

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1978
February

Cilt 21
vol.

Sayı 1
no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Batı Anadolu borat yataklarında izlenen mineral birliklerinin yatak evrimiyle ilişkileri

Relations of observed mineral assemblages to the evolution of borate deposits in Western Anatolia

Doç. Dr. Işık ÖZPEKER, Dr. Kemal İNAN 1

Beşkonak (Kuzey Anadolu - Türkiye) Tersiyer Gölünde volkanik paleoortam ve tortul katkı örnekleri

Volcanic paleoenvironment and examples of sedimentary incidences at Tertiary Beşkonak Lake (Northern Anatolia - Turkey)

Jean - Claude PAICHELER 11

Güzelsu Akseki bölgesindeki Antalya Napları üzerine açıklama (Orta Batı Toroslar - Türkiye)

Precisions upon the Antalya Nappes in the region of Güzelsu - Akseki (Western Taurus, Turkey)

Oliver MONOD 27

Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki göreceli yaş ilişkisi

Relative age of the two extrusion phases of acidic volcanic rocks of Cumaovası (Izmir)

İsmet ÖZGENÇ 31

Ermenek (Konya) bölgesinden toplanmış ekinitik türlerinin tanımlamaları ve stratigrafik yayılımları

Description and stratigraphic range of echinid species collected from the Ermenek area (Konya)

Yüksel SEZGİNMAN 35

Kırşehir Masifinde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonel metamorfizma arasındaki ilişkiler

Relationships between regional metamorphism and garnet composition in Kırşehir Massive (Central Anatolia)

Yavuz ERKAN 43

Ceyhan - Berke rezervuarının jeolojisi ve mühendislik jeolojisi

Geology of the Ceyhan - Berke reservoir area and the engineering geology

O. EROSKAY, Y. YILMAZ, O. GÜRPINAR, N. YALÇIN, A. M. GÖZÜBOL 51

Sivas Maestrihtiyen'indeki Sivasella n. gen. (Foraminifera) cinsinin tanımı

Description of Sivasella n. gen. (Foraminifera) from the Maestrichtian of Sivas (Central Turkey)

Ercüment SIREL, Hatice GÜNDÜZ 67

Sarıkaya - Üçbaş (Karaman) yöresinin jeolojisi

Geology of the Sarıkaya Üçbaş (Karaman) region

Ah KOÇYIGİT 77

Haymana (GB Ankara) yöresindeki petrolü kumtaşlarının sedimentolojik incelemesi

Sedimentological studies of the Oil - Saturated sandstones of the Haymana region (SW Ankara)

Muhittin ŞENALP, Sungu L. GÖKÇEN 87

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)

Erhan KÖKÜÖZ

Teknik Yönetmen (Technical Editor)

Enis CEZAYİRLİOĞLU

Yayın Kurulu (Editorial Board)

İlker BATUM — Ahmet ÇAĞATAY — Burhan ERDOĞAN — Ergun GÖKTEN
Ertuğrul ÖZBEK — Muhittin ŞENALP — Ali UYGUN — Evren YAZGAN

Bülten'in bu sayısındaki bazı yazıların incelenmesinde Doç. Dr. Berkin SALANCI, Esen ARPAT ve Dr. Erçin KASAPOLU'nun da katkıları olmuştur.

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, Türkiye Jeoloji Kurumu yayınıdır. Senede iki kez yayınlanır. Bülten'de yer alacak tüm yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni Yayın Kurallarına uyması gerekir. Bülten'de yayınlanması istenen yazılar Ağustos sayısı için 15 Nisan, Şubat sayısı için 15 Kasım'dan önce gönderilmelidir.

Yazılar üçer nüsha olarak gönderilmelidir. Yayımlanmayan yazıların ikinci ve üçüncü nüshaları yazarlarına geri verilmez.

Bülten Türkiye Jeoloji Kurumu üyelerine ücretsiz gönderilir. Bültenin 1/1 dışında tüm sayıları yazışma adresinden 1/2 - 17/7 sayıları 50.— TL'dan daha sonraki sayılar 100.— TL'dan elde edilebilir.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

31. Dönem (1976-1977)

Yönetim Kurulu (Executive Board)

Tahir ÖNGÜR	Başkan (President)
Vedat OYGÜR	İkinci Başkan (Vice President)
Hidir ÇAĞLAYAN	Genel Yazman (Secretary general)
Ertem TLNÇALI	Sayman (Treasurer)
Ussal Z. ÇAPAN	Kütüphane Yönetmeni (Librarian)
Erhan KÖKÜÖZ	Yayın Yazmanı (Secretary of Publications)
Çetin KARAĞAÇ	Sosyal İşler Yazmanı (Secretary of Social affairs)

Yazışma adresi

*N. B. All Correspondence should
be addressed to:*

Türkiye Jeoloji Kurumu P.066000 Ankara

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Şubat, 1978 Cilt 21 Sayı 1
February vol. no:

Bulletin of the Geological Society of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Batı Anadolu borat yataklarında izlenen mineral birliklerinin yatak evrimiyle ilişkileri

Relations of observed mineral assemblages to the evolution of borate deposits in Western Anatolia . . .

Dos. Dr. Işık ÖZPEKER, Dr. Kemal İNAN 1

Begkonak (Kuzey Anadolu - Türkiye) Tersiyer Gölünde volkanik paleoortam ve tortul katkı örnekleri

Volcanic paleoenvironment and examples of sedimentary incidences at Tertiary Beşkonak Lake (Northern Anatolia - Turkey).

Jean - Claude PAICHELEB 11

Güzelsu Akseki bölgesindeki Antalya Napları üzerine açıklama (Orta Batı Toroslar - Türkiye)

Precisions upon the Antalya Nappes in the region of Güzelsu - Akseki (Western Taurus, Turkey)

Oliver MONOD 27

Cumaovası (İzmir) asit volkanitlerinde saptanan iki ekstrüzyon aşaması arasındaki görelî yaş ilişkisi

Relative age of the two extrusion, phases of acidic volcanic rocks of Cumaovası (Izmir).

İsmet ÖZGENÇ 31

Ermenek (Konya) bölgesinden toplanmış ekinitik türlerinin tanımlamaları ve stratigrafik yayılımları

Description and stratigraphic range of echinid species collected from the Ermenek area (Konya).

Yüksel SEZGİNMAN 35

Kırşehir Masifinde granat minerallerinin kimyasal bileşimi ile rejyonel metamorfizma arasındaki ilişkiler

Relationships between regional metamorphism and garnet composition in Kırşehir Massive (Central Anatolia).

Yavuz ERKAN 43

Ceyhan - Berke rezervuarının jeolojisi ve mühendislik jeolojisi

Geology of the Ceyhan - Berke reservoir area and the engineering geology.

O. EBOSKAY, Y. YILMAZ, O. GÜRPINAR,
N. YAIÇIN, A. M. GÖZÜBOL 61

Sivas Maestrihtiyen'indeki Sivasella n. gen. (Foraminifera) cinsinin tanımı

Description of Sivasella n. gen. (Foraminifera) from the Maestrichtian of Sivas (Central Turkey)

Ercüment StREL, Hatice GÜNDÜZ 67

Sarıkaya - Üçbağ (Karaman) yöresinin jeolojisi

Geology of the Sarıkaya - Üçbağ (Karaman) region . . .

AliKOÇYİĞİT 11

Haymana (GB Ankara) yöresindeki petrolü kumtaşlarının sedimentolojik incelemesi

Sedimentological studies of the Oil - Saturated sandstones of the Haymana region (8W Ankara).

Muhittin ŞENALP, Sungu L. GÖKÇEN 87

Batı Anadolu Borat Yataklarında izlenen Mineral Birliklerinin Yatak Evrimiyle ilişkileri

Relations of observed mineral assemblages to the evolution of borate deposits in Western Anatolia

Doç. Dr. IŞIK ÖZPEKER *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul*
Dr. KEMAL İNAN *İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul*

ÖZ: Türkiye borat yatakları üçüncü zamanın sonlarına doğru Batı Anadolu'da gelişen göl ortamlarında kimyasal çökelimlerin ürünüdürler. Bulunan mineral birliklerinden yatakların gömülme sürecinde yüksek sıcaklık ve basınç etkisinde kalmadıkları anlaşılmıştır. Ancak ilk oluşan minerallerin gömülmeden sonra daha duraylı olabilen minerallere yerlerini bırakmışlardır. Bu yatakların gelişiminde B_2O_3 , Na_2O ve CaO esas bilegen olurken SrO , MgO ve As_2O_3 ise tali derecede önemli olmuştur.

ABSTRACT: Turkish borate deposits are products of lacustrine chemical precipitation which took place during the end of Tertiary in the Western Anatolia. In view of the existing mineral assemblages, it may be stated that those deposits were not subjected to any high temperature and pressure. It should be noted, however, that following the burial the primary minerals were replaced by more stable ones. B_2O_3 , Na_2O and CaO are by large the most important components in the developments of Turkish borate beds. SrO , MgO and As_2O_5 are of secondary importance.

GİRİŞ

Türkiye, dünya bor tuzu üretimine katkısı oldukça büyük olan bir ülkedir. A.B.D.'den sonra çoğaltanda ikinci sırayı alır. Gelişen Türk madenciliğinde borat yataklarının gelecekte önemi daha da artacaktır.

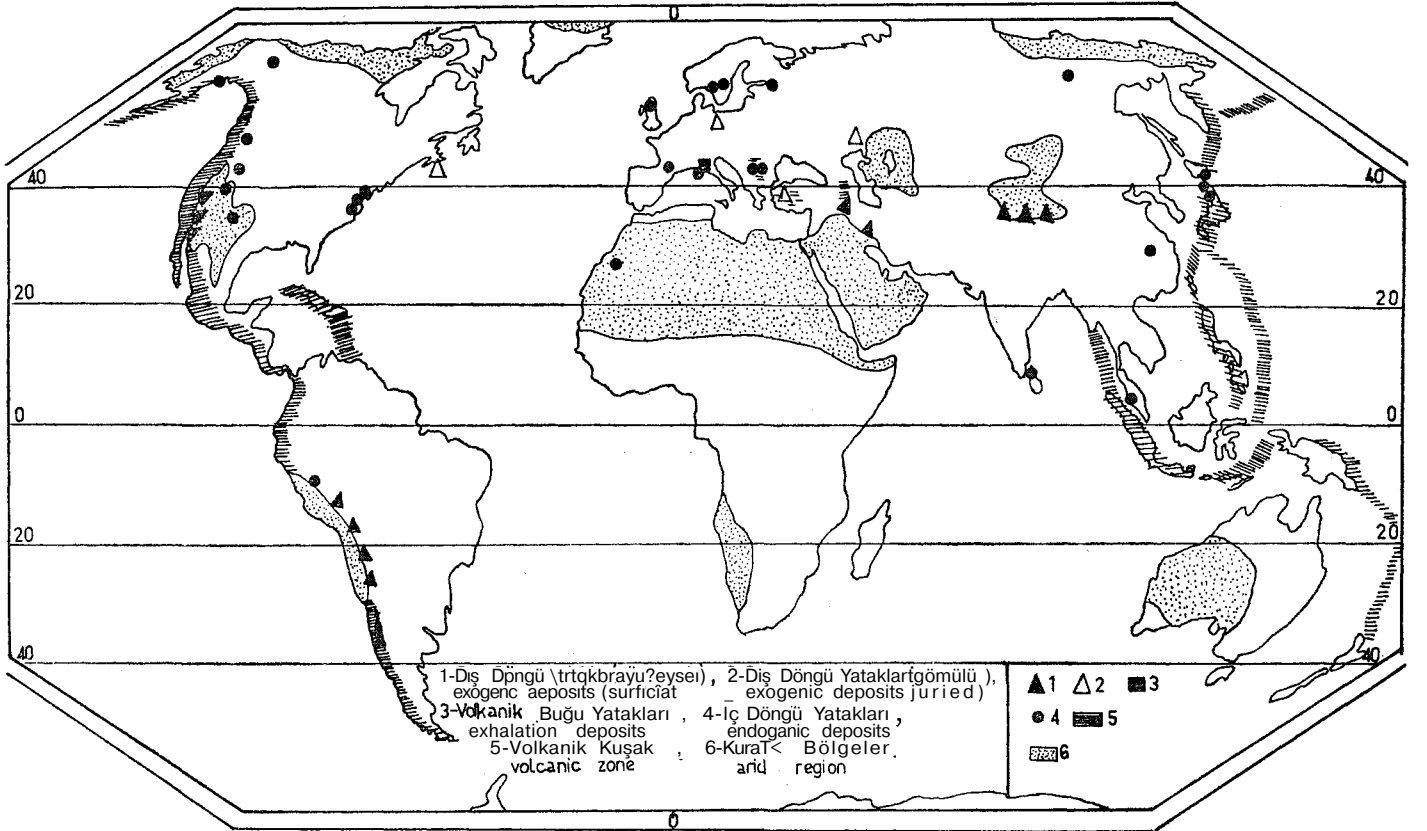
Çok uzun süreden beri Türkiye'de bor yataklarının varlığı bilinmektedir (Pandermit - Susurluk). Son 20 yıl içinde geniş bor yedekleri (rezervleri) ortaya çıkarılmış ve geliştirilmiştir. Bu arada çoğu kez tek tek veya yataklar topluluğu biçiminde ele alınmış ve özellikleri açıklanmaya çalışılmıştır (Bekişoğlu 1962; Gavlik 1956; Özpeker 1968, 1973; İnan 1972, 1973; Baysal 1972, 1973). Bu yazıda dağılık olan verileri toplamak, bunların ışığında Türkiye borat yataklarının dünyanın diğer yatakları arasındaki yerini saptamak ve yatakların gelişim evrimine yeni bir yaklaşım getirme amacı güdülmüştür.

Bor Yataklarının Genel Bölümlenmesi

Dünya borat yataklarının dağılımına yakından bakılacak olursa bu yatakların tamamı yakın bir kısmı dağ oluşum sürecini izleyen kıtasal yanardağ etkinliğinin egemen olduğu görsel veya sıg iç denizel ortamları izlediği görür (Şekil 1). Bor içeren mineraller geniş evreler demeti aralığı içinde oluşmuşlardır. Bu nedenle borlu minerallerin oluşum evreleriyle ilişkin Meixner (1953a) ve Watanabee (1964)'nin önerdikleri bölümlenmelere göz atmada yarar vardır.

Meixner (1953a)'e göre bor mineralleşmeleri yedi ana kümeye ayrılır. Sırayla:

- 1 — Pegmatitlerde gözlenen bor mineralleri,
- 2 — • Dokanak başkalaşımı ve ornatması bor mineralleri,
- 3 — Volkanik buğu ürünleri (Toskani tipi),



Şekil I: Dünya bor yataklarının dağılık haritası. Watanabee, 1964'ten alınmıştır.

Figure 1: Distribution of borate deposits. After Watanabee, 1964

4 — Tuz yataklarında izlenen bor mineralleri (Stassfurt tipi),

- 5 — Gerçek borat yatakları (Kaliforniya tipi),
- 6 — Karışık tür (Kazakistan S.S.C.B.),
- 7 — Bunların dışında kalanlar.

Watanabee (1964) ise bor zenginleşmelerinde etkin olayları temel alarak bor yataklarını önce üç küme altında toplamış daha sonra bunları da kendi aralarında alt kümelere ayırmıştır. Önerilen bu bölümlenmeye göre bor mineralleşmeleri;

A) İç döngü (Endojenik yataklar):

- 1 — Turmalin taşıyan pegmatitler,
- 2 — Turmalinli aralıklar ve hidrotermal içirimler,
- 3 — Dokanak ornatması magnezyum borat yatakları,
- 4 — Başkalaşım ürünü turmalinli kayaçlar,

B) Volkanik buğu yatakları (Soffioni tipi),

C) Dış döngü (Ekzojenik yataklar):

- 1 — Yeni yüzeysel geçici göl (playa) yatakları,
- 2 — Tuzlu sular,
- 3 — Yeraltı playa yatakları,
- 4 — Bor taşıyan denizel tuz yatakları,
- 5 — Bor taşıyan tuz domları.

Yazarlar belirtilen bölümlenmelerden Watanabee'ninkine yakın düşünmekle beraber, bor üretiminin ana kaynağı dış döngü borat yataklarının daha ayrıntılı belirlenmesini gerekli saydıklarından aşağıdaki bölümlemenin daha uygun düşüğü kanısındadırlar.

I. İç döngü:

A) Pegmatitik evre bor mineralleri (Turmalin, dumontierit, vb.),

B) Hidrotermal evre bor mineralleri (Turmalin, aksinit, datolit, vb.),

C) Başkalaşım ürünü bor mineralleri,

1 — Getirimli dokanak ornatması ve başkalaşımı bor mineralleri (Ludvigit, floroborit, turmalin, vb.),

2 — Bölgesel başkalaşım bor mineralleri (Turmalin),

H. Sıcak su ve buğulardan çökelen bor mineralleri (Sassolit, larderellit),

m. Dış döngü:

A) Karasal tortul yataklar:

- 1 — Gölsel, volkanik buğu, kimyasal çökelek borat yatakları (sulu boratlar),
- 2 — Kapalı yöre, geçici veya sığ alkalin göller borat yatakları (sulu boratlar),
- 3 — Yeraltı suyu borat yatakları,
- 4 — Kurak yöre yamaç veya bataklık borat yatakları,

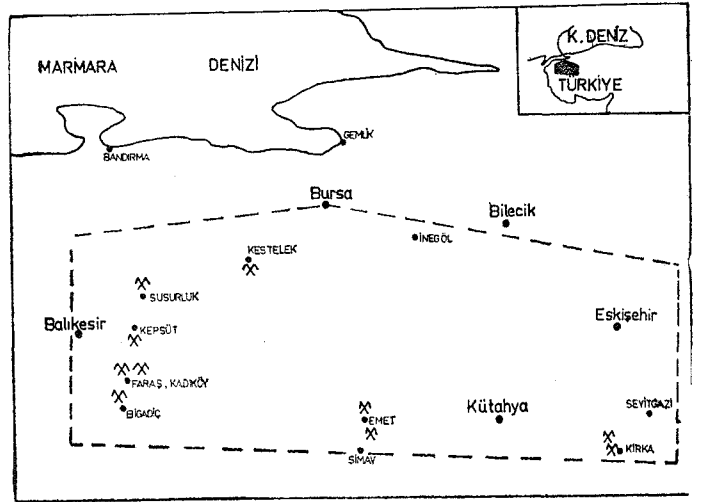
B) Denizel tortul borat yatakları (Stassfurt türü),

C) Bunların dışında kalanlar.

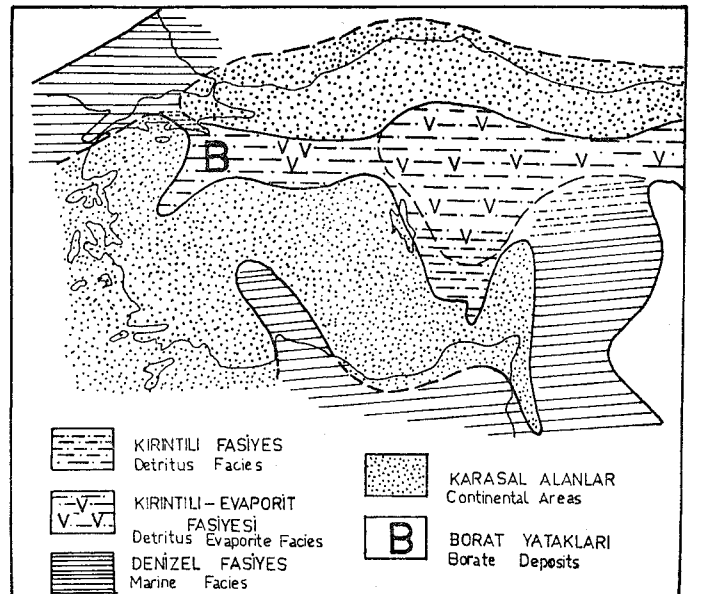
Türkiye borat yataklarının bu ana bölümlenmeler içindeki yerini Meixner'in 5., Watanabee'nin C kümesinin 1 ve 2 alt kümeleri ve önermekte olduğumuz bölümlemenin IÜ kümesinin A1 alt kümesi kapsamında düşünmek gerekmektedir. Türkiye borat yatakları ayrıca kendi aralarında, çökelim durumuna göre; a) tam bir borat çökeli vermiş (Kırka tipi), b) çökelleme evresini tamamlıyamamış yataklar olarak ikiye ayrılabilir (İnan, 1975a). Böyle bir ayrıma gitmek borat yataklarımızda çökelleme üst sınırını vermesi yönünden yararlıdır.

Borat Yataklarının Dağılımı ve Batı Anadolu Jeolojisi

Bilinen borat yataklarımız Batı Anadolu'nun Bursa, Balıkesir, Kütahya ve Eskişehir il sınırları içinde üst Tersiyer katmanları arasında yer alır (Şekil 2). Borat yataklarının bulunduğu alanlar Eosen derin denizini izleyen Miosen ve Oligosen deniz çekilmelerinin sonucunda gelişen göl bölgeleridir. Brinkmann (1971)'e göre oldukça nemli olan Batı Anadolu iklimi üst Miosende önemli değişimler göstermiş ve bugün izlerini kömür yatakları olarak gözlediğimiz ormanlık ve bataklıklar steplere dönüşmüştür. İklimin kuraklaşması, denizel alanların gölsel bölgelere dönüşümüne ilâve olarak, tersiyer başından beri tam olarak durmamış olan volkanizmanın yoğunluk kazanması, borat yataklarının gelişimi için gerekli ortamı hazırlamıştır. Şekil (3-4) Oligosen ve Miosende Batı Anadolu paleoğrafyasını vermektedir.

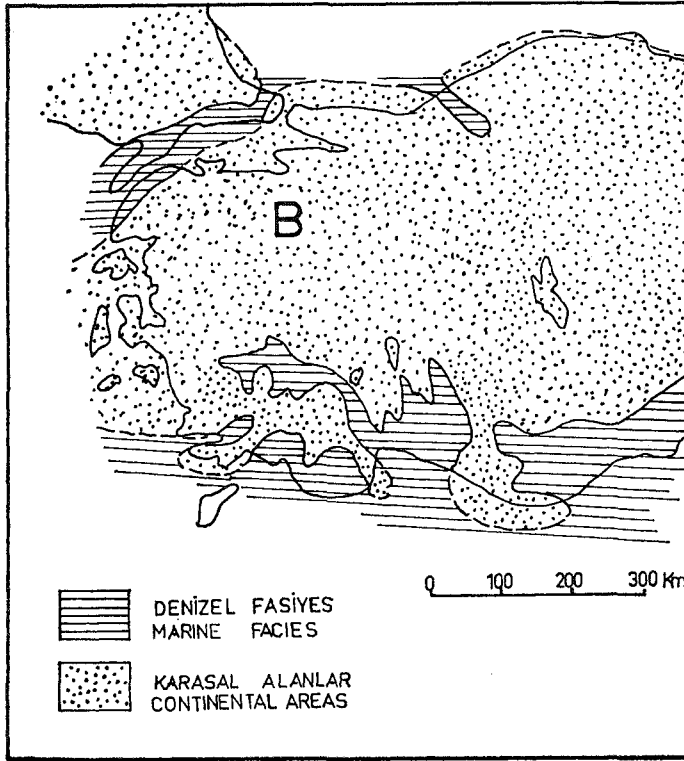


Şekil 2: Batı Anadolu borat yataklarının dağılımı
Figure 2: Distribution of borate deposits of Western Anatolia



Şekil 3: Oligosende batı Anadolu paleoğrafyası (Brinkmann, 1971'den alınmıştır)

Figure 3: Oligocene paleogeography of western Anatolia (after Brinkmann, 1971)



Şekil 4: Miosende batı Anadolu paleocoğrafyası (Brinkmann, 1971 den alınmıştır)

Figure 4: Miocene paleogeography of western Anatolia (after Brinkmann, 1971)

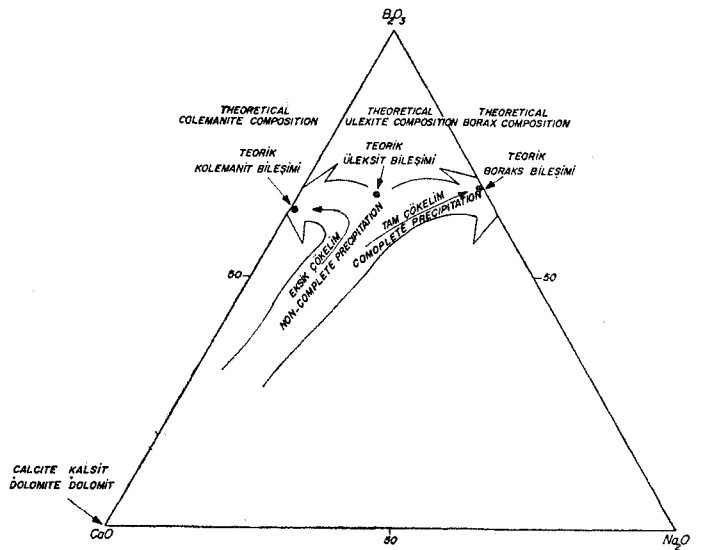
Karasal alanlarda göl fasiyesleri içinde gelişen yataklar konum olarak birbirine son derece yakın özellikler göstermektedir. Bu nedenle, borat yataklarımız tüm Batı Anadolu'da gözlenen çakıltası, kireçtaşı, tuf, kil ve killi kireçtaşı içinde yer alır. Yatakların bulunduğu seviyeler genel bir kural olarak iki kireçtaşı (dolomitik) katı arasında kalan killi katlarda gözlenir. Yataklar içinde ekonomik değerde, halen işletilmekte olan borat mineralleri Ca, Na-Ca ve Na-borat kümesi mineralleridir. Bunlara ek olarak ikincil derecede önemli Ca-Mg, Mg ve Sr-boratlara göstermek olasıdır. Bu minerallerin ve bunlara eşlik eden diğer minerallerin yataklardaki dağılımı Çizelge 1'de verilmiştir.

Çizelgeden görüleceği üzere bazı minerallerin son derece yaygın olmalarına karşın, diğer bazıları ise sadece bir yatakta gözlenebilmektedir, örneğin Na-boratlara yalnız Kırka yatağında bulunmasına karşılık, üleksit ve kolemanit hemen tüm borat yataklarında gözlenebilmesi. Ayrıca, diğer önemli bir noktada, minerallerin kendine öz oluşum sıraları göstermesidir. Dikkat edilecek olursa tali minerallerin tümü ikincil özellikte olduğu görülür. Bu da yatakların gelişiminde Sr, As ve kısmen bile olsa Mg'un önemli rol oynamadığını kanıtlamaktadır. Fakat diğer öğelerden Na ve Ca, yataklardaki minerallerin oluşmasında vazgeçilmez önemdedir. O halde B_2O_3 'le beraber borat yataklarının genel bileşimini üçlü bir sistemde incelemeye çalışırsak seçilecek en iyi üç yapıcının $CaO - Na_2O - B_2O_3$ olacağı açıktır.

Türkiye borat yataklarında izlenen ana bor minerallerinin bileşimleri gözetilerek çizilen üçlü diyagram şekil 5'te verilmektedir.

Bütün yataklarımızda boratların, kalsiyum karbonat tortularının çökmesini izlediği bilindiğine göre, borat geliştirecek olan çözeltilerin bileşimi, bu diyagramdan da görüleceği gibi, CaO köşesine yakın bir yerden başlaması ve buharlaşmanın ilerlemesi ile yavaş yavaş B_2O_3 yönünde gelişmesi beklenir. Böylece yatakta ilk çökecek olan mineraller bileşim bakımından $CaO-B_2O_3$ kenarına yakın olur ve çökelen ilk boratların Ca-borat olması gerekir. Bu aşamada Ca-borat çökerken, çözeltide bir miktar magnezyum ve sodyum artması olacaktır. Magnezyum ilk çökme evresi içinde ya birincil minerallerle beraber çöker veya gömülmeden sonra onları ornar. Bir kısım magnezyum da ilk çökelen karbonatların dolomite dönüşümünde kullanılır. Doğada yaptığımız gözlemler bu durumu kanıtlamaktadır.

Çökeliğin ilerlemesi ve buharlaşmanın hızla devamı ile çözeltiler $CaO - Na_2O - B_2O_3$ bileşim diyagramının orta üst kısmına yani Na-Câ borat alanına doğru ilerlerler. Bu bölgede çözeltiler temas ettikleri ilk çöküm ürünleri ile tepkimeye girerler. Borat çökeliği ile birlikte gelişen kil tortullaşması nedeni ile ilk ürünle, çözeltinin ilişkisinin kesilmesi sonucunda tepkimelerin tamamlanmadığı yani gerçek bir denge tepkimesinin oluşmadığını belirtmekte yarar vardır. Buna en iyi tanıt Na-boratlarda kalsiyum borat bulunduran yataklarda dahi korunmuş olmaları gösterilebilir (Kırka yatağı). Bu çöküm aşamasından itibaren, birbiriyle hemen hemen aynı özellikler gösteren Batı Anadolu yataklarını geliştiren çözeltiler önemli ayrıcalıklar göstermeye başlar. Şöyle ki: Ortamın uygun olduğu bazı yataklarda çözeltiler Na-Ca borat alanından, Na-borat alanı olan $Na_2O-B_2O_3$ eksenine doğru ilerlerken, diğer yataklarda ise tersine dönerek tekrar Ca-borat çökeliği verirler. Çökeliğin iki ayrı yol izliyebilmesi için birkaç nedenin varlığı söz konusu edi-



Şekil 5: Türkiye borat yataklarının $B_2O_3 - CaO - Na_2O$ sistemindeki gelişmesi

Figure 5: Evolution of Turkish borate deposits in the system $B_2O_3 - CaO - Na_2O$

Çizelge 1
Table 1

Mineral adı	Kimyasal bileşimi	Bulunduğu yataklar	Yatak içi düzeyi	Yandaş mineraller	Oluşum** sırası	Kaynaklar
Boraks	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	A	Orta	Üleksit, ikincil	Birincil	1, 10
Kernit	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	A	Yerel olarak	Kernit, boraks	İkincil	3 ve yazarların gözlemi
Üleksit	$\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	A, B, C, D, E, F, G, K	Taban, orta, tavan	Boraks, inyoit, kolemanit, hidroborasit, kurnakovit	Birincil ve ikincil	1, 8, 10, 13, 16
İnyoit	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$	A, B, C, D, G	Tavan, orta	Meyerhofferit, üleksit	Birincil	1, 8, 10, 16
Meyerhofferit	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	A, B, C, D, G	Orta, tavan	İnyoit	İkincil	1, 10, 13, 16
Kolemanit	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	A, B, C, D, E, F, G, K	Tavan, taban bazan orta	Üleksit, hidroborasit	İkincil	1, 8, 10, 13, 16
Kurnakovit	$\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	A	Tavan	Üleksit, inderit	İkincil	1, 10
İnderit	$\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	A	Tavan	Üleksit, kurnakovit	İkincil	1
Hidroborasit	$\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	A, B, C, D, F, G	Taban	Kolemanit, meyerhofferit, üleksit	Birincil ve ikincil	1, 8, 10, 13, 16
İnderborit	$\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 11\text{H}_2\text{O}$	A	Tavan	Kurnakovit	İkincil	1
Tunellit	$\text{SrB}_5\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	A	Tavan	Üleksit	İkincil	1, 10
Emet veaçit*	$\text{SrB}_5\text{O}_{10} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	B, C	Serpili	Üleksit, kolemanit, hidroborasit	İkincil	Yazarların gözlemi
Terugit	$\text{Ca}_4\text{MgAs}_2\text{B}_{12}\text{O}_{28} \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	B	Serpili	Kolemanit, üleksit	İkincil	15
Terçit	$\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	D	Serpili	Kolemanit	İkincil	16
Pandermit	$\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	H, I, K	Düzensiz Yumrular	Kolemanit	Birincil ve ikincil	16
Kahnit	$\text{Ca}_4\text{As}_2\text{B}_2\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	B, C	Yumrular	Kolemanit	İkincil	7
Havlit	$\text{Ca}_4\text{B}_{10}\text{Si}_2\text{O}_{23} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	E	Düzensiz	Kolemanit	İkincil	16
Sölestin	SrSO_4	B, C, D	Düzensiz	Kolemanit	İkincil	Yazarların gözlemi
Jips	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	B, C, D, F, E	Taban	Kolemanit	Birincil	Yazarların gözlemi
Orpiment	As_2S_3	D, C, E, G	Serpili	Kolemanit	İkincil	Yazarların gözlemi
Realgar	AsS	D, C, E, G	Serpili	Kolemanit	İkincil	Yazarların gözlemi

(A) Kırka, (B) Hisarcık (Emet), (C) Esbey (Emet), (D) Esbey (Emet - Türk boraks), (E) Kestelek, (F) Faraş (Bigadiç), (E) Kurtbogazi (Bigadiç), (F) Muharrem ocakları (Bigadiç), (G) Sayakçı ocakları (Bigadiç), (H) Susurluk, (I) Basih İhsanlar (Bigadiç), (K) Kutag (Bigadiç)

(*) Prof. Dr. I. Kumbasar'dan özel bilgi.

(**) Yazarların görüşü esas alınmıştır.

lebilir: (i) Yatak geliştirecek sıvıların başlangıç bileşimi Na-borat çökeli için yeterli sodyum taşımamaktadır, veya İnan (1975a)'e göre $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oran 11 aşmamıştır, (ii) başlangıçta yeterli sodyum bulunmasına rağmen havza derinliğinin azlığı sellenmeyi etkin kılabilmıştır, veya (iii) yeterli buharlaşmanın olmayışı nedeni ile borat çökeltecek çözeltiler istenilen derişikliğe erişmemiştir. Bu nedenlerin tek tek veya birlikte etkinleşmeleri bazı yatakların eksik denebilecek bir çökelim, buna karşın diğer bazı yataklarda da beklenen tam bir borat mineralleri dizilimi vermesini sağlar. İşte Batı Anadolu borat yataklarının çökeli mi göz önüne alınarak onları ikiye ayırmanın nedeni buna dayanmaktadır.

Bu çökelim modelinden yararlanılarak borat yataklarında hangi tür minerallerin bulunacağını kestirmek olasıdır.

Göl içi çökeleklerin genellikle sınırlı sıcaklık ve basınç koşulları altında gelişeceği bilindiğine göre, herhangi bir çökelim aralığında oluşacak mineralin çökelecek olan mineral kümesinin en fazla su taşıyan üyesi olur. Yani Ca-boratlardan İnyoit, Na, Ca-boratlardan üleksit ve Na-boratlardan ise boraksın birincil olarak çökmesi gerekir. Buna dayanarak inyoit-üleksit-boraks sıralanmasının tam bir çökeltme veren yatakta görülmesi beklenir. İlk çökelen minerallerin yerlerini, yatak örtülüp gömüldükten sonra gelişen yeni koşulların etkisiyle, daha duraylı olabilen minerallere bırakması Türkiye ve dünyanın diğer yataklarında bu durumu tam olarak izlemeye olanak vermemektedir. İnyoitin, meyerhofferit ve kolemanite, üleksitin probertite, boraksın tinkalkonit ve kernite dönüşümü başta olmak üzere, üleksitin kolemanite, kolemanitin hidroborasite dönüşümleri bu değişme olaylarına örnek verilebilir.

Borat yataklarımızın hemen hepsinde kolemanit inyoite göre daha egemen olduğu bir gerçektir (özpeker 1968, İnan 1973). Bu durumu kolemanit duraylılık alanının inyoitinkinden çok geniş olmasına bağlamak mümkündür. Bu iki mineral arasındaki denge ilişkileri incelenmiş ve borat yataklarında inyoitin kolemanite dönüşümünün yüzeysel koşullarda (32 ip 2 C° de) olabileceği saptanmıştır (İnan, 1975b). Bu durum borat yataklarında birincil inyoit yerine, kolemanitin ikincil gelişmesi, ana çökelim modelinin geçerli olduğunu, fakat, bu iki mineral arasındaki denge ilişkisinden ötürü kolemanitin daha yaygın olabileceğini gösterir ki bu da doğada yapılan gözlemlere uymaktadır.

Üleksit ve boraks ise birincil olarak çökelişi ve bunların aynı kümedeki daha düşük sulu minerallerce ornatılmaları daha yüksek sıcaklıkları gerekli kıldığı için, üleksit yerine probertit ve boraks yerine kernitin çok sık oluşmasına engel olur.

Bu açıklamalarla, Türkiye borat yatakları gözönüne alınarak, kesintisiz bir borat çökelişi ana çizgilerle inyoit (yerine kolemanit) - üleksit (probertit gözlenmemiştir) - boraks dizilimi vermesi gerekir. Bu duruma en iyi örnek Kırka borat yatağıdır (İnan, 1972, 1973, 1975a). Diğer borat yataklarında ise genel anlamda, inyoit (yerine kolemanit) - üleksit dizilimi vermekte, bazen de alması olarak bu dizilim yinelenmektedir (Kütahya ve Balıkesir'deki tüm yataklar).

Bor mineralleri, denizel kökenli tuzlar gibi, gömülmeden sonra gelişecek olan yeni koşullardan çok kolay etkilenebilecekleri gözönünde bulundurulacak olursa, yeni koşulların neler olabileceği ve bu koşulların borat mineralleri üzerinde ne tür etkiler gösterebileceğine değinmek, yataklarda ikincil karakterde gözlenen minerallerin oluşumunu anlamak için gereklidir. Bu yeni koşullardan söz edilirken genel olarak, gömülme ile artan basıncı ve sıcaklık anlaşılır. Borat yataklarının Neojenin sonlarına doğru gelişip gömülmelelerinin birkaç yüz metreyi geçmediği bilindiğine göre, basıncın doğrudan etkisinin sınırlı kalabileceği hattâ tümüyle ihmal edilebileceği söylenebilir. Basıncın bu tür tuz yatağında gösterebileceği en önemli etki, killerin gözeneklerinde yerleşmiş oldukça derişik çözeltileri, çökelişmiş minerallerle tepkimeye sokması ve yeni minerallerin gelişmesine neden olmasıdır. Bu olay çok açık bir biçimde boraks kristalinin killere dokunduğu yüzeylerinde üleksitin gelişmesi, nderit, kurnakovit, tunellit, veaçit, terugit gibi azrak minerallerin killer içinde oluşması ile kendini belli eder. Bu etmeden ayrı olarak, yatak içindeki ikincil özelliklerin doğmasında, genellikle kırıklı kuşakları izleyerek dolaşan yeraltı suları, gözenek çözeltilerinden daha seyreltik olup yatak içindeki devinimleri sürecinde, özellikle çözünürlüğü yüksek minerallerin çözünüp, ortamdan uzaklaşmasında ve onların yerine yeraltı sularının özelliğine bağlı olarak yeni minerallerin gelişmesinde etkindirler. Yatakların çoğunda çatlaklarda gözlenen ikincil üleksit böyle bir devininin ürünüdür.

Boratların yatakladığı alanların, hidrotermal olayların yaygın olduğu bölgeler içinde oluşu, minerallerin denge sınırlarını aşacak sıcaklıkları vereceğinden, daha yüksek sıcaklıklarda duraylı olabilen boratlara dönüşmelerine neden olur. Bu duruma en iyi örnek Kırka yatağında boraks kuşağı içinde birbirinden ayrı birkaç kernit yuvasının gelişmesi gösterilebilir. Türkiye borat yataklarında yapılan göz-

lemlerden, gömülme izleyen sıcaklık artışlarının birincil mineraller üzerinde yapması beklenen etkilerin geniş kapsamlı olmadığı anlaşılmıştır. En sık gözlenen üleksit-kolemanit, inyoit-meyerhofferit-kolemanit, kolemanit-hidroborasit geçişlerinin yüksek sıcaklıklar gereksindirmedikleri için yüzeysel koşullarda gerçekleşebileceği ileri sürülebilir. Boraks-kernit geçişinin ise çözeltilde NaCl bulunmadığı zamanlarda 58°C'den yüksek sıcaklığın gerekli olduğu deneysel olarak saptanmıştır (Bowser, 1964). Türkiye borat yataklarının oluşumu sürecinde bu sıcaklığa ulaşılmadığı anlaşılmaktadır. Ancak daha önce de belirtildiği gibi hidrotermal çözeltilerin yerel olarak bu sıcaklığı verebileceği ve bu nedenle de son derece sınırlı bir alanda etkin olabileceği söylenebilir.

Borat yataklarımızda gömülmeden sonra gelişen olayların etkilerini özetlemek gerekirse, bunların birincil olarak çökelişmiş mineral diziliminin genel olarak bozmalarına karşın, bu sıralanım içindeki minerallerin yeni koşullarda duraylı kalabilen minerallere dönüşmelerini sağlayacaktır. Bu süreçte çözeltiler (yeraltı suyu, boşluk suları veya hapis sular) etkisi de söz konusu edilirse, borat devininimin yinelenmesi sonucu, karmaşık borat mineralleri gelişmesi, kırık ve çatlaklarda da o koşulların sınırladığı türde ikincil borat kristallenmeleri gerçekleşecektir.

Bu genel bakıştan sonra borat yataklarımızı daha yakından inceliyecek olursak şöyle bir görünümde karşılaşırız:

A — Kırka borat yatağı (Eskişehir):

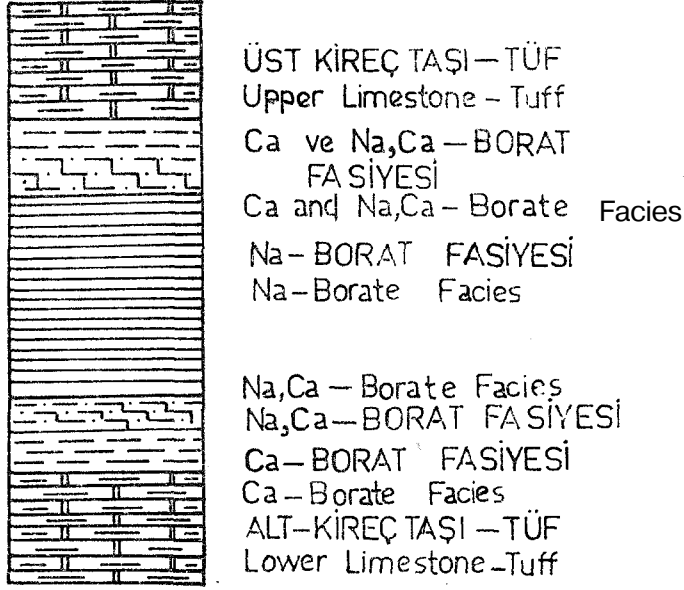
Kırka köyünün 5 km. batısında Sarıkaya yatağı başta olmak üzere üç ana yerde borat zuhuru vardır. Bunlardan iki tanesi tam olarak kolemanit yatağı olup tavanda birkaç cm'yi geçmeyen ince bir üleksit seviyesi ile son bulur. Bu yataklar Göcenoluk ve Salihiye köyleri yakınında yer alırlar ve halen işletmeleri durmuş haldedir. Sarıkaya yatağı ise Türkiye'de bilinen en büyük borat yatağı olup tam bir çökelim dizilimi verir. Yatak tabandan itibaren genelleştirilmiş bir şekilde kolemanit - hidroborasit - üleksit - boraks dizilimi vermekte ve en üstte üleksit, kolemanit, kurnakovit ve tunellit gibi çoğunlukla ikincil olan mineraller yer alır. Bu mineraller kısmen derişikliğini kaybetmiş ve Na/Ca oranının düşmesi sonucu Ca derişikliğini artmasına, kısmen de killer arasında sıkışmış derişik çözeltilerin vermiş olduğu mineralleşmelere bağlanabilir. Yatak içinde ayrıca 100x40 cm. büyüklükte birkaç kernit yuvası vardır. Bu yuvaların ikincil olarak geliştiği kanısındayız (Baysal, et al 1975). Şekil 6 ve 7 Kırka ve civarında görülen borat yataklarının genelleştirilmiş kesitlerini vermektedir.

B — Kütahya ve Balıkesir yatakları:

a) Emet yatakları:

Hisarcık yatağı, tabanda kil, marn, tuf alması ile başlar, kolemanit ve onu en üst seviyelerde üleksitler izler. Yatak görünüşü olarak tek düze olmayıp birbirinden kâini bir kil ve taneli tortullarla ayrılan iki kat görünümündedir. Kolemanitler arasında yer yer pamuk yumağı biçiminde ikincil üleksitlere rastlanılmakla beraber yatağın genel görünümü üzerinde etkili olmazlar (Şekil 8).

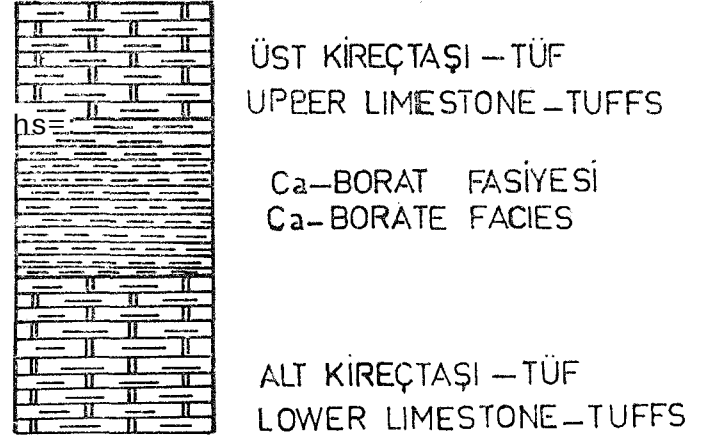
Bu yatak yaklaşık olarak kuzey - güney yönünde uzanan bir havzanın güney ucunda yerleşmiştir (özpeker, 1968).



Şekil 6: Kırka yatağının genelleştirilmiş kesiti

Figure 6: Generalized section from Kırka deposit

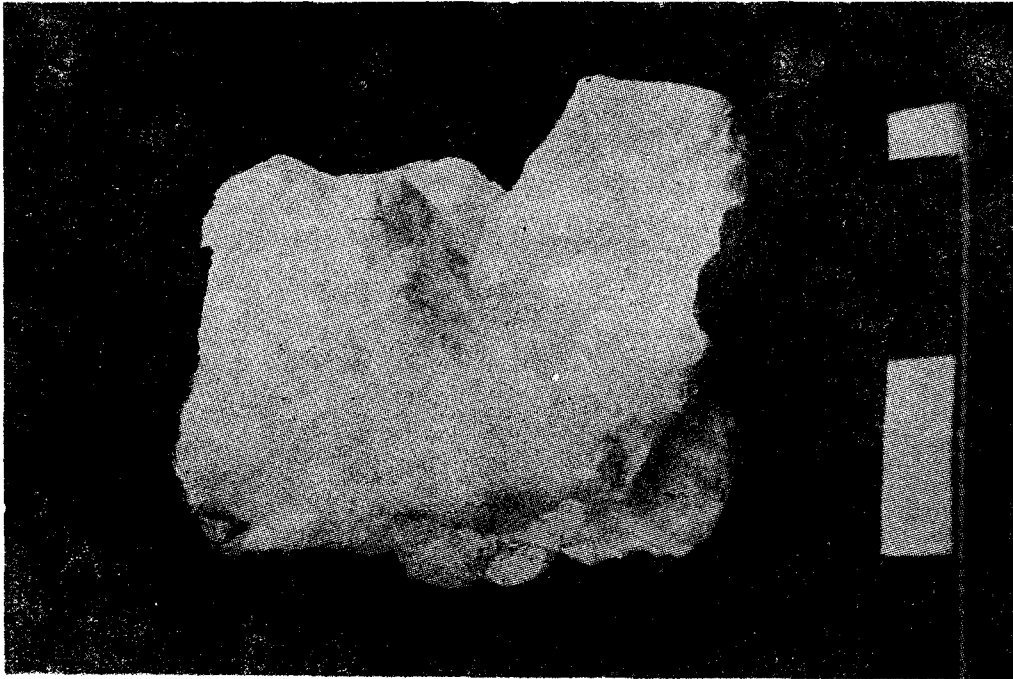
Hisarcık yatağında kolemanit ve uleksitten başka, hidroborasit, veaçit (Emet veaçiti*), terugit gibi borat minerallerine rastlanır. Bunlar genellikle bağımsız katmanlar yapmadan düzensiz bir biçimde, özellikle killere içinde, serpili olarak bulunurlar. Gelişmeleri ise ikincildir. Emet borat çanağının kuzey kesiminde ise Etibank ve Emet Boraks şirketine ait iki yatak vardır. Bu yataklar gerek konum ve



Şekil 7: Kırka civarındaki Göcenoluk ve Salihye yataklarının genelleştirilmiş kesiti

Figure 7: Generalized section from Göcenoluk and Salihye deposits near Kırka

gerekse bulundurdıkları mineraller bakımından Hisarcık yatağının özelliklerini göstermektedirler. Kolemanit yine ege-men mineral olarak görülmekte, tavanda ise yer yer bir metreyi bulan uleksit kuşağı yer almaktadır (Şekil 9). Bu iki minerale ilâveten hidroborasit, veaçit ve meyerhofferite rastlanılır. Helvacı ve Firman (1976) aynı yatakta kahnit mineralinden söz etmekle beraber bu mineral yazarlarca gözlenmemiştir.



Şekil 8: Pamuk yamağı (cotton ball) ikincil fileksit. Numune Hisarcık yatağından alınmıştır.

Figure 8: Secondary "Cotton Ball" nlexite. Sample taken from Hisarcık deposit.

(*) Çizelge I. deki dip nota bakınız.



Şekil 9: Rozet şeklinde üleksit. Numune Esbeyden alınmıştır.

Figure 9: Rosette type ulexite. Sample taken from Esbey deposit.

Şekil 9: Rozet gelinde üleksit. Numune Esbeyden alınmıştır.

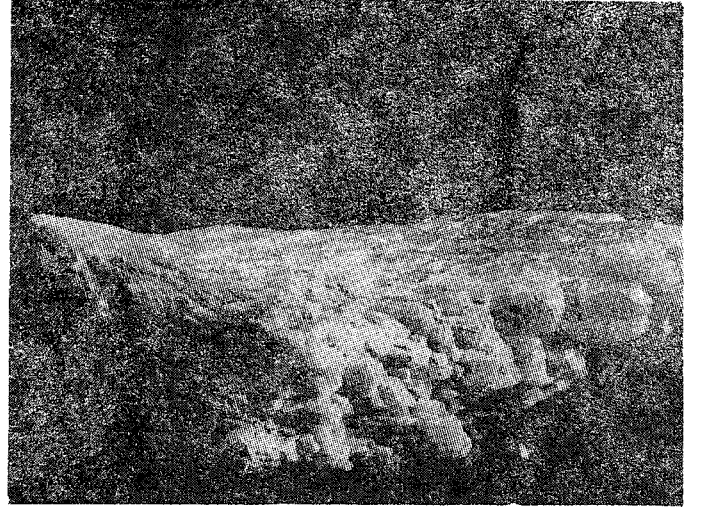
Figure 9: Rosette type ulexite. Sample taken from Esbey deposit.

b) Bigadiç Faraş Köyü Çevresi Ocakları:

Genel olarak yatak üleksit ve kolemanitten ibaret iki seviye halindedir. Bu yatağın en önemli özeliği başlangıç seviyelerinde üleksitin egemen oluşudur. Üleksit üstü doğru marnlı bir seviye ile örtülüp tekrar üleksit ve kolemanit seviyesi ile devam eder. Bu seviyedeki başat mineral kolemanittir. Üleksitin üst kısımlarında inyoit gözlenir. Ayrıca hidroborasit kolemanitle beraber sık görülür. Kurtpmarı yöresinde ise almalı bir çökelim örneği izlenir. Bu ocakta tabanda marnlı seviyenin üzerine alttan üste doğru kolemanit - meyerhofferit - inyoit - üleksit - kolemanit şeklinde bir borat dizilimi vardır. Tabanda kolemanitle başlayan ve yine kolemanitle biten sıralanım, Na-borat vermeden çökelim tamamlandığını belirleyen, eksik devreli yatak için tipik bir örnektir. Aynı bölgede Rasih İhsan İnönü ve Muharrem ocaklarında hidroborasite rastlanılır. Meixner (1953b) bu bölgede terçit mineralinden bahsetmekle beraber bunu gözlemek bizce mümkün olamamıştır.

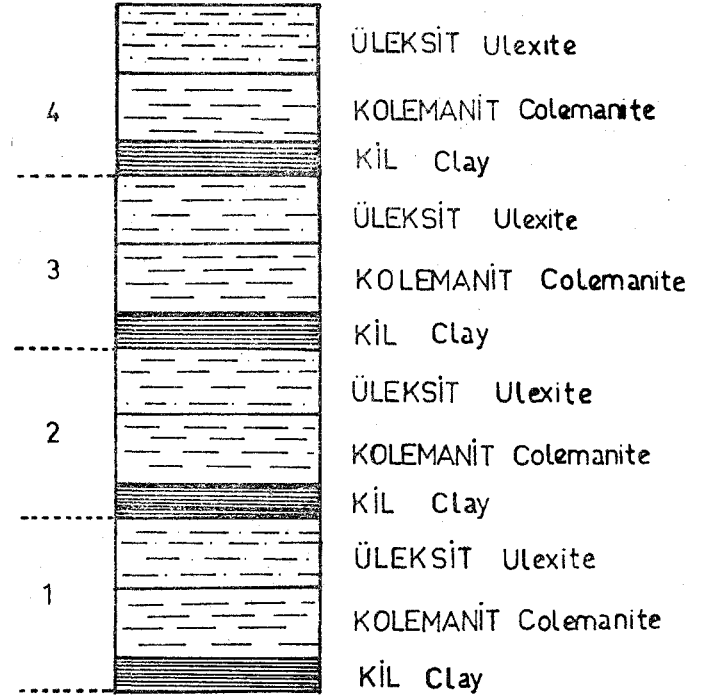
Kurtboğazi galerilerinde ise yaklaşık olarak birbirine yakın kalınlıkta olan kolemanit - üleksit - kolemanit ardalanması dikkati çeker. Kolemanit seviyeleri içinde kolemanitten türemiş hidroborasitle (Şekil 10) ince katmanlıklar halinde inyoit ve meyerhofferite rastlanılır. Yatak içinde üleksit seviyesinin tekdüze killerin üzerine gelen ve 20 cm. kalınlıkta olan inyoitle başlaması, üleksit çökeliminden sonra tekrar kil ve kolemanitlerin görülmesi, mineral oluşumunda yükselip alçalmakta olan derişikliğin önemini bir kez daha kanıtlamaktadır. Aynı galeride kolemanit - üleksit geçişlerini sık sık gözleme olanağı vardır. Kireçlik mevkiinde ise kolemanit başat mineral olup çok az oranda inyoit ve meyerhofferit izlenir.

Şayakçı ocaklarında oldukça düzensel bir mineral oluşumu ile karşılaşılır. Yüzeiden itibaren 148 m. derinliğe kadar inen kapalı işletme içinde dört seviye halinde borat çökeli mi yer almıştır. Bu seviyeler Şekil 11'deki kesiti verir. Burada gözlenen durum Kurtboğazi mevkiinde görülen çökelim sırasının aynıdır. Yalnız aynı durum eldeki bilgilere



Şekil 10: Hidroborasit - kolemanit geçişi. Hidroborasit kolemanitten türemiştir. Numune Kurt Boğazi galerilerinden alınmıştır.

