rock types of symbols are given at Table 1).

Tablo 1) bazik kayaçların (andezit- bazalt) sınırladığı alan içinde yer aldıkları izlenir. İlgili kayaç gurubu ACF diyagramından anlaşılacağı gibi orto kökene işaret etmektedir.

Kalkanlıdağ formasyonunun metasedimanter karakterlerini belirleyen ve litofasiyes içinde en yaygın litoloji gurubunu oluşturan bir diğer topluluk metapelitlerdir. İstif içinde değişik seviyelerde izlenen killi bileşime sahip litolojiler alt seviyelerde saf pelitik türevlerden oluşurken üste doğru bazik ve karbonatlı litolojilerle ardalanmalı bir konum sergiler. Formasyonun en üst kesiminde ise kuvars bakımından zengin killi-kumlu litolojilerle arakatlıdır. Metapsammitik (kumlu) litoloji grubu Kargasekmez Tepe kuvarsit üyesine geçmeden önce kuvarasca zengin kumlu bileşimi ile kıyafet seviye oluşturur (Şekil2). Stratigrafik kamalanma gösteren kumlu-killi bileşim üste doğru kuvarsit üyesinin masif kuvarsitleri ile son bulmaktadır.

Genel karakteri itibariyle killi-kumlu litoloji topluluklarına ait örneklerin (Şekil 4; Tablo 1) ACF diyagramında konumları Şekil 5 üzerinde gösterilmiştir. Özellikle stratigrafik olarak alt kesimde yaygın olan safmetapelitler ACF diyagramında karbonat içermeyen killi kayaçlarla grovakların sınırladığı alanda dağılım göstermekte ve buna karşın metapsammitler (kumlu litolojiler) ise A köşesinde (Al_2O_3) yakın ve yukarıda sözü edilen sınırlı alanın dışında kümelenmektedir. İlksel konumlarını kaybetmiş ve üsteyen kıvrımlarla bağlı olarak kalınlaşmış saf metapelitler kuzeyde ve kuzeybatıda daha yaygın olarak yüzeylenmektedir. Bu bölgelerde yanal devamlılığa sahip ve güneye kıyasla yüksek metamorfik mineral parajenezlerinden oluşan kayaçlarla temsil edilirler. Örneklerde değişik kalınlıklarda izlenen bantlaşma erken evrede gelişen izoklinal kıvrımlanmanın sonucudur (Topluluğu, 1989, 1992). Yanal ve

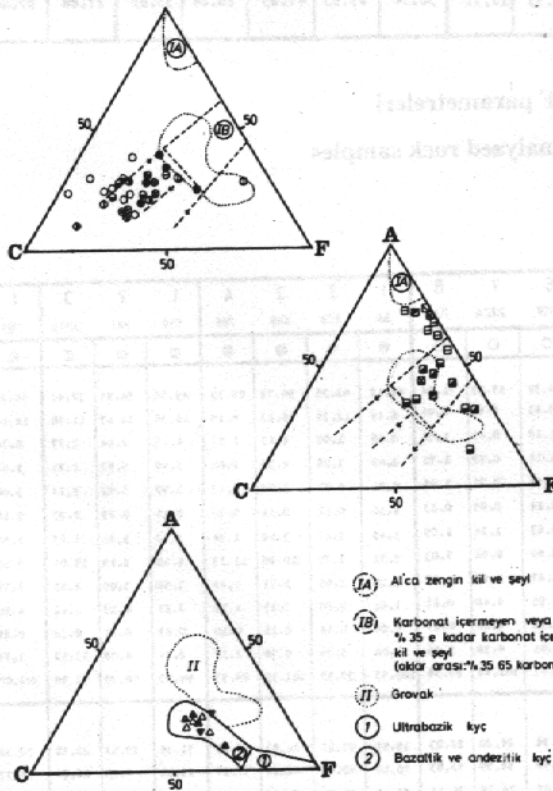
ANALİZ NO ÖRNEK NO	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	1	2	3	4	1	2	3	4	5			
	707	923	476	325	350	429	520	823	515	355	244B	102	113	757	134	298	257A	208A	225	287	1026	
(%) Major oksitler																						
SiO ₂	49.83	42.31	49.38	37.25	55.38	71.41	70.02	61.80	66.25	66.99	61.97	68.55	57.11	56.41	49.26	40.07	52.68	48.43	47.93	51.73	54.39	48.33
Al ₂ O ₃	12.44	10.10	15.01	18.92	19.89	17.40	13.72	18.58	18.77	16.71	16.60	18.80	17.52	20.99	14.61	14.40	15.34	15.00	16.89	7.70	17.03	14.94
TiO ₂	2.12	1.06	0.41	0.27	1.99	1.38	1.52	0.27	0.80	0.39	0.44	0.23	0.70	0.72	2.76	0.53	0.72	0.49	1.00	1.04	0.90	1.05
FeO	1.69	2.59	1.83	3.49	3.25	1.77	1.60	2.13	0.98	3.98	2.30	2.57	1.17	1.17	7.05	5.91	6.47	6.28	6.12	6.16	8.41	5.34
Fe ₂ O ₃	12.12	5.03	1.34	5.43	3.27	2.01	2.77	1.99	2.40	0.15	3.19	0.83	1.34	1.90	2.92	2.05	3.06	1.27	2.22	2.69	2.86	5.28
MnO	0.35	0.10	0.08	0.13	0.11	0.04	0.07	0.26	0.04	0.03	0.10	0.06	0.09	0.05	0.32	0.25	0.18	0.14	0.14	0.21	0.23	0.18
K ₂ O	2.22	1.62	0.95	1.79	2.50	0.75	0.93	1.93	0.30	1.83	3.10	1.45	2.04	2.95	8.45	6.48	4.59	7.11	8.23	10.25	4.75	6.26
CaO	0.45	0.31	1.02	2.06	0.79	0.50	1.07	1.78	0.28	3.25	1.07	3.16	1.85	1.13	9.37	13.57	7.16	11.13	11.27	8.53	9.36	10.66
MgO	0.46	1.28	1.81	1.89	5.79	4.05	2.80	3.11	2.15	2.49	5.51	4.83	3.48	3.17	3.68	1.90	3.75	2.80	2.06	1.96	4.61	3.78
Na ₂ O	6.12	3.85	2.05	7.48	4.98	4.43	4.45	5.43	6.75	3.94	5.94	4.57	9.09	5.31	0.28	3.52	2.25	0.38	0.40	0.26	0.48	0.69
P ₂ O ₅	0.44	0.20	0.08	0.14	0.15	0.08	0.16	0.12	0.01	0.07	0.13	0.17	0.17	0.08	0.15	0.30	0.25	0.38	0.16	0.18	0.15	0.30
S.O ₃	3.79	2.09	1.10	1.08	1.11	0.58	1.01	2.73	1.16	1.13	0.98	1.00	0.69	0.62	1.21	3.15	1.36	1.96	1.34	0.88	0.31	1.74
Toplam	98.82	100.29	98.74	99.53	100.71	100.05	99.66	98.19	98.48	100.61	98.92	100.04	99.34	98.68	100.44	98.33	98.52	97.27	99.46	97.43	103.53	98.36
A	74.28	60.04	44.40	48.12	51.75	43.75	47.50	37.25	32.77	35.15	33.48	34.12	15.21	32.18	16.61	17.95	22.09	20.43	21.59	10.36	20.77	21.25
C	-	0.34	17.95	14.61	6.04	9.17	12.89	16.70	5.01	24.03	8.26	29.24	16.09	3.94	29.25	26.68	28.93	33.04	32.67	27.03	32.18	34.95
F	24.28	31.62	37.64	37.25	62.80	47.08	39.63	46.05	21.42	40.82	58.16	37.64	68.70	40.96	74.14	45.38	49.00	46.32	45.74	82.41	47.59	43.80

Tablo 2. Örneklerin kimyasal analiz sonuçları ve ACF parametreleri

Table 2. Chemical analyses and ACF parameters of analyzed rock samples

düşük yönde mineralojik bileşimlerinde değişim sergileyen metapelitler içinde mika bileşimine

bağlı olarak farklı petrografik türler tanımları (Tablo 1). Kuzeyde kalın ve yanal devamlılık gösteren metapellitlere güneyde dar alanlarda derin vadi tabanlarında rastlanılmaktadır.



Şekil 5. Kimyasal analizi yapılan örneklerin ACF diyagramı (Winkler, 1979) (Semboller için Tablo 1'e bakınız).

Fig. 5. ACF diagrams of analyzed rock samples (Winkler, 1979) (see Table 1 for symbols).

Kalkanlıdağ formasyonu içinde üst seviyelere doğru karbonat arakatlı yarı metapelitik litolojiler ortaya çıkmaktadır. Özellikle karbonat ve bazik arakatlı killi kayalar değişik kalınlıklarda bantlar oluşturur (Şekil 2). Özellikle karbonat oranının bağılı olarak arttığı litoloji toplulukları metamorfizma mertebesinde gözlenen güneyden kuzeye artışa bağılı olarak petrografik türlerle tanımlanmaktadır. Ancak stratigrafik konumlarını korumaktadır. Karbonat mineral içeriği diğer litoloji gruplarına oranla daha yüksek olan örnekler genelde C (CaO) köşesine yakın bir alanda dağılım gösterir (Şekil 5). Zaman zaman killi seviyelerle ardalanmalı yarı karbonatlı litoji grubuna ait ve düşük metamorfik zon ile yüksek metamorfik zonda yüzeylenen kayaların (Şekil 4; Tablo 1) ACF diyagramında yaklaşık aynı bölgede ve birbirine yakın bir şekilde dağılım gösterdikleri izlenir. Bu durum düşük ve yüksek metamorfik zonlara ait yarı karbonatlı kayaç türlerinin genelde ortak kökene sahip oldukları savını destekleyen bir veri olarak değerlendirilir. Yarı pelitik litolojilerin üste doğru yarı karbonatlı litolojilere geçiş gösterdiği izlenirken formasyonun sedimenter karakteri de belirginleşmektedir.

Kalkanlıdağ formasyonuna ait kayaç örneklerinin Log (SiO₂/Al₂O₃) - Log [(CaO + Na₂O) / K₂O] ilişkisi irdelendiğinde analiz edilen örneklerde köken yorumu daha belirgin bir biçimde ya-

ANALİZ No	1	2	1	2	3	4	1	2	3	1	2	3	4	5	1	2
ÖRNEK No	430	199	98	387	4	467	48	490	86	130	419	488	492	401	488	522
(%) Majör oksit	▼	▼	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
SiO ₂	50.28	52.75	58.00	62.26	64.10	54.36	70.94	64.48	52.35	67.88	68.14	62.57	61.66	61.17	61.67	56.12
Al ₂ O ₃	16.20	17.58	14.07	15.00	13.84	11.93	11.20	13.80	9.95	11.43	11.92	15.18	16.83	16.50	14.83	13.84
TiO ₂	1.95	0.61	0.60	0.29	0.72	0.78	0.77	0.42	0.86	0.84	0.94	0.66	0.82	0.70	0.85	0.80
FeO	8.90	6.89	2.65	3.44	2.75	2.90	3.44	2.95	3.26	3.42	3.44	4.67	2.34	3.90	3.17	3.79
Fe ₂ O ₃	0.05	2.45	0.56	0.29	0.14	1.64	0.16	1.10	0.01	0.42	0.86	0.49	2.96	1.64	2.53	4.82
MnO	0.19	0.15	0.13	0.20	0.10	0.12	0.08	0.09	0.09	0.10	0.11	0.08	0.09	0.16	0.15	0.26
HgO	5.11	4.29	1.94	1.48	1.23	1.70	1.31	1.38	1.45	1.24	1.90	2.76	1.89	1.98	2.76	6.13
CaO	9.65	5.91	11.05	7.61	9.81	14.10	6.30	9.41	27.84	7.27	7.88	4.35	5.37	6.05	9.81	24.54
MgO	3.27	3.79	1.82	3.05	1.37	1.04	2.59	1.25	0.92	2.44	0.94	2.01	2.27	1.15	1.75	1.68
K ₂ O	2.04	3.28	1.19	3.07	2.07	1.44	1.68	2.48	0.88	2.11	1.44	4.13	3.28	4.24	0.69	1.68
P ₂ O ₅	0.24	0.24	0.10	0.11	0.10	0.17	0.11	0.14	0.10	0.12	0.08	0.12	0.12	0.09	0.17	0.12
A.K	2.17	2.01	6.77	3.80	4.07	8.90	0.10	0.78	2.29	0.73	0.35	1.31	2.55	2.07	1.18	7.00
Toplam	100.03	99.95	98.28	100.50	100.30	99.08	98.68	98.28	99.96	98.00	98.00	98.33	100.18	99.65	99.56	100.78
A	16.81	23.18	27.17	23.45	27.60	22.30	21.12	28.42	11.27	20.41	28.08	26.55	39.24	33.92	30.56	15.83
C	32.94	25.19	53.17	46.50	51.47	57.97	45.26	48.84	76.02	48.86	42.39	26.23	32.52	33.06	41.55	56.89
F	50.25	51.63	19.65	30.04	20.94	19.73	33.61	22.73	12.71	30.74	29.53	47.23	28.24	33.02	27.88	27.28

Tablo 2. Örneklerin kimyasal analiz sonuçları ve ACF parametreleri

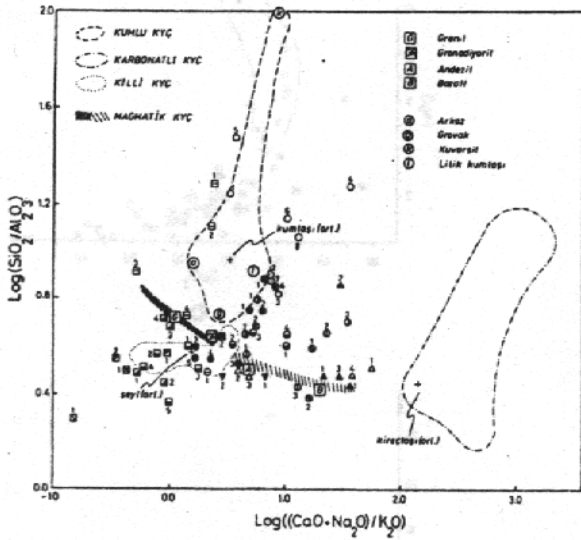
Table 2. Chemical analyses and ACF parameters of analyzed rock samples

ANALİZ N.	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	3	4	1	2	3	4	
ÖRNEK No	598	725	595	698	721	819	229A	866	958	111C	689	222A	732	38	608	429	786	559	781	929B	363	
(%) Majör oksit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
SiO ₂	87.44	86.57	78.41	75.20	81.11	85.65	71.62	60.88	80.08	88.70	76.51	89.39	71.24	66.42	62.35	50.72	62.39	49.58	56.99	32.41	36.24	
Al ₂ O ₃	4.34	4.73	9.59	13.88	4.60	4.85	8.41	9.02	4.09	2.80	5.61	8.64	6.06	6.49	12.29	16.13	4.18	14.38	12.17	11.10	18.04	
TiO ₂	0.77	1.29	1.37	1.29	0.20	1.72	0.29	0.30	9.01	0.13	1.18	0.49	1.56	0.68	1.09	1.43	2.87	4.13	2.14	2.77	0.76	
FeO	0.54	0.97	1.23	0.65	0.64	0.72	0.74	0.05	1.61	0.27	1.23	0.79	1.76	2.02	3.06	4.30	2.80	3.48	5.53	2.25	1.62	
Fe ₂ O ₃	1.90	2.29	2.54	2.56	0.75	2.56	0.84	2.62	0.05	0.80	1.44	2.71	1.95	0.81	0.81	1.72	3.13	0.30	5.93	9.24	3.00	
MnO	0.06	0.02	0.05	0.02	0.01	0.06	0.07	0.08	0.09	0.06	0.14	0.09	0.13	0.10	0.11	0.10	0.16	0.25	0.23	0.16		
HgO	0.09	0.52	1.14	0.51	0.31	0.15	0.23	0.34	2.57	0.70	0.63	1.14	1.09	1.45	2.17	3.12	1.94	3.72	5.91	2.43	1.59	
CaO	0.14	0.51	0.24	0.83	0.01	2.03	8.38	13.96	6.11	2.99	5.89	8.54	7.03	9.71	7.21	10.20	11.23	6.98	2.19	19.04	7.93	
MgO	1.67	1.08	1.10	1.96	0.01	1.37	0.25	0.38	0.55	0.25	0.67	1.65	1.02	1.18	1.65	1.91	1.44	3.32	3.03	2.61	5.79	
K ₂ O	0.77	0.70	2.88	2.10	1.13	1.03	1.20	1.63	0.20	0.82	0.55	1.40	0.61	1.61	1.60	3.15	1.99	2.27	0.23	1.62	4.98	
P ₂ O ₅	0.06	0.39	0.12	0.15	0.05	0.14	0.17	0.19	0.13	0.13	0.11	0.18	0.27	0.06	0.14	0.16	0.10	0.47	0.21	0.38	0.34	
A.K	0.97	0.76	2.82	1.74	1.02	3.51	9.30	14.44	3.71	1.93	4.81	6.38	5.66	8.00	5.74	6.38	2.76	3.24	4.08	13.82	1.79	
Toplam	98.75	101.63	100.55	100.87	99.44	101.40	101.60	100.89	100.16	99.20	100.67	101.40	98.38	100.53	97.93	101.39	98.53	99.03	98.20	97.90	101.00	
A	62.35	63.92	56.22	74.71	69.06	39.32	30.09	24.22	34.94	23.26	25.96	24.20	22.03	15.97	27.63	24.83	17.25	71.24	28.62	20.16	30.36	
C	3.51	5.34	2.88	8.98	-	42.17	81.66	72.72	57.77	50.84	55.99	58.50	53.05	38.10	40.61	42.24	57.17	29.51	9.15	62.04	34.23	
F	34.14	30.74	40.98	16.72	30.94	18.51	8.26	3.05	31.29	23.90	18.06	16.29	24.14	25.93	31.75	32.92	25.57	39.43	62.23	17.80	35.41	

Tablo 2. Örneklerin kimyasal analiz sonuçları ve ACF parametreleri

Table 2. Chemical analyses and ACF parameters of analyzed rock samples

çalışılmaktadır (Şekil 6). Diyagramda kumlu, killi ve karbonatlı kayaların sınır ilişkileri ayrıca magmatik kayalara ait yönelimler işaret edilmiştir.



Şekil 6. Log (SiO₂/Al₂O₃)-Log [(CaO + Na₂O) / K₂O] diyagramı (Garrels ve Mackenzie, 1971).

Fig. 6. Log (SiO₂/Al₂O₃) Log [(CaO + Na₂O) / K₂O] diagram (Garrels and Mackenzie, 1971).

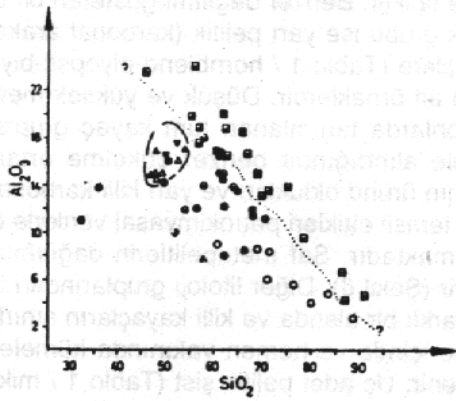
Şekil 6'da metapsammitik litoloji grubuna ait 5 adet örneğin (Tablo 1/kuvars-şist) kumlu-killi kayalar arası bölgede ve kumlu kayalar alanına yakın dağılım gösterdikleri ve yüksek silis içeriğine sahip oldukları gözlenmektedir. Yarı karbonatlı litoloji topluluğuna ait 8 adet örneğin (Tablo 1/kalsit-kuvars-şist) kumlu-karbonatlı kayalar arası bölgede ve litik kumtaşlarına yakın alanda dağılım gösterdikleri izlenmektedir. Karbonat arakatlı killi bileşime sahip 4 örnek (Tablo 1 / kalsit - mika-şist) ise yaklaşık benzer dağılım göstermektedir. İlgili litoloji topluluklarının diyagram üzerinde (Şekil 6) birbirlerine yakın konuma sahip oldukları izlenmektedir. Formasyonun ist kesimini karakterize eden bu litolojiler değişen kum, kil ve karbonat içerikleri ile birbirlerine her türlü geçiş gösteren kayalar türleri oldukları ve yaklaşık benzer fasiyes (çökme) koşullarında oluştuğuna işaret etmektedir. Diğer taraftan, karbonat arakatlı yarı pelitik ve yarı bazalt örnekler (Tablo 1 / epidot-kalsit-biyotit-şist, kalsit - epidot - biyotit - hornblend-şist) ağırlıklı olarak killi litolojilerin egemen olduğu alana yakın bir dağılım sergilemektedir. Yüksek metamorfik zonda (Şekil 4) yüzeylenen yarı karbonatlı 7 adet örneğin (Tablo 1 / kalk-silikatik-gneys ve diyopsit-gneys) birbirine yakın olarak kümelenmeleri ve aynı şekilde kumlu - kar-

bonatlı litolojiler arası alanda dağılım göstermeleri oldukça tipiktir. Benzer dağılımı gösteren bir diğer örnek grubu ise yarı pelitik (karbonat arakatlı) litolojilere (Tablo 1 / hornblend-diyopsit-biyotit-gneys) ait örneklerdir. Düşük ve yüksek metamorfik zonlarda tanımlanan tüm kayalar grupları birlikte ele alındığında benzer çökme ortamı koşullarının ürünü oldukları ve yarı killi-karbonatlı litolojileri temsil ettikleri petrokimyasal verilerle de doğrulanmaktadır. Saf metapelitlerin dağılımları da ilginçtir (Şekil 6). Diğer litoloji gruplarından tamamen farklı bir alanda ve killi kayaların sınırlandığı bölge içinde ve hemen yakınında kümelendikleri izlenir. Üç adet pelitik şist (Tablo 1 / mika-şist), 11 adet gneys (Tablo 1 / mika-gneys, mikroklin-gneys, biyotit-gneys) örneğinin ilgili diyagram üzerindeki dağılımı benzer fasiyes koşullarında oluşmuş olduklarına işaret etmektedir. Diğer taraftan, metabazitlere ait örneklerin dağılımları ise diğer kayalar gruplarından oldukça farklıdır. Sekiz adet örneğin (Tablo 1 / epidot-amfibolit, amfibolit ve diyopsit-amfibolit) bazalt-andezit türü kayaların oluşturduğu trende uygun ve yakın çevresine konumlanmış olmaları kökenleri için kabul edilen orto köken görüşünü desteklemektedir.

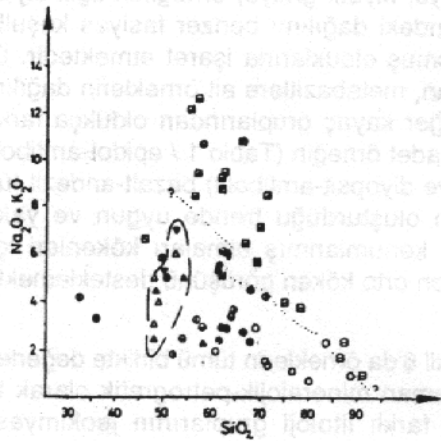
Şekil 6'da örneklerin tümü birlikte değerlendirildiği zaman mineralojik-petrografik olarak tanımlanan farklı litoloji gruplarının jeokimyasal açıdan da belirgin farklılıklar gösterdiği ve değişik çökme ortamı ürünü litoloji topluluklarından meydana geldikleri anlaşılmaktadır. Diğer taraftan, yarı karbonatlı ve yarı pelitik birimler arasında sık gözlenen mineralojik geçiş analizleriyle de doğrulanmaktadır.

Kalkanlıdağ formasyonuna ait örneklerin (Şekil 4; Tablo 1) majör oksit (%) cinsinden elde edilen parametreleri birbirleriyle denendiğinde ortaya çarpıcı sonuçlar çıktığı gözlenir. Elde edilen parametrelerden SiO₂ - Al₂O₃ ve SiO₂ - Na₂O + K₂O arasındaki ilişkiler değerlendirildiğinde metapelitlerin diğer litoloji gruplarına kıyasla belirgin farklılık gösterdiği izlenir (Şekil 7). Özellikle karbonatlı litolojilerle kesin sınır ilişkilerine sahiptirler (Tablo 1). Ayrıca metabazitlerin belirgin bir gruplaşma gösterdiği saptanmıştır. Benzer durum gerek SiO₂ - MgO gerekse SiO₂ - CaO arasındaki ilişkilerde de gözlenmektedir (Şekil 7).

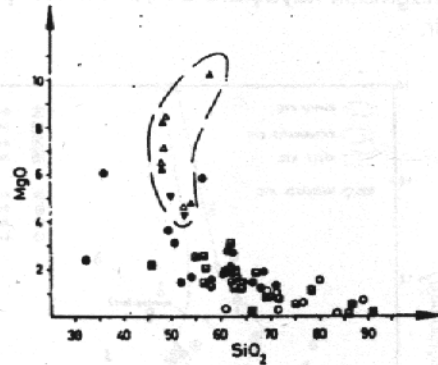
CaO - Al₂O₃, CaO - MgO ve CaO - TFe₂O₃ arasındaki ilişkiler değerlendirildiğinde de Kalkanlıdağ formasyonuna ait litoloji topluluklarının birbirlerinden belirgin sınırlarla ayrıldıkları izlenir (Şekil 8). Diğer taraftan, K₂O - Na₂O değerleri arasındaki ilişki dikkate alındığında ise litoloji toplulukları arasında belirgin gruplaşmalar tipiktir.



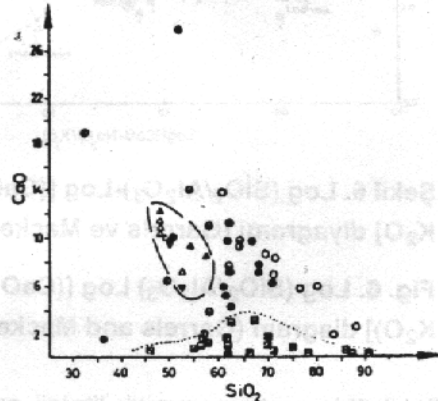
a



b



c



d

Şekil 7. Majör oksit (%) ilişkisi a) SiO_2 - Al_2O_3 , b) SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), c) SiO_2 - MgO , d) SiO_2 - CaO (noktalı çizgi metapelitlerin, kesikli çizgi metabazitlerin sınırını gösterir).

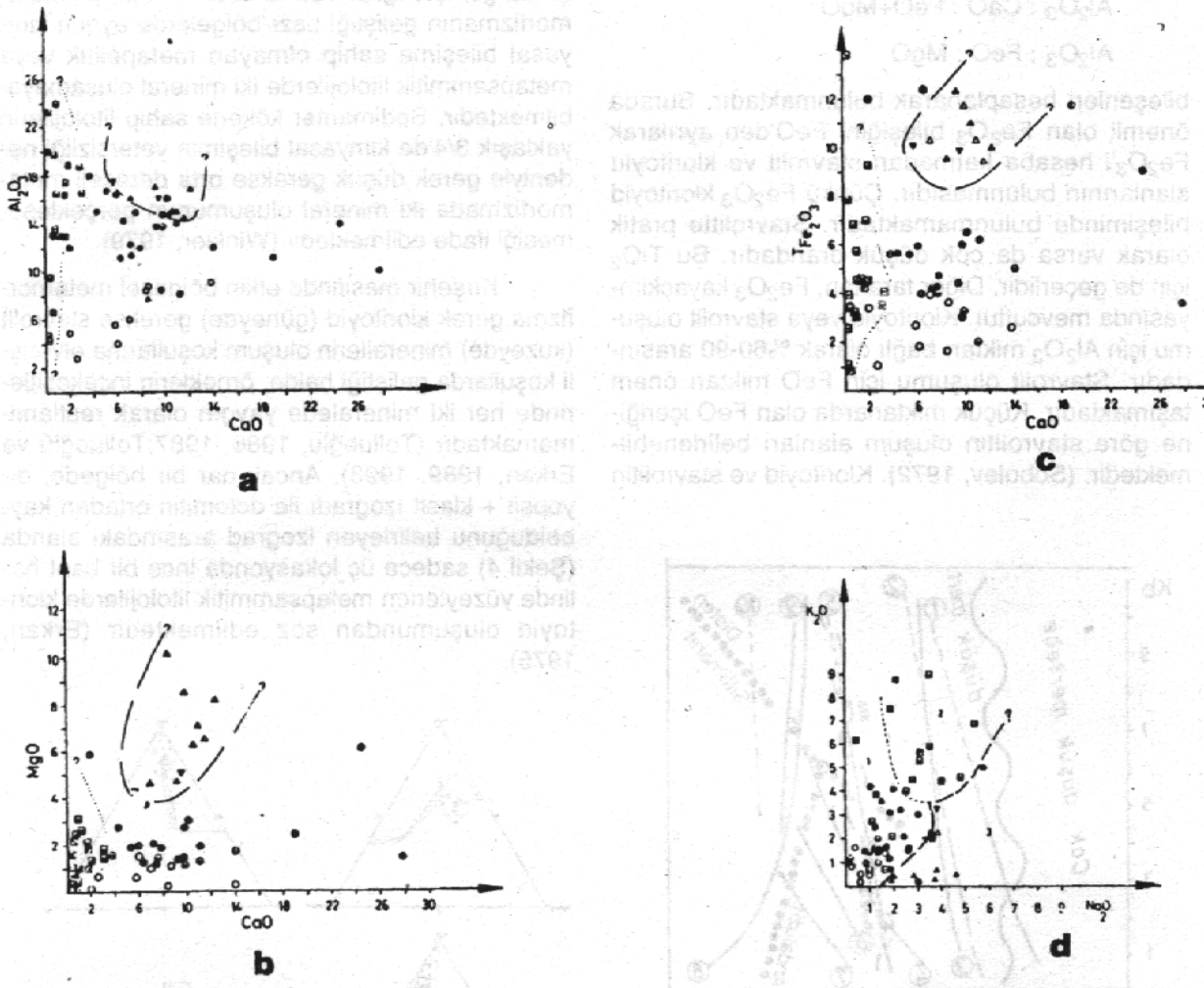
Fig. 7. Relationship Between oxides (%) a) SiO_2 - Al_2O_3 , b) SiO_2 - ($\text{Na}_2\text{O}+ \text{K}_2\text{O}$), c) SiO_2 - MgO , d) SiO_2 - CaO (dotted line shows metapelites and broken line shows metabasites area).

Ayrıca litoloji gruplarını birbirinden ayıran üç farklı alanın jeokimyasal sınırı çizilebilmektedir (Şekil 8).

Kloritoyid ve stavrolit pelitik kayalarda düşük ve orta dereceli metamorfik parajenezler için karakteristik minerallerdir. Metapelitik kayaların düşük dereceli metamorfizma koşullarında indeks minerali kloritoyid iken orta dereceli koşullarını karakterize eden stavrolitin oluşum koşulları ve bileşimleri arasında bir benzerlik gözlenir. Kloritoyid düşük dereceli metapelitlerin, progresif metamorfizma koşullarında basınç ve sıcaklığın yükselmesiyle orta dereceli metamorfizmaya geçmesi sonucu uygun kimyasal koşullarda stavrolit oluşabilmektedir. Bu sebeple, stavrolit orta dereceli metamorfizma koşullarında metapelitlerde kloritoyid minerallerinden oluşan ve düşük dereceden orta dereceye geçişi ifade eden bir mineral olma-

sı nedeniyle petrojenetik öneme sahiptir. Kloritoyid ve stavrolitin oluşumu aynı zamanda diğer metapelitik parajenezlerle de doğrudan ilgilidir. Kloritoyid oluşumu özellikle klorit, pirofillit, muskovit, paragonit ve kuvars minerallerine bağlı iken stavrolit oluşumunda bilhassa muskovit, klorit ve kuvarsin önemi büyüktür.

Metapelitik kayaları oluşturan ve "pelitik sistem" olarak bilinen 7 bileşen $\text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{O}_2$ bileşiklerinden oluşur. Minor bileşenleri ise $\text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{MnO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O}$ 'dir. Kayacın kimyasal bileşiminde H_2O bulunup bulunmaması da oluşacak parajenezleri etkileyen önemli bir faktördür. Metapelitik kayaların oluşum sıcaklığı ve basınç koşulları farklılık göstermektedir. Değişik basınç ve sıcaklık koşullarında oluşan parajenezler Şekil 9'da gösterilmiş-



Şekil 8. Majör oksit (%) ilişkisi a) CaO - Al₂O₃, b) CaO- MgO, c) CaO- TFe₂O₃, d) Na₂O- K₂O (noktalı çizgi metapelitlerin, kesikli çizgi metabazitlerin sınırlarını gösterir).

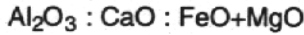
Fig. 8. Relationship between majör oxides (%) a) CaO- Al₂O₃, b) CaO- MgO, c) CaO- TFe₂O₃, d) Na₂O- K₂O (dotted line shows metapelites and broken line shows metabasites area).

tır.

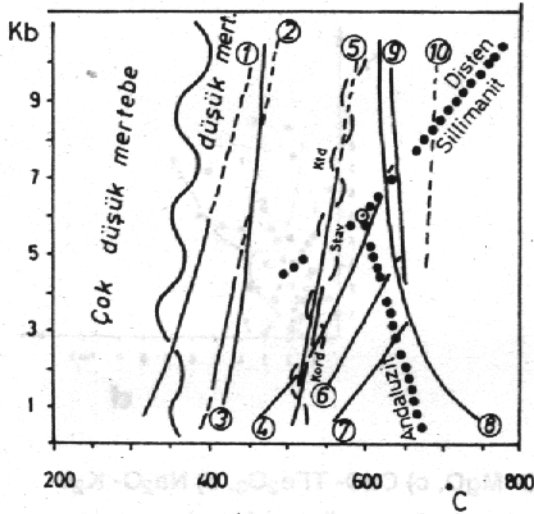
Kloritoyid ve / veya stavrolit oluşumu, ortamın P ve T koşullarına bağlı olduğu gibi büyük ölçüde pelitik veya psammitik kayaç kimyasına da bağlıdır. Bu sebeple kloritoyid veya stavrolit oluşumu için ortam P ve T koşulları yeterli olsa da kayaç kimyası içinde mevcut majör oksit bileşenlerin yüzde eksikliği veya fazlalığı nedeniyle adı geçen mineraller oluşmamaktadır (Hoschek, 1967, 1969; Ganguly, 1968). Halferdal (1961), silis ve alüminyum bakımından zengin ayrıca yüksek Fe⁺²/Mg oranına sahip kayaçlarda kloritoyid oluşumunun mümkün olduğuna işaret etmektedir. Yüksek alüminyum içeriğine karşın düşük K, Na, Ca içeriği söz konusudur. CaO içeriğinin yüksek olması kloritoyid oluşumunu önlemekte ve yerine

epidot grubu (zoyisit, pistazit) mineraller oluşmaktadır. Diğer taraftan, Tröger (1969) kloritoyid oluşumunun daha az olağan olarak saf olmayan karbonatlı kayaçlar içinde de gerçekleşebileceğini işaret etmektedir. Stavrolit genel olarak 575°C ve 5 kb veya 545°C ve 10 kb sıcaklık ve basınç aralığında gözlenmektedir (Winkler, 1979). Stavrolit aynı zamanda düşük dereceli metamorfizma ürünü kloritoyid kadar sınırlı bileşime sahip bir mineraldir.

Hoschek (1967, 1969) kloritoyid ve stavrolitin oluşumunda etkin olan ve yukarıda belirtilen ana bileşenleri değişik üçgen diyagramlar üzerinde yerleştirilerek kloritoyid ve/veya stavrolitin oluşum alanlarını belirlemiştir. Diyagramlar,



bileşenleri hesaplanarak bulunmaktadır. Burada önemli olan Fe_2O_3 bileşimini FeO 'den ayrılarak Fe_2O_3 'i hesaba katmadan stavrolit ve kloritoyid alanlarının bulunmasıdır. Çünkü Fe_2O_3 kloritoyid bileşiminde bulunmamaktadır. Stavrolitte pratik olarak varsa da çok düşük orandadır. Bu TiO_2 için de geçerlidir. Diğer taraftan, Fe_2O_3 kayaç kimyasında mevcuttur. Kloritoyid veya stavrolit oluşumu için Al_2O_3 miktarı bağlı olarak %60-90 arasındadır. Stavrolit oluşumu için FeO miktarı önem taşımaktadır. Küçük miktarlarda olan FeO içeriğine göre stavrolitin oluşum alanları belirlenebilmektedir. (Sobolev, 1972). Kloritoyid ve stavrolitin



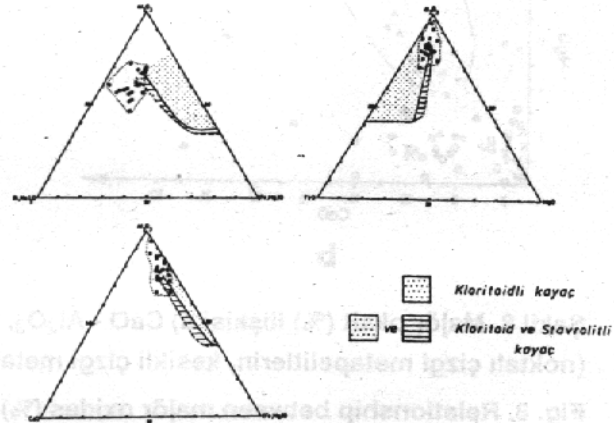
- 1) Kaolinit + Kuvars = Pirofillit
 - 2) Pirofillit=Andaluzit/Disten+Kuvars
 - 3) Stilpnomelar+Muskovit=Biyotit+Muskovit
 - 4) Paragonit+Kuvars=Albit +As
 - 5) Klorit+Muskovit=Stavrolit+Biyotit+Kuvars
 - 6) Stavrolit+Muskovit+Kuvars=Biyotit+As
 - 7) Muskovit+Kuvars = Ortoklaz+As
 - 8) Albit+Ortoklaz+Kuvars+H₂O = Eriyik
 - 9) Albit+Muskovit+Kuvars+H₂O=Eriyik + Sillimanit / Disten
 - 10) Fe-Stavrolit+Kuvars = Almandin+ As
- As = Al_2SiO_5 Kord = Kordiyerit
Kld = Kloritoid Stav = Stavrolit

Şekil 9. Metapelitlerde metamorfik reaksiyonlar (Winkler 1979).

Fig. 9. Metamorphic reactions in metapelites (Winkler, 1979).

kimyasal bileşiminin bilinmesi oluşum ortamı hakkında geniş bilgiler vermektedir. Progresif metamorfizmanın geliştiği bazı bölgelerde uygun kimyasal bileşime sahip olmayan metapelitik veya metapsammitik litolojilerde iki mineral oluşamabilmektedir. Sedimenter kökene sahip litolojilerin yaklaşık 3/4'de kimyasal bileşimin yetersizliği nedeniyle gerek düşük gerekse orta dereceli metamorfizmada iki mineral oluşumunun gerçekleşmediği ifade edilmektedir (Winkler, 1979).

Kırşehir masifinde etkin bölgesel metamorfizma gerek kloritoyid (güneyde) gerekse stavrolit (kuzeyde) minerallerin oluşum koşullarına elverişli koşullarda geliştiği halde, örneklerin incekesitlerinde her iki mineralede yaygın olarak rastlanılmamaktadır (Tolluoğlu, 1986, 1987; Tolluoğlu ve Erkan, 1989, 1993). Ancak dar bir bölgede, diyopsit + klasit izogradı ile dolomitin ortadan kaybolduğunu belirleyen izograd arasındaki alanda (Şekil 4) sadece üç lokasyonda ince bir bant halinde yüzeylenen metapsammitik litolojilerde kloritoyid oluşumundan söz edilmektedir (Erkan, 1975).



Şekil 10. Kloritoyid ve stavrolit içeren kayaçların kimyasal sınırları (Hoschek, 1967) (örnekler için semboller Tablo 1'de verilmiştir).

Fig. 10. Chemical restriction of rocks bearing chloritoid and staurolite (Hoschek, 1967) (rock types of symbols are given at Table 1).

Aşağıda Kalkanlıdağ formasyonunun mostra verdiği tüm alanda metapelitik ve metapsammitik örneklerde (Tablo 1) her iki mineralin oluşum koşulları kayaç kimyası verileriyle irdelenmiş ve bölgede yaygın olarak oluşamama nedenleri araştırılmıştır. Hoschek (1967) tarafından oluşturulan, $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} : \text{FeO} + \text{MgO}$ bileşenlerinden oluşan diyagramda (Şekil 10) gerek metapelitik gerekse metapsammitik örneklerin kloritoyid

ve/veya stavrolit minerallerini içeren kayaçların oluşum alanına düşmedikleri ve bu alan dışında kümelenme gösterdikleri izlenir. Yörede metamorfizma mertebesi uygun olduğu halde örneklerin kayaç kimyasında mevcut $K_2O + Na_2O$ bileşiminin fazla olması nedeniyle ilgili minerallerin oluşmadıkları gözlenir. Bununla beraber, metapsammitik gruba ait örneklerin kloritoyidli kayaçların dağılımı gösterdikleri alana yakın olarak konumlandıkları izlenir. Benzer şekilde, $Al_2O_3 : CaO : FeO + MgO$ bileşenlerinden oluşan diyagram üzerinde Al_2O_3 yüzdesinin yüksek olması örneklerin Al_2O_3 köşesine yakın kümelenmelerine neden olmakta ve her iki mineralin oluşum koşullarını sınırlayan bölgede yoğunlaşmalarını sağlamaktadır. Bilindiği gibi yüksek CaO içeriği nedeniyle kloritoyid oluşumu yerine epidot grubu minerallere daha yaygın olarak rastlanılmaktadır (Halferdahl, 1961). Laboratuvarında örnekler için serilerde yaygın bir biçimde epidot grubu minerallerine rastlanılmaktadır (Tolluoğlu ve Erkan, 1993). $Al_2O_3 : FeO : MgO$ bileşiklerinden oluşan diyagramda ise, benzer şekilde yüksek Al_2O_3 içeriği nedeniyle örneklerin kloritoyid veya stavrolit minerallerinin oluşum koşullarının karakterize eden alanın dışında veya sınıra yakın bir biçimde kümelenmiş oldukları izlenmektedir. Örneklerin yeterli oranda FeO ve MgO içeriğine sahip olmadıkları anlaşılmaktadır.

4. SONUÇLAR

a) Saha çalışmaları sırasında tanımlanan ve Kırşehir Metasedimanter Gurubunun en alt litofasiyesini oluşturan Kalkanlıdağ formasyonunun killi, killi-kumlu, kumlu, killi-karbonatlı ve bazik kökene sahip çok çeşitli litoloji topluluklarından meydana geldikleri petrokimyasal verilerle doğrulanmaktadır.

b) Yörede yüzeylenen değişik nitelikteki kayaçlar arasındaki farklı petrografik tanımların köken kayaçtan değil, metamorfizma derecesinin güneyde düşük (yeşilist fasiyesi) kuzeyde ise daha yüksek (amfibolit fasiyesi) olmasından kaynaklandığı sonucuna varılmıştır.

c) Majör oksit bileşenleri yardımıyla oluşturulan çeşitli diyagramlarda kimyasal analiz verilerinden hareket ederek ana litoloji gruplarının ve bu toplulukları oluşturan petrografik türevlerin birbirlerinden belirgin sınırlarla ayrılabilir oldukları gözlenmiştir. Dolayısıyla, petrokimyasal çalışmalar metamorfik litoloji topluluklarını tanımlamada ve birbirlerinden ayırt etmede dikkate değer bir yöntem olabilmektedir. Bu şekilde metamorfik kayaçların köken sorununa da yaklaşımda bulunmak

mümkün olabilmektedir.

d) Yörede yüzeylenen metapelitik ve metapsammitik kayaçlarda progresif metamorfizma içinde P ve T koşullarının kloritoyid ve stavrolit oluşumu için uygun olmasına rağmen, kayaç kimyalarında mevcut bileşiklerin eksik veya fazlalığı nedeniyle ilgili minerallerin oluşumunun gerçekleşemedikleri anlaşılmıştır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmada değerli katkılarından dolayı Prof.Dr.Yavuz ERKAN'a ve maddi destek sağlayan Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'na (TÜBİTAK) teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

Erkan, Y., 1975, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizmanın petrolojik incelemesi. Doçentlik Tezi, H.Ü. Yerbilimleri Enst. Ankara, 147 s.(yayınlanmamış)

Erkan, Y., 1976, Kırşehir çevresindeki rejyonal metamorfik bölgede saptanan isogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları. Yerbilimleri, 2/1, 23-54.

Erkan, Y., 1977, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir bölgesinde) etkili rejyonal metamorfizma ile amfibol minerallerinin bileşimi arasındaki ilişkiler. Yerbilimleri, 3/1-2, 41-46.

Erkan, Y., 1980, Amfibolit sorunu ve Orta Anadolu amfibolitlerinin oluşumu ve kökenlerinin incelenmesi. Yerbilimleri, 5-6, 61-76.

Erkan, Y., 1981, Orta Anadolu Masifinin metamorfizması üzerinde yapılmış çalışmalarda varılan sonuçlar. TJK 35. Bilimsel ve Teknik Kurultayı 'İç Anadolunun Jeolojisi Semp.', 9-11.

Erkan, Y. ve Tolluoğlu, A.Ü., 1986, Orta Anadolu

- Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. TÜBİTAK (TBAG-614) projesi, Ankara, 237 S. 8 Ek, (yayınlanmamış).
- Erkan, Y. ve Tolluoğlu, A.Ü. 1990, Ulusal Birinci Türkiye Jeotravers alanı içinde yer alan Kırşehir Metamorfitlelerinin (Kırşehir kuzey ve kuzeydoğusu) petrografik, stratigrafik, tektonik ve metamorfizma özelliklerinin incelenmesi. TÜBİTAK (TBAG-832) projesi, Ankara, 206 S. 4 EK(yayınlanmamış)
- Ganguly, J., 1969, Chloritoid stability and related paragenesis; Theory, experiments and applications. Amer. J. Sci., 267, 910-944.
- Garrels, R.M., and Mackenzie, T.M. 1971, Evolution of Sedimentary Rocks. W.W Norton and Company Inc., 397 p.
- Halferdahl, L.B., 1961, Chloritoid- Its composition, X-ray and optical properties. J. Petrol., 2, 49- 135.
- Hoschek, G., 1967, Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Contr. Miner. and Petrol., 14, 123-162.
- Hoschek, G., 1969, The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. Contr. Miner. and Petrol., 22, 208-232.
- Oktay, F.Y., 1981, Savcılıbüyükoba (Kaman) çevresinde Orta anadolu Masifi Tortul örtünün jeolojisi ve sedimantolojisi. Doçentlik Tezi. İ.T.Ü. Maden Fak., İstanbul, 175 S. (yayınlanmamış).
- Seymen, İ., 1981, Kaman (Kırşehir) dolayında Kırşehir Masifinin stratigrafisi ve metamorfizması. TJK Bült., 24/2, 101-108.
- Seymen, İ., 1982, Kaman dolayında Kırşehir Masifinin Jeolojisi. Doçentlik Tezi, İ.T.Ü. Maden Fak., İstanbul, 164 s., (yayınlanmamış)
- Seymen, İ., 1984, Kırşehir Masifi metamorfitlelerinin jeoloji evrimi. TJK yayını Ketin sempozyumu, 133-148.
- Sobolev, V.S., 1975, The facies of metamorphism. Australian, Nat. University Press, Canberra, A.C.T., 416 P.
- Tolluoğlu, A.Ü. 1986, Orta Anadolu Masifinin güneybatısında (Kırşehir yöresinde) petrografik ve petrotektonik incelemeler. Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bilimleri Enst., 237 s., 8 Ek, (yayınlanmamış)
- Tolluoğlu, A.Ü., 1987, Orta Anadolu Masifi Kırşehir Metamorfitlelerinin (Kırşehir kuzeybatısı)petrografik özellikleri. Doğa Bilim Derg., Müh. ve Çevre, 11/3, 344-361.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1989, Kırşehir Metamorfitlelerinin (NW Kırşehir) mezoskopik tektonik özellikleri. Yerbilimleri, 15, 89-103.
- Tolluoğlu, A.Ü., 1992, Kırşehir Masifinde üstele-yen kıvrımlanmanın yapısal karakteri. Doğa Türk Yerbilimleri Derg., 1/1, 11-25.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1989 Regional progressive metamorphism in the Central Anatolian Crystalline Basement, NW Kırşehir Massif, Turkey. M.E.T.U. Journal of Pure and Applied Sci., 22/3, 19-41.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1990, Orta anadolu Masifi Kırşehir Metamorfitlelerinin petrolojik özellikleri (Kırşehir kuzeybatısı). C.Ü. Müh. Fak. Derg., Seri A-Yerbilimleri, 6-7 / 1-2, 3-23.
- Tolluoğlu, A.Ü. ve Erkan, Y., 1993, Kırşehir Metasedimanter Grubunda progresif metamorfizmanın petrolojik karakteri. A.Ü. Suat Erk Sempozyumu Bildirileri, 329-334.
- Tröger, W.E., 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil-II : Textband. E.Schweizerbart'sche Verlagsbuch. Stuttgart, 822 p.
- Winkler, H.G., 1979, Petrogenesis of Metamorphic Rocks. Springer-Verlag, 5th Ed., New York, 348 p.

ESESİ (ERZİNCAN) YÖRESİNDE KARACAÖREN FORMASYONU (MİYÖSEN) ŞELF ÇÖKELLE- RİNİN ORGANİK FASİYES İNCELEMESİ

Organic Facies Investigation of The Shelf Sediments of The Karacaören Formation (Miocene) In The
Esesi (Erzincan) Region

Orhan ÖZÇELİK Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bö-
lümü, Sivas.

Zeki ATALAY Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü 1. Bölge Müdürlüğü, Sivas.

Mehmet ALTUNSOY Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bö-
lümü, Sivas.

ÖZ : Esesi (Erzincan) yöresinde Miyosen yaşlı Karacaören formasyonunun hidrokarbon içeren şelf çökelleri, Jones (1987)un organik fasiyes sınıflamasına göre incelenmiştir. Karacaören formasyonu bu yörede kumtaşı, silttaşı, marn, kumlu kireçtaşı ve killikireçtaşından oluşur. Organik madde içeren şelf ortamı örneklerinin mikroskopik ve jeokimyasal analizlerine dayanarak, formasyonun bu bölümünün B-BC-CD organik fasiyesinde bulunduğu görülmüştür.

ABSTRACT : The hydrocarbon rich carbonate sediments of the Miocene age Karacaören formation have been investigated according to the classification of organic facies of Jones (1987) in the Esesi (Erzincan) region. The Karacaören formation consist of sandstone, siltstone, marl, sandy limestone and has been deposited in the shelf and deltaic environments in this region. Depending on the microscopic and geochemical analysis of the clayey organic material rich shelf carbonate, it is observed that this part of the formation is in the B-BC-CD organic facies.

GİRİŞ

Jones (1987)'in organik fasiyes sınıflamasına göre yapılan organik jeokimyasal çalışmalar ile Esesi (Erzincan) yöresinde yüzeyleyen Miyosen yaşlı Karacaören formasyonunun platform tipi kireçtaşları ve killi kireçtaşlarında organik fasiyes ayırımını amaçlayan inceleme yapılmıştır.

İnceleme alanı Erzincan batısında yer alır (Şekil 1). Yörede bu amaçlı çalışma ilk kez yapılmaktadır. Değişik jeolojik konularda bölgede çalışanlar arasında Baykal (1952), Irlitz (1972), Gökçen (1975), Ataman ve diğ. (1975), Arpat ve diğ. (1975), Tatar (1978), Özgül (1981), Buket ve Ataman (1982), Yılmaz (1985) ve Atalay (1986) bulunmaktadır.

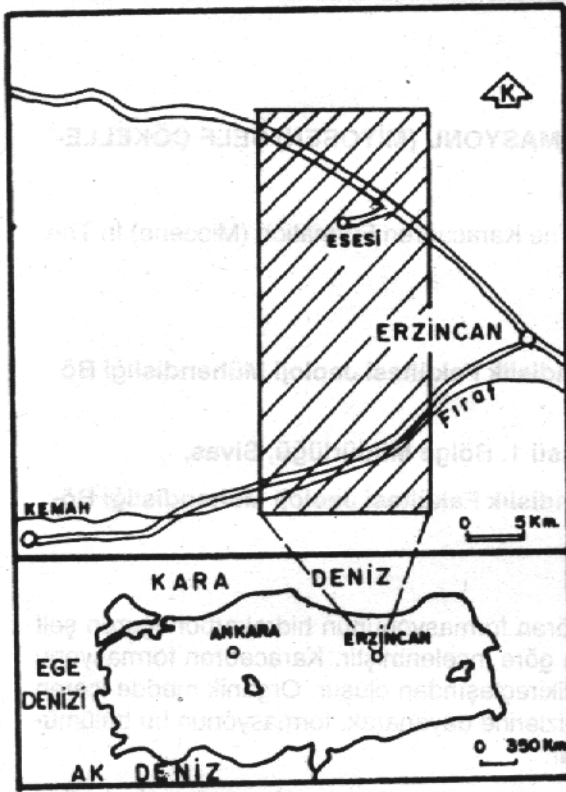
STRATİGRAFİ

İnceleme alanında temeli çoğunlukla ser-pantinitletlerin meydana getirdiği Üst Kretase yaşlı

Divriği ofiyolitli karışığı oluşturur. Siğ deniz çökelleri ve bazalt katkıları ile temsil olunan Üst Kretase -Paleosen yaşlı Çerpançindere formasyonu uyumsuzlukla bu karışık üzerinde yer alır. Bu formasyonu jips, kumtaşı ve çamurtaşından oluşan Miyosen yaşlı Hafik formasyonu ve kumtaşı, silttaşı, marn, kumlu kireçtaşı ve killikireçtaşından oluşan aynı yaşlı Karacaören formasyonu uyumsuzlukla örter. Çakıltası, kumtaşı ve çamurtaşı ile temsil olunan Üst Miyosen yaşlı Eşekmeydanı formasyonu ile çakıltası, kumtaşı ve marnlarla temsil olunan Pliyosen yaşlı Fırat formasyonu uyumsuz olarak birbirlerini takip ederler. Bütün bunları güncel çökellerin oluşturduğu Kuvaterner yaşlı alüvyonlar uyumsuzlukla üstlenirler (Şekil 2 ve 3).

ORGANİK FASİYES İNCELEMELERİ

Esesi (Erzincan) yöresinde yüzeyleyen Karacaören formasyonunun hidrokarbon içeren



Şekil 1. İnceleme alanının yer bulduru haritası

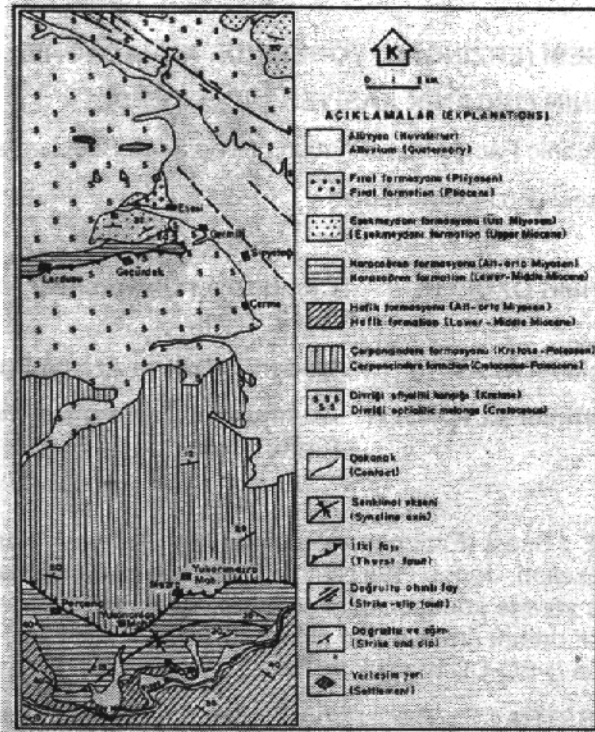
Figure 1. Location map of the investigated area.

çökelleri, Jones (1987)'un organik fasiyes sınıflamasına göre incelenmiştir. Bu sınıflandırma Tablo 1 de jeokimyasal ve mikroskobik karakteristiklerine göre verilmiştir.

Petrol oluşturan ana kayalar çoğunlukla denizel ve gölsel şeyllerdir. B organik fasiyesinde ise karbonatlarda da olduğu görülür. Bu fasiyeste karasal organik maddenin fazlalığı dikkati çeker ve toplam organik karbon miktarı değişkendir (%2-10) (Summerhayes, 1981). B organik fasiyesi genellikle oksijensiz denizel ve gölsel ortamlarda çöker (Şekil 4). Bu fasiyes çökelleri ılık ve az değişken iklimlerde dalga ve rüzgar hareketinin az olduğu şelfin daha uzağındaki oksijensiz ortamda bulunurlar.

BC organik fasiyesi, B ve C fasiyeslerini karakterize eden farklı kerojen tiplerinin karışımından oluşmuştur. Bu fasiyes hem denizel hem de gölsel ortamlarda çökebilir. Toplam organik karbon oranı %1-3 arasında değişebilmekte, önemli oranda petrol ve gaz içeriği bu fasiyeste korunabilmektedir. Oksijensiz ortamda önemli oranda karasal organik maddenin karışımıyla BC organik fasiyesi oluşabilir. Planktonik döküntülerin egemen olduğu fasiyeste, karbonat çamurları or-

ta derecede oksidasyona uğrayabilirler. Bunun petrol oluşumuna önemli bir etkisi yoktur.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası

Figure 2. Geological map of the investigated area.

ÜST SİSTEM (LITHEM)	SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIE)	KAT (STAGE)	FORMASYON (FORMATION)	KALINLIK (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITHOLOGY)	AÇIKLAMALAR (EXPLANATIONS)
SEMOZYİK (CENOZOIC)	TERSİYER (TERTIARY)	MIYÖSEN (MIOCENE)	BURDIGALİYEN (BURDIGALIAN)	ERZİNCAN (ERZİNCAN)	1000	Kumtaşı, kumtaşı ve marl ardalanması (Conglomerate, sandstone and marl alternation)	Alüvyon (Alluvium)
				ERZİNCAN (ERZİNCAN)	1000	Kumtaşı, silttaşı ve marl ve kumlu kireçtaşı (Sandstone, siltstone, marl and sandy limestone, clayey limestone)	Çukurluk (Clouct)
				ERZİNCAN (ERZİNCAN)	1000	Kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Sandstone and mudstone alternation)	Çukurluk (Clouct)
				ERZİNCAN (ERZİNCAN)	1000	Jips (Gypsum)	Kumtaşı ve çamurtaşı ardalanması (Sandstone and mudstone alternation)
				ERZİNCAN (ERZİNCAN)	1000	Volkanik orijinli sığ deniz çökeltileri (Sediments shallow marine containing volcanics)	Jips (Gypsum)
				ERZİNCAN (ERZİNCAN)	1000	Serpantin (Serpentine)	Volkanik orijinli sığ deniz çökeltileri (Sediments shallow marine containing volcanics)

Şekil 3. İnceleme alanının genelleştirilmiş dikme kesiti

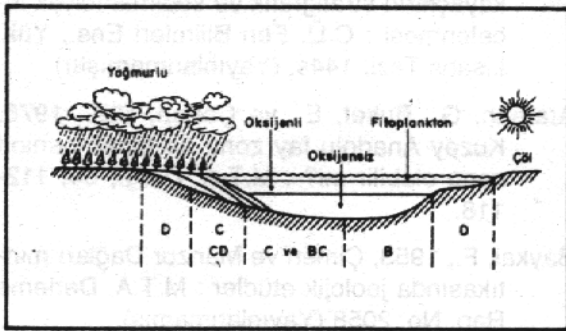
Figure 3. Generalized columnar section of the investigated area.

CD organik fasiyesi degradasyonun değişik basamaklarında bulunan karasal bitki döküntülerinin karışımları, reworked organik maddenin değişik

ORGANİK FASİYES	%Ro \approx 0.5de H/C	PIROLİZ VERİLERİ HI	OI	Egemen Orga. Madde
A	≥ 1.45	> 850	10-30	Algal, Amorf amorf, çökaz karasal
AB	1.35-1.45	650-850	20-50	Amorf, yağlı karasal
B	1.15-1.35	400-650	30-80	Karışık, baz okside
BC	0.95-1.15	1-400	40-80	Karasal, baz okside
C	0.75-0.95	125-250	50-150	Okside, rework ked
CD	0.60-0.75	50-125	40-150+	Yüksek okside reworked
D	≥ 0.60	< 50	20-500+	

Tablo 1. A-D organik fasiyelerinin bazı genel jeokimyasal ve mikroskopik karakteristikleri (Jones, 1987)

Table 1. Some generalized geochemical and microscopic characteristics of organic A-D (Jones, 1987)



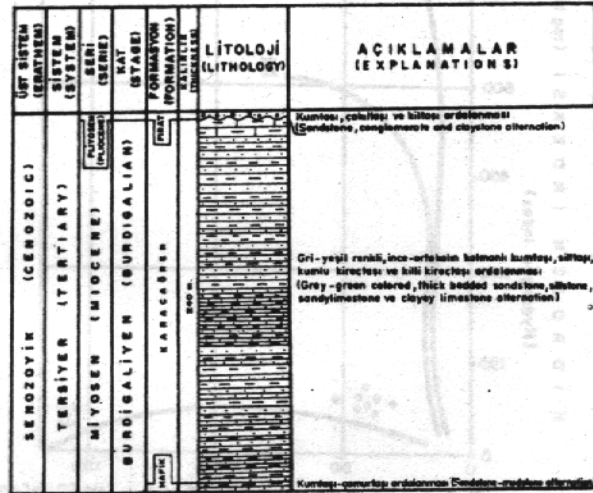
Şekil 4. Değişik çökeltme ortamlarındaki farklı organik fasiyeler gösteren şekil (Jones, 1987)

Figure 4. Schematic illustration of different depositional environments in which different organic facies might form (Jones, 1987)

miktarları ve bilinmeyen kökenlere ait ince taneli amorf organik maddelerden meydana gelir. Değişik özelliklerdeki organik madde fluoresans özellik göstermez. H/C ile Rock-Eval verileri kuru gaz oluşumunu gösteren değerlere işaret eder. CD organik fasiyesi, denizel ve gölsel olan sedimanlarda bulunmakta, çoğunlukla iç şelfte gelişmektedir. İnce taneli alüvyal sedimanlar da CD organik fasiyesinde bulunabilir. Organik madde miktarları az olan D organik fasiyesi CD organik fasiyesinin etrafında bir fasiyes olarak yer alır.

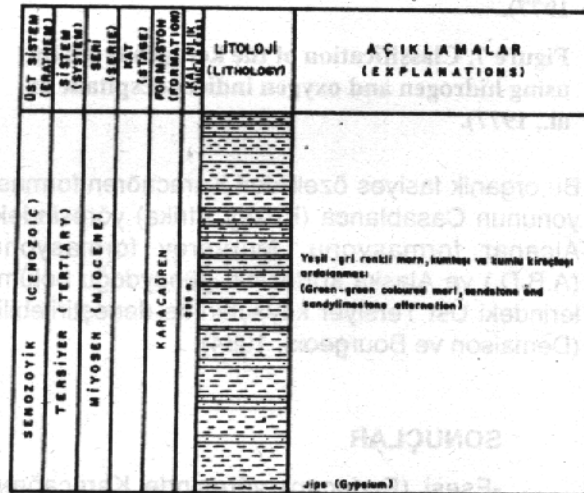
Esesi (Erzincan) yöresinde Karacaören formasyonundan iki adet ölçülü dikme kesit alınmıştır (Şekil 5 ve 6). Hidrokarbon içeren killi karbonatlardan 8 adet örnek üzerinde yapılan jeokimyasal analizler ile aşağıdaki ortalama sonuçlar elde edilmiştir.

Toplam organik karbon oranı (T.O.K.) (%) : 2.38
 S1 (mgHC/g) : 0.47
 S2 (mgHC/g) : 1.88
 S3 (mgCO₂/g) : 1.04
 Hidrojen indeksi (HI) : 79
 Oksijen indeksi (OI) : 44
 Üretim indeksi : 0.20
 Tmax (°C) : 435



Şekil 5. Sürek ölçülü dikme kesiti

Figure 5. Measured columnar section of Sürek.

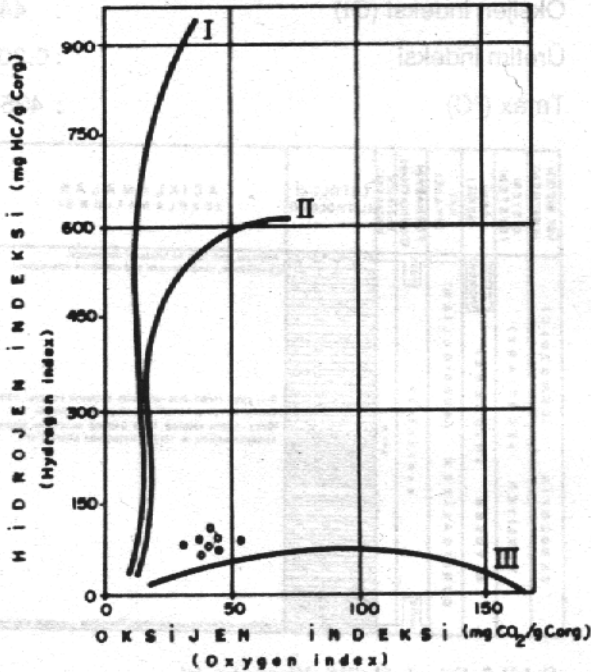


Şekil 6. Aşağıardos ölçülü dikme kesiti.

Figure 6. Measured columnar section of Aşağıardos

Egemen organik madde amorf ve karışık olup örneklerde vitrinit bulunamamıştır. Hidrojen indeksi-Oksijen indeksi diyagramına göre 2. tip kerojenin

varlığı belirlenmiştir (Şekil 7). Yukarıdaki veriler B-BC ve CD organik fasiyeslerine işaret eder. Esesi (Erzincan) yöresinde Karacaören formasyonu şelf ve delta ortamlarında çökelmiş birimlerden meydana gelmiştir. Mikroskopik özellikler, jeokimyasal veriler ve çökel ortamları adı geçen fasiyeslerin karakterlerine uygun düşmektedir.



Şekil 7. kerojen tipinin hidrojen ve oksijen indekslerine göre sınıflandırması (Espitalie ve diğ., 1977).

Figure 7. Classification of the kerogen types by using hydrogen and oxygen indices (Espitalie et al., 1977).

Bu organik fasiyes özellikleri Karacaören formasyonunun Casablanca (Kuzey Afrika) yöresindeki Alcanar formasyonu, Monterey formasyonu (A.B.D.) ve Alaska körfezinin güneydoğu bölümlerindeki Üst Tersiyer kayalar ile denestirilebilir (Demaison ve Bourgeois, 1984).

SONUÇLAR

-Esesi (Erzincan) yöresinde Karacaören formasyonunun hidrokarbon içeren birimleri amorf ve karışık organik maddeden oluşmuştur.

-Toplam organik karbon miktarı ortalama %2.36 gibi yüksek bir değere sahiptir.

-Organik madde 2. tip kerojenden meydana gelmiştir.

-Formasyonun hidrokarbon içeren birimleri

B-BC-CD organik fasiyeslerinde çökelmiştir.