Figure 10: Hydroboracite - Colemanite transtion, Hydroboracite developed from colemanite. Sample taken from Kurt Boğazi galleries.

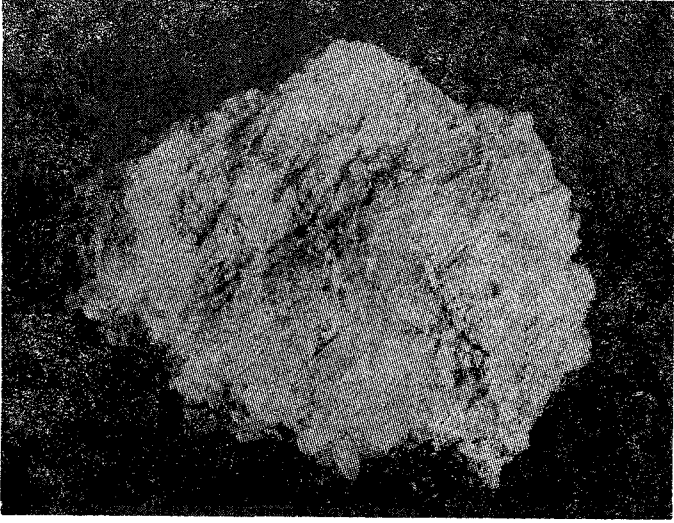


Şekil 11: Şayakçı kapalı ocağının düzensel borat dizilimi

Figure 11: Rhythmic borate succession from Şayakçı's under ground working

göre en az dört defa yinelenmiştir. Aynı yatağın yüzeydeki kısmını oluşturan açık işletmede ise inyoit ve Uleksit egemendir. Kolemanite rastlanmaz. İnyoit pek sık olarak meyerhofferite dönüşmüştür (Şekil 12).

Ana hatları ile verilmeye çalışılan borat yataklarımızı oluşturan temel minerallerin dizilim sırası bu yatakların oluşması anındaki koşulları ve yatak oluşup gömüldükten sonra gelişen olayları yansıttıklarından, bizi bu yatakların



Şekil 12: Meyerhoffferite dönüşmüş inyoit. Şayakci açık ocağından alınmıştır.

Figure 12: Inyoite replaced by meyerhofferite. Sample taken from Şayakci's open pit.

gelişmesinde hangi olayların etkin olduğunu aramaya yönelmektedir. Tüm borat yataklarımızın birbirinden ayrı bölgelerde ve çoğu kez farklı kaynaklara dayanarak gelişmiş olmalarına rağmen benzer mineral dizilimi vermeleri dikkati çekmektedir. Bunun en önemli nedeni, kanımızca bu yatakların birbirine çok yakın koşulların ürünü olmasıdır. Bu koşulların yüzeysel ortamın verebileceği sınırlamaları da bünyesinde taşıdığını belirtmek gerekir. Düşük sıcaklık yüksek pH, buharlaşma ile derişikliğin artıp mevsimsel sellenmelerle bu derişikliğin düzensel olarak bozulduğu bir ortamda, bor minerallerinin çökmesi, gölsel alanların en önemli özelliği olur. Bu etmenler borat göllerinde çökecek minerallerin saptanmasında birincil derecede rol alır. Derişiklik ve pH çökecek mineral kümesini saptarken, düşük sıcaklık çökelen ürünlerin yüksek sulu olmasını sağlar. Böylece, başlangıçta düşük $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ oranına sahip göl çözeltileri önce kalsiyumlu, sonra da sodyum taşıyan boratları, buharlaşmanın ve derişikliğin artması ile geliştirir. Ayrıca kaim borat yataklarının gelişmesinde göl tabanının düzensel olarak çökmesinin önemli bir öge olduğu gözden uzak tutulmamalıdır.

Yatağın gömülmesinden sonra birincil minerallerin yavaş yavaş yeni gelişen koşullara bağlı olarak, su kaybetmeleri, seyreltik yeraltı suyu ve hidrotermal sularla tepkimeye girmeleri sonucunda veya killerin boşluklarındaki çözeltilerin etkisi ile, değişime uğrarlar. Bu son değişimler yatağın bugünkü görünümünü sergilemektedir. Yatak içinde gerek komin ve gerekse yandaş minerallerle ilişkileri yönünden ikincil oldukları kuşku götürmeyen minerallerin tamamı yatak gömüldükten sonra gelişmişlerdir. Bu olayların, yapılması gerekli deneylerle daha da aydınlanması, borat yataklarının gelişim tarihini kesin çizgilerle sunmayı kolaylaştıracaktır.

SONUÇLAR

1 — Borat yatakları genellikle volkanik etkinliğin yoğun olduğu karasal göl ortamlarında oluşmuşlardır.

2 — Boratlar volkanik kökenli borun göllerdeki uygun katyonlarla birleşerek kimyasal yolla çökmesi ile oluşmuşlardır.

3 — Birincil borat mineralleri kümelerinin en yüksek su molekülü olanlarıdır.

4 — Batı Anadolu borat yataklarında izlenen ana borat mineralleri $\text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{B}_2\text{O}_3$ sisteminde ele alınıp değerlendirilmeleri uygundur.

5 — MgO , SrO ve As_2O_3 ikincil önemdedir.

6 — Gömülmeden sonra taşlaşma süresindeki koşulların değişimini, gözlenen mineral dizilimi çok iyi belirlemektedir.

7 — Bulundurdıkları ana borat mineralleri yönünden Batı Anadolu borat yatakları Ca-borat, Na, Ca-borat, Na-borat çökelim sırası izlerler.

8 — Batı Anadolu borat yataklarının verdiği çökelmelere göre tam çökelim ve eksik borat çökelinin verenler olarak ikiye ayrılabilir.

9 — Kaim borat yataklarının oluşumunda düzensel göldibi çökmeleri önemlidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Baysal, O., 1972, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının mineralojik ve genetik incelenmesi. Hacettepe Univ., 157 S.
- Baysal, O., 1973, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının oluşumu. Türkiye Madencilik Bil. ve Tek. Kongr. Bül., 255-277.
- Baysal, O., ve Ataman, G., 1975, Türkiye'de yeni bir bor minerali Kernit ve oluşumunun tartışılması T.J.K. Bül. Cilt 18, sayı 7, S. 3-10.
- Bekisoglu, K. A., 1962, Türkiye bor yatakları ve bunların arzettiği önemiyet. Türkiye Tic. Oda. Sa. Oda ve Tic. Borsa Birliği, Maden Komisyonu.
- Bowser, J. C., 1964, Geochemistry and Petrology of sodium borate in non-marine evaporate environments, ph. D. Thesis Univ. Calif., Los Angeles.
- Brinkmann, R., 1971, The geology of western Anatolia Geology and History of Turkey. S. 171-190. Petrol. Explo. Soc. Libya, Tripali.
- Helvacı, C, Firman, R. X, 1976, Geological setting and mineralogy of Emet borate deposits, Turkey inst. Mining and met. Vol. 15 pp. B142-152.
- Gawlik, J., 1966, The borate deposit of the Emet Neogene basin. M. T. A. Derleme no 2479.
- İnan, K., 1972, New borate district, Eskigehir-Kırka province, Turkey Inst. Mining and Met., Vol 81, p. B 163-166.
- İnan, K., 1975 a, Sulu bor mineral yataklarının oluşum modeli. T.J.K., Bül, Cilt 18, S. 165-168.
- İnan, K., 1975 b, Su taşıyıcı bor mineralleri arasındaki denge ilişkileri. T.B.T.A.K. V. Bil. Kongr. Tebliğ özeti S. 293.
- İnan, K., Dunham, A. C, Esaon, J, 1973, The Mineralogy geochemistry and origin of the Kırka borate deposit, Eskigehir province, Turkey, inst., Mining and Met., Vol. 82, p. B 114-123.
- Meixner, H., 1953 a, Neue Turkische boratlagerstaetten. Berg. V. Huttenmaen, Monatsh. Vol. 98. p. 86-92.

- Meixner, H., 1953 b, Mineralogische beobachtungen und colemant inyoit, meyerhoffert, terschit und ulekslt aus der Turklschen boratlagerstaetten. Heidelberger Beitr. Mineralog H. Ptrog. Vol. 3, S. 445-455.
- Negro, A. D., Kumbasar, I., Ungaretti, L., 1973, The Crystal Structure of Teruggite. Ara. Mln., Vol. 53. p. 1034-1043.
- Özpeker, I., 1968, Batı Anadolı borat yataklarının mukayeseli genetik etüdü. Doktora tezi. İ.T.Ü.
- Özpeker, I., 1973, Borun kullanımı, tüketimi ve ulusal gelire katkı olanığı. Türkiye Madencilik Bilimsel Tek. III. Kongr. S. 313-324.
- Watanabe, T., 1964, Geochemical Cycle and Concentration of boron in the earth crust. Geochemistry and anal. Chem. U.S.S.R. Vol. 12, p. 167-177.

Yatının gelig tarihi:

21.1.1977

Dfizeltilmg yazının geliş tarihi:

20.10.1N7

Yayıma verildiği tarih:

1.11.1977

Beşkonak (Kuzey Anadolu-Türkiye) Tersiyer Gölünde Volkanik Paleoortam ve Tortul Katkı Örnekleri

*Volcanic paleoenvironment and examples of sedimentary incidences at Tertiary Beşkonak Lake
(Northern Anatolia - Turkey)*

JEAN-OLAUE PAICHELER *Group d'Etude Géologique de l'Université de Reims, France*

ÖZ: Kızılcahamam Beşkonak bölgesi, Avrupa kıtasının güney kıyısına bağlı bir kuşak olan Kuzey Anadolu'da yer alır. Üst Kretase'den Pliyosen'e kadar süren jeolojik tarihçesi yapısal ve volkanik olayların ardalanmasından kuruludur. Bu çok özel koşullardan sonuçlanan duraysızlık, hiç olmazsa Lütesiyen sonuna kadar, yalnızca gölssel tortul havzaların açılmasına ve yerleşmesine az olanak tanımıştır. "Galatya Andezit Masifi"nin magmatik etkinliği içinde görelî bir kısa durgunluk sırasında Beşkonak volkanik çöküntüsünde, içinde çeşitli ve bol bitki ve hayvan topluluğunun geliştiği, gölssel bir rejim kurulacaktır.

Bir yandan tortul fesisler ve öte yandan bu incelemede değinilmiş oluşuk içi yapılar (su altı kaymaları, psödo-nodüller ve klastik damarlar) aklan havzanın özelliklerinin çökeltme içindeki belirtileridir. Tüm bu parametreler çevredeki volkano-biyotortul sistemi tanımlar.

İncelemenin esasta paleoöğrafik ve paleoekolojik çözümlenmeye dayandırılmış konusu eşlik eden olayların, volkanizmanın dinamiğinin kavranması ile ve piroklastik ürünlerin çözümlenmesi ile genişler. Paleoekoloji alanında olduğu kadar stratigrafi ve paleoöğrafya alanlarında da bu sonuçların kullanılması belirli bir yarar sağlar.

ABSTRACT: Kızılcahamam Beşkonak region is situated in Northern Anatolia which is attributed to the southern margin of European Continent. Geological history between Cretaceous and Pliocene is an alternation of volcanic and tectonic events. This instability gave little chances to installation and establishment of lacustrine sedimentary basins. In a relatively disactive short duration of the magmatic activity of "Galatian Andesite Massive" a lacustrine regime, in which different and rich variety fauna and flora developed, were placed in Beşkonak volcanic depression.

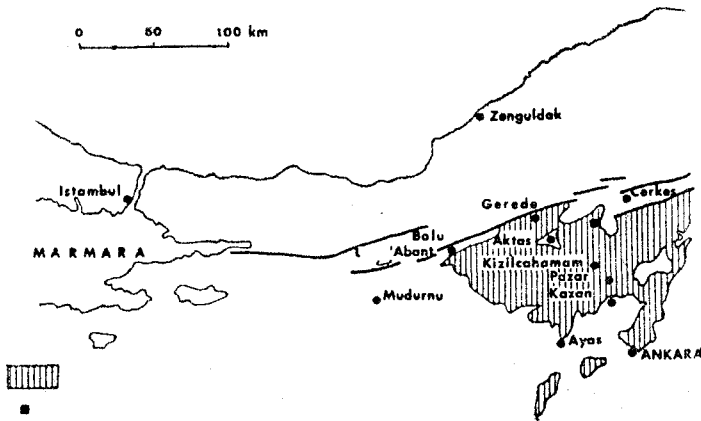
Sedimentary facieses in one hand and intraformational structures (underwater slumps, pseudonodules and clastic dykes) in other hand are expressions of sedimentation in versant basins. All these parameters define volcano-bio-sedimentary system as environmental type.

Subject of research based initially to paleoecologic and paleogeographic analysis enlarged by comprehension of dynamics of volcanism, a phenomenon accompanied, and analysis of pyroclastic products. Utilisation of results presents certain contributions in the fields of stratigraphy and paleogeography as well as paleoecology.

GİRİŞ

Bu incelemenin konusu olan Beşkonak biyo-tortul göl sel havzası, "Galatya Andezit Masifi" Tersiyer volkanik oluşukları içinde aratabakalanmış volkanotortul olguların bir bölümünü oluşturur. Ankara ilinin kuzeyinde, Kuzey Anadolu'da yer alan Masif tabanı Kuzey Anadolu "Paflagonya" büyük fayına koşut olan bir üçgen biçimini alır. Kuzey sınırı ikinci zaman temeli üzerinde diskordan olarak durur. Güneyde Ankara bölgesi Pliyosen çökelleri altında daralır (Şekil 1).

Bu volkanizmanın farklı terimlerin özet haritalaması 1931'den başlayarak Chaput (1931) tarafından Ankara dolaylarında düzenlenmiş ve Fourquin 1969'da Masifin tümünün paleovolkanik ve litostratigrafik incelemesine başlamıştır. Paleoekolojik görüş içinde Gürcü Dere vadisinin fosilli yüzeylemelerinin ayrıntılı çözümlenmesine giriştiğimizde stratigrafi ve paleoöğrafya çerçeveleri içinde bu karasal İstifleri yerlerine yerleştirmek yararlı görülmüştür (Paicheler, 1973 ve 1975).



Şekil 1: Galatya Andezit Masifi (tenli kesim) ve Çalışma alanı.

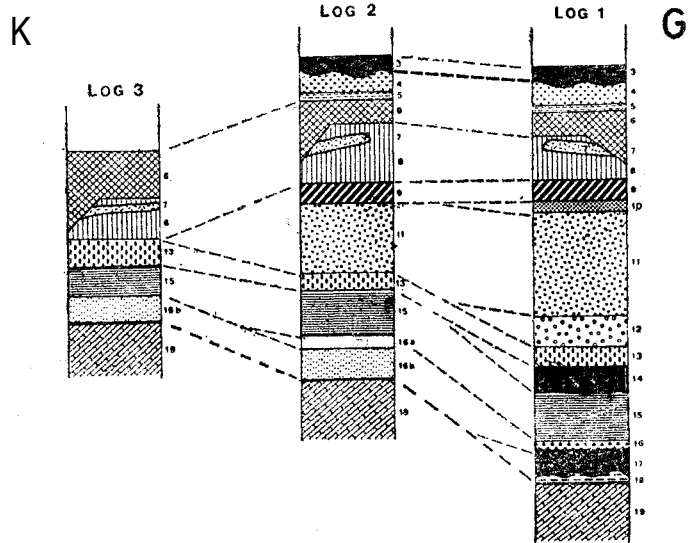
Figure 1: Galatya Andesite Massive (hatched area) and study region.

- (1) Beşkonak terimi Gürcü Dere vadisi köylerini belirtir.
- (2) "Galatya Andezit Masifi" terimi ilk olarak 1903'de Leonhard ve Milch'in çalışmalarında kullanılmıştır.
- (3) Tırnak içindeki sayılar Şekil 3'te S'in litoloji düzeylerine karşı gelir. Belirli düzeyler bölgesel ölçekte de varlıklar haritalama da gösterilmemişlerdir.

MASİFİN LİTOSTRATİGRAFİ İSTİFİ İÇİNDE BEŞKONAK VOLKANOTORTUL OLUŞUKLARININ YERİ VE TERSİYER SÜRESİNCE GÜRCÜDERE BÖLGESİNİN PALEOÖĞRAFYA EVRİMİ

Litostratigrafis

Kızılcahamam bölgesinde G'e doğru çok kaim olan (Şekil 2, Log 1) "Galatya Andezit Masifi" volkanik karma, sığı sınırlı bir yayılmadan başka bir şey değildir (Fourquin, 1969). Çevrede büsbütün kaybolmak üzere yer yer azalır, bu azalma başlıca bazaltik ve andezitik ara lavların (11-12) dizilimi düzeyinde yer alır.



Şekil 2: Kızılcahamam (Log 1), Gürcü Dere ve Kır Dere (Log 2) ve Hamamdere (Log 3) bölgelerinde volkanotortul ve volkanik istifin litostratigrafik karşılaştırması. Açıklama Şekil 3'te.

Figure 2: Kızılcahamam (Log 1), Gürcü Dere and Kır Dere (Log 2) and Hamamdere (Log 3) lithostratigraphic sections. Legend in Fig. 3.

Olay, Hamamdere vadisinin (Şekil 2, Log 3) kuzey kesiminde büsbütün kaybolmak üzere kuzeybatıya doğru ineelen, Kırdere vadisinde (Şekil 2, Log 2) güneyde yaklaşık 250 m kalınlığındaki bu önemli volkanik kütleyi gördüğümüz jeoloji haritası ölçeğinde bütünüyle gözlenir. Tersine, güneyde az temsil edilmiş, son asit volkanizma (6-7), en yüksek tepelere şekil veren büyük trakitik alanı oluşturmak üzere kuzeye doğru büyük önem kazanır. Farklı karasal tortul yüzeylemeler çok çeşitli yayılımlıdır. Böylelikle, süngertap örtülerine ve bazı diyatomitik izlere (Log 1, 18) ilişkin ilk volkanokirmtili düzeyler haritanın en kuzey kesiminde kaybolmak (Log 3) üzere diyatomit arakatgılı (Log 2, 16 a ve b) riyolit bileşiminde çok kaba volkanokirmtili çökeller ile Kavaközü ve Kiliseköy'de zaman içinde nöbetleşe yer değiştirmişlerdir. Üst karasal dizi (8) çok genel olarak farklı fasiyeler şeklinde tüm bölgede yayılır, fakat en büyük gelişimini (Log 2) Güreüdere vadisinde kazanacaktır (çok fosilli diyatomit ve piroklastitlerin ardalanması ile temsil edilmiştir).

Paleocoğrafya Evrimi

Bölgenin tüm Tersiyer paleocoğrafyasından sorumlu olan Kretase içi son büyük yapısal evre, denizel düzen kuzeyde Gerede'ye doğru ve güneyde Pazar bölgesinde her zaman varolduğundan sonuç olarak KD-GB yönlü bir kuşağın yeniden görünmesine neden oldu. Böylece oluşmuş şişme üzerine çok az çeşitlenmiş orman bitkisinin kötü korunmuş artıdarım içeren bazı diyatomitik düzeyler (18) ile arakatgılı başlıca volkanokirmtili çökelli büyük gösel sahalar yerleşir ve yayılır. Sonra Masifin asıl kitlesini oluşturan yerüstü volkanizmasının büyük yayılımı bu ilk yerleşmeyi tümüyle giderir. Son olarak, ve volkanik etkinliğin görece durumluk devresine uygun düşerek, tortul birimlerin (8) belirli bir miktarı, en önemlileri (bugünkü Gürcü Dere vadisine karşı gelen kuşak) az ya da çok geniş ve az ya da çok yüksek eşikler ile birbirlerinden ayrılmış topoğrafik çukurlardan giderek bireyselleşir. Diyatomitik katmanlara ilişkin, volkanik kökenli önemli kırıntılı katkılar, çok sayıdaki düzeylerin bol ve iyi korunmuş flora ve faunaya bırakıldığı başlıca çökelleri oluştururlar (Paicheler, 1975). Havzanın tüm biyo-tortul tarihçesi, volkanik olayların arasında büyük şiddet kazandığı, büyük duraysızlığa sahip iklimde gerçekleşmiştir. Son trakitik sokulumların (6) yerleşmesi Tiyolitik ve trakitik ignimbritik yayılımların (7), bitki örtüsünün kısmen yıkımıyla belirlenen ve havza içine doğrudan fırlatılmış ya da çok hızlı yer değiştirmiş piroklastik ürünler şeklinde yoğun bir beslenme ile çökeltmede birden kaydedilmiş püskürmeler, ardalanması ile çok erkenden belirlemiştir. Bu kuşatma özel tortul olayların (sualtı kaymaları, psödonodüller ve oluşuküçü klastik damarlar) oluşumunu sonuçlar. Bu piroklastik gerecin hacmi kuzeydeki büyük trakitik domlara uygun düşen volkanik paroksizma sırasında belirleyici olan teknenin tepeleme dolmasına yeter. Plaket şeklindeki eklemeleri ile (4) nitelenmiş olan son andezitlerin akmasından sonrası, Masifin tüm volkanik ve tortul oluşuklarının Miyosen sonunda kuzeyde Anadolu'yu etkileyen ve yapısal niteliğini (KB-GD enlemesine kırıklar tarafından kesilmiş kıvrımların GB-KD yönlenmesi) bölgeye veren son büyük yapısal olaya katılmalarından başka birşey değildir. Son ve uyumsuz olarak gelmiş olan gecikmiş bazaltlar (3) altta bulunan istifin tüm üyeleri üzerine ayırt etmeden yayılır.

Bu İstife Yaş Verme Sorunu

"Galatya Andezit Masifi"nin yaşı uzun zaman belirlenmemiş olarak kalmış ve Miyo-Pliyosen var sayılmıştır. Volkanotortul arakatgıların paleontolojik çözümlemesi, haritalama kanıtlarında olduğu gibi, bu birliğin kronolojik alt-bölgelerine ve stratigrafik kavrama çağdaş yaklaşımı sağlar. Çökellerin çeşitli kısımlarında yapılmış palinoloji çalışmaları Beşkonak Havzasına Oligo-Miyosen yaşının verilmesini sağlamıştır (Vincent, 1975). Önceki bir çözümleme (Fourquin ve diğerleri, 1970) bu oluşukları orta-üst Miyosen geçişine bağlamıştır. Polen aralığında yararlanarak yaş vermede egemen olan kararsızlık farklı bölgelerde türlerin değişken stratigrafik değerince iyi bilinen olayı bir kez daha doğrular. Bu destekleme, bilhassa Tersiyer süresince, ekolojik koşullar (iklim kuşaklarının ayırt edilmesi), türlerin göç zamanları ve yeğ tutulan gerçek stratigrafik bir değişiklik ile bu zamanda gelmiş büyük paleocoğrafik değişimlerle ilişkilidir. Paleocoğrafya ve haritalama kanıtları kendi açılarından olayların görece kronolojisi hakkında bazı belirtiler verirler ve arasıra (özellikle Masifin tabanma doğru) daha belirli bir yaş vermeyi sağlarlar (Paicheler, 1973; Fourquin, 1969 ve 1975). Gerçekten ilk olarak volkanoklastik düzeyler (18) Gerede bölgesindeki üst Kretase yaşlı denizel tortullara yanal olarak geçerler. Bu katmanlar, fasiyesleri ne olursa olsun, denizel kıyasal ya da karasal, aynı volkanik olguların yayılması ile her zaman örtülmüşlerdir, öte yandan, Masifi oluşturan volkanizma güneyde Pazar'a doğru Lütesyen yaşlı denizel tortullar (kıyasal kireçtaşı içinde Nümmülit, Assilina, Ostrea ve Velates schmedeli topluluğu) tarafından örtülmüştür ve Beşkonak üst Kretase oluşukları (8) en azından tabanlarını ilgilendiren, Gerede Eosen yaşlı denizel düzeylere yanal olarak geçer. Bu tortul katmanlarda bulunan fauna ve mikroflorayı ilgilendiren unsurların zayıf stratigrafik değerinin görünümü ve iyi paleontolojik izlerin (mikro memeliler) yokluğunda bu istiflere yaş verme sorunu çözümsüz kalır. Yalnızca çağdaş olarak geçerli olan radyokronolojik çözümlemeler ile sonuca ulaşılabilir.

BEŞKONAK İSTİH İÇİNÖE TOHTÜL YAPILAR - LİTOLOJİ VE VOLKANİZMA BAĞINTILARI

Bu oluguklar, Miyosen yapısal paroksizması öncesi son tortullar güneyde Eminbey'den kuzeyde İlbeyler'e kadar Gürcü Dere vadisine göre kabaca çizilmiş KKD-GGB yönlü bir senklineal teknesini kaplarlar. Altta bulunan tüm gerecin ardarda gelen akıntıları tarafından oluşturulmuş yerçeklinden ileri gelen bir çöküntü içinde yerleşmiş bu göl doğal bir sismograf gibi sürekli kayıt vermiştir. Çökeltme ortasında volkanik çevreye yakından ya da uzaktan bağlanmış bölgesel ya da yerel olayların tüm ardalanmasını kaydetmiştir (Çatlakların açılmasına bağlı zemin sarsıntıları, püskürme merkezlerinin patlayıcı dinamiği, vb).

"Oluğüçü Şekildeğiştirme Yapıları

Kayma Yapıları: "Slump Slide Structure". Bunlar her durumda çekim kuvvetlerinin bileşik etkisindeki tortul kitelerin yanal hareketlerinden sonuçlanan biçim değişimleridir. Havzada çok geçerli gözlemlerden çıkarılan, bu yapıların ya çok yerel olarak ya da tersine geniş alanlarda bir ya da

birçok tabakaları etkiledikleridir. Tabakalar ya da tabaka toplulukları bazan çok şiddetle kıvrılmışlardır ve bu, biçim değişmelerini hesaba katmak için yapısal kanıtlara başvurmaya elvermeyen koşullarda olur. Bu düzensizlikler, uç durumlarda gerçek akma yapılarını (Levha I, Şekil 3) oluşturarak bölgede gözlenenlere hiç uymayan çok şiddetli yapısal değişiklikler gerektirecektir. Ayrıca biçimdeğiştirmiş düzey ya da düzeyler yapısal yönelmelere göre aykırı kalan eksenlerin doğrultularının mikrokıvrımlarını gösterirler ve öte yandan hernekadar çoğun çok dayanıksızlar da bozulmamış tabakalarla taban ve tavanlarından korunmuşlardır. Gerecin hareketlenmesi, volkanotektonik iklime bağlı ikincil volkanik olaylar (sarsıntı, şok, deprem, vb) ile dolaysız olarak oluşmuştur. Gözlem ölçüğü bu yapıların içinde biçim değişiminin şiddetine dayandırılmış iki büyük türü ayırdetmeyi zorunlu kılar (Potter ve diğerleri, 1964). Böylelikle bazılarının yerelleşmiş ve sınırlanmış kaymalar olarak düşündükleri "slump structure"lara ve "slide structure"lara, genellikle daha büyük hacimde gerecin yanıl yerdeğiştirmesine neden olan kaymalara karşı gelirler.

"Oturma Yapılan": Tabakalar içinde kaymaya olan eğilim ile çevreleri tarafından ifade edilen yerdeğiştirmelerdir. Değişken yanıl sığaları harekete karşı sürtünmenin derecesinin, tortulun fizikokimyasal durumunun, eğiminin ve hareketi doğuran olayın şiddetinin işlevidir. Bu yapılar genel olarak kırıntılı düzeylerin (sablitler ve pelitler (Paicheler, 1977)) içinde ve daha ender olarak diyatomitik düzeylerde gelişirler. Doğal olmayan tortul kalınlığı çok değışkendir, fakat bununla birlikte her zaman görelil olarak ince kalır (Yaklaşık sm'den m'ye). Az ilerlemiş sıkılaşıma durumunda, bu çökellerin çok duraysız hidroplastik akışkan bir kütle gibi göründükleri kabul edilebilir. Havzada rastlanan kayma biçimlerinin tümünün sistematik çözümlenmesini yapmaksızın en geçerli gözlem örneklerini iki grupta toplayabiliriz:

— henüz örtülmemiş olan çökelin yerdeğiştirmesi (silindir ve makrokıvrımlanmalar),

— örtülmeden sonra kaya istifi içindeki aratabakanın ağdalı bir sıvımmkine benzer biçimdeğiştirmesi (mikrokıvrımlanmalar).

Rulolar (Levha I, Şekil 5). Bu terim gerçek kıvrımlar ile yapısal farklılığı vurgulamak için Beaudoin (1972)'den alınmıştır. Bu durumda yerdeğiştirme mikrokıvrımlanmaların oluşumuyla sonuçlanmaz, fakat üst yüzeyi bu silindirlerine ile sonraki çökel tarafından doldurulmuş oluklardan yapılmış tabaka (genel olarak az kaim) sucuklanmayla sonuca varır. Bu durumda hareket örtü tabakasının çökelmisinden önce olmuştur.

Mikrokıvrınuaamalar. Bunlar genel olarak laminaî çökellerde bir yana çekilmiş büyük bir sivrilik gösteren biçim bozulmalarıdır (Levha I, Şekil 4). Kıvrımlar az ya da çok eğrilmişlerdir. Eklemler çoğun sivridir. Ters durumlarda (Levha I, Şekil 6) antiklinal kafalar yatmış, aşınmış ve uyumsuz fakat kitleyle kaynaşmış bir tabaka tarafından örtülmüştür (Lombard, 1956). öyleyse yerdeğiştirme daha yeni tabakaların çökelmisinden sonradır. İlgili düzeyin taban ve tavanında sürtünme ile bir aşınma oluşturur. Bu biçim bozulması türü bozulmuş tabakaların çok **düz** sınırlan ile nitelenir.

Makrokıvrınlanmalar. Desimetre ile metre boyutunda, dırlar. Arasına çok farklı bileşimde ve doğada tabakalanmış

bir topluluk oluştururlar. Kıvrımlar eğrilmiş, olabilir, hattâ yatmış görünebilir. Kayma kuşakları süreklilik aralan olmaksızın kıvrılma durumuna geçerek gelişir. Bununla birlikte süreç genel olarak az gelişmiştir (Strakov, 1957). İlgili tabakalar hiçbir şekilde kaymadan önce örtülmüş olamazlar, fakat son çökelmeyi gösterirler (Levha I, Şekil 2).

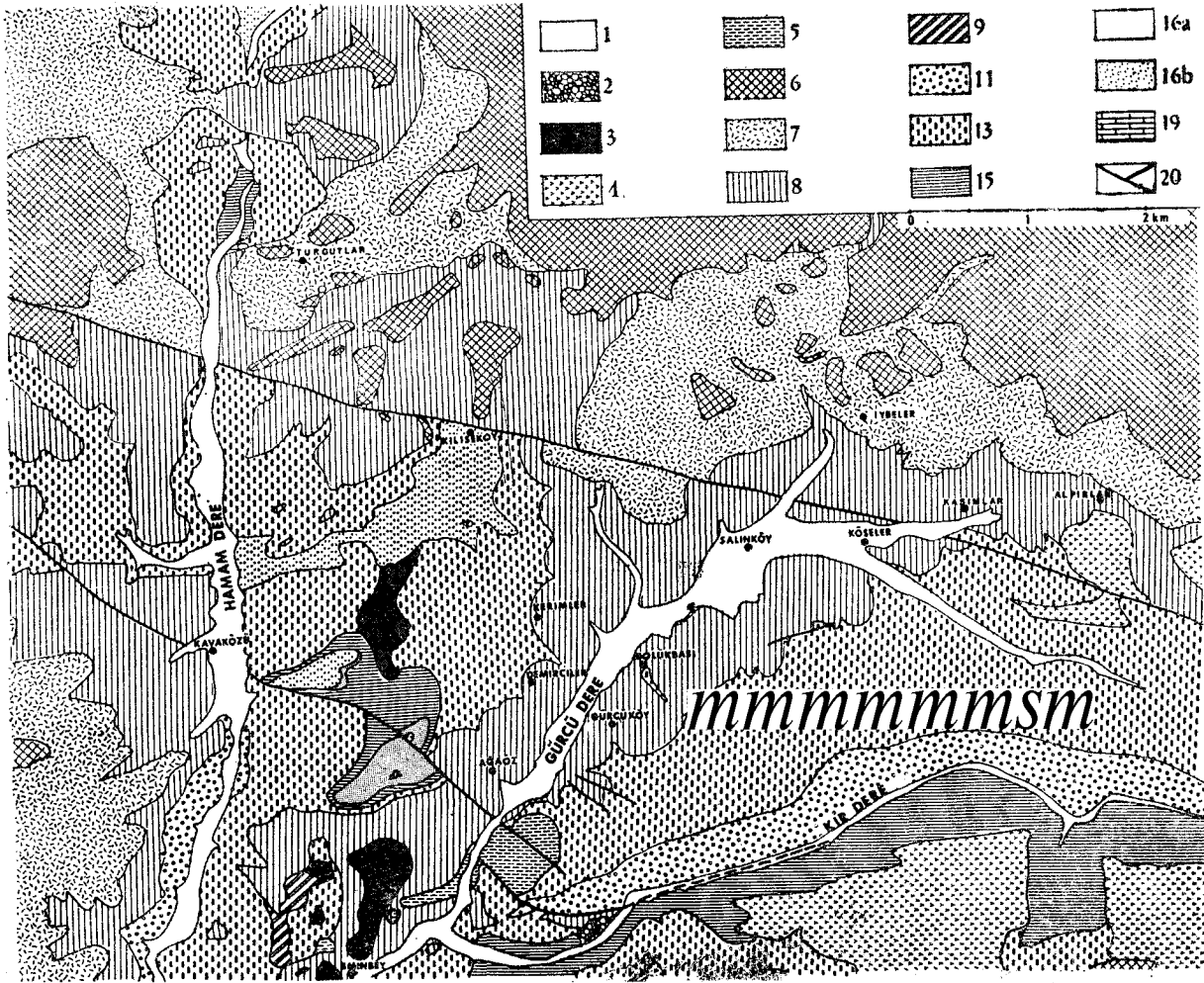
"Kayma Yapılan": Birçok m kalınlıkta olabilen ve görelil olarak önemli uzaklıklara taşınmış olabilen, değışik alloktonluk dereceleri gösteren, çok sayıdaki tabakaları hareketlendiren yerdeğiştirmelerdir. Gözlenmiş en iyi örnek Ağaöz ve Demirciler köylerini bağlayan alan eğimi yüzlemlerinde bulunur (Levha I, Şekil 1). Bu tortul paketler eğimi azaltır ve aynı yaş ve doğadaki çökelleri içice geçirirler. Kütle içinde litolojik sıralanma, "slump structures"dan çok daha ilerlemiş bir sıkılanmayı tanımlayarak, yalnızca az bozulmuştur. Alın kesimi çok ezilerek yerdeğiştirmiş olan tortulların iç düzenlemesi akma tektoniğinin belirli özgün yapılarını hatırlatmadan olmaz. Bu süreç büyük duraysızlık devrelerinin (örneğin volkanik paroksizmalann) güdücüsü olarak kabul edilmelidir. Havza içinde tanınan göl altında böyle bir yerdeğiştirmeye izin verecek hiçbir topoğrafik yapı yeterince ortaya çıkanmamıştır. Bu büyük kaymalar, varlığı yalnızca laaharlar ve kızgın bulutlarla birlikte gelen son derece şiddetli yayılmalar ile ya da çok yoğun dip akıntuları ile açıklanabilen çapı 50 sm'ye ulaşabilen gereç (trakit) bloklarına çoğu zaman eşlik eder. Bu sonuncu ve daha gerçekçi varsayım, başlama hareketlenmesine geniş olarak yeterli bir duraysızlık kaynağım sağlama yeteneğine sahiptir.

Havzayı Kavramada Bu Yapıların Gözlenmesinin Yararı

Bu gözlemler, teknenin bağlıca morfoloji niteliklerinin bilinmesine yarar. Gerçekten, eşortul kıvrımlanmalar ve silindirlerin eksenleri olay anındaki yatayı nesnelleştirerek (en büyük eğim doğrusuna dikey), yeterli yaygınlıkta belli bir katman içindeki sistematik özleriyle böyle bir yeniden kurguya yaklaşmayı sağlar. Zaman içinde yeterli aralıktaki kılavuz düzeylerinin belli bir bölümü için yenilenmiş olan bu tavır havzanın morfolojik evrimi için olasılıkla bilgi verebilir. Hemen hemen değışmeyen kalınlıkta (yaklaşık 2 m) ve birkaç İnce killi düzeyle arakatgılı kristal pirosabllerin birikmesinden oluşmuş Ahlat Formasyonu'nu örnek olarak alacağız. Havzanın tüm genişliğinde bozulmuş bu topluluk içinde, belirli sayıda ölçü alınmıştır. Yapı eksenlerinin doğrultusunu belirlemek kolay olsaydı, eğilmelerinin (özellikle silindirler şeklinde) yönünü daha incellekle tahmin etmek olanaklı olurdu. Çizelge üzerine yalnızca doğrultular geçirilmiş (Şekil 4), çok daha ender ve çoğun çok belirsiz olan hareket yönündeki görelil ölçüler şekillendirilmemiştir. Bu çizgili gösterme, en büyük eğim çizgilerine dikeyleri nesnelleştiren iki büyük doğrultuyla (tektonik yönelmeyle bütünüyle ilintisiz) ilgili eşit sıklıkta iki ölçü dizisini (KG ve DB) gerçekleştirir. Bu çizelge bütün değıldir, eksen ölçüleri kuşkusuz yüzeyleme koşullarına bağlıdır (ara doğrultuların gösterilmesi az ya da yok). Kristal pirosabllerin çökelleme devresi süresince Beşkonak göl teknesinin dış şeklinden yeterince sözeden bir görünüme sunar.

Yastık Yapılan

Tanımlama. Beşkonak volkanotortul oluşukları içinde kesitlerin çıkarılması sırasında, 10 sm kalınlığında ve za-



Şekil 3: Kızılcahamam KD'sunun jeoloji haritası (Fourquin ve Faicheler'in haritalarından).
Figure 3: Geological map of NE of Kızılcahamam (From the maps of Foirquin and Paicheler).

Açıklamalar:

Yüzeysel Oluşuklar

- 1 – Çağdaş alüvyonlar
- 2 – Eski alüvyonlar
- Tersiyer Dizisi
- 3 – Olivinli son bazalt
- 4 – İ/evha eklemli andezit
- 6 – Andezit ve volkanotortul kökenli camı fasiyesi
- 6 – Üst trakit
- 7 – Riyolit ve trakitik ignimbrit ve kızgın bulutlar
- 8 – Beskonak karasal istif: fosilli diatomit ve volkanotor

tul göl sökelleri

- » – Üst trakiandestit
- 10 – Volkanokırıntılı katman
- 11 – Bazaltik ve andezitik lav birikimi
- 12 – Andezit ve bazalt nitelikli lav blok ve cüruf fasiyesi
- 13 – Volkanotortul ve kırıntılılar (Çakıltaşı, breş, kumtaşı ve

piroUaslitler

- 14 – Alt trakit
- 15 – Alt trakiandezit ve andezit lavları
- 16 – Volkanotortul katman, yanal olarak 16a ve İfif'yc geçer
- 16a – Okultaşı düzeyi
- 16b – Volkanokırıntılılar ve süngertası napları. Diatomit ge

SİS ve arakathıları.

- 17 – Olivinli ilk bazalt
- 18 – Taban kırıntılı ve volkanotortulları. Süngertasmae zengin
- belirli düzeyler. Bayan fosilli diatonütik aratabakalar.

İkinci Zaman Dizisi

- 19 – Krcetase tabanında plaket kirectagları
- 29 – Faylar ve uyumsuz dokanaklar

değende:

Surficial Formations

- 1 – Becent alluviums
- 2 – Ancient alluviums

Tertiary Sequence

- 3 – Becent basalts with olivine
- 4 – Andesite, with platy joints
- 6 – Vitric facies with andesitic a>d volcano sedimentary ori

gine

- 6 – Upper trachyt

1 – tgnimbrites and glowing clouds of rhyolithic and trach

ytic nature

8 – Beskonak continental sequence: fosilliferous diatomites

sattk volcanosedimentary rocks of lacustrine deposits

- 9 – Upper trachyandesites

IB – Volcanodetritic horizon

11 – Basaltic and andesitic lava accumulation

12 – Facies of lava blocks and scoriaes of andesitic and ba

saltic nature

13 – Volcanosedimentary and detritic rocks (Conglomerates,

Breccia, Sandstone, Pyroclastites etc)

- 14 – Lower trachyt

15 – Xower trachyandesitic and andesitic lavas

16 – Volcanosedimentary horizon, it passes to 16a and 16a la

teraiy

16a – Gravel horizon

16b – Volcanodetritics and pumice covers. Diatomite alternate

ons and passes

- 17 – Initial basalt, olivinous

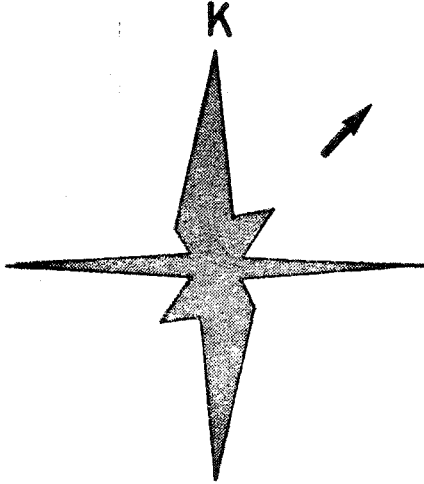
18 – Base detritics and volcanosediments. Certain horizons

rich by pumice. Sometimes fosilliferous diatomitic intercalations.

Secondary Sequence

19 – Cretaceous basement with platy limestones

20 – Faults and discordant boundaries



Şekil 4: Ok yapısal doğrultuyu göstermektedir

Figure 4: Arrow indicates to structural direction

yıfça pekişmiş pirosablitten oluşmuş bütünüyle dikkate değer bir düzeyi gözleme olanağım bulduk. Havzanın tüm yayılımında görülen bu düzey ovoid bigiminde yuvarlaklaşmış, hiçbir zaman üstüste yığılmamış ve tabakalaşmaya göre yassılaştırmış kitleler durumunda bütünüyle parçalara ayrılmıştır. Yuvarlaklar kendi aralarında zayıf olarak bağlantı geliştirmiş olabilirler ya da tersine iyice tekçeleşmiş olabilir. Fakat yastıklar arasında onları bütünüyle sarmak için aşağıdan yukarı doğru sıkılan çok ince pelitik hamur içinde yüzerler. Yaklaşık 5 sm yüksekliğe karşı 5-10 sm uzunluğundaki bu sonuncular genel olarak hemen hemen koşut üst ve alt yüzlere sahiptir. Alt kısım hafifçe içbükeydir. Sorumlu olayın dinamiğini iyice anlamak için havzanın tarihçesini daha geniş bir litolojik çerçeveye içine yerleştirmek gereklidir (Şekil 5). Ortam koşullarının belirli yatay duraylılığını tanımlayarak, gözlemin olanaklı olduğu havzanın her yerinde, çökel istifleri benzerdir. Bu kaya istifi aşağıdan yukarı doğru (Şekil 5):

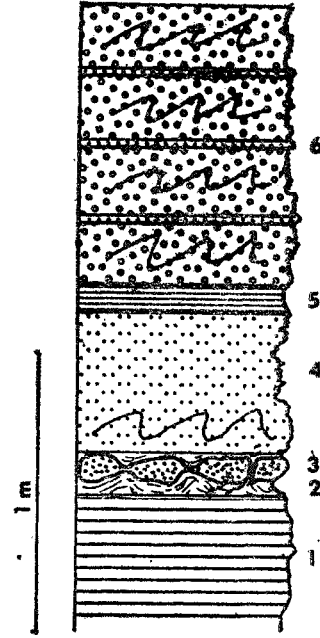
1. Demirli vaküoller şeklinde ve daha ender olarak demir ya da manganezin milimetrik katmanları şeklinde zenginleştiği zirveye doğru sertleşen masif beyaz diyatomit. Bu sıranın yüzeyi, çoğun delinmiş (yuva ya da köklerle), bazan büzülme çatlakları gösterir. Bazı yaprak kalıntıları kapsar.

2. Fosilli (yaprak, hafif tohum, çok iyi korunmuş çok sayıda böcek, bol kuş tüyü kalıntıları) koyu ve açık renkli laminalar ardalanması ile tanımlanan 5 sm kalınlığında çok ince pelitik tortullaşma. Arasına temele doğru büzülme çatlakları verir.

3. Başlıca volkanik kaya kırıntıları ve biyotitle birlikte plajyoklaz kristalleri ve süngertaşlarından bileşik zayıfça pekişmiş pirosablitten oluşmuş, "yastıklı" düzey.

4. Çok ezilmiş, ve fazla sertleşmiş, temeli silindirik durumda kayma şekilleri gösteren 50 sm kalınlığında kristal pirosablitler (0.1-0.3 mm).

5. Büzülme çatlakları ve yuva izleri gösteren pelit çökeli. Burada Anoures kurbağa yavruları ve yapraklar toplanmıştır.



Şekil 5: Pseudo-nodüllü bankın saptandığı (<?) litoloji istifi

Figure 5: Lithological sequence in which pseudo-nodule bank were recorded in it.

6. İki ya da üçü camı mezostaz (hyaloklast) içinde toplanmış ya da yalıtılmış plajyoklaz kristal pelitleri ve pirosablitlerin 1 m üzerindeki katmanlarının ardalanmaları. En ince düzeyler iyi korunmuş uçucu ve su böcekleri, Anoures kurbağa yavruları, yaprak ve danelerce zengindir. Temel bazı "oturma yapıları" ortaya koyar. Tüm bu oluşuk, özellikle kuzeye doğru daha büyük sığada kaymalar içinde arasıra yeniden başlamıştır.

Yorumlama. Diyatomitik bank (1) zirvesine doğru bir pelitik (2) çökel, üzerinde böcek ve kuş tüyleri yapılmış olan çamurun izlediği teknenin genelleştirilmiş kuruma izlerini gösterir. Bu kalıntılar, burada kendilerine eşlik eden kuruma çatlakları gibi periyodik kuruma ile az su derinliğini tanıtlar. Ayrıca etkin volkanizmanın tortul yankısı, kristal ve sünger taşı sabliti (3), konu yaptığı parçalanma ile 4 düzeyinde kayma şekillerinin gelişimi ile belirtilen duraysızlık dönemini işaretler. "Yuvarlı kat" (3) içinde bulunan litoklastlar riyolitlerin (Şekil 2, 7) yerleşmesine bağlanmıştır. Yüzeyleme durumunda bilindikleri havzanın kuzeyine doğru, teknenin morfometrik gelişiminde başlıca rol oynayan kızgın bulutlarla birlikte olan püskürücü asit yayılmalarının işaretidirler. Bu duraysızlık çok sığ su kütlesi altında (büzülme çatlakları ve yuva delikleri izleri) altında pelit çökmesi (5) ile ilgili durgun dönem sırasındaki tortullaşmayı (6) özgülleştirmeyi sürdürecektir.

Burada çok özel olarak bizi ilgilendiren "yastık yapıları" özel bir alterasyondan sonuçlanan yuvarlar şeklinde bir kopma ve yumrulanmayı hiçbir şekilde hesaba katamazlar, fakat aslında sürekli bir katın parçalanmasından doğmuşlardır. Bu kitlelerin oluşumu çökmenin çağdaş (yumrulu şeyi ya da silisli kireçtaşı gibi tortul kayanın oluşumu ile ilişkide kullanılan sözcük) olguları içinde aranmış olmalı-

dır. Benzer ya da çok yakın yapılardan psödonodül (Macar, 1948, 1951; Macar ve diğerleri, 1950) ya da yuvar ve yastık yapıları (Potter ve diğerleri, 1963; Reineck ve diğerleri, 1973) adı altında literatürde söz edilmiştir. Öte yandan gözlenmiş benzer tüm biçimlerin bir katalogunu burada düzenlemek amaçlarımız arasında değildir. Fakat Beşkonak havzası psödonodüllerinin bütünüyle özel oluşumunu göstermek için bilinen farklı türlerden kaynaklanarak bir karşılaştırma kurabiliriz.

— Literatürde belirtilen örnekler, bu kitlelerin çoğunun genellikle mikalı, killi ya da ince kumlar içinde, hatta bu yatakların şekil değiştirmesi ile dikkate değer iç yapıları gösteren ince tabakalanmalı kireçtaşları içinde de daha iyi geliştiklerini belirtirler. Burada, parçalanma ile ilgili geç kökende, hiçbir yapının "yastıklar" içinde ayırdedilemediğini açıklayan, tabakalanması olmayan dansel olarak tekdüze (kristaller, yaklaşık 1 mm'lik volkanik kayalar ve süngertaşı kırıntıları) piroklastik kumdur.

— Ayrıca, havzanın tüm genişliği üzerinde bitişik psödonodüller, farklı yazarların gözlemleri aynı yatak içinde üstüste gelebilen değişen frekansta, kapsadıkları yuvarlardan çok kaim katlar üzerine taşınmalarına karşın aynı plan içinde kalan katları doldururlar.

— öte yandan incelenmiş tüm yapılar, daha çamurlu hidroplastik bir temel içinde kumlu bir tortulun yanal yer değiştirmesiyle birlikte rastlanan, düşey inişten doğarlar. Bu iki hareket çok değişken görelî önemde oluşur. Şimdiki durumda, alt pelitik düzeyin (2) az kalınlığı nedeniyle, zorlama azalmıştır ve yanal yer değiştirme değersizdir. Pelit, doğrudan diyatomit (1) üzerine gelen "yuvarlar" dengesinde arasına kaybolabilir.

Böyle biçimdeğişmelerine neden olmaya elverişli çoksayıda etkili olgu çoğun çekime, su altı morfolojisine ve tortulun özgül fiziksel özelliklerine bağlı düşey ve yanal hareketlere eşlik edecekleri ileri sürülmüştür. Beşkonak volkanotortul oluşukları içinde gözlenmiş olan psödonodülleri açıklayacak bir parçalanma bölgesel volkanik etkinlikle bağlantılı yersarsıntılarına bağlanabilir. Gerçekten, Kuenen (1958)-in deneysel olarak gösterdiği gibi, henüz suya az ya da çok doygun tortul toplulukları (pelitik düzey üzerine çıkan kum tabakası)'na uygulanmış şoklar kumlu katın yıkılmasından doğmuş parçalar arasında oluşan boşlukları dolduracak olan en ince ve çok akışkan çökellerin tiksotropik özelliklerini daha keskinleştirebilirler. Kuenen (1958) sismik etkinliğin sonuçladığı psödonodüllü bu yatakları belirtmek için "quake sheet" terimini önerir.

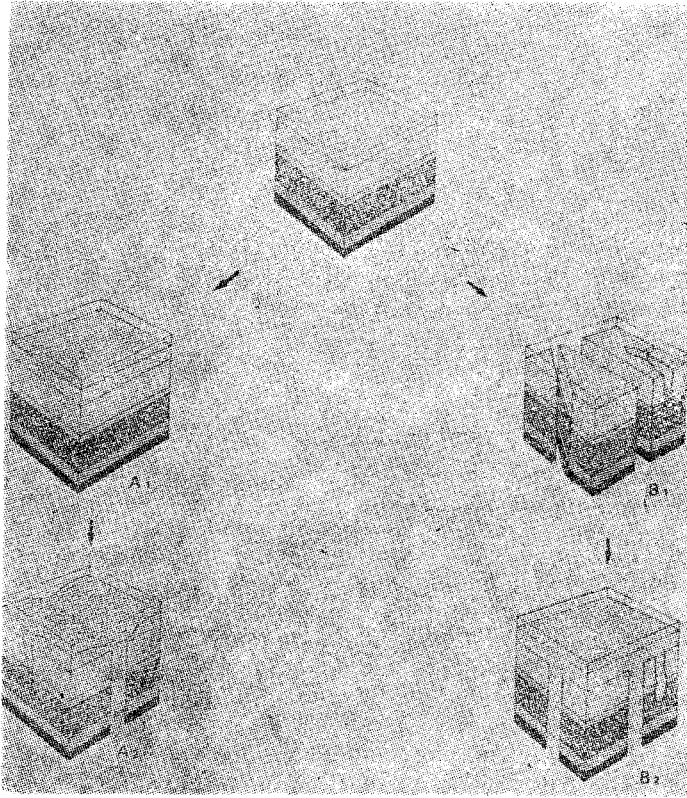
Oluşukçi Klastik Damarlar

Yer bilimciler çok uzun zamandanberi, boşlukları kırıntılı tortullar ile sonradan dolmuş, kaya çatlaklarını incelemiş ve gözlemlemişlerdir. Beşkonak istifi içinde, varlığı tortulaşmayı etkileyen ve eşlik eden bazı olguları açıklayan ve yatay tabakalar istifini dikey olarak kesen özel tortul kitlelerin çok sayıda örneği tarafımızdan da gözlenmiştir. Bu yapılar damarlara benzer ve yalın olarak yüzeysel ya da çok derin olabilen kırıklar boyunca tabaka topluluğuna giren yabancı gereçten oluşmuşlardır. Böyle tortul olgularla ortaya konan oluşumsal ve dinamik sorunlara yaklaşımadan önce eski incelemelerin bir hatırlatmasını yapmak istemekteyiz.

Tarihçe. Bu yapıları belirlemek için klastik dayk terimi ilk kez 1903'te Newsom tarafından kullanılmıştır, fakat Diller (1890)'in kumtaşı daykları olarak adlandırdığı böylesi oluşukları 1833'den sonra Darwin, 1849'da da Dana gözlemişlerdir. Çok değişmiş litolojik birlikleri kesen bu dolgu damarları üstüne yapılan çok sayıda inceleme yüzyıl başında ABD'de yayınlanmıştır (Lawler, 1923; Jenkins, 1925; Russel, 1927). Pruvost (1943) ve özellikle Shrock (1948) da konu üzerine bilgileri ayrıntılandırmıştır. Klastik damarların daha güncel anlatımları Moret (1945), Waterstone (1950), Gottis (1953), Vitanage (1954), Dzulyński ve diğerleri (1956) ve Smith ve diğerleri (1958) tarafından verilmiştir. Potter ve diğerleri konuyu 1963'de yeniden gözden geçirmişlerdir. Bu yapıların incelenmesinin sağladığı açık yararlar hâlâ çok güncel bazı çalışmalara neden olmaktadır (Harms, 1965; Peterson, 1966; Andrieux, 1967).