KATKI BELİRTME

Katkıları nedeniyle Peter WALKO (Gechem-Chester-İngiltere), Orhan TATAR (Keele Üniversitesi-İngiltere) ve Teknik ressam Veli KAYAOĞLU (C.Ü.)'na teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Aktimur, T.H., Tekirli, M.E., ve Yurdakul, M.E. 1990, Sivas-Erzincan Tersiyer havzasının jeolojisi : M.T.A. Derg., 111, 25-37.

Arpat, E., ve Şaroğlu, F., 1979, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar : T.J.K. Bült., 18/1, 91-101.

Atalay, Z., 1986, Erzincan yöresi Miyosen yaşlı kayaların stratigrafik ve sedimentolojik incelenmesi : C.Ü. Fen Bilimleri Ens., Yük. Lisans Tezi, 144s, (Yayınlanmamıştır).

Ataman, G., Buket, E., ve Çapan, U.Z., 1975, Kuzey Anadolu fay zonu bir paleo-benioff zonu olabilir mi? : M.T.A. Derg., 84, 112-118.

Baykal, F., 1953, Çimen ve Munzur Dağları mıntıkasında jeolojik etüdlr : M.T.A. Derleme Rap. No. 2058 (Yayınlanmamış).

Demaison, G.J., and Bourgeois, F.T., 1984, In "Petroleum Geochemistry and Source Rock Potential of Carbonate Rocks" (Palacas, J.G., Ed.), 151-162, A.A.P.G., Tulsa.

Espitalie, J., Madec, M., and Tissot, B., 1977, Source rock characterization : 9 th offshore technology conference, 439-444.

Gökçen, S.L., 1975, Erzincan-Refahiye Bölgesi sedimanter jeolojisi 1. olistolit, türbidit ve olistostrom fasiyesleri : H.Ü. Fen ve Müh. Bilimleri Derg., 4, 189-205.

Irlitz, W., 1972, Lithostratigraphie und tectonische Entwicklung des Neogens in Nordostanatolien : Beihefte zum Geologischen Jahrbuch. Heft 120.

Jonathan, D., Le Tran, K., Oudin, J.L., and Van der Weide, B.M., 1976, Les Methods d'etude physico-chimique de la matière organique : Bull. Centre Reech. Pau., SNPA, 10, 1. 89-108.

Jones, R.W., 1987, Organic facies : In Advances in petroleum geochemistry (Ed. Brooks, J.,

- and Welte, D.), 1-91, London.
- Kurtman, F., 1973, Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı : M.T.A. Derg., 80, 1-32.
- Kraus, G.P., and Parker, K.A., 1979, Geochemical evaluation of petroleum source rock in Bonaparte Gulf-Timor sea region : NW Australia, A.A.P.G. Bull., 63,11,2021-2041.
- Larskaia, E.S., 1977, Akad. Nauk. SSSR. Ser. Geol. 12, 90-98.
- Özgül, N., 1981, Munzur Dağlarının jeolojisi : M.T.A. Derleme Rap. No. 6995 (Yayınlanmamış).
- Raynaud, J.F., and Robert, P., 1976, Les Methodes d'etudes optiques de la matière organique : Bull. Centre Rech. Pau., SNPA, 10, 1, 109-127.
- Summerhayes, C.P., (1981), A.A.P.G. Bull., 65, 2364-2380.
- Tatar, Y., 1978, Kuzey Anadolu fay zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler : Yerbilimleri, C. 4, S. 1-2, 201-236.
- Thomas, B.M., 1979, Geochemical analysis of hydrocarbon occurrences in Northern Perth Basin, Australia : A.A.P.G. Bull., 63, 7, 1092-1107.
- Tissot, B., and Welte, D.H., 1978, Petroleum formation and occurrence : Springer Verlag, Berlin, 538s.
- Tunç, M., Özçelik, O., Tutkun, S. Z., ve Gökçe, A., 1991, Divriği-Yakuplu-İliç-Hamo (Sivas) yöresinin temel jeolojik özellikleri : Doğa, 15, 225-245.

SİVAS-KANGAL-KALBURÇAYIRI LİNYİT YATAĞININ JEOLJİSİ GEOLOGY OF THE KALBURÇAYIRI LIGNITE BASIN, SIVAS-KANGAL TÜRKİYE

Rahmi NARİN, M.T.A. Genel Müdürlüğü, Enerji Hammad. Dairesi, Ankara.
Gültekin KAVUŞAN, A.Ü. Fen Fak. Jeoloji Müh. Böl., Ankara.

ÖZ : Kalburçayırı kömür havzası, Kangal-Uzunyayla molas havzasının güneyinde Pliyosen yaşlı limnik depolanma ortamında gelişmiştir. Havzada altta 0.10-13.90 ve 0.10-15.90 m arasında kalınlıkları değişen iki linyit damarı vardır. Arada bulunan killi, tüffit litolojisindeki arakesme kalınlığı 4.26 m arasında değişmektedir. Linyitler, otsu ve saz-kamışların daha yaygın olduğu karışık orman bataklığında çökelmişlerdir. Linyitlerin kalori değerleri ortalama orijinal kömür bazında 1331 Kcal/kg olup kül oranları ortalama %21.52, toplam kükürt oranları %2.02 dir. Toplam rezervin 157.4 milyon ton ve kalori değerinin düşük oluşu nedeniyle linyitler Kangal Termik Santralında elektrik enerjisi üretimi amacıyla değerlendirilmektedir.

ABSTRACT : Kalburçayırı lignite basin which is located in the south of Kangal-Uzunyayla molassic basin, has developed in a limnic depositional environment in pliocene time. In the basin, two lignite seams are exposed which their thicknesses vary between 0.10-13.90 and 0.10-15.90 meters. The thickness of the clayey and tuffitic interval between the seams changes from 4 to 26 m.

The lignites have been deposited in a mixed forestry swamp composing mainly of grassy, sedge and reeds. The average calorific value of the lignites is about 1331 Kcal/kg in original coal basis, the average ash-ratio is about 21.52%, and 2.02% of sulphure. The 157.4 million ton total coal potential of the basin is evaluated in Kangal Termoelectric power-plant at present, because of their low calorific value.

1. GİRİŞ

Kalburçayırı linyit havzası, Kangal-Uzunyayla molas havzasının güneyinde yer alan bir paleokörfez olup iki kömür damarı içerir. Bölgenin toplam kömür potansiyeli alt damar için 75.3; üst damar için ise 82.1 milyon ton olup toplam olarak 157.44 milyon tondur (Narin, 1985). Kalori değerinin ortalama olarak 1330 Kcal/kg olması nedeniyle ancak termik santrallarda kullanılabilmesi mümkün olduğundan Kangal ilçesinde kurulmuş olan termik santralda elektrik enerjisi üretiminde değerlendirilmektedir.

2. STRATİGRAFI

2.1. NEOJEN ÖNCESİ KAYAÇLAR

Neojen öncesi kayaçlar Mesozoyik ve Eosen yaşlıdır.

2.1.1. Jura-Kretase

Jura yaşlı kayaçlar, açık renkli masif kireçtaşlarından meydana gelmiş olup Arpalı dağında

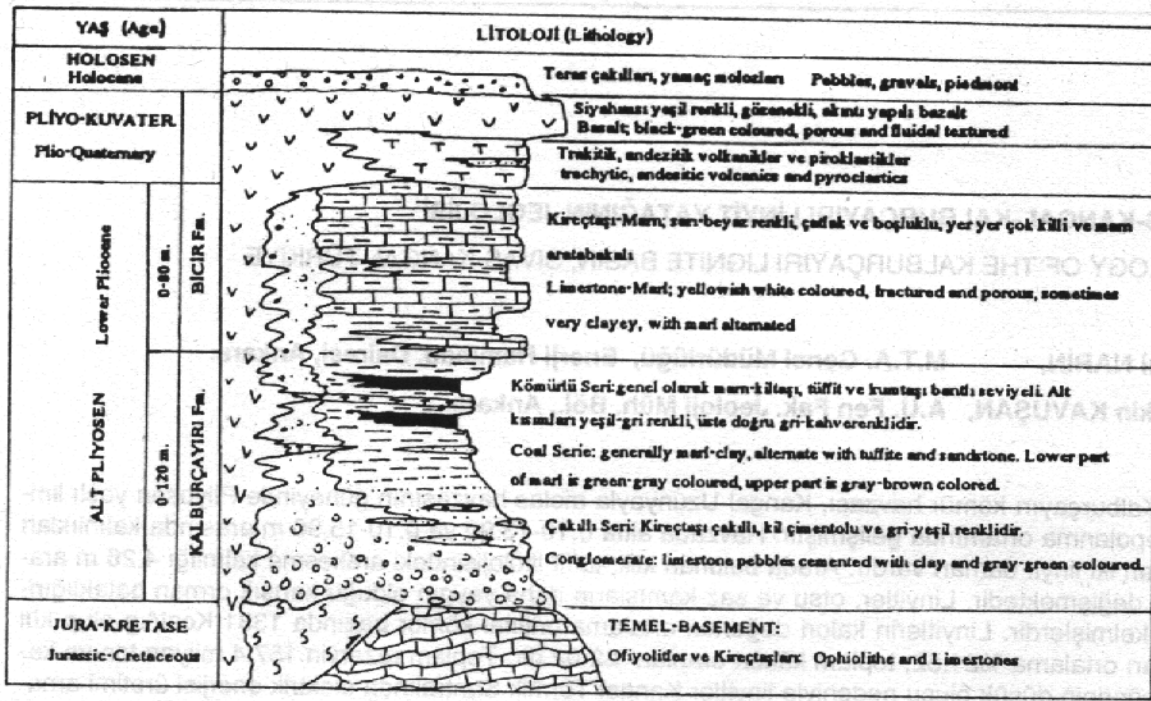
Portlandiyen'i karakterize eden Thaumtoporella fosilleri içerirler. Kretase, Pınarbaşı ofiyolitleri ve Sümbüllüdağ formasyonu ile bölgede temsil edilmiştir. Sümbüllüdağ formasyonu çalışılan bölge dışında Sümbüllüdağ çevresinde Akkuş, (1971) ve Kurtman, (1973) tarafından tanımlanmıştır. Beyaz, krem ve pembe renkli tek düze kireçtaşı litolojisinde olup bol çatlaklı, yer yer karstik boşluktur.

Pınarbaşı ofiyolitleri, deniz tabanı yayılması ürünü olan peridotit, gabro ve dunitlerdir. Kısmen serpantinleşmeler gözlenir. Bu ofiyolit topluluğu içerisinde fosilsiz fakat görünümüleri Jura kireçtaşlarına çok benzeyen olistolitlere rastlanır.

2.1.2. Eosen Yaşlı Kayaç Toplulukları

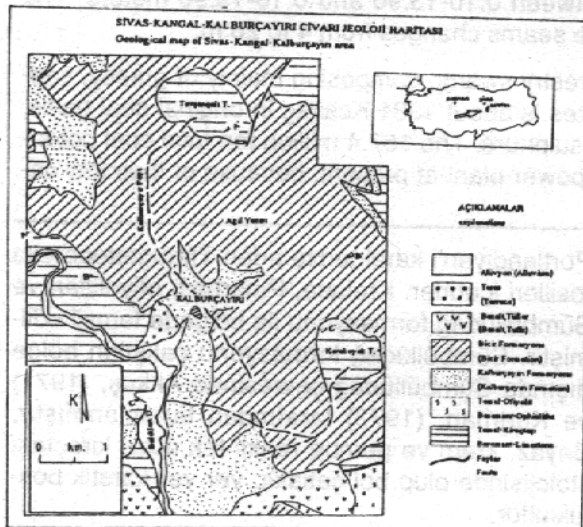
Eosen yaşlı kayaç toplulukları Yağlıpınar ve Başören formasyonlarından ibarettir.

Yağlıpınar formasyonu : Kırmızı-bordo renkleriyle kolaylıkla uzaktan tanınabilen bu for-



Şekil 1. Kangal-Kalburçayırı havzasının stratigrafik kesiti (Ölçeksiz)

Figure 1. Stratigraphic section of Kangal-Kalburçayırı basin (nonscaled)



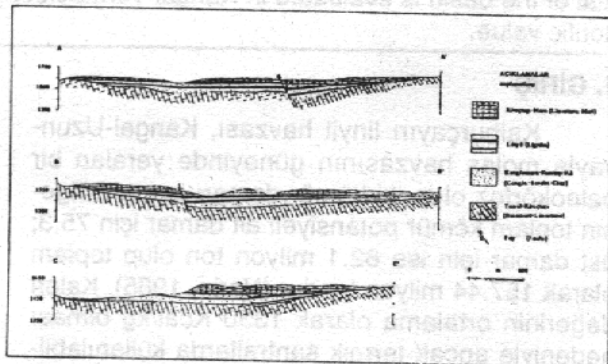
Şekil 2. Kangal - Kalburçayırı linyit sahasının jeolojik haritası

Figure 2. Geological map of Kangal-kalburçayırı area

masyon tabanda konglomera, kumtaşı, çamurtaşı aralanmalı kırıntılar ile bunun üzerinde düşey ve yatay geçişli gri, bej ve bordo-siyah renkli kireçtaşları şeklinde bir dizilim gösterir. Konglomeraların çakılları çevrede bulunan daha yaşlı kayalar ile radyolarit parçalarıdır. Çimento genel-

likle kil olup yer yer de karbonattır. Bulunan bazı echinidlere dayanılarak yaşı Alt Eosen olarak kabul edilmiştir.

Başören formasyonu : Güneyde çalışma



Şekil 3. Kangal - Kalburçayırı linyit havzasının jeolojik kesitleri

Figure 3. Cross-section of Kangal-Kalburçayırı lignite basin

alanı dışında kalan Etyemez köyü civarında yüzeylenmekte olup fliş fasiyesinde depolanmış olan konglomera, kumtaşı, kiltası, marn aralanmasından oluşmuştur. Dereceli tabakanmalı konglomera ve kumtaşlarıyla başlayan formasyon marn, kireçtaşı aralanmasıyla devam eder. Killi

karbonatlı seviyeler gri-bej renkli, orta kalınlıkta tabakalanmalı olup içinde Nummulites atiricus, Discocyclina sp., Rotalia sp. ve Miliolidae sp. içermektedir. Bu fosillere dayanarak yaşı Lütesiyen olarak kabullenilmiştir.

2.2 NEOJEN YAŞLI KAYAÇLAR

Neojen yaşlı kayaçlar, göl fasiyesinde depolanmış tortullar olup daha yaşlı tüm kayaçlar üzerine uyumsuzlukla oturur. Neojen yaşlı birimler normal bir siklotemi göstermekte olup iki formasyona ayrılanarak ele alınmıştır.

2.2.1. KALBURÇAYIRI FORMASYONU

Tipik olarak Kalburçayırı köyü civarında görülen bu formasyon aşıl uyumsuzlukla daha yaşlı formasyonların üzerine oturur. Kalınlığı bu çevrede 135 m dir. Kömür jeolojisinin daha iyi açıklanabilmesi amacıyla iki seriye ayrılarak incelenmiştir.

2.2.1.1. Çakıllı Seri

Çakıllı seri, daha genç olan killi ve linyitli seri tarafından aşıl olarak örtülmesi nedeniyle her yerde yüzeylememektedir. Yüzeylendiği sınırlı alanlarda ve sondajlardan elde edilen verilere göre alttan üste doğru konglomera ile başlayıp kumtaşı ve kilttaşlarıyla devam etmektedir. Seride üste doğru düzenli bir derecelenme gözlenir. Konglomera çakılları Mesozoyik ve Eosen yaşlı kayaçlardan türemiş olup tabanda 4-5 cm büyüklükte, üste doğru ise 0.5 cm'ye kadar inen iriliktir. Kalınlığı havzanın palaeotopografyasına bağlı olarak 10-40 m arasında değişir. Yanal ve düşey olarak kumtaşları ve silttaşlarına geçmektedir.

2.2.1.2. Linyitli Seri

Çakıllı serinin üzerinde altta silt ve killerle başlayan, üste doğru kömür, kil ve marn litolojisiyle devam eder. Kalınlığı 30-60 m arasında değişmekte olup bu seri içerisinde iki linyit damarı bulunur. İki damar arasında bulunan ara kesme tüffit ve kil litolojisindedir.

Linyit damarlarında yapılan palinolojik analizler sonucunda saptanan pollenler aşağıda verilmiş olup özellikle Tricolpopollenites cingulum ve Compositea türlerinin çok bol bulunmasına dayanılarak yaşı Alt Pliyosen olarak saptanmıştır.

Monoporopollenites graminoides MEYER

Monoporopollenites solaris WEYL

Monoporopollenites pliterus WEYL

Inapetropollenites hiatus (POTONIE) THOM-

SON & PFLUG

Inapetropollenites nobilis WEYL

Tricolpopollenites retiformis THOMSON & PFLUG

Tricolpopollenites cingulum (POTONIE) THOMSON & PFLUG

Compositea

2.2.2. Bicir Formasyonu

Tipik olarak Bicir deresinde, Kalburçayırı formasyonunun üzerine uyumlu olarak depolanmış marn, marnlı kireçtaşı ve kireçtaşlarından ibarettir. Tabakaların eğimleri yatay veya yataya yakındır. Kireçtaşları siklotemin son depolanma ürünleri olup tabaka kalınlıkları 2-5 cm arasında değişir. Kireçtaşları killi mikritik bir dokudadır.

3. VOLKANİK KAYAÇLAR

Neojen sonrası volkanizmanın ürünleri olarak Karagüney tepede tuf, lapilli ve tüffit litolojisinde gözlenir. Çalışma alanı güneyinde bazalt ve andezitlere de rastlanır. Tuf ve lapilli tabakalarının kalınlıkları çalışma alanında yaklaşık 20 m civarındadır. Volkanizmanın ana evresi Pliyosen sonrasında, Pleyistosen öncesinde olup, ön evrede de aktif oldukları püskürtülen volkanik materyalin iki kömür damarı arasında yer almasından da anlaşılmaktadır. Tuf ve lapillilerin oligoklaz ve andezince zengin olmaları, volkanizmanın ortaç karakterde olduğunu göstermektedir.

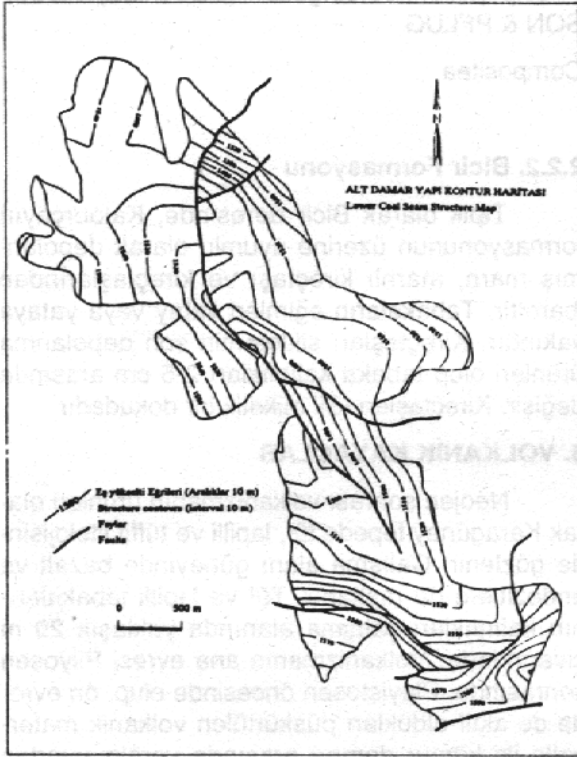
4. YAPISAL DURUM

Neojen yaşlı tabakaların eğimleri genellikle yataydır. Eğimler 3-5° arasında değişir. Bölgedeki kırıklardan en önemlisi Kalburçayırı fayıdır. K-G doğrultulu ve 4 km'den daha fazla bu kırığın atımı, sondaj verilerinden yararlanılarak güneyde 14 m, kuzeyde ise 64 m olarak tespit edilmiştir. Kırık, doğu bloğun düştüğü bir gravite fayıdır. Bu fayın hareketi kömür damarlarının kalınlıklarının artması için gerekli olan sübidansı sağlamış olması nedeniyle çok önemlidir.

5. KÖMÜRLERİN OLUŞUM VE ÖZELLİKLERİ

Kalburçayırı havzasında yer alan her iki damardaki linyitler dış görünüşleriyle taze iken koyu kahverengi, kuruduktan sonra ise siyahımsı kahverenginde görülürler. Kaba nemlerinin uçmasından sonra kömürlerde çatlama ve kırıklanmalar görülür. Makroskobik olarak damarlara bakıldıklarında bariz bir tabakalanma ve laminasyon gözlenmez. Kömür damarları içerisinde ağaç parçacıklarına bol miktarda rastlanır. Bundan başkaca yer yer kil mercekleri ve fosil kavkı artıkları da

gözlenebilmektedir. Bu görünüşleri tipik ksilitik linyitlere özgü olup Duparque ve Francis sınıflamalarındaki ağaçsı veya ksilitik linyitlerle aynı özelliktedir.



Şekil 4. Alt Damar yapı kontur haritası

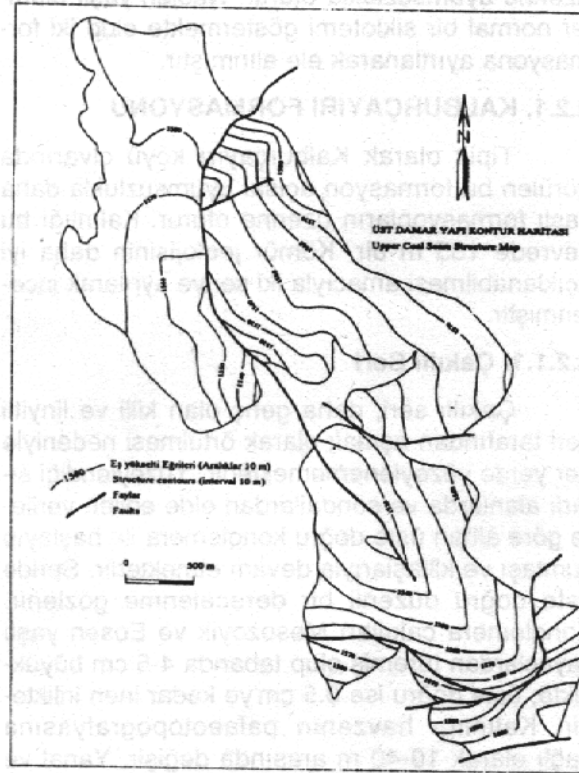
Figure 4. Lower coal seam structure map

Kömürler altta Çakıllı seri, üstte ise Bicir formasyonunun arasında yer almakta olup alt damar horizonunun kalınlığı 35 m, üst damar horizonunun ise 26 m'dir. İki horizon arasında kalınlığı 4-25 m arasında değişen bir steril zon vardır. Kömürlü horizonlar, alttan üste doğru kil, kömürlü kil, kömür, kil ve marn şeklinde bir dizilim gösterirler. Alt damarın kalınlığı 0.10-13.90 m arasında değişir. Üst damarın kalınlığı 0.20-15.90 m arasında değişmektedir. Her iki damarın kalınlaşmasında K-G doğrultusunda uzanan Kalburçayırı fayının düşen doğu bloğu boyunca yer alır. Kömür damarlarında kuzeydoğuya doğru giderek incelmektedir. Doğu ve batı yönlerde ise yüksek paleotemel nedeniyle damarlar incelenerek sona erer.

Havzadaki kömürleşmenin gelişimine bakıldığında, Kalburçayırı fayının kömürleşme için gerekli olan sübidansı sağlayarak damarların kalınlaşmasında etken olduğu gözlenir. Kalburçayırı kömür havzası, Kangal-Uzunyayla molas havzasının güneyinde bulunan bir körfezde gelişmiştir. Bu nedenle linyitli seri ve Bicir formasyonu

kuzeye doğru paleo-gölün steril formasyonlarına yanal olarak geçerler. Paleobataklığın gelişmesi ve büyümesi esnasında topoğrafyadaki yükselti-lerin olduğu alanlarda kömürlerin incelme-leri gözlenir.

Palinolojik ve jeolojik bulgulardan, paleobataklığın daha çok otsu ve saz-kamış türü bitkilerin geniş alanlar kapladığı fakat sağlam zeminin bu-



Şekil 5. Üst damar yapı kontur haritası

Figure 5. Upper coal seam structure map

lunduğu alanlarda da ağaçların yoğun olarak yer aldığı karışık orman bataklık ortamının varolduğu anlaşılmaktadır.

5.1. KÖMÜRLERİN KİMYASAL ÖZELLİKLERİ

Havzada değişik lokasyonlardan alınan kömür örneklerinde su, kül, uçucu madde, toplam kükürt ve kalori tayinleri yapılmıştır. Alt damarın üst damara göre içerdiği nem oranının daha yüksek olduğu anlaşılmıştır. Üst damarın kül oranı alt damardan çok az fazladır. Kükürt değerleri ise her iki damarda birbirine yakın değerlere sahiptir. Her iki damarın orijinal kömürde kalori değerleri çok düşük olup 1500 Kcal/kg değerinin altındadır. Her bir damarın ve havza ortalaması analiz değerleri Tablo 1'de verilmiştir.

Kalburçayırı havzasında yapılan değişik

çalışmalarda alt damarın görünür rezervi 75 302 517 ton, üst damarın ise 82 137 601 ton olarak saptanmıştır (Amcaoğlu, 1973; Utku, 1976; Narin, 1985). Toplam rezerv 157 440 118 tondur.

	ALT DAMAR Lower Seam	ÜST DAMAR Upper Seam	ORTALAMA Average
Nem (moisture) %	49.75	45.95	47.86
Kül (ash) %	19.91	23.16	21.52
Uçucu Madde (volatile mat.) %	20.2	20.05	20.09
Toplam Kükürt (total S.) %	1.96	2.1	2.02
Kalori Değeri (Calorific value) Kcal/Kg.	1.334	1.33	1.331

Tablo 1 : Orijinal kömürde su, kül, toplam kükürt, uçucu madde ve kalori değerleri

Table 2. Value of calori, water, volatile matter, ash ant total S in the orijinal coal.

SONUÇLAR

Kalburçayırı linyit havzasının kömürlerinin ısı değerleri düşük (ortalama 1331 Kcal/Kg) olması ve rezervinin büyük olması nedeniyle endüstriyel olarak termik santralde kullanılmaya çok uygun olduğu gözlenir. Bu nedenle bölgede 150*2 MW gücünde bir termik santralde elektrik enerjisi üretiminde kullanılmaktadır.

Bölgedeki kömürleşmenin gelişmesinde Kalburçayırı fayının çok önemli bir rolü üstlenerek kömür damarlarının kalınlaşmalarına neden oldukları gözlenir. Paleo-körfez konumunda yer alan havzada Kalburçayırı fayının Alt Pliyosende aktif olduğu anlaşılmıştır.

Kalburçayırı kömürlü alanı, Kangal-Uzunyayla molas havzasının bir parçası olması nedeniyle bu havzanın diğer paleo-körfezlerinde aynı yaşlı (Alt Pliyosen) kömürleşmelerin de bulunabileceğini ortaya koymaktadır. Kangal-Uzunyayla havzasının sedimantasyonun normal siklotem olarak geliştiği gözönüne alındığında ve K-G doğrultulu faylar tarafından kontrol edilen paleo-körfezlerde kömürleşmelerin beklenmesi için gerekli koşulların Alt Pliyosende var oldukları anlaşılmaktadır. Bicir formasyonunun kömürü birimleri aşamalı olarak örtmesi arama çalışmalarında en büyük güçlüğü doğuracaktır.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın hazırlanmasında M.T.A. Genel Müdürlüğü Enerji Hammaddeleri Dairesi yöneticilerine teşekkürü bir borç biliriz.

KAYNAKLAR

- Akkuş, M.F., 1971; Darende-Balaban havzasının jeoloji ve stratigrafik incelenmesi. M.T.A. Derg., No. 76, 1-58. Amcaoğlu, O. 1973; Sivas-Kangal linyit araştırmaları hakkında rapor. M.T.A. Raporu. Yayınlanmamış. Ankara.
- Kurtman, F. 1973; Sivas-Hafik-Zara ve İmranlı bölgesinin jeolojik ve tektonik yapısı. M.T.A. Derg., No. 80, 1-32.
- Narin, R. 1985; Sivas-Kangal-Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi ve fizibilitesinin incelenmesi. Yük. Lis. Tezi. A.Ü. Fen Fak. ankar.
- Utku, M. 1976; Sivas-Kangal-Kalburçayırı linyit yatağının jeolojisi ve fizibilite araştırma raporu. M.T.A. raporu. Yayınlanmamış. Ankara.

HORASAN FAY KUŞAĞI'NIN GENEL ÖZELLİKLERİ

GENERAL CHARACTERISTICS OF THE HORASAN FAULT BELT

Cevdet BOZKUŞ Atatürk Üniv. Mühendislik Fakültesi, Erzurum

ÖZ : İnceleme alanında, Horasan güneyinden Karakurt kuzeydoğusuna kadar uzanan sol yanal doğrultu atımlı Horasan Fay Kuşağı, sol ve sağ yanal nitelikli fayları içerir. Yaklaşık K60°-70° D doğrultulu, çok az verev bileşenli bu fay kuşağı Aras nehrini denetler ve Pasinler-Horasan havzasını güneydoğudan sınırlar. Kuşak içerisinde sol yanal nitelikli faylar egemendir. Yöredeki kaya birimlerinin stratigrafik yaşları ve bunlarda gelişmiş tektono-sedimanter yapıların özellikleri, bu fayların Üst Miyosen ve sonrasında gelişmiş olduklarını gösterir.

Fay kuşağı boyunca Pasinler Horasan havzası temelini Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı volkanitler oluşturur. Fay denetimli bu havzada, Pliyosen yaşlı Aras ve Horasan formasyonlarını temsil eden kalın karasal bir istif çökelmiştir. Havza içerisindeki tortul istiflerde, eksen doğrultuları faylara koşut olan bakımsız-devrik kıvrım yapıları gelişmiştir. Bu alanda gelişmiş faylar, bu fayların denetlediği çekayır havzası ve havza içerisindeki kıvrım yapıları, yörenin yaklaşık K-G yönelimli sıkışma geriliminin etkisi altında olduğunu gösterir.

ABSTRACT : In the study area, Horasan Fault Zone with left lateral strike slip and extending from the south of Horasan to the northeast of Karakurt, includes left and right lateral slip. This fault with approximately N60°-70°E orientation and with minor oblique-component controls Aras river and forms the southeast margin of the Pasinler-Horasan basin. The left lateral strike slip faults included in the fault zone are predominant. The stratigraphic ages of rocks units and structural features of tectono-sedimentary units prove that these faults have been developed in Upper Miocene and post-Miocene period.

Along this fault zone, Upper Miocene-Pliocene volcanics form the basement of the Pasinler-Horasan basin. A thick continental sequence representing Pliocene Aras and Horasan formations, is deposited in this fault controlled basin. Overturned folds structures with axial-orientations parallel to marginal faults are developed in the sedimentary rockh. The faults, folding structures and pull-apart basin developed under control of the faults imply that the region is under the effect of N-S oriented compressive stress.

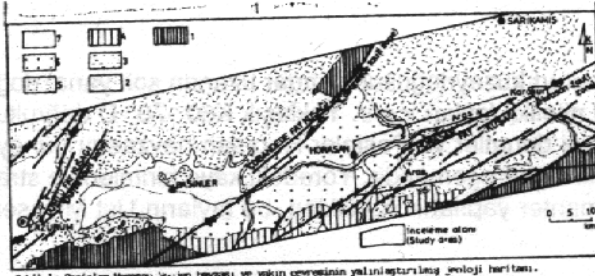
GİRİŞ

Doğu Anadolu Bölgesinin Üst Kretase'den beri yaklaşık K-G yönelimli sıkışma geriliminin denetiminde olduğu, yörede çalışan tüm araştırmacıların ortak görüşüdür. Bu gerilimin en üst Miyosen - Alt Poliyosen sırasında (Koçyiğit, 1985), bir başka görüşe görede Tortoniyen'den itibaren (Şengör, 1980; Barka, 1984) bölgede yeni bir tektonik dönemin başlamasına ve buna bağlı jeotektonik yapıların gelişmesine neden olmuştur. Bu yapılardan en önemlileri bölgesel boyutta olan sağ yanal nitelikli Kuzey Anadolu, sol

yanal nitelikli Doğu Anadolu fayları ve bunlara koşut gelişmiş Çaldıran, Balıkgölü, Tutak, Aşkale, Dumlulu, Çobandede, Karayazı, Kağızman fay kuşaklarıdır (Ketin, 1968; Arpat ve Şaroğlu, 1975; Tatar, 1978; Şaroğlu ve Güner, 1979; Öztürk, 1980; Koçyiğit, 1983, 1984, 1985; Koçyiğit ve Rojay, 1984; Barka, 1984; Şaroğlu ve diğerleri, 1983, 1984; İnan, 1987). Kuzeydoğu Anadolu Bölgesinde bu faylar ya da bunlara koşut olarak gelişmiş fayların denetiminde Erzincan, Karasu, Pasinler-Horasan havzaları gibi doğrultu atımlı faylanma (çek-ayır) havzaları gelişmiştir (Barka, 1984; Koçyiğit, 1985; Şaroğlu ve Yıl-

maz, 1987).

Pasinler -Horasan havzası doğusunda, havza kuzey -kuzeybatıdan sol yanal doğrultu atımlı Çobandede fay kuşağı tarafından sınırlanmış ve bunun denetiminde gelişmiştir (Koçyiğit, 1984 , 1985). İnceleme alanı aynı havzanın Horasan doğusunda kalan ve Karakurt nahiyesine kadar uzanan kesimini kapsar (Şekil 1). Bu alanda havzanın gelişiminde etken olmuş Horasan Fay Kuşağı ve bu fayın devimlerine bağlı olarak gelişmiş tektonik yapıların özellikleri anlatılacaktır



Şekil 1. Pasinler - Horasan Neojen havzası ve yakın çevresinin yalnızlaştırılmış jeolojik haritası.

1. Anadolu ofiyolitli karışığı; 2. Eosen yaşlı flis; 3. Oligosen yaşlı ayrılmamış volkanitler; 4. Pliyosen yaşlı denizel tortullar; 7. Alüvyon.

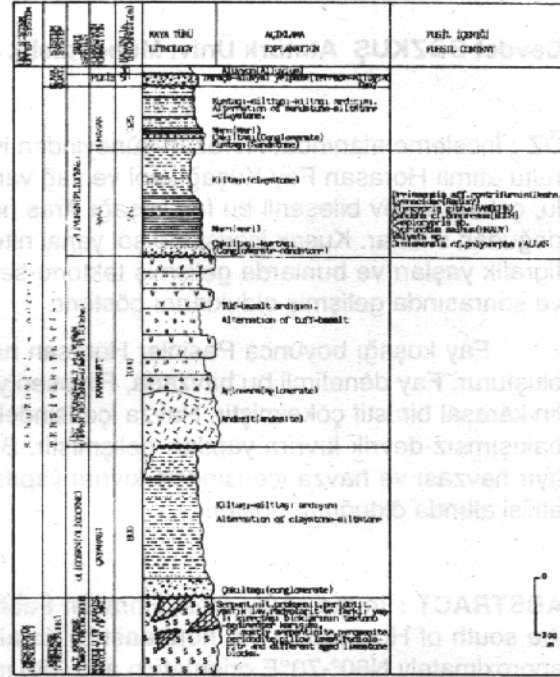
Figure 1. Simplified geologic map of the Pasinler-Horasan Neogene basin and adjacent area.

1. Anatolian aphiolitic melange; 2. Eocene flysch; 3. Oligocene continental deposits with gypsum; 4. Lower Miocene marine deposits; 5. Undifferentiated volcanics of Tertiary to Quaternary age; 6. Pliocene continental deposits; 7. Alluvium.

HORASAN FAY KUŞAĞI

Horasan ilçesi güneydoğusundan geçen , K60° -70° D doğrultuda , çok az verev bileşenli sol yanal doğrultu atımlı bir fay kuşağıdır (İlk kez Koçyiğit ve Rojay , 1984 , tarafından adlandırılmıştır). İnceleme alanı içerisinde güneybatıda Kırıkçalı köyünden başlayıp , kuzeydoğuya doğru özellikle Aras nehri vadisini denetleyerek Karakurt nahiyesine kadar uzanır ve buradan inceleme alanı dışında devam eder . Bu uzanım içerisinde 7-13km genişlikte bir alan içerisinde sürekli değil , 0,5- 32km uzunluklu ve bindirimli dizilimli , KD-GB doğrultulu sol yanal nitelikli fay demetlerinden oluşan bir geometri sunar . Aras nehrinin bugünkü morfolojik gelişiminde etken olmuş fay kuşağı , bu kesimde çoğunlukla Pasinler - Horasan havzasının temel volkanitleri ile olan sınırını oluşturur . Gerek bu havzanın gelişiminde , gerekse çökeltme dönemi ve sonrasında etken oldu-

ğu , bu havzanın gelişmiş tortul birimlerdeki tektono - sedimanter yapılardan anlaşılmaktadır . Bu tektono - sedimanter yapılar , fay çizgilerine yakın fazla eğimli ,dik ve devrik katmanlar , eksen doğrultuları fay doğrultularına yaklaşık koşut, devrik - bakışsımsız kıvrımlar , kömür seviyeli ve mercekssel jips ara katkıları , üste doğru kabalaşan ince tortul düzeyler , çapraz katmanlanmalar ve yük kalıpları sayılabilir .



Şekil 2. İnceleme alanının genelleştirilmesi dikme kesiti.

Figure 2. The generalized section of the study area.

Bu fay kuşağı boyunca yüzeyleyen kaya birimleri yaşlıdan gence doğru şu şekilde sıralanabilir :1.Anadolu Ofiyolitli Karışığı; 2.Oligosen yaşlı Çayarası formasyonu; 3. Üst Miyosen - Pliyosen yaşlı Karakurt volkanitleri; 4. Pliyosen yaşlı Aras ve Horasan formasyonları (Şekil 2). Pliyosen yaşlı , karasal tortullardan oluşan Aras ve Horasan formasyonları , Pasinler- Horasan havzasında çökelmişlerdir .Diğer birimler bu havzanın temel kayalarını oluştururlar. Basım aşamasında olan bir başka çalışmada ayrıntılı stratigrafisi incelenen bu birimlerden havza dolgusu karasal istiflerin genel özellikleri aşağıda anlatılmıştır.

Aras Formasyonu

Gri - yeşil renkli , marn ve kilaşından oluşan bir istifle temsil edilir .Tabanda Karakurt volkanitlerini uyumsuz olarak örter. Tavanda ise geçişli bir dokanakla Horasan formasyonu tarafında

uyumlu olarak üstlenir . Tabanında sarı , boz -gri , çoğunlukla andezit ve bazalt türü volkanit kökenli , katmansız , yer yer kalın -orta katmanlı çakıltaşı ve kumtaşları ile başlar. Bunların üzerine gri-bej, kıltaşı-tüfit-siltaşı ara katkılı , ince -çok ince katmanlı , yer yer laminal marnlar gelir. En üstte ise genelde yeşil , katmansız , kumtaşı -siltaşı ara katmanlı , bol gölsel fosiller içeren kıltaşlarından oluşan bir istifile temsil edilir .

Aras formasyonu oldukça bol Gastropoda ve Ostracoda fosilli seviyeleri içerir .Üst Miyosen -Pilosen yaşlı Karakurt volkanitlerini uyumsuz olarak üstleyen birimin fosil içeriğine göre yaşı Pliyosen'dir. Fosil içeriği , kaya türü ve bazı sedimenter özellikleri , birimin başlangıçta akarsu - sığ göl , daha sonra derin bir göl ortamında geliştiğini gösterir.

Horasan Formasyonu

Sarımsı bej-gri-yeşil, kumtaşı-siltaşı-kıltaşı - marn ardışımından oluşan bir istifile temsil edilir. Aras formasyonunu geçişli bir dokanakla üstleyen birim, üstünde Kuvaterner yaşlı akarsu şekilleri ve diğer alüvyonlar tarafından açılı uyumsuzlukla örtülür. Tabanda sarımsı kahverengi, katmansız, dalga kırışıklıkları içeren ve gevşek tutturulmuş kumtaşları ile başlar. Üzerine koyu kahverengi, çapraz katmanlı, serpantin, andezit, bazalt, obsidiyen, perlit, tuf çakıllı, gevşek, kötü boylanmış çakıltaşı gelir. Üste doğru bej-gri renkli, kıltaşı ara katmanlı, mercek sel yan al devamlılığı olan masif marnlar gelir. En üstte ise sarımsı bej-gri-yeşil alacalı, kömür ara katkılı, sıklaşmamış, kumtaşı-siltaşı-kıltaşı ardalanmasından oluşan bir istifile son bulur. Birimi oluşturan kırıntılı tortul kayalar yan al ve düşey yönde birbirine dereceli geçiş gösterirler. Birim önemli tektono-sedimenter yapılar sunar. Bunlar arasında çapraz katmanlanma, üste doğru kabalaşım incelenen tortul düzeyler, küçük ölçekli büyüme fayları ve kum daykları, yük kalıpları, kömür ara katkıları, faylara bakan kanatları bakışsız-devrik kıvrımlar sayılabilir. Ayrıca tanelerin dizilişi GB ya eğimli olan çapraz tabakalı çakıltaşı içerisinde önemli ölçüde perlit ve obsidiyen çakılları içermesi, obsidiyen ve perlit türü volkanitlerin KD'da Sarıkamış yöresinde yüzeylemesi, beslenmenin KD'dan ve taşınmanın fayın devinimine koşut olduğunu gösterir. Pliyosen yaşlı Aras formasyonunu uyumlu olarak üstlemesi ve kapsadığı kömür damarlarının polen içeriğine göre, Horasan formasyonunun yaşı Pliyosen (Üst Pliyosen)dir. Kaya türü, fosil içeriği ve sedimenter yapı özelliklerine göre birimin değişik karasal ortamlarda

(akarsu, taşkın ovası ve göl) oluştuğunu gösterir.

TEKTONİK

İnceleme alanı içerisinde genelde KD-GB gidişli, uzun gelişmiş sol yan al nitelikli faylar ege mendir. Bunların yanı sıra kısa, KB-GD gidişli sağ nitelikli doğrultu atımlı faylar da gelişmiştir. Sol yan al doğrultu atımlı fayların denetiminde Pliyosen yaşlı karasal ortam koşulları altında çökelmiş tortul birimler içinde de faylara koşut eksenli kıvrımlar gelişmiştir.

Kıvrımlar

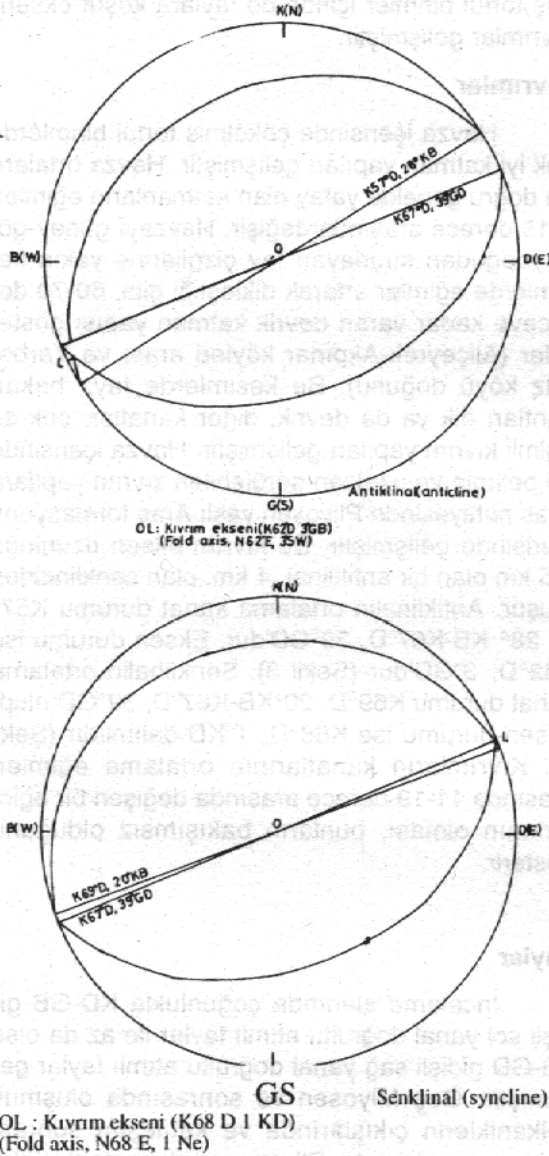
Havza içerisinde çökelmiş tortul birimlerde çok iyi katman yapıları gelişmiştir. Havza ortalarına doğru genelde yatay olan katmanların eğimleri 0-15 derece arasında değişir. Havzayı güney-güneydoğudan sınırlayan fay çizgilerine yakın kesimlerde eğimler artarak dikleştiği gibi, 60-70 dereceye kadar varan devrik katman yapısı gösterirler (Aliçeyrek-Akpınar köyleri arası ve Yarboğaz köyü doğusu). Bu kesimlerde faya bakan kanatları dik ya da devrik, diğer kanatları çok az eğimli kıvrım yapıları gelişmiştir. Havza içerisinde en belirgin ve uzaktan görülebilen kıvrım yapıları, Aras nahiyesinde Pliyosen yaşlı Aras formasyonu içerisinde gelişmiştir. Bu kıvrım eksen uzunluğu 2.5 km olan bir antiklinal, 4 km. olan senklinalden oluşur. Antiklinalin ortalama kanat durumu K57° D, 28° KB-K67°D, 39°GD'dur. Eksen durumu ise K62°D, 3°GD'dur (Şekil 3). Senklinalin ortalama kanat durumu K69°D, 20°KB-K67°D, 39°GD olup, eksen durumu ise K68°D, 1°KD dalımlıdır (Şekil 3). Kıvrımların kanatlarının ortalama eğimleri arasında 11-19 derece arasında değişen bir eğim farkının olması, bunların bakışsız olduğunu gösterir.

Faylar

İnceleme alanında çoğunlukla KD-GB gidişli sol yan al doğrultu atımlı faylar ile az da olsa KB-GD gidişli sağ yan al doğrultu atımlı faylar gelişmiştir. Geç Miyosen ve sonrasında oluşmuş volkaniklerin çıkışlarında ve katılma sonrası deformasyonlarında, Pliyosen yaşlı karasal istifelerin çökeliminde ve çökme sonrası deformasyonlarında, Kuvaterner yaşlı taraçaların ve alüvyal yelpazelerin oluşumunda, bugünkü menderesli Aras nehri vadisinin morfolojik gelişiminde etken olmuş bu fayların oluşum yaşlarınının Geç Miyosen-Günümüz arası olduğu söylenebilir.

Karakurt fay demeti

Aras nehri boyunca gelişmiş ve Karakurt nahiyesinden geçen yaklaşık $K60^{\circ}-70^{\circ}D$ doğrultulu bir fay demetidir. Güneybatıdan kuzeydoğuya doğru Darboğaztepe, Akpınar, Camıztaşitepe, Kırıktepe, Akkiran kışlası, Kordintepe, Tanışkışlası, Kavaktepe, Çilehane, Yarbaşitepe, Kaletpe, Konduldağı, Goftepe, Beşiklitepe, Karapınar, Karakurt, Nağdalidere, Belencik, Toptepe faylarından oluşur.



Şekil 3. Pliyosen yaşlı Aras formasyonunda gelişmiş kıvrım eksenlerinin ortalama doğrultusunu gösteren stereografik izdüşümü

Figure 3. Stereographic projection illustrating a verage orientation of fold axes developed in Aras formakion of Pliocene age.

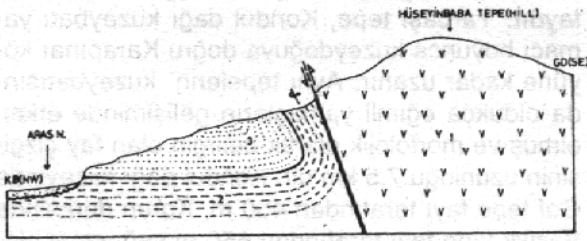
Darboğazı fayı

K45 D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Yarboğaz köyünden başlayıp, kuzeydoğuya doğru Hüseyinbaba tepesine kadar uzanır. Yarboğaz köyü ile Darboğaz tepe arasında Pliyosen yaşlı Aras ve Horasan formasyonları içerisinde gelişmiş olan fay, buradan kuzeydoğuya doğru Geç Miyosen-Alt Pliyosen yaşlı Karakurt volkanitleri içerisinde devam eder. Özellikle Karakurt volkanitleri içerisinde morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisinin uzunluğu 13 kmdir. Darboğaz tepesinde iki küçük tepeyi birbirine göre 250 m. sol yanal olarak ötelemiştir. Ayrıca fayın kuzeybatı bloğunda kırıntılı tortul kayalardan oluşan Horasan formasyonunun çok geniş bir alanda ve daha kalın, güneydoğu blokta ise çok ince ve yok denecek kadar çok dar bir alanda yüzeyler (Şekil 9). Bu da kuzeybatı bloğun az da olsa düşey yönde devindiğini, dolayısıyla fayın çok az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Akpınar fayları

$K60^{\circ}-70^{\circ}D$ gidişli, sol yanal doğrultu atımlı, birbirine koşut iki faydan oluşur. Akpınar 1 fayı, Aliçeyrek köyünden başlar, Hüseyinbaba tepe kuzeybatı yamacından, Akpınar ve Piralı köyleri güneyinden geçerek, Aras nehrine kadar uzanır. 20 km lik bir uzunlukta olan fay, Hüseyinbaba tepede 200 m, Akpınar köyü batısında 700 m, Tanışkışlasında 1 km sağ yanal, Akkiran kışlasında ise 200 m sol yanal olarak daha genç faylar tarafından ötelenir. Aliçeyrek köyü, Akkiran kışlası arasında Karakurt volkanitleri ile bunun üzerine uyumsuz olarak gelen tortul birimlerin (Aras ve Horasan formasyonları) sınırı boyunca, daha kuzey doğuda ise Karakurt volkanitleri içerisinde devam eder. Aliçeyrek köyü ile Akkiran kışlası arasında fay çizgisinin kuzeybatısında kalan tortul katmanların eğimlerinin artması, dikleşmesi, hatta 60 dereceye kadar devrik olmaları, temel volkanitleri ile tortul birimlerin faylanma ile yan yana gelmeleri, yer yer de temel birimlerin tortul birimler üzerine itilmiş olması, fayın bu kesimde sol yanal atımlı oblik ters fay olduğunu gösterir (Şekil 4). Akpınar 2 fayı, Karacaveren köyünden kuzeydoğuya doğru Keçe deresi boyunca Akpınar köyü güneyine kadar uzanır. Burada Camıztaşitepe fayı tarafından yaklaşık 800 m sağ yanal ötelenen sonra kuzeydoğuya doğru Karakurt güneyinde Salutlar düzüne kadar 25 km lik bir uzanım gösterir. Kordin tepe batısında 500 m sol yanal, Tanışkışlasında. 1 km, Mağara tepede 200 m, Gırnavuktepe güneyinde 900 m, Şalon tepede 750 m sağ yanal olarak daha genç faylar tarafın-

dan ötelenmiştir. Geç Miyosen -Pliyosen yaşlı Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş fay çizgisi boyunca, sol yanal olarak ötelenmiş dere ve tepeler, çizgisel kaynaklar, uzamış tepeler (Şarge, Kordin ve Körpınar tepeleri) eğimlenmiş ve basamaklı yapı kazanmış fay eteği yelpazeleri gelişmiştir. Ayrıca fay çizgisi kuzey batı bloğunda yeralan tüfler içerisindeki lav düzeylerindeki eğim artışları, dikleşme yapıları bu blokun azda olsa düşey yönde hareket ettiğini gösterir. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi üzerinde ve Karacaven köyü batısında sıcak su kaynağı vardır. Birbirine koşut olarak gelişmiş Akpınar fayları, Aras nehrinin güney-güneydoğusu boyunca uzanan yükselti alanı basamaklı bir yapı gösteren morfolojik gelişiminde etken olmuş önemli tektonik yapılarıdır.



Şekil 4. Hüseyinbaba Tepe kuzeybatı kesiminde, Karakurt volkanitleri (1) ile Aras, Horasan formasyonları (2) arasındaki tektonik ilişkiyi gösterir ölçeksiz jeoloji enine kesiti.

Figure 4. Sketch geologic cross-section illustrating the tectonic relation between Karakurt volcanics (1) and Aras, Horasan formations in the northeast part of Hüseyinbaba Hill.

Camıztaşitepe fayı

K30°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Camıztaşı tepe kuzeydoğu yamacı boyunca gelişmiş olan fayın uzunluğu 3 km dir. Kuzey batısında Karakurt volkanitleriyle Aras formasyonu dokanağı boyunca, güneydoğuda ise Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiştir. Camıztaşı tepesinin kuzeydoğu yamacı boyunca morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisi bu kesimde denetlenmiş olduğu Serge deresi boyunca tortul katmanlarındaki eğim artışı ve dikleşme gibi ani değişimler olmuştur. Aynı dere boyunca Akpınar faylarını 700-800m arasında sağ yanal olarak öteleyen fay çizgisi boyunca yer yer kaynaklar gelişmiştir.

Kırıktepe fayı

K30°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kırıktepe doğusundaki dereyi denetleye-

rek gelişmiş olan fay çizgisi, Akpınar köyü ile Aras nehri arasında 4 km lik bir uzunluğu vardır. Aynı tepenin doğusunda genelde Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı boyunca gelişmiştir. Çok belirgin bir çizgisellik oluşturan fay boyunca eğimlenmiş katman yapıları gelişmiştir. Fay çizgisinin kuzeydoğusunda Aras nehri 600 m sol yanal olarak ötelenmiştir.

Akkiran kışlası fayı

K20°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Akkiran kışlası içinden geçen Tilki deresi boyunca gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 3.5 km den fazladır. Karakurt volkanitleriyle Aras formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay boyunca çizgisel kaynaklar, eğimlenmiş katman yapıları yanı sıra belirgin dokanak ötelenmeleri gözlenir. Kuzeydoğuda Aras nehrini yaklaşık 550 m sol yanal olarak ötelenmiştir.

Kordin tepe fayı

K70 D gidişli, Akpınar faylarına koşut olarak gelişmiş, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kordin tepesi güney doğu yamacı ve Tilki deresinin bir kolu boyunca uzanan fay çizgisinin uzunluğu 5 km dir. Morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisi Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiştir. Fay çizgisinin kuzeybatısında ve güney doğusunda oldukça eğimli yamaçları olan uzamış tepeler yer alır. Kuzey batı blok içerisinde yer alan ve yaklaşık K-G doğrultusunda gelişmiş olan Tilki deresi, fay çizgisine gelince önce D-B, daha sonra KD-GB doğrultusunda fay çizgisine koşut kollar oluşturur. Fay çizgisinin kuzeybatısında kalan tüfler içerisindeki bazalt düzeylerinin eğimlenmiş yapıları ve diğer blok içerisinde yer alan düzeylere göre belirgin bir şekilde düşey yönde ötelenmiş olması fayın çok azda olsa verev bileşenli olduğunu gösterir. Buna göre kuzey batı blok aşağı ve güneybatıya, güneydoğu blok ise yukarı ve kuzeydoğuya ötelenmiştir.

Tanış kışlası fayı

K50°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Tatlı tepeden başlayıp kuzeybatıya Çakmağın ve Buzhane dereleri boyunca Tanışkışlasından geçer ve Aras nehrine kadar uzanır. Bu derelerin gelişiminde etken olmuş fay çizgisinin uzunluğu 4.5 km dir. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisi kuzeybatısında Aras nehri fay tarafından 850 m sağ yanal olarak

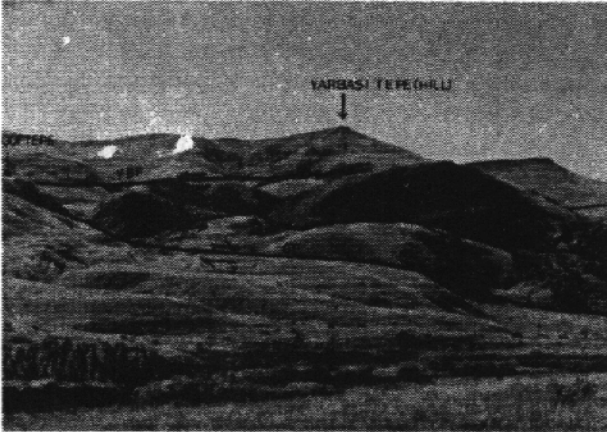
ötelenmiştir.

Kavaktepe fayı

K40°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kavak ve Küçük Kavak tepelerinin kuzey batı yamaçları boyunca gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 4,5 km dir . Güneybatısında Karakurt volkanitleri içerisinde devam eder. Tilki deresi boyunca gelişmiş ve morfolojik olarak belirgin fayın güneybatısında eğimlenmiş ve basamaklı yapı kazanmış fay eteği yelpazeleri yer alır.

Çilehane fayı

K62°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Güneybatıda Küçük kavak tepesinden başlayıp, kuzey doğuya doğru Çilehane ağullarını geçer ve Gof tepeye kadar uzanır. Morfolojik olarak oldukça belirgin olan fay çizgisinin uzunluğu 6 km dir. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisi boyunca çok fazla eğimli yamaçlar gözlenir. Kale tepe güneyinde, Kalettepe fayı tarafından 350 m sağ yanal ötelenmiş fay çizgisi boyunca çizgisel kaynaklar, ötelenmiş dere ve tepeler yer alır. Fayın kuzeydoğu ucunda, Gof tepe fayı ile kesişme yerinde Piliyo -Kuvaterner yaşlı bazaltik lav çıkışları gelişmiştir. (Şekil 5).



Şekil 5. Karakurt volkanitleri (1) içerisinde gelişmiş Yarbaşı /YBF), Çilehane (CHF), Goftepe (GF) fayları ve Çilehane ile Goftepe fayları kesişme yerinde çıkmış Plio-Kuvaterner yaşlı bazaltik volkan konisinin (VC) görünümü.

Figure 5. View of the Yarbaşı (YBF), Çilehane (CHF) and Goftepe (GF) faults developed in the Karakurt volcanics and of the Plio-Quaternary basaltic cone (VC) formed at junction between Çilehane and Goftepe faults.

Kalettepe fayı

K60°D gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kavaktepe kuzeydoğusundan başlar ve kuzeybatıya doğru Kalettepe , Mağara tepelerinin batısından geçerek, Aras nehrine kadar uzanır. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 5 km dir. Uzanımı boyunca Akpınar 2 ve Çilehane faylarını 250-400 metre arasında sağ yanal olarak ötelenmiştir. Kuzeybatısında ise Aras nehrinin 450 m sağ yanal sapsmasına neden olmuştur. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi boyunca ötelenmiş tepe ve dereleler, çizgisel kaynaklar gelişmiştir.

Yarbaşı tepe fayı

K70°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Yarbaşı tepe, Kondul dağı kuzeybatı yamacı boyunca kuzeydoğuya doğru Karapınar köyüne kadar uzanır. Aynı tepelerin kuzeybatısında oldukça eğimli yamaçların gelişiminde etken olmuş ve morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisinin uzunluğu 7.5 km dir. Kondul dağı kuzeyinde Gof tepe fayı tarafından 450 m, Korun deresinde Beşikli tepe fayı tarafından 650 m sağ yanal olarak ötelenmiş fayın uzanımı boyunca uzamış tepeler, ötelenmiş dereler, çizgisel kaynaklar, eğimlenmiş fay eteği yelpazeleri ve bunlar içerisinde gelişmiş heyelanlar görülür. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin iki yanında yer alan tüfler içerisindeki bazalt düzeylerinin bir birine göre düşey yönde ötelenmiş olması fayın çok az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Gof tepe fayı

K62°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Büyüktepeden başlayıp kuzeybatıya doğru Konduldağı kuzeydoğu yamacından, Goftepe güneyinden geçerek, Gınavuk deresi boyunca Aras nehrine kadar uzanır Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 10 km dir. Morfolojik olarak belirgin bir çizgisellik oluşturan fay boyunca çizgisel kaynaklar, ötelenmiş tepeler, genç lav çıkışları görülür. Kuzeybatısında Aras nehrinin 500 m, Yoğunhasan mevkiinde ise Yarbaşıtepe fayını 400 m sağ yanal olarak ötelenmiştir.

Beşikli tepe fayı

K70°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Beşikli tepe kuzeydoğu yamacı boyunca

uzanan fay çizgisi kuzeybatıya doğru Aras nehrini keserek Keltepeye kadar uzanır. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş ve morfolojik olarak oldukça belirgin fay çizgisi 7 km uzunluğundadır. Uzanımı boyunca ötelenmiş dereler ve tepeler, eğimlenmiş tuf katmanları görülür. Oldukça fazla eğimli Beşiklitepe kuzeybatı yamacı önünde Karapınar köyü düzlüğü gelişmiştir. Kuzeybatısında Aras nehrinin 700 m, Şalon tepesini de Gırmavuk tepesine göre 750 m sağ yanal olarak ötelenmiştir. Yine aynı mevkide Akpınar 2 fayı aynı oranda sağ yanal olarak Beşiklitepe fayı tarafından ötelenmiştir.

Karapınar fayı

K65°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Karapınar köyünden kuzeybatıya doğru Doruk tepeden geçer, Aras nehrinde Akpınar 2 fayı tarafından yaklaşık 500 m sol yanal ötelenmekten sonra Zehirlitepe güneybatı yamacı boyunca uzanır. Karakurt volkanitleri içerisinde morfolojik olarak oldukça belirgin bir şekilde gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 5 km dir. Akpınar 2 fayı ile kesişme yeri olan Zehirlitepede tüfleri dayk şeklinde kesen genç bazaltik lav çıkışları gelişmiştir.

Karakurt fayı

K45°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Güneybatıda Aras nehrine koşut olarak uzanarak Karakurt nahiyesinden geçer ve kuzey doğuya doğru Mertteş çayı boyunca inceleme alanını terk eder. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisinin inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 6 km dir. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay, güneybatıda Aras nehrinin bir kısmını, kuzeydoğuda ise Mertteş çayını denetler. Bu akarsular tarafından oyulmuş vadilerin yamaçlarında (Özellikle Mertteş çayı kuzeybatı yamacında) görülen taraça çakıltaşlarının yer yer eğimlenmiş olması, bugünkü akarsu yatağının kotundan daha yüksekte bulunmaları, Karakurt fayının belirtileridir.

Nağdalıdere fayı

K25°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Şehitler tepesi batı yamacından kuzeydoğuya doğru Nağdalı dere, Aras nehri boyunca Hardallı tepeye kadar uzanır. Karakurt volkanitleri içerisinde, özellikle Nağdalı deresini denetleyerek gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 8.5 km dir. Karakurt nahyesinden fay çizgisine kadar güneydoğu yönünde akan Aras nehri, buradan fay çizgisi boyunca gelmiş olan zayıflık zonu boyunca kuzeydoğu yönünde düşey aşındırmasına devam ederek yatağını bu yönde geliştirmiştir. Morfolojik

olarak belirgin olan fay çizgisinin Kumluca mevkiinde tüflerin altında yer alan volkanik kumtaşı katmanlarında eğim artışları görülür.

Belencik fayı

K60°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Gürcüoğlu mevkiinde kuzeydoğuya doğru Aras nehrini keser ve buradan Belencik köyü kuzeyinden geçerek inceleme alanı dışında devam eder. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 9 km dir. Morfoloji olarak belirgin olan fay çizgisi boyunca sol yanal ötelenmiş ufak dereler yer alır. Aras nehrinin 500 m sol yanal olarak ötelenmiştir.

Toptepe fayı

K55°D gidişli sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Toptepe kuzeybatı yamacından başlar ve Aras nehri vadisini takip ederek, kuzeydoğuya Belencik köyü güneyinden geçer ve inceleme alanı dışında devam eder. Karakurt volkanitleri içerisinde morfolojik olarak belirgin bir şekilde gelişmiş olan fay çizgisinin inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 7.5 km dir. Fay çizgisi boyunca ötelenmiş ufak dereler ve çizgisel kaynaklar gelişmiştir. Aras nehrini 700 m sol yanal olarak ötelenmiştir.

Buraya kadar özellikleri anlatılmış olan fayların oluşturduğu Karakurt fay demeti, Aras nehri vadisinin Aliçeyrek köyüyle Karakurt nahiyesi arasındaki bugünkü morfolojik gelişiminde etkin olmuştur. Aras vadisinin güney-güneydoğu yamacındaki basamaklı morfolojik yapının gelişiminde ve vadi tabanı ile yamacın en yüksek yeri arasındaki 700 m ye varan yükselti farkının oluşumunda, düşey aşındırmanın yanı sıra fayların düşey devinimleri etken olmuştur. Aynı yamaçlar boyunca fayların doğrultularına koşut olarak gelişmiş uzamış tepelerin şekillenmesinde ise bu fayların yatay devinimleri etken olmuştur. Çoğunlukla KD-GB doğrultusunda uzun mesafelerde gelişmiş sol yanal dorultu atımlı fayların egemen olduğu bu alanda, bunları belli bir açı ile kesen ve daha genç, kısa mesafelerde gelişmiş KB-GD doğrultulu faylar, Aras nehri yatağında sağ yanal ötelemeler oluşturarak bugünkü menderesli akış şeklinde büyük oranda etken olmuşlardır.

Armutlu fay demeti

Başköy'den itibaren ortalama K40°-50°D doğrultulu, 5-7 km genişlikte ve inceleme alanı içerisinde 20-25 km uzunluğunda bir alanda gelişmiş kırıklardan oluşan ve bu alanın içerisinde yer alan Armutlu köyünden adını alan fay demeti, kuzeydoğuya doğru Aladağa kadar uzanır. Buradan aynı dağın kuzeybatı yamacı boyunca inceleme alanı dışında devam eder. Armutlu fay de-

meti inceleme alanı içerisinde Şehitler-tepe, Kızılcaaletepe, Tendürtepe, Armutlu, Dursuntepe, Beşyol, Çardakçatı, Dursuntepe, Beşyol, Mala-gantepe faylarından oluşur.

Şehitler-tepe fayı

K55°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Karaberuj, Aytepe, Hazel tepelerinin güneydoğu, Büyük ve Kızılcaale tepelerinin kuzeybatı yamaçları boyunca uzanır. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisinin uzunluğu 8 km dir. Genelde Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı boyunca uzanır. Bu kesimde fay çizgisinin güneydoğu bloğunu oluşturan Aras formasyonu kaya katmanları fay yakınlarında eğimlenmiş, hatta dikleşmişlerdir. Fay çizgisi boyunca Hazel tepesi, Büyük tepeye göre 500m sol yanal olarak ötelenmiştir.

Kızılcaaletepe fayı

K55°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Büyük tepe ve Kızılcaale tepe güneydoğu yamaçları boyunca belirgin bir çizgisellik oluşturan fayın uzunluğu 6 kmdir. Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı boyunca gelişmiştir. Fay çizgisi boyunca güneydoğu bloğu oluşturan Aras formasyonu kaya katmanları oldukça eğimlenmiş ve dikleşmişlerdir. Kuzeybatı bloku oluşturan Karakurt volkanitleri içerisinde uzamış tepecikler gelişmiştir. Güneydoğu blokun düşey yönde ötelenmiş olması, fayın az da olsa verev bileşenli olduğu gösterir.