Damarların Doğası ve Durumu, Çevreyen Kayalarla ilişkileri. Beşkonak istifi diyatomitik ve volkanokmmtılı tortullarını kesen klastik damarlar 50 sm'den yaklaşık 10 m'ye kadar bir yükseklik için (derinlik tahmini, yüzeyleme koşulları ile çok ince verilmiştir) kalınlığı 20 sm'den 2 m'ye kadar değişebilen düşey tortul kitleler biçiminde görülür. Gürcü Dere senklinalinin zayıfça tektonize olmuş tabakalarını kesen bu unsurları, 20 m'den maksimuma kadar sürekli yüzeylemeler üzerine gözlemleri taşıyarak doğrultu üzerinde izlemek çok güçtür (Levha II, Şekil 5, 6 ve 7). Hiçbir zaman düzeni bozmayan farklı litolojik doğadaki aralanmalar arasında kalınlığın genellikle kaydedilebilir ölçüde değişimi olmaksızın izlenirler. Kesilen tabakalar, hattâ en dayanıklıları bile, eğer bazan olduğu gibi bu tektoniğin etkisi ile oluşmamışsa (Levha II, Şekil 3), bozulmadan ve tersine dönmeden (Levha n, Şekil 1, 2 ve 3) düz duvarlar şeklindedir. Bu tortul kitlelerin üst kesimi hiçbir zaman onu kesmeyen aynı kırıntılı gereçten oluşmuş tabakanın duvarına aşılır. Süngertaşı, plajyoklaz kristalleri ve boyu 0.1-5 mm arasında değişen volkanik kaya parçalarının (bazı riyolit parçalarının eşlik ettiği başlıca trakitik gereç) oluşturduğu kötü sınıflanmış ve pekişmiş (Levha IÜ, Şekil 5 ve 6) kaba bir tortuldan bileşiktir. Demir oksitle fazla yüklenmiş mezostaz, vitroklastik ince tozlardan başlayarak oluşmuş değişken önemde bir hamur ile temsil edilmiştir. Aşağıya doğru damarların incelenmesi yankayaların litoloji türünden değildir. Fakat aşağıda bulunan tortul istif içindeki herhangi bir petrografik doğadaki tortullardan oluşmuştur. Damarın içinde bulunduğu tabakanın kalınlığı çok değişkendir (20 sm'den 3 m'ye). Bu değişkenlik tehlikeli değildir, fakat damarı örttüğü yerde sıra bölünmesine bağlanmış gibidir. Gerçekten ya değişmeden bu sonuncuyu kesebilir ya da havzanın bazı özel noktalarında damarların yoğunluğunun ve duvarlarının işlevi olarak kesişme noktalarında kalınlığı azalabilir. Salıncıköy yakınında gözlenen ayrıcalıklı bir durumda bu tabaka damar topluluklarının çevresinde giderek incilir. Son olarak tüm bu yapıların hiçbir seçilmiş yönlendirme göstermediklerini ve hiçbir durumda tektonik kökenli eski kırıklar ile yapısal olarak denetlenmiş gibi düşünülmediklerini belirtmek gerekir.

Yorumlama. Beşkonak tortul havzasında dolgu damarlarında yapılan gözlemler (iki düzeyi ilgilendiren 21 gözlemden yalnız 17'si) oluşum tarzı sözkonusu olduğunda sorunlu kalır. Gerçekten de olguların anlam ve karışmalarının anlaşılması zorunlu olarak birbirinden farklı oluşum dönem-



Şekil 6: Klastik damarların oluşumunu gösteren kronolojik olaylar.
 a — Altındaki kaya birliği (volkanokırıntılı düzeyler ve diatomit ardalanması)
 b — Volkanotortul (plajyoklaz kristalleri, süngertaşları ve volkanik kaya kırıntıları)
 A1 ve A2—Çökme, «atlama, çatlakların dolması ve b'nin tavanında bir çöküntünün oluşması
 B1 ve B2—Çatlama, dolma ve b'nin yatay çökmesi

Figure 6: Chronological events of the formation of clastic dykes.

- a — Underlying rock units (volcanodetritic horizons and diatomite intercalations)
 b — Volcanosediment (Plagioclase crystals, pumice and volcanic rock detritus)

A1 and A2—Precipitation, fracturing, filling of fractures and formation of a depression on the top of b,
 B1 and B2—Fracturing, filling and horizontal precipitation of b.

İçerinin kronolojisi, dolgu gerecinin doğası, dolgu dinamiği (aşağıdan ya da yukarıdan başlaması) ve kırılma tarzları ve nedenlerinin tanınması ile olanaklı olur. Tüm bu damarlar duvarlarında oluşturdukları seçilmiş düzeylerle aynı tortul niteliği gösterir. Bu ayrıcalıklı tabakalar her dönem için diatomitlerin, ince killerin ve daha ender olarak yeniden düzenlenmiş süngertaşı düzeylerinin (Şekil 6, a birliği) çökdikleri olağan tortullaşma döneminden sonra kabaca boşalmış volkanik püskürmelerin (Şekil 6, b düzeyi) ürünlerinin birikmesinden oluşmuştur. Bunların herbiri havzanın tortullaşma tarihinin iyi belirlenmiş anında kaydedilen ve volkanik ortama ilişkin dikkate değer bir olayı tanıtlar. Paroksizmaya ilişkin püskürmeler, az ya da çok önemli bir doğru üzerindeki çatlakların ve düzensiz şekilli az derin yalın yarıkların su altında açılmalarını sonuçlayan yersarsıntılarının önce gelmiş, eşlik etmiş ve izlemişlerdir. Bu

kırılmayla aynı zamanda gösel teknenin tabanını kaplayan çökeller (bu çökellerin şimdiden gelişmiş uygunluk şeklini kapsayan) havza içine doğrudan fırlatılmış ya da buraya zayıf bir değişimin ardından çok hızla ulaşan piroklastik gerecin büyük miktarlarından yayılmışlardır. Damar ya da damarların düşeyindeki yatay "besleyici" tabakanın farklı bölümleri, piroklastik ürünlerin tortullaşma alanına kırılmadan önce, sonra ya da sırasında gelmeleriyle olayların sırasında değişiklikler doğar. Eğer açılma çökmeden önce olursa (Şekil 6, B1 ve B2) ilk anda havza tabanında b tabakasından olağan olarak yayılmış çökeli izleyen dayklar dolacaktır. Eğer tersine gevşeme dönemi çökmeden sonrası gerecin aşağıya inmesi ile bir bulaşmayı, dolayısıyla doldurulacak hacmin işlevi olarak az çok önemli bir çöküntünün oluşumu ile tanımlanan gereç kaybı oluşur (Şekil 6» A1 ve A2). Bu sonucu piroklastik gerecin yerel olarak tümünün doldurma için kullanılmış olmasını açıklayan damar frekansıyla orantılıdır.

İncelenen durumda iki olasılık elde edilseydi, gereç kaybı ile oluşmuş çöküntü, genellikle yok, havzanın belirli noktalarında ve özellikle damarların çok sayıda olduğu Salıncık'ta bütünüyle gözlenebilirdi. Bu durumda püskürmeyle eşzamanlı ya da hemen önceki ve aynı püskürmenin ürünleri ile doldurulmuş kırıklar dizisinin açılmasını kabul etmek gerekir. Duraysızlık evresi sürerken dolmayla oluşan tortul kaybı az temsil ile, hattâ havza tabanında b çökelinin yokluğu ile ifade edilerek, yeni çatlaklar çökme sonrasında açılır ve çabucak aşınırlar. Açılma ve dolma her zaman, kısa bir zaman aralığı dışında eşzamanlıdır. Bazı açılmalar kuşkusuz sonradan ortaya çıkan olaylar gibi kabul edilmiş olabilirler, yani b çökelinin örtülmesinden sonra, çok geriden gelir. O halde b'nin üzerine gelen daha genç düzeyler içinde aynı çöküntüleri izlemek durumunda kalacağız. Ayrıca tüm bu kırıklar aynı sıra içinde onu hiç aşmaksızın yukarı doğru sistemli olarak zayıflayabilir. Son olarak bir başka süreç, tüm çatlakların çökmesinden sonra b örtüsü altında açılmış olabilecekleri tarzda düşünülür, b kırıklı tortulunun tiksotropik özelliklerini etkileyerek, temel duraysızlığı yerinde gerçekliğini sağlamış olabilecektir. Çöküntüler gereç kaybının önemli hattâ tümünden olduğu havzamn yalnızca çok kırılmış belirli kesimlerinde yerel olarak tabaka tavanının yataya getirilmesini sağlayacaktır.

Bu durumda bu inceleme ile Begkonak klastik damarlarının kendilerini içeren çökellerin yaşında olduğu saptanmıştır. Oluşuküçü olarak nitelendirilebilirler. Kırıkların açılmasına (farklı yoğunlaşma, büzülme çatlakları, eski kırıkların atımı, sualtı kaymalar mm hareketinde açık izler vb) ve dolmalarına (yukarıdan ya da aşağıdan, hattâ yanal olarak gereç itilmesi) gelince böyle tortul kütleleri tanımlayan çok sayıda yazar farklı süreçler ileri sürer. Gözlemlerin ayrıntılı çözümlemesi farklı yazarlarca (Fruvost, 1943; Shrock, 1948) getirilmiş olduğundan anlatılan durumların açıklanmasına girmek gereksizdir. Havzada su altında açılmış ve aşınmış, tortullaşmayla çağdaş kendiliğinden dolmadaki ve yakın çevreyle sıkı bağlantılı böyle damarlar ayrıcalıklı bir nitelik gösterirler.

GENEL SONUÇLARI

Beşkonak göl havzası, Kuzey Anadolu'nun çok önemli yüzeylerini kaplasa da, çağdaş olarak iyi tanınmamış tortul olaylar topluluğunun bir bölümünü oluşturur. Bu tortullar

değişik önemde coğrafya birimlerinden (bir'den birçok yüz kinaye kadar) oluşurlar ve stratigrafik olarak Lütesyen'den üst Miyosen'e kadar dağılır.

Hamam ve Gürcü Dere vadilerinde çok özel olarak eklenmiş inceleme alanının seçimi değişik ve yoğun bir organik varlığın kanıtı olan fauna ve floranın iyi korunmuş olmasından ötürü yapılmıştır.

Çökellerin ayrıntılı incelemesi ve paleocoğrafya kapsamının elden geldiğince bertaraf edilmiş bilgisi, organik etkinliği ve tortullaşmayı denetleyerek ortamı oluşturan volkanobiyotortul sistemi tanımlayan parametreler topluluğunu belirler.

Havzanın evrimi, Akdeniz türü sıcak iklimin (Paicheler, 1975), coğrafik çevrenin ve çok önemli volkanik duraysızlığın (eşlik eden olaylar ve püskürmeler) üçlü zorlaması ile gerçekleşen yönlendirilmiştir.

Bu havza türünün nitelikleri oluşuküçü yapılar ve piroklastik çökeller çevrenin tortullaşma içindeki izleri olarak düşünülmelidir.

Herşeyden önce incelenen paleocoğrafya ve paleoekoloji görüşünden başka, Beşkonak tortul katmanlarının ve bunu oluşturan volkanizmanın incelenmesinin yerel çevreden çıkan stratigrafi sonuçları içinden çıkarılması gerekmektedir. Birbirlerine göre desteklenmiş ve aynı püskürmeden doğmuş yüzeysel volkanik kiteller ile yanal olarak bağlantılı volkanokırtılı çökellerin sistemli incelemesinin yararı belirgindir. Kullanışlarını klasik, fakat sınırlı havzalar içinde çoğu zaman az belirgin olan paleontoloji yöntemleri ile yarıştırmaksızın, tamamlayıcı katı stratigrafi kanıtlarını sağlamaya elverişlidirler. Oluşturucu mekanizmaların, yayılma ürünlerinin doğasının ve farklı yerleşme tarzlarının bilgisine dayanarak kullanılan tefrokronoloji Kuzeybatı Anadolu'nun çok sayıdaki karasal havzalarını kendi aralarında ve Anadolu'nun Tersiyer jeoloji tarihi sırasındaki deniz düzeyi dalgalanmalarına göre azçok yakın denizel istifleri ile bağlantı kurulmasını sağlar.

(J. C. Paicheler'in Fransızca olarak hazırladığı metin Vedat OYGÜR tarafından Türkçeleştirilmiştir, Ur.)

DEĞİNİLEN BELGELER

- Andrieux, I., 1967, Etude de quelques filons clastiques intraformationnels du flysch albo-aptien des zones externes du Bif (Maroc), Bull. Soc. Géol. de France (7), C. ES, s. 844-849.
- Beaudoin, B., 1972, Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire, à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes Subalpines méridionales, Thèse de Docteur Ingénieur, 143 s., Caen.
- Chaput, E., 1931, Notice explicative de la carte géologique au 1/135 000 de la région d'Angora (Ankara), Bull. Fac. Sc. Univ. İstanbul, No. 7/3, s. 1-46.
- Dana, J. D., 1849, Geology, United States exploring expedition during the years 1838, 1839, 1840, 1841, 1842 under the command of Charles Wilkes, U.S.N., C. 10, 756 s., Philadelphia.
- Darwin, C., 1851, Geological observations on coral reefs, volcanic islands on South America, Part III, London, Smith Elder Co.
- Diller, J. C., 1890, Sandstone dikes, BuH. Geol. Soc. of America, C. I., s. 411-442.
- Dzulynsky, St., ve Radomski, A., 1956, Clastic dikes in the Carpathian Flysch, Ann. Soc. Géol. Pologne, 26, s. 22B-284.
- Fourquin, C., 1966, Rocks composed of volcanic fragments ana their classification, Earth Sc. Rev., fas. 1, s. 187-198.
- Fourquin, C., 1975, L'Anatolie du NW, marge sud du continent européen histoire paléogéographique, structurale et magmatique, Bull. Soc. Géol. de France., dizi, C. XVII, No. C.
- Fourquin, C., Paicheler, J. C., ve Sauvage, J., 1970, Premières données sur la stratigraphie du "Massive Galate d'Andesites": étude palynologique de la base des diatomites miocènes de Beskonak au NE de Kızılcahamam (Anatolie-Turquie), C. R. Acad. Sc. Paris, (D), 270, s. 2253-2255.
- Gottis, C., 1953, Les filons clastiques "intraformationnelles" du "flysch" numidien tunisien, Boill. Soc. Géol. de France, 6. dizi, C. III, Fas. 9, s. 775-783.
- Harms, J. C., 1965, Sandstone dikes in relation to Lamaride faults and stress distribution in the southern Front Range, Colorado, BuU. Soc. Geol. of America, C. 76, No. 9, s. 981-1002.
- Jenkins, O. P., 1925, Clastic dikes of eastern Washington and their geologic significance, Am. Journal of Sc., (5), 10, s. 234-246.
- Kuenen, P. H., 1958, Experiments in geology, Trans. Géol. Soc. Glasgow, 23, s. 1-28.
- Leonhard, R., 1903, Geologische Skizze des galatischen Andesgebietes nördlich von Ankara, N. Jb. Min. B., 16, s. 99-109.
- Lombard, A., 1956, Géologie sédimentaire, les séries marines, Ed. Masson, Paris, s. 722.
- Lawler, T. B., 1923, On the occurrences of sandstone dikes and Chalcedony veins in the White River Oligocene, Am. Journ. of Sc., (5), s. 160-172.
- Macar, P., 1948, Les pseudo-nodules du Famennien et leur origine, Ann. Soc. Geol. Beige, C. LXXVI, s. B 47-74.
- Macar, P., 1951, Pseudo-nodules en terrains meubles, Ann. Soc. Géol. Belge, C. LXXV, s. 111-115.
- Macar, P., ve Autun, P., 1950, Pseudo-nodules et glissement sous-aquatique dans l'Emsien inférieur de L'oesling (Grand Duché de Luxembourg) Ann. Soc. Géol. Beige, C. LXXIII, s. B 121-150.
- Milch, L., 1903, Die Ergussgesteine des Galatischen Andesgebietes, N. Jb. Min. B., 16, s. 110-165.
- Moret, L., 1945, A propos du mode de formation des filons olastiques, Trav. Lab. Géol. T.Jniv. Grenoble, C. XXV, s. 53-55.
- Newsom, F. F., 1903, Clastic dikes. Bull. Géol. Soc. of America, C. 14, s. 227.
- Paicheler, J. C., 1973, Etude paléocologique et paleolimnologique d'un bassin lacustre tertiaire situé en Anatolie septentrionale (Turquie), Reunion Annuelle des Sciences de la Terre, Paris, s. 326.
- Paicheler, J. C., 1974, Contribution à l'étude d'un bassin biosédimentaire lacustre tertiaire situé en Anatolie septentrionale (Turquie), Ann. Univ. A.R.E.R.S., Reims, C. 13, Fas. 1, s. 17-23.
- Paicheler, J. C., 1977, Volkanotortul kayaların sınıflandırılması, Yeryüvarı ve insan, C. II, s. 3.
- Peterson, G. L., 1966, Structural interpretation of sandstone dikes, northwest Sacramento Valley, California, Geol. Soc. of America Bull., C. 77, No. 8, s. 833-842.
- Potter, P. E., ve Petti John, E., 1963, Paleocurrents and basin analysis, Springer Verlag, Berlin, s. 296.
- Potter, P. E., ve Pettijohn, E., 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures, Springer Verlag, Berlin, s. 370.
- Pruvost, P., 1943, Filons clastiques. Bull. Soc. Geol. de France, 5. dizi, C. XIII, s. 91-104.
- Einneck, H. E., ve Singh, I. B., 1973, Depositional sedimentary environments, Springer Verlag, Berlin, s. 439.
- Russel, W. L., 1927, The origine of the sandstone dikes of the Black Hills region, Am. Journ. of Sc., (5), 14, s. 402-408.
- Shrock, R. R., 1948, Sequence in layered rocks, New York, McGraw-Hill, s. 507.
- Smith, A. J., ve Rast, N., 1958, Sedimentary dykes in the Dalradian of Scotland, Geol. Mag., 95, s. 234-240.
- Strakov, N. M., 1957, Methodes d'études des roches sédimentaires, Ann. Serv. Inform. Géol., No. 35.
- Vincent, A., 1975, Etude palynologique des formations tertiaires lacustres du bassin de Kızılcahamam (Turquie-Anatolie), These 3ème cycle, Travaux de laboratoire de Paléontologie, Orsay.
- Vitanage, P. W., 1954, Sandstone dikes in the South Platte area, Colorado, Journ. of Geol., C. 62, s. 493-500.
- Waterston, C. D., 1950, Note on the sandstone injections of the Haven, Cromarty, Geol. Mag., C. 87, s. 133-139.

Yazının geliş tarihi:

16.3.1977

Düzeltilmiş yazının geliş tarihi:

1.12.1977

Yayıma verildiği tarih:

1.13.1977

MSVHA I: PLATE I.

Şekil 1: Ağaöz ve Demirciler arasında gözlenmiş "Slide Structure". Tortular kuzeyden güneye, resim üzerinde sağdan sola, yer değiştirmişlerdir. Aynı yaş ve aynı bileşimde kayalar içise girmiştir. Bu yerdeğiştirme, resimde iyi görünen, trakitik blokların havzaya gelişlerine eslik etmiştir. Bunların varlığı volkanizma ile hareket arasındaki yakın ilgiyi gösterir. Bu bloklar göl teknesi isine (ırlatılan ya da sonradan samur akıntılarına değişmiş kızgın bulutlarla ilişkili bloklar olmalıdır).

Figure 1: "Slide Structure" observed between Ağaöz and Demirciler. Sediments replaced from north to south, in figure from right to left. Blocks with same age and lithology are assembled. This replacement is accompanied by arrival of trachytic blocks, which can be seen in figure, to basin. Existence of these blocks points to the relation between movement and volcanism. These could be related with ejection directly to lacustrine through or glowing clouds which altered after to laaharic flow.

Şekil 2: Sonradan gilisleşmiş diatomitik gereç içinde "Slump Structure" (Kerimler-Salınköy arasındaki Ahlat vadisi).

Figure 2: "Slump Structure" in the silicificated diatomitic material (Ahlat valley in the midway of Kerimler and Salınköy).

Şekil 3: Diyatomite gerçek bir migmatit görünümü veren biçim değıştirme yapısı (Resmin alt kesimi). Tavan ve tabanda (Besimde g8sterUmemiştir), bozulmamış yatay bir litoloji sıralanması sürülmektedir.

Figure 3: A deformation structure which gives a real migmatite occurrence to diatomite (Lower part of figure). Undeformed horizontal lithological succession seen at up and down.

Şekil 4: Hareketin dinamiğinin sergileyen bir mikrokıvrımlanmanın yanal değışimi. Orta kesimde iki kumlu düzey gözlenmekte.

Figure 4: Lateral change of a microfolding which exposes the dynamics of movement. Two sandy level seen in midUe part.

Şekil 5: Gersek mikrokıvrımlanmalar olarak alınmayan silindirik yapılarından doğan budinaj.

Figure 5: Budinage generated from cylindrical structures which doesn't taken as true microfolding.

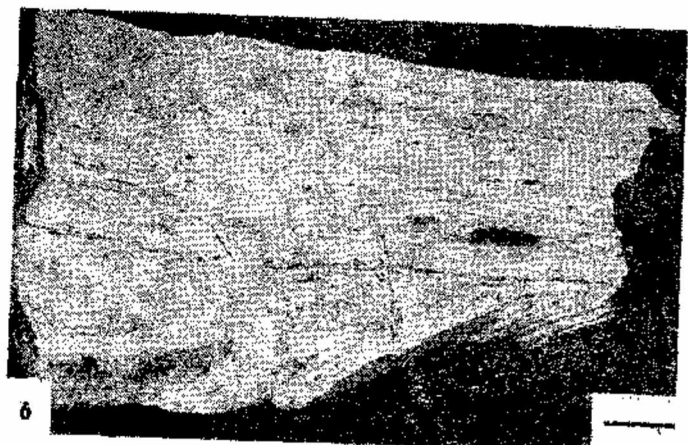
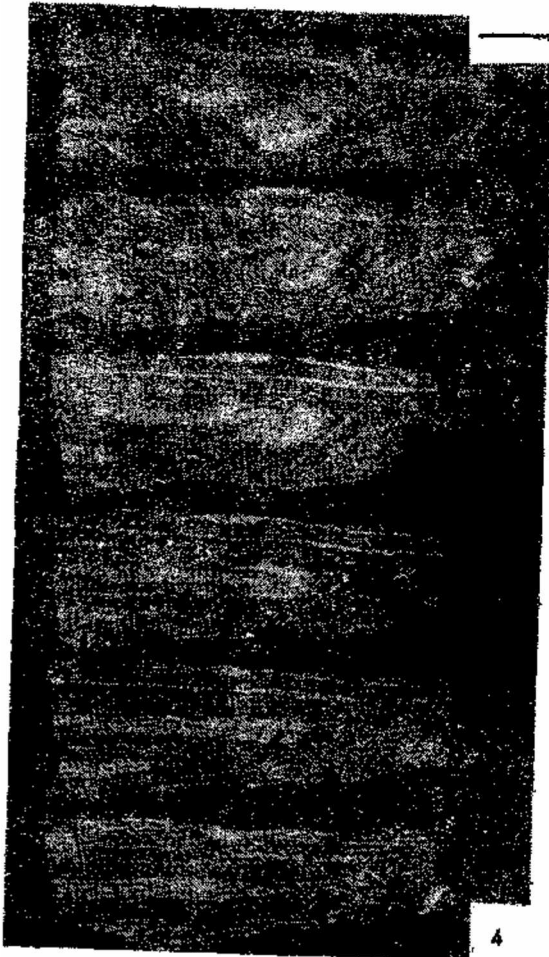
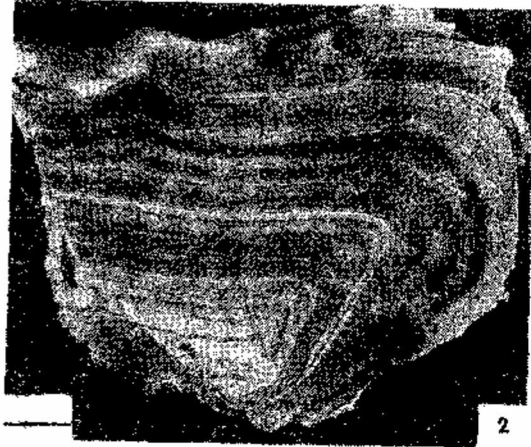
Şekil 6: Yatmış menteşeyi gösteren mikroluvrımlanma. Doğal olmayan düzeyin üst yüzeyi arkadan gelen kazımayla oluşmuştur. Bu ağınma daha kaba geresten kurulu ince bir tabaka ile belirlenmiştir.

Figure 6: Microfolding points the overturned charniere. Upper surface of the unnatural horizon is formed by drugging which came back. This erosion determined by a thin bed composed by coarser material.

Çizgisel Ölçek-Linear Scale

Şekil 1:	1 m
Figure 1:	1 m
Şekil 2-6:	2 sm
Figure 2-6:	2 cm
Şekil 3:	50 sm
Figure 3:	50 cm
Şekil 4:	1.5 sm
Figure 4:	1.5 cm
Şekil 5:	0.5 sm
Figure 5:	0.5 cm

LEVHA 1
PLATE 1



LEVHA II: PLATE II.

Şekil 1 ve 2: Gürcü Dere sevi üzerinde «izlenmiş klastik damar. Özelliklere I levha III, şekil 5 ve 6) sahip yatay tabakanın tabanından aşılmıştır. Damarın dokanalarında biçim değiştirmenin olmadığı durgunluk dikkat çekicidir.

Figure 1 and 2: Clastic dyke observed on Gürcü Dere slope. It generated from bottom of horizontal bed which have peculiarities (Plate III, Figure 5 and 6). Undisturbed contacts of dyke's certain.

Şekil 3 ve 6: Beşkonak istifini kesen klastik daykları başka örnekleri. Şek 3'te tabakalar sonraki tektonik ile hafifle bozulmuştur.

Figure 3 and 6: Other Samples of clastic dykes which cuts Beskonak series. Beds in Figure 3 disturbed slightly with posttectonic events.

Şekil 4: Oluştukları yatay tabakayı oluşturan volkanodetritik gresle dolmuş, çatlak.

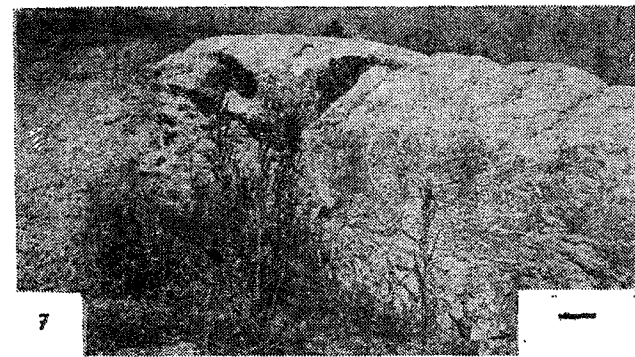
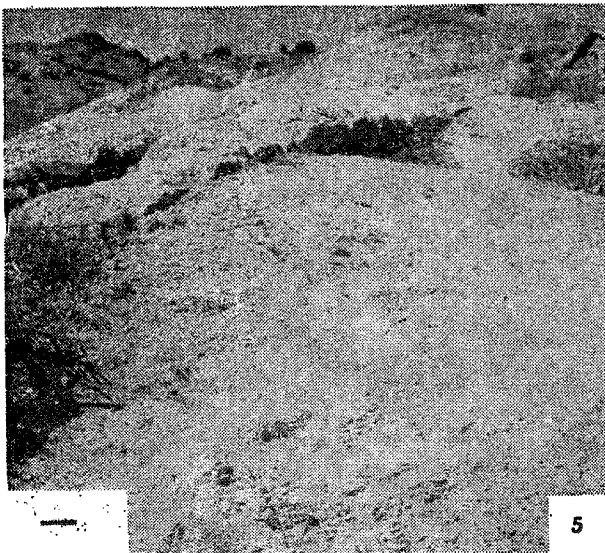
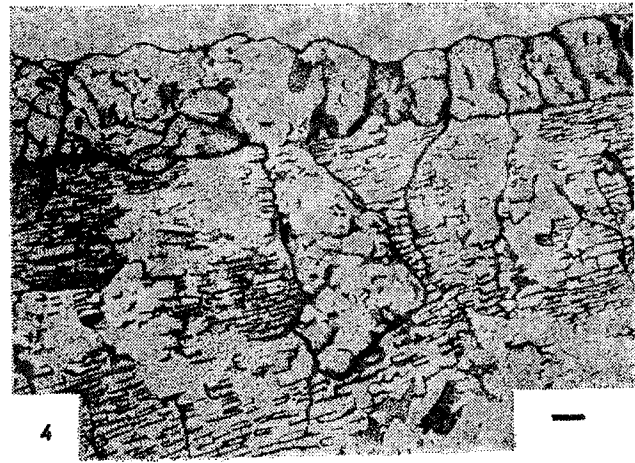
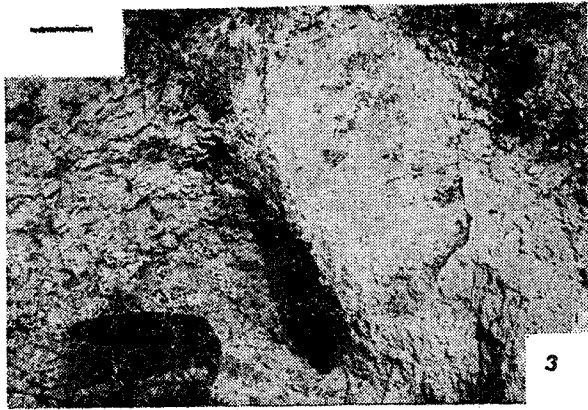
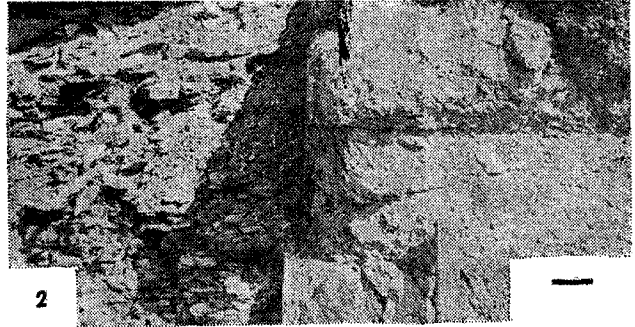
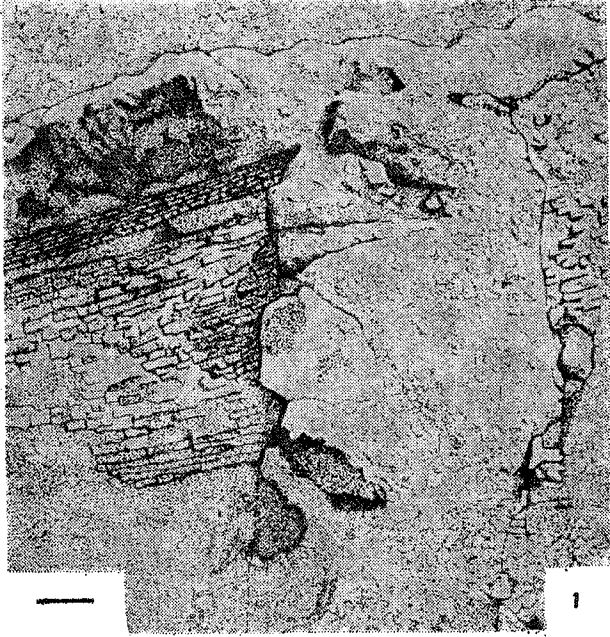
Figure 4: Dyke filled by volcanodetritic material which formed also mother bed.

Şekil 5 ve 7: Ağaöz köprüsünde gözlenmiş klastik damar. Kuzey (5) ve güney (7) köşeden görünüm.

Figure 5 and 7: Clastic dykes observed at Ağaöz bridge. View from north (5) and south (?) corner.

Çizgisel ölçek - linear Scale

Şekil 1:	15 sm
Figure 1:	15 cm
Şekil 2:	5 em
Figure 2:	5 em
Şekil 3,4 ve 6	10 sm
Figure 3,4 and 6	10 em
Şekil 5:	1 m
Figure 5:	1 m



U3VHA III: PI-ATE HI.

Şekil 1. ve 2: Camsı piroablite içinde süngertası parsaları. Bu süngertaşları sıklıkla yoksansu (2) ya da boru şeklinde (1) yapılar gösterirler.

Figure 1 and 2: Pumice particles in vitric pyrosablite. These pumices are express grassy (2) and tubular (1) structures.

Şekil 3 ve 4: Kristal piroablite. Plajyoklaz kristalleri ya soğun kahverengi saydam saçakla çevrelenmiş olarak ayrılmış ya (ta camsı ayayla birleşerek gruplanmışlardır.

Figure 3 and 4: Crystal pyrosablite .Plagioclase crystals are separated as transparent brown fringed or grouped by vitric halo.

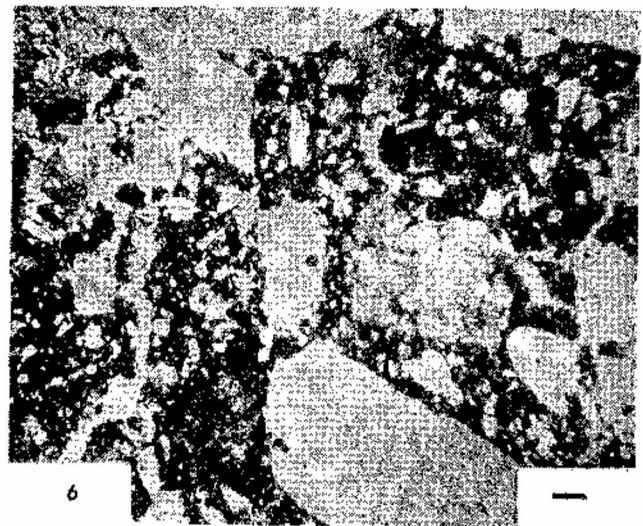
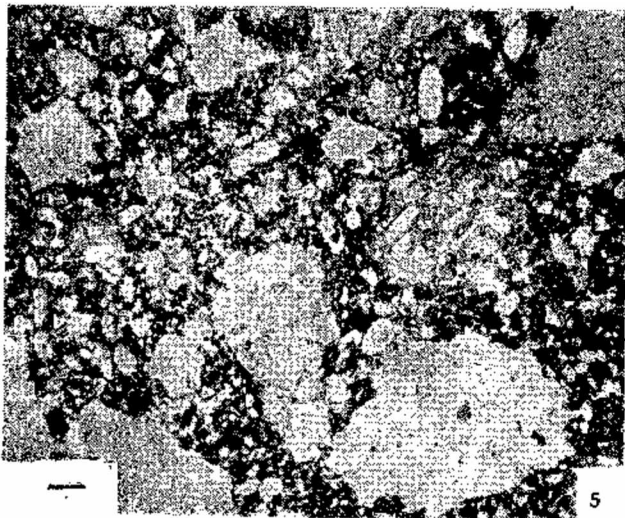
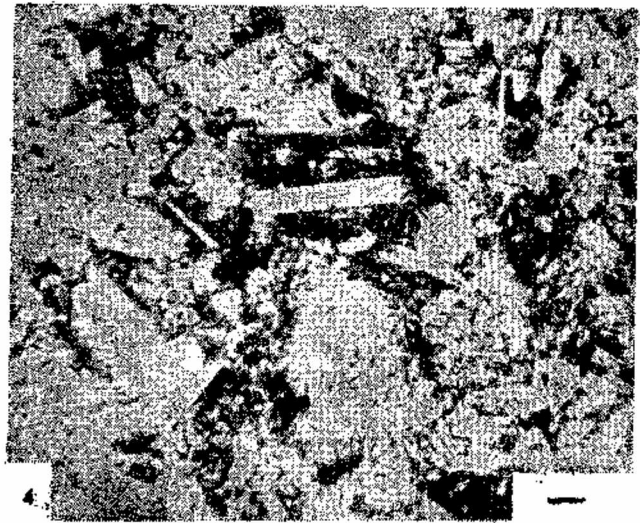
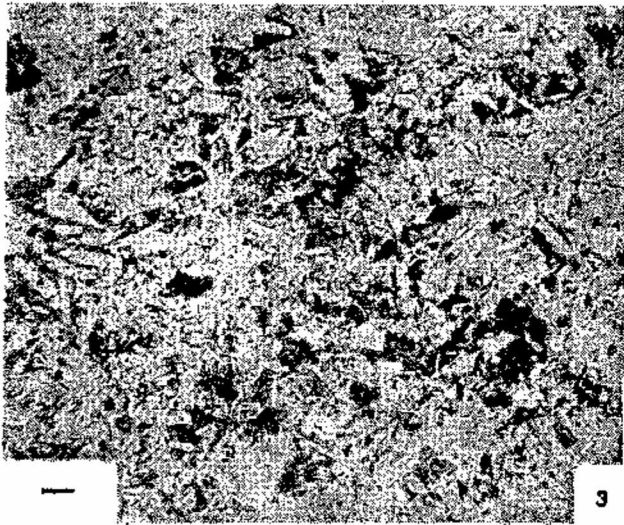
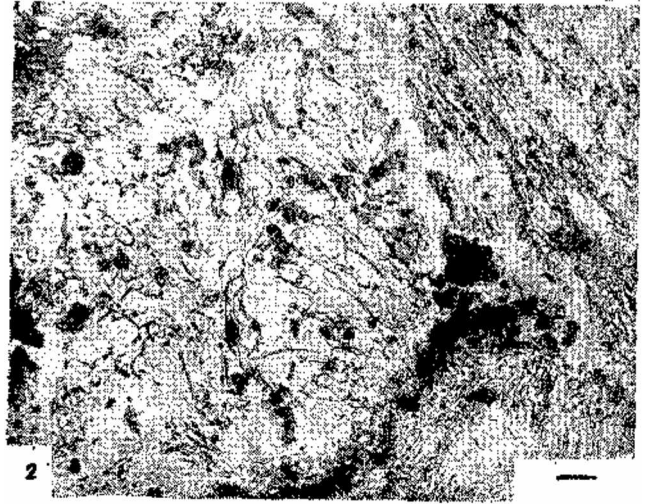
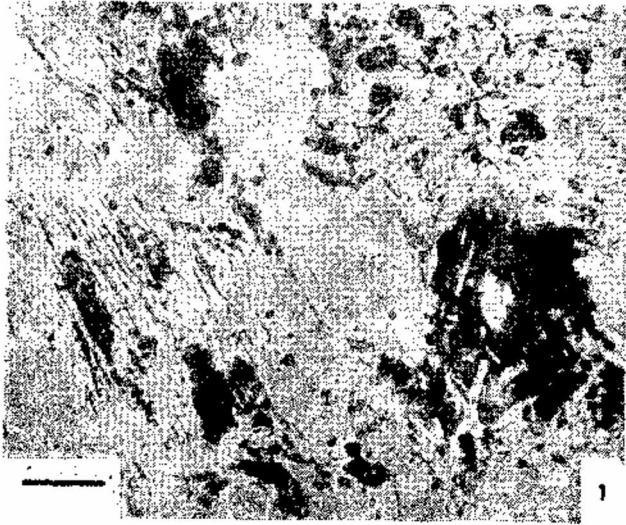
Şekil 5 ve 6: Birkaç ender riyolit parsasının eslik ettiği trakit kırıntılılarından oluşmuş litik piroablitler. Hamur demir oksitle yüklenmiştir. Örnek tabandan başlayarak sok sayıda klastik laman (6) besleyen yatay volkanokumtuh bir düzeyden (5) alınmıştır. Heriki durumda da bileşim ve yapı estir. Örnekleme Levha II - Şekil 1 ve 2'de gösterilmiş olan Gürcü Dere yüzeylemesi üzerinde yapılmıştır.

Figures 5 and 6: Uthyc pyrosablites composed by trachytic detritus which accompanied by few rare rhyolitic particles. Matrix stained by iron oxides. Sample were taken from a horizontal volcanodetrithic level which feed from bottom to many clastic dykes. In any case structure and composition are similar. Sampling were made at Gürcü Dere valley outcrop which is given in Plate II, Figure 1 and 2.

Çizgisel Ölçek - Linear Scale

Şekil 1,2,3,4:	0.1 mm
Figure 1,2,3,4:	0.1 mm
Şekil 5,6:	0.5 mm
Figure	0.5 mm

LEVIA III.
PLATE III.



Güzelsu Akseki Bölgesindeki Antalya Napları Üzerine Açıklama (Orta Batı Toroslar, Türkiye)

Precisions upon the Antalya Nappes in the region of Güzelsu - Akseki (Western Taurus, Turkey)

OLIVIER MONOD *Université Paris, Faculte d'Orsay, Laboratoire de Geologie Hmtorique, France*

ÖZ: Akseki ve Alanya arasındaki dar bir kuşakta, günümüzde yemden benimsendiği görülen otoktonist yorumun tersine, Antalya naplarına benzer üstüste binmiş birkaç nap yer almaktadır.

ABSTRACT: Antalya Nappes are shown to be present in a narrow zone between Akseki and Alanya, in contradiction to autochthonous ideas which have been recently put forward again.

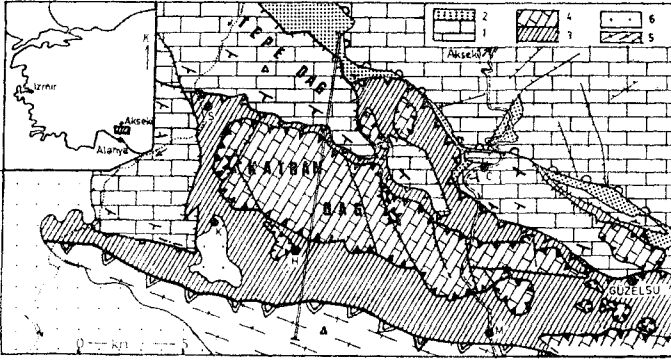
GİRİŞ

Kuzeydeki Akseki bölgesinin kalın Mezozoyik karbonatlı serisiyle, güneydeki Alanya metamorfik masifi arasında Blumenthal (1951)'in "ayırıcı zon" (zone separatrice) olarak adlandırdığı dar bir kuşak uzanır. Bu araştırmacıya ve Nebert (1964)'e göre bu ara kuşak pelajik kireçtaşları, bazaltlar, radyolaritler ile birçok küçük kireçtaşı tepeciklerini kapsayan Kretase-Tersiyer yağlı bir fişteri oluşmaktadır. Gerçekte, bu bölgenin ayrıntılı incelenmesi, daha kuzeydeki Tepe Dağ karbonatlı serisinin üstünde yer alan Tersiyer ilişkisinin üstüne tektonik olarak gelen, birçok yabancı birliğin ayırılmasını sağlamıştır (Brunn ve diğerleri, 1971) (Şekil 1). Bu görüş, son olarak Demirtaş ve diğerleri (1977)

tarafından yeniden sözkonusu edilmiştir. Bu araştırmacılar Blumenthal'in yorumunu yeniden ele almakta ve bu bölgede çeşitli olistolitler taşıyan bir kırıntılı oluşuğun bulunduğunu savunmaktadırlar. Böylece, bu yazarlar Antalya naplarının varlığını dahi reddetmeye yönelmişlerdir. Sorunun açıklığa kavuşturulması için bu yazıda, Akseki bölgesi kireçtaşlarından başlayıp Alanya Masifi'nde son bulan K-G doğrultulu bir kesit sunulmaktadır (Şekil 2).

AKSEKİ - ALAN YA KESİTİ

Akseki'nin güneyinde, Cemerler ve Tepe Dağ'ı oluşturan Tersiyer ve Mezozoyik yaşta karbonatlı seriler, Sinan-

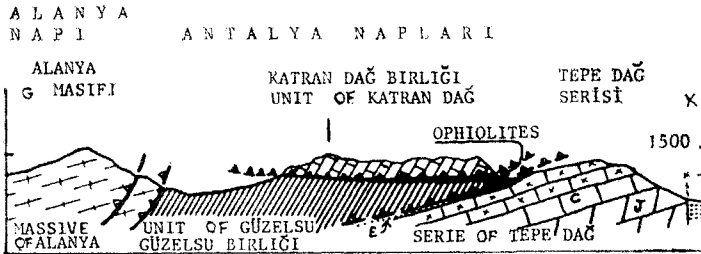


Şekil 1: Akseki ile Alanya masifi arasında yerleşmiş tektonik birliklerin şematik haritası.

1 - Zuraçık-Kretase kireçtağları (Tepedag Serisi), 2 - Eosen «isi, 3 - Güzelsu Birliği (AH Antalya Napı), 4 - Katrandag Birliği (Üst Antalya Napı), 5 - Alanya Masifi. 6 - Miyosen Marnları C-Cemerler, Jf-Hocaköy, K-Kepez, M-Murtiçi, 8-Sinanhoca.

Figure 1: Sketch map of the different tectonic units between Akseki and the Alanya Massive.

1 - Jurassic to Cretaceous limestones (Tepedag Series), 2 - Eocene flysch, 3 - Güzelsu unit (lower Antalya Nappe), 4 - Katrandag* Unit (Upper Antalya Nappe), 5 - Alanya Massive, 6 - Miocene marls. C-Cemerler, H-Hocaköy, K-Kepez, M-Murtiçi, S-Sinanhoca.



Şekil 2: Tepe Dağ » 8-Alanya masifi kesiti

Figure 2: Section from the Tepe Dağ to the Alanya Massive.

hoca ile Güzelsu arasında açıkça görüldüğü gibi, Güzelsu çukurluğunda bulunan oluşukların altına belirgin olarak da-larlar (Şekil 1).

Bu karbonatlı serinin üst düzeyi birkaç değişiklik dışında, alttan üste doğru genellikle şu istiflenmeyi gösterir:

- Karbonatlı breşler (Üst Senoniyen), 200-300 m
- Pembe, marnlı kireçtağları "geçiş tabakaları" (Alt Eosen), 10-50 m
- Fabiania cassis, Discocyclina ve Nummulitesli (Orta ve Üst Eosen) iri polijenik kumtaşları (radyolarit ve ofiyolit kırıntıları içeren), 10-100 m.

Eosen flišinin üstünde, özellikle Güzelsu'nun 3 km batısında iyi gözlenen, büyük bir anormal dokanak yer alır. Bu dokanağın üstünde üç büyük birlik şeklinde gruplandırılabilen birbirinden farklı Mezozoyik yaşta seriler yer almaktadır:

- Güzelsu Birliği, en altta olup, pelajik ve özellikle kırıntılı fasiyeste kayaları kapsamaktadır,
- Ofiyolit Birliği, öteki iki birlik arasında yer alan serpantin ve peridotitlerden oluşmuştur,
- Katrandag Birliği, en üstte olup, neritik karbonatlardan oluşmuştur.

Güzelsu Birliği

Doğrudan doğruya Tepe Dağ Eosen kumtaşlarının üstünde bulunan Güzelsu Birliği, sık pelajik ara katkılı (kırmızı radyolaritler ve bej marnlı kireçtaşları) ve birkaç yastık lav akıntısıyla ardalanmış, marn kumtaşı ardalanmasından oluşan kaim bir istifli bağlar (Güzelsu Formasyonu). Oysa Demirtaşlı ve diğerleri (1977)'ne göre bu formasyonun kumtaşları, her türlü olistolit ve taşınmış Eosen (Lütesyen öncesi) fosillerini içeren yalnızca karadan türeme bir hamurdan başka birşey değildir. Gerçekte bu kumtaşlarına kapsadıkları ince fasiyesli marn ve marnlı kireçtaşları aratabakaları içindeki bol faunaya (Halobia, konodontlar, ammonitler) dayanılarak Triyas yaşı verilmiştir. Bu fosiller yalnızca Noriyen yaşadıkları ve saf pelajik (radyolaryalı, sünger spiküllü, lamellibrans kavkılı mikritler) aratabakalar içinde bulduklarından taşınmış olamazlar. Kumtaşı tabakaları bazen Üst Noriyen'in iyi bir belirticisi olan Hetera. stridium conglobatum conglobatumı Reuss ve seyrek olarak da involutina içermektedirler (Kepez'in 5 km güneyinde). Üstelik bu kumtaşı düzeyleri komşu resifli kuşaklardan gelen ve yine Üst Triyas yaşlı fosilce zengin (mercan, brakiyopod, alg, sünger, lamellibrans) iri resifli kireçtaşı blokları içerir. Oysa Eosen'in iri kumtaşları bol fosil ve ofiyolitik (serpantin, gabro) kırıntıları içerdiklerinden, bu kırıntıları içermeyen ince, tekdüze fasiyesli Üst Triyas kumtaşlarından kolayca ayırdedilirler.

Bu durumda Güzelsu Formasyonu'nun yaşı Üst Triyas ve büyük olasılıkla Noriyen'dir denebilir. Bindirmeler yoluyla yinelendiğinden bu formasyonun kalınlığını kesin olarak saptamak güçtür; fakat olasılıkla 400 m dolayında olduğu sanılmaktadır.

Bu formasyonun içindeki pelajik arakatlıların çoğunluğu korunmuş olup belki görelî derin ortamı gösterebilir.

Antalya Napları içindeki birkaç yüz metre kalınlığındaki İsparta Çay Formasyonu (Gutnic ve diğerleri, 1970) aynı şekilde bir radyolarit, Triyas faunalı marnlı kireçtaşları ve bazen iri kumtaşı katmanları sıralanması göstermektedir. Konodont ve Halobia'ların (Allasinaz ve diğerleri, 1974; Grüber ve diğerleri, baskıda) mükemmel şekildeki sıralanmasıyla tanımlanmış stratigrafik kesit Kretase'de (Demirtaşlı ve diğerleri, 1977) taşınmış fosillerin söz konusu olmadığını fakat tersine Noriyenî yaşta ve tektonik olarak yerleşmiş bir formasyondan söz edilebileceğini göstermiştir.

Güzelsu Birliği'nin Mezozoyik örtüsü az kaim (J.00 m) ve çoğunlukla pelajik tiptedir (Dogger-Malm kırmızı, yeşil radyolaritleri, Alt Kretase Orbitolin'li silisleşmiş kireçtaşları, Üst Kretase Globotruncana'nın marnlı kireçtaşları). Bu örtü formasyonlardaki yaş belirlemelerinin dağınık olması, Güzelsu Birliği'nin Kretase ve Eosen'de tektonik kırılmalara uğramasından ileri gelmektedir.

Ofiyolit Birliği

Katrandag Birliği'ne tektonik taban görevini yapan Üst Senoniyen yaşlı yeşil kumtaşlarıyla serpantin ve peridotitleri kapsayan az kalın bir Ofiyolit Birliği Güzelsu Birliği'nin üstüne gelmektedir.

Katrandag Birliği

Bu birlik Antalya Naplarındaki Tahtalı Dağ (Brunn ve diğerleri, 1971) fasiyesine çok benzerlik gösteren oldukça büyük bir karbonatlı kondudur (Şekil 1). Bu birliğin stratigrafî özellikleri Şekil 3 üzerinde kabaca özetlenmiştir.

Alanya Metamorfik Masifi

Yukarıda gördüğümüz birliklerin üzerine gelerek ve özgül (1971, sözlü görüşme) tarafından Gazipaşa kuzeyinde çok güzel bir yarı tektonik pencereyle saptanmış olduğu gibi büyük bir nap oluşturur.

SONUÇLAR

Sonuç olarak, Blumenthal'in eski "ayırıcı zon" oluğularının ayrıntılı yeniden incelenmesi sonunda bu kuşakta üstüste birçok napın varlığı ortaya konmuş ve bu kuşak içinde yeralan birimlerin Eosen içine gelmiş olistolitler olmadığını göstermiştir. Ofiyolitlerle birlikte aradurumlu Üst Senoniyen kumtaşlarının varlığıyla saptandığı gibi, bu birliklerin üstüste tektonik durumu birkaç dönemde oluşagelmiştir.

Güzelsu bölgesi ile Antalya Napları istiflerinin ortaya konmuş benzerlikleri aşağıdaki egdeğerlikleri sağlamıştır:

- Güzelsu Formasyonu - Alakırçay Formasyonu (kısmen) - Ispartaçay Formasyonu (bir bölümü ile)
- Katrandağ Birliği - Tahtalıdağ Birliği.

Bu benzerlikler daha önce Brunn ve diğerleri (1971) tarafından önerilmiş ve Toros kuşağının topluca tanımı için Özgül ve Arpat (1973) tarafından kullanılmıştır. Farklı birliklerin birbirine göre durumu henüz aydınlığa kavuşmamış olmasına karşın (Marcoux ve diğerleri, 1977), önce bağımsız ve dış bir havzadan "Bassih Pamphylien" (Dumont ve diğerleri, 1972) geldiği göz önünde tutulmuş olan Antalya naplarını bugün öteki Toros napları gibi iç kökenli olarak yorumlamak daha uygun gelmektedir (Ricou ve diğerleri, 1974; Monod, 1975; Brunn ve diğerleri, 1975).

KATKI BELİRTME

Jeolojik çalışmalar MTA ile CNRS (Paris) arasındaki anlaşmaya uygun olarak yapılmıştır. Yazıyı Türkçeleştiren A. Akbulut ve N. özlü'ye teşekkür borçluyum.

DEÖİNİLEN BELGELER

- Allasinaz, A., Gutnic, M., Poisson, A., 1974, La formation de l'Isparta Çay: calcaires a Halobies, gres a plantes et Radiolarites d'age Triasique superiour (Taurides-Turquie): "Die stratigraphie des Alpin-Mediterranean Trias" Symposium. Schrift. Erdw. Komm. Österr. Akad. "Wiss., Bd. 2, syf. 11-21, Viyana.
- Blumenthal, M., 1951, Recherches geologiques dans le Taurus Occiden-Tal, dans l'arriere-pays d'Alanya, MTA Yayını, Seri L, No 5, 134 s.
- Brunn, J. H., Graciansky, P. de, Gutnic, M., Juteau, T., Lefevre, R., Marcoux, X., Monod, O., Poisson, A., 1971, Structures majeures et correlations atratigraphiques dans les Taurides occidentales: Bull. Soc. Geol. FVance, 7, XII, syf. 515-556.
- Brunn, J. H., Argyriadis, İ., Ricou, L., Poisson, A., Marcoux, J., Graciansky, P. de, 1975, Recherche des elements majeures de liaison entre Hellenides et Taurides: V. Goll. Geol. Reg. Eegeennes, Orsay, BSGF, 7, XVIII, s. 2, syf. 481-497.
- Demirtaşlı, E., Erenler, F., Bilgin, A. Z., Çatal, E., Armağan, F., Serdaroğlu, M. Aksoy, ö., Altug, S., Dirik, K., 1977, Manavgat - Köprülü bölgesinin temel jeoloji incelemesi: 31. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kongresi özetleri, Ankara.
- Dumont, J. F., Gutnic, M., Marcoux, J., Monod, O., Poisson, A., 1972, Le Tria sdes Taurides occidentales (Turquie). Definition dil bassin pamphyMen: nouveau domaine a ophiolites a la marge externe de la chaine taurique: Z. Deutsch. Geol. Ges' C. 123, syf. 385-409.
- Gutnic, M., Poisson, A., 1970, Un dispositif remarquable des chaines tauriques au Sud d'Isparta (Turquie): CR. Ac. Sc Paris, 270.
- Marcoux, J., Delaune-Mayre, M., Parrot, J. F., Poisson, A., 1977, Modele devolution mesozoique de la paleomarge tethysienne dans les nappes du Taurus lycien, d'Antalya et du Bassit: XXV. Congres CIESM, Split 1976.
- Monod, O., 1975, La "Courbure d'Isparta": une mosaïque de blocks autochtones surmontes de nappes composites a la junction de l'arc hellenique et de l'arc taurique: BSGF, 7, XVIII, s. 2.
- Nebert, K., 1964, Nordbewegungen in sudwestlichen Taurus (südlich Akseki): MTA Derg. s. 62, syf. 12-41.
- Özgül, N., Arpat, E., 1973, Structura hinites of the Taurus orogenic belt and their continuation in neighbouring regions; 23 Cong. CIESM, Athens, Bull. Soc. Geol. Grece, X, syf. 156-164.
- Ricou, İ. E., Argyriadis, İ., Lefevre, R., 1974, Proposition d'une origine interne pour les nappes d'Antalya et Je massif d'Alanya (Taurides occidentales): Bull. S.G.F., 7, XVI, syf. 107.