Tendürtepe fayı

K60°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Tendür tepe kuzeybatı yamacı boyunca gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 4,5 km dir. Güneybatıda Aras formasyonu içerisinde, Tendürtepede Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı kuzeydoğusunda ise Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiştir. Tendür tepe kuzeybatı yamacı boyunca morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi yakınlarında eğimlenmiş ve dik konumlu katman yapıları gelişmiştir. Güneydoğu blokunda uzamış tepecikler gelişmiştir. Kuzeybatı bloğu azda olsa düşey yönde ötelenmiş olması, fayın azda olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Armutlu fayı

K45°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı ve sıçrama yaparak uzanan iki kırıktan oluşan bir faydır. Armutlu köyü güneybatısında Armutlu deresi ve kuzeydoğusunda Yatak deresi boyunca 7.5 km lik bir uzanım gösterir. Genelde Aras formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay çizgisi, kuzeydoğuda Karakurt volkanitleri içerisinde devam eder. Ar-

mutlu ve Yatak derelerini denetleyen fay çizgisi boyunca çizgisel kaynaklar, eğimlenmiş katman yapıları ve sol yanal olarak ötelenmiş tepeler, ufak dereler gelişmiştir.

Dursuntepe fayı

K68°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Dursuntepe güneybatı, Körpınar tepe kuzeydoğu yamacı boyunca 4.5 km lik bir uzunluğu vardır. Karakurt volkanitlerini kesen ve morfolojik olarak belirgin fay çizgisi boyunca ötelenmiş dereler ve tepeler gelişmiştir. Dursun tepe güneyindeki sağ yanal atım miktarı 300 m dir.

Beşyol fayı

K70°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Beşyol köyü güneyinde, Dursun tepe kuzeydoğu yamacı boyunca uzanır. Karakurt volkanitleri içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 5 km dir. Oldukça eğimli olan Dursun tepe kuzeydoğu yamacının morfolojik gelişiminde etken olmuş fay çizgisinin kuzeydoğu bloğu üzerinde Beşyol köyü düzlüğü oluşmuştur. Bu da kuzeydoğu blokun düşey yönde de ötelendiğini ve fayın az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Çardakçatı fayları

K35°-45°D gidişli bir zon boyunca basamaklı olarak gelişmiş, 5 ayrı sol yanal doğrultu atımlı faydan oluşurlar. Bu faylar güneybatıda Aras formasyonu, kuzeydoğuda ise Karakurt volkanitleri ile Oligosen yaşlı Çayarası formasyonu içerisinde gelişmişlerdir. Çardakçatı 1 fayı, Akdaş tepeden kuzeydoğuya doğru, Kuyruktepe güneydoğu yamacı boyunca uzanarak Aras nehrini keser ve Akkoz köyü kuzeyine kadar uzanır. Karakurt volkanitleri içerisinde 4.5 km uzunluğunda gelişmiş olan fay çizgisi, kuzeydoğuya doğru Karakurt volkanitleri ile Çayarası formasyonu dokanağı boyunca uzanır. Çardakçatı 2 fayı, Tilki ve Akdaş tepeleri güneydoğu yamaçları boyunca Akkoz köyüne kadar uzanır. Güneydoğuda Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı boyunca, kuzeydoğuda ise Çayarası formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 6 km dir. Akdaş tepe güneydoğu yamacı boyunca morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi önünde eğimlenmiş fay eteği yelpazeleri gelişmiştir. Karataş mevkiinde tüfler üzerinde yer alan bazaltik lav düzeylerinde oluşturduğu sol yanal atım miktarı 250 m dir. Daha kuzeydoğuda ise Aras nehrini 250 m sol yanal olarak ötelemiştir. Çardakçatı 3 fayı, Çardakçatı köyünden kuzeydoğuya doğru Çürük deresi boyunca Aras nehrine ve buradan Kalebaşı köyüne kadar uzanır. Karakurt volkanitleri, Aras ve Çayarası formasyonları içerisinde geliş-

miş olan fay çizgisinin uzunluğu 9 km dir. Güneydoğuda Çürük deresini denetleyerek gelişmiş olan fay çizgisi üzerinde çizgisel kaynaklar gelişmiştir. Tüfler üzerindeki bazaltik lav düzeylerini ve Aras nehrini sol yanal olarak 200 m ötelemiştir. Çardakçatı 4 fayı, Çardakçatı köyü güneybatısında Kum deresi boyunca belirgin bir çizgisellik oluşturan fay boyunca çok sayıda kaynak gelişmiştir. Aras formasyonu içerisinde gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 4.5 km dir. Çardakçatı 5 fayı Bahçetepe güneydoğusu boyunca uzanan fay çizgisi Aras nehrini keser ve kuzeydoğuya doğru uzanır. Güneybatıda Karakurt volkanitleri, kuzeydoğuda ise Çayarası formasyonu içerisinde gelişmiş olan fayın uzunluğu 4 km dir. Tüfler üzerindeki bazaltik düzeylerde oluşturmuş olduğu sol yanal öteleme miktarı 150 m dir.

Malağantepe fayı

K45°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Malağan tepe kuzeybatı boyunca Aras nehri vadisinin bir kısmını takip ederek gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 6 km dir. Karakurt volkanitleri içerisinde morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi boyunca, volkanik kumtaşlarında eğimlenmiş katman yapıları gelişmiştir. Fay boyunca Aras nehri 750 m. sol yanal olarak ötelenmiştir.

Pasinler-Horasan havzası inceleme alanı içerisinde Aras nahiyesinden itibaren iki koridor boyunca doğuya doru uzanır (Şekil 9). Kuzeyde kalan birinci koridor, Karakurt fay demeti içerisindeki faylar tarafından denetlenerek Aras vadisi boyunca uzanır. İkinci koridor, Aras nahiyesinden doğuya doğru uzanım gösterir ve bu koridor güney sınırı boyunca gelişmiş olan Yarboğaz, Parmakdağ, Kızıldağ, Teknecik, Mağaracık ve Sıthan fayları tarafından denetlenir.

Yarboğazı fayı

K60°D gidişli sol yanal atımlı oblik ters bir faydır. Yarboğaz köyü kuzeyinde, Aktaş, Damlaçay tepeleri ve Parmakdağı kuzeybatı yamaçları boyunca havza sınırını oluşturur. Sağa ve sola sıçramalar yaparak uzanan kırıklardan oluşan fay çizgisinin uzunluğu 8 km dir. Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokunağı boyunca gelişmiştir. Parmakdağı kuzeyinde faylanmaya bağlı olarak Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu yan yana gelmiş ve Karakurt volkanitleri, Aras formasyonu üzerine itilmiştir. Kuzeybatı bloğu oluşturan Aras formasyonu kaya katmanları 60-80 derece arasında değişen devrik katman yapısı gösterirler. Fay çizgisi boyunca çizgisel kaynaklar ve sol yanal sapma gösteren dere kolları gelişmiştir. Kuzeybatı bloğu aşağıya ve güneybatı, güneydoğu blok ise ters yönde yukarıya ve kuzeydoğuya

doğru devinmiştir.

Parmakdağı fayı

K65°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Parmakdağı kuzeydoğu yamacı boyunca 5 km'lik bir uzunluğu vardır. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokunağı boyunca havza sınırını oluşturur. Fay çizgisi boyunca kuzeydoğu blok içerisinde 50-80 derece arasında değişen eğimlenmiş katman yapıları, çizgisel kaynaklar, sağ yanal sapma gösteren ufak dereler gelişmiştir. Faylanma Aras formasyonu ile Karakurt volkanitlerini yan yana getirmiştir. Bu da kuzeydoğu bloğun düşey yönde de devinmiş olduğunu ve fayın az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Kızıldağ fayı

K75°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kızıldağtepe ve sırtının kuzeybatı yamacı boyunca belirgin bir çizgisellik oluşturan fay çizgisinin uzunluğu 7 km'den fazladır. Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokunağı boyunca havza sınırını oluşturur. Fay çizgisi, Kızıldağ sırtı kuzeydoğusunda kısa mesafede gelişmiş sağ yanal nitelikli bir fay tarafından 250 m sağ yanal olarak ötelenmiştir. Uzanımı boyunca eğimlenmiş katman yapıları, sol yanal ötelenmiş dereler, eğimlenmiş fay eteği yelpazeleri ve genç lav çıkışları ile oluşmuş volkan konileri görülür (Şekil



Şekil 6. Karakurt volkanitleri (1) ile Aras formasyonu (2) arasında gelişmiş Kızıldağ fayı (KZF/ ve buradan çıkmış Pliyo-Kuvaterner yaşlı bazaltik lavlar ve proklastiklerin oluşturmuş olduğu volkan konisinin (VC) görünümü. Alüvyon yelpazesi (3).

Figure 6. View of the Kızıldağ fault (KZF) developed between Karakurt volcanics (1) and Aras formation (2) and view of volcanic cone formed by Plio-Quaternary basaltic lavas and pyroclastics.

6). Kuzeybatı bloğun düşey yönde de ötelenmiş olması fayın az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Karadağ fayı

K55°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Bozepe, Soğukpınar, Karadağ tepeleri kuzeybatı yamaçları boyunca uzanır. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisinin uzunluğu 5.5 km dir. Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı boyunca havza sınırını oluşturur. Fay çizgisel kaynaklar, sol yanal ötelenmiş dere ve tepeler, eğimlenmiş fay eteği yelpazeleri gelişmiştir. Kuzeybatı bloğunda düşey yönde devinerek, Aras formasyonu ile Karakurt volkanitleri fay çizgisi boyunca yan yana gelmiştir. Bu da fayın az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Teknecik fayı

K62°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Güneybatı Karadağ tepe kuzeybatı yamacı boyunca kuzeydoğuya doğru Teknecik köyüne kadar uzanır. Karakurt volkanitleri ile Aras formasyonu dokanağı boyunca havza sınırını oluşturur. Morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisinin uzunluğu 9 km dir. Fay çizgisi boyunca sol yanal ötelenmiş dere ve tepeler, eğimlenmiş katman yapıları, çizgisel kaynaklar, fay eteği yelpazeleri gelişmiştir. Havza sınırı boyunca uzanan fayın kuzeybatı blokunun düşey yönde de ötelenmiş olması, fayın az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir.

Mağaracık fayı

K60°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Mağaracık köyünden kuzeydoğuya doğru Sithan köyüne kadar uzanır. Sithan fayına koşut olarak gelişmiş olan fay çizgisinin uzunluğu 5 km dir. Aras formasyonu içerisinde gelişmiş fay çizgisi boyunca eğimlenmiş katman yapıları ve fay eteği yelpazeleri oluşmuştur.

Sithan fayı

K60°-70°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Teknecik köyü güneyinden kuzeydoğuya doğru Çardakçatı köyü güneyindeki Kaş tepeye kadar havza sınırı boyunca uzanan fay çizgisi, buradan yine aynı yönde Aras nehrini keserek Şahviran tepeye kadar uzanır. Teknecik ve Çardakçatı köyleri arasında Karakurt volkanitleri ile Aras Formasyonu arasında, kuzeydoğuya doğru ise Karakurt volkanitleri ile Oligosen yaşlı Çayarası formasyonu içerisinde devam eder. Sağ ve sol sıçramalar yaparak uzanan fay çizgisinin uzunluğu 32 km dir. Bu uzanımı içerisinde kısa mesafelerde gelişmiş, sağ yanal nitelikli faylar ta-

rafından 150-1000 m arasında sağ yanal ötelemeler gösterir (Şekil 9). İnceleme alanı içerisindeki en uzun boylu fay çizgisini oluşturur ve genelde havza güneydoğu sınırı boyunca uzanır. Fay çizgisi kuzeybatısında yeralan Aras formasyonu ile güneydoğusunda yeralan Karakurt volkanitlerinin yan yana gelmiş olması, fayın çok azda olsa verev bileşenli olduğunu gösterir. Fay çizgisi boyunca Aras formasyonu kaya katmanları 50-90 derece arasında eğimlenmiş olup, ayrıca sol yanal ötelenmiş dereler ve fay eteği yelpazeleri gelişmiştir.

Çayarası fayı

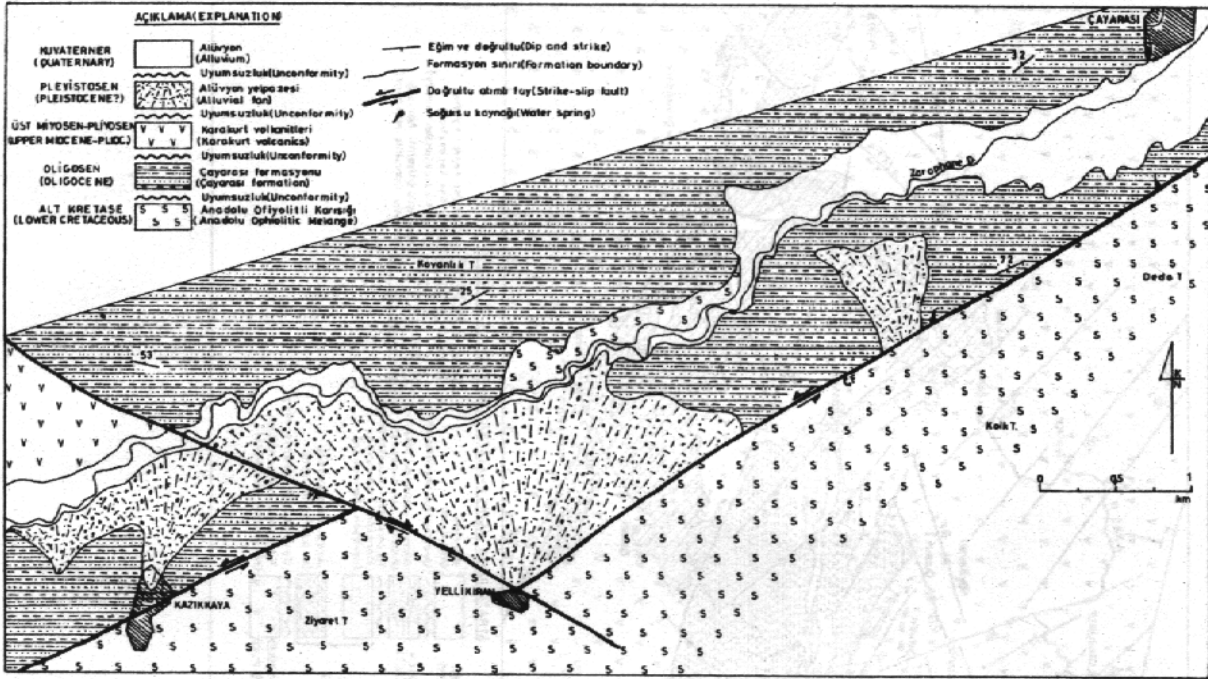
K55°D gidişli, sol yanal doğrultu atımlı bir faydır. Güllüce köyünden Çayarası deresi güneydoğu yamacı boyunca Aras nehrine kadar uzanır ve kuzeydoğuya doğru aynı nehir boyunca inceleme alanı dışında devam eder, Güllüce köyü güneybatısında Karakurt volkanitleri ile ofiyolitli karışığın, kuzeydoğusunda ise Çayarası formasyonu ile ofiyolitli karışığın dokanağını oluşturur. Sağ ve sol sıçramalar yapan kırıklardan oluşan fay çizgisinin inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 21 km dir. Aras nehrini kestiği yerde bu nehri 750 m sol yanal ötelemeler. Uzanımı içerisinde Yillikıran ve Yarkaya fayları tarafından 850-1250 m. arasında sağ yanal ötelenir. Fay çizgisi kuzeybatısında yeralan Karakurt volkanitleri ile güneydoğusunda yeralan ofiyolitli karışığın yan yana gelmiş olması, fayın çok az da olsa verev bileşenli olduğunu gösterir. Fay çizgisi kuzeybatısında eğimlenmiş katmanlar, yer yer soğuksu kaynak çıkışları ve fay önü yelpazeleri gelişmiştir (Şekil 7).

Yellikıran fayı

K65°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Yellikıran ile Çolaklı köyleri arasında uzanır. Kuzeybatıda Karakurt volkanitleri ile Çayarası formasyonu, güneydoğuda ise Çayarası formasyonu ile ofiyolitli karışığın dokanağını oluşturur. Yellikıran köyü civarında Çayarası fayını 1250 m sağ yanal olarak ötelemeler. Eğimlenmiş fay önü yelpazelerinin geliştiği fay çizgisinin uzunluğu 6 km dir.

Yarkaya fayı

K40°B gidişli, sağ yanal doğrultu atımlı bir faydır. Kızkalesi tepe güneybatı yamacı boyunca güneydoğuya doğru Yarkaya köyünden geçer ve Aras nehrini keserek inceleme alanı dışında devam eder. Karakurt volkanitleri, Çayarası formasyonu ve ofiyolitli karışık içerisinde gelişmiştir. Kuzeybatıda Karakurt volkanitleri içerisinde morfolojik olarak belirgin olan fay çizgisi boyunca uzamış tepeler, soğuksu kaynak çıkışları ve ufak gölcük-



Şekil 7. Çayarası köyü civarının jeoloji haritası Figure 7. Geologic map of the Çayarası village region.

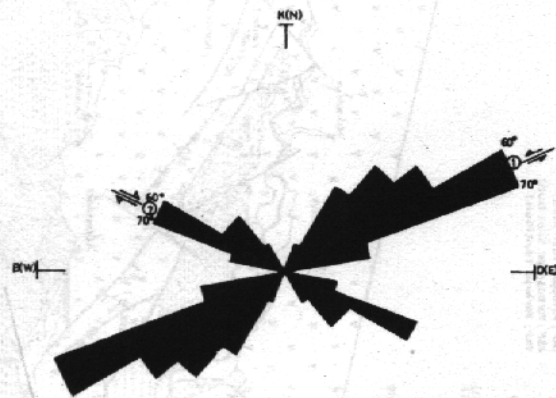
ler gelişmiştir. Güneydoğuda Çayarası fayını 850 m. Aras nehrini 500 m. sağ yanal ötelemiştir. Fay çizgisinin inceleme alanı içerisindeki uzunluğu 9.5 km.den fazladır.

İnceleme alanı güneydoğu köşesinde, genel olarak Oligosen yaşlı Çayarası formasyonu ile Anadolu Ofiyolitli Karışığı dokunağı boyunca uzanan, sol yanal nitelikli Çayarası ve bunu belli bir açı ile kesen sağ yanal nitelikli Yarkaya, Yellikıran fayları Kağızman Fay Kuşağının inceleme alanı içerisinde devamını oluştururlar.

SONUÇLAR

1. İnceleme alanında içerisinde 7-13km genişliğinde ve yaklaşık K60°- 70°D doğrultusunda gelişmiş, 0,5- 32 km uzunluklu, bindirimli dizilimli, sol yanal nitelikli fay-fay demetlerinin eğermen olduğu Horasan Fay Kuşağı, en önemli jeotektonik yapıyı oluşturur. Bu fay kuşağını oluşturan fayların yada fay demetlerinin kuzeybatı bloklarında daha genç güneydoğu bloklarında ise daha yaşlı kaya birimleri yüzeyledikleri ve faylanma ile yan yana geldikleri görülür. Bu durum inceleme alanında fayların kuzeybatı bloklarının görel olarak alçalmasına ve faylara koşut çöküntü alanlarının gelişmesine neden olmuştur. Pasinler-Horasan havzasının doğu kesimini oluşturan bu kesimlerde Pliyosen yaşlı Aras ve Horasan formasyonları çökelmiştir.

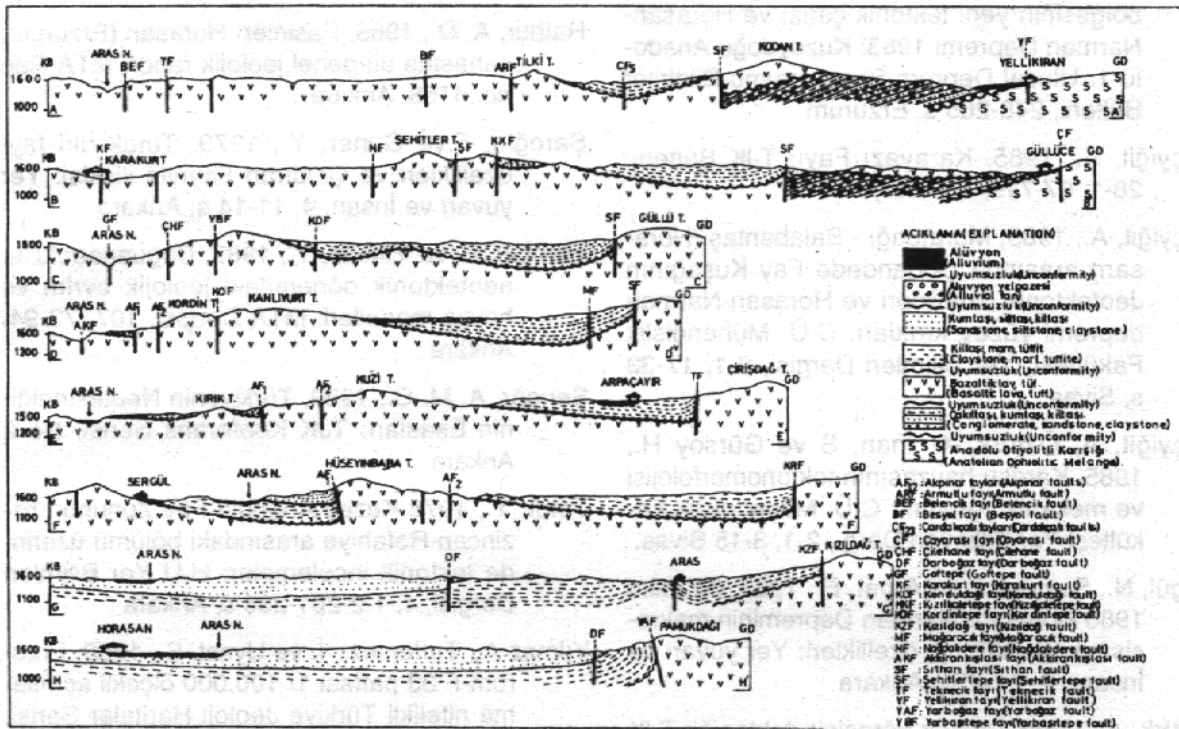
2. Bu alan içerisinde havza D-B doğrultusunda iki koridora ayrılarak uzanır. Kuzey koridor, K60°- 70°D doğrultulu, sol yanal nitelikli, Karakurt fay demetine ait Akpınar fayları tarafından denetlenir. Güney koridor ise Sithan fayı ve buna koşut gelişmiş sol yanal nitelikli faylar tarafından denetlenir.



Şekil 8. Fayların eğermen doğrultularını gösterir gül diyagramı. 1. Sol yanal doğrultulu atımlı faylar; 2. Sağ yanal doğrultulu atımlı faylar.

Figure 8. Rose diagram illustrating the predominant trends of faults. 1. Left lateral strike-slip faults; 2. Right lateral strike-slip faults.

3. Havza sınırlarını oluşturan fay çizgileri boyunca bir kanatları dik yada devrik, diğer kanatları az



Şekil 10. İnceleme alanının jeoloji enine kesitleri Figure 10. Geological cross section of the study area.

eğimli (0° - 20°) kıvrımlar (Şekil 10). Havza ortalarına doğru (Aras nahiyesinde) ise seyrekte olsa eksen doğrultuları faylara koşut bakışimsız kıvrımlar gelişmiştir.

4. Haritalanabilen fayların doğrultuları kullanılarak hazırlanan gül diyagramında inceleme alanı içerisinde $K60^{\circ}$ - 70° D doğrultusunda gelişmiş sol yanal doğrultu atımlı fayların egemen olduğu görülür (Şekil 8). Bunları belli bir açıyla kesen kısa mesafelerde gelişmiş ve sağ yanal nitelikli faylarla beraber, Horasan Fay kuşağı boyunca eşlenik bir fay sistemi oluştururlar.

KATKI BELİRME

Bu çalışma sırasında önerileriyle destek veren Sayın hocam Prof. Dr. Ali Koçyiğit'e, çalışma olanaklarını sağlayan Atatürk Üniversitesi Araştırma Fonu Başkanlığına teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arpat, E. ve Şaroğlu, F., 1975, Türkiye'deki bazı önemli genç tektonik olaylar: TJK Bülteni, 18, 91-101, S, Ankara
- Barka, A., 1984, Erzincan havzasının bazı Neotektonik özellikleri: Kuzeydoğu Anadolu 1. Ulusal Deprem Simpozyumu, 223-247 s. Erzurum
- Barka, A., Şaroğlu F. ve Güner, Y. 1983, Horasan- Norman Depremi ve bu depremin Doğu

Anadolu Neotektonigindeki yeri: Yer yuvarı ve insan, 8, 16-21 s, Ankara

Bozkuş, C., Pasinler- Horasan neojen havzasının doğusunun stratigrafisi (MTA Dergisinde baskıda).

Erentöz, C., 1954. Aras havzasının jeolojisi : TJK Bülteni, 5, 1-54, Ankara.

Gökmen, V., 1970, Aliçeyrek (Horasan -Erzurum) civarındaki kömürlü Neojen sahasına ait jeolojik rapor: MTA Rap. no. 6344, Ankara.

İnan, S., 1987, Erzurum- Tortum arasında Dumluyay Fay Kuşağının sistematik ve yapısal özellikleri: C.Ü. Mühendislik Fakültesi, Yer Bilimleri Dergisi, 4-1, 3-11s, Sivas

Kerey, E., Bozkuş, C. ve Emre, T., 1984, Erzurum, Horasan Havzasında Pliyosen yaşlı gölgesel kömür seviyeli Aliçeyrek formasyonunun stratigrafik, sedimentolojik ve tektonik özellikleri: Kuzeydoğu Anadolu 1. Ulusal Deprem Simpozyumu Bildiri Özetleri, 29-30 s, Erzurum.

Ketin İ., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile başlıca deprem bölgeleri arasındaki ilişkiler: M.T.A. Dergisi, 71, Ankara

Koçyiğit, A., 1983 Doğu Anadolu Bölgesinin depremselliği ve gerekli çalışmalar: Yeryuvarı ve İnsan, 8, 25-29, Ankara

- Koçyiğit, A. ve Rojay, B., 1984, Doğu Anadolu bölgesinin yeni tektonik çatısı ve Horasan-Narman Depremi 1983: Kuzeydoğu Anadolu 1. Ulusal Deprem Simpozyumu Bildiriler Bülteni, 248-265 s. Erzurum
- Koçyiğit, A., 1985, Karayazı Fayı: TJK Bülteni, 28-1, 67-71s, Ankara.
- Koçyiğit, A., 1985, Muratbağı - Balabantaş (Horasan) arasında Çobandede Fay Kuşağının Jeotektonik özellikleri ve Horasan-Narman depremi yüzey kırıkları, C.Ü. Mühendislik Fakültesi, Yer Bilimleri Dergisi, 2-1, 17-33 s, Sivas
- Koçyiğit, A, Öztürk, A, İnan, S ve Gürsoy H., 1985, Karasu havzasının tektonomorfolojisi ve mekanik yorumu : C.Ü. Mühendislik Fakültesi Yer Bilimleri Derg., 2-1, 3-15 Sivas.
- Özgül, N., Seymen İ. ve Arpat, E., 1983, 30 Ekim 1983 Horasan- Narman Depreminin makrosismik ve tektonik özellikleri: Yer yuvarı ve İnsanı, 8- 21-25s, Ankara
- Öztürk, A., Ladik-Destek yöresinin tektoniği: TJK Bülteni 23-1, 31-38 s, Ankara
- Rathur, A. Q., 1965, Pasinler- Horasan (Erzurum) sahasına ait genel jeolojik rapor: MTA Rap no. 4168, Ankara.
- Şaroğlu, F.ve Güner, Y., 1979, Tutak diri fayı özellikleri ve Çaldıran Fayıyla ilişkisi: Yer yuvarı ve İnsan, 4, 11-14 s, Ankara
- Şaroğlu, F. ve Yılmaz, Y., 1987, Doğu Anadolu'da neotektonik dönemdeki jeolojik evrim ve havza modelleri: MTA Dergisi, 107, 73-94, Ankara
- Şengör, A. M. C., 1980, Türkiyenin Neotektoniğinin Esasları: TJK Konferans Serisi, No 2 Ankara
- Tatar, Y., 1978 Kuzey Anadolu Fay Zonunun Erzincan-Refahiye arasındaki bölümü üzerinde tektonik incelemeler: H.Ü Yer Bilimleri Dergisi, 4, 1-2-201-236 s, Ankara
- Yılmaz A., Terlemez, İ. ve Uysal, Ş., 1988, Erzurum-F 33 paftası 1/ 100.000 ölçekli açın-sa ma nitelikli Türkiye Jeoloji Haritalar Serisi, Ankara.

TAVRA DERESİ (SIVAS) YÖRESİNİN HİDROJEOLOJİK ÖZELLİKLERİ VE YERALTI BARAJ SİSTEMİNİN UYGULANABİLİRLİĞİ

Applicability of the Underground Dam System and the Hydrogeological Characteristics of the Tavra River Region.

Feda ARAL, C.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

Bülent SÖYLEM, DSİ. XIX. Bölge Müdürlüğü, Sivas

ÖZ: Tavra Deresi (Sivas) yöresinin hidrojeolojik özelliklerinin belirlenmesi ve su kaynaklarının fiziko-kimyasal özelliklerinin saptanması amaçlanmıştır. Ayrıca bu çalışmada su potansiyelinin, yeraltı barajı ile Sivas ilinde içme-kullanmaya yönelik uygulanabilirliği incelenmiştir.

Tavra Deresi yöresindeki kaynakların suları; kalsiyumlu ve bikarbonatlı sular, içilebilirlikleri "çok iyi- iyi" sınıfında ve sertliklerine göre (Fs^0) "tatlı-sert" su sınıfındadır. Rezervuarı oluşturan alüvyonun ortalama karakteristikleri; transmissibilitesi 432, 42 m^3 /gün, geçirimliliği 54, 05 m/gün, gözenekliliği % 22 dir.

Havzada yeraltı barajı yapımı ile 85 km^2 lik yağış alanında toplanan büyük su potansiyeli buharlaşma-terleme ve diğer fazla miktarda kayıpları vermeden daha ekonomik ve daha aktif kullanarak, yeraltı barajları ile şehir şebekesine içme-kullanma olarak aktarılabilir. Şebeke kayıpları da giderilerek Sivas İli nüfusunun 2000'li yıllarda su sorunları giderilebilecektir.

ABSTRACT: It is aimed that the hydrogeological and the physico-chemical characteristics of the water sources in the "Tavra river" region (Sivas) will be determined. In this study, the water potential and the "underground dam" will be examined in order to find out whether it is usable for drinking and irrigation in Sivas city.

The water sources contain calcium and carbonates. It is classified that the water is drinkable and their hardness (Fs^0) is "fresh-hard". The permeability, of the alluvium which forms the rezervoir is 54.05 m/day; porosity is 22 % and the transmy is calculated as 432,42 m^3 /day.

It is suggested that it may be possible to use the water potential in the 82 km^2 rainfall area economically without losing it by different factors succes vaporing, perspiration etc. If the "underground dam" is constructed in the basin. As a result of this, it may be connected to the present water supply sources of the city. By this project it is also hoped that the water problem of Sivas will be solved out in the 2000' s.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Sivas İlinin yaklaşık 5 km kadar kuzeybatısında yer alan Tavra Deresi ve yöresini kapsar (Şekil 1). İncelemenin amacı, yöresinin hidrojeolojik özelliklerinin ortaya konulması, suların fiziko-kimyasal özelliklerinin saptanması ve yeraltı baraj sisteminin uygulanabilirliğinin araştırılmasına yöneliktir. İnceleme alanının 1/25 000 ölçekli hidrojeoloji haritası yapılmıştır (Şekil 2).

İnceleme alanında 6 adet sondaj kuyusu

açılmıştır. Kuyulardan elde edilen toplam verim 60 lt/sn kadardır. Bu sondaj kuyuları DSİ tarafından açılıp, Sivas Belediyesine teslim edilmiştir. Yaklaşık 225 000 nüfuslu Sivas İlinin su ihtiyacının % 60'ı bu deredeki sondaj kuyuları, keson kuyular ve alüvyon içerisindeki filtreli borular ile dere suyunun süzülerek içme suyu boru hattına aktarılması ile sağlanmaktadır. Özellikle kurak ve yarı kurak iklime sahip İç Anadolu'da buharlaşmanın etkin olduğu bölgelerde yeraltı barajlarının uygulanmasıyla daha fazla su elde edilebilmektedir. Ayrıca yeraltı su seviyesinin yükselme-

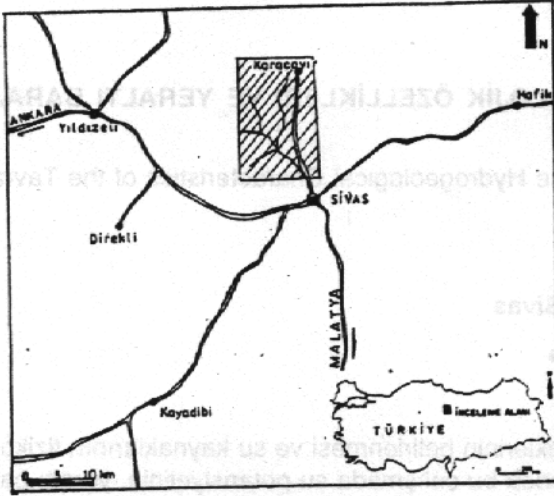
siyle pompaj maliyetinin düşürülmesi de mümkün olmaktadır.

COĞRAFYA

Tavra Deresi ve yöresi genelde yüksek olmayan, tatlı bir topoğrafyaya sahiptir. İnceleme alanında yer alan drenaj ağını oluşturan ve Tavra Deresinin beslenmesine yardımcı olan önemli dereler şunlardır; Bağırsak Dere, Eşikçiöğlü Dere, Küçükhan Dere, Doğubağırsak Dere, Ayı Dere, Han Dere, Sağırın Dere. Bu adı geçen dereler ile beslenerek mansapta $0,47 \text{ m}^3/\text{sn}$ lik (20 yıllık ortalama) yüzeysel akışa ulaşan Tavra Deresi yaklaşık 85 km^2 lik yağış alanına sahiptir.

Sivas meteoroloji istasyonunun verilerine göre yıllık ortalama sıcaklık $8,6^\circ \text{C}$ (63 yıllık ortalama), yıllık yağış ortalaması $427,97 \text{ mm}$ (62 yıllık ortalama) dir. Aylık sıcaklık ve yağış değerleri ortalamaları Tablo 1 de verilmiştir.

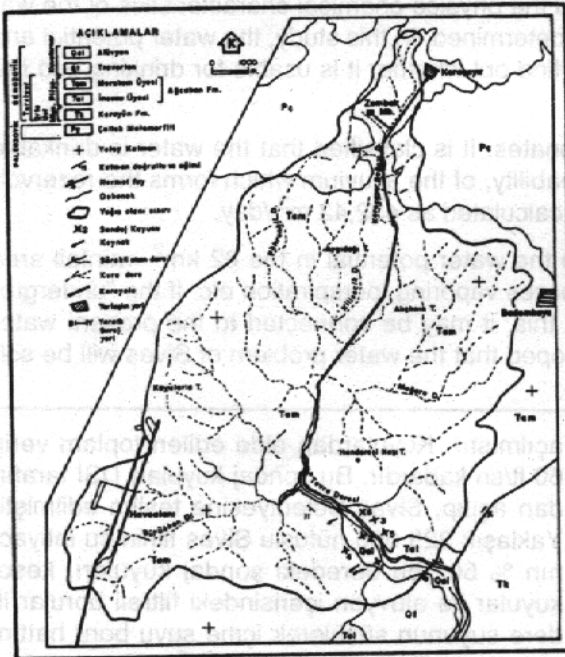
Thornthwaite (1948)'e göre Sivas yöresinin iklim tipi; "c2B1b3s2" sınıfında, yaz aylarında çok kuvvetli su noksanı, yarı nemli ve mesotermal olduğu saptanmıştır (Şekil 3).



Şekil 1. Yer bulduru haritası

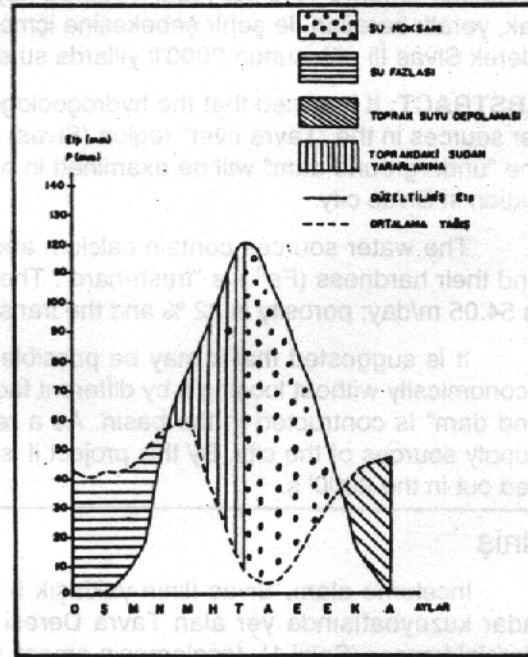
Figure 1. Location map

Bilindiği gibi yeraltı barajları, bir vadi tabanında alüvyon seviyesinin altında geçirimsiz tabana inilerek bir geçirimsiz perde seti inşa edilerek ve yeraltı suyu akımını keserek yeraltında depolanmasını sağlayan mühendislik yapılarıdır.



Şekil 2. İnceleme alanı hidrojeoloji haritası

Figure 2. Hydrogeological map of in vestigation area



Şekil 3. Sivas meteoroloji verilerine göre yağış ve potansiyel buharlaşma-terleme ilgilerini gösteren grafik.

Figure 3. Diagram showing the relation of precipitation and evapo-transpiration of Sivas meteorological station data.

Tablo 1. Sivas meteoroloji verilerine göre denestirmeli nem bilançosu (Thorntwaite, 1948).

Table 1. The correlation of the water budget of the Sivas meteorological station data.

AYLAR	O	Ş	M	N	M	H	T	A	E	E	K	A	
Aylık sıcaklık or. -C°	-3.67	-2.56	1.56	8.49	13.10	16.59	19.47	19.60	15.76	10.48	4.36	0.95	
Sıcaklık endisi	0	0	0.17	2.23	4.3	6.15	7.83	7.91	5.69	3.07	0.81	0.8	38.24
Potansiyel buharlaşma-terleme. mm	0	0	5.95	38.51	63.10	80.56	90.09	96.80	76.13	48.57	18.48	0.34	
Enlem düzeltme kat sayısı (39. enlem)	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82	
Düzeltilmiş Etp mm.	0	0	6.12	42.14	76.38	99.39	21.07	114.22	79.17	46.62	15.52	0.27	602
Ortalama yağış mm.	42.95	41.83	43.37	55.20	59.52	33.04	60.99	5.14	16.48	31.96	43.98	47.51	427.97
Faydalı su yedeği mm.	100	100	100	100	83.14	16.29	0	0	0	0	28.46	75.70	
Gerçek buharlaşma terleme Etr. mm.	0	0	6.12	42.74	76.38	99.89	23.28	45.14	16.48	31.96	15.52	0.27	317.78
Su fazlası (sellene-süzülme) mm.	42.95	41.83	37.25	12.46	0	0	0	0	0	0	0	0	134.49
Su noksanı - mm.	0	0	0	0	0	0	97.79	109.08	62.69	14.66	0	0	284.22

JEOLOJİ

İnceleme alanı ve yakın yöresinde yüzeylenen birimlerin stratigrafik dizilimi alttan üste doğru şu şekildedir: Temelde Paleozoyik yaşlı çeltek metamorfite, üzerine uyumsuzlukla orta-üst Miyosen yaşlı Karayün formasyonu, üzerine uyumsuzlukla Pliyosen yaşlı Ağcahan formasyonu gelmektedir. En üstte ise traverten ve alüvyon yer almaktadır. Çeltek metamorfite gneys, şist, mermer, kuvarsit ve amfibolitten oluşmaktadır. Karayün formasyonu, kumtaşı, çamurtaşı, marn, jips aralanmalıdır (Ceyhan, 1987). Ağcahan formasyonu, laminalı, çapraz katmanlı kumtaşı ve kiltaşından oluşan İncesu üyesiyle biyomikritik ve kumlu kireçtaşından oluşan Merakom üyesinden meydana gelmiştir (Sungurlu ve Soyürk, 1970). İnceleme alanında her iki üye de yüzlek vermektedir. En üstte ise yörede kalsiyum karbonatca doymuş yeraltı ve yerüstü suları tarafından oluşmuş travertenler ile yöredeki tüm kayalardan türemiş kil boyutundan blok boyutuna kadar tane çapına sahip alüvyon yer almaktadır.

İnceleme alanı ve yöresinde Miyosen ve Pliyosen yaşlı birimler arasında gelişmiş normal faylar bulunmaktadır. Bu faylar, Sivas Havzasında Miyosen'de başlayan blok faylanmalar sonucu oluştuğu düşünülmektedir. Havza K-G yönlü bir gerileme rejimi etkisi altındadır. Faylanmalar daha çok KKD-GGB ve KKB-GGB yönlüdir.

HİDROJEOLOJİ

Tavra Deresi içerisinde dere yatağında 6 adet DSİ tarafından yapılan 40 ile 62 m arasında değişen sondaj kuyusu açılmıştır. Akış yönünde sağ sahildeki 4 nolu kuyu kuru çıkmış, diğer kuyulardan toplam 60 lt/sn kadar su elde edilmiştir. SK-4 nolu kuyu sağ sahilde Merakom üyesi içerisinde açılmıştır. Sağ sahildeki kireçtaşlarından yer yer karstlaşmaya bağlı su kaçağı olabileceği görülmektedir. Ancak hemen alt seviyede killikumlu birim İncesu üyesi, az geçirirli-geçirimsiz taban konumundadır.

Beslenme alanına düşen yağıştan beslenen dere ve yamaçlarda yeraltı suyu akım yönü dereye doğrudur. Özellikle akarsu yatağında sondaj kuyularının verimi daha yüksektir. Tavra Deresi vadisinde, yamaçlarda ve dere tabanına yakın bir çok sızıntı şeklinde kaynak çıkışları gözlenmektedir. Bu kaynaklar akış aşağıda gerek sayıları gerekse debileri artarak dereyi beslemektedir.

SU KİMYASI

Özellikle içme suyuna yönelik olan Tavra Deresinde açılan sondaj kuyularından su örnekleri alınmış ve kimyasal analizleri yapılmıştır (Tablo 2).

Suların sınıflandırılmasında yarı logaritmik (Schoeller), üçgen, ABD tuzluluk laboratuvarları ve Wilcox-içilebilirlik sınıflaması kullanılmıştır. Yarı logaritmik diyagramda suların katyon ve an-

Tablo 2. Sondaj kuyularından alınan suların kimyasal analizleri

Table 2. Chemical analysis of the water in drilling holes.

	SK-1	SK-2	SK-3	SK-6
Ca ⁺⁺ (mg/lit)	97	80	56	66
Mg ⁺⁺ (mg/lit)	15	1.2	2.4	17
Na ⁺ (mg/lit)	17.5	8.4	2.5	10
K ⁺ (mg/lit)	2	0.6	0.5	1
Cl ⁻ (mg/lit)	8.5	9.6	4.3	6.4
SO ₄ ⁻ (mg/lit)	6.7	4.3	1.2	5.3
HCO ₃ (mg/lit)	440	205	150	250
Nitrit (mg/lit)	0.014	-	0.006	-
Nitrat (mg/lit)	-	-	-	-
Amonyak (mg/lit)	7.7	0.14	0.062	0.14
Organik madde (mg/lit)	-	0.56	0.40	0.96
Reaksiyon (pH)	6.65	6.7	7	6.9
EC (mmho/cm.)	915	445	318	542
Sertlik-FS°	42	20.5	15	23.5

yon sıralaması;

$rCa^{++} > rMg^{++} > r(Na^{+} + K^{+})$

$rHCO_3^{-} > rCl^{-} > rSO_4^{-}$

Bu durumda eğemen iyonlar Ca⁺⁺ ve HCO₃⁻ dir. Dolayısıyla suyun karbonatlı kayaçlarla teması söz konusudur.

Üçgen diyagramlarda, sulardan alınan örneklerin daha çok üçüncü bölgede yoğunlaştığı ve "kalsiyumlu ve bikarbonatlı sular" sınıfında olduğu belirlenmiştir.

Yarı logaritmik (Schoeller, 1962) diyagramda ise kaynak suları köken olarak birbirleriyle paralellik sunmaktadır.

ABD tuzluluk laboratuvarı diyagramında sular, C₂S₁ bölgesinde toplanmıştır. Bu bölgede tuzluluk tehlikesi orta, sodyum tehlikesi düşüktür. Wilcox-içilebilirlik sınıflamasında ise "çok iyi-iyi" sınıfında yer almaktadır. Sularda yapılan sertlik analizlerine göre 15-42 arasında (Fransız sertliği) ve "tatlı-sert su" sınıfında yer aldığı saptanmıştır.

YERALTI BARAJ SİSTEMİNİN UYGULANABİLİRLİĞİ

İnceleme alanında yağış alanının konumu-na göre yeraltı baraj yeri olarak en uygun yer vadinin daralmış ve yağış alanının kapanmış olduğu BY kesitidir. Yörenin yıllık toplam yağış ortalaması 475,9 mm (Sivas 428 mm, Karaçayır 523,8 mm (63 yıllık ortalama) yıllık toplam gerçek buharlaşma-terleme 317, 78 mm dir. Bu çalışma ile

ilin içme ve kullanma suyu gereksinimleri çok rahat sağlanabilecektir. Su depolaması yapacak alüvyon akifer 6-10 m arasında değişen derinliklere sahiptir. 2,5 km² lik alana yayılan alüvyon %3'e varan eğime sahiptir. Alüvyon akiferler çakıl boyutundan kum, silt, kil boyutuna kadar malzeme içermektedir. Akifer yağış alanında yamaçlardaki kireçtaşı ile (Merakom üyesi) iyi bir hidrolik bağlantı kurması nedeniyle çok iyi beslenebilmektedir.

Mayıs-Ekim ayları arasında buharlaşma-terleme değerleri yağış değerlerinden fazladır. Dolayısıyla bu aylar arasında buharlaşma-terleme ancak yağış kadar olmaktadır. Yağış fazlası Ocak ile Nisan ayları arasındadır.

Yeraltı baraj sistemi ile belirli bir kalınlığa sahip olann alüvyon tamamen doygun konuma geçecektir. Bu alüvyonun ortalama karakteristik değerleri şu şekildedir;

Transmissibilite : 432,42 m³/gün

Geçirimliliği : 54,05 m/gün

Gözenekliliği : % 22

Yeraltı baraj sistemi ile akifere ulaşacak su miktarını belirlemek için, havzaya düşen yağış miktarı ve değişik yollarla havzadan boşalım miktarları aşağıda çıkarılmıştır;

Yağış toplamı: 40205000 m³ /yıl

Yüzeysel akış : 14821920 m³ /yıl

Buhar.-Terle. : 22212750 m³ /yıl

Diğer kayıplar : 3170330 m³ /yıl

Toplam : 40205000 m³ /yıl

Burada bilançosu yapılan Tavra Deresi kaynaklarından tamamen yararlanılmasıyla, şu andaki Sivas nüfusunun (225000) iki katına sahip bir nüfusun gereksinimini karşılar durumda olacaktır. Ancak şu anda şehir şebeke dağıtım sistemindeki kayıplar % 40'ın üzerindedir.

İçme suyu olarak kullanılacak bu havzanın herhangi bir kirlenmeye karşı (hayvan gübrelere ve diğer evsel atıklar gibi) korunmaya alınması gerekir. Ayrıca dere suyunu doğrudan içme-kullanma suyu olarak almak yerine, alüvyonda depolayıp almak su içerisindeki süspanse malzemenin alınmasını sağlayacaktır. Yine her türlü olasılığa karşı suların aylık kimyasal ve bakteriyolojik analizleri yaptırılarak kalite kontrolü yapılmalıdır.

Yeraltı barajı alüvyonda Tavra Deresi kaynakları suyunun depolanması ve her mevsim düzenli su teminine yöneliktir. Havzadaki yağışı tamamen toplayabilecek en uygun baraj yeri BY kesiti ile gösterilen yerdir. Burada yaklaşık 200 m lik bir kret uzunluğu ve 10 m maksimum derinliğe sahip bir baraj gövdesi uygundur. Gövdede yaklaşık 400 000 m³ lük bir kil dolgu malzemesi kullanılacaktır. Gövdede kullanılacak malzemenin özelliklerine göre uygun şev eğilimlerinin verilmesi gerekecektir. Gövde inşasının, yağışın en az ve su akışının en düşük olduğu Temmuz ve Ağustos aylarında yapılması uygun olacaktır.

SONUÇLAR

1- Tavra Deresi ve yöresinde, yaklaşık 226,5 km² lik bir alanın 1/25 000 ölçekli hidrojeoloji haritası yapılmıştır.

2- Tavra Deresinde açılan sondajlardan alınan su örneklerinde; suların "kalsiyumlu ve bikarbonatlı sular" olduğu, içilebilirliğe göre "çok iyi-iyi" sınıfında yer aldığı ve sertlikleri ise 15-42 (Fs°) arasında olup "tatlı-sert su" olduğu belirlenmiştir.

3- Dere yatağında rezervuar oluşturacak alüvyonların ortalama karakteristik değerleri; transmissibilite 432,42 m³ /gün, geçirimsizliği 54,05 m/gün, gözenekliği %22 olarak belirlenmiştir.

4- 85 km² lik yağış alanına sahip havzada, yeraltı barajı ile, çeşitli yollarla kayıplar engellenerek Sivas ilinin içme-kullanma suyu daha ekonomik yolla daha büyük su potansiyeli sağlanarak karşılanabilecektir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ceyhan, F., 1987, Sivas güneydoğusundaki tuz ve jips yataklarının jeolojisi, oluşumu, kökeni ve ekonomik özellikleri. C.Ü. Fen Bil. Enst. Yük. Lisans Tezi, (Yayınlanmamış), 107 s.

Gürer, İ., ve Kahyaoğlu, H., 1992, Akiferlerde barajlama yöntemi ile rezervuar oluşturulması ve Türkiye'de uygulanabilirliği: MJTM Komitesi, Mühendislik Jeoloji Bülteni, S. 13, s. 14-22.

Nilsson, A., 1988, Groundwater Dams For Small Scale Water Supply: IT Publications, 69p., London.

Schoeller, H., 1962, Les Eaux Stauterraines. Masson et Cie Paris.

Söylem, B., 1989, Sivas, Tavra Deresi kaynaklarının geliştirilmesi ve ilave içme suyu temini çalışmaları: DSİ XIX. Böl.Md. Raporu, Sivas.

Sungurlu, O., ve Soyutürk, N., 1970, Sivas Havzası ve civarının jeolojik etüdü: TPAO Rap. HO: 482.

Thorntwaite, C.W., 1948, An approach a rational classification of climate: The Geographical Rewiev, V. 38.

SİVAS ORGANİZE SANAYİ BÖLGESİ İNŞAAT ALANI ZEMİNLERİNİN JEOTEKNİK ÖZELLİKLERİ

GEOTECHNICAL PROPERTIES OF THE SİVAS ORGANIZED INDUSTRIAL DISTRICT CONSTRUCTION SITE

Ergun KARACAN Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü, Sivas

ÖZ : Bu çalışmada Sivas Organize Sanayi Bölgesi zeminlerinin jeoteknik özelliklerinin belirlenmesi ve inşaat uygulamaları açısından değerlendirilmesi amaçlanmıştır. İnşaat alanının temel zeminlerini yaşlıdan gence doğru Miyosen yaşlı Karayün formasyonuna ait Fadlım Üyesinin masif jipsleri ile Kuvaterner yaşlı yeni alüvyonlar (Qal) oluşturmaktadır. Masif jipslerde dolin, düden ve mağara gibi karst şekilleri gelişmiştir. İnşaat alanı zeminlerinin yapısını ve özelliklerini belirleyebilmek için çeşitli derinliklerde onaltı adet araştırma çukuru açılmış ve zemin örnekleri alınmıştır. Bu zemin örnekleri üzerinde çeşitli indeks ve mekanik deneyler yapılarak temel zemininin jeoteknik özellikleri belirlenmiştir. Alüvyonda yer alan genelde yeşilimsi killerden oluşan temel zemininin en kötü koşullarda izin verilebilir taşıma gücünün (q_a) 1.5 kgf/cm^2 ve masif jipslerin izin verilebilir taşıma güçlerinin (q_a) ise, 376 kgf/cm^2 olduğu belirlenmiştir.

ABSTRACT: This study aims the determination of the geotechnical properties and evaluation of the foundations of construction of the Sivas Organized Industrial Site. The construction site consists of massive gypsum of the Fadlım Member of Karayün Formation (Miocene) and the new alluvium (Quaternary). In the massive gypsum karst structures such as sinkholes, swallows hole and caves have been occurred. For the evaluation of the foundation conditions sixteen trial pits have been dug and samples taken. On these samples various index and mechanical tests have been carried and the geotechnical properties of the foundation ground have been determined. It has been determined that on the worst conditions the allowable bearing capacity (q_a) of the greenish clays of the alluvium and massive gypsum are 1.5 kgf/cm^2 and 376 kgf/cm^2 respectively.

GİRİŞ

İnceleme alanı, Sivas-Erzincan karayolu nun 5. km'sinde Sivas 138-a4 1:25 000 ölçekli topoğrafik harita paftası sınırları içinde yer almaktadır (Şekil 1). İnceleme alanının yüzölçümü yaklaşık olarak 0.7 km^2 dir.

Çalışma alanı ve civarındaki litolojik birimler üzerinde değişik amaçlı çalışmalar yapılmıştır. Bunlardan Ceyhan (1987), yöredeki jips, sölestin ve kaya tuzu yataklarının özelliklerini, Gökçe, Ceyhan (1988), Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumunu, Karacan (1989, 1992) Sivas güneydoğusundaki jipslerin jeo-mühendislik özelliklerini ve Gürsoy, ve diğ., (1992) ise, Sivas yöresindeki güncel faylanmaları incelemiştir. Ayrıca DSİ XIX. Sivas Bölge Müdürlüğü ince-

leme alanındaki alüvyon kesimle ilgili çok kısa bir zemin etüdü raporu hazırlamıştır. Bu çalışmada ise Sivas Organize Sanayi Bölgesi inşaat alanı olarak düşünülen inceleme alanının jeolojik ve jeoteknik özellikleri belirlenmiş ve elde edilen veriler inşaat uygulamaları açısından değerlendirilmiştir.

İNCELEME ALANI VE YAKIN CİVARININ GENEL JEOLJİSİ

İnceleme alanının jeolojisi İller Bankası tarafından daha önce yaptırılmış 1:5000 ölçeğindeki topoğrafik harita üzerine haritalanmıştır (Şekil 2). İnşaat alanı ve yakın civarındaki en yaşlı litolojik birimi Miyosen yaşlı Karayün Formasyonunun Fadlım Üyesine (Tkf) ait masif jipsler oluşturmaktadır. Karayün Formasyonuna ait Fadlım Üyesi yörede ilk defa Gökçe ve Ceyhan (1988)

tarafından tanımlanmıştır. Bu üye yörede alttaki Şahbey üyesi üzerine uyumlu olarak gelir ve alt seviyelerinde marn-jips araldanmasından, orta seviyelerinde kalın masif jips merceklerinden ve/veya içleri ince kil laminalı kalın jips tabakalarından, üst seviyelerinde ise jips arakatlı marnlardan oluşmaktadır. Üyenin yöredeki kalınlığı 250 m olarak ölçülmüştür (Gökçe ve Ceyhan 1988). İnceleme alanında masif jipslerin üzerine uyumsuzlukla Kuvaterner yaşlı eski (Qe) ve yeni (Qal) alüvyonlar gelmektedir. Kuvaterner yaşlı bu çökeller yöredeki çeşitli kayaç birimlerinin bozunmasından türemiş kil, silt, kum ve çakıl şeklinde çeşitli tane boyutlarındaki malzemelerden oluşmaktadır. Yörede eski alüvyonlar yeni alüvyonlara göre daha yüksek kotlarda yer almaktadır. İnşaat alanı içerisinde masif jipsler (Tkf) ve yeni alüvyonlar (Qal) yer almaktadır. (Bkz. Şekil 2).

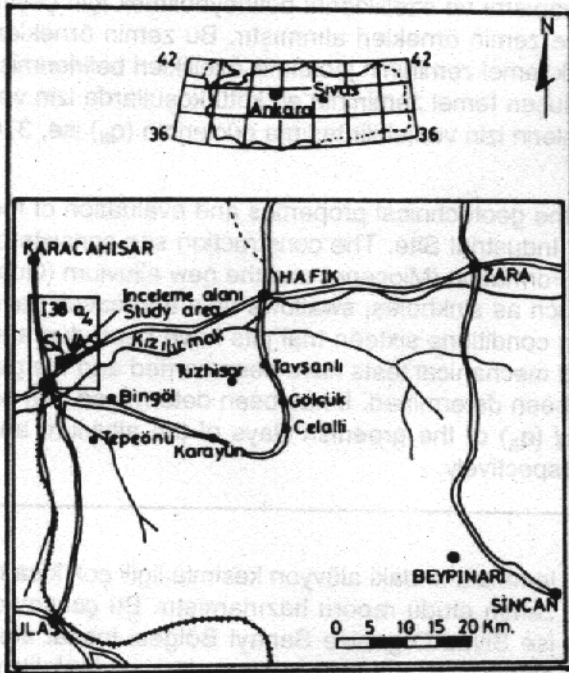
küçük ölçekli dolin (çökme çukuru), düden ve yeraltı mağara oluşumları yaygın bir şekilde gözlenmektedir. İnşaat alanının güney kesiminde Sivas-Erzincan karayolu kenarındaki jips şevlerindeki bir düden vasıtasıyla girilen büyük bir karstik mağara inşaat alanının altına doğru uzanmaktadır. Bu ana mağara ile ilişkili küçük mağaraların da bulunma olasılığı oldukça fazladır. Ayrıca çökme çukurlarının çizgisel bir hat üzerinde yer alması bölgede büyük bir fayın olabileceğini göstermektedir.

İnşaat alanının diğer kesimini Kuvaterner yaşlı yeni alüvyonlar oluşturmaktadır (Şekil 2). Yeni alüvyonlar Kızılırmak'ın getirdiği çeşitli tane boyutlarındaki malzemelerin burada çökmesi ile oluşmuştur. Bu kesimin topoğrafik eğimi son derece az olup yataya yakın bir görünüm sunmaktadır.

TEMEL ARAŞTIRMALARI

Sivas organize sanayi bölgesi inşaat alanının temelini oluşturan zeminlerin jeoteknik özelliklerini belirleyebilmek için beko kepçe ve traktör kepçe ile yeni alüvyon olarak tanımlanan birimde 9 adet ve masif jips olarak belirtilen birimde 7 adet olarak toplam 16 adet değişik derinliklerde araştırma çukurları açılmıştır. Alüvyonlardaki çukurlar ise Sivas Belediyesi tarafından açılmıştır. Bu araştırma çukurlarına ait zemin profilleri ayrıntılı olarak Şekil 3'te sunulmuştur. Bu şekilden de açıkça görüldüğü gibi alüvyon kesiminde en yaygın temel zeminini yeşilimsi renkli killer oluşturmaktadır. Bu nedenle DÇ-3, DÇ-4, DÇ-8 nolu araştırma çukurlarından 1-1.5 m derinliklerden DSİ XIX. Bölge Müdürlüğü elemanlarınca bozunmamış kil örnekleri alınarak bunlar üzerinde DSİ Genel Müdürlüğü Teknik Araştırma ve Kalite Kontrol Dairesi Laboratuvarlarında tane boyu dağılımı, kıvam limitleri, özgül ağırlık, doğal birim hacim ağırlık, doğal su içeriği, boşluk oranı, porozite, doygunluk derecesi ve drenajsız-konsolidasyonsuz üç eksenli basma dayanımı deneyleri T.S.E. (1987, TS-1900)'e göre yapılmış, elde edilen sonuçlar Çizelge 1'de toplu olarak verilmiştir.

İnşaat alanı jipsli kesiminde açılan araştırma çukurlarında 0.20-0.60 m kalınlığındaki bitkisel toprak örtüden sonra masif jipslere ve/veya bozunmuş masif jipslere girilmektedir. Orta derecede bozunmuş masif jipslerin tabaka kalınlığı 0.50-0.60 m arasında değişmektedir. Temel kazı sırasında bunlar kaldırılacağı için inşaat açısından önem taşımamaktadır. Jipsli kesimde bina yüklerini masif jipsler taşıyacaktır. Açılan kuyularda yeraltısuyuna rastlanmamıştır. Masif jipslerin

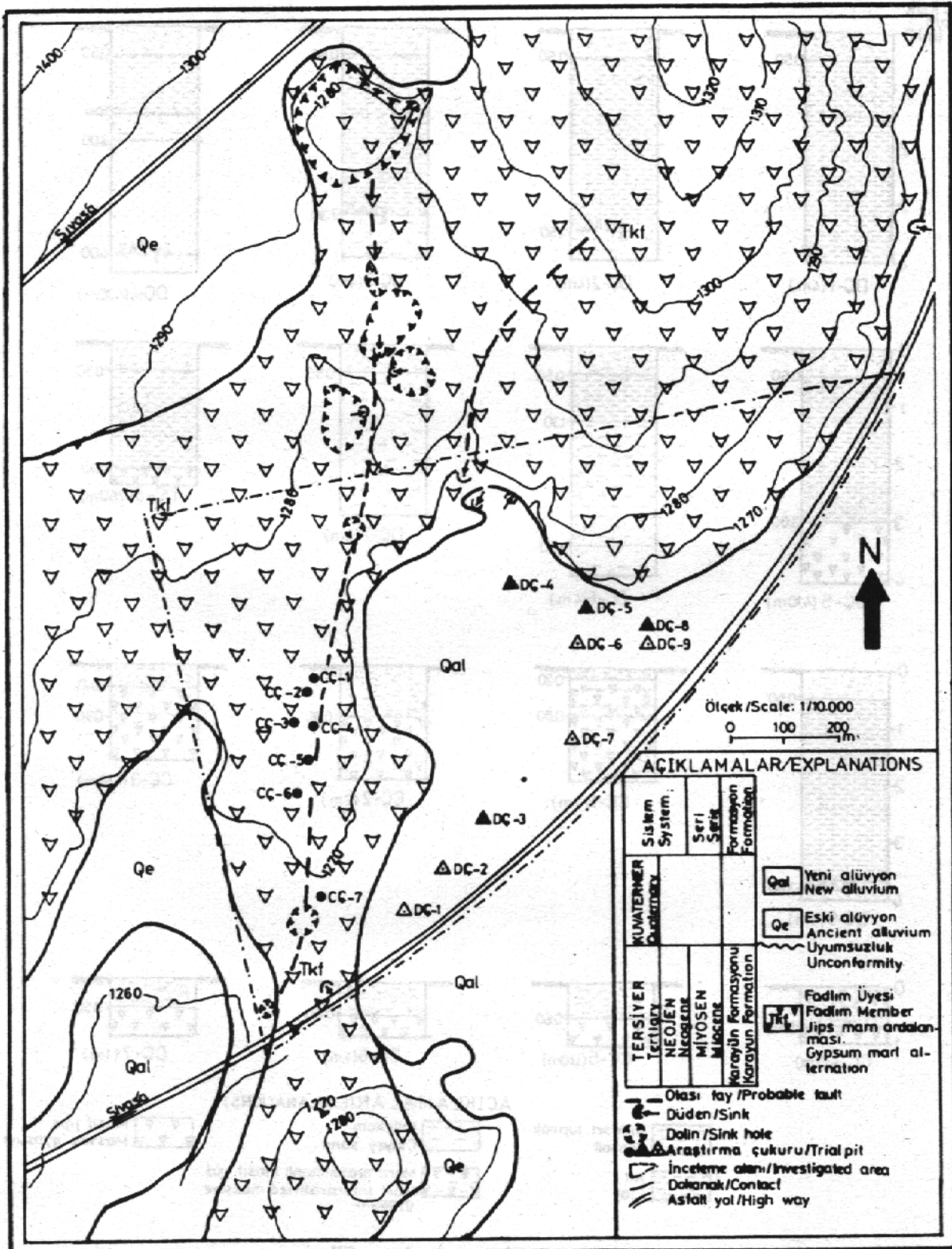


Şekil 1. İnceleme alanının bulduru haritası

Figure 1. Location map of the investigadet area.

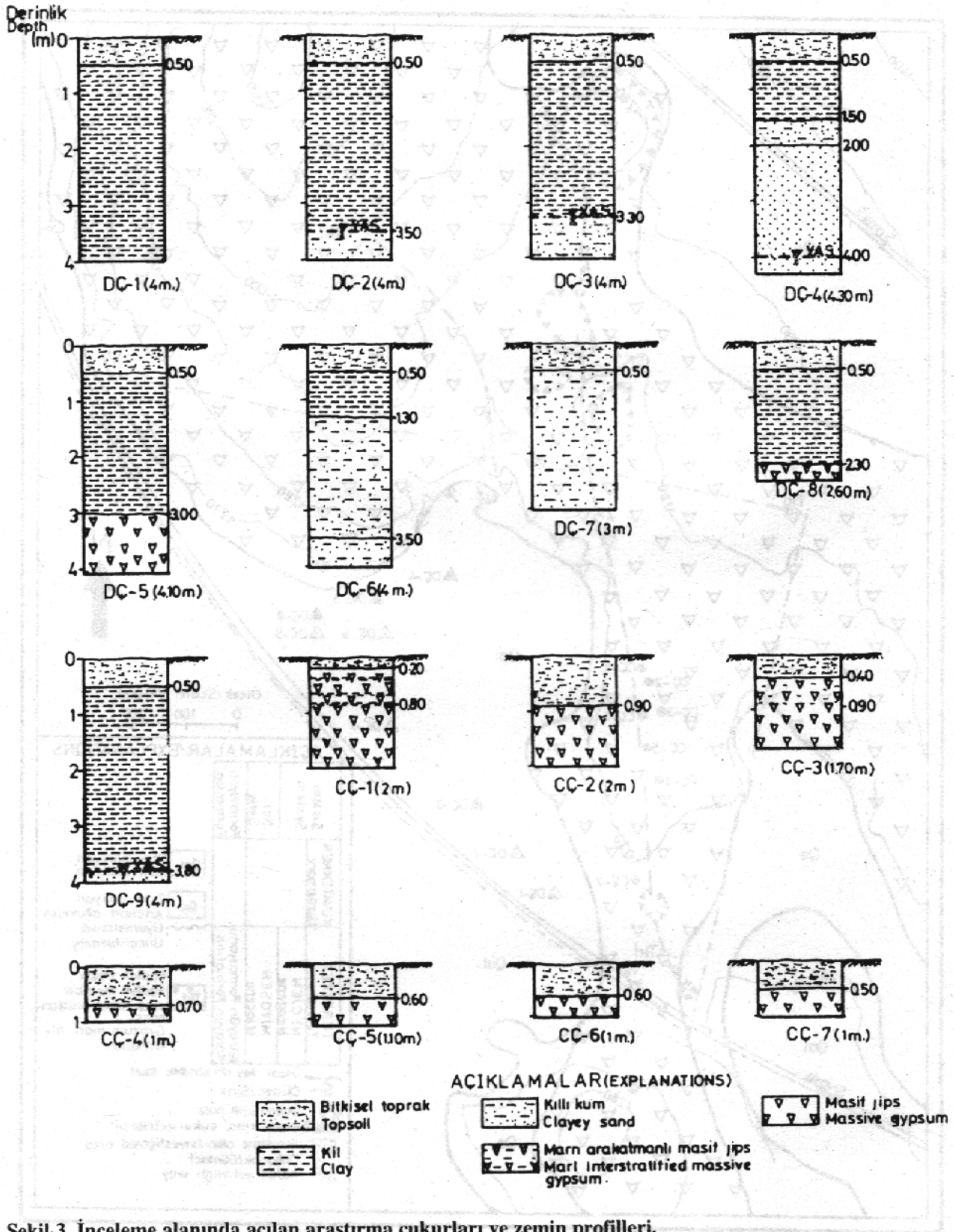
Masif jipslerde kristal tane büyüklüğü açısından ince, orta ve iri taneli olmak üzere üç farklı jips olduğu belirlenmiştir. Masif jipslerin üzerinde ortalama kalınlığı 50-60 cm kalınlığında olan bitkisel-alüvyonal toprak yer almaktadır. Bu seviyenin hemen altında 40-50 cm kalınlığında bozunmuş masif jips ve daha altta masif sağlam jipsler yer almaktadır. Jipsli kesimin eğimi % 2-3 civarındadır.