Yazının Geliş Tarihi:

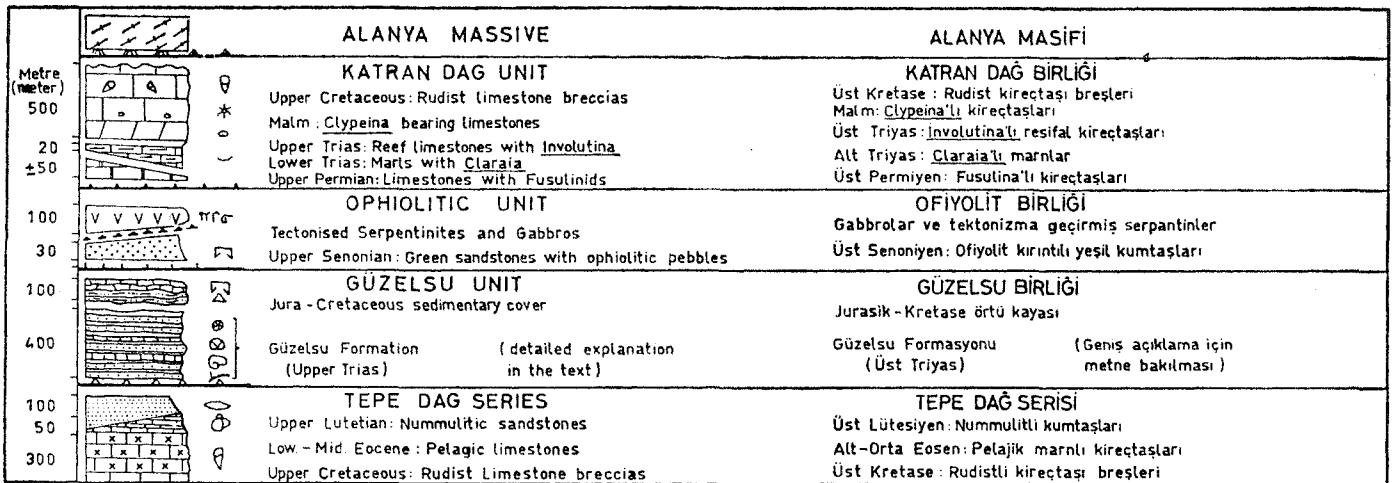
22.3.1977

Düzeltilmiş Yazının Gelig Tarihi:

1.12.1977

Yayıma Verildiği Tarih:

12.1.1978



Şekil 3: Tepe Dağ serisi üstüne şariye tektonik birliklerin stratigrafik özeti ve durumu.

Figure 3: Relative position and stratigraphic sequence of the different units that are over thrustred upon the Tepe Dağ series.

Cumaovası (İzmir) Asit Volkanitlerinde Saptanan iki Ekstrüzyon Aşaması Arasındaki Görelî Yaş ilişkisi¹

Relative age of the two extrusion phases of acidic volcanic rocks of Cumaovast (Izmir)

İSMET ÖZGENÇ *Yerbilimleri Bölümü, Mühendislik Bilimleri Fakültesi, Ege Üniversitesi, İzmir*

ÖZ: Cumaovası bölgesindeki volkanik domları oluşturan riyolit ve perlit türündeki çeşitli camsı kayaç serileri üzerinde yapılan kimyasal analizler, bölgenin geçirdiği ekstrüzyon evriminin, biri yaşlı diğeri genç iki aşamada oluştuğunu ortaya koymuştur.

Kayaç oluşturan oksitlerin dağılımı iki farklı grup kayacın varlığını belirlemiştir. Özellikle ppm olarak Rb içeriği belirgin farklılık göstermektedir. I. grup 195-230 ppm, II. grup 300-350 ppm Rb içerir. Düşük değerlerde Rb içeren kayaçlar Murtat, Mezarkaya, Yongalı, Karakaya ve Gülyaka yörelerinde yaygındır. Yüksek değerlerde Rb içeren kayaçlar ise Çamköy, Dikmendağ, Karadağ ve Pilâvtepe yörelerinde yaygındır. I. grup kayaçlar Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , CaO ve K_2O değerleri yönünden II. grup kayaçlardan büyüktür. II. grup ise MnO , Na_2O ve Rb değerleri yönünden I. grup kayaçlardan büyüktür.

Bu değerler, Cumaovası asit volkanitlerinin granitik bir magmadan türediğini ve kimyasal bileşimdeki farklılıkların magmatik farklılaşma olduğunu ortaya koyabilecek niteliktedir.

ABSTRACT: Evidence that the extrusion history involves a younger and an older phase lies in the difference in bulk chemical composition of certain series of glassy rocks, such as perlite, rhyolite from the Cumaovasi domes.

Frequency distributions constitute evidence for two groups of rocks on the Cumaovasi domes. The most obvious difference is in the Rubidium content, one group containing 195-230 ppm Rb the other 300-350 ppm. All of the samples that possessed low Rb content were obtained from the Murtat, Mezarkaya, Karakaya, Yongah and Gülyaka, and all the high Rb samples from the Çamköy, Dikmendağ, Karadağ- and Pilâvtepe.

The cluster analysis demonstrate the presence of two entirely different groups of samples. For group I the means for Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO and K_2O are higher than in group II, the means for MnO , Na_2O and Rb are higher than in group I.

This difference strongly suggests that, if the Cumaovasi domes are the products of granitic magma chamber, the differences in composition of the rocks are the resault of magmatic differentiation.

(1) Bu araştırma T.J.K. 31. Bilimsel ve Teknik Kurultayında sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

GİRİŞ

Günümüzde volkanolojik petrolojinin önemini koruyan sordmlarından biri, asit magmaların bazik bir magmanın farklılaşmasıyla mı, bazik magmanın kabuksal materyel ile kirlenmesiyle mi, yoksa kabuksal materyelin anateksisi ile mi oluştuğudur. Birçok araştırmacı değişik petrografik bölgelerdeki asit kayalar üzerinde yaptıkları çalışmalarda, ortamdaki asit, intermediyer ve bazik kayaç dizilimini ve birbirleriyle olan petrolojik ilişkilerini göz önüne alarak bunların ya bazik magmanın son ürünü (petrojenik artık sistem) veya bazik magmanın kabuksal materyel ile kirlenmesi sonucu oluşabileceğini ileri sürdüler. Bazı araştırmacılar da yaptıkları deneysel çalışmalarda ileri derecede metamorfizmaya uğramış granitik bileşimli kayaların 2000 bar basınç ve 680-690 C° ısıda ve sığ derinliklerde (7-8 km) gelişebilecek bir anateksi ile asit bileşimli magmaları oluşturabileceğini saptamışlardır (Tuttle-Bowen, 1968; Winkler, 1967; Platen, 1965).

Bu sorun İzmir bölgesi içinde beş yörede yoğunlaşan yaygın asit volkanitler için de geçerlidir. Bu bölgelerden biri olan Cumaovası yöresini kapsayan asit volkanitlere ait kimyasal analiz sonuçları ve "Alkali İndeks - Katılma İndeksi" değişim diyagramı genel veriler ışığında incelenmiştir.

Kayaçların kimyasal analizleri ve ppm olarak Rb içeriği Perkin-Elmer 303 atomik absorpsiyon spektrometre ve Jeol röntgen floresans cihazı ile gerçekleştirilmiştir. Kayaçların su içeriği ise Dupont termogravimetri cihazı ile ölçülmüştür.

GENEL TEOLOJİ

İzmir bölgesi volkanik karmaşığının en güneyinde yer alan Cumaovası yöresi, tümüyle alkali riyolit-riyolit kimyasındaki perlit ve riyolit türündeki kayaları içerir. Volkanitlerin temelini paleozoyik yaşlı şistler oluşturur. Kretase yaşlı masif kireçtaşları paleozoyik şistler üzerine bir uyumsuzluk ile oturur. Son olarak üst miyosen yaşlı karasal göl tortulları kretase üzerinde yine bir uyumsuzluk ile yer almıştır.

Volkanizma paleozoyik temelin Kuzeydoğu-Güneybatı doğrultulu genel tektonik çizgilerine bağımlı olarak gelişir. Stratigrafik ve paleontolojik bulgulara göre volkanizmanın yaşı dasyen olarak verilmektedir (Akartuna, 1962). Rb/Sr yöntemine göre volkanizmanın yaşı 12.5 my'dır (Borsi ve diğerleri, 1972). Bu değerler paleontolojik yaş ile radyometrik yaşın uyum içinde olduğunu belirlemektedir.

Bölge, oluşum şekilleri ve koşulları Daly (1914), Gorshkov (1965), MacDonald (1969) tarafından tanımlanan iç ve dış büyüme (ekzojen-endojen) volkanik dom tipine örnek olabilecek iki büyük, üç küçük volkanik dom'un oluşturduğu bir saha olarak tanımlanmıştır. Her tür kayaçta gözlenen akma dokusu lâvın akıcı özelliğini belirler. Riyolitlerin yerleşmesine olanak sağlayan lâv akıntıları ile perlitlerin yerleşmesine olanak sağlayan tipik "tıkaç domları" (plug domes) ve "volkanik boyunlar" (volcanic necks) karışık büyüme dom tipinin kanıtlarıdır (Şekil 1). Piroklastik tortul kayalar ile karasal göl tortullarının ardalanması eşzamanlı bir oluşumu belirler. Volkanizma eksplozif aşamadan sonra iki ekstrüviz aşamada gelişir. Her iki ekstrüviz aşamada, ekonomik önemdeki yaygın perlitler ile riyolitler sahanın tümünü kaplar.

KAYAÇLARIN PETROGRAFİK ÖZELLİKLERİ

Kayaçların tümü vitrofirik yapıdadırlar. %5-20 fenokristal ile % 80-95 camı hamurdan oluşurlar. Perlitik doku, akma dokusu ve sferülitik doku başlıca doku tipleri olarak saptanmıştır. Kayaçalarda saptanan başlıca mineraller kuvars, ortoklaz (sanidin, 2V=10-22°), plajiolklaz (albit-oligoklaz, An % 12-25) ve biyotittir.

İKİ EKSTRÜZYON AŞAMASI ARASINDAKİ GÖRELİ YAŞ İLİŞKİSİ

Cumaovası yöresinden alınan çeşitli camı kayaç serileri üzerinde yapılan kimyasal analiz sonuçları yörede biri yaşlı, diğeri genç iki ekstrüzyon aşamasının varlığını ortaya koymuştur (Çizelge 1). Kayaç yapıcı oksitler ve özellikle ppm olarak Rb değerleri arasında belirgin farklılık vardır. I. grup 195-230 ppm Rb, n. grup 300-350 ppm Rb içerir. I. grup Murtat, Mezarkaya, Karakaya, Yongalı ve Gülyaka yörelerine ait kayaları içerir ve Al₂O₃, TiO₂, Fe₂O₃, MgO, CaO ve K₂O değerleri yönünden II. gruptan büyüktür, n. grup Çamköy, Şaşal, Dikmendağ, Karadağ, Belencik ve Pilâvtepe yörelerine ait kayaları içerir ve Na₂O, MnO ve Rb değerleri yönünden I. gruptan büyüktür. İki grup arasındaki bu fark, eğer Cumaovası asit volkanitleri tek bir magmanın ekstrüviz ürünleri iseler, kimyasal bileşimdeki farklılıkların magmatik farklılaşma sonucu olması gerektiğini kanıtlamaktadır.

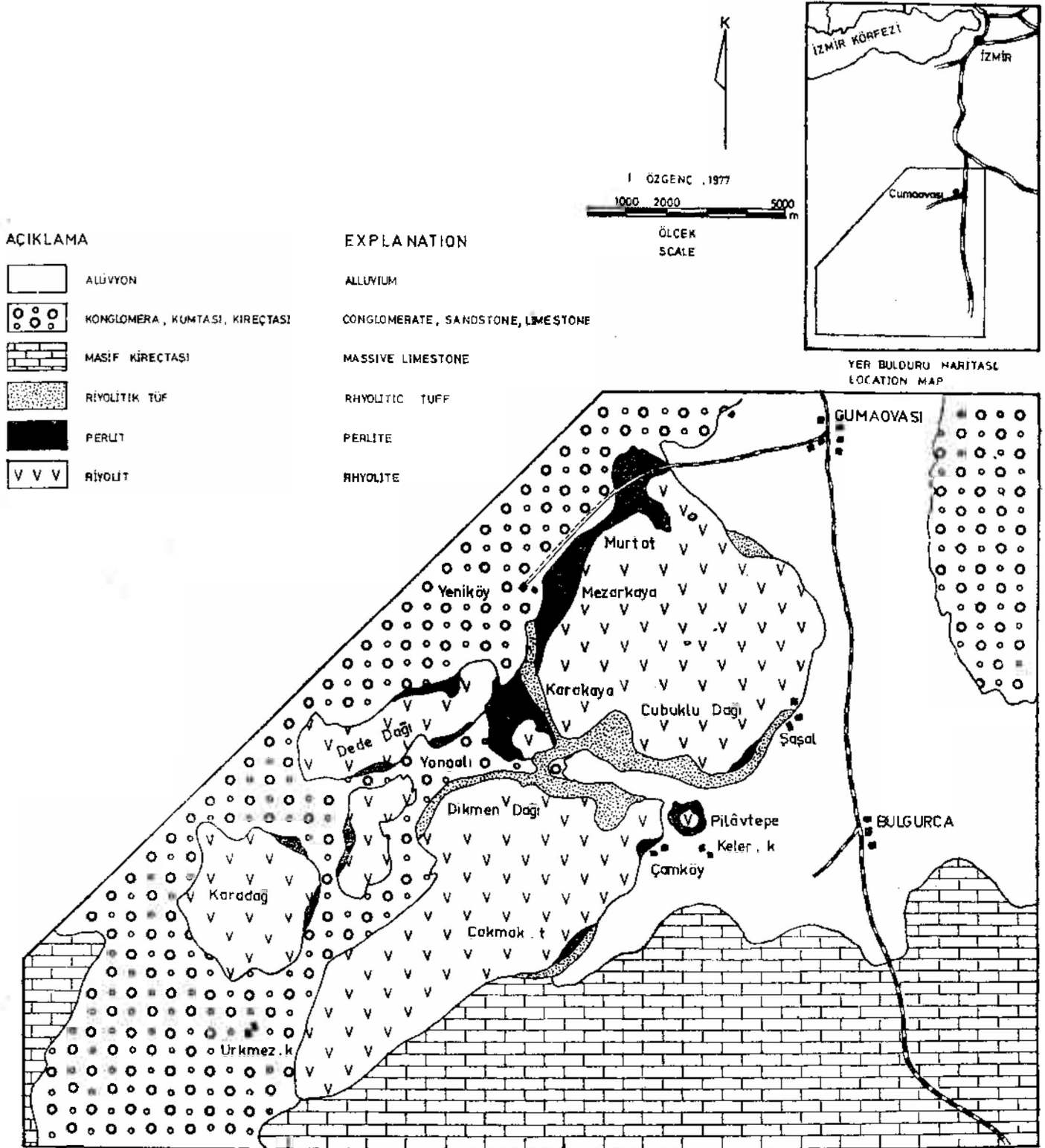
Kapalı bir sistem içinde kristalizasyonun ilk aşamalarında Fe-Mg ve Ca genel olarak magmadan uzaklaşırken, Mn, Na ve Rb geriye kalan magma içinde görelî olarak zenginleşir. Ekstrüzyon aşamalarını ortaya koyabilmek amacıyla Cumaovası yöresine ait kimyasal analiz sonuçlarından yararlanarak, doğrudan oksitlerden itibaren alkali indeks ve katılma indeksi aşağıdaki formüller yardımıyla hesaplanmıştır;

$$AI = \frac{K_2O \times 100}{K_2O + Na_2O}$$

$$KI = \frac{MgO \times 100}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O}$$

Cumaovası yöresine ait "Alkali İndeks - Katılma İndeksi" değişim diyagramı Şekil 2'de verilmiştir. Görüldüğü üzere I. grup kayalar bu her iki parametre yönünden II. grup kayalardan büyüktür. Buna göre I. grup kayalar ilk ekstrüzyon aşamasında yerleşmişlerdir.

Diğer taraftan alkali indeks parametresi magmatik farklılaşma anında, plajiolklazların kristalleşmesi sonucu artık eriyiklerde yüksek bir değer kazanır. Yani sistem petrojenik artık bir sistem ise (petrogeny's residue system, Barth, 1962) en son yerleşen kayaların alkali indeks parametrelerinin büyük olması gerekir. Oysa diyagrama bakıldığında bir terslik göze çarpmaktadır. Diğer bir deyimle ilk ekstrüzyon aşamasında yerleşen kayaların alkali indeks parametrelerinin düşük değerlerde olması gerekirken yüksek değerler gösterdiği, ikinci ekstrüzyon aşamasında yerleşen kayaların alkali indeks parametrelerinin ise yüksek değerlerde olması gerekirken düşük değerler gösterdiği görülmektedir. Bununla beraber petrojenik artık sistemlerde bu tersliğin nedeni sanidin kristalinin ilk önce kristalleşmesi ve dolayısıyla ilk aşamada gelen lâvların alkaliler yönünden zen-



Şekil 1: Cumaovası (İzmir) perlit yatakları jeolojik haritası

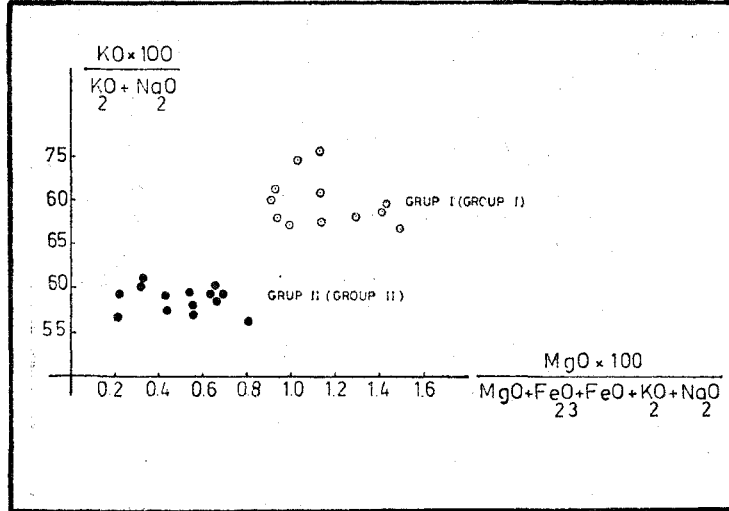
Figure 1: Geological map of the Cumaovası (İzmir) perlite deposits

Yer LOCATION	GRUP I - GROUP I															GRUP II - GROUP II														
	Murtat, Yongalı, Mezarkaya, Karakaya, Dededağ															Çanköy, Dikmendağ, Karadağ, Belencik, Pılavtepe														
% Oksit	C101	C102	C103	C104	C401	C402	C403	C201	C202	C203	C301	C302	C501	C601	C602	C603	C701	C702	C703	C704	C705	C801	C805	C901	C902	C906	C907			
SiO ₂	74.43	73.68	73.43	74.48	72.54	74.21	73.88	72.49	73.11	73.99	72.29	72.88	75.80	73.91	74.85	75.02	74.84	74.50	75.37	75.22	75.39	74.97	75.15	74.67	74.96	76.84	75.40			
Al ₂ O ₃	11.05	11.92	12.21	11.73	12.90	11.65	12.80	12.70	13.13	12.90	12.87	12.74	13.26	11.65	11.41	11.79	11.75	11.67	11.94	12.13	11.78	11.71	12.30	12.09	11.99	12.60	13.25			
Fe ₂ O ₃ (ΣFe)	1.18	1.17	1.00	1.20	1.11	1.01	1.12	1.23	1.06	1.21	1.27	1.32	1.26	1.01	0.91	0.94	1.00	1.00	0.89	1.04	0.94	0.87	0.85	0.97	0.91	1.15	1.59			
MgO	0.11	0.09	0.10	0.11	0.12	0.08	0.13	0.11	0.08	0.09	0.13	0.10	0.07	0.06	0.04	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.02	0.05	0.03	0.06	0.07	0.04			
CaO	0.68	0.57	0.81	0.83	0.68	0.77	0.61	0.61	0.62	0.64	0.59	0.86	0.72	0.36	0.43	0.42	0.39	0.59	0.36	0.63	0.39	0.64	0.35	0.47	0.51	0.54	0.49			
Na ₂ O	2.82	2.51	2.49	2.29	2.26	2.34	2.47	1.96	2.25	1.86	2.30	2.13	1.78	3.11	3.31	3.52	3.40	3.27	3.30	3.29	3.09	3.18	3.26	3.18	3.22	3.13	3.12			
K ₂ O	5.04	5.11	5.16	4.67	4.96	4.98	4.91	6.03	5.28	5.47	5.30	5.15	4.34	4.67	4.81	4.56	4.47	4.61	4.81	4.73	4.70	4.65	4.48	4.87	4.58	4.07	4.24			
TiO ₂	0.09	0.08	0.06	0.07	0.09	0.08	0.09	0.07	0.15	0.13	0.08	0.18	0.30	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.03			
P ₂ O ₅	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.05	0.05	0.14	0.03	0.05	0.03	0.03	0.02	0.06	0.06	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.05	0.05			
MnO	0.05	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.01	0.08	0.09	0.06	0.08	0.07	0.08	0.09	0.08	0.07	0.06	0.06	0.08	0.03	0.09			
H ₂ O ⁺	4.21	4.37	4.11	4.00	5.00	4.41	4.25	4.51	4.30	4.05	4.62	4.45	2.33	4.75	3.85	4.03	4.24	4.42	3.25	3.21	3.55	3.50	3.00	3.38	3.42	0.83	0.92			
Toplam	99.72	99.60	99.50	99.69	99.75	99.64	99.85	99.81	100.31	100.37	99.81	99.76	100.01	99.67	99.81	100.44	100.30	100.21	100.16	100.50	100.01	99.70	99.59	99.82	99.79	99.36	99.22			
Alkali Index	64.12	67.06	67.45	68.01	68.61	68.03	66.53	75.46	70.11	74.62	69.73	70.74	70.91	60.02	59.23	56.43	56.73	58.50	59.30	58.91	60.33	59.38	57.88	60.49	58.71	56.52	57.60			
Solid Index	1.20	1.01	1.15	1.30	1.42	0.95	1.50	1.17	0.92	1.04	1.44	1.14	0.94	0.67	0.44	0.22	0.56	0.67	0.55	0.65	0.34	0.23	0.57	0.38	0.68	0.83	0.44			
Rb (ppm)	217	217	215	215	205	230	225	215	210	227	230	200	195	300	334	316	329	305	315	340	337	349	304	300	340	345	350			

x = Atomik Absorbsiyon (Atomic Absorption)
X = x Ray Fluorescence

Çizelge 1: Cumaovası asit volkanitlerine ait kimyasal analiz sonuçları

Table 1: The chemical analysis of the Cumaovası acid volcanites



Sekil 2: Cumaovası asit volkanitlerine ait "Alkali İndeks-Ratilagma İndeksi" değişim diyagramı

Figure 2: Variation diagram of the "Alkali Index versus the Solidification Index" of the Cumaovası acid volcanites

ginleşmesi olabilir. Eğer sistem petrojenik artık sistem değilse, diyagramda görülen bu tersliğin nedeni, Na'ca zengin granitik bileşimli kabuksal materyelin ilerlemiş bir anateksisi ile açıklanabilir. Gerçekten de Cumaovası yöresindeki asit volkanik kayalar içinde saptanan yüksek Si miktarları (% 72-76) ve yüksek su miktarları (%2-5) anateksis ile açıklanabilecektir.

SONUÇ

Cumaovası yöresine ait kimyasal analiz sonuçları, yöredeki asit volkanitlerin tek bir granitik magmanın ekstrüziyon ürünleri olabileceğini ortaya koyabilecek niteliktedir. Ancak bu granitik magmanın kaynağı halen tartışma konusudur.

KATKI BELİRTME

Yazar bu araştırmayı parasal yönden destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumuna, çalışmayı bilimsel yönden destekleyen Prof. Dr. Erol İzdar'a, kimyasal analizlerin gerçekleştirilmesinde büyük katkısı olan Gent (Belçika) Devlet Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü yöneticilerine teşekkürü borç bilir.

(Yayıma verildiği tarih: Aralık 1972)

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akartuna, M., 1962, İzmir-Torbali-Seferihisar-Urta Bölgesinin Jeolojik Etüdü: t.Ü.F.F. monografisi, 8. 18.
- Barth, T.F.W., 1962, Theoretical Petrology: Second Edition, John Wiley and Sons, New York, p. 416.
- Borsi, S., Ferrera, G., Innocenti, F., Mazzuoli, R., 1972, Geochronology and Petrology of Recent Volcanics of Aegean Sea: Bull. Vole, The International Association of Volcanology and Chemistry of The Earth's Interior. Tome XXXVI.
- Daly, R. A., 1914, Igneous Rocks and Their Origin: First Edition, Mac Graw Hill Book Comp, New York.
- Gorshkov, G. S., 1965, On The Relations of Volcanism and The Upper Mantle: Bull. Vole. Vol. 28, pp. 159-167.
- Mac Donald, G., 1972, Volcanoes: Perentee Hall, New York, 510 p.
- Platen, H., 1965, Kristallisation Granitischer Schmelzen: Beitr. Min. U. Petr. Vol 11, pp 334-381.
- Tuttle, O., Bowen, N. !., 1958, Origin of Granite in the Lights of Experimental Studies in the system NaAlSi₃O₈, SiO₂, KAlSi₃O₈, K₂O, Geol. Soc. Amer. Memoir 74, 153 pp.
- Winkler, H. G., 1967, Die Genese der Metamorphen Gesteine: Springer Verlag, Second Edition, Berlin, Heidelberg, New York, 237 p.

Yazının Geliş Tarihi:

22.3.1977

Düzeltilmiş Yazının Geliş Tarihi:

6.1.1978

Yayıma Verildiği Tarih:

12.1.1978

Ermenek (Konya) Bölgesinden Toplanmış Ekinit Türlerinin Tanımlamaları ve Stratigrafik Yayılımları

Description and stratigraphic range of echinid species collected from the Ermenek area (Konya)

YÜKSEL SEZGİNMAN *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZ: Bu çalışma "Ermenek ilçesi (Konya) Miyosen biyostratigrafisi projesi" adı altında toplanmış ekinitlerin sistematik incelenmesini kapsar. Sonuç olarak Echinolampas, Olypeaster, Schizaster türlerinin zonlaşmaları ayrırtlanmıştır,

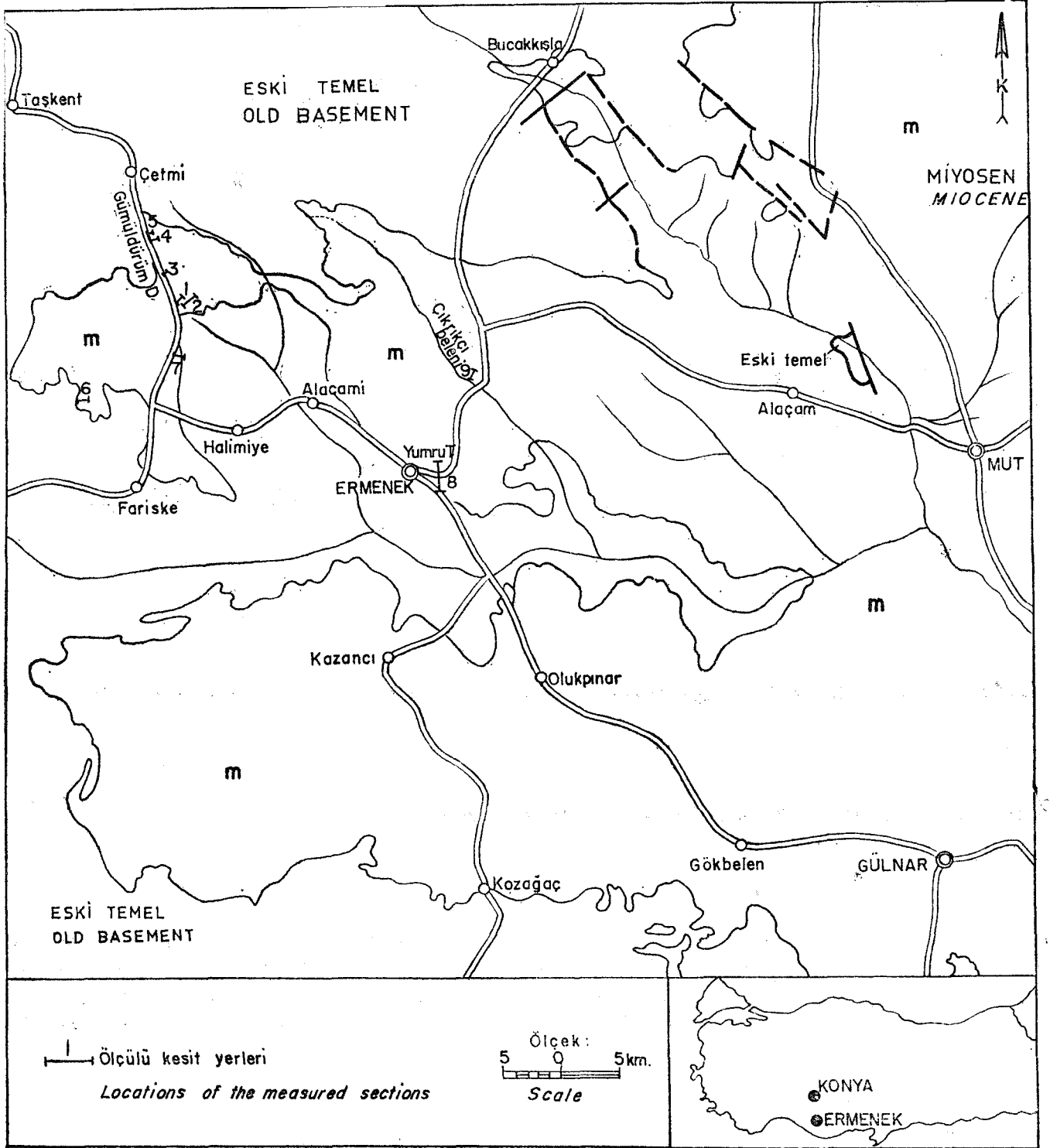
ABSTRACT: This paper concerne the systematic study of the Bchinoides collected within the project of the Miocene biostratigraphy of the Ermenek (Konya). Aa a result it is distinguished the zonations of Echinolampas, Clypeaster, Schizaster species.

GİRİŞ

Çalışmamız Miyosen biyostratigrafisi projesi içerisinde yer almakta ve bölge ekinitlerinin sistematik incelemelerini kapsamaktadır. Arazi çalışmaları Jeolog Ayhan Yurtsever'le birlikte yapılmıştır. Toplam 9 adet stratigrafik kesit ölçülmüş, ekinit yönünden yazan ilgilendiren 7 adedi ortak yönleri ile metinde genelleştirilmiş kesit olarak sunulmuştur. Kesit yerleri Konya'nın Ermenek ilçesi dolaylarındadır (Şekil 1).

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Bölgedeki çalışmaların en eskisi Dinçel (1955)'e ait olup, yazar kesin bir stratigrafik ayırım yapılamıyacağını belirtmiştir. 1956'da Blumenthal, yine aynı bölgede jeolojik çalışmalar yapmıştır. Akarsu (1960) da bölgede Alt Miyoseni saptayarak, Üst Miyosenin de bunun üzerine uyumsuz olarak geldiğinden söz etmiştir. Niehoff (1960) da Miyosen çökellerinin Mesozoyik üzerine uyumsuz olarak geldiğini saptamış ve litolojik farkları vermiştir. Bölgeyle ilgili pale-



Sekil 1: Ter bulduğun haritası.

Figure 1: location map.

ontolojik inceleme olarak, komşu bölgenin ekinit faunası etüdünü Roman (1960) yapmıştır. Daha çok jeolojik amaçlarla yapılan bu çalışmalardan sonra, bölge **stratigrafisinin** aydınlatılması amacıyla yapılan ilk inceleme Armağan Kaynar . Bülent Can (1972)'a ait olup, sonuçta bölgede Orta Miyosen saptanablmıştır. Gökten (1976) de Miyosen Stra-

tigrafisi adlı makalesinde bölgede Burdigaliyen için 3, Helvesiyen için 2 planktonik foraminifer biyozonunun varlığını saptamıştır.

STRATİGRAFI

Bölgede Miyosen yağlı birimler, temeli oluşturan kayalar üzerine transgresif olarak gelmektedirler. Tabanda ge-

nellikle 15 m kalınlığında çakıtaşı (konglomera) görülmektedir (Şekil 2). Eu çakıtaşı üzerinde 50 m kalınlığında kumlu kireçtaşı, detritik kireçtaşı sıralanımı görülür. Yer yer resifal oluşuklar içeren bu birim üzerine, 50 m kalınlığında killi kireçtaşı, marn, detritik kireçtaşı ardalanması gelmektedir. Tüm olarak 115 m kalınlıktaki bu seviyelere alt birim adı verilmiştir. Alt birim üzerine yaklaşık 210 m kalınlığında killi kireçtaşı, marn, detritik kireçtaşı ardalanmalı dik şevler oluşturan üst birim gelmektedir. 150 m kalınlığında masif, karstik topoğrafyalı, mikrokalsit kristalli kireçtaşları bu serilerin üstünde görülmektedir. İnceleme alanının değişik yerlerinde bu birimler birbirlerine yanal ve düşey geçişler göstermektedirler.

PALEONTOLOJİ

Takım	SPATANGOIDA Claus, 1876
Alt Takım	HEMIASTERINA Fisher, 1889
Familiya	SCHIZASTERIDAE Lambert, 1905
Cins	SCHIZASTER Agassiz, 1896
	Schizaster eurynotus Agassiz, 1840 (Levha I, Şekil 3, 4)
1840	Schizaster eurynotus Agassiz, 1840, Levha I, Şekil 3, 4
1907	Schizaster eurynotus Agassiz, Lambert, Levha 5, Şekil 6
1913	Schizaster eurynotus Agassiz, Cottreau, Levha 14, 1a, 5a
1915	Schizaster eurynotus Agassiz, Vadasz, Şekil 107

Tanımlama

Tanımı yapılan örneğin boyutları (mm olarak verildi)
boy 58
genişlik 50
yükseklik 27'dir. Aşağı doğru uzanan bir görünümü vardır. Arka bölge üzerinde çıkıntı şeklinde kıvrılmış posteriyor karen vardır. Karen dik olarak görülmektedir. Apeks

geriye doğru kıvrılmıştır. Alt yüzde geniş, bombesiz ve ince tüberküllerle süslü bir plastron vardır. Peristom böbrek geklinde ve kenardan biraz uzaklaşmıştır. Ambulakral çiftler dar bir iz içersindedirler. örneğimizde fasiyoller görülememektedir.

Benzeyiş ve Farklar

Aşağı doğru uzayan gekli, tiriviyum ve biviyumların biçim ve boyutları ile tür tanımına tamamen uymaktadır. Boyutları (mm olarak verildi) tiriviyum 22, biviyum 12'dir. Schizaster scillae Desmoulin's (Spatangus)'a benzemekle beraber, tiriviyum, biviyumlarının şekli ve daha sivri olan posteriyor kısmı ile ondan ayrılmaktadır.

Stratigrafik Düzey

Miyosen (Üst Burdigaliyen - Alt Helvesiyen).

bulunduğu Yer

	Ermenek kuzeydoğusunda Çıkrıkçı Beleni, Gümüldürüm dere sağ yamacı ve Yumru tepe dolayları.
Takım	CASSIDULOIDA Claus, 1880
Familiya	ECHINOLAMPADIDAE Gray, 1851
Cins	ECHINOLAMPAS Gray, 1825
	Echinolampas doma Pomel, 1887 (Levha H, Şekil 1-3)
1887	Echinolampas doma Pomel, Levha II, Şekil 1-3
1913	Echinolampas doma Pomel, Cottreau, Levha 8, Şekil 2

Tanımlama

Tanımı yapılan örneğin boyutları (mm olarak verildi)
boy 120
genişlik 124

yükseklik 62'dir. Tabanı çembere, üst kısmı da koniye yakın şekilde olup, kenarları incedir. Alt yüzeyde peristoma doğru gittikçe artan eyimde bir çukurluk vardır. Apeks merkeze yakındır. Anteriyor petal üçlüsü düzdür, yalnızca tepeye doğru hafif bir genişleme eğilimi gösterir. Ambulakral petaller uçları açık olarak kenarlara kadar ark biçiminde ve düzenli genişleyerek uzanırlar. Peristom ortada ve beşgenimsidir. Periprokt görülememiştir.

Benzeyiş ve Farklar

Bu türe en yakın tip Conolarapas plagiosomus'tur. Conolarapas plagiosomus'un ambulakral petalleri daha dar ve daha az gelişmiştir.

Stratigrafik Düzey

Miyosen (Üst Burdigaliyen - Alt Helvesiyen).

Bulunduğu Yer

Ermenek kuzeydoğusunda Çıkrıkçı Beleni ve Gümüldürüm dere sağ yamacı dolayları.

Takım CLYPEASTEROIDA Agassiz, 1872

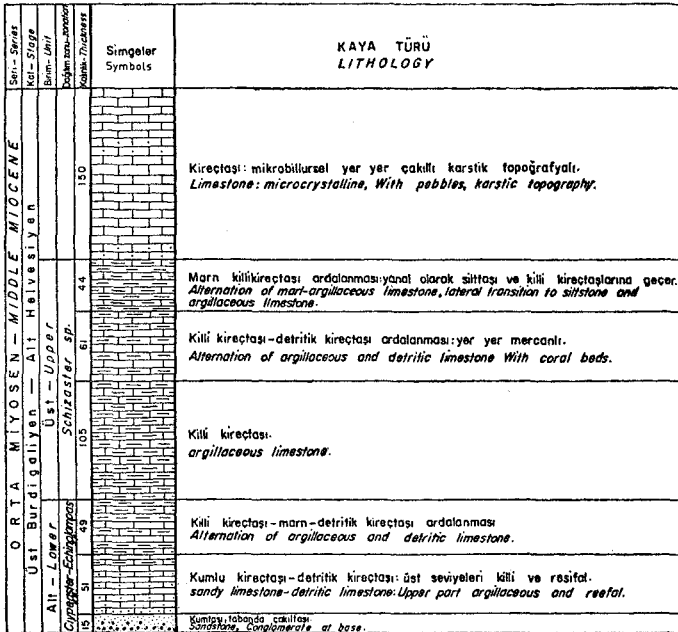
Alt Takım CLYPEASTERINA Agassiz, 1872

Familiya CLYPEASTERIDAE Agassiz, 1835

Cins CLYPEASTER Lamarck, 1801

Clypeaster crassus Agassiz, 1840

(Levha I, Şekil 1, 2)



Şekil 2: Genelleştirilmiş stratigrafik kesiti.

Figure 2: Generalized stratigraphic section.

- 1840 Clypeaster crassus Agassiz, 1840, Levha I, Şekil 1,2
 1906 Clypeaster crassus Agassiz, Lambert, Levha 7, Şekil 1, 2
 1912 Clypeaster crassus Agassiz, Lambert, Levha 7, Şekil 6
 1915 Clypeaster crassus Agassiz, Vadasz, Şekil 24, 25
 1960 Clypeaster crassus Agassiz, J. Roman, Levha 2.

Tanımlama

Tanımlı yapılan örneğin boyutları (mm olarak verildi)
 boy 95
 genişlik 85
 yükseklik 37'dir. Çevre az girintili ve beş köşelidir. Üst kısım kavis yapmakta, anterior ve posteriyorda eşit ölçüde meyil görülmektedir. Anüs deliği yuvarlaktır. Ağız deliği görülmemektedir. Petaller oldukça çıkıntılı, uçlarının açıklığı çok az ve boyları kısadır.

Benzeyiş ve Farklar

Şekil olarak bu cins Clypeaster scillae'ye benzemektedir. Fakat çevre daha az girintili, petaller daha kısa ve uçların açıklığı daha dardır.

Stratigrafik Düzey

Miyosen (Üst Burdigaliyen - Alt Helvesiyen).

Bulunduğu Yer

Ermemek kuzeydoğusu Çıkrıkçı Beleni.
 Takım CLYPBASTEROIDA Agassiz, 1872
 Alt Takım CLYPEASTERINA Agassiz, 1872
 Familya CLYPEASTERIDAE Agassiz, 1835
 Cins CLYPEASTER Lamarck, 1801
 Clypeaster scillae Desmoulins, 1837
 (Levha IH, Şekil 1-3)

- 1837 Clypeaster scillae Desmoulins, Levha III, Şekil 1-3
 1906 Clypeaster scillae Desmoulins, Lambert, Levha 6, Şekil 1-2
 1915 Clypeaster scillae Desmoulins, Vadasz, Şekil 23
 1958 Clypeaster scillae Desmoulins, Levha 3, Şekil 3
 1960 Clypeaster scillae Desmoulins, J. Roman, Levha I, Şekil 1
 1969 Clypeaster scillae Desmoulins, Petrovic, Levha 5, Şekil 1-la.

Tanımlama

Tanımlı yapılan örneğin boyutları (mm olarak verildi)
 boy 71
 genişlik 60
 yükseklik 26'dır. Kenarları hafif girintili, kaim ve beş köşelidir. Petallerde belirgin bir kabarıklık vardır ve eşit uzunlukta değildirler, örneğimizin oral bölgesi içbükey görünüşte olup, anterior bölgesinin kenara inişi meyilli, posteriyor bölgesinin ise daha diktir. Petallerin uçları açık, ağız deliği çok derin ve geniş bir huni şeklindedir.

Straatigrafik Düzey

Miyosen (Üst Burdigaliyen - Alt Helvesiyen).

Bulunduğu Yer

Ermemek kuzeydoğusu Çıkrıkçı Beleni.

Biyostratigrafi

Paleontolojik incelemelerde Ermemek bölgesinin, diğer fosillere göre ekinit yönünden oldukça yoksul olduğu görülmüştür. Hernekadar ekinitler tek başına bölge stratigrafisi

sini belirtecek durumda değilse de, mikro fauna denestirilmeleriyle bunların stratigrafik düzeyleri hakkında bilgi edinilebilmektedir (öztümer, 1974; Gökten, 1976). Bölge stratigrafisinde alt birim olarak tanımladığımız killi ve detritik kireçtaşı kısmında Clypeaster ve Echinolampas'lara rastlamaktayız. Bu birim üzerinde bulunan ve daha çok dik şevler oluşturan kalın tabakalı üst birimde ise Schizaster'leri görmekteyiz. Üst birimde bulunan ekinit topluluğu alt birime jöre bolluk göstermektedir. Üst birim olarak adlandırılan kısım Schizaster'ler için, alt birim olarak adlandırılan kısım Echinolampas ve Clypeaster için dağılım zonu olarak görülmektedir. İncelenen fosillerin orijinal tanımlamalarını veren kaynakta, buldukları düzeylerin yaşı langiyen olarak verilmiştir (Vadasz, 1915). Buna göre inceleme alanındaki ekinitlerini incelediğimiz düzeylerinde, bugün kullandığımız stratigrafi lejandına göre Üst Burdigaliyen - Alt Helvesiyen yaşında olduklarını söyleyebiliriz.

SONUÇLAR

- 1 — İnceleme alanında değişik düzeylerden alınan ekinit örneklerinin sistematik tanımlamaları yapılmıştır.
- 2 — Çakıtaşı, kumtaşı, kumlu kireçtaşı, killi ve detritik kireçtaşıdan oluşan alt birim Clypeaster ve Echinolampas dağılım zonu olarak, marn, killi kireçtaşı, detritik kireçtaşıdan oluşan üst birim ise Schizaster dağılım zonu olarak saptanmış ve bu düzeylerin Üst Burdigaliyen - Alt Helvesiyen yaşında olabilecekleri gösterilmiştir.

KATKI BELİRTME

Yazar, kesit alımı sırasında arazi çalışmalarını birlikte yürüttüğü Ayhan Yurtsever'e teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akarsu, t., 1960, Mut bölgesinin jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., No. 54, s. 36-45
 Bluraenthal, M., 1956, Karaman-Konya havzası güneybatısında Toros Kenar silsileleri ve gıst-radyolarit formasyonu: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., No. 48, s. 1-36
 Can, B. - Kaynar, A. 1972, Silifke ve kuzeyinde Miyosen stratigrafisi: Maden Tetkik Arama Enst., Hap. No. 5037 (yayımlanmamış), Ankara
 Cottreau, J., 1913, Les Echinides du Bassin Mediterranee: Theses, Faculte des sciences de Paris, 118
 Dingel, B., 1955, Mut jeolojisi: Maden Tetkik Arama Enst., Rap. No. 2446, (yayımlanmamış), Ankara
 Gökten, E., 1976, Silifke yöresinin temel kaya birimleri ve Miyosen stratigrafisi: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 19, s. 117-126.
 Lambert, J., 1906, Etude sur les Echinides de la molasse de Vence: Nice, 20, 27
 Lambert, J., 1907, Desse. des Echinides des terrains du Bassin du Rhone: Memoires de la Soc. Paleontologie Suisse, 38, 94
 Niehoff, W., 1960, Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon neticeleri hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst., Rap. No. 3390 (yayımlanmamış), Ankara
 öztümer, E., 1974, Antalya, Mut ve Adana havzaları Tersiyer biyostratigrafi ve mikropaleontoloji yenilikleri: Türkiye ikinci petrol kongresi, Tebliğler, s. 217-228.
 Petrovic, X, 1969, Srednjomiocenski Echinidi Severne Bosne: Jugoslavenska Akademija Znanosti umjetnosti, 125
 Roman, J., 1960, Karaman havzası Helvesiyen ekinitleri: Maden Tetkik Arama Enst. Derg., No. 55, s. 52-82
 Vadasz, M. Ev 1915, Die Mediterranien Echinodermen Ungarns: Geologica Hungarica, 1, 2, 129

Tazmin Geliş Tarihi:
26.5.1977

Düzeltilmiş Tazmin Geliş Tarihi:
27.12.1977

Tayma Verildiği Tarih:
12.1.1978

LEVHA I

- Şekil 1: Schizaster enrynotus Agassiz
Aboral görünüş
- Şekil 2: Schizaster enrynotus Agassiz
Lateral görünüş
- Çekil 3: Clypeaster crassus Agassiz
Aboral görünüş X \times^2
- Şekil 4: Clypeaster crassus Agassiz
Lateral görünüş

PLATE I

- Figure 1: Schizaster enrynotus Agassiz
Aboral view
- Figure 2: Schizaster enrynotus Agassiz
Lateral view
- Figure 3: Clypeaster crassus Agassiz
Lateral view X $\frac{1}{2}$
- Figure 4: Clypeaster crassus Agassiz
Aboral view

LEVHA II

- Şekil 1: Echinolampas doma Pomel
Aboral görünüş X 0,5
- Şekil 2: Echinolampas doma Pomel
Aboral görünüş X \times^B
Oral görünüş X 0,6

PLATE II

- Figure 1: Echinolampas doma Pomel
Aboral view X \times^5
- Figure 2: Echinolampas doma Pomel
Aboral view XM
- Figure 3: Echinolampas doma Pomel
Oral view X \times^5

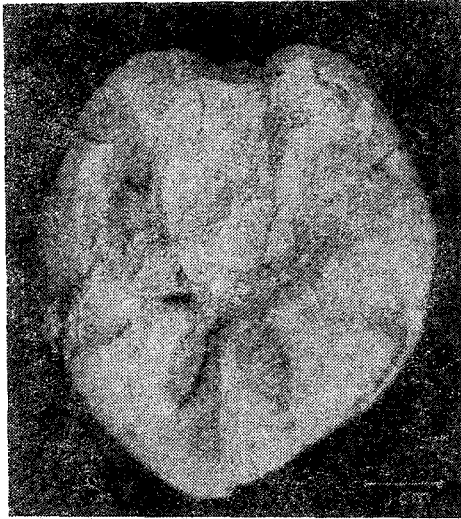
LEVHA III

- Şekil 1: Clypeaster scillae Desmoulins
Oral görünüş
- Şekil 2: Clypeaster scillae Desmoulins
Aboral görünüş
- Şekil 3: Clypeaster scillae Desmoulins
Yandan görünüş

PLATE III

- Figure 1: Clypeaster scillae Desmoulins
Oral view
- Figure 2: Clypeaster scillae Desmoulins
Aboral view
- Figure 3: Clypeaster scillae Desmoulins
Lateral view

LEVHA I
PLATE I



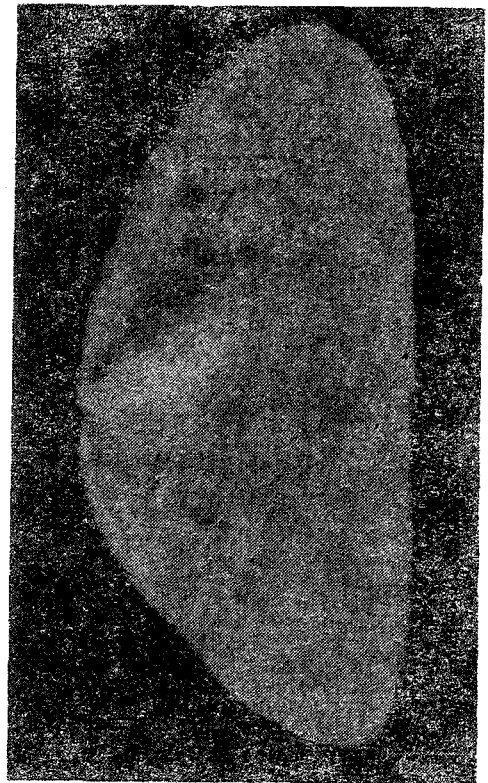
1



2



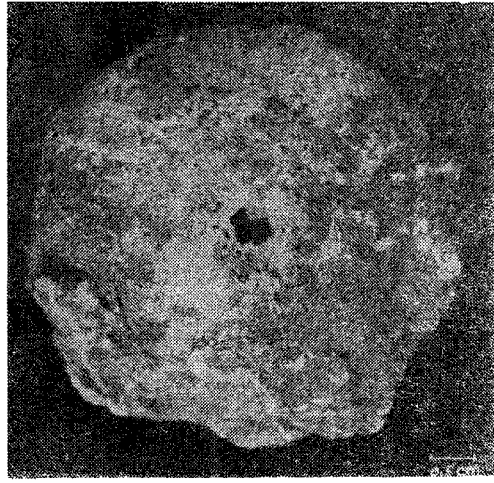
3



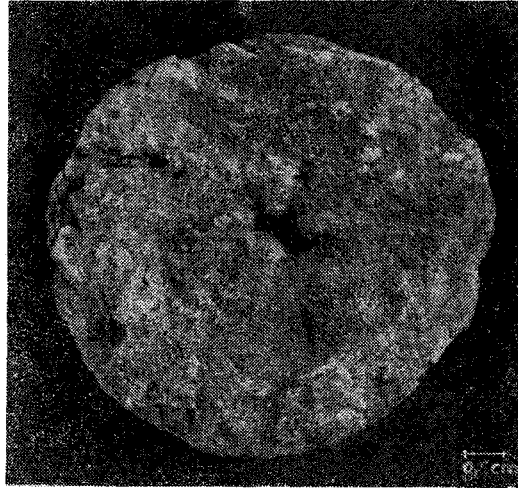
4



1



2



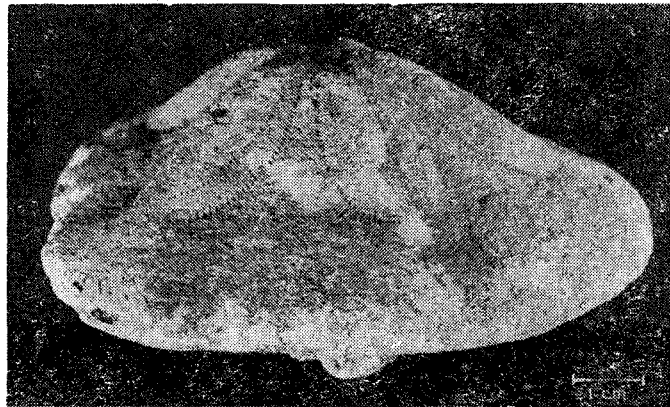
3

LEVHA III
PLATE. III.

1



2



3

Kırşehir Masifinde Granat Minarallerinin Kimyasal Bileşimi ile Rejyonel Metamorfizma Arasındaki İlişkiler

Relationships between regional metamorphism and garnet composition in Kırşehir Massive (Central Anatolia)

YAVUZ ERKAN Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Bu çalışmada Kırşehir'in yakın çevresinde yer alan rejyonel metamorfik bölgede bulunan granatların bileşimi ile metamorfizma arasındaki ilişkiler incelenmiştir.

Metamorfizma mertebesi kuzey ve kuzeydoğuya doğru yükselen üç metamorfizma zonundaki metapelit ve mikali kuvarsitlerden alınan örneklerin incelenmesi ile granatların % MnO içeriğinin belirtilen yönde azaldığı saptanmıştır. I. Metamorfizma zonunda %29,23 olan çok yüksek MnO içeriği, II. Metamorfizma zonunda % 12,81 ve III. Metamorfizma zonunda %1 gibi bir değer almaktadır.

Granatların kayaçtaki modal miktarları ile minerallerin Mn içeriği arasında da görünür bir ilişki bulunmaktadır. Yüksek Mn içeriğine sahip granatların kayaçta daha az ve küçük kristaller halinde bulunmasına karşılık, düşük

Mn içeriğine sahip olanlar bunun aksi özelliği göstermektedir. Buna dayanılarak köken kayadaki Mn miktarının, az miktarda oluşan granatta toplanarak bunun yüksek Mn içeriğine sahip olmasını sağladığı düşünülebilir. Ancak kayaların kimyasal analizleri bunların yaklaşık aynı kimyasal bileşime sahip olduklarını göstermektedir. Dolayısı ile yaklaşık aynı Mn içeriğine sahip bir köken kayada granat nükleasyonuna ve büyümesine etki eden faktörlerin neler olduğu üzerinde durulması gereken bir sorun olarak ortaya çıkmaktadır.

İncelemelerden metamorfizma fiziksel koşullarının granat bileşimine dayanarak kantitatif olarak saptanmasının veya değişik metamorfik bölgelere ait metamorfizma koşullarının kantitatif olarak kıyaslanmasının olası olmadığı sonucuna varılmıştır. Ancak metamorfizma mertebesi ile nisbetsen sınırlı bir bileşime sahip kayalardaki granatların Mn içeriği arasında, metamorfizma mertebesinin artması ile Mn içeriğinin azalması şeklinde, genel bir ilişkinin varlığı kabul edilebilir.

ABSTRACT: In this paper, relationships between metamorphism and chemical composition of garnets, taken from regional metamorphic rocks surrounding Kırşehir Region are investigated.

Investigation of metapelite and micaceous quartzite samples taken from three metamorphic zones in which metamorphic grade increases northward and northeastward, shows that MnO content of garnets decreases along the same directions. MnO content of 29,23% of first metamorphic zone, turns out to be 12,81% in the second and finally becomes 1% in the third zone.

There is an apparent positive correlation between the modal content of garnets in metamorphic rocks and the Mn-content of these minerals. It is found that garnets high in Mn-content appear to be less frequent and found in the form of minute crystals whereas in the garnets low in Mn-content, the situation is reversed. Therefore it may be argued that Mn-content of the original rock has been concentrated in occasional garnet crystals leading this mineral to be rich in Mn-content. However, chemical analyses of all garnet bearing rocks have shown that they have approximately similar composition. Therefore this question arises: what were the conditions controlling nucleation and crystal growth of garnets starting from rocks with a similar Mn-content.

As a result of this research it is found that estimation of physical conditions of metamorphism can not be done quantitatively by using composition of garnets nor through quantitative comparison of metamorphic conditions belonging to various metamorphic regions. However, existence of rather general relationship between increasing metamorphic grade and decreasing Mn-content of garnets from rocks of rather similar composition may be ruled out.

GİRİŞ

Metamorfizmada sıcaklığın artması ile metamorfiklerdeki granat minerallerinin Mn içeriğinin genellikle azaldığı, buna karşı Mg+Fe+Ca içeriğinin arttığı, Yansıst Fasiyesi ve Amfibolit Fasiyesine ait koşulların etkisini taşıyan değişik bölgelerde yapılan araştırmalar ile ortaya çıkmaktadır. Metamorfizmada etkili fiziksel ve kimyasal koşullar ile granat bileşimi arasındaki ilişkileri inceleyen birçok çalışma vardır. Bunlar arasında özellikle metamorfizmada etkili sıcaklığın Miyashiro, 1953; Engel ve Engel, 1960; Sturt, 1962; Bernal, 1967; Tan, 1968; köken kayada kimyasal bileşiminin (Atherton, 1953; Müller ve Schneider, 1971; Miyashiro, 1973), kayada bulunan granat minerallerinin modal içeriğinin (Miyashiro ve Shido, 1973), kayada granat ile beraber bulunan diğer minerallerin kimyasal bileşiminin (Kretz, 1969; Albee, 1965; Atherton, 1968; Saxena, 1968) ve granat bileşimi üzerindeki etkisinin (Erkan, 1976) araştırılması görülmektedir. Ayrıca metamorfizmada etkili sıcaklığın metamorfiklerdeki granatların Mn içeriği arasında yukarıda belirtildiği şekilde genel bir ilişkinin varlığı doğrulanmaktadır. Ancak bu ilişkinin andaluzit, disten ve lokoran gibi kritik mineraller ile saptanan değişik basınç değerlerine sahip bölgelerde gözlenmesi, bu durumun oldukça geniş bir litostatik basınç aralığı altında gelişebileceğini göstermektedir. Ayrıca böyle bir ilişkinin nedeninin sanıldığı kadar

basit olmadığı ve yukarıda belirtilen tüm faktörlerin granat bileşimi üzerinde etkili oldukları da ifade edilmektedir.

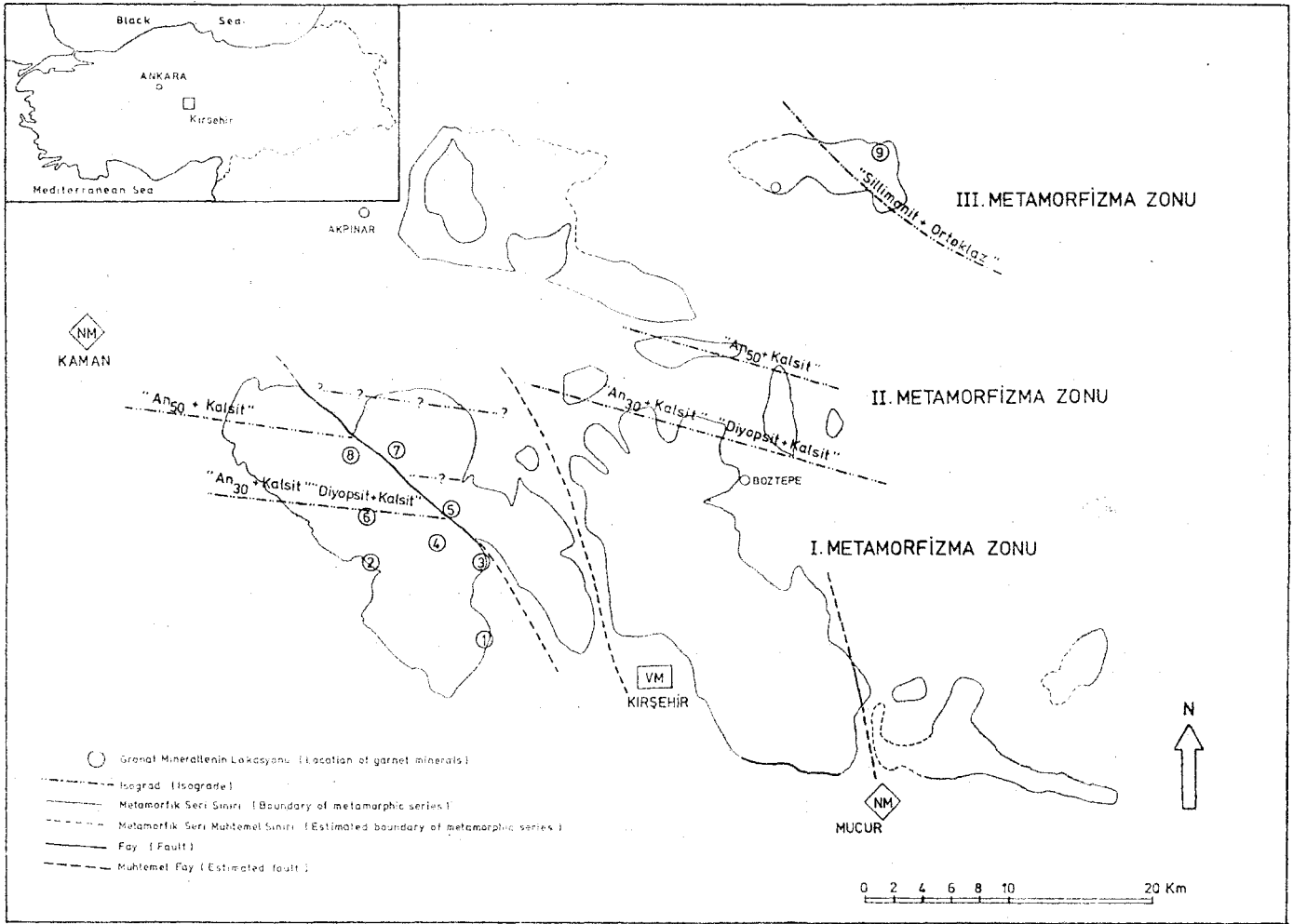
Değişik isogradlar ile metamorfizma mertebesinin kuzey ve kuzeydoğuya doğru yükseldiği saptanan Orta Anadolu Massifinin güneybatısında, Kırşehir çevresinde yer alan regional metamorfik bölgede metamorfizma mertebesi ile granat bileşimi arasındaki ilişkilerin incelenmesi bu çalışmanın ana amacı teşkil etmektedir.

¹⁾ amacım teşkil etmektedir,

ÖRNEK SEÇİMİ

ÖRNEK SEÇİMİ

Daha önceki çalışmalarla (Erkan, 1976) üç metamorfizma zonuunun varlığı saptanan ve başlıca saf Yeşil Olmayan karbonatlı kayalardan oluşan inceleme alanında, bu kayaların içinde yer alan granat içeren metapelit ve bu yarıtlara rastlanmaktadır. Bunlardan (Metamorfizma Zonuunda mercek ve madenle bulunmasında lüde bantları halinde bulunan miktal kuvarzlı ve serisitler ile önceki metamorfizmada bulunan mikstillerden 2. ve 3. Metamorfizma Zonundaki Zaa Zonu'daki siltlerden 2. ve 3. Metamorfizma Zonundaki kayalardan ise granat içeren bir örnek toplanabilmiştir. Bu örneklerin bölgedeki dağılımı ve bölgedeki tipik mineral isogradlarının konumu Şekil 1'de görülmektedir. Bu kayaların modal mineralojik bileşimleri ise Çizelge 1'de verilmiştir. Örnek sayısının azlığı, granat içeren kayaların incelenme alanında son derece az temsil edilmesinden beri gelmektedir. Ancak örnek sayısının artırılmasının, 9 örnek



Şekil 1: Kırşehir Masifindeki izogradlar, metamorfizma zonları (Erkan, 1976) ve incelenen granat örneklerinin lokasyonu.

Figure 1: Location of garnet minerals with respect to isogrades and metamorphic zones at Kırşehir Massive as given by Erkan, 1976.

üzerinde saptanmış ve aşağıda belirtilmiş olan ilişki üzerinde daha fazla etkili olamayacağı kanısındayız.

ÖRNEK AYIRIMI VE ANALİZİ

Kimyasal analiz sonuçları Çizelge 2'de verilen kayaların mineralojik bileşimine değişik oranlarda katılan granatlarından analiz örneği elde etmek için örnekler kırılıp öğütülmüştür, 125-225 mikron arasında değişen büyüklüklerde fraksiyon elde etmek için elenmiş ve manyetik seperatörden geçirilerek zenginleştirilmiştir. Bunlardan mikrosonda analizi için gerekli miktarda temiz, görüldüğü kadarıyla kapamını içermeyen, özşekilli (idiyomorf) granat kristalleri binoküler altında seçilmiştir. Bu örneklerin kimyasal analiz sonuçları Çizelge 3'te verilmiştir. Analizler her örnekte kontrol bakımından iki ayrı noktada yapılmıştır. Görüldüğü gibi SiO_2 , Al_2O_3 gibi bileşiklerin dağılımında, tek örnek üzerinde yapılan analiz sonuçları arasında pek büyük bir fark görülmemekte, ancak MnO , CaO ve MgO gibi bileşiklerin kantitatif miktarları her iki noktasal analizde nisbeten de-

ğişik durumlar göstermektedir. Bu durumun, üzerinde aşağıda durulacağı gibi, minerallerde varolan bir zonlanmadan ileri geldiği ifade edilebilir.

İncelenen örneklerin ışıkırma indisleri ve parametreleri ayrıca Çizelge 4'de görülmektedir.

SONUÇLAR

Yukarıda belirtilen iligkiyi açıklamak için hernekadar yalnız Mn, Fe ve Mg gibi belirli elementlerin granat birleşimindeki kantitatif miktarları bilinmek isteniyor ise de yapılan mineral analizlerinde granat bileşimine katılan ve toplamları teorik olarak %100 olan tüm elementlerin miktarlarının saptanması gerekmektedir. Bu durum hem analiz sonucunun doğruluğunu kontrol bakımından, hem de analizde FeO şeklinde saptanan toplam Fe miktarındaki $\text{Fe}^{+2}/\text{Fe}^{+3}$ oranının hesaplanmasına olanak vermesi nedeniyle daima tercih edilmektedir. Genel formülü $\text{X}^{+}\text{Y}_z\text{Si}_6\text{O}_{21}$ şeklinde olan granatlarda X^{+} yerine Mn, Fe^{+2} , Ca, Mg bulunmakta,

	GK1	GK2	GK3	GK4	GK5	GK6	GK7	GK8	GK9
Kuvars	76,7	33,4	77,5	52,4	66,7	30,3	18,4	10,3	20,5
Plajiyoklaz	6,2	11,4	7,1	3,3	4,8	15,7	17,9	-	19,8
Ortoklaz	-	-	-	-	-	-	-	-	21,8
Mikroklin	-	13,2	-	-	-	-	6,9	22,9	-
Biyotit	2,7	25,1	7,3	9,7	4,3	13,2	43,1	-	25,6
Muskovit	6,8	17,4	-	20,9	9,2	37,0	-	-	-
Klorit	5,2	-	-	7,1	6,3	-	-	-	-
Hornblend	-	-	-	-	-	-	2,0	2,1	-
Diyopsit	-	-	-	-	-	-	-	7,1	-
Sillimanit	-	-	-	-	-	-	-	0,9	-
Kalsit	-	-	-	-	-	-	4,4	19,2	-
Granat	1,2	4,3	2,7	3,1	3,4	3,9	5,2	21,1	8,2
Apatit	-	2,1	1,1	1,1	0,7	-	0,5	-	0,5
Titanit	-	-	-	-	-	-	-	-	0,6
Turmalin	0,5	-	-	-	1,1	-	-	-	-
Epidot	-	-	-	-	-	-	1,2	-	-
Opak Min.	0,7	3,1	4,3	2,3	3,5	-	0,4	17,2	2,1

Çizelge 1: Granat içeren kayaların^(*) modal mineralojik bileşimleri.
Table 1: Modal mineralogical composition of garnet bearing rocks^(*).

Y⁺³ yerine ise Al, Ti ve Fe + 3 geçmektedir. Buradaki Fe⁺³ miktarı, hesaplama esnasında formüldeki Al miktarında ortaya çıkacak eksiklik yardımı ile saptanabilir.

İncelenen granat örneklerinin formüldeki X+a ve Y⁺⁸ yerlerinde bulunan elementlerin katyon sayıları Çizelge 5'de görülmektedir. Buradaki tüm değerler 24 oksijen atomuna göre hesaplanmıştır. Bu değerlere dayanılarak hazırlanan Şekil 2A ve B'den, doğada karışım kristali teşkil eden granatlarıdaki spessartin, almandin, pirop ve grossuların yüzde oranlarını doğruya doğruya okumak olasıdır. Her örnek üzerinde birden fazla yapılan analizler ayrı ayrı değerlendirilerek şekilde gösterilmiş ve noktaların arası bir çizgi ile birleştirilerek her örneğin kimyasal bileşimindeki değişimler gösterilmeye çalışılmıştır.

Analiz sonuçlarından Kırşehir bölgesi granatlarının % 29,23'e kadar çıkan çok yüksek bir MnO içeriğine sahip oldukları görülmektedir. Bu kadar yüksek MnO içeren granatların varlığı doğada ancak birkaç yerde saptanmıştır.

I. Metamorfizma Zona

Yeşilçist Fasiyesinin yüksek sıcaklık zonuna karşılık gelen bu zonda bulunan granatlarda spessartin bileşiminin dominant olduğu ve % 41-64 arasında değiştiği görülmektedir. Bazı örneklerde, özellikle G2, G3, G4 ve G6 numaralı örneklerde MnO içeriğinin yapılan iki ölçümde %7,5 -11,0 arasında değişen farklara sahip olması bu örneklerde bir zonlanma varlığına işaret sayılabilir. Granat kenarından merkezine

doğru bir hat boyunca yapılan çok sayıda noktasal analiz sonuçları ile bir zonlanma gösteren granatlarda MnO içeriğinin kenardan merkeze doğru arttığı değişik çalışmalarla ortaya çıkarılmıştır (Atherton, 1968; Brown, 1969; Okrusch, 1971). Bu nedenle yapılmış olan iki noktasal analizin ortalamasını almak yanlış olacaktır. Mikrosonda ile kesin analiz sonuçları elde etmek için zonlu yapıya sahip tek bir örnekte çok sayıda noktasal analiz yapmak ve bunların ortalamasını almak gerekir.

Aynı örneklerde almandin bileşiminin de fazla olduğu ve % 18-44 arasında değişen oranlarda mineral bileşimine katıldığı saptanmaktadır. Kristal yapısında Mn, Fe+2 yerini aldığından tek bir örnekte yapılan iki ölçümde, Mn içeriğinin azalması ile Fe+2 içeriğinde yaklaşık aynı miktarda artma olduğu gözlenmektedir. Bundan da yukarıda spessartin için ifade edilen zonlanmanın almandin için de geçerli olabileceği sonucuna varılmaktadır.

Ayrıca grossular minerallerin %8-25'ini teşkil etmekte, pirop ise bileşime % 0,4-8,5 arasında ve en az oranlarda katılmaktadır.

I. Metamorfizma Zonunda bulunan ve bölgedeki dağılımları Şekil -1'de görülen bu örneklerde, kuzeye doğru artan metamorfizma mertebesine uygun olarak spessartin miktarında bir artma olduğu gözlenmektedir.

BL Metamorfizma Zona

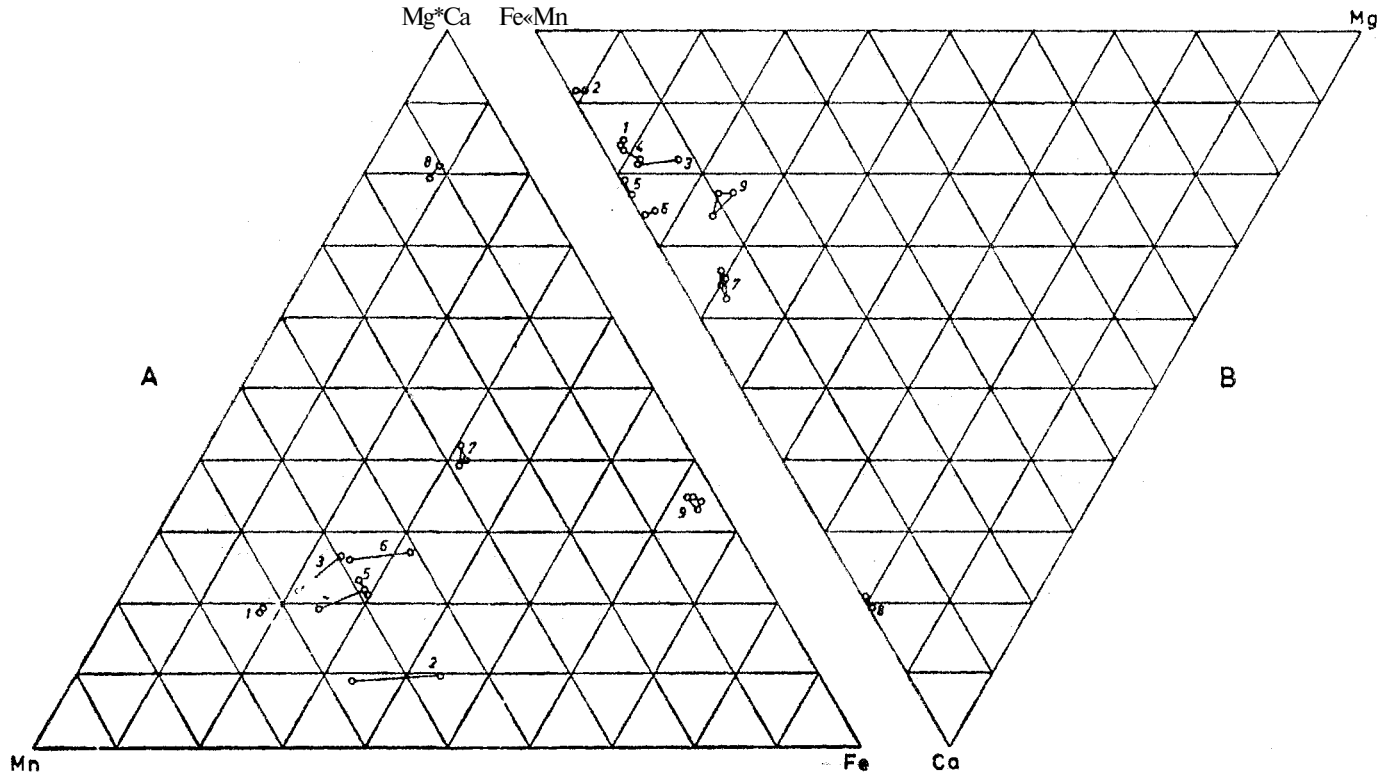
Bu zondan alınan G7 numaralı örnekte spessartinin % 27-29, almandinin ise % 31-32 arasında bulunduğu, grossuların % 33-37, piropun %5-6 arasında mineralde temsil edildiği Şekil 2-A ve B'den görülmektedir.

	GK1	GK2	GK3	GK4	GK5	GK6	GK7	GK8	GK9
SiO ₂	89,73	65,25	84,98	85,12	90,80	64,81	44,08	39,23	52,97
Al ₂ O ₃	3,44	16,80	6,19	5,80	2,66	16,55	13,49	12,03	21,09
Fe ₂ O ₃	0,68	1,23	1,27	1,06	1,08	3,95	1,14	12,92	0,94
FeO	1,23	1,06	1,17	1,88	0,90	1,54	2,62	4,98	5,87
MnO	0,13	0,39	0,12	0,12	0,18	0,43	0,41	3,41	0,14
MgO	0,93	0,04	1,35	1,38	0,89	1,43	1,97	1,86	2,94
CaO	0,56	0,23	0,27	0,41	0,71	0,28	13,36	15,76	3,29
Na ₂ O	0,85	0,33	0,38	0,65	0,90	0,12	0,48	2,18	2,34
K ₂ O	0,60	13,42	1,32	1,29	0,07	7,47	9,43	1,38	5,91
TiO ₂	0,16	0,14	0,26	0,22	0,12	0,22	0,29	0,48	1,22
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,06	0,08	0,08	0,08	0,64	0,31	0,16
SO ₃	0,01	-	-	-	-	-	0,01	-	-
H ₂ O ⁺	0,93	0,66	1,82	1,26	0,79	2,69	0,91	0,75	2,45
H ₂ O ⁻	0,07	0,12	0,23	0,13	0,16	0,27	0,33	0,29	0,24
CO ₂	0,01	0,05	0,04	0,12	0,24	-	10,37	4,44	0,05
Toplam	99,43	99,80	99,66	99,55	99,58	99,84	99,53	100,02	99,61

Çizelge 2: Granat içeren kayaların kimyasal analiz sonuçları^(*).
Table 2: Results of chemical analyses of garnet bearing rocks^(*).

- (1) Goldschmidt (1921, Müller ve Schneider, 1971'den) Stavanger Bölgesinde (Norveç) %12,28, Miyashiro (1953) Abukama Platosunda (Japonya) en çok %19,74, Clifford (1960) New Hampshire (A.B.D.) Bölgesinde %23,84 MnO içeren granatların varlığını tanımlamaktadırlar.
- (2) Granatların alındığı lokasyonlar (örnek No/Koordinat/Mevkii)
GK1/72100f/Kırşehir İ32, 913-367/Çarlık Çiftliği GS'sı
GK2/72116 /Kırşehir J31, 830-418/Yagmurlubüyükoba kuzeyi
GK3/7249b/Kırşehir J32, 910-421/Karncalı Köyü
GK4/72173e/Kırşehir J32, 877-433/Karncalı Köyü batısı
- (3) Analizler Almanya, Hamburg Üniversitesi, Mineraloji ve Petrografi Enstitüsünde, Alman Araştırma Kurumunun (DFG) tahsis ettiği Röntgen Foresenz (XRF) cihazı ile Dr. Arıkas ve Dr. Matthies tarafından yapılmıştır.

GK5/7250a/Kırşehir J32, 887-457/Kurtbeliyeniyapan GD'sı
GK6 /Kırşehir J31, 828-455/Güllütarla Köyü kuzeyi
GK7/72154 /Kırşehir J31, 848-499/Terziali Köyü kuzeydoğusu
GK8/72159c/Kırşehir J31, 816-495/Demirli köyü güneyi
GK9/73d49b/Kırşehir J32, 188-715/Camili Köyü kuzeydoğusu



Sekil 2: Kirgehr Masifi metamorfik kayasforrada bntaoaB gnUMt minerallerinin spessartin, ahnandln, grossolar TO pirop oranlarını gösteren diyagram.

Figure 2: Diagram showing spessartine, almandia, grossular and pyrop contents of garnet minerals found in metamorphic rocks of Kirgehr Massive.

Aynı zondan alınan ve öncekine kıyasla daha batıda bulunan G8 numaralı örnekte spessartinin çok azaldığı ve % 11.12 dolaylarında olduğu, almandinin %8, piropun %0,4 oranlarında temsil edildiği ve grossuların %79.81 olarak mineralde en çok bulunan bir bileşen durumuna yükseldiği görülmektedir. Bu mineralde, hesaplama esasında Y+a pozisyonunda görülen eksiklik nedeni ile toplam olarak FeO şeklinde ifade edilen demirin bir kısmının Fe+s şeklinde bileşimde bulunduğu sonucuna varılmıştır. Bu örneğin mineralojik büyümünde, diğer bileşenlerin yanında bol miktarda kalsite de rastlanılması ve ayrıca kayacın kimyasal analiz sonuçlarının incelenmesinden, bu kayacın türediği köken kayacın diğerlerinden değişik bir niteliğe sahip olan bir demirli silisli karbonat kayacı olduğu şeklinde yorumlanabilir. Varolan granatın yukarıda belirtilen bileşimde bir grossular olmam da bu yorumu kuvvetlendirmektedir. Köken kayacın bileşimindeki bu farklılık nedeni ile bu mineraldeki Mn içeriği, yaklaşık aynı koşullar altında oluşan G7 numaralı örnekten farklı bir durum göstermektedir. Dolayısı ile bu minerale alt noktanın konumunun diğerine kıyasla daha kenarda bulunması normal karşılanabilir.

m. Metamorfizma Zona

Sillimanitin ortaya çıkması ile karakterize edilen bu zondan alınan G0 numaralı örnekte spessartin miktarının çok

azalarak %2-3, almandinin ise artarak %62-64 dolaylarında bulunması, çok karakteristik bir durumdur. Bu örnekte pirop %1-13 ve grossular %22.25 arasında değişen miktarlarda temsil edilmektedir.

Genel Durum

Metamorfizma mertebesinin artması ile ilişkili olduğu tahmin edilen ve yukarıda belirtilen kimyasal bileşimdeki değişiklikler daha belirgin olarak Şekil - 3'de görülmektedir. Burada özellikle I. Metamorfizma Zonundan kuzeye doğru olan bir hat boyunca toplanan granat minerallerinin bileşimindeki durum ilgi çekicidir. Güneyden itibaren sıra ile toplanan G1, G3, G4 ve G5 numaralı örneklerde, başlangıçta %29,23 olan MnO içeriği kuzeye doğru gittikçe azalmakta ve II. Metamorfizma Zonunda ve aynı doğru üzerinde bulunan G7 numaralı örnekte %12,81'e düşmektedir. Yeşilist Fasiyesi koşulları altında bile böyle bir bileşimsel değişimin varlığı çok karakteristiktir. III. Metamorfizma Zonunda ise MnO içeriği %1 gibi çok düşük bir değer almaktadır.

Ayrıca incelenen granatların modal miktarlarının bu minerallerin Mn içeriği üzerinde kısmen etkili olabileceği Şekil - 4'de görülmektedir. I. Metamorfizma Zonuna ait granatların kayalarda %1-4 arasında değişen miktarlarda bulunmalarına karşılık, II ve III. Metamorfizma Zonlarındaki kayalar %5 ve %8 gibi daha fazla miktarlarda granat

Met. Zonu	Lab. No	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	TiO ₂	Toplam	
I	G1	(1)	35,75	20,63	8,41	29,23	0,68	5,53	0,44	100,67
		(2)	35,34	20,14	8,20	28,14	0,73	5,44	0,38	98,36
	G2	(1)	36,40	20,77	15,29	25,28	0,27	2,74	0,21	100,96
		(2)	36,45	21,03	19,66	19,89	0,44	2,74	0,18	100,38
	G3	(1)	36,11	20,79	9,10	24,55	0,82	6,17	0,13	97,67
		(2)	35,79	21,04	10,56	21,14	2,02	5,87	0,22	96,63
	G4	(1)	36,49	21,17	13,08	21,94	1,07	6,09	0,14	99,99
		(2)	35,86	20,81	10,93	24,31	0,70	5,58	0,16	98,35
	G5	(1)	36,92	21,01	12,46	21,27	0,12	7,85	0,31	99,94
		(2)	36,74	21,11	13,25	21,68	0,12	7,23	0,33	100,45
	G6	(1)	37,20	20,56	11,76	23,16	0,23	9,40	0,25	102,57
		(2)	37,23	21,37	14,87	18,68	0,66	8,95	0,08	101,85
II	G7	(1)	37,55	21,35	15,28	13,42	1,49	13,14	0,21	102,44
		(2)	37,75	21,43	15,62	13,89	1,53	12,47	0,22	102,90
		(3)	37,38	22,32	15,14	13,31	1,44	12,72	0,01	102,32
		(4)	37,59	22,15	14,74	12,81	1,37	13,80	0,01	102,47
G8	(1)	35,81	5,10	23,75	4,95	0,12	30,03	0,57	100,32	
	(2)	35,84	5,22	23,59	5,82	0,13	28,92	0,52	100,04	
III	G9	(1)	36,76	21,75	26,82	1,45	3,17	7,60	0,08	97,61
		(2)	36,80	21,69	28,17	0,67	2,11	8,77	0,07	98,28
		(3)	37,40	23,21	28,81	1,37	2,74	7,85	-	101,39
		(4)	36,71	23,16	26,67	1,09	3,02	7,40	-	98,04

Çizelge 3: Granat minerallerinin kimyasal analiz sonuçları (Fo⁺ ve ve +* toplam FeO şeklinde verilmiştir.)

Table 3: Results of chemical analyse of garnet minerals <Fe⁺ and Fe⁺ given as total FeO).

çermektedir. Ayrıca I. Metamorfizma Zonundaki granatlar çok küçük (0,1-0,3 mm), II ve İÜ. Metamorfizma Zonlarındaki granatlar daha büyük (0,5-1,0 mm) kristaller halinde bulunmaktadır. Kayaç kimyasal bileşiminde az (Çizelge-2) ve, G8 numaralı örnek dışında diğerlerinde %Ağır. 0,12 - 0,43 arasında değişen miktarlarda bulunan MnO'in, genellikle bağlayıcı minerali olan granatların bileşiminde farklı oranlarda bulunması modal bileşim ve kristal büyüklüğü ile ilgili olabilir. Yani Miyashiro (1973) ve Dobretsov et al. (1973) tarafından ifade edildiği gibi, kayaçta granat miktarının az olması halinde, manganın bu mineralde toplanarak mineralin yüksek MnO içeriğine sahip olmasını sağlaması, kayaçta granat miktarının çok olması halinde ise tüm granat minerallerine dağılma nedeni ile mineraldeki Mn içeriğinin azalması söz konusu olabilir.

Ancak Şekil - 5'in incelenmesi ile ortaya çıktığı gibi, yaklaşık aynı Mn içeriğine sahip köken kayaçlarda, örneğin GK1, GK3, GK4, GK5 ve GK6 numaralı kayaçlarda farklı miktarlarda granatın oluşumuna, yani metamorfik bir ortamda granat kristallerinin nükleasyonuna ve büyümesine etkili olabilecek faktörlerin neler olduğu üzerinde durulması gereken bir sorundur. Diğer yandan Mn + Ca gibi iyon çapı büyük olan elementlerin düşük metamorfizma koşullarında kristal bünyesine girmesine karşılık, yüksek metamorfizma koşullarında bunların yerini iyon çapı küçük olan Mg + Fe⁺ gibi elementler almaktadır. Metamorfizmanın fiziksel faktörlerinin

Lab. No	Işıkkırma İndisi (n ± 0,005)	Parametre a ₀ (Å)
G1	1,810	11,61 ₅
G2	1,820	11,58 ₄
G3	1,810	11,64
G4	1,810	11,61 ₆
G5	1,810	11,62
G6	1,805	11,65
G7	1,795	11,67
G8	1,750	11,62
G9	1,800	11,59

Çizelge 4: İncelenen granat minerallerinin ışık kırma indisleri ve parametreleri.

Table 4: Refractive indices and parameter of garnet minerals studied.

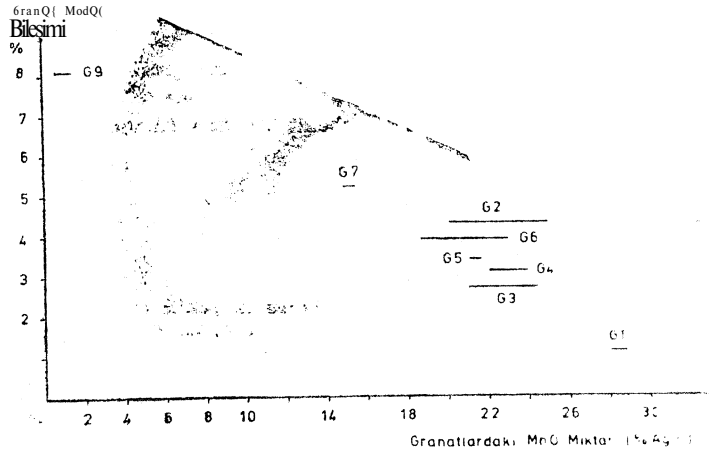
Lab. No	Fe	Mn	Kg	Ca	EX ⁺⁺	Al	Ti	EY ⁺⁺	Si	
G1	(1)	1,146	4,033	0,163	0,965	6,307	3,960	0,055	4,015	5,824
	(2)	1,138	3,960	0,179	0,966	6,243	3,941	0,096	4,032	5,874
G2	(1)	2,082	3,485	0,063	0,477	6,107	3,934	0,030	4,014	5,926
	(2)	2,678	2,748	0,106	0,478	6,010	4,038	0,026	4,064	5,941
G5	(D)	1,259	3,431	0,202	1,094	5,986	4,042	0,016	4,058	5,959
	(2)	1,462	2,959	0,500	1,037	5,958	4,099	0,032	4,031	5,916
G4	(1)	1,767	3,007	0,257	1,058	6,089	4,029	0,018	4,042	5,910
	(2)	1,508	3,393	0,168	0,986	6,055	4,042	0,022	4,064	5,920
G5	(D)	1,686	2,912	0,025	1,360	5,983	4,003	0,040	4,043	5,967
	(2)	1,789	2,965	0,025	1,247	6,026	4,017	0,042	4,059	5,933
"06	(1)	1,562	3,118	0,054	1,604	6,338	3,850	0,033	3,883	5,911
	(2)	1,972	2,515	0,155	1,522	6,164	4,001	0,008	4,009	5,911
G7	(D)	1,997	1,775	0,345	2,199	6,316	3,931	0,029	3,960	5,864
	(2)	2,032	1,831	0,354	2,079	6,296	3,931	0,050	3,961	5,874
	(3)	1,974	1,753	0,335	2,120	6,182	4,105	0,001	4,106	5,830
	(4)	1,918	1,689	0,318	2,297	6,216	4,062	0,001	4,063	5,844
G8	(D)	0,579	0,727	0,027	5,600	6,933	1,046	0,077	4,000	6,234
	(2)	0,580	0,862	0,030	5,395	6,867	1,074	0,067	4,000	6,259
09	(D)	3,620	0,199	0,760	1,319	5,898	4,141	0,008	4,145	5,937
	(2)	3,803	0,091	0,507	1,516	5,917	4,126	0,007	4,133	5,940
	(3)	3,762	0,182	0,636	1,313	5,893	4,279	-	4,279	5,844
	(4)	3,567	0,152	0,716	1,268	5,705	4,372	-	4,372	5,870

Çizelge 5: Granat minerallerinin 2 4oksijen atomuna göre hesaplanmış katyon sayıları.

Table 5: Cation numbers of garnet minerals calculated on the base of 84 oxygen atoms.

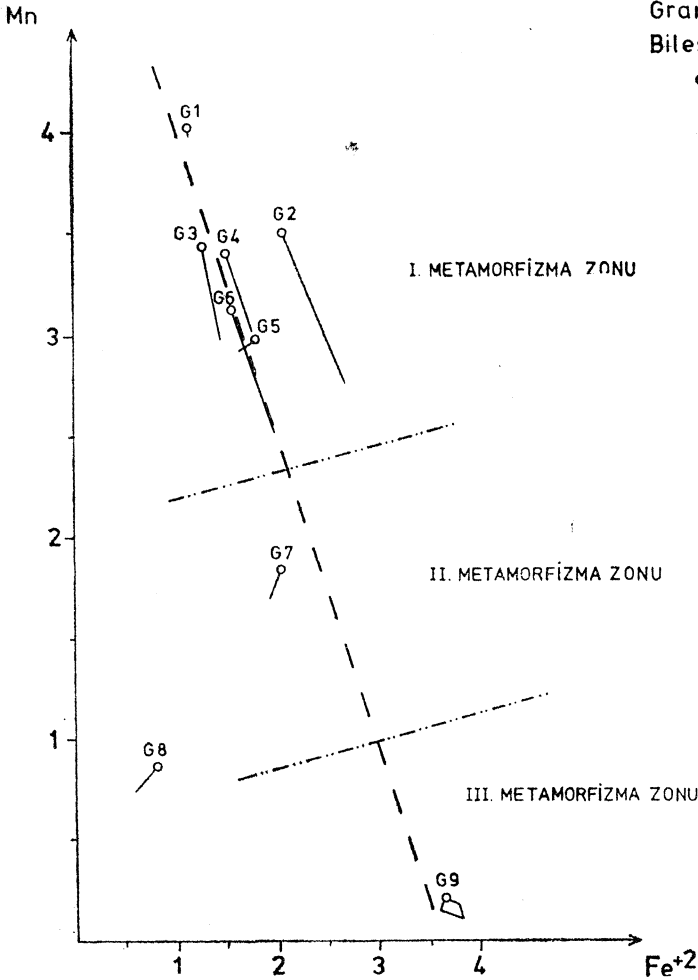
böylece kristallerin atom yapıları üzerinde etkili bir rol oynamaları olasıdır.

Burada genel olarak granatların Mn içeriği üzerine diğer incelenmiş bazı faktörlerin yamsıra başlıca metamorfizma sıcaklığının ve kısmen köken kayaç kimyasal bileşiminin etkili olabileceği, metamorfizma koşullarının açıklanmasında bu ilişkinin ancak kalitatif olarak ve aynı bölgedeki farklı metamorfizma zonlarının kıyaslanması şeklinde kullanılabileceği sonucuna varılabilir. Çünkü daha önce de belirtildiği gibi, granatlara, kritik minerallerle saptanan değişik basınç değerlerine sahip metamorfik bölgelerde rastlanılmıştır. Ayrıca her metamorfik bölgedeki köken kayaç bileşiminin az da olsa değişik karakterler göstermesi her bölgedeki granatların kantitatif Mn içeriğinin değişik olmasına yol açacaktır. Dolayısı ile değişik metamorfik bölgelere ait metamorfizma koşullarının granat minerallerinin Mn içeriğine dayanılarak kantitatif olarak kıyaslanması olası değildir. Ancak meta-



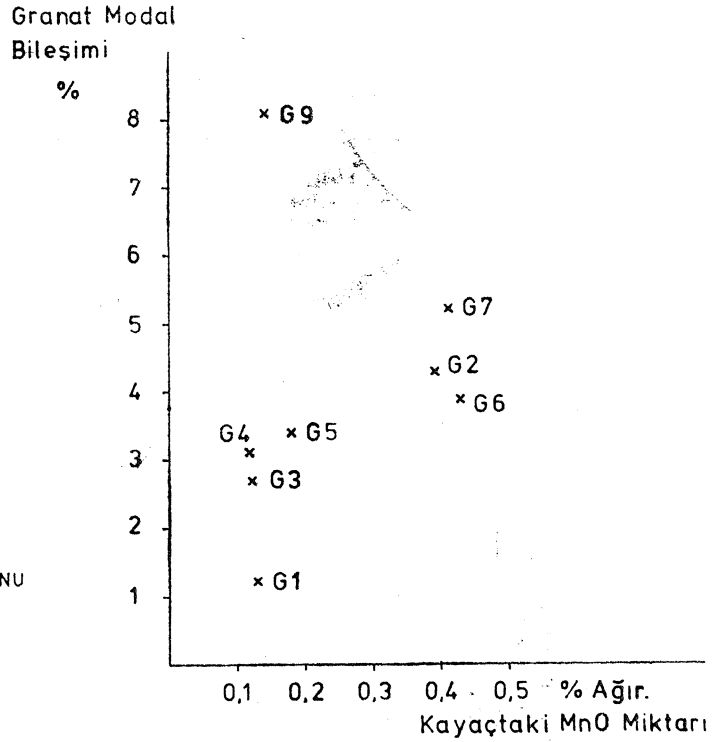
Şekil 4: Granatların MnO içeriği ile modal bileşim arasındaki ilişki.

Figure 4: Relationship between mineralogical composition and MnO-content of garnets.



Şekil 3: Kırşehir Massifi granatlarının 24 oksijen atomuna göre hesaplanmış Fe^{+2} ve Mn kasyon sayıları arasında ametamorfizma mertebesine bağlı olarak ortaya çıkan genel ilişki.

Figure 3: Relationships between metamorphic grades and cation number of Fe^{+2} and Mn (calculated on the basis of 24 oxygen atoms) within garnets from Kırşehir Massive.



Şekil 5: Granat içeren kayalardaki MnO içeriği ile granat modal bileşimi arasındaki ilişki.

Figure 5: Relationship between MnO-content and modal mineralogical composition of garnet bearing rocks.

morfizma mertebesi ile nisbeten sınırlı bir bileşime sahip kayalardaki granatların Mn içeriği arasında bu şekilde bir genel ilişkinin varlığı kabul edilebilir.

KATKI BELİRTME

Örneklerin kimyasal analizlerinin Hamburg Üniversitesi Mineraloji ve Petrografi Enstitüsü laboratuvarlarında yapılmasını sağlayan Prof. Dr. D. Jung'a, analizleri yapan

Dr. Arıkas ve Dr. MattMes'e, Enstitü laboratuvar olanaklarının kullanılması hususunda gösterdikleri **yakın ilgiden ötürü** Heidelberg Üniversitesi Mineraloji ve **Petrografi** Enstitüsü Direktörü Prof. Dr. G. C Amstutz'a ve çalışmayı kısmen finanse eden Alexander **von Humboldt Vakfına (Almanya)** teşekkür ederim.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Atherton, M. P., 1964, The gamet isograd in -pelitic rocks and its and biotite in natural assemblages.- J. Geol., 73, 155-164.
- Atherton, M. P., 1968, The variation in gamet, biotite and chlorite composition in medium grade pelitic rocks from the Dalradian, Scotland, with particular reference to the zonation in garnet. - Contr. Miner. and Petrol., 18, 347-371.
- Brown, E. H., 1969, Some zoned garnets from the greenschist fades.- Amer. Miner., 54, 1662-1677.
- Clifford, T. N., 1960, Spessartine and magnesium biotite in cuticle-bearing rocks from Mill Hollow, Alstead Township, New Hampshire, U.S.A. - N. Jb. Miner. Geol. Abh., 94, 1369-1400.
- Dobretsov, N. L., V. V. Khlestov, V. S. Sobolev, 1973, The fecies of regional metamorphism at moderate pressures - Australien Nat Uni. Press, Camberra, A.C.T., 299 s.
- Engel, A. E. J. ve C. G. Engel^ 1960, Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York. - Geol. Soc. Amer. Bull., 71, 1-57.
- Erkan, Y., 1976, Kırşehir çevresindeki rejonai metamorfik bölgede saptanan izogradlar ve bunların petrolojik yorumlanmaları. - Yerbilimleri, 2/1, 23-54.
- Kretz, R., 1959, Chemical study of garnet, biçtite and hornblende from gneisses of south-western Quebec, with emphasis and distribution of elements in coexisting minerals. - İ. Geol., 67, 371-402.
- Lyons, J. B. ve S. A. Morse, 1970, Mg/Fe partitioning in garnet and biotite from some granitic, pelitic and calcic rocks. - Amer. Min., 55, 231-245.
- Matejovska, O., 1970, Composition of coexisting garnet and biotite from some gramilites of Moldanubicum, Czechoslovakia. -N. Jb. Miner. Mh., 6, 249-263.
- Miyashiro, A., 1953, Calcium poor garnet in relation to metamorphism. - Geochim. Cosmochim. Acta, 4, 179-208.
- Miyashiro, A., 1958, Regional metamorphism of the Gosaisyo - Takanuki district in the central Abukama Plateau. - Tokyo Univ. J. Fac. Sci., 11, 219-272.
- Miyashiro, A., 1973, Metamorphism and metamorphic belts. - Halsted Press, New York, 400 s.
- Miyashiro, A. ve F. Shido, 1973, Progressive compositional change of garnet in metapelite. - Lithos, 6, 13-20.
- Müller, G. ve A. Schneider, 1971, Chemistry and genesis of garnets in metamorphic rocks. - Contr. Miner. and Petrol., 31, 178-200.
- Nandi, K> 1967, Garnets as indices of progressive regional metamorphism. - Miner. Mag., 36, 89-93.
- Okrusch, M., 1971, Garnet-Cordierite-Biotite equilibria in the Steinnach Aureole, Bavaria. - Contr. Miner. and Petrol., 32, 1-23.
- Saxena, S. K., Distribution of elements between coexisting minerals and nature of solid solution in garnet. - Amer. Miner., 53, 994-1014.
- Sturt, B. A., 1962, The composition of garnets from pelitic schist in relation to the grade of regional metamorphism. - J. Petrol., 3, 181-191.
- Tan, L. P., 1969, Possibility of a garnet-geothermometer. - Proc. Geol. Soc. China, 12, 129-133.

Yazının Geliş Tarihi:
21.4.1977
Yayıma Verildiği Tarih:
1.13.1977

Ceyhan-Berke Rezervuannin Jeolojisi ve Mühendislik Jeolojisi

Geology of the Ceyhan-Berice reservoir area and the Engineering geology

O. EROSKAY İ. Ü. Fm Fak. Tatbiki Jeoloji Kürsüsü
Y. YILMAZ
O. GÜRPINAR
N. YALÇIN
A. M. GÖZÜBOL

ÖZ: Bu araştırmanın amacı, Ceyhan-Berke rezervuar alanı ile dolayın karmaşık görünen yapısal ilişkileri çözmek, is-K'dan G'e bölgenin eski temel kayalarını oluşturan metamorfik kayalar ile üzerindeki karbonat kayaları ve daha üste tifi saptamak ve su tutma durumunu değerlendirmektedir. Rezervuar alanında başlıca 3 kaya birimi görülür. Bunlar gelen ofiyolit topluluğudur. Bu birimler KB'ye eğimli devamlı bir homoklin oluştururlar. Farklı kökenli kayaların oluşturduğu bu homokline, Üst Kretasedeki (?) ofiyolit yerleşmesi neden olmuştur. İstifin görünür tabanında, Paleozoyik'e ait Sır temel karmaşığı (Pzs) bulunmaktadır. Başlıca fillat ve metakuvarsitten oluşan bu parokton temel üzerinde, tektonik kökenli geçiş zonları ile ofiyolit topluluğu (Mof) ve Berke karmaşığı (Jkb) adı verilen litoloji toplulukları yer almaktadır. Farklı litolojilerin arasındaki karmaşık ilişki, girik, merceksel veya geçişli görünüşü tümüyle bindirme ve ekaylar nedeniyledir. B'da Tersiyer sedimentleri bu kütleyi transgressif olarak örter. Miyosen sonrası ikinci bir itilme Jurasik-Kretase'ye ait Andırın kireçtaşının Tersiyer sedimentleri üzerine sürüklenmesine sebep olmuştur. Andırın kireçtaşı küpleri, bölgede topoğrafik yükseklikleri oluşturur ve yataya yakın konumludur. Haruniye dolayındaki düzlükte, Kuaternere ait bazalt, yamaç molozu ve alüvyon geniş alanlar kaplamaktadır. Ceyhan vadisi bu kesimde dar ve derin kalmıştır. Her iki yamaçtan yüksek dağlarla sınırlanmıştır. Rezervuarın Bani bent yerinin K'indeki kesimi, tümüyle geçirimsiz Sır temel karmaşığı ile kapalı olduğundan, bu kesimden su kaçağı beklenemez. Temel kayaları üzerindeki Sır, Düzkesme ve Bani bent yerlerinde de şu kaçağı sorun olmayacaktır. En G'deki Berke-C bent yerinde, geçirimsiz ofiyolit bulunmaktadır, tki geçirimsiz arasındaki Berke kireçtaşı ve kalkıştin bulunduğu Berke A ve B rezervuarından

da su kaçağı olmayacağı sonucuna varılmıştır. Maksimum u yükseltisi altındaki yamaçlarda, kalkış ve kireçtaşındat derin bir karst herhangi bir yüzeysel belirtisi görülemedi. Berke A ve B bentyerleri su tutma bakımından yeraltı, araştırmalarıyla denetlenmelidir.

ABSTRACT: The aim of this study has been to enlighten complicated structural relationships of the rock units, to establish true sequence of the rocks, present and to evaluate the reservoir area as a potential reservoir lake and also, discuss problems relating to water leakage. In the reservoir area mainly there are three groups of rock namely a metamorphic the old basement in NE, overlying carbonates in the middle and, the ophiolites on top. They form a thick sequence of homocline dipping NW-This homocline which are made up of the rocks of different origine appears to have been formed by emplacement of the ophiolite in the region. Base of the sequence, namely Paleozoic sir basement complex consist of phyllites and metaquartzite contacts between the main rock groups, e.g between the basement and the carbonates, and, the carbonates and the ophiolites are tectonically formed graduel transition. The present complicated distribution of these rocks and their relationships appear to have been controlled by tectonic rearrangements. It is the tectonic rearrangements of the region causing the present distribution of the rock groups have also yielded, their lensings intercalations so on, Thus, formed an imbricated structure with clearly spaced thrust sheets. The younger strata of the Tertiary sedimentary rocks transgressively overly these sequence. Second phase of tectonic transport from the N brought the region a sequence of flat-lying carbonates over the continental Miocene detritals. The limestone of jurassic-cretaceous age known as the Andırın limestone which occurs in the topographical highs and platforms as thin clips of the thrust. In the piedmont plain younger plato basalts and allivium cover large areas. In the reservoir area, the Ceyhan river form a narrow and steep valley and is surrounded by high mountain range with the peaks reaching...m at Kayadülül. The area in the north of the Bani axis is occupied by impermeable rocks of the sir basement complex, Therefore this part of the reservoir does not seem to bear any potential water escape problems. The axis of sir, Düzkesme, Bani dams are also planned on the basement rocks. Thus problems of water escape is not expected. Berke A and B dams are on the Berke limestone which is sandwiched between the two impermeable units. It is concluded as a result of detail investigation that no future water escape is forseen in these dams. However, water escaping problems of each axis cases should be considered separately from the reservoir problems. No surface expression of a deep karst which might have occurred beneath the maximum water high has been seen.

GİRİŞ

Ceyhan nehrinin, Haruniye İlçesi ile Maraş düzlüğü arasındaki kesiminin, baraj yapımı için, mühendislik yönlerinden, master plân aşamasında değerlendirilmesi, Elektrik İşleri Etüd İdaresi Genel Direktörlüğü adına, Temel-Su firması tarafından yapılmaktadır. Daha önce, Ceyhan Berke rezervuarı ile dolayında, ön çalışmalar ve ayrıntılı incelemeler, DSİ ve EtE İdaresi elemanları tarafından hazırlanmıştır. Rezervuar alan ile seçilen bent yerlerinde, 1/25.000 ve büyük ölçekli jeoloji haritaları yapılmıştır. Yeraltı araştırmaları için, gerekli görülen temel sondajları ile galeriler açılmıştır.

Bölgede yapılan daha önceki çalışmalarda, ofiyolit yerleşmesinin mekanizmasıyla oluşturduğu yeni yapı düzenlenmesinin çözümlenememiş olması Berke A ve B rezervuarının su tutması bakımından farklı değerlendirmelere neden olmuştur.

Dolayısıyla, bu araştırmanın da başlıca amaçları, Ceyhan-Berke rezervuar alanı ile dolayındaki yapısal ilişkileri çözmek, istifi açıklığa kavuşturmak, rezervuar alanı ile bent yerlerini su tutma bakımından değerlendirmek olmuştur. Bu nedenle B'de Tokmaklı, Andırın; K'de Yenicekele, Maraş; D'da Türkoğlu ve G'de Feyzipaşa ile Bahçe ilçelerinin sınırladığı oldukça geniş bir bölgenin araştırması gerekmektedir. İstifi açıklığa kavuşturabilmek için B'dan D'ya çeşitli kesitler yapılmıştır.

Rezervuar alanından her iki yönde 30-40 Km uzaklaşarak tüm sorunların açıklanabileceği büyüklükte bir alanın Jeolojisi değerlendirilmiş ve su tutma durumu ayrıntılarıyla tartışılmıştır. GAZİANTEP M 37 d₃, d₄, N 37 a₃, a₄ ve N 36

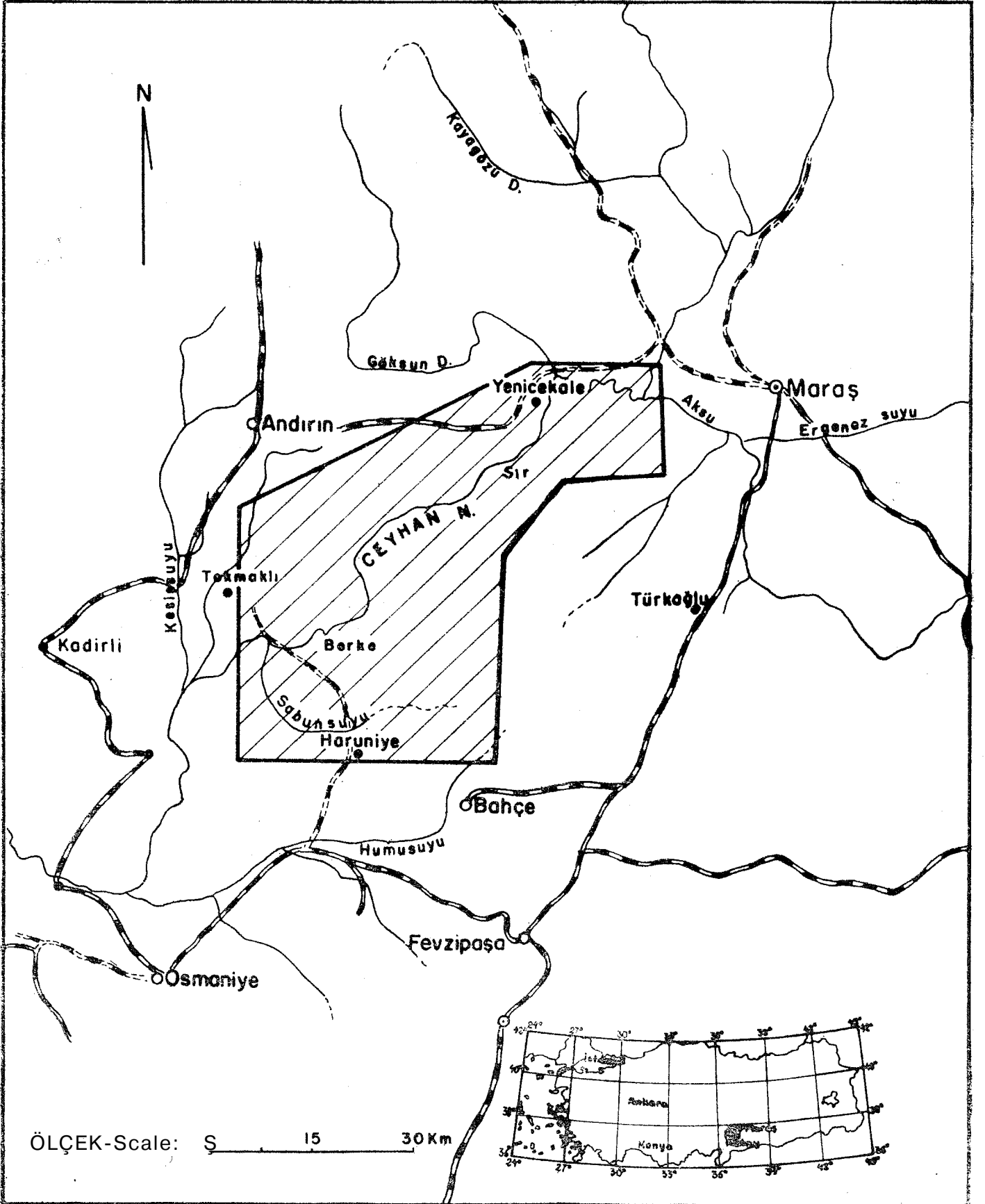
b₂, b₃ paftalarının tümüne yakın bir alanın 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası hazırlanmıştır (Ş. 1-Mevki haritası).