İnşaat alanı ve yakın civarındaki masif jipslerde gelişen jips karstı nedeniyle büyük ve



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası

Figure 2. Geological map of the investigated area.



Şekil 3. İnceleme alanında açılan araştırma çukurları ve zemin profilleri.

Figure 3. Excavated trial pits in the investigated area ground profiles.

Çizelge 1 : Yeni alüvyona ait killerin jeoteknik özellikleri (DSİ, 1993).

Table 1 : Geotechnical properties of clays of the the new alluvium (After DSİ, 1993).

ZEMİN ÖZELLİKLERİ SOIL PROPERTIES	Örnek DC-3	No DC-4	Sample DC-5	No DC-8
Tane boyu dağılımı				
a) 4 nolu elekten geçen (%)	99.9	100.0	100.0	99.2
b) 200 nolu elekten geçen (%)	62.1	98.0	99.6	63.0
Kıvam limitleri				
a) Likit limit (%)	29.6	43.6	44.9	36.0
b) Plastik limit (%)	16.4	23.6	24.0	17.9
c) platisite indisi (%)	13.2	20.0	20.9	18.1
Zemin grubu simgesi (USCS)	CL	CL	CL	CL
Tane özgül ağırlığı (Gs)	2.73	2.75	2.74	2.73
Doğal birim hacim ağırlığı (γ_n) (gr/cm^3)	1.96	1.74	1.77	1.88
Doğal su içeriği (ω_n) (%)	16.2	24.9	28.2	19.1
Boşluk oranı (e) (%)	61.9	97.4	98.5	72.9
Porozite (n) (%)	38.2	49.3	49.6	42.2
Doygunluk derecesi S_r (%)	71.4	70.3	78.4	71.5
Drenajsız kohezyon (C_u) (kgf/cm^2)	0.72	0.45	0.5	0.8
Drenajsız içsel sürtünme açısı (ϕ_u°)	15	14	8	8

Çizelge 2. Gipslerin tek eksenli basma dayanımı deney sonuçları

Table 2. Test results of the uniaxial compressive strength of gypsum.

Örnek No Samp. No	Deney Sayısı Test Number	Tek	Eksenli	Basma	Dayanımı
		Uniaxial	Compressive	Strength	σ_c (kgf/cm^2)
		Min	Max	Art. Ort.	Standart Sapma
		Min	Max	Mean	Standart deviation
CÇ-1	5	79.90	110.60	94.60	10.00
CÇ-2	5	142.50	164.60	153.20	8.80
CÇ-3	5	139.60	152.40	146.40	4.70
CÇ-5	5	118.0	162.20	138.50	16.20

Çizelge 3. Gipslerin Brazilian çekme dayanımı deney sonuçları

Table 3. Test results of the Brazilian tensile strength of gypsum

Örnek No Samp. No	Deney Sayısı Test Number	Brazilian	Çekme	Dayanımı	σ_c (kgf/cm^2)
		Brazilian	Tensile	Strength	
		Min	Max	Art. Ort.	Standart Sapma
		Min	Max	Mean	Standart deviation
CÇ-1	5	15.25	22.80	19.00	2.80
CÇ-2	5	15.80	24.80	20.30	3.30
CÇ-3	5	17.70	30.40	23.30	4.40
CÇ-5	5	16.20	24.00	20.10	3.00

tek eksenli basma ve brazilian çekme dayanımlarını belirleyebilmek için CÇ-1, CÇ-2, CÇ-3, CÇ-5 çukurlarından 6 adet blok örnek alınmıştır.

Bu bloklardan alınan silindirik karotlar üzerinde Cumhuriyet Üniversitesi Sivas Meslek Yüksekokulu İnşaat Bölümü Yapı Laboratuvarları ile Mühendislik Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü Kaya Mekaniği Laboratuvarlarında tek eksenli basma ve brazilian çekme dayanımı deneyleri yapılmıştır. Deneylerden elde edilen sonuçlar

toplu olarak Çizelge 2 ve Çizelge 3'te verilmiştir.

TEMEL ZEMİNİNİN TAŞIMA GÜCÜ

Sivas organize sanayi bölgesi temel zeminlerinin taşıma güçleri yeni alüvyon içerisindeki killer ve masif gipsler için ayrı ayrı hesaplanmıştır.

Killi kesimin taşıma gücü

Çizelge 1'deki drenajsız kohezyon (C_u) değerlerinin ortalaması $C_{uort} = 0.62 kg/cm^2$ olarak

Çizelge 4. Tekil ve şerit temeller için N_c değeri (Skempton, 1951; Tosun, 1989).Table 4. N_c values for pad and strip foundations (After Skempton, 1981; Tosun, 1989).

D_f/B	0	0.25	0.5	0.75	1	1.5	2	2.5	3	4	>4
Şerit	5.14	5.6	5.9	6.2	6.4	6.8	7	7.2	7.4	7.5	7.5
Daire Kare	6.2	6.7	7.1	7.4	7.7	8.1	8.4	8.6	8.8	9	9

alınabilir. Ayrıca yeraltı suyu seviyesinin yüzeyde olduğu kabul edilirse (yağışlı mevsimde bu kesimde yeraltı suyu seviyesi yüzeye yükselmektedir) killi zeminin içsel sürtünme açısı $\phi = 0$ alınabilir.

Skempton (1951) tarafından suya doygun kil içindeki şerit temeller için önerilen son taşıma gücü (q_f) aşağıda verilmiştir.

$$q_f = C.N_c + D_f \cdot \gamma$$

Bu eşitlikte :

$$q_f = \text{son taşıma gücü (kgf/cm}^2\text{)}$$

$$C = \text{zeminin kohezyonu (kgf/cm}^2\text{)}$$

$$N_c = \text{taşıma gücü faktörü}$$

$$D_f = \text{temel derinliği}$$

$$\gamma = \text{zeminin birim hacim ağırlığıdır (gr/cm}^3\text{)}$$

Killerin taşıma gücünün bulunmasında temel boyutlarının ve derinliğinin bir fonksiyonu olan N_c faktörü önemli bir büyüklüktür. Tekil ve şerit temeller için N_c değerleri Çizelge 4'de verilmiştir.

İnşaat alanı için zeminin birim hacim ağırlığı (γ_{ort}) 1.84 gr/cm^3 , temel genişliği (B) 1 m ve temel derinliği (D_f) 1.5 m olan şerit temel için güvenlik katsayısı (F) = 3 alınarak izin verilebilir taşıma gücü (q_a) $\cong 1.5 \text{ kgf/cm}^2$ olarak hesaplanmıştır.

Jipsli kesimin taşıma gücü

Jipsler üzerinde yapılan laboratuvar deneylerinden tek eksenli basma dayanımı (σ_{ort}) 133 kgf/cm^2 ve Brazilian çekme dayanımı (σ_{tort}) 20.7 kgf/cm^2 olarak belirlenmiştir. Bu dayanım değerlerinin Mohr dairesi analizi sonucunda içsel sürtünme açısı (ϕ_{ort}) 50° , kesme dayanımı (τ_{ort}) 26 kgf/cm^2 olarak bulunmuştur. Deneyler sırasında yenilme düzlemlerinden bulunan içsel sürtünme açılarının da bu açı değerine yakın değerlerde olduğu belirlenmiştir.

Goodman (1980) homojen masif kayalar üzerine inşa edilecek şerit temellerin taşıma gücü için aşağıdaki eşitliğin kullanılabilirliğini belirtmektedir.

$$q_f = \sigma_c(N_\phi + 1)$$

Bu eşitlikte;

$$q_f = \text{temel kayacının son taşıma gücü (kgf/cm}^2\text{)}$$

$$\sigma_c = \text{temel kayacının tek eksenli basma dayanımı (kgf/cm}^2\text{)}$$

$$N_\phi = \tan^2(45 + \phi/2)$$

ϕ = Temel Kayacının içsel sürtünme açısıdır. ($^\circ$)

İnceleme alanındaki masif jipsler için;

$\sigma_c = 133 \text{ kgf/cm}^2$, $\phi = 50^\circ$ alınarak yukarıdaki taşıma gücü eşitliği kullanılarak $q_f \cong 1130 \text{ kgf/cm}^2$ olarak bulunmuştur.

Temel kayacına 3 güvenlik katsayısı altında uygulanabilecek izin verilebilir temel basıncı (q_a) 376 kgf/cm^2 olarak bulunmuştur.

5. TARTIŞMA

Su ile temas etmeleri durumunda çözünürdür dört önemli kayaç türü kaya tuzu, kireçtaşı, anhidrit ve jipstir. Bu kayaçların çözünmesi özellikle su ile doğrudan temas halinde bulunan baraj temellerinde sızıntı yolları ve potansiyel oturmalar şeklinde risk oluşturmaktadır (James and Kirkpatrick, 1980). Yoğun jips karstı yapılarına (düden, dolin ve mağara) sahip Sivas ve çevresinde jips temel kayası üzerine inşa edilecek binalarda çözünme, şişme (anhidrit-jips dönüşümü sırasında), su ile temas etme durumunda dayanım azalması, farklı oturma, karstlaşma, beton dayanımında azalma ve çökme gibi nedenlerden dolayı önemli hasarların meydana gelme olasılığı fazladır. İnşaat alanı ve yakın civarında görülen dolin, düden ve yeraltı mağarası şeklindeki jips karstı yapıları inşa edilecek yapılar için belirli bir duraysızlık riski oluşturmaktadır. Ancak inşaat alanındaki jips karstı yapılarının ayrıntılı bir şekilde belirlenmesi ve uygun önlemlerin alınması ile bu risk bir ölçüde azaltılabilecektir.

6. SONUÇLAR

Bu çalışma sırasında yapılan saha gözlemleri ve laboratuvar deneylerinden elde edilen verilerin birlikte değerlendirilmesi ile varılan sonuçlar aşağıda özetlenmiştir.

SIVAS ORGANİZE SANAYİ ZEMİNLERİ

a) Sivas organize sanayi bölgesi inşaat alanının temel zeminini yeşilimsi renkli killer ve masif jipsler oluşturmaktadır.

b) İnşaat alanının yeni alüvyon olarak haritalanmış kesiminde bina temelleri genellikle yeşilimsi renkli killer üzerine oturacaktır. En kötü koşullarda (yeraltı seviyesinin yeryüzünde olması durumunda) bu temel zemininde 1 m genişliğinde ve 1.5 m derinliğinde şerit temel yapılması durumunda izin verilebilir taşıma gücünün (q_a) 1.5 kgf/cm² olduğu belirlenmiştir.

c) İnşaat alanının masif jips olarak haritalanan kesiminde temel kayasının izin verilebilir taşıma gücünün 376 kgf/cm² olduğu belirlenmiştir. Ancak yeryüzü ve yeraltı karst yapıları, inşaat alanı altında yeraltı boşluklarının varlığını göstermektedir.

d) İnşaat alanının masif jipslerden oluşan kesiminde ve yakın civarında dolin, düden ve yeraltı mağarası gibi jips karstı şekilleri yaygın bir şekilde yer almaktadır ve bunların bulunduğu çizgisel hat, olası bir fay hattı olarak değerlendirilmiştir. Bu fay Sivas ve yakın çevresinde sismik bir aktivite kaydedilmediği için aktif olmayan bir fay olarak tanımlanmıştır. Ancak bu olası fay hattı oldukça ezik ve çatlaklı bir yapıya sahiptir. Yine bu fay hattı karstik çözünme kanalları, düden ve dolin gibi karst yapıları içermektedir. Bu nedenle de fay hattı bina inşaatı açısından duraysız ve riskli bir temel kayası özelliği taşımaktadır.

e) Sivas-Erzincan karayolunun kenarındaki jips şevlerindeki düdenden girilen karstik yeraltı mağarası, inşaat alanı jipsli kesiminin altına doğru devam etmektedir. Bu yeraltı mağarasının yatay ve düşey yöndeki gelişimine bağlı olarak temel kayasında hem taşıma gücünde önemli bir azalma meydana gelecek, hem de olası çökmeler ileride binalarda hasarlar oluşturabilecektir.

7. ÖNERİLER

Çalışmadan elde edilen sonuçlar doğrultusunda, Sivas organize sanayi bölgesinde yapılacak inşaat uygulamalarına yönelik olarak önerilen hususlar aşağıda özetlenmiştir.

a) Jips karstlaşmasına son derece yatkın olan inşaat alanının masif jipslerden oluşan kesiminde yeraltı karst yapılarının yerlerinin, derinliklerinin, büyüklüklerinin ve geometrik şekillerinin akustik ve çapraz kuyu yöntemleri ile ayrıntılı bir şekilde araştırılıp belirlenmesi gerekmektedir.

b) Eğer kesinlikle jipsli kesime inşaat yapılması düşünülüyorsa yeraltı çözünme boşlukları-

nın yayılım ve konumları çok iyi belirlenmeli ve bunlar sağlam kayaç parçaları ve çimento harcı ile doldurulmalıdır. Doldurulan kesim üzerine belirli kalınlıkta sıkıştırılmış stabilize malzemesi ile temel dolgusu yapılması uygun olacaktır. Eğer bu uygulamalar ekonomik değil ise, sanayi inşaat alanı yakın civarda bulunan alüvyondan oluşan kesime kaydırılmalıdır.

c) Temel kayasını oluşturan masif jipsler Karacan (1989) tarafından ayrıntılı bir şekilde belirtildiği gibi su ile temas etmeleri durumunda yumuşayıp dayanımlarının en az % 50'sini kaybetmektedir. Bu nedenle temel kayasının, geçirimsiz aktif ve şişkin olmayan kil veya uygun bir jeosentetik malzeme kullanılarak su ile temasının kesilmesi hem dayanım hem de çözünmenin önlenmesi açısından önem taşımaktadır. Ayrıca temel betonunda sülfat etkisine dayanıklı çimento kullanılmalıdır.

d) İnşaat alanının alüvyon kesiminde iki kattan daha yüksek binaların inşa edilmesi durumunda daha ayrıntılı sondajlı zemin etüdlerinin yapılması gerekmektedir.

KATKI BELİRLEME

Yazar bu çalışmanın gerçekleşmesinde sağladığı çeşitli olanaklardan dolayı Sivas Valiliğine, Sivas Belediyesine, Cumhuriyet Üniversitesi Mühendislik Fakültesi Dekanı Prof. Dr. Mehmet Canbazoğlu'na, Dekan Yardımcısı Doç. Dr. Ahmet Gökçe'ye, Yrd. Doç. Dr. Atilla Ceylanoğlu'na, DSİ XIX. Bölge Müdürlüğü elemanlarına ve bilimsel katkı ve eleştirilerinden dolayı Prof. Dr. Vedat Doyuran'a (ODTÜ) teşekkür eder.

DEĞİNİLEN BELGELER

Ceyhan F., 1987 Sivas güneydoğusundaki tuz ve

jips yataklarının jeolojisi, oluşumu kökeni ve ekonomik özellikleri: Yüksek Lisans Tezi, Cumhuriyet Üniversitesi Fen Bilimleri Enstitüsü, Sivas, 107 s. (yayınlanmamış).

D.S.İ. , 1993, Sivas Belediyesi Organize Sanayi Bölgesi Zemin Raporu. D.S.İ. XIX. Sivas Bölge Müd., 7 s. (yayınlanmamış)

Goodman, R.E., 1980, Introduction to rock mechanics: John Wiley & Sons, 477 p.

Gökçe, A., Ceyhan, F., 1988 Sivas güneydoğusundaki Miyosen yaşlı jipsli çökellerin stratigrafisi, yapısal özellikleri ve oluşumu:

- C.Ü. Müh. Fak. Derg.,Seri A- Yerbilimleri C.5, S 1.s.91-112
- Gürsoy, H., Temiz, H., and Poisson A.M., 1992 Recent faulting in the Sivas area (Sivas Basin, Central Anatolia- Türkiye): C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A- Yerbilimleri C.9,S.1,s. 11-17.
- I,S,R,M., 1981, Rock characterization testing and monitoring: I.S.R.M. suggested methods, editör: E.T. Brown. Pergamon Press, 211 p.
- James, A.N, and Kirkpatrick, I.M., 1980 Design of foundations of dams containing soluble rocks and soils: Q.J. Eng. Geol., 13-189, 198.
- Karacan, F., 1989, Sivas güneydoğusundaki jipslerin jeo-mühendislik özelliklerinin incelenmesi: Doktora Tezi, H.Ü. Fen Bil. Enst.
- Karacan, E., 1992, Sivas güneydoğusundaki jipslerin çözünürlük özellikleri: C.Ü. Mühendislik Fakültesi Dergisi, Seri A- Yerbilimleri C.9, S.1, s.67-74.
- Skempton, A.W., 1951a The bearing capacity of clays: Proc. Building Research Congress, pp. 180-189, London.
- Skempton, A.W., 1951b, Ultimate bearing capacity of foundations: Geotech. v.2 pp. 301-332.
- T.S.E..., 1987, İnşaat Mühendisliğinde Zemin laboratuvar deneyleri (TS-1900):Türk Standartları Enstitüsü, Ankara, 153 s.
- Tosun, H., 1989, Temel zemini taşıma gücü: T.C. Bayındırlık ve İskan Bakanlığı Devlet Su İşleri Genel Müdürlüğü Ankara, 141 s.

AĞCAKIŞLA ALT BASENİNİN (SİVAS BASENİ) LİTOLOJİK VE MİNERALOJİK KARAKTERİSTİKLERİ

LİTHOLOGICAL AND MINERALOGICAL CHARACTERISTICS OF THE AĞCAKIŞLA SUBBASİN (SİVAS BASİN)

Hüseyin YALÇIN	Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Sivas
Kaan Şevki KAVAK	Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Sivas
Ömer BOZKAYA	Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Sivas
André POISSON	Université de Paris -Sud, Orsay, France
Selim İNAN	Cumhuriyet Üniversitesi Jeoloji Müh. Bölümü Sivas

ÖZ : Sivas baseninin batı kenarında yer alan Ağcakışla altbaseni, Üst Paleosen-Miyosen yaşlı epiklastik ve karbonat kayaçlarının ardalanması ile temsil edilmektedir. Üst Paleosen'de çoğunlukta metamorfik kayaçlar, Eosen'den itibaren de plütonik kayaçlar kaynak bölgeyi oluşturmuştur. Paleosen'den Miyosen'e doğru I-S ve smektit (Fe'ce zengin montmorillonit) miktarı artarken, illit ve kaolinit miktarı azalmaktadır. Kil grubu minerallerinin bollukları beslenme rejimi, buna karşın illit-(I-S)-smektit biçimindeki dikey dağılımları ise muskovitlerin negatif transformasyonunun bir sonucu olarak ortaya çıkmıştır.

ABSTRACT : Ağcakışla subbasin located in the west part of Sivas basin is represented by epiclastic and carbonate rocks alternation of Upper Paleocene-Miocene. Metamorphic rocks mainly formed the source area in the Upper Paleocene, but plutonic rocks since Eocene. The amounts of I-S and smectite (Fe-rich montmorillonite) increase, whereas that of illite and kaolinite decrease, from Paleocene to Miocene. Abundances of clay-group minerals are developed as a result of feeding regime, in contrary their vertical distributions such as illite-(I-S)-smectite are related to negative transformation of muscovites.

GİRİŞ

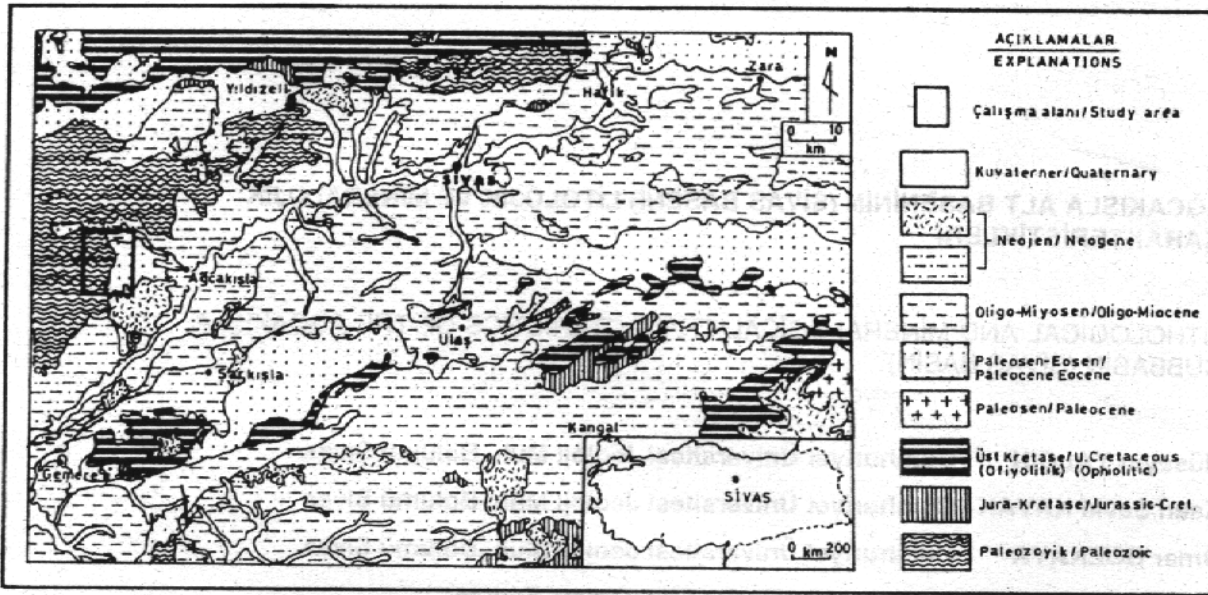
İnceleme alanı, Sivas-Yıldızeli güneybatısında Ağcakışla kasabasının batısında yer almakta ve 1/25.000 ölçekli Sivas İ-36-d₃ paftasının kuzey kesiminde yaklaşık 100 km² lik bir alanı kapsamaktadır (Şekil 1). Sivas havzasının batı ucundaki Ağcakışla yöresi Neo-Tetis'in kapanması ile eş zamanlı (Poisson et al., 1989) veya çarpışmasonrası (Yılmaz, 1994) Kırşehir Bloğu sınırlarında gelişen bir alt havzayı temsil etmektedir.

İnceleme alanını içine alan Yılmaz'ın (1994) bölgesel jeolojik çalışmasının dışındaki diğer çalışmalar ofiyolitler (Yılmaz, 1981), stratigrafi (Gökten, 1983) ve metamorfikler (Alpaslan,

1993) ile ilişkili olup, yakın çevrede gerçekleştirilmiştir. Bu çalışmada ise, Akdağ Masifi üzerinde uyumsuzlukla yer alan sedimanter kayaçların litolojik, mineralojik ve kil minerallerinin jeokimyasal özelliklerinin incelenmesi amaçlanmıştır.

ANALİTİK YÖNTEMLER

İnceleme alanındaki litostatigrafik birimlerden büyük çoğunluğu ölçülü stratigrafik kesitler boyunca olmak üzere, toplam 146 adet kayaç örneği alınmış ve C.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümü'nde kısa adı MİPJAL olan Mineraloji-Petrografi ve Jeokimya Araştırma Laboratuvarı'nda (ince-kesit, kırma-öğütme-eleme, kil ayırma, X-ışınları difraktometresi) çeşitli işlemlerden geçirilmiş-



Şekil 1. Sivas baseninin jeoloji haritası (1.500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasından basitleştirilmiştir.)

Figure 1. Geology map of Sivas basin (simplified from Turkey Geology Map of 1:500000 scale)

tir. Bunlardan 61 tanesinin ince-kesiti hazırlanarak petrografik tanımı yapılmıştır. 141 adet örnek 0.5-1 cm'lik parçalar halinde çekiçle kırılmış ve Fritsch marka çeneli kırıcı ve değirmen yardımıyla 15-25 dakika arasında öğütüldükten sonra Rigaku DMAX IIIC model X- ışınları difraktometresinde (XRD) içerdiği mineraller tanımlanmış ve yarı nicel yüzdeleri (Gündoğdu ve Yılmaz, 1983) hesaplanmıştır. 45 örneğin kil boyu bileşenleri ise XRD de belirlenmiştir.

Kaolinit veya smektit bakımından zengin kil fraksiyonlarının kimyasal analizleri Rigaku 3270 model XRF de, USGS (Flanagan, 1976) ve CRPG (Govindaraju, 1989) kayaç standartları kullanılarak belirlenmiştir. Ana elementler (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K ve P) % ağırlık oksit, iz elementler (Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Zn, S, As, Rb, Ba, Sr, Ga, Nb, Zr, Y ve Th) ppm düzeyinde ölçülmüştür. Toplam Fe, ΣFe_2O_3 biçiminde okunmuş olup, tüm elementlerde analitik kullanılabilirlik $\pm 2\%$ dir. Ateşte kayıp (A.K.), $110^\circ C$ de etüvde bir gece kurutulmuş örneğin kristal yapıdaki su ve uçucu bileşenlerinin $1000^\circ C$ deki % ağırlık kaybı olarak verilmiştir.

LİTOLOJİ VE TÜM KAYAÇ MİNERALOGİSİ

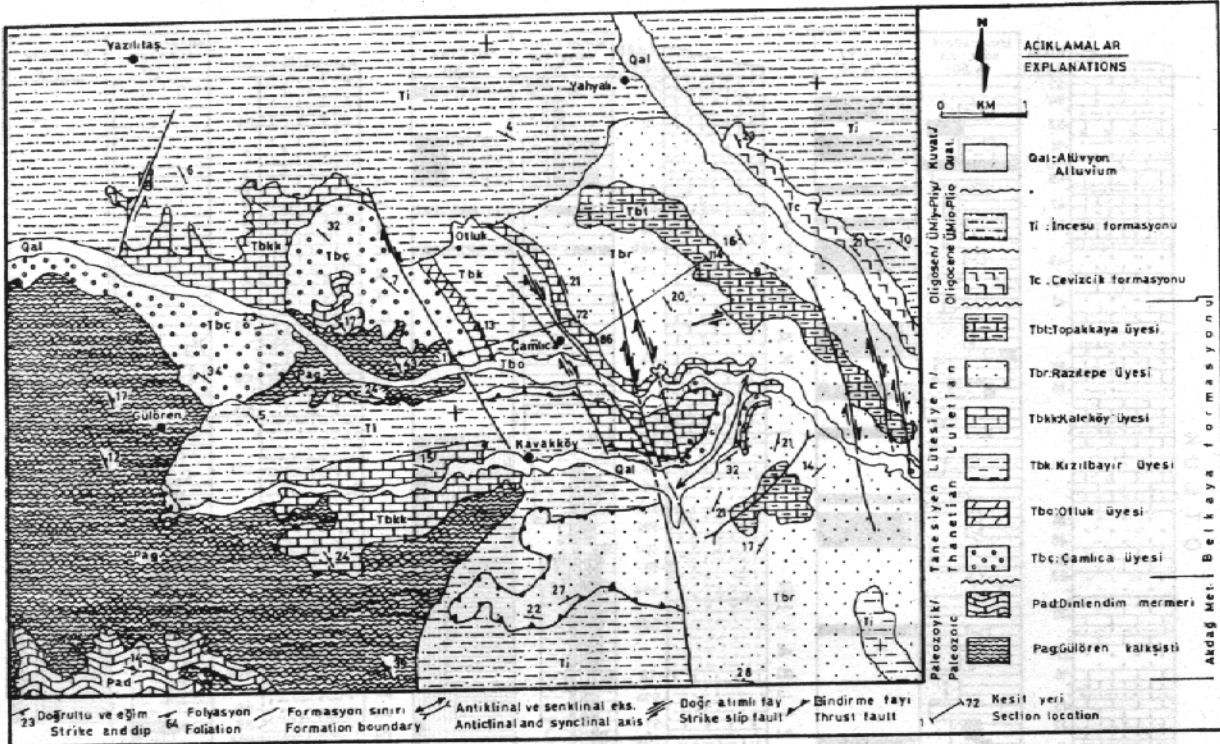
İnceleme alanının temelinde kalkışist, mika-şist muskovit-mermer ve mika-kuvarsitlerin oluşturduğu Akdağ metamorfiteri (Tatar, 1977) veya Yıldızeli Metasedimanter Grubu (Alpaslan, 1993) yer almaktadır. Ayrıca, metamorfik birimleri

kese plütonik kayalar da (siyenit, granit, monzonit) inceleme alanının kuzeyinde bulunmaktadır (Alpaslan, 1993). Metamorfik kayalar üzerine Kavak (1992) tarafından adlandırılan Tanesiyen-Lütesiyen yaşlı Belkaya formasyonu açılı uyumsuzlukla gelmektedir. Bu birimi Oligosen yaşlı Cevizcik formasyonu uyumsuzlukla üstlemektedir. Stratigrafik dizilimin en üstünde ise Üst Miyosen-Pliyosen yaşlı İncesu formasyonu bulunmaktadır (Şekil 2).

Belkaya formasyonu

Epiklastik-karbonat kayaların ardalanmasından oluşan ve yaklaşık 600 m kalınlığındaki bu birimin tip kesiti Akdağ metamorfiterinden başlayarak Topakkaya Tepesi'ne kadar GB-KD yönünde gerçekleştirilmiştir (Şekil 2). Litolojik-mineralojik farklılıklarına göre, formasyon yeniden değerlendirilerek ek üyeler tanımlanmış ve Çamlıca, Otluk, Kızılbayır, Kaleköy, Razıtepe ve Topakkaya olmak üzere altı üyeye ayrılmıştır. Üyelerin litolojik ve mineralojik özellikleri topluca Şekil 3 de verilmiştir.

Çamlıca üyesi : Akdağ metamorfiteri üzerindeki en yaşlı sedimanter birim olup, yaklaşık 150 m kalınlığa sahip kırmızı renkli çakıltaşları ile karakteristiktir. Çakıltaşlarının matriksini kırmızı renkli silt ve kum oluşturmaktadır. Orta katmanlı, kötü boylanmalı ve köşeli çakıltaşlarının şist, kuvarsit ve mermer parçacıklarından oluşan bileşenleri 0.5-10 cm arasında değişmektedir.



Şekil 2. İnceleme alanının jeoloji haritası (Kavak, 1992'den değiştirilerek).

Figure 2. Geological map of the study area (revised from Kavak, 1992).

Çakıltaşlarının tane boyu ve köşelliliği üst seviyelere doğru kısmen azalmakta ve en üstte gritik kumtaşlarına (5 m) geçmektedir. Birimin en üst seviyelerindeki karbonat çimentolu kumtaşları, bol miktarda kuvars, kayaç parçaları (kuvarsit, şist, mermer) ve mika (muskovit, biyotit) içermekte olup, Folk'un (1968) sınıflamasına göre litarenit olarak adlandırılmıştır. 5 örnekteki XRD çözümlmelerine göre, kuvars, kalsit ve kil mineralleri ana bileşenleri oluşturmaktadır. Kalsit miktarı %10-35 arasında değişmektedir. Bu minerallerin bolluğu, bağlayıcı malzemenin yanı sıra, kumtaşı ve konglomeraların klastik mermer parçacıkları içermesi ile de ilişkilidir. Kuvars %50-65, kil mineralleri %10-50 arasındadır.