Bölgenin sarp topografyası ve sınırlı yaklaşım olanakları arazi çalışmalarının G'de Haruniye ve K'de Sır kamplarından yürütülmesini gerektirmiştir. Arazi araçları ve kamp, olanakları EtE İdaresi Genel Direktörlüğü'nce sağlanmıştır.

STRATİGRAFİ» JEOLJİ

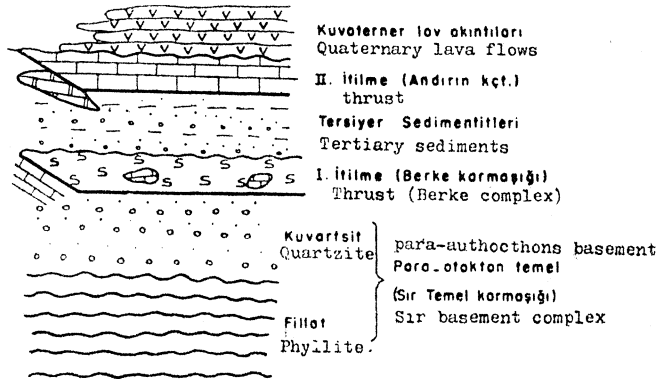
İnceleme alanı, Toros kuşağı ile Amonos kuşağının kenetlenme bölgesine yakın bir yerde bulunmaktadır. Bu nedenle, bölgenin tektonik gelişmesi karmaşıktır. Fakat stratigrafik istif, rejyonel ölçekte sade görülür. Tektono-ortam özellikleri farklı birimlerin bir araya gelmesi ve tekrarlanması, istifin karmaşık görülmesine sebep olmuştur. Bu araştırmada, amaca yardımcı olabilecek aşağıdaki yaklaşımlar tercih edilmiştir.

Bölgede tüm birimler, KB'ya eğimli ve kilometrelerce devam eden bir homoklin yapı oluşturur. Bu rejyonel yapı içerisinde, farklı litoloji birimleri, tektonik kökenli, girik ve merceknel konumlar kazanmıştır. Ekaylar tekrarlanmaya neden olmuştur. Bu yüzden yaş ve stratigrafik ilişkileri açıklanamayan çok sayıda farklı litolojiyi ayrı ayrı haritalamak yerine, yapısal karmaşıklığı açıklayacak birimlerin haritalanması uygun görülmüştür. Ayrılan parotokton ve allokton birimler ile istifsel konumları genelleştirilmiş taslak kesitte görülmektedir (Ş. 2).



Şekli 1: Yer Bulduru Haritası

Figure 1: location map.



Sekil 2: İstifin gelişimini gösterir yapı taslağı
Figure 2: Structural section to show the position of sequence

SİR TEMEL KARMAŞIĞI (Pzs)

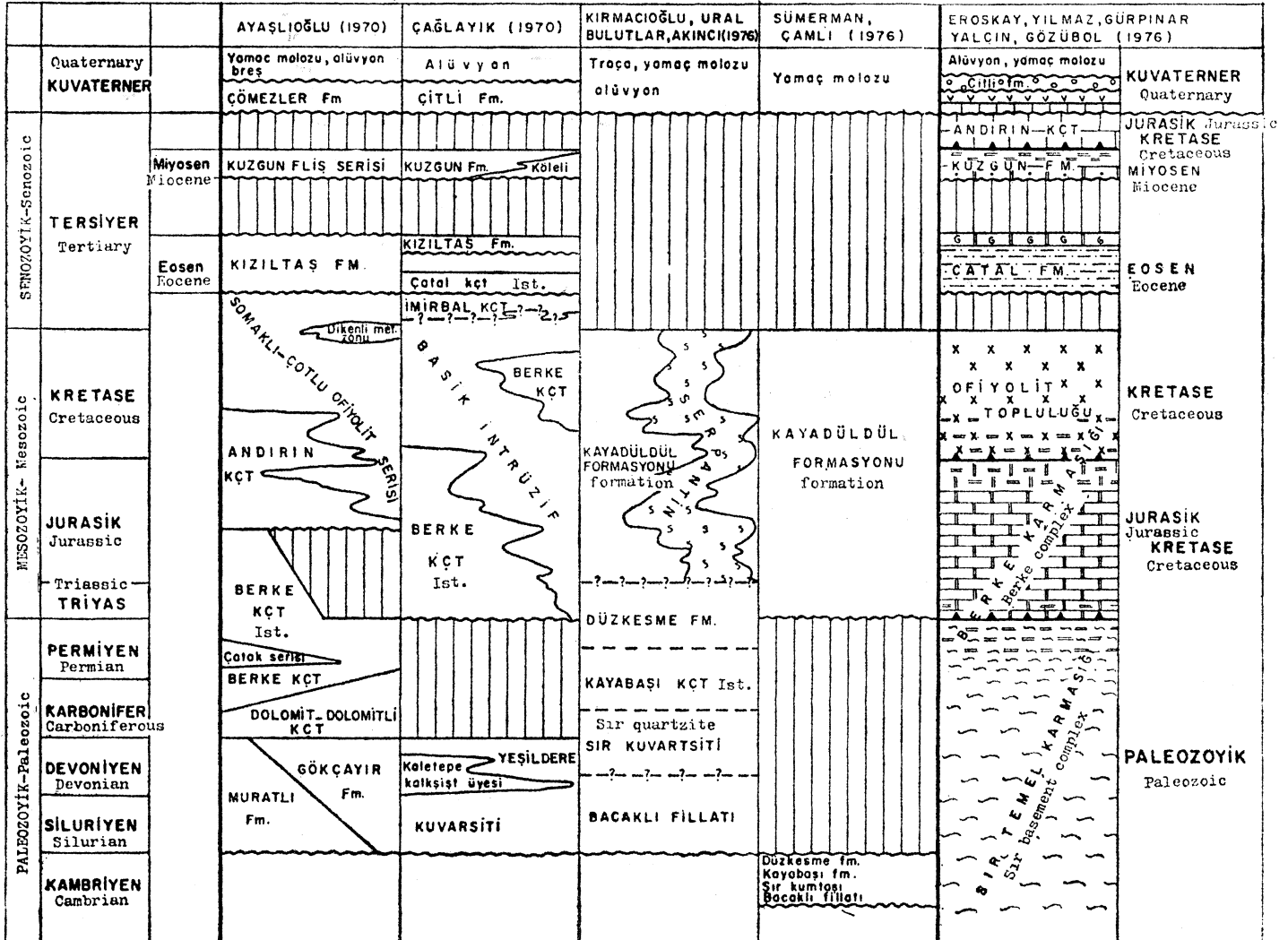
Sır temel karmaşığı başlıca metakuvarsit ile kayrak ve fillattan (metapelit) oluşmuştur. Stratigrafik konuma göre,

bölgedeki diğer birimlerin altında bulunur ve en yaşlı kaya topluluğudur.

Bahçe ilçesinden KD'ya Türkoflu'na kadar uzanan Sır temel karmaşığı, bölgede geniş bir alan kaplamaktadır. Parotokton temeli oluşturan bu birim rezervuar alanında başlıca K'de Kızıltaş ve G'de Yeşildere köyleri arasında mostra vermektedir.

Tümüyle düşük derecede bir metamorfizmaya uğramıştır. Metamorfizmaya bağlı yapısal değişim, mineralojik değişimden daha etkili olmuştur. Birimin hakim tımcı özelliği kayrak klivajını B çok gelişmiş olmasındır. Kayrak klivajı (S1) farklı litolojilerin dayanım niteliğine bağlı olarak geliştiğinden; kuvarsitte daha geniş aralı, pelitik kayalarda ise daha sık aralı görülür. Katmanlanma yer yer tanınabilmektedir. Bazı kesimlerde yerel olarak ikincil klivaj (S2) gözlenmiştir.

Sır temel karmaşığı üzerinde, K'de Balk dağından G'de Yeşildere köyüne kadar Berke karmaşığı (JKb), Bahçe K'inde ise ofiyolit topluluğu bulunmaktadır. Birim, harita alanının K'inde transgressif Tersiyer sedimentleriyle (Kuzgun formasyonu, Tk) örtülür.



Korelasyon Çizelgesi - Correlation chart

1 m 100 m
 10 cm 10 m
 1 cm 1 m
 1 10 cm

Sır temel karmaşığı ile Berke karmaşığı uyumlu görü-
 lür. Ancak bu uyum stratigrafik olmayıp, tektonik kökenli-
 dir. İki birim arasında klasik anlamda bir konkordans söz
 konusu değildir. Sır temel karmaşığı ile ofiyolit topluluğı
 arasında da aynı dokanak ilişkisi gözlenmiştir. Uyuma ne-
 den olan tektonik olaylar farklı litoloji birimleri arasında ge-
 niş bir geçiş zonu geliştirmiştir. Bu geçiş zonundaki temel
 ve üzerindeki birimde, dinamik metamorfizma sonucu oluş-
 muş şiddetli bir kataklastik yapraklanma (makaslama kli-
 vajı) gözlenir. Bu nedenle, birimler arasındaki sınır keskin
 bir dokanak şeklinde olmayıp, bir zon halindedir, örneğin:
 serpantinitten yapraklı serpantinite ve kuvarsite 40-50 m
 içersinde kesiklik olmaksızın geçilir.

Temel karmaşığını oluşturan metakuvarsit ve fülatlar
 düşey ve yatay yönde giriktir. Metakuvarsit çoğunlukta gö-
 rülür. Dayanmalı olması nedeniyle dik yarlar oluşturur. Üze-
 ri çoğunlukla yeşilimsi gri likenle kaplıdır. Taze yüzde me-
 takuvarsit pembemsi beyazdır. Yer yer açık yeşil, sarı, açık
 kahverengi ve değişik tonlarda görülür. Köşeli kırıklı, çok
 sert, dayanımlı, yerel olarak laminalı kuvarsitte düzenli ek-
 lem takımları iyi gelişmiştir. Yapraklanma, fillata oranla da-
 ha geniş aralıdır. Bazı kesimlerde kuvarsit diğer mineralle-
 rin katkısıyla kuvarstça zengin şist görünüşü kazanır. Ta-
 nınabilen başlıca mineraller muskovit, klorit, biyotit ve opak
 demirdir.

Geçiş zonlarında metamorfizmanın etkisiyle kataklastik
 kuvarsit ufalanarak tanelerin küçülmesi ve kuvars porfirob-
 lastları çevresinde yeni gelişmiş kuvars mikrokristallerinin
 klivaj boyunca dizilmesiyle farklı bir görünüş kazanmıştır.

Fillat ve kayrak daha az dayanımadır. Sık ve iyi geli-
 miş klivaj düzlemleri, çok ince taneler ve ufarak kıvrımlar
 ayırtmandır. Metamorfizma minerali ve tane büyümesi görül-
 mediğinden çoğunlukla killi şist görünümündedir.

Sır temel karmaşığının yaşı genellikle paleozoyik kabul
 edilirse de; ayrıntıda tartışmalıdır. Bazı araştırmacılara göre
 birim Kambriyen yaşındadır (SÜMERMAN, 1976).

1:500.000 ölçekli MTA Hatay Paftasında Sihriyen-De-
 voniyen yaşı verilmiştir. KIRMACIOĞLU ve diğerleri (1975)
 tarafından birimin yağı Paleozoyik olarak kabul edilmiştir.
 Fakat Sulucadere dolayında, Eğreltisirtı mahallesinde biri-
 min Üst seviyelerinden alman nünunelerdeki fosillere daya-
 narak istifin Triyasa kadar çıkabileceğı belirtilmiştir. Sır te-
 mel karmaşığının yaş sorununa, komşu kayalarla olan iliş-
 kisinin yapısal olması nedeniyle istifsel bir yaklaşım olanağı
 da yoktur.

OFİYOLİT TOPLULUĞU (Mof)

Serpantinit, spilit ve bazı derin deniz sedimentlerinden
 oluşan bu birime ofiyolit topluluğı adı uygulanmıştır (Pen-
 rose konferansı, 1972).

Ofiyolit topluluğı harita alanında başlıca Haruniye'den
 başlayarak K'e doğru Somaklı ve Bözsek doğrultusunda uza-
 nır. Ayrıca harita alanı dışında, Haruniye'den Bahçe ilçesi yö-
 nünde uzanan bir ikinci büyük mostrası vardır.

Ofiyolit topluluğı alloktan bir birim olup bölgeye yer-
 leşmesi sırasında gelişmiş geniş bir ezilme zonuyla belirle-

nir. Bu zon boyunca görülen ve harita alanında tanınabilen
 geçiş kayaları, Berke karmaşığına (JKb) dahil edilmiştir.
 Boynuyogunlu, Güllüler B'sında Tersiyere ait sedimentitler
 (Kuzgun formasyonu, Tk) ofiyolit topluluğunu transgressif
 olarak aşmıştır.

Ofiyolit topluluğı sahada alacalı rengi ve özel topoğrafik
 görünüşüyle kolayca tanınır, Köieli ve Somaklı köyleri ara-
 sındaki kesimde ofiyolit topluluğunun başlıca şu özellikleri
 dikkati çeker. K'den G'e sırayla önce serpantinit ve daha
 sonra kırmızı derin deniz sedimentitleri bulunmaktadır. Yer
 yer spilit tanınır. Çok şiddetli tektonizma nedeniyle bu farklı
 kayalar arasındaki birincil ilişki korunamamıştır. Magma-
 titler ile sedimentitler arasında sıcak dokanak etkilerine rast-
 lanmamıştır.

Ofiyolit topluluğunda serpantinit, volkanit ve sedimen-
 titler karmaşık bir görünüş sunmaktadır. Ayrıca, geçiş zon-
 lannda ortama yabancı bazı kireçtaşı blokları da tesbit edil-
 miştir. Dokanaklar genellikle keskin ve mekaniktir.

Ofiyolit topluluğunda hâkim litoloji serpantinittir. Serpan-
 tinit kırık yüzeyinde koyu yeşil, ayrılmış yüzeyde kahveren-
 gimsi koyu kırmızı oldukça sert, köşeli kırıklı, bazen yarıl-
 gandır. Yerel cilalı ve parlak yüzeyler vardır. Arada ufak kro-
 mit zuhurlarına rastlanmaktadır. Serpantinitten birincil ka-
 yası bölgede görülememiştir. Ancak önceki çalışmalarda pe-
 ridotitin ve katmanlı birincil yapıların varlığına değinilmiş-
 tir (AYASLIOĞLU, 1970). Ayrışma çoğun demir mineralle-
 rinin oksitlenmesi nedeniyle komşu kayalarda ayırtman kır-
 mızı rengin açığa çıkmasına sebep olmuştur.

Aradaki kireçtaşları ince katmanlı, kıvrımcıklı, pembe
 veya mor, çoğun çörtlüdür. Kireçtaşında katman yüzeyleri
 ve bazı çatlaklar manganezle boyanmıştır. Bu yüzeylerde
 morumsu kırmızı görülür. Gene kırmızı rengin hakim oldu-
 ğu bir başka kaya türü Radyolarialı sileksit ve çamur taşla-
 rıdır.

Radyolarit çokça kırık ve çatlaklıdır. Çatlak ve kırık-
 lar, genellikle kalsit veya seyrek olarak silisle dolmuştur.

Yabancı blokların çoğu, Berke kireçtaşının parçalarıdır.
 Kireçtaşı makaslama düzlemleri boyunca ofiyolit topluluğı
 içine alınmıştır. Kireçtaşı blokları genellikle merceksel most-
 ra örneği sunarlar. Geçiş zonunda uzaklagıldıkça makaslama
 etkisi azalır.

Ofiyolit topluluğı arasında görülen bir diğer kaya gru-
 bu volkanitlerdir. İleri derecede ayrılmış kahverengi, mor,
 bazalt görünüşlü bu kaya sahada spilit olarak tanımlanmış-
 tir.

Bu araştırmada, ofiyolit topluluğunun genetik anlamına
 yönelik jeokimyasal veriler sağlanamamıştır. Bununla be-
 raber, başlıca spilit, serpantinit, radyolarit ve pelajik derin
 deniz sedimentitlerinden oluşan bu topluluğun özellikleri, Alp
 tipi ofiyolit topluluğı ile yakın benzerlikler sunmaktadır.
 Böylece, topluluk günümüzdeki tanımlara göre, okyanus taba-
 nında bulunan litolojileri kapsamaktadır.

Ofiyolit topluluğı, bölgede kapanan bir okyanus kalın-
 tısı olarak yorumlanabilir. Bu okyanusun yeri, yayılımı ve
 kapanma zamanı hakkında bu sınırlı araştırmayla yeterli ve-
 ri sağlanamamıştır. Ancak, okyanus tabanına ait bu kaya-
 ların temel üzerine alloktan olarak geldiğı kesindir. Yerleşme,
 Eosenden önce olmuştur. Çünkü ofiyolit topluluğunu G'de

Eosene ait Çatal formasyonu (Tc) ve N'de Miyosene ait Kuzgun formasyonu (Tk) transgressif olarak örtmektedir.

Bölgenin önemli bir başka sorunu da, Andırın kireçtaşının (JKa) taban veya öneyinde sürüklenmiş serpantinit ile sözkonusu ofiyolit topluluğundaki serpantinitin birbirine yakın oldukları yerlerde ayırt edilmesidir. Andırın kireçtaşının tabanında görülen serpantinitin hangi kütleyle bağlı olduğu, bu araştırmada kesinlikle saptanamamıştır.

BERKE KARMAŞIĞI (JKb)

Ofiyoliti topluluğunun, Sır temel karmaşığı üzerine yürümesi sırasında gelişmiş geçiş zonu kayalarının tümüne Berke karmaşığı (JKb) adı uygulanmıştır.

Berke karmaşığı, kataklastik deformasyona uğramış ofiyolit topluluğu kayaları ile daha önceki çalışmalarda Berke olarak ayrılan kireçtaşı ve kalkıştından oluşmaktadır. Ayrıca, geçiş zonunda süreklenme sırasında, Sır temel karmaşığından alınmış kataklastik kuvarsit -f fillat + kalkışt + kayrak blokları da bulunmaktadır.

Saha çalışmaları sırasında, Berke karmaşığında başlıca üç kaya topluluğu ayrılabilmektedir.

- A — Ofiyolit-kireçtaşı geçişi
- B — Berke kireçtaşı
- C — Temel kayaları-kireçtaşı geçişi

A — OFİYOLİT-KİREÇTAŞI GEÇİŞİ

Ofiyolit topluluğu kayalarından, yapraklanması çok belirgin ve matamorfik görünüşlü kayalara ve giderek kalkıştılara geçişin gözlemlendiği bu zonun metamorfizmlerle karıştırılması olanaklıdır. Ancak, dinamik metamorfizmayla gelişen makaslama klivajı hariç reyonel matamorfizmayı işaret eden ne yapısal, ne de mineralojik deliller görülememiştir. Bu zonda, hakim yapı unsuru ezilme, ufalanma ve milonitleşmedir. Metaofiyolitten kalkıştına geçiş, her iki kaya arasında değişik boyutta yanal ve dikey girikliklerle belirir. Bu girik litolojilerin 1/25.000 ölçekli haritada gösterilmesi küçük boyda olmaları nedeniyle çoğu olanaksızdır. Kalkışt, daha önceki çalışmaların bazılarında, yeniden kristallenmiş olduğu için temele dahil edilmiş; diğerlerinde "dolomitik kireçtaşı" adıyla haritalanmağa çalışılmıştır. Gerçekte, ezik zondan uzaklaştıkça kalkıştın Berke kireçtaşına geçtiği sahada gözlenmiştir.

B — BERKE KİREÇTAŞI

Berke karmaşığının en ayırtman litolojisi kireçtaşıdır. Litolojik nitelikleri, Berke dağından Diğerfersak köyüne kadar oldukça bitevil devam eder. Bu kesimde, kireçtaşının durumu NE doğrultu ve KB'ya eğimlidir. Berke kireçtaşı bu konumunu, muhtemelen ofiyolit topluluğunun temel üzerine yerleşmesi ile ilişkili tektonizmaya kazanmıştır.

Kuzeyden güneye doğru, Berke kireçtaşı Balk dağı, Berke dağı, Berke bent yeri ve Sabunsuyu deresine kadar ol-

dukça geniş bir alan kaplamaktadır. İnceleme sahasında, Berke kireçtaşı olarak ayrılan bu kesimde haritaya ayrı olarak geçirilemeyen, kataklastik deformasyonla gelişmiş kalkıştılar da vardır. Yerel olarak makaslama klivajının çok geliştiği bu kesimleri kalkıştından ayırmak olanaksızdır. Bu nedenle, bölgede genel olarak Berke kireçtaşı ile geçiş zohları arasında doğal bir kesiklik yoktur. Kireçtaşının özgül niteliklerinin tanınmağa başladığı ve oldukça devamlı görüldüğü alanlar haritada kireçtaşına bırakılmıştır.

Kireçtaşı mavimsi gri, siyah, yeniden kristallenmiş sert, sıkı, köşeli kırıldı, orta ile kaim katmanlı ve eklemlidir. Yükseklerde karst şekilleri çok gelişmiştir. Berke kireçtaşının her iki tarafındaki geçiş zonlarının sınırlarında birçok genç çekim fayı tesbit edilmiştir. Bu fayların bölgenin yükselmesine neden olan mekanizmayla ilişkili olduğu sanılmaktadır.

Farklı litolojilerle belirlenen (ofiyolit veya temel) bazı ekaylar haritalanabilmektedir. Berke kireçtaşının kendi içinde de bazı ekayların gelişmiş olması doğaldır. Ancak bunların ayrılması olanaksızdır.

Daha önceki incelemelerde, Berke kireçtaşı bölgesel ilişkiler dikkate alınarak "komprehensif seriye" dahil edilmiştir. Bölgenin önemli sorunlarından biri de; kireçtaşının Sır temel karmaşığı üzerinde çökelmiş otokton bir istif mi, yoksa, ofiyolit yerleşmesi sırasında sürüklenmiş, allokton bir kütle mi, olduğudur. Sorunun çözümü bu araştırmanın amaç ve kapsamı dışındadır. Ancak, komprehensif karbonat istifinin Toros kuşağına ait olması Berke kireçtaşının allokton olduğu görüşünü desteklemektedir.

Berke kireçtaşının yaşı, daha önceki araştırmaların fosil bulgularına dayanılarak Jurasik-Kretase olarak belirlenmiştir (ÇAĞLAYIK, 1970).

C — KİREÇTAŞI-TEMEL GEÇİŞİ

Ofiyolit-kireçtaşı geçişindeki benzer koşullar, kireçtaşı-temel kayaları geçişinde de görülür. Aynı yapısal faktörler bu dokanak boyunca da etkili olmuştur. Kuvarsit, fillat ve kalkışt bu zonda kataklastik ufalanma ve paralanmaya uğramıştır.

Geçiş zonu kayalarında klivajın çok gelişmesi, buna karşılık metamorfizma minerallerinin bulunmaması, kayaların deformasyonu sırasında belli bir plastikliğe sahip olduğunu işaret etmektedir. Sıcaklığın yeteri derecede yüksek olmasına karşılık, basıncın belirli bir düzeye çıkmış olması, ofiyolit topluluğunun temel üzerine yerleşmesiyle açıklanabilir. Ofiyolit yerleşmesi yüklem basıncının ani olarak artmasına sebep olmuş, fakat sıcaklık gerekli düzeye çıkmamıştır.

ÇATAL FORMASYONU (Tç)

Haruniye'nin NW'smda, ofiyolit topluluğu (Mof) üzerinde transgressif Eosen sedimentleri bulunur, önceki çalışmalarda, Çatal tepedeki kireçtaşı ayrı haritalanarak formasyon aşamasında adlanmıştır (ÇAĞLAYIK, 1970).

Bu incelemede Çatal kireçtaşının tabanında görülen ve şeyil + kumtaşı -f konglomera nöbetleşmesinden oluşan bi-

rim kireçtaşı ile birlikte Çatal formasyonu olarak ayrılmıştır.

Ofiyolit topluluğu üzerinde birim, kumtaşı -f şeyil nöbetleşmesiyle başlar. İstif, beyaz, kof, dayanımsız killi kireçtaşı ile bununla dereceli geçişli olan kırmızı çamurtaşlarıyla devam eder. Daha üstte kırmızı, gevşek tutturulmuş, polijenik konglomera bulunur. İstifin tavanındaki kireçtaşı &ym haritalanmıştır.

Çatal formasyonunun kireçtaşı üyesi üzerine Miyosen yaşlı Kuzgun formasyonu gelir. Kireçtaşı ihtiva eden Kuzgun formasyonunun konglomera düzeyleri, araya bir aşınma döneminin girdiğini belirtir.

Çatal formasyonun tabanındaki konglomera -f kumtaşı + şeyil istifi ile Kuzgun formasyonu fasiyes bakımından çok benzerlidirler. Kireçtaşı devamlı değildir. Bu nedenle, kireçtaşının bulunmadığı yerlerde iki birimin sınırı yaklaşık çizilmiştir. Formasyonun tüm kalınlığı 50 m kadardır. Kireçtaşından derlenen numunelerdeki fosiller, Prof. Dr. A. Dizer tarafından tayin edilmiş ve Üst İpriesyen yaşı verilmiştir. Önceki incelemelerde Çatal kireçtaşının zengin fosil bulgularıyla İpriesyen yaşında olduğu belirtilmiştir (ÇAĞLAYIK, 1970).

KUZGUN FORMASYONU (Tk)

Bu birim, inceleme alanında Kuşçu köyünün G'sinden, K'e doğru Cerrah dere boyunca, Güllüler, Gönlükaralar, Hacılar tepe mevki arasında bir şerit boyunca uzanır. K'de Toprakhisar deresi ve G'de Maraş tepeden itibaren geniş alanlar kaplar.

İstif başlıca kumtaşı + konglomera + şeyil ve seyrek kireçtaşı nöbetleşmesinden oluşur. Kuzeyde Zeytindere ve Hartlap köyü dolaylarında iri çakıllı konglomera -f kumtaşı birimin başlangıç düzeylerini oluşturur. Toprakhisar deresi dolayında istif, 10 m kadar kalın bol fosilli bir taban kireçtaşı ile başlar. Benzer resifal kireçtaşı gelişimine Köleli köyü dolayındaki Kısıkkaya mevkiinde de rastlanmıştır ve genellikle birimin başlangıç düzeylerini yansıtan bu kireçtaşı, ayrı haritalanmıştır. Tabanda konglomera veya kireçtaşı düzeyleriyle başlayan istifin üst düzeylerinde şeyil katkısı artar ve giderek şeyilin çoğunlukta bulunduğu kesimler egemen olur. Yerel değişimler dışında birim bitevil görülür.

Kuzgun formasyonu, ofiyolit topluluğunu Sır temel karmaşığını ve Berke karmaşığını transgressif olarak aşar. Üzerine Jurasik-Kretase yaşlı Andırın kireçtaşı (JKa) şariyajla gelir.

Kuzgun formasyonunun stratigrafik istifdeki konumu, bölgenin jeolojik evriminin yorumlanması açısından önemlidir. Çünkü temel üzerine itilen ofiyolit topluluğu ile, bölgeye Miyosen sonunda sürüklenen birimlerin ayırdırma olanak sağlamıştır.

Kuzgun formasyonu bölgenin yapı iskeletini kazanmasından sonra çökeldiğinden bir molas istifi olarak kabul edilebilir. Genellikle sığ deniz ve karasal çökeltme koşulları söz konusudur.

Kuzgun formasyonunun tabanındaki kireçtaşından derlenen fosiller Prof. Dr. A. Dizer tarafından tayin edilerek birimin Miyosen yaşında olduğu belirlenmiştir. Ayrıca bazı

numunelerde taşınmış Eosen fosillerine de rastlanmıştır. Birimin Miyosen yaşında olduğu daha önceki araştırmacılar tarafından da saptanmıştır (AYAŞLIOĞLU, 1970; ÇAĞLAYIK, 1970).

ANDIRIN KİREÇTAŞI (JKa)

İnceleme alanında, Kuvaterner öncesi tüm birimlerin üzerinde görülen kireçtaşına, önceki çalışmalarda Andırın kireçtaşı adı uygulanmıştır (AYAŞLIOĞLU, 1970). Aynı ad tarafından da benimsenmiştir. Diğer araştırmalarda kireçtaşının konumu, yaş ilişkisine göre değerlendirilmiştir. Bu incelemede, Andırın kireçtaşının Miyosen ait Kuzgun formasyonu (Tk) üzerinde bulunduğu kesinlikle tesbit edilmiştir.

Fosil bulgularıyla, Andırın kireçtaşının Jurasik-Kretase sistemlerine ait olabileceği belirlendiğinden, bu konumunu Miyosen sonrası bir itilmeyle kazandığı anlaşılmaktadır. Andırın kireçtaşının, bu olağan olmayan konumunu denetleyebilmek için harita alanı dışında da Kuzgun formasyonu ile ilişkisi araştırılmıştır. Böylece, Andırın-Maraş yolu ve Elmadığı dolayında, kireçtaşının Miyosen sedimentleri üzerine itildiği kesinlikle görülmüştür.

Andırın kireçtaşının mostraları harita alanının W'smda oldukça devamlı ve geniş alanlar kaplamaktadır. Eynallı, Kuzgun ve Maraş tepeden kuzeye doğru Uzundağa kadar devamlıdır. Harita sahası dışında da Tokmaklı, Andırın...vb geniş alanlar kapladığı bilinmektedir (1/500.000 ölçekli MTA Jeoloji haritası, Hatay paftası).

Andırın kireçtaşı, gri, bej, sıkı, sert, dayanmalı, yeniden kristallenmiş, orta-kalm katmanlı ve eklemlidir. Az eğik kireçtaşı, bu bölgedeki çoğu yüksek tepelerin üzerinde bir tablamsı görünüme sebep olmuştur. Kireçtaşı ile ofiyolit veya Kuzgun formasyonu arasındaki dayanım farkı nedeniyle devamlı bir dikyarla sınırlanmış görülür. Bu dikyarm önünde, oldukça kalın ve yaygın yamaç molozu örtüsü bulunmaktadır. İnceleme alanında kireçtaşının, şariyaj düzlemi üzerindeki görünür kalınlığı 100-150 m kadardır. Kalınlık Tokmaklık-Andırın yakınında 500 m'ye ulaşır. Çoğunlukla yüksek tepeleri örten Andırın kireçtaşı çok erimelidir. Gelişmiş karst şekilleri yaygındır. Karstlaşma, tabandaki geçirimsiz birimlere kadar ilerlemiş, büyük erime hunileri ve uvalalar gelişmiştir. Taş oluk ve Senir yaylaları en belirgin uvala örnekleridir. Bu erime çukurluklarının tabanında çoğu ofiyolit veya kırmızı toprak (terra rossa) vardır.

Andırın kireçtaşının tabanında yerel olarak pembe paftajik kireçtaşına da rastlanır. Bu kireçtaşı yerel mostralı olması ve ofiyolit üzerinde veya kireçtaşının tabanında allokon konumu nedeniyle çoğu yerde, ayrılamamış sadece Köleli mahallesi kuzeyindeki büyükçe bir mostrası ayrı olarak haritalanmıştır.

BAZALT (Qβ)

Haruniye düzlüğünde, kalın alüvyon örtüsü altında geniş lav akıntıları halinde ortaya çıkar. Bölgenin yapı ilişkileri içinde, ofiyolit yerleşmesinin neden olduğu, yapısal çukurluk boyunca çıkan yarık erüpsiyonları olduğu anlaşılmaktadır.

Bu görüş, bazı genç faylar boyunca, bazaltın ilişkisi ile de desteklenmektedir.

Taze yüzeyde, çok gözenekli ve morumsu siyah olan bazaltın, mikroskop çalışmalarıyla, bağlıca labrodor-bitovnit bileşiminde plajyoklas ile piroksenden oluştuğu ortaya konmuştur. Olivin de içerdiğinden, kökensele olarak alkali-övin bazalt ailesine bağlı olduğu sanılmaktadır.

ÇİFTLİ FORMASYONU (Qç)

Haruniye'nin kuzeyinde oldukça geniş bir alan Kuva-terner'e ait çimentolanmış yamaç molozuyla kaplıdır. Aynı olarak haritalanan bu birime, ÇAĞLAYIK (1970) tarafından Çitli (Zindeggen) dolayı tipik mevki kabul edilerek "Çitli formasyonu" adı verilmiştir. Tarafımızdan da aynı ad kullanılmıştır.

Bölgenin kuzey ve doğusundaki yüksek dağlardan sü-rüklenen çeşitli malzeme, oldukça sıkı, kalkarlı bir çimento-yla tutturularak Çiftli formasyonunu oluşturmuştur. Görünür kalınlığı 20-30 m kadardır. Yerel olarak çok daha kalın olduğu kesitler vardır. Bazen katmanlı ve yerel erimelidir. Sabunsuyu vadisinin mansap kısmına doğru Çitli konglome-rasında erimeyle oluşmuş koğuklar görülmüştür.

Birimin tabanında genç bazalt bulunur. Birikinti konisi durumundaki bu konglomerada fosile rastlanmamıştır. Ancak genel konumuyla Kuvaterner'e ait olacağı kabul edilmektedir.

YAMAÇ MOLOZU (Qy)

Bölgenin hızlı yükselmesi, sarp topoğrafyası ile sert ve kırılğan kireçtaşı, kuvarsit, kalkışist gibi litolojilerin genleşen alanlar kaplaması, yamaç molozunun çok yaygın bulunmasına sebep olmuştur. Yamaç molozuyla kaplı geniş alanlar haritaya işaretlenmiştir.

Kuzeyden güneye, Bağkonuş dağı'nın etekleri, Kalebaşı dolayı, Döngel köyü, Balk ve Berke dağlarının Ceyhan vadisine bakan yamaçları, Andırın kireçtaşının hemen hemen tüm çevresi, Beşikdül, Kayadül... vb. yüksek dağların etekleri oldukça kaim yamaç molozuyla kaplıdır. Ayrıca lavarsit yamaçlarda da taş selleri bulunmaktadır.

ALÜVYON (Qal)

Razervuar alanında, Ceyhan nehri genellikle dar ve derin bir vadide aktığı için alüvyon sınırlı alanlarda bulunur. Kızılağ bentyerinin kuzeyinde, Maraş düzlüğüne doğru alüvyon genişler.

Vadi boyunca görülen önemli alüvyon alanları haritaya geçirilmiştir. Ceyhan'ın akışı çok hızlı olduğu için nehir yatağında iri bloklar bulunur. Berke bentyerinin mansabında vadi yeniden genişler ve alüvyon kalınlaşır. Daha aşağı kesimde, harita sahası dışında, alüvyonla kaplı geniş alanlar vardır.

YAPISAL JEOLJİ

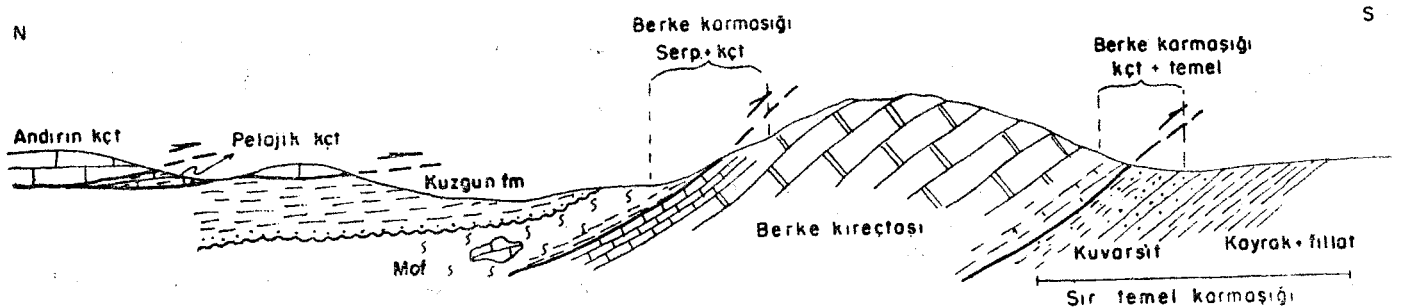
İnceleme alanı Amonos dağ silsilesinin N ucunda bulunmaktadır. Amonos kuşağı Türkiye tektoniği içinde genel girişlerden farklı özellikler sunar. Toros ve SE Anadolu dağlarının E-W doğrultulu olmasına karşılık Amonoslarda yaklaşık K-G duruş belirgindir. Torosların uzun mesafeler devam eden D-B doğrultusunun SO dereceye yakın dönerek terslenmesi, Türkiye tektoniğinin ilginç sorunlarından biridir.

Bu farklı doğrultuların kesişme bölgesi yaklaşık Maraş'ın B'sua rastlar. Amonos kuşağı ile Toros kuşağı arasındaki ilişki, Tersiyer serimentitleriyle örtüldüğünden ana tektonik öğeleri tanımak güçtür. Aslında çalışma sahası, Amonos kuşağının N'inde kaldığı için Toros kuşağının bu bölgedeki yapısal nitelikleri hakkında derlenebilen bilgi de azdır.

Bölge karmaşık bir yapı evrimi geçirmiştir. Çalışma sırasında bu karmaşıklığı açıklayan veriler derlenmiş ve sonuçta aşağıdaki basitleştirilmiş taslak kesit çizilebilmiştir (Ş. 3).

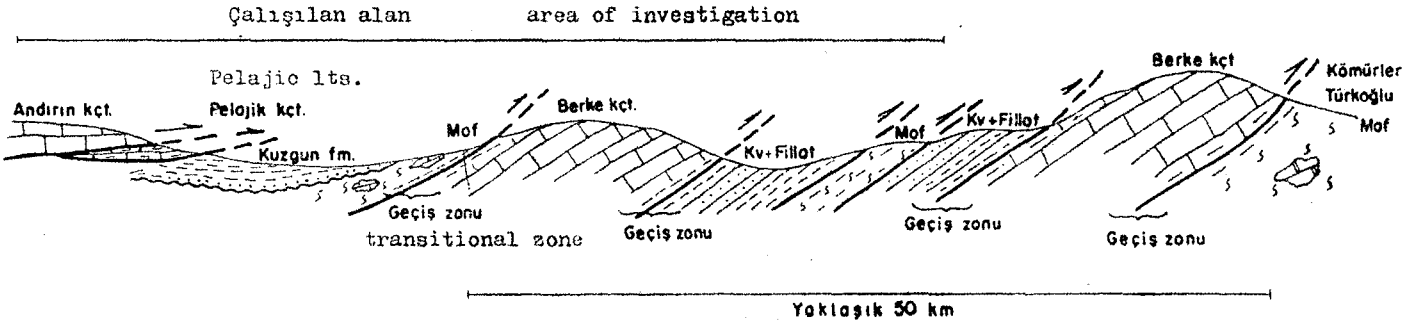
Kesitte görüldüğü gibi yapı unsurları rejyonal ölçekte benzer konumdadır. Bu yapısal uyumun oluşması için şiddetli bir tektonizmanın bölgeyi etkilemiş olması gereklidir. Andırın'dan Türkoğlu'na doğru çizilen rejyonal kesitle yapısal uyum denetlenmiştir.

Ş. 4'de görüldüğü gibi bölgenin belirli yapı özelliği ekaylı olmasıdır. D'da Kızıldeniz-Maraş depresyonundan W'da çalışma alanını içeren bölgeye kadar belirgin bir homoklinal yapının geliştiği birçok kesitte gözlenmiştir. Bölgede tanınan şiddetli tektonizmanın okyanus taban malzemesinin kıta ka-



Şekil 3: Çalışma alanında N den S e istifi ve yapısal konumu gösterir taslak kesit

Figure 3: Structural position and sequence in a N-S cross section



Şekil 4: Andırın-Türoğlu arasındaki bölgenin taslak jeoloji kesiti
Figure 4: Geological section of the »Tea between Andırın-Türoğlu

buğu üzerine yerleşmesi sırasında geliştiği anlatılmaktadır (Ş. 5). Bu yerleşmenin, SE Anadolu'nun Kretase sonundaki itilmeleri ile genetik ilişkisi olabilir (HALL, 1976).

Çalışma alanı, okyanus taban malzemesinin kıta üzerine yerleştiği yürüme zonunun cephesine yakın bir bölgede yer almaktadır. Ana bindirme, Sır temel karmaşığı ile ofiyolit

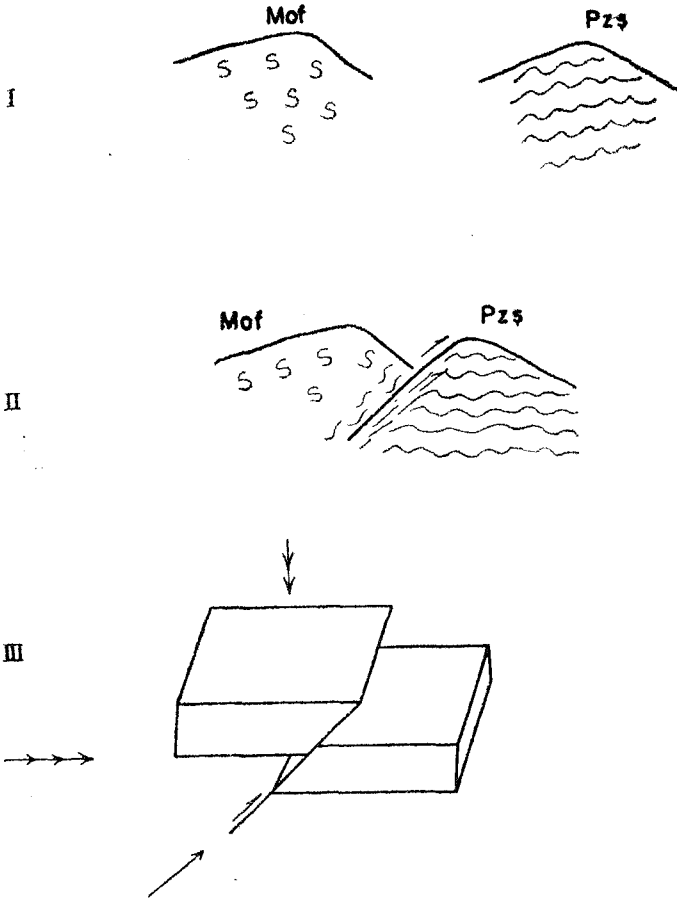
arasındadır. Aradaki büyük kireçtaşı kütlesi birlikte sürüklenmiştir. Böylece stratigrafi bahsinde değinilen üç yapısal son ayırt edilebilmiştir. Her üç yapısal geçiş zonunda da, şiddetli makaslama nedeniyle gelişen kırılma klivajı (fracture cleavage) som kayada geniş aralı bağlar, gitgide südaşarak kayaya şist görünüşü kazandırır. Birimler arasındaki dayanım farkı nedeniyle deformasyonun (makaslama stresi) bu dokanıklarda birikmiş olması olağandır.

Bu dokanıklardan uzaklaştıkça daha som kayaya geçildiği görülür. Ancak som kaya içinde de yenilmenin geliştiği bölgeler vardır. Yapı homoklinal olduğundan homojen litolojilerde bunları saptamak güçtür. Berke kireçtağında som kayada içinde yer yer yapraklanmak ezik zordarın bulunuşu buna örnek verilebilir. Bu ekaylardan bazıları ancak gisti ofiyolit katkılarının bulunduğu kireçtaşlarıyla, kireçtaşı ve kalkıştillerin bulunduğu temel kayalarında tanınabilmiştir.

Kuzgun formasyonunun dar ve uzun bir şerit içinde görülmesi, bölgede ana şariyaj cephesi arkasında K-G doğrultulu yapısal bir çukurun oluştuğuna işaret eder (Ş. 6).

Eu çukurunun B kanadını ofiyolit topluluğunda gelişmiş bir yükselim oluşturmaktadır. Genç örtülerin altında gizlendiğinden bugün görülemiyen bu yükselim, muhtemelen ofiyolitin kendi içerisindeki bir ekaya karşılık olmalıdır. Yükselimin varlığını işaret eden bir başka veri ise Miyosen sonunda gelişmiş Audırın itilmesinin bu yükselimi aşamamış olmasıdır.

Çalışma alanındaki topögrafiya yüksekliklerini oluşturan az eğik Andırın kireçtaşı, eski çalışmalarda sorun olmuştur. Çünkü fosil bulgularına dayanarak Jurasik-Kretase yağı verilen bu kireçtaşının önceki çalışmalarca pek çok yerde Miyosen yaşlı molas istifinin üzerinde oturduğu farkedilmiş ve bu uyumsuzluk bazı yerel faylarla açıklanmaya çalışılmıştır. Bu çalışmada Andırın-Tokmaklı-Marag arasındaki bölgede bu ilişki araştırılmış, ve Miyosen sonunda N'den, Toroslardan Amonoslara doğru bir itilmenin geliştiği anlaşılmıştır.



Şekil 5: Berke karmaşığında dinamik metamorfizma gelişimine ve yapraklanma ile kırılma klivajına neden olan mekanik yeni düzeni açıklar taslak.

Figure 5: Mechanical rearrangements causing dynamic metamorphism, fracture cleavage and foliation in Berke limestone



Şekil 6: Şariyaj cephesi arkasında molas çukurunun yaklaşık yerini gösterir taslak kesit

Figure 6: Approximate location of molas basin behind the thrust front

Haritalanan Andırın kireçtaşı mostraları bu itilmenin öne-
yindeki bazı küplerdir. Çalışma alanında 10 km kadar izle-
nebilen az eğik şariyaj düzlemi itilmenin geni hakkında bil-
gi vermektedir.

İtilme boyunca tabandaki kayalar ile Andırın kireçtaşı
arasında aşırıparalanma gelişmiştir. Saha gözlemleri itilme
düzleminin oldukça düzensiz olduğunu ortaya koymuştur.
Bu düzlem boyunca Andırın kireçtaşı öneyinde bölgeye, ba-
zı yabancı bloklar da taşınmıştır. Bunlardan Kızılcaoba yay-
lası ve Ceyhan nehrinin B yakasında Kızılkaya mahallesi do-
layında Miyosen molası üzerinde görülen üst Kretase-Paleo-
sen yaşlı pelajik kireçtaşları, Andırın kireçtaşı altında sür-
rüklenen bloklara örnek verilebilir.

Andırın kireçtağının yerdeğiştirmesine neden olan stres-
ler, muhtemelen Başkonuş dolayındaki Kuzgun formasyonu-
nun tabanında bulunan kireçtaşı üyesinin de, istifin daha üst
düzeyleri üzerine sürüklenmesine sebep olmuştur.

Genel duruşları uyumlu olan bütün ekayların aynı kuv-
vet alanı içerisinde oluşacağı açıktır. Bu nedenle, harita sa-
hasında saptanan şariyajların tek tek anlatımına gidilmeye-
cektir.

FAYLAR

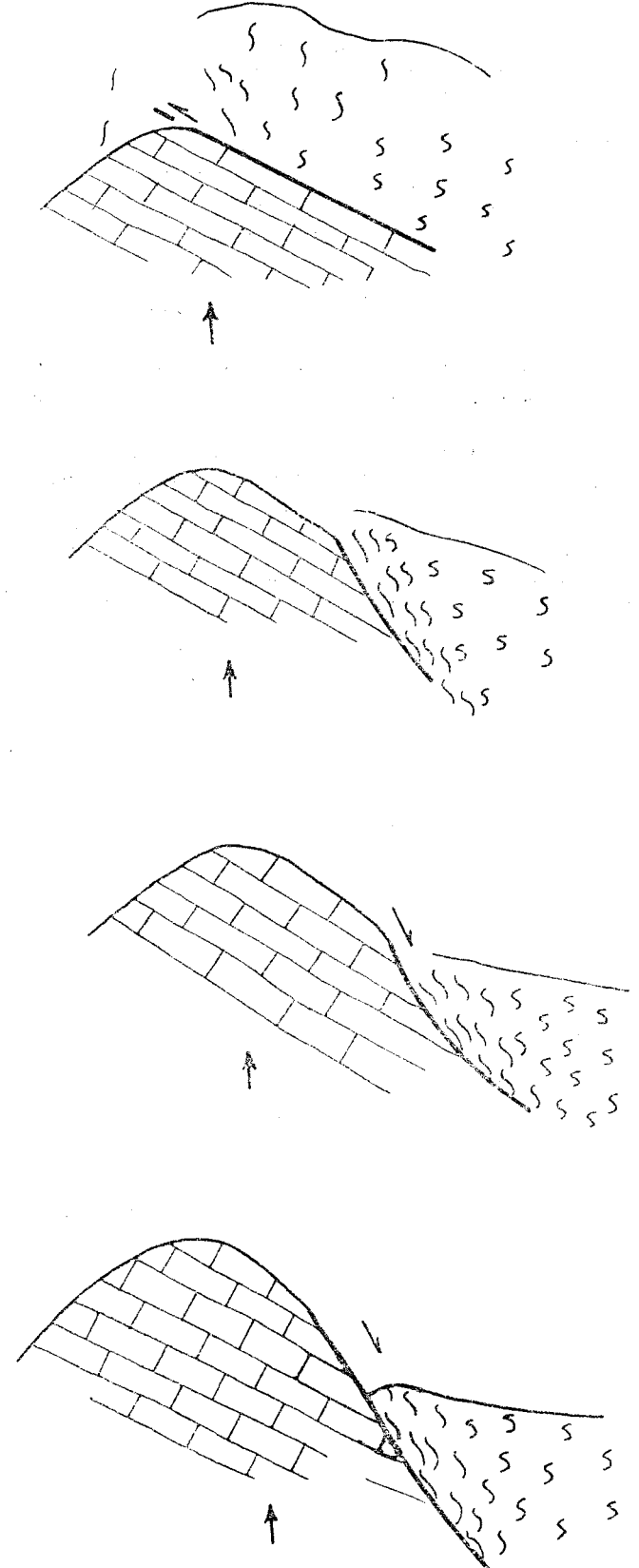
Eski çalışmalarda görüldüğü gibi (AYAŞLIOĞLU, 1070;
ÇAĞLAYIK, 1970; KIRMACIOĞLU ve diğerleri, 1976) re-
zervuar alanı ve dolayında pek çok doğrultulu atımlı ve dü-
şey fay haritalanmıştır. Bunlar, tüm litoloji birimlerini kes-
tiği için genç faylardır. Görünür atımları genellikle 100 m
kadardır. Faylar, çok değişik doğrultularda uzanırlar. Bu
bakımdan gruplandırılmaları güçtür. Çalışma alanı için dik-
kati çeken bir özellik düşey fayların genellikle kireçtaşı blok-
larının çevrelemiş olmasıdır. Bu gözlem, fayların genç yüksel-
melerle ilişkili olabileceğini ortaya koymuştur. Aslında bazı
bölgelerde, örneğin: Somaklı köyü K'i ve Bözfenk köyü G'inde
kireçtaşının görülen tüm dokanağını çevrelemesi bu görüşü
desteklemektedir. Kireçtaşı ile çevre kayalar arasındaki bağıl
hareketin araştırılması, kireçtaşlarının diğerlerine karşı yük-
seldiğini göstermektedir. Geçiş zonu kayalarında klivaj düz-
lemlerinin eğim kazanması bununla ilişkilidir ve yüksek açı-
lı düzlemler boyunca çevre kayalar çekimle düşmüştür (Ş. 7).

Bu özelliğe çalışma alanında kireçtaşının pek çok do-
kanağında rastlanmıştır. Ancak jeoloji evrimini açıklayıcı ni-
telikte görülmediklerinden karmaşıklığa neden olmaması
amacıyla bu faylar haritada gösterilmemiştir. Ofiyolit yer-
leşmesinin neden olduğu kaim örtü altında özgül ağırlığı da-
ha küçük olan kireçtaşı kütlesi diyapirik yükselim geçirmiş
olmalıdır.

İnceleme alanındaki yaygın genç bazalt lavları yakla-
şık K-G gidişli topoğrafik çukurluklarda görülür. G'deki çu-
kurluk bir yapısal alçalım olmalıdır. Haruniye-Berke dağı
ile daha N de kalan dağ silsilesi arasındaki geniş alçalım
içinde bazaltın görülmesi, bunların yanm erüpsiyonları ol-
duğuna işaret etmektedir.

MÜHENDİSLİK JEOLJİSİ

Ceyhan nehri N'de Kızıltag ve S'de Köleli mahallesi ara-
sındaki kesimde dar ve derin kazılmış bir vadide akmakta-



Şekil 7: Kireçtaşı ve temel kayaların diyapirik yükselmelerine
bağlı olarak, şariyaj düzlemlerinin yüksek ası kazanarak se-
kim faylarının oluşma mekanizmasını açıklayan taslak.

Figure 7: Sketches to explain formation of gravity faults due to
diapiric uplifts of the limestone and basement rocks.

dır. Vadi boyunca bu kesimde topoğrafik yönden elverişli görünen çeşitli baraj yerleri vardır.

Ön incelemelerde, sırayla, akış yönünde Kızıltaş, Sır, Düzkesme, Bani, Berke A-B ve C bent yerleri üzerinde durulmuştur. Halen, master plân düzeyinde, Ceyhan nehrinin sözkonusu kesimi, çeşitli yönleriyle değerlendirilmektedir. Yapılan çalışmalara göre, maksimum su düzeyinin 450 yükseltisine kadar çıkabileceği düşünülmektedir. Seçilecek baraj yerlerine göre rezervuar alanları ve maksimum su yükseltileri değişecektir. Ancak tüm bölge için benzer sorunlar sözkonusudur. Ceyhan-Berke rezervuar alanıyla dolayında ve diğer baraj yerlerinde, tünel güzergâhları boyunca daha önce yapılmış çeşitli araştırmalar vardır (AYAŞLIOĞLU, 1970; ÇAĞLAYIK, 1970; SÜMERMAN, 1976; KIRMACIOĞLU ve diğerleri, 1976....vb). Bu çalışmalarda gerek rezervuar alanının gerekse düşünülen baraj yerlerinin jeolojisi incelenmiş, değişik ölçeklerde haritaları yapılmış, yerüstü ve yeraltı verilerine dayanılarak mühendislik jeolojisi sorunları değerlendirilmiştir. Dolayısıyla, daha önceki araştırmalarda varılan benzer sonuçlara, tekrardan kaçınmak amacıyla değinilmeyecektir.

Bu incelemede bölgenin jeolojisi rejyonal ölçekte ele alınmış ve bazı farklı sonuçlara varılmıştır. Bu nedenle, karmaşık tektonik ilişkilerin de zorladığı bölgesel çözümler, mühendislik jeolojisi sorunlarının da aynı ölçekte değerlendirilmesini gerektirmiştir.

DÖNÜŞÜK VE AKARSU AĞI

Bölgenin, egemen tektonik nitelikleri doruk ve akarsu ağının gelişmesini belirgin şekilde etkilemiştir. Ceyhan nehri ve kollarında dik açılı drenaj örneği olağandır. Akarsu ağındaki bu dik açılı dönüşler eklemelere, katman ve klivaj düzlemlerine paralel bulunmaktadır.

Bölgenin çok hızlı yükselmesi Ceyhan vadisinin bu kadar dar ve derin kazılmasına sebep olmuştur. Çoğu yan dereler vadilerini aynı hızla aşmıramadıkları için askıda kalmışlardır. Dar ve derin boğazlarda düşeye yakın vadi duvarlarının varlığı kuvarsit, kalkışist ve kireçtaşmm fiziksel nitelikleriyle ilişkilidir.

Kızıltaş bent yerinden akış aşağıya Ceyhan nehrinin önemli kolları: W'da Toprakhisan, Boynuyoğunlu ve Cerrah dereleridir. E'da Coğugan, Kayadüldül, Suluca, Beilke dere ve Sabunsuyu vadileri vardır.

Bölgede, topografya çok sarp ve haşindir. Yükseltisi 2.000 m'yi aşan zirveler vardır. Gökçebel (2.090), Karlık (2.083), Beşikdöldül (2.248), Balk dağı (1.589), Berke dağı (810)...vb tipik alpin zirvelerden bazılarıdır. Temel ve Berke karmaşığının oluşturduğu dağlarda egemen yapısal duruşa paralel NE-SW doğrultu çok belirgindir. Ofiyolit topluluğu ile Tersiyer sedimentlerinde genellikle geniş ve yayvan vadiler açılmıştır.

Bölgede, az eğik veya yataya yakın duruşlu Andırın kireçtaşmm görünüşü diğerlerinden farklıdır. Bu kesimde tepeler daha yayvan ve üzerleri tablamsı görülür. Morfolojik olarak Başkonuş dağındaki Kuzgun formasyonunun şariyajla diğer birimler üzerine gelen kireçtaşı üyesi de benzer görünüştedir.

REZERVUAR ALANINDAKİ BİRİMLERİN SU TUTMA NİTELİKLERİ

Kuzeyden güneye doğru, rezervuar alanının önemli bir kısmı, Sır temel karmaşığındadır. Başcametakuarsit 4-fililat -j kayrak ve kalkışist mercerklerinden oluşan bu birim geçirimsiz kayalardan oluşmuştur. Bağlı olarak metapelitik olanlar daha geçirimsizdir. Kuvarsit ve kalkışiste eklem, kırık ve klivaj düzlemlerinin bağlantılı olduğu kesimlerde geçirgenlik biraz artmıştır. Ancak birim geçirimli sayılamaz.

Sır ve Düzkesme bent yerlerinde mutelif yükseltelerde açılan araştırma galerileri ve deneme sondajları da bu sonucu doğrular. Sadece nehir yükseltisine yakın açılmış galerilerde, tavandaki ezik zonlardan veya süreksizlik düzlemlerinden az miktarda (<0,5 l/s) su geldiği görülmüştür. Bu gözlem kuvarsitten belli zonlarda az miktarda sızma olabileceğini kanıtlamaktadır.

Rezervuarın su tutması bakımından temel karmaşığına ait kayaların bulunduğunu kesimden su kaçağı söz konusu değildir. Daha güneydeki kesimde ofiyolit topluluğu ve Berke karmaşığı bulunmaktadır. Ofiyolit topluluğuserpantinit f-radyolarit -f spilit 4- kireçtaşından oluşmaktadır. Bu birim de geçirimsiz kayalardan oluşmuştur. Pompalama deneylerinde su kayıplarının az olması yerel erimeler dışında kireçtaşmm da az geçirimli olduğu görüşünü desteklemektedir. Bazı düzeylerde su kayıpları artmışsa da tekrar geçirimsiz veya az geçirimli kireçtaşma girilmiştir.

Ancak karbonat kayalarında geçirgenliğin yerel olarak değişmesi olağandır.

KAYNAKLAR

Rezervuar alanında, kaynaklardan olan yeraltısuyu boşalması azdır. Bölgede görülen kaynaklar jeoloji haritasına işaretlenmiştir. Karst kaynaklarını belirtmek için farklı işaret kullanılmıştır. Büyükçe debili kaynaklar genellikle maksimum su yükseltisinin çok üzerinden (600*800 m) boşalmaktadır.

Sır temel karmaşığı, ofiyolit topluluğu ve Tersiyer sedimentleri geçirimsiz litolojilerdir. Bu nedenle geçirimsiz birimlerin bulunduğu alanlarda yüzey sellenmesi çok gelişmiştir ve kaynaklar eklem, kırık veya klivaj düzlemlerinden çıkan debisi 0,5-1 l/s dolayında sızıntılardır. Bazen de, bu geçirimsiz birimleri örten yamaç molozu altından çıktıkları saptanmıştır. Temel karmaşığı arasındaki kalkışist mercerklerinde de bazı karst şekilleri ve kaynaklar gelişmiştir. Ancak geçirimsiz temel kayaları arasında ve beslenme alanları sınırlı olduğu için genellikle debileri azdır.

Bölgenin N ve W'sindeki yüksek tepelerde karstik kireçtaşları bulunmaktadır. Oldukça geniş bir yer kaplayan ve tabanında geçirimsiz ofiyolit veya Tersiyer sedimentleriyle sınırlanmış bu kireçtaşlardan çok sayıda karst kaynağı boşalmaktadır. Bu kaynakların çıkış yükselteleri, 800-1.000 m dolayındadır. Beslenme alanları çok daha yüksektir. Dolayısıyla rezervuar alanıyla ilişkileri söz konusu değildir.

Rezervuar alanının 2 km kadar W'sinde Somaklı dolayındaki kaynaklar az debilidir. Saptanan üç kaynak 720, 740 ve 800 m yükseltilerinden çıkmaktadır. Ceyhan nehrinin S'in-

de yamaç molozu, Çatal kireçtaşı ve ofiyolit topluluğunun kırıklarından çıkan gene önemsiz kaynaklar vardır, Çatak NW'sindeki Kırkgöz kaynakları da az debili yerel bir kireçtaşı merceğinden çıkarlar, Birkaçı derenin alüvyonuna karılır. Debisi I J/B kadar tahmin edilen bir diğeri YSE tarafından yol kenarındaki çeşmeye bağlanmıştır.

Sabunsuyu deresinde Acısı kaynağı 850 m dolayından boşalmaktadır, Derenin güney yamacındaki kireçtap ile geçirimsiz ofiyolit topluluğu sınıra yakın bir yerden çıkar. Klivaj ve eklem düzlemleri boyunca süzülen yağış ofiyolit oluşturduğu geçirimsiz sınıra üstünde vadiye boşalmaktadır. BU raf nida kırmızı-earınısı tortu vardır. Debisi 3-4 l/s kadar olmalıdır. Bu kaynatın biraz yukarısında, su alman kanaldan beslenen bazı sızmalar tesbit edilmiştir. Sabunsuyu vadisinde başka önemli bir kaynak görülmemiştir. Sabunsuyunun membama doğru 600 m'nin üzerinde birçok kaynak bulunmaktadır.

İnceleme alanında ayrıca Hartlap ve Haruniye ılıcaları vardır. Her ikisi de ofiyolit topluluğu ile ilişkili termal kaynaklardır, Hartlap ılıcası Kızıtaş bentyerine yakın Kuzgun formasyonunun tabanındaki konglomeradan çıkar. Yükseltisi 430 m dolayındadır. Suyu kükürtlüdür. Debisi yaz aylarında 10 l/s kadardır.

Diferi Berke bentyerinin mansabındaki ılıcadır. Havuza bağlandığı için debisi hakkında kesin bir şey söylenemez. Ofiyolit-kireçtap dokanağıyla ilişkili bir boşaltma olmalıdır. Beslenmenin sol sahildeki kireçtapından olduğu düşünülmektedir, Yüzeysel beslenme söz konusudur. Ilıcanın sıcaklığı ile jeotermik gradyandan yararlanarak suyun geldiği derinlik hakkında yapılacak değerlendirme çok genel bir sonuç vermektedir, Ofiyolit varlığı bölgede jeotermik gradyanı arttırmış olmalıdır, Kireçtağın geçirgenliği ve berke Avo B bent yerlerinden olabilecek beslenmenin saptanması için ılıcanın uzun sürede araştırılması gereklidir. Bu amaçla yapılacak devamlı debi, sıcaklık ölçümleri ile kimyasal bileşimin değerlendirilmesi güvenilir sonuçlar sağlayabilir. Ayrıca yağış ile kaynatın niteliklerinin denestirilmesi yararlı olabilir.

MAĞARALAR VB ÖİĞER EBİMB ŞEKLİJÜBRİ

Havita alanında, genellikle rezervuar yükseltisi üzerinde bazı mağara eski kaynak çıkıp, kofuk veya erime hunisi kalıntılarına rastlanmıştır. Fakat bunların çoğu rezervuar alanı dışında ve maksimum su yükseltisi üzerindedir,

Rezervuar alanında ufak erime boşlukları ve erimeyle genişlemiş açık eklem dışı sadece önemli bir matara bulunmaktadır. Sağ sahilde de Bitesek ile Boynuyoğunlu köyleri arasında Buzağı kayasında M Kara mağara, daha önceki araştırmacılar tarafından tesbit edilmiştir. AYAŞUOĞLU, 1970 ;ÇAĞLAYNCI, 1970, Mağaranın ağısı Ceyhan vadisindeki düğeye yakın bir duvarda ve yaklaşık 420 yükseltisinde bulunmaktadır, Ağız yüksekliği 4-5 ve eni 10 m kadardır. İçerisi daralmakta düpy baca ve eğik galeriler genellikle SW yönünde ilerlemektedir.

Sağ sahildeki bu mağara Ceyhan'a eski bir boşalma ağızı olmalıdır. Ceyhan'ın yatağı derinleince askıda kalmıştır. Daha memba yönünde ikinci bir ağız bulunması Cey-

han'la ilişkisini belirler. Mağara Ceyhan'a hafı olarak gelişmiştir. Aşağı doğru birkaç yoldan daralarak devam eder. Ağızdan girince BW'ya veya NE'ya eğimli görülmesi katman klivaj ve eklem düzlemlerini izleyerek derinleşmesi nedeniyledir. Kireçtap daha W'dan geçirimsiz ofiyolit ile sınırlanmış olduğu için gene Ceyhan'a boşalmak zorundadır. Mağaranın inilebilen kısımlarında suya rastlanmamıştır. Cıvardaki köylüler mağaranın önünde Ceyhan yatağında kaynakların çıktığından bahsetmişlerdir. Tarafımızdan Man nehir yatağında bogalma olduğu gözle farkedilmemiştir; nehir yatağından, kireçtapın olduğu kesimlerde su seviyesi altından bazı bogalmalar beklenir.

Kara mağaranın oluşumunun Ceyhan'a bağlı olduğunu destekleyen bir diğer delil, karp eahilde mağaranın yükseltisine yakın apnıra tracaları ile başka boşalma ağızlarının varlığıdır.

Sabunsuyu vadisinde de yüksek kesimlerde bası eski boşalma ağızları bulunmaktadır. Bu karektörün düşeyde yağm, kireçtap yamacında birbirini izleyen, yukardan aşağı belli yükseltilerde sıralanıp boşalmanın akarsuyu izlediğini işaret etmektedir, HİBİL yükselme kaynak afızların yamaçlardan yüzey sellenmesiyle birlikte akarsuya kavuşmak için yükselti kaybettiğini belirler. Bu durumda yüksek kesimlerden beslenen kireçtap ve kalkıştı yüzeyden vadiye yeraltından en kısa yoldan vadilere ulaşmak zorundadır. Sabunsuyu dolayında ise bogalma eksenini bu vadi oluşturacaktır. Her iki vadideki karst gelişimleri de yüzeysel görülmektedir,

Ceyhan ve Sabunsuyu beslenme ve bogalma yönlerinden benzer özelliklerde fakat bağımsız sistemlerdir. Sabunsuyunun beslenme alanına düşen yağışın yeraltından Ceyhan vadisine boşalma beklenemez.

Tersi, yani Ceyhan'dan Sabunsuyuna yeraltı suyu akımının gelişmesi olasılığı daha azdır. Zira belirgin düzlemsel HükroBizlikler Ceyhan yönünde efimlidir. Yapısal konuma göre yönde karst gelişimi için ya düşük yükseltilerde bir bogalma alanı, ya da yeraltı akımını yönlendirecek geçirimsiz sınırlar olması gerekir. Bu kesimde her iki koşul da mevcut değildir. Bu nedenlerle, Ceyhan ile Sabunsuyu arasında bağlantılı bir karst sisteminin gelişmesi olasılığı azdır. Bilâkis iki vadi arasında geçirimsiz kuru zonların bulunabileceği düşünülmektedir. Ancak bu görüş yüzeysel verilere ve saha gözlemlerine dayanmaktadır. Eğer kireçtap rezervuar alanında kalacak bir proje master plân aşamasında uygun görülürse; bu sonuç yeraltı araştırmalarıyla denetlenmelidir.

Berke Andırın ve Kuzgun formasyonuna ait kireçtağlarında görülen erime şekilleri, bölgede ancak yüksek kesimlerde kireçtaşlarının karstlaşmasına elverişli koşulların bulunabileceğini belirler. Ayrıca, karstlaşma yüksek alanları tabandan belli bir yükseltinin altında (600*700 m) az geçirimsiz veya erime birimlerin (kalkıştı) sınırlanmış olabileceğini; yüksek kesimlerde askılı satablasmın varlığını; kireçtaşlarının difer birimlere oranla çekim faylarıyla yükselmiş olmasını dolaylı olarak düşündürmektedir.

Bu araştırmayla, Ceyhan Berke rezervuarındaki kireçtap karmapiminde derin bir karst gelişimi olanaklarının BM olduğu sonucuna varılmıştır. Yapısal jeoloji bölümünde belirtiltiği gibi, kireçtaşlarının bağıl yükselmesi nedeniyle, gömülü karst piliferi de beklenmemelidir.

YSRALTISUYV

Ceyhan vadisi bölgede esas boşalma düzeyini denetlemektedir. Vadinin E ve W'ndaki yüksek dağlar veya doruklar beslenme alanı, Ceyhan ise her iki yamaç için boşalma eksenidir, Bu nedenle» yeterli geçirgenlik kazanmış birimlerde, muhtemel yeraltı suyu hareketi Ceyhan yönünde olmalıdır, Ayrıca, sol sahilde belirgin klivaj ve katman düzlemlerinin vadi yönünde eğimli oluşu yeraltısuyunun hareketine daha elverişli bir faktördür. Saf sahilde düzlemlerin eğimi gene NW'ya devam eder. Fakat vadiye az çok paralel ofiyolit topluluğu ve Tersiyer sedimentlerinin oluşturduğu geçirimsiz sınır yeraltısuyu hareketinin bu yönde geiifmesini önlemiştir. Saf sahilde de yeraltısuyu hareketi bafiantılı kırık ve eklemlerden gene Ceyhan vadisine dofru olmalıdır, Dielokasyonların sebep olduğu geçirimsiz temel kayalarının yükselmeleri de geçirgenlik kazanabilecek karbonat kayaları yönünde yerel geçirimsiz sınırların oluşmasını sağlamıştır, Kireçtağmdaki kaynaklanıl yüksek kesimlerden ve kireçtaşı ile geçirimsiz bir kayanın (temel, ofiyolit ,... vb) dokanağmdan çıkması bu sonucu doğrulayan bir gözlemdir. Geçirgenliğin bağıl olarak az olması ve arada daha geçirimsiz seviyelerin varlığı bazı kesimlerde askılı sutablasmm bulunabileceğini işaret eder. Yüksek kesimlerdeki kaynakların çoğu bağlantılı kırık ve erime bolluklarından boşalmaktadır, Ceyhan dolayındaki su tablasının eğimi az olmalıdır. Dolayısıyla nehirden yeterli uzaklığa gidilince kuru kesimlere girilmesi çok muhtemeldir. Beslenme alanları ile Ceyhan arasındaki yükselti farkı yerel boşalmalar ve askılı su tablalanyla açıklanabilir. Sabunsuyu vadisi de yeraltı suyu bakımından Ceyhan'a benzer Berke bentyerinde DSt tarafından yapılan araştırma gondajlarının değerlendirilmesinde (ATASLIOUDU, 1970), yeraltısuyu seviyesinin nehre yakm bu konumu genel değerlendirmeyi desteklemektedir, Şüphesiz su tablası yağışa ve nehir seviye»!-ne bağıl olarak dalgalanmalar gösterecektir.

Bent yerinde yapılan basınçlı su tecrübesi sonuçları, su tablası üzerinde ve nehir seviyesinin etkili olabileceği kesimde su kayıplarının normal olarak yüksek olduğunu (600-800 l/dak, 10 atm.) göstermektedir. Daha aşağıda genellikle su kayıpları azdır» Karot yüzdeleri yüksektir (95-100). Ancak bazı kesimlerde gerekli basınç sağlanamamıştır.

Bu durum, yerel boşluklarla ilgili olabilir. Gerçekte karbonat kayalarında ağırlmış bir vadide, yeraltı suyu dolapmı olmasa dahi yamaç içersine doğru ve vadi tabanında 40« 50 m'lik bir zonda karstik boşluklar bulunması doğaldır. Ancak derin bir karst gelişmesinin yeraltı suyunun dolaşımına bağıl olduğu kabul edilmektedir, Ceyhan seviyesinden aşağıda bir boşalma alam bölgede görülememiştir. Daha S'deki kesimler geçirimsiz birimlerle kaplıdır (Ofiyolit, Tersiyer sediment!tleri» Kuvaterner bazalt...vb).

ÜEZEBVÜÂEIN SU TUTMA BURUMU

Ceyhan Berke rezervuarından, maksimum eu yükseltisi olarak düğünülen, 450 m'nin altındaki kesimde yapılan bu araştırmayla» önemli bir su kaçağı olmayacağı sonucuna varılmıştır,

Ceyhan vadisi topografik olarak E'ân ve W'dan yaklaşık NE-SW uzaman çok yüksek ve devamlı dağlarla sınırlan-

mıştır. Bölgesel olarak en derin drenaj eksenini Ceyhan nehri oluşturur.

Rezervuar alanında başlıca üç birim ayrılmıştır. Bani bentyerinin S'ine kadar geçirimsiz veya az geçirimi! litolojilerden oluşan Sır temel karmapğı bulunur. Rezervuarm bu kesiminden su kaçağı beklenemez.

Berke dağının SW'si, Ilıca ve Sabunguyunun Çatak boğazından aşağı kesimi gene geçirimsiz ofiyolit topluluğu kayalarıyla kaplıdır. Bu kesimden de su kaçağı düşünülemez,

Tabanda ve tavandaki iki geçirimsiss arasında Berke karmaşığının kireçtaşı, kalkşist ve diğer geçiş tayaları bulunmaktadır, Berke karmaşığı yapısal olarak dif erleriyle uyumlu görülür.

Kireçtaşı genel istif içersinde» bu konumunu ofiyolit yerleşmesi sırasında kazanmıştır. Taban ve tavanma yakın kesimlerde ezik veya gegif kaynaklarını kapsayan zonlar vardır, Bu sonların kalınlığı değişir,

Kireçtaşının rezervuar alanındaki kesiminde gelipni bir karst sistemi görülmemiştir. Berke bentyerinde yapılan araştırma sondaj ve galerileri de bu sonucu destekler.

Kireçtaşı W'dan ofiyolit topluluğu ve Tersiyer sedimentleriyle sınırlanmıştır. Bu kesimden Cerrah deresine veya daha W'daki Andırın suyuna bu geçirimsizsmırlar nedeniyle su kaçağı olmayacaktır. Doğuda su kaçabilecek bir vadi yoktur. Güneyde» geçirimsiz ofiyolit topluluğu iyi bir sınır oluşturur. Haruniye düzlüğünde bir çok geniş bir alan bassalt ve geng örtü birimleriyle kaplıdır. Bu bölgede Berke kireçtaşıyla bağlantılı olabilecek herhangi bir kireçtap mostrası görülmemiştir. Bu yönden de su kaçağı beklenemez,

Bu koşullarda, Berke rezervuarından sadece SB'daki Sabunsuyu vadisine su kaçağı olabileceği düşünülebilirse de; yapılan değerlendirmelerde bu yönden de Önemli bir su kaçağı olmaması gerektiği sonucuna varılmıştır.

Sabunsuyuna kaçak olmayacağı görüşü başlıca şu bulgulara dayanmaktadır:

- 1 — Sabunsuyu vadisi yaklaşık 850 m'ye kadar ofiyolit topluluğu ile kaplıdır. Daha üst kesimde kalkşist, serpantinit ve ezik zona ait kayalar bulunur»
- 2 — Önemli yapısal süreksizlikler (katman, klivaj, eklemler ,...vb) Ceyhan yönünde eğimlidir,
- 3 — Vadinin 450 m'ye kadar olan yamaçlarında gelişmiş bir karst sistemini işaret edecek erime tekillerine rastlanmamıştır. Görülenler yüzeysel erimelerdir, önemli kaynaklar yüksek kesimlerden boşalır,
- 4 — Ceyhan ve Sabunsuyu vadilerinin yerüstü ve yeraltı sellenmesi bakımından bağlantısız sistemler olduğu düşünülmektedir,

BENT YERLERİNİN SÜTÜTMA DURUMU

Master plan aşamasında, Ceyhan vadisindeki geitli bent yerleri baraj inşaatı için çok yönlü değerlendirilmektedir* Üzerinde durulan başlıca bent yerlerinin su tutma durumu* lan aşafıda benzer koşullar gruplanarak açıklanacaktır.

Kızıltaş bentyeri, Sır temel karmaşığı üzerindeki transgressif Tersiyer sedimentlerinin tabanında bulunan konglomera ve kireçtaşındaki boğazdadır. Merceksel görünüşlü bu birim erimeli ve koğukludur. Hartlap ılıcası bu konglomera dan çıkar. Konglomera kalın katmanlı ve dolanımlıdır. Uzaktan kireçtaşı veya kalkıştılara benzer. Aynı şekilde karstlaşmıştır. Çok kalın olmayan konglomera ve kireçtaşı tabandan Sır temel karmaşığı ve tavandan ayrı formasyonun daha üstteki kilitaşı şeyil ve kumtaşı ile sınırlanmıştır. Eğer bu boğazda baraj inşaatı uygun görülürse; su tutma yönünden araştırılmalıdır. Arazi gözlemlerine göre Kuzgun formasyonunun tabanındaki bu konglomera ve kireçtaşının su tutma bakımından güvenilir olmadığı sonucuna varılmıştır.

Güneye doğru sırayla Sır Düzkesme ve Bani bentyerleri temel karmaşığının kuvarsitlerinde yer almaktadır. Kuvarsit esas itibarıyla geçirimsiz bir birimdir. Bazı zonlarda bağlantılı düzlemsel süreksizlikler boyunca az miktarda geçirgenlik kazanabilmektedir. Bent yerlerinde açılan galerilerde ve sondajlarda yerel olarak az geçirimli zonlar saptanmıştır. Fakat önemli bir su kaçağı her üç bentyeri için de sorun olmayacaktır. Her baraj inşaatında zorunlu görülen oranda bir enjeksiyonla bu sekonder geçirgenliğin önlenmesi mümkündür.

Berke A ve B bent yerleri kireçtaşı veya kalkıştıda bulunmaktadır. Rezervuar ölçüsünde su tutma bakımından yukarıda açıklanan nedenlerle kireçtaşından önemli bir su kaçağı olmayacağı sonucuna varılmıştır; bu bent yerleri için aynı sonuç geçerli olamaz. Zira, Ceyhan'a yakın kesimlerde yeraltısuyunun vadiye veya nehir yatağına boşalması nedeniyle belli bir kesim karstlaşmış olmalıdır. Her ne kadar bu aşamada yerüstü ve yeraltı araştırmaları ile önemli karst şekilleri saptanamamışsa da; vadiyi sınırlayan 40-50 m'lik bir zonda yerel veya bağlantılı geçirgenlik olağandır. Bu nedenle, eğer kireçtaşındaki boğazlarda baraj inşaatı uygun görülürse karstlaşma yönünden yeraltı araştırmaları artırılmalıdır. Böylece kireçtaşındaki Berke A ve B bent yerlerinin su tutma durumu kesinlik kazanabilir.

Berke C bent yeri ise ofiyolit topluluğundadır. Bu kesimde su tutma yönünden önemli kaçaklar beklenmemektedir.

SONUÇLAB

Bu araştırmayla, jeolojik evrimini birlikte geçirmemiş, farklı tektonik birimlerin varlığı ortaya konulmuştur.

Ayrılan başlıca birimler, Paleozoyik'e ait Sır temel karmaşığı ile muhtemelen kretase sonunda bölgeye yerleşmiş ofiyolit topluluğudur. Daha Üstte Eosen ve pliyosen sedimentlerinden oluşan örtü birimleri saptanmıştır, miyosendeki Kuzgun formasyonu, tektonizmaya ilişki bakımından, tipik molas fasiyesini belirler.

Ofiyolit topluluğunun yerleşmesine de neden olan önemli tektonik olay, farklı kökenli iki topluluğun mekanik deformasyonu ile sonuçlanan geçmiş zonları oluşturmuştur. İncelenen bölgede, Berke karmaşığı adı verilerek haritaanan bu birimde başlıca aşağıdaki yapısal geçişler saptanmıştır:

A — Ofiyolit - kireçtaşı geçişi

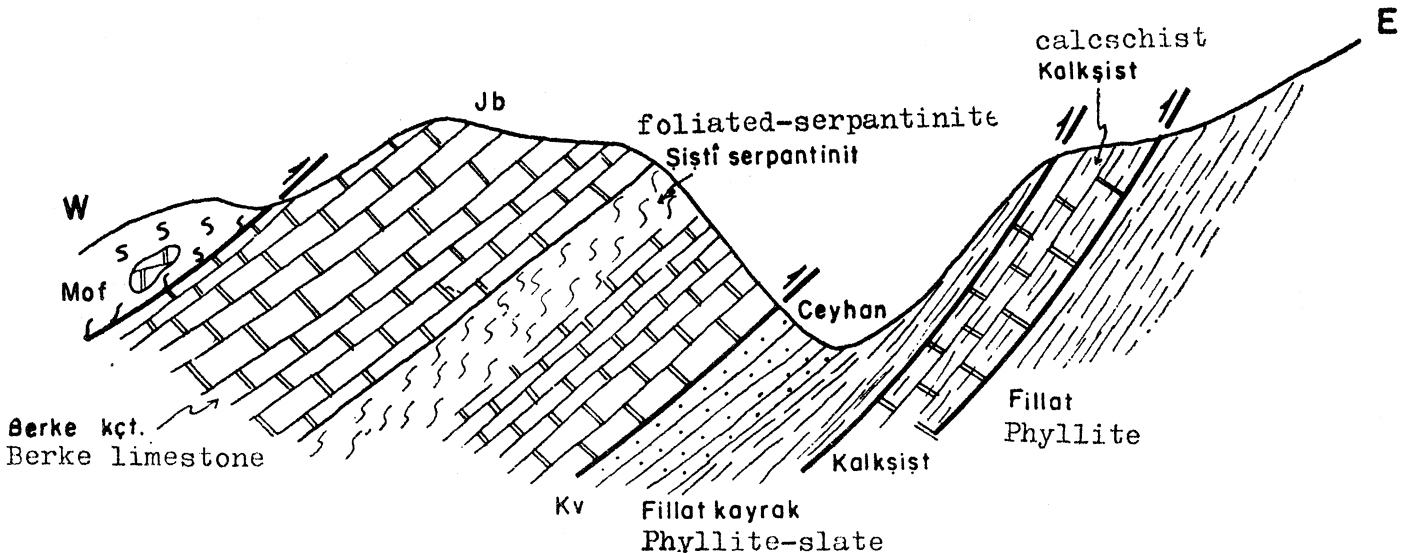
B — Kireçtaşı - temel geçişi

C — Ofiyolit - temel geçişi.

Bu gelişim nedeniyle, farklı sistemlere ait değişik litolojiler yapısal bir uyum kazanmıştır, önceki çalışmalarda bu uyum istisnai kabul edildiğinden, bölgenin yapısal evrimi açıklanmamıştır. Örneğin: Paleozoyik'e ait Sır temel karmaşığı, Jurasik-Kretase yaşlı Berke kireçtaşı ve Üst Kretase'ye ait ofiyolit topluluğunun konkordan veya geçişli olduğu belirtilmiştir.

Parotokton Sır temel karmaşığı metapelitik kayalardan oluşmuştur. Katmanlarına ve diğer sedimanter nitelikleri yerel olarak tanınmaktadır. Dinamik metamorfizmaya da uğramıştır. Bu metamorfizma gelişiminin ofiyolit yerleşmesiyle ilişkili olduğu düşünülmektedir.

Berke karmaşığı da belirgin, homoklin yapısını ofiyolit yerleşmesi sırasında kazanmış olmalıdır. Sır temel karmaşığı ile Berke kireçtaşında saptanan ekaylı yapı, kireçtaşının ofiyolit önünde sürüklenmiş bir kütle değil de; parotokton temele ilişkin bir karbonat istifi olabileceğini işaret etmektedir (Şekil 8).



Şekil 8: Ceyhan vadisi boyunca istifi gösterir taslak kesit

Figure 8: Cross section showing the sequence along the Ceyhan Valley.

Miyosen sonunda, Toros kuşağından güney yönünde gelişen itilmeler Üst Kretase ve Paleosen sedimentitlerinin bölgeye sürüklenmesine neden olmuştur.

Rezervuar alanının Bani bentyerinin N'inde kalan kısmı, geçirimsiz kuvarsit ve fillattan oludan Sır temel karmaşığa ile kaplıdır. Bu kesimden su kaçağı olmayacağı saptanmıştır.

Daha önceki incelemelerde de Sır, Düzkesme, Bani ve Berke-C akslarından su kaçağı olmayacağı söylenmiştir. Ancak bu sonuç, bu araştırmanın ortaya koyduğu bulgular yerine, sadece litolojilerin geçirimsiz oluşuna dayandırılmıştır.

Rezervuar alanının daha S kesiminde, sırasıyla Berke karmaşığı ve ofiyolit topluluğı bulunmaktadır. Bağlıca serpantin \pm kalkışt \pm radyolarit \pm spilit'ten oluşan ofiyolit topluluğı da geçirimsizdir. Berke karmaşığı olarak ayrılan ve haritalanan birim ise kataklastik kireçtaşı + kalkışt -j-serpantinitten oluşmuştur. Karmaşığın som kireçtaşı olan ve 600-650 m'den daha yüksek kesimleri çok karstlaşmıştır. Maksimum su yükseltisi olan 450 m'nin altındaki kesimlerde, Berke kireçtaşındaki vadi yamaçlarında ancak yüzeysel karat şekilleri görülmüştür. Rezervuarın W ve S kesimi geçirimsiz ofiyolit topluluğı ve Tersiyer sedimentitleri ile sınırlanmıştır. Bu geçirimsiz sınırlar nedeniyle Cerrah deresi veya daha Wdaki Andırın vadisine su kaçağı olmayacağı kesinlik kazanmıştır.

inceleme alanının W'smdaki yüksek tepelerde yer alan Jurasik-Kretase yaşlı Andırın kireçtaşının, Berke kireçtaşı ile bağlantılı olmadığı öğrenilmiştir. Bu iki karbonat kayası arasında ofiyolit topluluğı ile Tersiyer sedimentitleri bulunmaktadır. Dolayısıyla karstik olmasına rağmen hem topoğrafik konumu, hem de aradaki geçirimsizler nedeniyle Andırın kireç t aşından su kaçağı olasılığı bulunmadığı açıktır.

Sol sahilde, sadece Sabunsuyu vadisine su kaçağı olabileceğı düşünölmüşse de; her iki vadinin ayrı drenaj sistemleri olmaları, maksimum su yükseltisi altında mostra veren kalkıştiste derin bir karst sistemi görölmemesi ve kireçtaşının yapısal konumu, bu yönden de, rezervuar alanından önemli bir su kaçağı olmayacağı kanaatini uandırmıştır.

Bentyerlerine gelince, N'den S'e doğru Sır, Düzkesme ve Bani aksları geçirimsiz temel kayalarında yer almaktadır. Her üçünde de önemli bir su sorunu söz konusu değildir. Gelişebilecek bazı önemsiz sızmalar inşaat sırasında giderilebilir. En S'deki Berke-C aksı da geçirimsiz ofiyolit topluluğı kayalarında bulunmaktadır.

Berke-A ve B bentyerleri ise kalkışt ve kireçtaşı üzerindedir. Hernekadar yüzeysel gözlemler, açılan araştırma galerileri ve temel sondajlarından sağlanan veriler bu kesimlerde kireçtaşı veya kalkıştın karstik olmadığı göröşünü desteklemekteyse de, bölgede yeraltısu Ceyhan'a

boşaldığından vadiyi çevreleyen belli bir zon karstlaşmış olmalıdır. Bu zonun genişliğı hakkında elde kesin yeraltı verileri yoktur.

Karstlaşmış zonun en az 40-50 m, muhtemelen daha geniş olduğu düşünölmektedir. Berke A ve B bentyerleri tercih edildiğı takdirde, enjeksiyon plânlamasının sağlam verilere dayanması için bu aksların karstlaşma yönünden yeraltı araştırmalarıyla denetlenmesi gereklidir.

KATKI BELİRTME

İlginç jeoloji sorunlarıyla dolu bölgede, bu araştırma için gerekli olanakları sağlayan, EİE İdaresi Genel Direktörlüğü ile Temel-Su firmasına Sayın Y. Sezginer ve Sayın S. özil'e şükranlarımızı sunarız. Tersiyer sedimentitlerinden toplanan mikrofosillerin tâyinlerini Prof. Dr. A. Dizer yapmıştır. Yardımları için teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Arda, O. (1972) Adana'nın Osmaniye-Yarpuz-Kaypak havalisindeki aerpantinitlerin kompozisyon ve orijinlerinin araştırılması ve sınıflandırılması, MTA Dergisi, »ayı 78.
- Atan, O. (1969) Eğribucak-Karacaören (Hassa) - Ceyhanlı - Dazevleri (Kırıkhan) arasındaki Amanos dağlarının jeolojisi, MTA yayını, sayı 139.
- Ayahoğlu, Y. (1970) Berke projesi-Berke barajı mühendislik jeolojisi plânlama raporu, DSİ.
- Çağlayık, V. (1970) Ceyhan-Berke bent yer iver rezervuarının jeoloji incelemesi, EİE raporu.
- Çoğulu, E. (1975) Hatay-Kızıldağ masifinin oluşumu hakkında yeni buluşlar .Cumhuriyetin 50'nci yılı Yerbilimleri kongres itebliğlerf.
- _____ (1975) Hatay ultramaftitlerinin jeolojisi ve petrolojisi, TBTA-KTBAG projisi 62.
- DEMİRTAŞLI, E. (1975) İran, Pakistan ve Türkiye'deki Alt Paleozoyik yaşlı kayaların strati grafik korrelasyonu, Cumhuriyetin 50'nci yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri.
- HALL, R. (1976) Ophiolite emplacement of the fourus sture zone, Southeastern Turkey, Bull. Geol. Soc. of Am. v. 87, p. 1078-1088.
- Kırmacıoğlu, A., Bulutlar, E., Ural ,Y., Akıncı, M. (1976) Ceyhan-Berke Projesi Tünel Güzergâhları ve dolayınım jeoloji incelemesi, EİE raporu.
- özgöl, M., Metin, S. ve Dean, T. W. (1972) Doğu ToroslarCa Tufanbeyli İlçesi (Adana) dolayınım Alt Paleozoyik stratigrafisi ve faunası, MTA Dergisi, sayı 79.
- özgöl, N., Metin, S., Göger, E., Bingöl, İ. ve Baydar, O. (1973) Tufanbeyli dolayınım Kambriyen ve Tersiyer kayaları, TJK Bülteni, cilt XVI, sayı 1.
- Penrose Ophiolite Field Conference (1972) Geol. Newsletters.
- Rocci, G. (1975) Mesojen ofiyolitleri ve özellikle batı intrüzifllerinin rolü üzerine düşünceler. Cumhuriyetin 50'nci yılı Yerbilimleri Kongresi tebliğleri.
- Sümerman, K. ve Canlı, T. (1976) Ceyhan-Berke projesi Bani-Sırköprü-Düzkesme bent yerleri dolayınım Jloojisi, EİE raporu.

Yazının Geldiğı Tarih:

21.4.1977

Düzeltilmiş yazının geldiğı tarih

33.1.1978

Tayınma verildiğı tarih:

26.1.1978

Levha 1: Ceyhan Berice rezervuannın jeoloji haritası,

Plate 1: Geologie map *oi* the Ceyhun Berke **racervoir** area.

Levha 1: Ceyhaa **Berice** rezermaruum jeoloji enine kesitleri.

Plate 2: Geologie oross-seetlons of the Ceyhan **Berke** reaerroit arca.

Description Of Sivasella N. Gen, (Foraminifera) From The Maestrichtian Of Sivas (Central Turkey)

Sivas Maestrihtiyen'indehi Sivasella n. gen. (Foraminifera) cinsinin tammt

ERCÜMENT SİRELİ Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
HATİCE GÜNDÜZ Maden TetMk ve Arama Enstitüsü, Ankara

ABSTRACT: Description of *Sivasella monolateralis* n. gen. n. sp. in Maestrichtian of Şarkışla (SW Sivas) region is given.

ÖZü Şarkışla (GB Sivas) bölgesi Maestrihtiyen'inde bulunan Sivaella monolateralis n. gen, n. sp/in tanımı verilmiştir.

INTRODUCTION

This new genus of the family Orbitoididae has been discovered in the hard sandy limestone. The sample has been collected by Siyamı ösier from the Maestrichtian of Şarkıgla (SW Sivas) (figure 1). Investigated sandy limestone sample was very hard, for this reason it was not possible to obtain free individuals. The present study is based on the examination of 54 thin sections.

The specimens are deposited at the Paleontological section of Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, Ankara.

SYSTEMATIC STUDY

Order: FORAMINIFERIDA, Eichwald 1830
Family: ORBITOIDIDAE, Schwager 1876
Genus: SIVASELLA n. gen.
Type species *Sivasella monolateralis* n. gen. n. sp.

Diagnosis

Test free, low conical, concava-convex in shape, the one side of the test with hyaline filling material, the other side with lateral chambers, wall imperforate hyaline calcareous, equatorial and lateral chambers arcuate in shape, average diameter 0,94 mm, dimorphism present.

Description

Test free, low conical, concava-convex and rather small. Diameter is 0,72 -1,32 mm, central thickness (height) is about 0,33 mm. Structure of the wall is imperforate hyaline calcareous. The surface of the one side of the test is covered by the filling material. The structure of the filling material is pure hyaline calcareous. Its thickness decreases from center to periphery. In the other side of the test is observed lateral chambers, their shape is arcuate. Embryonic apparatus of the macrospheric forms are very large and possibly bilocular as the *Hellenocyclina* apparatus (Dupeuble, Neumann, Villain, 1972). They are surrounded by thick imperforate wall. The equatorial chambers which round the

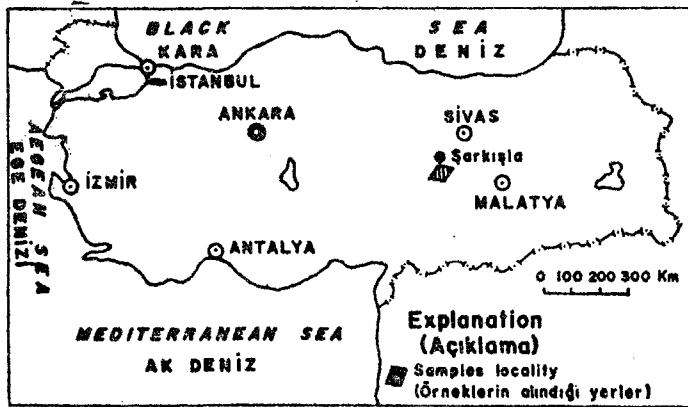


Figure 1: Location map.

Şekil 1: Yer bulduru haritası

embryonic apparatus are arcuate and the chamber's communications are made by stolons (figure 2).

Comparison and Remarks

Because of the similarities of embryonic apparatus and stolons, this new genus is placed in family Orbitoididae. This new genus resembles to *Hellenocyclina* (Reichel 1949) by its embryonic chambers and stolons but it clearly from differs it by having lateral chambers.

Stratigraphic occurrence

Maestrichtian of Sivas (Central Turkey).

Sivasella monolateralis cap.

(plate I, figure 1-10; plate II, figure 1-8; plate III, figure 1-8).

Derivatio-nominis: Sivas, a city from the central Turkey.

Holotype: (Si. 3), plate I, figure 3.

Palatype: (Si. 2, 6, 7, 8, 9, 10, 12, 15, 18, 19, 23, 25), plate I, figure 2, 6-10; plate II, figure 2, 5, 8; plate III, figure 1, 5, 7.

Material: 50 specimens in the hard sandy limestone.

Type locality: Kigla village, South east of Şarkıgla (SW Sivas).

Type level: Maestrichtian.

Description

Microspheric Form.

External characters. Test is free, low conical, concava-convex.

Structure of the wall is imperforate hyaline calcareous.

Measurements (mm, in 20 specimens)

	Maximum	Minumum	Average
Diameter	1,62	0,87	1,19
Thickness of the filling material	0,084	0,036	0,054
Central thickness with filling material (height)	0,34	0,24	0,30
Central thickness without the filling material	0,29	0,19	0,23



Figure 2: Schematic drawings of *Sivasella monolateralis* n. gen. n. sp. (Si. 27), Showing equatorial chambers and stolons, X 166

Şekil 2: *Sivasella monolateralis* n. gen. n. sp. nin ekvatoryal localarını ve stolonlarını gösteren şematik çizimi, (Si. 27), X 166

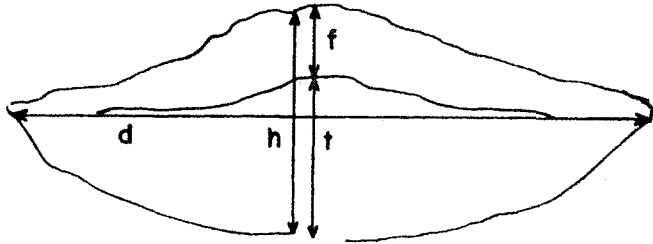
Diameter/height ratio varies between 3,6-4,8 (diameter, thickness of the filling material, and the central thickness is shown in figure 3).

Axial section. This section is very characteristic and important for the new genus. Because, the genus can be distinguished very easily from the other genera by its axial section. Internal texture of the microspheric forms are more delicate than the macrospheric forms. One side of the test is covered by the filling material. The structure of the filling material is pure hyaline calcareous and its thickness decreases from center to periphery. Embryonic chambers are very small, subspheric in shape. Their average diameter is about 56μ , sometimes they can be seen double (plate I, figure 9) its diameter is about $24 \times 36 \mu$. Equatorial chambers can be observed at the basal part of the filling material and they are arranged from center to periphery along the filling material. Their shape is arcuate as the Orbitoides chambers. In the second side of the test there are many lateral chambers which are arranged very irregularly. They are not well visible in our samples, therefore it was not possible to obtain the relationship between those lateral chambers and the equatorial chambers. The shape of the equatorial chambers are arcuate.

Equatorial section. Embryonic chambers cannot be observed in the equatorial section of the microspheric form but equatorial chambers are arcuate as the Orbitoides chambers. Chamber's communications are made by stolons.

Macrospheric form.

External characters. Test is free, low conical, concavo-convex. Structure of the wall is imperforate hyaline cal-



d = Diameter (Çap)

f = Thickness of the filling material
(Dolgu maddesinin kalınlığı)

h = Central thickness with filling material
(Dolgu maddesi ile birlikte merkezi kalınlık)

t = Central thickness without the filling material
(Dolgu maddesiz merkezi kalınlık)

Figure 3: Schematic picture of the diameter, thickness of the filling material, central thickness with filling material and central thickness without the filling material of *Sivasella monolateralis* n. gen. n. sp.

Sekil 3: *Sivasella monolateralis* n. gen. n. sp. nin çapını, dolgu maddesinin kalınlığını, dolgu maddesi ile birlikte merkezi kalınlığını gösteren şematik resim.

careous. They are found rather abundant as they are compared to the microspheric forms.

Measurements (mm, in 20 specimens)

	Maximum	Minimum	Average
Diameter	1,03	0,57	0,69
Thickness of the filling material	0,10	0,09	0,07
Central thickness with filling material (height)	0,33	0,18	0,26
Central thickness without the filling material	0,25	0,12	0,19

Diameter/height ratio varies between 2,7 - 3,1.

Axial section. Embryonic chambers are generally single and subspheric in shape. Its diameter is about 35μ .

The other characters of the macrospheric form are the same of the microspheric form.

Equatorial section. Embryonic apparatus of the macrospheric form of *Sivasella monolateralis* n. sp. is very large and possibly bilocular without perieembryonic chamber. Diameter of the embryonic chambers are $23 \times 30 \times 35 \mu$. They are surrounded by 12μ thick imperforate wall. Equatorial chambers are arcuate with stolons, the equatorial chamber's communications are made by stolons (figure 2).

Association.

This new species has been found in hard sandy limestone with a rich foraminifera composed of *Siderolites calcitrapoides* Lamarck, *Orbitoides* cf. *medius* (d'Arch.), *Lepidorbitoides* sp., *Oniphalocyclus* sp., *Sücoperculina* sp.

Globotruncana sp..

Acknowledgement

The Authors would like to express sincere thanks to Mrs. M. Neumann, Mr. J. Sigal and Mr. O. Bignot for their valuable comments.

CITED REFERENCES

- Dupeuble, P. A., Neumann, M. and Villain, J. M., 1972, A propos du genre *Hellenocyclina* Reichel: *Revue de Micropaleontologie*, Paris, 15, 1, 3-11.
- Reichel, M., 1949, Sur un nouvel Orbitoide du Cretace superieur MI lenique: *Ecloga Geol. Helv.*, 42, 2, 480-485.

Yanının geldiği tarih:
7.6.1977

Düzeltilmiş yazının geldiği tarih:
1.12.1977

Yayıma verildiği tarih:
1.12.1977

PLATE I

Sivasella monolateralis n. gen. n.sp.

- Figure 1: Subaxial section, macrospheric form, (Si. 1), X 102
 Figure 2: Axial section, microspheric form, paratype, (Si. 2), X 55
 Figure 8: Axial section, macrospheric form, holotype, (Si. 3), X 148
 Figure 4: Subaxial section, microspheric form, (Si. 4), X 70
 Figure B: Subaxial section, microspheric form, (Si. 5), X 50
 Figure 6: Axial section, macrospheric form, paratype, (Si. 6), X 90
 Figure 7: Axial section, macrospheric form, paratype, (Si. 7), X 106
 Figure 8: Axial section, microspheric form, paratype, (Si. 8), X 91
 Figure 9: Axial section, microspheric form, paratype, (Si. 9), X 58
 Figure 10: Axial section, macrospheric form, paratype, (Si. 10), X 106

LEVHA I

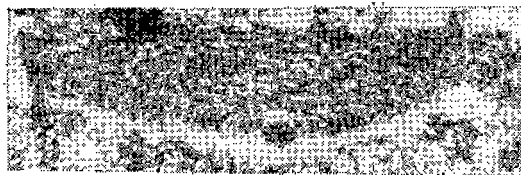
Sivasella monolateralis n. gen. n. sp.

- Şekil 1: Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, makrosferik şekil, (Si. 1), X 102
 şekil 2: Eksenel kesit, mikrosferik şekil, paratip, (Si. 2), X 55
 Şekil 3: Eksenel kesit, makrosferik şekil, holotip, (Si. 8), X 148
 Şekil 4: Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, mikrosferik şekil, (Si. 4), X 70
 Şekil 6: Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, mikrosferik şekil, (Si. 5), X 60
 Şekil 6: Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, makrosferik şekil, paratip, (Si. 6), X 90
 şekil 7: Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (Si. 7), X 106
 Şekil 8: Eksenel kesit, mikrosferik şekil, paratip, (Si. 8), X 91
 şekil 9: Eksenel kesit, mikrosferik şekil, paratip, (Si. 9), X 53
 Şekil 10: Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (Si. 10), X 106

10



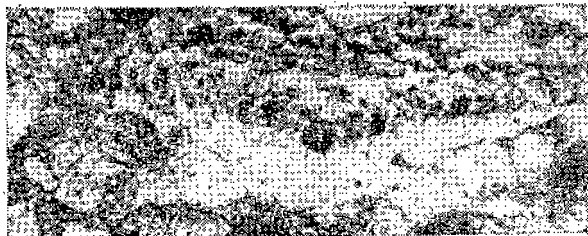
6



8



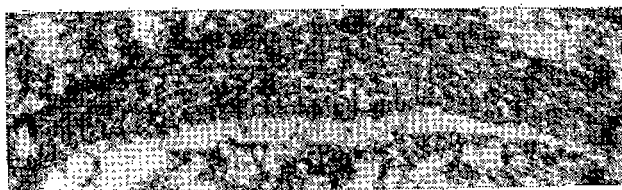
4



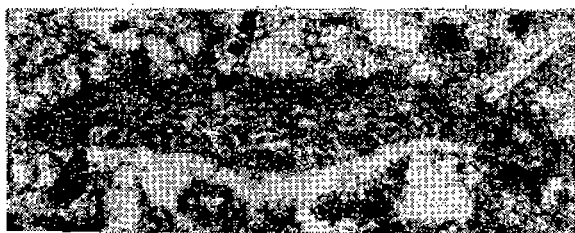
9



5



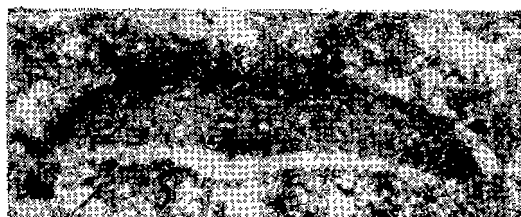
7



3



2



1

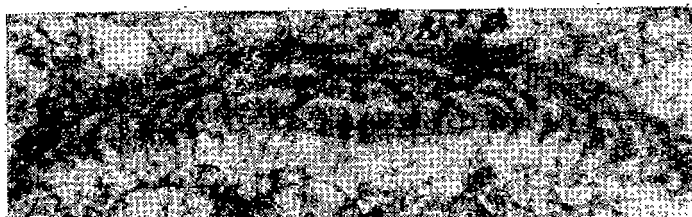


PLATE I
LEVA I

PI-AXE II

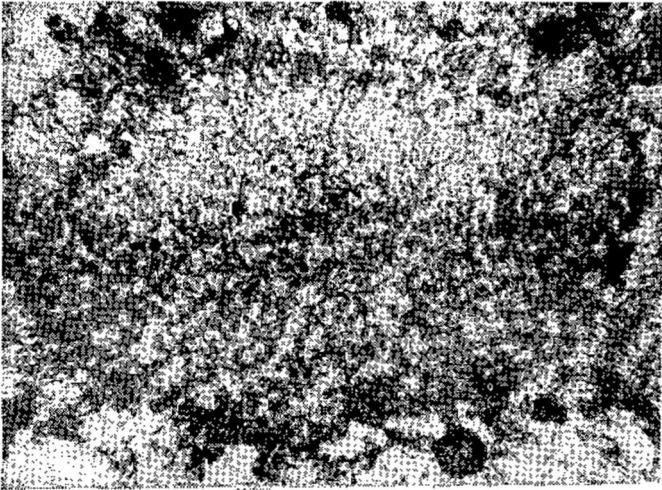
Sivasella moiolator n. gen. n. sp.

- Figure 1: Subequatorial section, slightly oblique, microspheric form, (Si. 11), X 79
 Figure 2: Subequatorial section, slightly oblique, macrospheric form, paratype, (Si. 12), X 157
 Figure 3: Subaxial section, (Si. 13), X 47
 Figure 4: Sandy limestone with *Sivasella monolateralis* n. sp., (Si. 14), X 57
 Figure 5: Axial section, macrospheric form, paratype, (Si. 15), X 73
 Figure 6: Subaxial section, microspheric form, (Si. 16), X 66
 Figure 7: Subequatorial section, slightly oblique, macrospheric form, (Si. 17), X 170
 Figure 8: Equatorial section, macrospheric form, paratype, (Si. 18), X 128

LEVHA II

Sivasella monolateralis n. gen. n. sp.