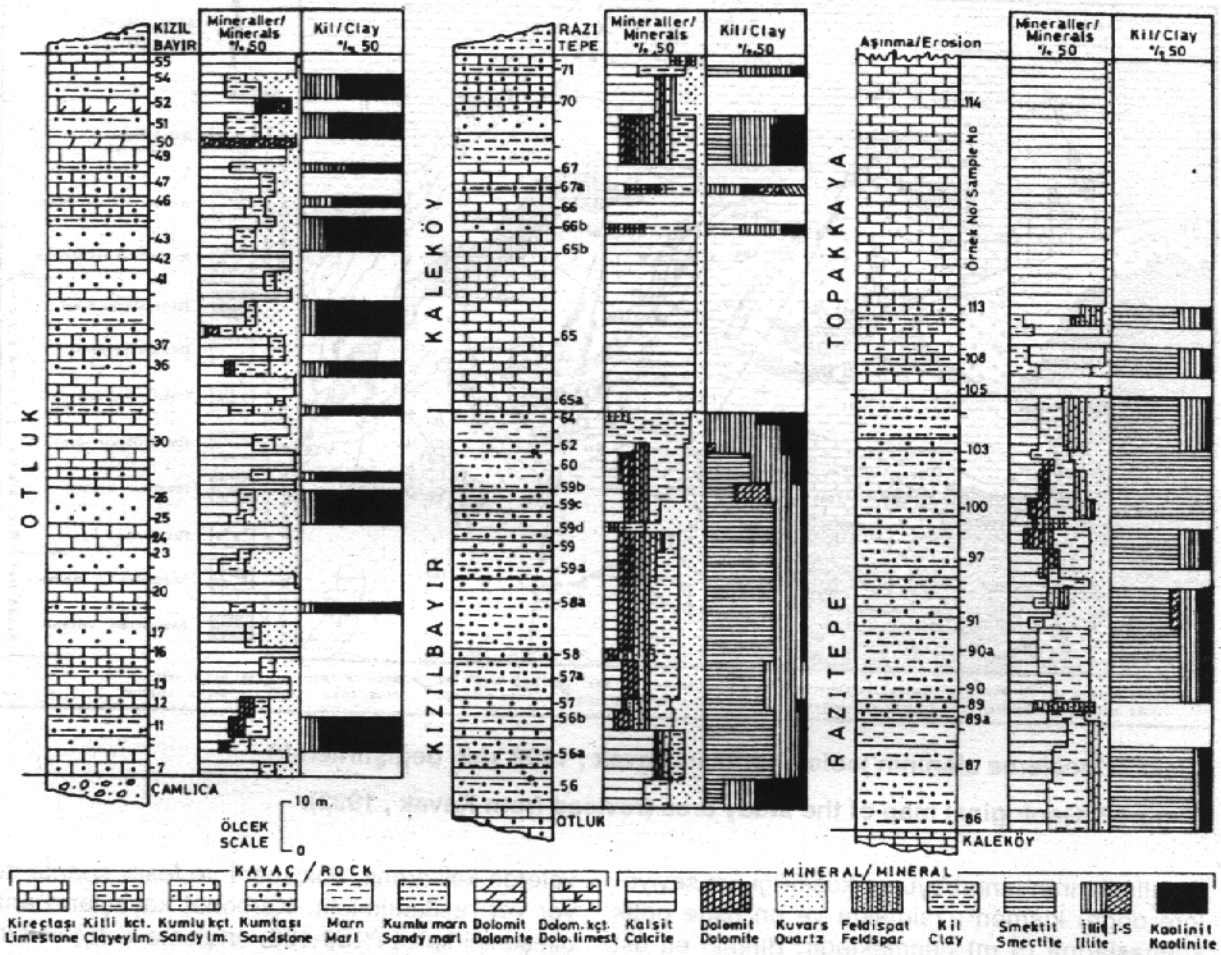
Otluk üyesi : Kireçtaşı-kumlu kireçtaşı-kumlu marn ve kumtaşı aralanmasından oluşmaktadır. 146 m kalınlığındaki birimin en üst seviyelerinde ise konkoyidal kırılmalı beyaz renkli dolomit ve dolomitik kireçtaşları (5 m) ortaya çıkmaktadır. Kireçtaşları sarımsı renkli, midye kabuğu kırılmalı ve ince-orta tabakalı; kumlu kireçtaşları siyahımsı gri, kumlu marn ve kumtaşları genellikle kırmızı, kısmen de yeşil-gri renklidir.

Karbonat kayaçları, dokusal açıdan (Folk, 1968) genellikle onkolitli sparit ve lito- veya litoklastlı sparit biçiminde tanımlanmıştır. En üst sevi-

yelerde kalkarenit, dolosparit ve fosilli sparite de yer yer rastlanılmıştır. Karbonat kayaçların ana bileşenini kalsit (%50-100, ortalama %85) ile birkaç örnekte ortaya çıkan dolomit (%10-95, ortalama %30) oluşturmaktadır.

Genellikle karbonat ve çok az miktarda da demir çimentolu olan litarenit türü kumtaşları, ana bileşen olarak mono- ve polikristalin kuvars ve değişik oranlarda kayaç parçacıkları (şist, kuvarsit ve mermer) içermektedir. Kuvars miktarı %35-65 arasında değişmektedir. Fillosilikat minerallerinin (Muskovit, biyotit ve ender olarak klorit) miktarı birçok örnekte artarak ana bileşen yüzdesine ulaşmaktadır. Eser bileşenleri ise opak mineraller ve turmalin temsil etmektedir.

Kızılbayır üyesi : Kumtaşı ve kıltaşı arakatlı, kırmızı-yeşil renkli kumlu marnlardan oluşan birimin kalınlığı 80 m dir. Bağlayıcı malzemesini genellikle karbonat çimentonun (kalsit ve/veya daha az dolomit), bazı örneklerde kil matriksin oluşturduğu kumtaşları mono- ve polikristalin kuvars, feldispat (mikroclin, pertitik ortoklaz ve plajiyoklaz), mika (muskovit ve biyotit) ve kayaç parçacıkları (kireçtaşı, mermer, kuvarsit, şist, yer yer derinlik ve volkanik) içermekte olup, feldispatik litarenit olarak adlandırılmıştır. Tali bileşenler ise opak mineraller ile granattır.



Şekil 3. Belkaya formasyonunun litolojik ve mineralojik dikey dağılımı .

Figure 3. Lithologic and mineralogic vertical distribution of Belkaya formation .

Belirlenen minerallerden kalsit %5-50 (ortalama %25), dolomit %6-28 (ortalama %15), kuvars %8-62 (ortalama % 28), feldispat %6-73 (ortalama %23) ve kil mineralleri %12-81 (ortalama %29) arasında değişen bolluklara sahiptir. Dolomit kumlu marnlarda ortaya çıkmakta, klastik minerallerin miktarı kum yüzdesine bağlı olarak artmaktadır (Şekil 3).

Kaleköy üyesi : 72 m kalınlığındaki birimin alt kesimlerinde kireçtaşları (fosilli mikrit), orta kesimlerinde kumlu marn ve kumtaşı aratabakalı kireçtaşları, üst kesimlerinde kumlu marn aratabakalı kumlu kireçtaşları (litosparit) bulunmaktadır. XRD sonuçlarına göre kalsit en yaygın bulunan mineraldir (%17-95, ortalama %55). Dolomite bir örnekte (kumlu marn) rastlanılmıştır. Kuvars, feldispat ve kil minerallerinin miktarı karbonat kayalarının dışında kısmen artmaktadır (Şekil 3).

Razitepe üyesi : Kumtaşı ve kumlu marn aradanmasından oluşan birimin kalınlığı 88 m dir.

Feldispatik litarenit olarak adlandırılan kumtaşlarının ana bileşenleri kuvars, feldispat (plajiyoklaz ve pertitik ortoklaz), mika (muskovit ve biyotit), kayaç parçacıkları (genellikle mermer) ve kalsit çimentodur. Belirlenen eser mineraller opak, turmalin ve zirkondur. XRD de saptanan kalsit miktarının fazlalığı (%16-59, ortalama %32) mermer türü kayaç parçacıklarından ileri gelmektedir. Kuvars miktarı %11-67 (ortalama %30) arasında değişmektedir. Örneklerin önemli bir kısmında gözlenen feldispatlar %10-60 arasında değişmekte olup, ortalaması kuvars ve kalsite göre düşüktür (% 21). Kumtaşlarında eser miktarda (<5) bulunan kil minerallerinin miktarı kumlu marnlarda ortalama %30 dur (%19-49). Dolomitlere (%8-21, ortalama %15) sadece kumlu marnlarda rastlanılmıştır (Şekil 3).

Topakkaya üyesi : İstifteki ikinci karbonatlı birimi temsil eden bu üyenin kalınlığı 68 m olarak ölçülmüştür. Alt kesimlerinde killi kireçtaşı, kumlu kireçtaşı (litoklastlı biyosparit) ve kumlu marn ara-

katkıları içeren birimin orta-üst kesimleri bütünüyle fosilli kireçtaşlarından (biyosparit) meydana gelmiştir (Şekil 3). Karbonat kayaçlarının kalsit içeriği %70-100 arasında değişmektedir. Dolomit bir örnekte gözlenmiştir. Kuvars, feldispat ve kil minerallerinin miktarı ise düşük olup, killi-kumlu seviyelerde artmaktadır (Şekil 3).

Cevizcik formasyonu

Jipslerle yanal geçişli kil laminasyonlu dolomit-dolomitli marn ardalanmasından oluşan birim ortalama 150 m kalınlığa sahiptir. Killi-karbonat kayaçlarında dolomit (%28-100, ortalama %55) ve kil (%46-65, %55) ana minerallerdir. Kalsit ve kuvarsa ise az miktarda rastlanılmaktadır.

İncesu formasyonu

Ortalama 100 m kalınlığında ve kırmızı renkli pekişmemiş kumlu marnlardan oluşmakta ve karasal fasiyesi temsil etmektedir. Kalsit, kuvars ve kil mineralleri ile az miktarda feldispat içermektedir.

KİL MİNERALOGİSİ

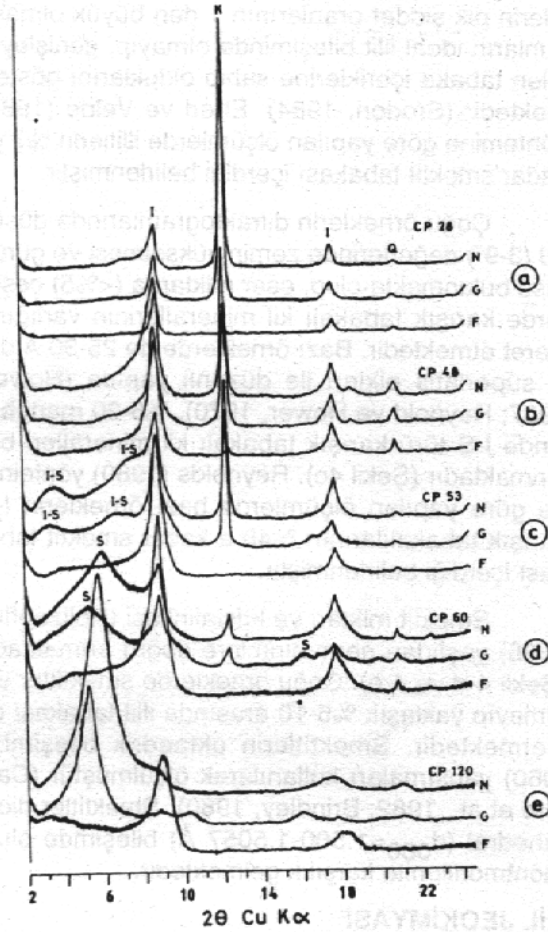
Çamlıca üyesinde kil minerallerinin önemli bir kesimini optik mikroskopta da belirlenen ve metamorfik kökenli muskovit ve yer yer kloritleşmiş biyotit türü mikalar (%15) ve kaolinitler (%45-65) oluşturmaktadır. Kil boyu bileşenlerden smektitin miktarı %20-55 olup, sadece şistlerin yüzeyel bozunma ürünlerinde ortaya çıkmaktadır. Klorite ise eser miktarda (<% 5) rastlanılmaktadır.

Otluk üyesinde yapılan kil fraksiyonu çözümlenmelerine göre, tek kil parajenezini kaolinit + illittir (Şekil 3). Kaolinit miktarı %50-85 (ortalama %75), illit miktarı %15-50 (ortalama %25) arasında ve klastik/kimyasal bileşenlerin oranına göre değişmektedir.

Kızılbayır, Kaleköy, Razitepe ve Topakkaya üyeleri ile Cevizcik ve İncesu formasyonlarında kil parajenezini smektit + illit + kaolinit oluşturmaktadır. Yer yer smektit + illit birlikteliği de gözlenmektedir. Ancak, kil minerallerinin istifteki dikey dağılımlarına göre, alttan üste doğru smektit miktarı artmakta (ortalama %75), illit ve kaolinit miktarı ise belirgin bir biçimde azalmaktadır (Şekil 3).

Kaolinitler 7 Å da keskin pik vermektedirler (Şekil 4-a). Bazı örneklerde (001) pikinin fırınlanmadan (490 °C) sonra önemli şiddet kaybına uğradığı, ancak yıkılmadığı gözlenmiştir. Yönlendirilmemiş çekimlerde Bailey (1988) tarafından önerilen diyagnostik piklere göre kaolin grubu mineralleri kaolinit polipiline sahiptir. Bu gruba ait minerallerin (kaolinit, dikit, nakrit) ayrımı için veri-

len paternlerin (Brindley ve Porter, 1978; Brindley, 1980) karşılaştırılması ile kaolinitlerin düzensiz yapıda, ayrıca kristalinitelerinin (Hinckley, 1963) de kötü oldukları belirlenmiştir.



Şekil 4. Kil minerallerinin yönlendirilmiş XRD difraktogramları . a) Kaolinit + illit , b) Düşük kristaliniteleri + illit + kaolinit , c) Düzenli I-S + illit + kaolinit , d) Kötü kristalin smektit + illit + kaolinit , e) İyi kristalin smektit + illit

Figure 4. XRD diffractograms of oriented clay minerals a) Kaolinite + illite , b) Illite with low crystallinity+ kaolinite , c) Ordered I-S + illite + kaolinite , d) Poorly crystallized smectite + illite + kaolinite , e) Well-crystallized smectite + illite .

Kil fraksiyonunun da illit olarak tanımlanan mika minerallerin muskovit ($d_{060}=1.505$ Å) ve biyotit ($d_{060}=1.543$ Å) olmak üzere di- ve trioktahedral karışımı içermektedir. İllitlerde Kübler indeksi (Kübler, 1984) ile tanımlanan kristalinite değerleri $\Delta 2\theta=0.79-0.89^\circ$ arasında değişmekte ve diyajenetik zonda yer almaktadır (Şekil 4-b). Kil mineral parajenezleri ve düşük kristalinite değerleri, mika

minerallerinin sedimanter süreçler sırasında potasyum kaybederek açık illit yapısına ulaştığı, degradasyonun ileri aşamasında I-S ve smektite doğru evrimleştiğini belgelemektedir. Benzer ilişkiler Millot (1970) tarafından da vurgulanmıştır. Illitlerin pik şiddet oranlarının 1 den büyük olması, bunların ideal illit bileşiminde olmayıp, genişleyebilen tabaka içeriklerine sahip olduklarını göstermektedir (Srodon, 1984). Eberl ve Velde (1989) yöntemine göre yapılan ölçümlerde illitlerin %7 ye kadar smektit tabakası içerdiği belirlenmiştir.

Çoğu örneklerin difraktogramlarında düşük 2θ ($3-9^\circ$) değerlerinde zemin yükselmesi ve gürültüsü bulunmakta olup, eser miktarda (<%5) çeşitli türde karışık tabakalı kil minerallerinin varlığına işaret etmektedir. Bazı örneklerde de 25-30 Å daki süperlatif pikleri ile düzenli yapıda (Hower, 1967; Reynold ve Hower, 1970), %5-30 mertebesinde I-S türü karışık tabakalı kil mineralleri bulunmaktadır (Şekil 4c). Reynolds (1980) yöntemine göre yapılan ölçümlerde bazı örneklerin I-S karışık tabakalılarının %40 a kadar smektit tabakası içerdiği belirlenmiştir.

Smektit miktarı ve kristalinitesi (Holtzapfel, 1985) yaşlıdan genç birimlere doğru artmaktadır (Şekil 4-d ve 4-e). Çoğu örneklerde smektitler saf olmayıp yaklaşık %5-10 arasında illit tabakası da içermektedir. Smektitlerin oktaedrik bileşimi d (060) yansımaları kullanılarak ölçülmüştür (Cailere et al., 1982; Brindley, 1980). Smektitler dioktahedral ($d_{060}=1.500-1.5057 \text{ \AA}$) bileşimde olup, montmorillonite karşılık gelmektedir.

KİL JEOKİMYASI

Yaklaşık %80-90 saflıktaki kaolinit ve smektitlerin ana ve iz element kimyasal bileşimleri Çizelge 1 de verilmiştir. %10-20 arasında illit minerali içeren bu örneklerde ideal muskovit bileşimi $KA_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$, diğer bir ifadeyle tüm K_2O ve buna $(1/2 K_2O.3/2 Al_2 O_3.3SiO_2. H_2O)$ oranları ile bağlı oksitler kimyasal çözümlenmelerden çıkarılarak kil minerallerinin yapısal formülleri de hesaplanmıştır. Bu hesaplamada kaolinit için 14, smektit için 11 oksijen atomu esas alınmıştır (Weaver ve Pollard, 1973).

Kaolinitlerde Fe ve Mg'un varlığı kil fraksiyonunda illit olarak tanımlanan malzemenin sadece muskovit değil, aynı zamanda biyotit de içermesinden ileri gelmektedir. Bununla birlikte, tetrahedral Si yerine Al süstitüsyonunun azlığı, toplam oktahedral katyon miktarı ve toplam yaprak yükünün düşüklüğü nedeniyle ideal kaolinit bileşimine yakın gözükmemektedir.

XRD ile dioktahedral karakterde olduğu or-

Çizelge 1. Kaolinit veya smektitçe zengin kil fraksiyonunun kimyasal bileşimleri ve yapısal formülleri (A.K.=Ateşte Kayıp, T.Y.= Tetrahedral Yük, T.O.K.= Toplam Oktahedral Katyon, O.Y.=Oktahedral Yük, Y.A.Y.=Yapraklararası Yük, T.Y.Y.= Toplam Yaprak Yükü).

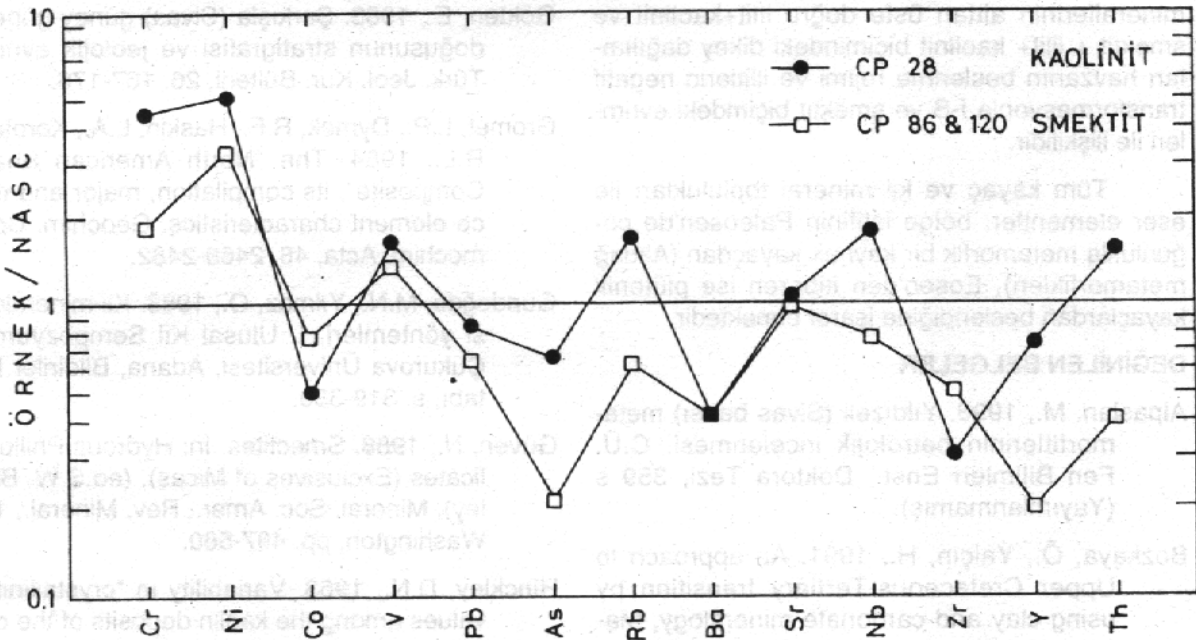
Table 1. Chemical composition and structural formulas of kaolinite - or smectite-rich clay fractions (A.K.= Loss on Ignition, T.Y.= Tetrahedral Charge, T.O.K.= Total Octahedral Cation, O.Y.= Octahedral Charge, Y.A.Y.=Interlayer Charge, T.Y.Y.= Total Layer Charge).

% Oksit	Kaolinit		Smektit	
	CP-28	CP-86	CP-120	
SiO ₂	42.06	61.54	61.49	
TiO ₂	1.13	0.71	1.08	
Al ₂ O ₃	34.59	14.92	15.79	
γ Fe ₂ O ₃	3.51	8.37	8.96	
MnO	0.02	0.02	0.03	
MgO	1.46	4.86	4.27	
CaO	0.63	1.18	0.80	
Na ₂ O	0.15	0.51	0.13	
K ₂ O	0.16	0.06	0.09	
P ₂ O ₅	0.24	0.06	0.05	
A.K.	9.60	6.61	6.44	
Toplam	99.55	98.84	99.13	
Tetrahedral				
Si	3.82	4.00	3.98	
Al	0.18	-----	0.02	
T.Y.	-0.18	-----	-0.02	
Oktahedral				
Al	3.53	1.14	1.18	
Ti	0.08	0.03	0.05	
Fe	0.24	0.41	0.44	
Mg	0.20	0.47	0.41	
T.O.K.	4.05	2.05	2.08	
O.Y.	+ 0.03	-0.27	-0.12	
Yapraklararası				
Ca	0.06	0.08	0.06	
Na	0.03	0.06	0.02	
K	0.02	0.01	0.01	
Y.A.Y.	+0.17	+0.23	+0.15	
T.Y.Y.	-0.15	-0.27	-0.14	
Eser elementler(ppm)				
Cr	563	117	341	
Ni	298	116	271	
Co	13	20	20	
V	214	139	214	
Cu	144	66	47	
Pb	17	13	13	
Zn	109	178	148	
S	18	35	24	
As	19	5	7	
Rb	212	62	96	
Ba	263	361	163	
Sr	150	118	163	
Ga	47	14	16	
Nb	23	8	12	
Zr	61	98	104	
Y	26	5	9	
Th	19	4	6	

taya konulan smektitlerde tetrahedral süstitüsyonun olmaması veya ihmal edilebilir miktarda ve Al'un oktahedral tabakada en bol bulunan katyon olması bu mineralin montmorillonit olduğunu göstermektedir (Güven, 1988). Ancak, oktahedral tabakada Fe ve Mg'un da yer alması nedeniyle montmorillonit ideal bileşiminde değildir. Smektit grubu minerallerinin uç üyeleri arasındaki kimyasal değişimler, katı-çözelti oluşumu (Velde, 1985; Velde ve Brusewitz, 1986; Velde ve Meunier, 1987; Newman and Brown, 1987), karışık-tabakalı yapıların oluşması, iki veya daha fazla fazın karışımı ve yapıda bileşimsel farklı bölgelerin bulunması (Vali et al., 1993) gibi nedenlere dayanmaktadır. Fe ve Mg miktarının tümüyle kil fraksiyonundaki %10-20 mertebesindeki muskovit ve biyotit veya olası eser miktardaki I-S fazlarından karşılanması da mümkün gözükmemektedir. Bu nedenle Fe'ce zengin montmorillonit olarak adlandırılması daha uygundur (Güven, 1988; Vali et al., 1993). Fe'ce zengin dioktahedral smektitlerin varlığı Türkiye'de değişik ortamlarda da saptanmıştır (Karacan ve diğ., 1989; Bozkaya ve Yalçın, 1991; Yalçın ve Cerit, 1991).

Kaolinit ve Fe'ce zengin montmorillonitlerin bazı eser element bollukları Kuzey Amerikan Şeylleri (NASC) ile karşılaştırılmıştır (Şekil 5). NASC'de As hariç (Gromet et al., 1984), diğer

elementlerin konsantrasyonları Condie (1993) den alınmıştır. Elementsel farklılaşmanın görüldüğü bu diyagramda, kil mineralleri NASC'e göre geçiş metallere Cr, Ni ve V da 1-4 kat zenginleşmeye, Co ve Pb da ise 2-5 kat fakirleşmeye sahiptir. İri katyon yarıçaplı litofil elementlerde (LFSE/LILE) Rb'da smektit için azalma, kaolinit için artma gözlenmektedir. Bu farklılaşma iki mineralin yapısal özelliklerinin yanısıra, örneklerin mika fazı içermesi ile de ilişkilidir. Ba, her iki mineralde de aynı oranda bulunurken ve tüketilmişken, Sr içerikleri NASC'inki ile hemen hemen aynıdır. Yüksek değerlikli elementlerden (HFSE) Nb, Zr, Y, Th smektitte, Zr ve Y kaolinitte fakirleşmekte (2-9 kat), ayrıca Nb ve Th kaolinitte kısmen zenginleşmektedir. As ise smektitte daha belirgin olmak üzere negatif anomaliye sahiptir. Bazı immobil element içeriklerindeki, özellikle kaolinitteki artışlar, kil fraksiyonunda tali fazların bulunabileceğine işaret etmektedir. Provenansın saptanmasında güvenilirliği en fazla olan immobil elementler (Wironkiewicz ve Condie, 1987), kaolinitin yaygın olduğu istifin alt kesimlerinde metamorfiklerin, smektitin yaygın olduğu üst kesimlerinde ise plütonik kayaların kaynak kayaları oluşturduğuna işaret etmektedir.



Şekil 5. Kaolinit veya smektitte zengin kil fraksiyonlarında çeşitli eser elementlerin NASC-normalize dağılımı .

Figure 5. NASC-normalized distribution of various trace elements in kaolinit or smectite-rich clay fractions.

TARTIŞMA VE SONUÇLAR

Bu çalışmada, tektonik hareketlerin yoğun ve litolojik karakteristikleri de birbirine benzer olan üyelerin mineralojik-petrografik özellikleri yardımıyla birbirinden ayırt edebileceği ortaya konulmuştur. Çamlıca ve Otluk üyelerinde feldispat ve smektit bulunmamaktadır. Ayrıca, bölgede kısa süreli ve yüksek enerjili bir taşınmanın sözü konusu olduğunu, beslenme miktarının Çamlıca üyesinden Otluk üyesine doğru azaldığını ve zaman zaman da bütünüyle etkinliğini yitirerek kimyasal karbonat sedimantasyonuna geçtiğini ortaya koymaktadır. Onkolitli spartler sadece Otluk üyesinde gözlenmektedir. Çamlıca ve Otluk üyesinde feldispatların gözlenmeyişi beslenme rejimi ile ilişkili olup, iki şekilde açıklanabilir: Birincisi, taşınan feldispatlar bütünüyle kaolinite dönüşmüştür. İkincisi, bu üyelerin çökelimi sırasında kaynak kayacı çok az feldispat içeren şistlerden ziyade, mikali kuvarsit ve mermerler oluşturmuş olup, kaolinitler diyajenetik kökenlidir.

Kızılbayır üyesinde illit ve kaolinit, Razıtepe üyesinde smektit miktarı artmaktadır. Benzer ilişki Kaleköy ve Topakkaya üyeleri için de geçerlidir. Ayrıca, litoklastlı spartler bulunmakla birlikte, Kaleköy üyesinde fosilli mikritler, Topakkaya üyesinde ise biyospartler egemendir. Cevizcik formasyonunda dolomit ve smektit miktarı diğer üyelere göre belirgin bir biçimde artmaktadır. Kil minerallerinin alttan üste doğru illit+kaolinit ve smektit + illit+ kaolinit biçimindeki dikey dağılımları havzanın beslenme rejimi ve illitlerin negatif transformasyonla I-S ve smektit biçimindeki evrimleri ile ilişkilidir.

Tüm kayaç ve kil mineral toplulukları ile eser elementler, bölge istifinin Paleosen'de çoğunlukla metamorfik bir kaynak kayaçtan (Akdağ metamorfikleri), Eosen'den itibaren ise plütonik kayaçlardan beslendiğine işaret etmektedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Alpaslan, M., 1993. Yıldızeli (Sivas batısı) metamorfitlelerinin petrolojik incelenmesi. C.Ü. Fen Bilimleri Enst., Doktora Tezi, 359 s (Yayımlanmamış).
- Bozkaya, Ö., Yalçın, H., 1991. An approach to Upper Cretaceous-Tertiary transition by using clay and carbonate mineralogy, Malatya-Hekimhan province, Eastern Turkey. 7th Euroclay Conference, Dresden, 26-30 August, Proceedings, v. 1, 141-146.
- Brindley, G.W., 1980. Order-disorder clay mineral structures. In: Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-ray Identification, (eds.

G.W. Brindley and G. Brown), Mineralogical Society, London, p. 125-195.

- Brindley, G. W., Porter, A.R.D., 1978. Occurrence of dickite in Jamaica-ordered and disordered varieties. *Amer. Miner.*, 63, 554-562.
- Caillère, S., Hénin, S., Rautureau, M., 1982. *Minéralogie des Argiles, II: Classification et Nomenclature*: Masson, Paris, 189 pp.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.*, 104, 1-37.
- Eberl, D.D., Velde, B., 1989. Beyond the Kübler index. *Clay Minerals*, 24, 571-577.
- Flanagan, F. J., 1976. Descriptions and analyses of eight new USGS rock standards. In: Twenty-eight papers present analytical data on new and previously described whole rock standards, (ed.F.J., Flanagan), USGS Professional Paper 840, 171-172.
- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's, Austin-Texas, 170 pp.
- Govindaraju, K., 1989. 1989 compilation of working values and sample description for 272 geostandards. *Geostandards Newsletter*, 13, 1-113.
- Gökten, E., 1983. Şarkışla (Sivas) güney-güneydoğusunun stratigrafisi ve jeolojik evrimi. *Türk. Jeol. Kur. Bülteni*, 26, 167-176.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The "North American Shale Composite". its compilation, major and trace element characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2469-2482.
- Gündoğdu, M.N., Yılmaz, O., 1983. Kil mineralojisi yöntemleri. I. Ulusal Kil Sempozyumu, Çukurova Üniversitesi, Adana, Bildiriler Kitabı, s. 319-330.
- Güven, N., 1988. Smectites. In: *Hydrous Phyllosilicates (Exclusives of Micas)*, (ed.S.W. Bailey), Mineral. Soc. Amer., Rev. Mineral., 19, Washington, pp. 497-560.
- Hinckley, D.N., 1963. Variability in "crystallinity" values among the kaolin deposits of the coastal plain of Georgia and South Carolina. *Clays and Clay Minerals*, 11, 229-235.
- Holtzapffel, T., 1985. *Les Minéraux Argileux. Préparation, Analyse diffractométrique et détermination*. Société Géologique Du Nord, Pub. No 12, S.G.N., Villeneuve

AĞCAKIŞLA ALT BASENİN MİNERALOGİSİ

- D'Ascq Cedex, 136 p.
- Hower, J., 1967. Order of mixed-layering in illite. *Clays and Clay Minerals*, Proc. of the 15th National Conf., 63-74.
- Karacan, E., Kasapoğlu, K.E., Yalçın, H., 1989. Ankara andezitlerinde kil mineralleri ve ilgili mühendislik sorunları. IV. Ulusal Kil Sempozyumu, C.Ü. Sivas, 20-23 Eylül, Bildiriler Kitabı (eds. D. Boztuğ ve H. Yalçın), 83-98.
- Kavak, K.Ş., 1992. Ağcakışla (Sivas GB'sı) yöresinin jeolojik özellikleri. Yük. Lisans Tezi, C.Ü. Fen Bil. Enst., 81 s.
- Kübler, B., 1984. Les indicateurs des transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In: *Thermométrie et barométrie géologiques*, (ed. M. Lagache), Soc. Franç. Minér. Crist., Paris, 489-596.
- Millot, G., 1970. *Geology of Clays*. (trans. W.R. Farrand and H. Paquet). Springer Verlag, New York, 429 pp.
- Newman, A.C.D., Brown, G., 1987. The chemical constitution of clays. In: *Mineralogical Society, Monograph*, 6, 1-128.
- Poisson, A.M., Bergougnan, H., Alpaslan, M., Boztuğ, D., Temiz, H., Tutkun, Z., Yalçın, H., 1989. The significance of the Paleogene Central Anatolian Basins around the Kırşehir Block, Turkey. Fifth Meeting of European Union of Geosciences (EUGV), Strasbourg, 20-23 March, Terra Cognita, p. 56.
- Reynolds, R.C., 1980. Interstratified clay minerals. In: *Crystal Structures of Clay Minerals and Their X-Ray Identification* (eds. G.W. Brindley and G. Brown). Mineralogical Society, London, p.249-303.
- Reynolds, R.C., Hower, J., 1970. The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonite. *Clays and Clay Minerals*, 18, 25-36.
- Srodon, J., 1984. X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32, 337-349.
- Tatar, Y., 1977. Ofiyolitli Çamlıbel (Yıldızeli) bölgesinin stratigrafisi ve petrografisi. *MTA Derg.*, 88,56-72.
- Yalçın, H., Cerit, O., 1991. Bolu masifi örtü kayalarında diyajenetik ve çok düşük dereceli metamorfik kil minerallerinin mineralojisi ve jeokimyası. *C.Ü. Yerbilimleri Dergisi*, C.8,S.1,19-30.
- Yılmaz, A., 1981. Tokat ve Sivas arasındaki bölgede ofiyolitli karışığın iç yapısı. *Türk. Jeol. Kur. Bül.*, 24, 31-36.
- Yılmaz, A., 1994. Çarpışma sonrası bir çanak örneği: Sivas Havzası, Türkiye. *Türkiye 10. Petrol Kongresi*, S. 21-33.
- Vali, H., Martin, R.F., Amarantidis, G., Morteani, G., 1993. Smectite-group minerals in deep-sea sediments: Monomineralic solid-solution or multiphase mixtures?. *Amer. Mineral.*, 78,1217-229.
- Velde, B., 1985. Clay Minerals: A physico-chemical explanation of their occurrence. *Dev.in Sediment.*, 40, 428 pp.
- Velde, B., Brusewitz, A.M., 1986. Compositional variation in component layers in natural illite/smectite. *Clays and Clay min.*, 34, 651-657.
- Velde, B., Meunier, A., 1987. Petrologic phase equilibria in natural clay systems. In: *Mineralogical Society, Monograph*, 6, 423-458.
- Weaver, C.E., Pollard, L.D., 1973. The Chemistry of Clay Minerals. *Dev.in Sediment.*, 15, Amsterdam, 213 pp.
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1987. Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: Source-area weathering and provenance. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 51, 2401-2416.