- Şekil 1: Hafifçe eğik subekvatoryal kesit, mikrosferik şekil, (Si. 11), X 79
 şekil 2: Hafifçe eğik subekvatoryal kesit, makrosferik şekil, paratip, (Si. 12), X 187
 Şekil 3: Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, (Si. 13), X 47
 Şekil 4: *Sivasella monolateralis* n. sp. 11 kumlu kireçtaşı, (Si. 14), X B7
 şekil 5: Eksenel kesit, makrosferik şekil, paratip, (Si. 15), X 73
 Şekil 6: Eksene yakın bir düzlemden geçen kesit, mikrosferik şekil, (Si. 16), X 66
 şekil 7: Hafifçe eğik subekvatoryal kesit, makrosferik şekil, (Si. 17), X 170
 Şekil 8: Ekvatoryal kesit, makrosferik şekil, paratip, (Si. 18), X 128



1



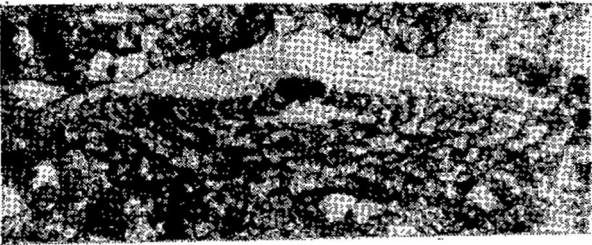
2



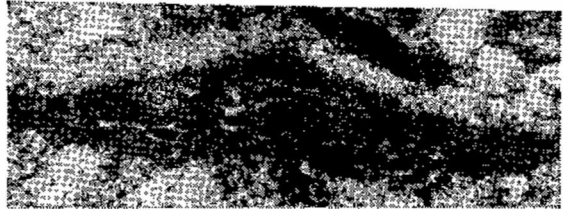
3



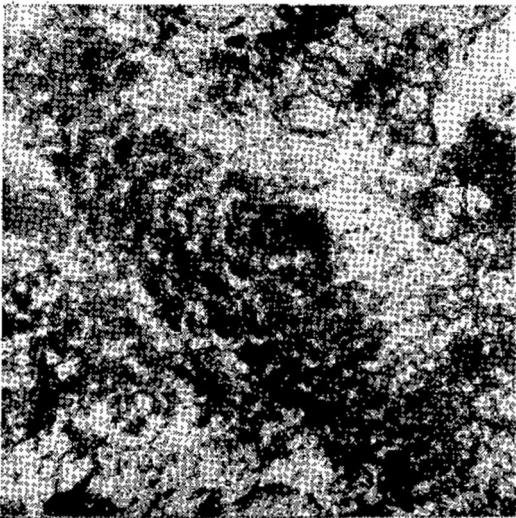
4



5



6



7



8

PLATE III**»ivasella monolateralis n. gen. n. sp.**

- Figure 1: Embryonic apparatus, macrospheric form, paratype, (Si. 19), X 197
 Figure 2: Axial section, macrospheric form, (Si. 20), X 137
 Figure 3: Axial section, macrospheric form, (Si. 21), X 120
 Figure 4: Subequatorial section, slightly oblique, macrospheric form, (Si. 22), X 143
 Figure 5: Axial section, macrospheric form, paratype, (Si. "23), X 82
 Figure 6: Sandy limestone -with Orbitoides and Sivasella monolateralis n. sp. (Si. 24) X 22
 Figure 7: Embryonic apparatus, macrospheric form, paratype, (Si. 26), X 103
 Figure 8: Axial section, microspheric form, (SI. 26), X 61

LEVHA III**Sivasella monolateralis n. gen. n. sp.**

- Şekil 1: Üs locaH embiryonik cihaz, makrosiferik gekil, paratip, (Si. 19), X 197
 gekil 2; Eksenel kesit, makrosiferik gekil, (Si. 20), X 137
 Şekil 3: Eksenel kesit .makrosiferik şekil, (Si. 21), X 120
 gekil 4: Hafifçe eğik subekvatoryal kesit, makrosiferik gekil, (Si. 22), X 143
 Şekil 6: Eksenel kesit, makrosiferik gekil, paratip, (Si. 23), X 82
 gekil 6: Sivasella monolateralis n. sp. ve Orbitoides'li kumlu kireçtaşı, (Si. 24), X 22
 gekil 7: Embiryonik cihaz, makrosiferik şekil, paratip, (Si. 25), X 103
 Şekil 8: Eksenel kesit, mikrosiferik gekil, parotip, (Si. 26), X 61



1



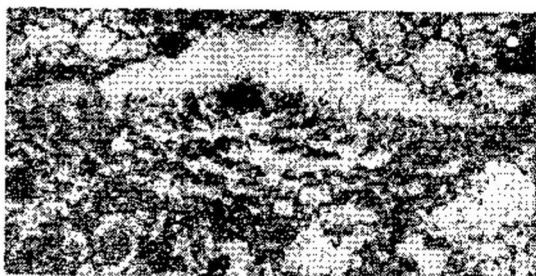
2



3



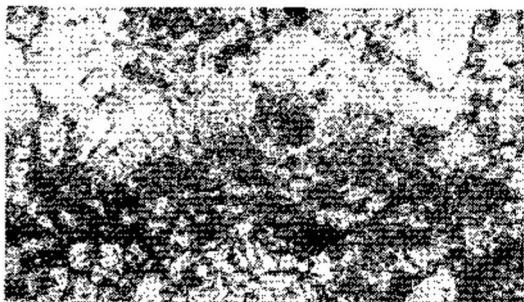
4



5



6



7



8

Sarıkaya-Üçbaş (Karaman) Yöresinin Jeolojisi

Geology of the Sarıkaya - Üçbaş (Karaman) region

ALI KOÇYİĞİT *Genel Jeoloji Kürsüsü, Ankara üniversitesi Fen Fakültesi, Ankara*

ÖZ: İnceleme alanında, ofiyolitli melanj ve Neojen yağlı oluşuklar yüzeyler. Ofiyolitli melanj, bağlıca radyolarit, pelajik kireçtaşları, grovak, olistostrom, çörtlü kireçtaşı, katmanlanmasız kristalize kireçtaşı, diyabaz, ignimbitik tuf, cam tufu, gabro, peridotit, kuvarsdiorit ve porfiritin karışımından oluşmuştur, ilksel konumlu olmiyan (allokton) ofiyolitli melanjın oluşum yaşı olasılıkla Maestrihtiyen olup, onun ilksel konumlu (otokton) temeli bu yörede gözlenmemiştir. Buna karşın, Toros kuşağının birçok kesiminde, ofiyolitli melanj, Lütesiyen yaşlı Nummulit'li filig ve Alt Miyosen formasyonları üzerine yapısal olarak bindirmektedir. Bu nedenle, onun yerleşme yaşı da çoğunlukla lütesiyen ya da Alt Miyosen'dir.

Ofiyolitli melanj üzerine deniz ilerlemesiyle (transgresyonla) gelen Neojen oluşukları, birbirleriyle yanal ve düşey geçişli marn, kumtağı, resifal kireçtaşı, çakıltaşı ve killi kireçtaşıyla ıralanır.

ABSTRACT: In the study area, ophiolitic melange and Neogene formations crop out. The ophiolitic melange is a mixture of radiolarite, pelagic limestones, graywacke, olistostrome, cherty limestone, massive crystallized limestone, diabase, ignimbritic tuff, vitric tuff, gabbro, peridotite, quartzdiorite and porphyrite. The formation age of the ophiolitic melange, which is allochthonous, is probably Maestrichtian, and its autochthonous basement cannot be seen in the area which is studied. In contrast, along the Taurus belt, the ophiolitic melange is found thrust over the Nummulitic flysch of Lutetian age and/or the Lower Miocene formations.

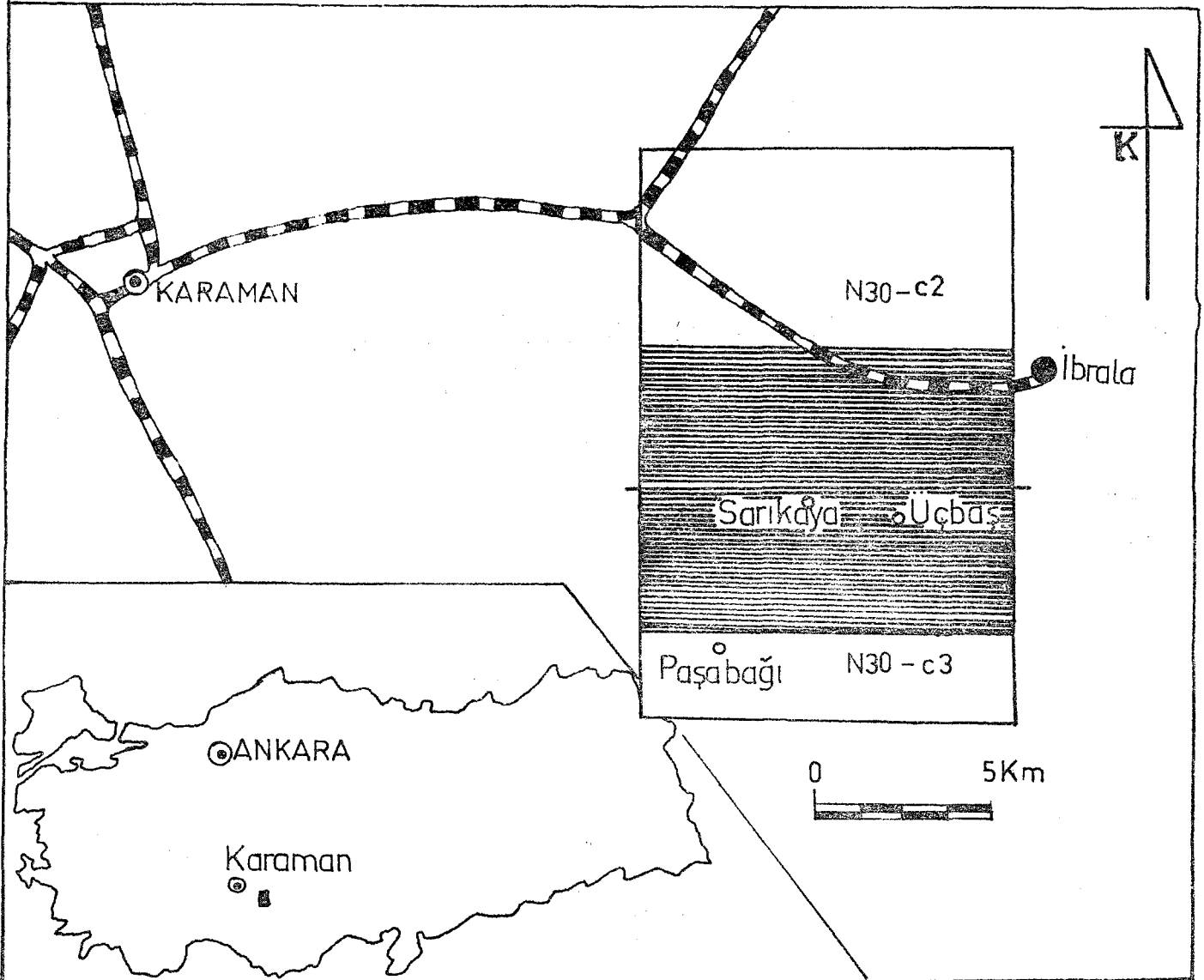
The Neogene formations, which transgressively overly the ophiolitic melange, are characterized by laterally and vertically interdigitating units of marl, sandstone, reefal limestone, conglomerate and clayey limestone.

GİRİŞ

Önemli bir kesimi de Türkiye'nin güneyi boyunca B'dan D'ya doğru uzanan Alp Orojenik Kuşağı, özellikle son yıllarda ortaya konan "Levha tektoniği kuramı" nedeniyle, birçok yerbilimcinin ilgisini, eskisinden daha da çok çekmeye bağlamıştır. Alp'lerin "Toroslar" olarak bilinen Türkiye'deki uzantısı üzerinde de, özellikle oluşum mekanizmasını ay-

dınlamak ve bir oluşum modeli ortaya koymak amacıyla, yerbilimsel çalışmalar son yıllarda yoğunlaşmış bulunmaktadır.

Yazar bu yazıda, Orta ve Batı Toroslar'ın bazı kesimlerinde yapmış olduğu çalışmalara dayanarak, yöredeki bazı jeolojik özellikleri açıklamayı ve sorunları ortaya koymayı amaçlamaktadır. Bu amaca yönelik olarak ilkin, Sarıkaya-Üçbaş (Karaman) yöresindeki (Şekil 1) bir aşınım pençe-



Şekil 1: Yer bulduru haritası

Figure 1: Location map .

resinin ve yakın çevresinin ayrıntılı 1/25.000 ölçekli jeoloji haritası yapılmış (Şekil 2), yörede biri ilksel konumsuz Ofiyolitli melanaj, diğeri de bunu açılı uyumsuzlukla örten Neojen oluşukları olmak üzere iki birim ayrılmıştır.

OFİYOLİTLİ MELANJ

Genel Tanımı ve Dağılımı

Melanj, Toroslar'ın birçok kesimlerinde değişik özellikler göstermekle birlikte, Paleozoyik'ten Paleosen'e değin değişik yaş ve türdeki blokların, ilksel konumsuz olistostromların (şistsel yapı, kumlu, milli ve killi bir hamur içinde gömülü ve yüzer konumda bulunan köseli kireçtaşı, diyabaz, gabro, radyolarit ve peridotit çakıl ve bloklarının karışımından oluşur), çoğunlukla radyolarit, pelajik kireçtaşı ve grovackların oluşturdukları bir hamur içindeki karışımıdır. İlksel konumsuz olan bu birime, bugüne değin, Toroslar'ın değişik kesimlerinde çalışan yer bilimciler tarafından ayrı adlar verilmiştir, örneğin, Karaman (Konya) yöresinde "Şist-radyolarit Formasyonu" (Blumenthal, 1956), aynı yörede "Şist-Hornstein serisi" (Niehoff, 1960), Orta Toroslar'ın Beyşehir-Seydişehir yöresinde "Beyşehir-Hoyran napı" (Gutnic ve diğerleri, 1968), Hadim-Bozkır yöresinde "Ofiyolitli seri" (özgül, 1971), Tüm Toros kuşağında "Bozkır birliği" (özgül, 1976), (Konya) yöresinde Karaman melanji (Koçyiğit, 1976), Bolkar Dağları'nın güneyinde "Ofiyolitli melanj" (Demirtaşlı ve diğerleri, 1975) gibi.

Ofiyolitli melanj, özellikle çalışmalarımızı sürdürdüğümüz Orta ve Batı Toros kesiminde, B'da Keçiborlu-Dinar'dan başlayıp D'ya doğru Şuhut güneyi, Hoyran gölü kuzeyi ve doğusu, Eğridir, Beyşehir, Seydişehir, Bozkır, Karaman ve Bolkar dağları boyunca, bazan sürekli bazan da Neojen oluşukları altında aşınım pencereleri biçiminde yüzeyler. Bu dağılım içinde ofiyolitli melanjin ilksel konumlu temel birimi, bazan gözlenememekle birlikte, çoğunlukla Lütesiyen filisidir. Melanjin, bu kuşak içindeki tek bir yörede, tüm ayırtman özelliklerini görmek olanaklı değildir. Buna karşın, tüm kuşak içindeki değişik yüzlekleri gözlenip, ayrıntıya inilerek veriler toplandığında, ona özgü tüm nitelikleri görmek olasıdır.

Yersel olan inceleme alanı içinde, melanj, boyutları mm'den km'lere erişen, değişik çökeltme ortamlarını ıralayan, Devoniyen yaşlı kuvars-albit-serizit-biyotit şist, Malm-Apsiyen yaşlı katmanlanmasız kireçtaşı, çörtlü kireçtaşı, gabro ve peridotit gibi bazik-ultrabazik kayaç blokları, tektonik breşler, diyabaz, ignimbritik tuf gibi volkanitler, grovak, değişik ortamlı ve volkanik gereçli (malzemeli) olistostromlar, Maestrihtiyen yaşlı radyolarit ve pelajik kireçtaşların karışımından oluşmuştur. Melanjin ilksel konumlu temel kaya birimleri burada yüzylememektedir. Haritalanabilen ofiyolitli melanj kayalarına aşağıda ayrıntılı biçimde değinilecektir.

Başlıca Ofiyolitli Melanj Kayaları

1) Şist (Pa)

Bağılımı. Sarıkaya köyünün kuzeyindeki Kızılkuyu deresinin Armutlu deresi adını aldığı yerde yüzeyler. Yüzlek büyüklüğü yaklaşık 125 m genişlikte ve 1 km uzunluk-

tadır. Kireçtaşı blokları ve bazik volkanitlerle karmaşık biçimde bulunur. Melanj içinde bir blok olması nedeniyle bir formasyon ya da üye olarak adlandırılmamıştır.

Litoloji Özelliği. Koyu yeşil-siyah renkli, yağlımsı, mika pulcukları nedeniyle parlak görünüşlü, bakışsız (asimetrik) küçük kıvrımlı ve 2-3 m hacimli beyaz mermer blokları içerir. Mikroskopik incelemesinde, kuvars-albit-serizit-biyotit şiste dönüşmüş bir arkoz olduğu saptanmış, mikrokıvrımlanmalar gösterdiği ve az miktarda zirkon içerdiği izlenmiştir.

Yaş. Aynı şistler Hadim-Taşkent (Konya) yolu üzerinde Spirifer sp. fosili içeren çok az başkalaşmış kireçtaşı katmanlarıyla ardalarıma göstermektedir. Bu nedenle, bu şistlere Devoniyen yaşı verilmiştir.

2) Ardıçlı Tepe Kireçtaşı (JKa)

Dağılımı, inceleme alanının batısında Dedecik tepeden başlayıp D'ya doğru Yüksek tepe, Ardıçlı tepe, Erenler tepe ve Kepir tepe boyunca uzanan alanda yüzeyler. Bunlar dışında, haritalanamıyacak büyüklükteki kireçtaşı blokları, yaklaşık D-B doğrultusunda çizgisel dizilim oluşturur.

Litoloji Özelliği. Koyu siyahtan açık krem rengine değin değişik renkli, çoğunlukla katmanlanmasız, kristalize ve çatlaklı olup, tuf ve radyolaritler içinde değişik boyutlu bloklar biçiminde bulunur. Dokanaları tektonik breşli, hematit sızıntısı içeren sitilolitli olup, bazı bloklar tümüyle breşleşmiştir. Mikroskopik incelemesinde, çoğunlukla sparrit mikrofasiyeli bazan da hayvansal kabuk kırıntıları ile köseli kuvars parçaları içeren kumlu biyomikrit olduğu saptanmıştır. Ayrıca seçimli yönelmek' bir doku gösterdikleri de izlenmiştir. Bu doku nedeniyle kayacın, oluşumundan sonra yeğin tektonizmaya uğramış olduğu sonucuna varılmıştır.

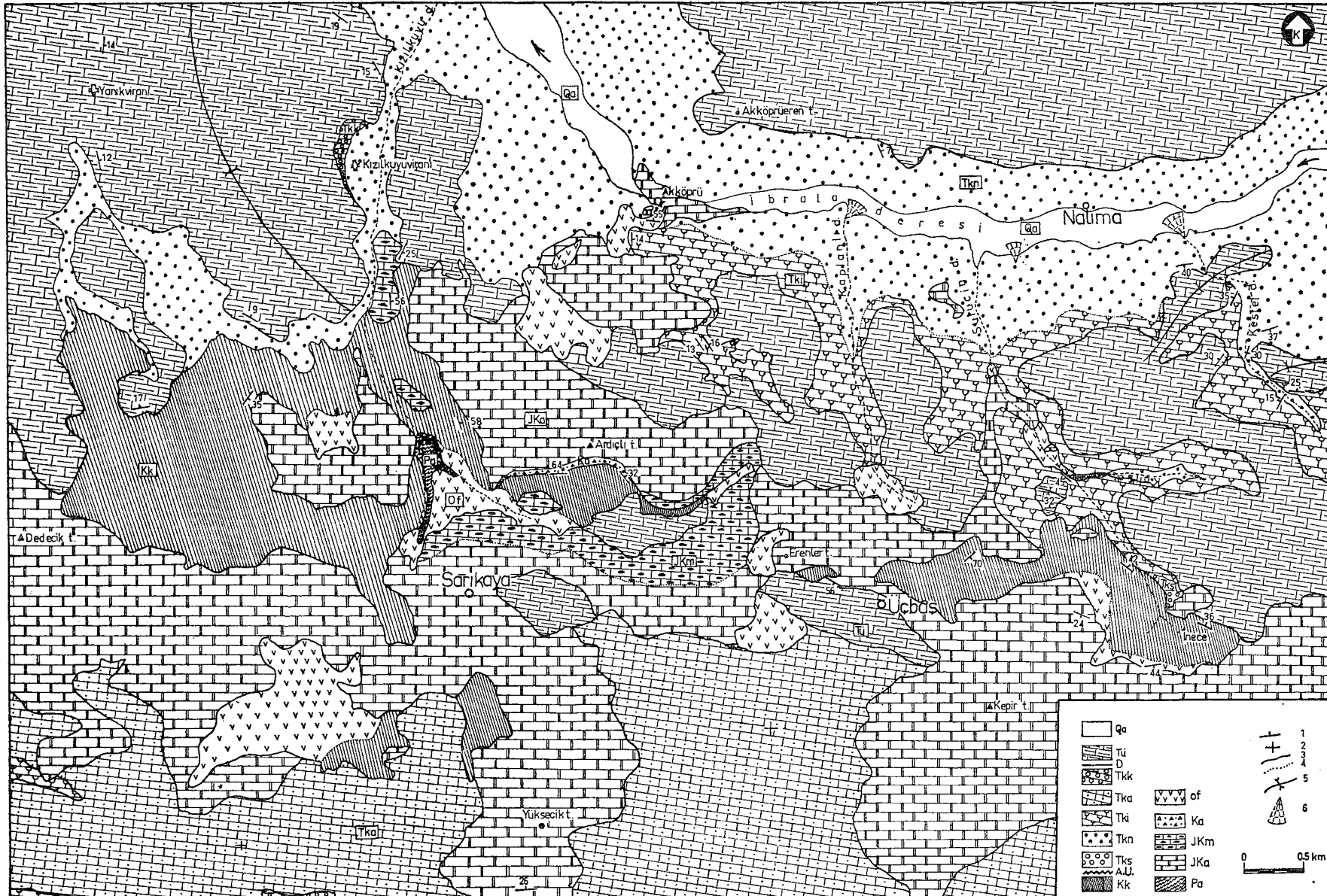
Yaş. Çok sayıda örneğin ince kesiti incelenmesine karşın, kesit yaş verdirecek mikrofossil bulunamamıştır. Ancak, Valvulina sp., Endothyra sp., Cayeuxia sp gibi birkaç faunaya rastlanmıştır. Bununla birlikte, aynı kireçtaşı bloklarının, daha geniş bir alanda yüzeylediği Karaman-Ermenek arasındaki alanda, Paratrocholina comesoicoa Oberhauser, Trocholina (Coscinaconus) alpinus (Leupold), Protopenneroplis sp., Pseudocyclamina sp., Haplophragmoides sp., Valvulina sp. gibi foraminiferler ile Cayenuda sp. gibi alg içerdikleri saptanmıştır (Koçyiğit, 1976). Gerek bu fosil içeriği gerekse mikrofasiyes görünümüne dayanılarak, Ardıçlı Tepe Kireçtaşı'na Malm Apsiyen yaşı verilmiştir.

S) Merdivenli Kireçtaşı (JKm)

Dağılımı. Sarıkaya köyünün kuzeyinde ve Kızılkuyu deresinde yüzeyler. GD-KB gidişli çizgisel dizilim oluşturulan bloklar biçimindedir. Sarıkaya köyünün hemen kuzeyinde Ardıçlı Tepe Kireçtaşı ile geçişli, diğer alanlarda ise, tek tek bloklar biçimindedir.

Litoloji Özelliği. Gri-beyaz renkli, çoğun katmanlı, kalın çört katmanları ve şeritleriyle ardalı, mikritik mikrofasiyeli.

Yaş: Fosil bakımından yoksun olup, yalnızca Kadiolaria'ları içerir. Bununla birlikte, Ardıçlı Tepe Kireçtaşı ile geçişli olduğundan Merdivenli Kireçtaşı'nın yaşı Malm-Apsiyen'e yorulmuştur.



Sekil 2: Sarıkaya-Üçbaşı (Karaman) yöresinin jeoloji haritası Qa-Allüvyon, Tü-Killi Kireçtaşı (Pliyosen), D-Aeşiz uyumsuzluk, Tkk-Çakıltası (Helvesiyen), Tka-Kumlu kireçtaşı (Helvesiyen), Tki-Besif kireçtaşı (Helvesiyen), Tkn-Marn, Kumtaşı, çakıltası, kireçtaşı (Helvesiyen), Tks-Çakıltası (Helvesiyen), A.U.-Acılı uyumsuzluk, Kk-Badyolarit (Maestrihtiyen), Of-Ofiyolitli melanj, Ka-Bres (Maestrihtiyen), JKm-Çörtlü kireçtaşı (Malm-Apsiyen), JKa-Katmanlanmasız kireçtaşı (Malm-Apsiyen), Pa-Şist (Devonyen). 1 - Eğim ve doğrultu, 2 - Yatay katman, 3 - Dokanak, 5 - Olasılı dokanak, 5 - Senklinal, 6 - Alüvyon konisi.

Figure 2: The geological map of the Sarıkaya-Üçbaşı (Karaman) region. Qa-Alluvium, Tü-Clayey limestone (QPHocene), D-Disconformity, Tkk-Conglomerate (Helvetian), Tka-Sandy limestone (Helvetian), Tki-Beefal limestone (Helvetian), Tkn-Marl, sandstone, conglomerate, limestone (Helvetian) Tks-Conglomerate (Helvetian), A.U.-Angular unconformity, Kk-Badiolarite (Maestrichtian), Ka-Breccia («Maestrichtian), Of-Ophiolitic melange, JKm-Cherty limestone (Malm-Apsian), JKa-Massive limestone (Malm-Apsian), Pa-Schist (Deonian). 1 - Dip and strike, % - Horizontal bedding, 3 - Contact, 4 - Inferred contact, 4 - Inferred contact, 5 - Syndine, 6 - Alluvium cone.

4) Ardıçlı Tepe Breşi (Ka)

Dağılımı. Ardıçlı tepenin hemen güneyinde, Ardçh Tepe Kireçtaşı ile Kızıldere Radyolariti'nin dokanağında bir şerit biçiminde yüzeyler

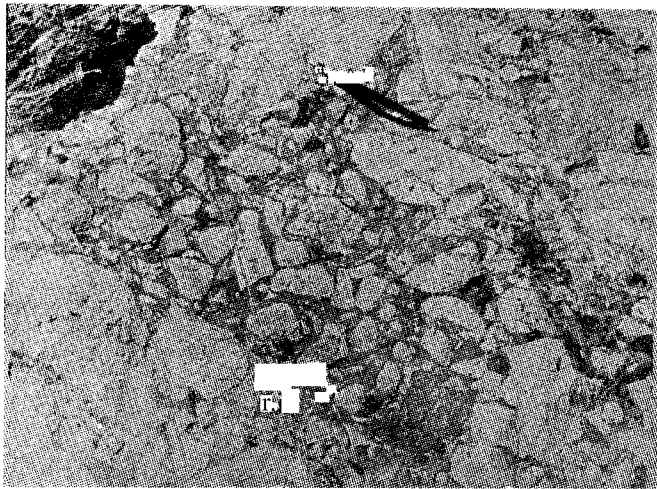
Utolojik özelüğü. Bileşenleri tümüyle Ardıçlı Tepe Kireçtaşı'ndan oluşmuştur (Şekil 3) ve bileşenler, K74°D gi-dişli seçimli yönelme gösterir. Bileşen çapı mlkroskopik büyüklükten 50 sm'ye değin değışir. Bileşenler sparitle bağlanmış olup, hematit sızıntısı içerdüğinden breş alacalı gözükmektedir. Breşin hamuru ayrıca, mikro oluşumlar şeklinde zirkon da içermektedir.

Yaş. Ardıçlı Tepe Kireçtaşı'nın yerleşimi sırasında oluştuğundan ve bu yerleşim yaşı, melanjin oluşum yaşı ile aynı olduğundan, breşin de aynı yaşta olması kuvvetle olasıdır.

5) Kızıldere Eadyolariti (Kk)

Dağılımı. Sarıkaya köyünün KB ve K'indeki Kızıldere yöresiyle Üçbaşköyü doğusundaki inece yörelerinde yüzülemektedir. Ayrıca, haritalanamıyacak boyutlarda volkanitlerle birlikte bulunur.

Litoloji Özelliği. Kızıldere yöresindeki radyolaritler çoğunlukla katmanlanmasızdır. Buna karşın, Ardıçlı tepenin güneyi ile inece yöresindeki radyolaritler, birkaç sm kalınlıkta şeritlerden 70-80 sm kalınlıkta kalın katmanlara değin değışir. Bunlar aynı zamanda, oldukça sık, bakışsımsız, devrik, disharmonik kıvrımlı ve pembe renkli pelajik kireçtaşlarıyla ardalama gösterir. Katmanlı radyolaritler, hemen hemen inceleme alanının her yerinde kireçtaşı blokları olana dalar ve onlarla tektonik dokanak gösterir. Radyolarit katmanlarının eğim ve doğrultusu, 100 m gibi kısa bir mesafe içinde birkaç kez yön değıştirir ve üzerlerinde kayma izleri taşır. Radyolaritlerin ince kesitlerinin mikroskopik incelemesinde, kataklastik bir doku kazanmış oldukları, Radiolaria'larm birincil biçimlerini yitirip yönlendirdikleri, değışik yönlerde eklemleştikleri ve yer yer de hematit pigmentleri içerdikleri gözlenmiştir.



Sekil 3: Breş

Figure 3: Breccia

Yaş. Radyolaritlerle ardalama olarak bulunan pembe renkli pelajik kireçtaşlarının ince kesitlerinde, Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli, Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau gibi fosiller saptanmıştır. Bu faunaya dayanılarak, Kızıldere Radyolaritleri'ne Senoniyen yaşı verilmiştir.

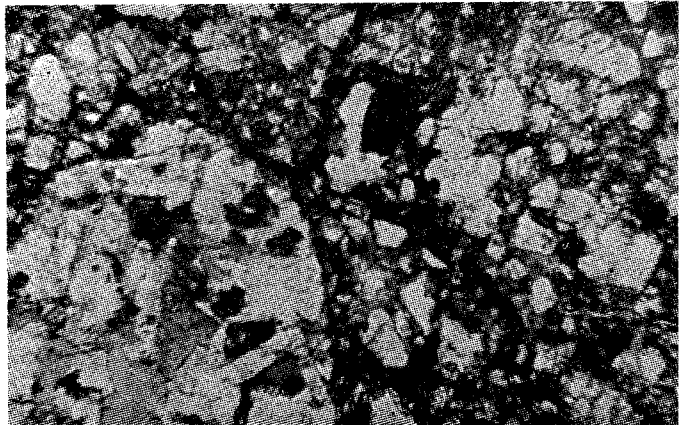
Daha önce, aynı radyolarit ve volkanitler "Pencere Formasyonu" olarak adlandırılmış ve Ust Paleozoyik ile Triyas yağıında olabilecekleri önerilmiştir (Blumenthal, 1956).

6) Ofiyolitler (of)

Dağılımı. Ofiyolitler başlıca Sarıkaya ve Üçbaş köyleri çevresinde yüzeyler. Albitdiyabaz, olivinli diyabaz, ignimbritik tuf, litik tuf, cam tufu, kuvars-epidot-klorit fels, zoisit fels, kuvarsdiyorit ve peridotitten oluşan ofiyolitik seri kayaları çoğunlukla, 2-15 m' lik süreksiz yüzlekler oluşturmakta olup, çörtlü kireçtaşları, pelajik kireçtaşları, grovak ve radyolaritlerle grift şekilde bulunur.

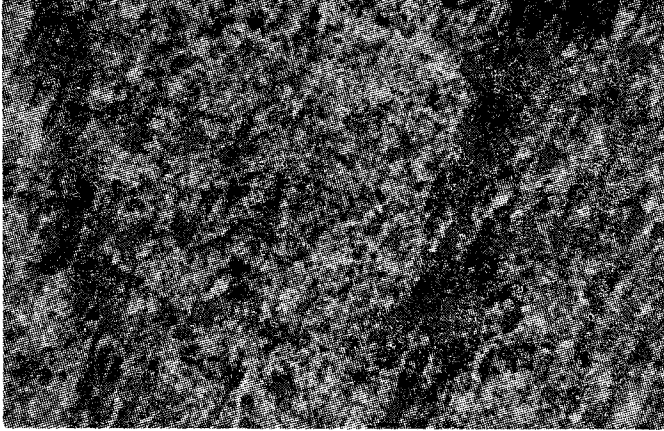
litoloji Özellikleri. Hemen hepsi birincil renk, bileşim ve dokularını büyük çapta yitirmiş olup, taze durumda olan diyabazlara (doleritlere) ender olarak rastlanmaktadır. Yine büyük çoğunluğu uralitleşmiş, serizitleşmiş, albitleşmiş ve epidotlaşmıştır. Peridotitler ise, talklaşmaya değin giden kertede (derecede) serpantinleşmiştir. Hemen tümü, büyük olasılıkla yerleşimleri sırasında, etkisinde kaldıkları tektonik sıkışma sonucu parçalanarak kataklastik- blastokataklastik-milonitik bir doku kazanmıştır (Şekil 4). Kristaller çoğun seçimli yönelme göstermektedir. İgnimbritik tüfler ayrıca, şistsel bir yapı kazanmış ve makaslama eklemleleriyle katedilmiştir (Şekil 5). Tüfler genellikle riyolitik ve trakitik özelliklidir.

Yaş. Ofiyolitlerle birlikte karmaşık şekilde bulunan radyolaritler, pembe renkli, pelajik kireçtaşlarıyla ardalamaalıdır. Bu kireçtaşlarda Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli ve Globotruncana lapparenti tricarinata Quereau gibi fosiller saptanmıştır. Bu fosillere dayanarak radyolaritlere Senoniyen yaşı verilmiştir. Yine aynı şekilde, onlarla karmaşık şekilde bulunan ofiyolitlerin de, birinci yerleşim yaşının en az Senoniyen olduğu söylenebilir.



Sekil 4: Milonitik dokulu porfirite

Figure 4: Porphyrite with mylonitic texture



gekil 5: İgnimbritik tüfler isinde gelişmiş makaslama eklemleri

Figure 5: Shear joints developed in the ignimbritic tuffs

Ofiyolitli Melanjın Yerleşimi ve Yaşı

Toros kuşağında ofiyolitli melanjın ya da ofiyolitli kütlelerin yerleşim yaşı ve yerleşme mekanizması kesinlikle ortaya konmuş değildir. Yine aynı şekilde, ofiyolitlerin ilksel konumdaki yeri (kökü) neresidir sorusu da yanıtlanmamıştır. Bunda en büyük etkenin, tüm kuşağı kapsıyan ayrıntılı çalışma ve veri eksikliği olduğu kuşkusuzdur. Bugüne değin yapılan çalışmalar yerseldir. Buna karşın, bu yersel çalışmaların önemli sonuçlar ortaya koyduğu da yadsınamaz. Örneğin: 1. Isparta bölüğünün batı kanadında, ofiyolitli melanj Lütesiyen yaşlı bir filiş üzerine bindirilmektedir. Melanj içindeki kireçtaşı olistolitleri yer yer sükuklaşmış olup, yaklaşık D-B gidişli bir çizgisel dizilim oluşturmuştur. 2. Eğridir gölü güneyinde, Halobia fosili içeren kireçtaşı, kırmızı kireçtaşı, bitkili kumtaşı, radyolarit ve masif kireçtaşı kapsıyan "Ofiyolitli birlik", Kampaniyen-Maestrihtiyen yaşlı "Eşekini Kireçtaşı ve kırıntılar" üzerine gelmektedir (Dumont ve Kerey, 1975). 3. Batı Toroslar'da "Beşehir-Hoyran napları"nm Eosen fiışı üzerinde yüzdüğü ve bu napların kökünün KD'da olduğu belirtilmektedir (Brunn ve diğerleri, 1971). 4. Bozkır-Hadim yöresinde, "Güney iç Anadolu Birliği"nin Üst Kretase yaşlı "Ofiyolitli serisi" SSB'ya doğru, "Hadim birliği"nin Alt-Orta Eosen yaşlı filisi üzerine ilerlemiştir (özü, 1971). 5. Bolkar Dağları'nın güneyindeki ofiyolitik melanj kayaları, Üst Kampaniyen yaşlı büyük kireçtaşı olistolitlerini içermekte olup, Maestrihtiyen'de yerleşmiş gözükmektedir (Demirtaş ve diğerleri, 1975). 6. Şarkışla (Sivas) GD'sunda ofiyolitli melanj, Paleosen-Eosen filisi içinde bir olistostrom biçiminde yerleşmiş olup, özü bir örnek oluşturmuştur. 7. Karaman (Konya) yöresinde ise, melanj ilksel konumlu temel birimi yoktur.

Bütün bu sonuç ve verilerin ışığı altında, batıda Keçiborlu-Dinar'dan başlayıp doğuda Sivas'a değin uzanan kuşak içinde, bazan sürekli bazan da yersel biçimde yüzeyliyen ofiyolitli melanj, Üst Kretase-Paleosen zaman aralığında oluştuğu ve yine Üst Kretase —Alt Miyosen aralığındaki değişik zamanlarda, kuzeydeki bir orta masif kenarından (?) G, GB ve B yönlerinde ilerliyerek, çekim kaymalarının egemen olduğu bir mekanizma ile yerleştiği kuvvetle olasıdır. Bir başka olasılık da, bu kuşak içinde, batıdaki me-

lanj yüzleklerinin, doğudakilerden türemiş olmasıdır. Melanj ilksel konumlu temel birimleriyle olan dokanagında belirgin ezik zonların olmayışı; bu dokanakta ve ona yakın yerlerde, kökeni başka bir havza olan ofiyolit gereçli olistostromların bulunması; bazı yüzlelerde görüldüğü gibi, ofiyolitli melanjın tümüyle olistostrom biçiminde yerleşmiş bulunması; melanj içindeki kireçtaşı olistolitlerinin çizgisel dizilimi ve büyük boyutlu yatay kıvrımların bulunmayışı, melanjın, büyük boyutlu sürüklenimler biçiminde değil, fakat çekim kaymalarının egemen olduğu bir mekanizmayla yerleşmiş olduğunu desteklemektedir.

NBOJEN OLUŞUKLARI

Kaif Formasyonu

Formasyonun adı, en iyi temsil edilmiş olduğu yer olan Kalif deresinden alınmıştır. Formasyon, tabandan tavana doğru, taban çakıltası, filiş, özellikli killi kumtaşı-kil-marn-çakıltası-kireçli kumtaşı-kireçtaşı ardalaması, resifal kireçtaşı, kumlu kireçtaşı ve tavan çakıltası gibi değişik litofasiyelerle ıralanır. Gerek deniz ilerlemesinin yer yer birden bire oluşu, gerekse daha sonraki aşının nedeniyle, bu litofasiyelerin tümünün birlikte görülebildiği bir tip kesit yeri yoktur. Bununla birlikte, alttan üste doğru ilk üç litofasiyesin (taban çakıltası, filiş özellikli killi kumtaşı-kil-marn-çakıltası-kireçli kumtaşı-kireçtaşı ardalaması ve resifal kireçtaşı) en iyi gözlenebildiği yer Kalifderesi kesitidir (Şekil 6). Bu kesitte, diğerlerine göre daha egemen olan, birinci ve ikinci derecedeki litofasiyeler belirtilmiştir.

Kalif Formasyonu, inceleme alanı ve yakın yöresinde, başlıca İbrala deresi ve Mut-Silifke havzasında yaygın bir dağılım göstermektedir. Denizel Miyosen yaşlı litofasiyelerle temsil edilen bu formasyon, açılı uyumsuzlukla, daha yaşlı ofiyolitli melanj kayaları üzerinde yer almakta olup, beş üyeye soyutlanmıştır.

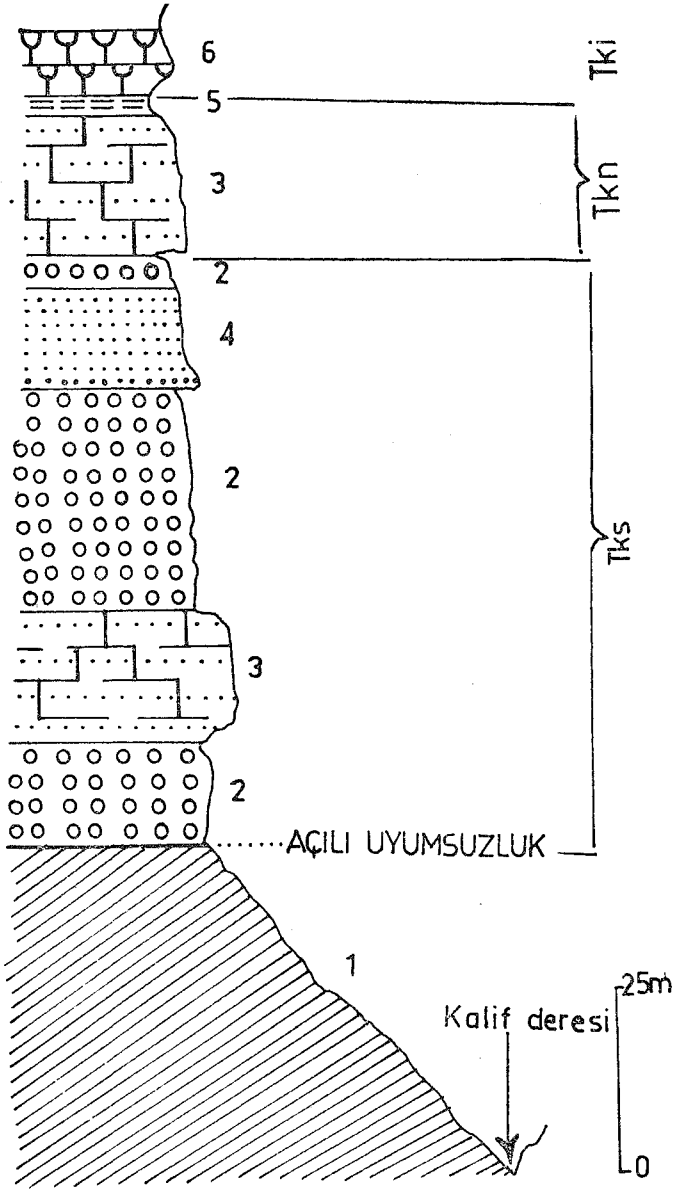
Safiye Çakıltası Üyesi (Tks)

Dağılımı. Safiye deresi, Kalif deresi, İbrala deresinin sol yamacı ve Akköprü yöresinde yüzeylenmekte olup, Kalif Formasyonu'nun tabanını oluşturur. 15m-8m arasında değişen kalınlıkta olup, Ofiyolitli melanj kayaları üzerinde açılı uyumsuzlukla bulunur (Şekil 6).

litoloji Özelliği. Asolgun, değişik tür bileşenler içeren bir çakıltadır. Başlıca bileşenleri yeşil-kırmızı renkli radyolarit, koyu yeşil renkli diyabaz, ignimoritik tuf, peridotit, spilit ve açık-koyu gri renkli kireçtaşı çakıllarından oluşmuştur. Çakılların çapı 1-30sm arasında değişir ve yer yer de, 10-50sm kalınlıkta Ostrea yığınlarından oluşmuş kireçtaşı katmanları içerir. Tavana doğru kireçli kumtaşı ve kil ile ardalınmalıdır. İnceleme alanında çok az yerde ve az bir kalınlıkta olması, yöredeki Miyosen deniz ilerlemesinin birden bire olduğunu göstermektedir.

Fosil Topluluğu. Yıkama örneklerinde (Şekil 6 da, açılı uyumsuzluğun hemen üzerinden alınan örneklerde) Neoalveolina pygmaea Reichel, Neoalveolina melo-curdica Reichel, Ammonia beccarii (Linneo), Spiroloculina sp., Qnin. queloculina sp. gibi fosiller saptanmıştır.

Yaş. Helvesiyen.



Sekil 6. Kalif deresinin sağ yamacına özgü şematik dikme kesit. 5 - Kil, 6 - Bisifal kireçtaşı, Tks-Safiye Çakıltısı Üyesi (Helvesiyen), Tkn-Nalima Üyesi, Xki-lbrala Bisifal Kireçtaşı Üyesi.

Figure 6: Schematic columnar section for right side Kalif stream. 1 - Badiolarite (Maestrichtian), % - Conglomerate, 3 - Lımy sandstone, 4 - Sandstone, 5 - Clay, 6 - Beefal limestone, Tks-Safiye Conglomerate member (Helvetian), Tkn-Nalima member, Tki-lbrala Beefal limestone member.

Nalima Üyesi (Tim)

Dağılımı. İnceleme alanının kuzey kesimindeki tbrala deresi vadisinde yüzeyler.

litoloji özelliği. Filig özellikli killi kumtaşı, kil, marn, çakıltı, kireçli kumtaşı, miltaşı ve kireçtaşıyla temsil edilir. Bu litolojiler birbirleriyle yanıl ve düşey geçişlidir. Killi ve kireçli kumtaşları, marn ve killerin aşınması sonucu, topografyada çıkıntılar oluşturmuştur. Bu kumtaşları 80sm-

6m arasında değişen kalın katmanlar biçiminde olup, bol miktarda kuvars, bozunmuş ofiyolitik kayaç parçaları ve hayvan kabuk kırıntıları içerir. Marnlar ise, çoğunlukla merccekler biçiminde olup, gri-mavi renkli ve makrofosillerin en bol olduğu katmanlardır. Ayrıca, merccekler biçiminde, 100-200m² lik alanlar kaplıyan kavkılı kireçtaşları da yer yer araya katılmaktadır. Toplam kalınlıkları 140 m dir.

Fosil Topluluğu. Fosil içeriği bakımından, Kalif Formasyonu'nun en zengin üyesidir. Bu fosillerden bazıları şunlardır: *Clypeaster altti* Klein, *Schizaster eurynotus* Agassiz, *Schizaster dessori* Wright gibi ekinid, *Flabellipecten calaritano* Meneghini, *Flabellipecten solarium* Lamarck, *Ostrea edulis* Linne, *Ostrea gryphoides* Sehltheim gibi *Lamellibranchia*, *Neoalveolina pygmaea* Reichel, *Neoalveolina melo-cur.* dica Reichel, *Strobulus beccarii* Lamarck, *Globigerina* sp.,

Heterostegina sp. gibi foraminiferler.

Daha ayrıntılı fosil içeriği, inceleme alanının genel dikme kesitinde belirtilmiştir (Şekil 7).

Yaş. Helvesiyen.

tbrala Kesifal Kireçtaşı Üyesi (Tki)

Dağılımı. İbrala vadisinin her iki yamacında yüzeyler. Vadinin sağ yamacındaki yüzeyleri, harita ölçeğine uymadığı için haritalanamamıştır. Sol yamaçta ise, B'dan D'ya doğru sırayla Korumönü kayası, Kaplanlı deresi, Sulucın deresi ve kestel deresinin yukarı çıkırma değin olan alanda yüzeyler. Resifal kireçtaşları, aynı vadi boyunca fakat inceleme alanı dışında, vadinin daraldığı yerlerde vadi tabanına inerek Taşkale ve Kcraş köylerine değin uzanır. En büyük kalınlığa da Taşkale köyünde erişir (200 m). Nalima üyesini Kızılkuyuviranı Çakıltısı Üyesi'nden ayırdığı için "Hudut Kalkerleri" olarak da adlandırılmıştır (Niehoff, 1960). Miyosen deniz ilerlemesinin birden bire olması nedeniyle çoğun, doğrudan doğruya Ofiyolitik melanj kayaları üzerine açılı uyumsuzlukla gelmektedir.

litoloji Özelliği. Sarı renkli, çakıltı görünüşlü, kumlu ve gevşek yapılıdır. Kolayca aşınmaları sonucu, taban kesimlerinde büyük mağaralar oluşmuştur. Ara katman olarak, kalınlığı 20sm-1m arasında değişen arı *Ostrea* ve *Öper. culina* sp. katmanları da kapsar, ince kesitlerinde, tümüyle Alg, Mercan (Şekil 8, a), *Gastropoda*, *Lamellibranchiata*, *Echinoidea* ve *Ostrea*'lardan yapılmış olduğu görülmüştür. Aynı durum makro olarak da gözlenmiştir. Büyük boy ekinidler hemen hemen tümüyle Resifal Kireçtaşları'nda bulunur. Bu nedenle bu üye ayrıtman bir eMnid zonu olarak da adlandırılabilir.

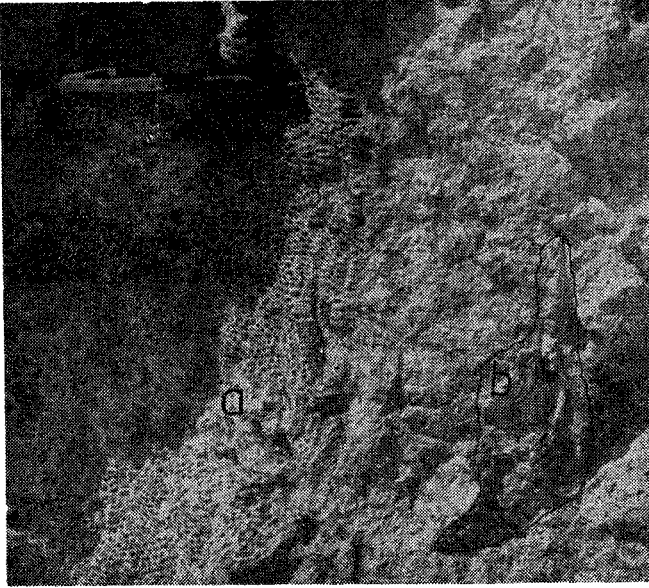
Fosil Topluluğu. Bol miktarda makro ve mikrofosil içermektedir. Bunların önemlileri Şekil 7 de belirtildiği için, burada, yinelenmemiştir.

Yaş. Helvesiyen

Akgedik Kireçtaşı Üyesi (Tka)

Dağılımı. İnceleme alanının güney kesiminde yüzeyler.

litoloji Özelliği. Açık gri renkli, kumlu, çoğun katmansız ve Resifal kireçtaşlarına göre daha sert fakat daha az Alg, Mercan ve *Gastropoda* parçaları içermektedir.



Sekil 8: Kesif al kireslerinin bir görünümü, a - Mercan, b • • Ostrea.
Figure 8: An aspect of the reef al limestone, a - Coral, b - Ostrea.

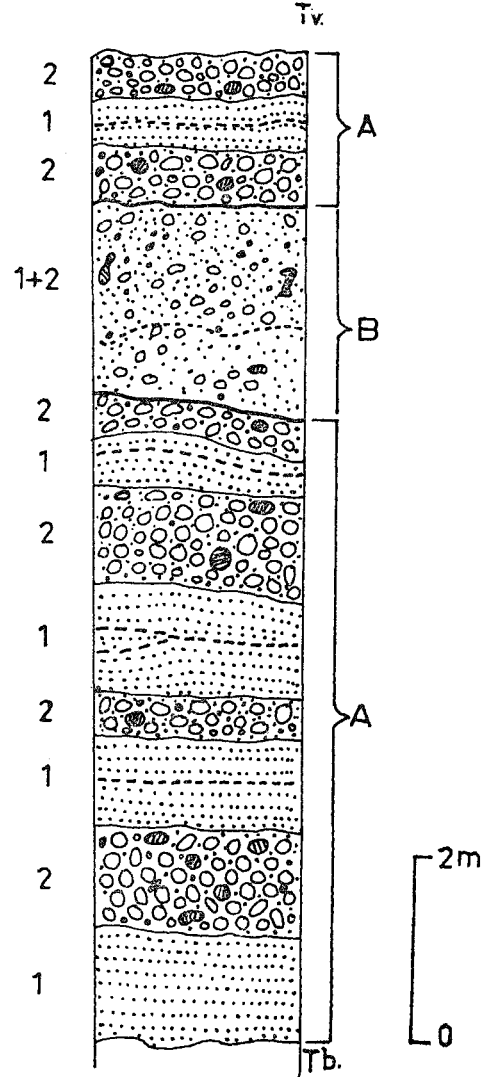
Yaş. Akgedik Kireçtaşı Üyesi, Kalif Formasyonu'nun fosil bakımından en yoksun üyesi olup, gerçekte, Resifal Kireçtaşı Üyesi'nin fazla sertleşmiş, daha kumlu olan üst kesimini oluşturmaktadır. Bu nedenle, Akgedik Kireçtaşı Üyesi'ne de Helvesiyen yaşı verilmiştir.

Kızılkuyuviram Çakıltası Üyesi (Tkk)

Dağılımı. Haritalanabilecek ölçekte yalnızca Kızılkuyuviranı'nda yüzeyler. Çoğunlukla kumlu kireçtaşları ve Resifal Kireçtaşları üzerinde bulunur. Aşınım nedeniyle mercerler biçiminde kalmıştır. Kalınlığı 15sm-6m arasında değişir.

Litoloji Özelliği. Kirli sarı-kırmızı rengiyle uzak mesafelerden kolayca seçilir. Bileşenleri kırmızı-yeşil renkli radyolarit, gri-siyah renkli kireçtaşı ve diyabaz çakıllarından oluşur. Bileşenleri kısmen olgun, çok tür bilegenli bir çakılların çapları 0,5-15sm arasında değişmekte olup, sarı renkli bir kumtaşıyla birbirlerine bağlanmıştır. En belirgin niteliği, yer yer ritmik dereceli katmanlanma göstermesidir (Şekil 9). Ayrıca yer yer hematit laminaları içerir.

Bu üyenin çökelişi sırasında denizin gittikçe sığlaşıp karasal koşulların egemen olmağa başladığı kuvvetle olasıdır. Örneğin, litoloji renginin kırmızılaşması, tane boyutunun tabandan tavana doğru artması, diğer üyelere olmasına karşın, bu üye içinde, hematit kristallerinin bulunduğu çizgisel dizilimlerin görülmesi, yer yer de çapraz katmanlanmalara rastlanması gibi. Değinen bu nedenlerden dolayı çakıltanın regresif, oluşumunun da mevsimsel olduğu sanılmaktadır. Yağışın fazla olduğu mevsimlerde, yüksek enerji nedeniyle çakıltaları (Şekil 9, A2); yağışın az olduğu mevsimlerde ise, kumtaşları (Şekil 9, A1) oluşmuştur. Şekil 9, B1-2 ise, az ve çok yağışlı mevsimlerin, yağış miktarı ve sürelerindeki düzensizliği temsil etmektedir. Derecelenmeyi anlatmak için verilen şekilde (Şekil 9), kumtaşı ve çakıltası eşit miktarda gibi görülmektedir de, bu kesit yerel olup egemen litoloji çakıltadır.



Şekil 9: Kızılkuyuviram Çakıltası Üyesine özgü şematik bir dikme kesit. 1 - Kumtaşı, 2 - Konglomera, 1-2-Kumtaşı ve konglomera, Tb-Taban, Tv-Tavan.

Figure 9: Schematic columnar section for Kızılkuyuviram Conglomerate member .1 - Sandstone, 2 - Conglomerate, 1-2-Sandstone and conglomerate, tb-Base, Tv-Top.

Yaş. Kalif Formasyonu'nun en üst düzeyini oluşturmakta olup, buna da, diğer üyelere dayanılarak Helvesiyen yaşı verilmiştir.

Üçbaş Formasyonu

Bu formasyon, çoğunlukla plaket biçimli gölgesel kireçtaşlarıyla temsil edilir.

Bağılımı. İnceleme alanının kuzey kesiminde yüzeyler. Kalif Formasyonu'yla açışız, Ofiyolitli melanj kayalarıyla açılı uyumsuzdur. Miyosen denizinin geri çekilmesinden sonra, arta kalan çanaklar içindeki göllerde oluşmuştur.

litoloji Özelliği. Kirli beyaz-kül renkli, gösel, killi, gözenekli, yer yer karstik aşınimli ve 2-5m kalınlıkta kaim katmanlar, fakat çoğun 4-15m kalınlıkta plaket biçimlidir. Kendilerine özgü beyaz renkleriyle uzak mesafelerden kolayca seçilir.

Fosil Topluluğu. Gerek ince kesit gerekse yıkama örnekleri içinde *Ilyocypris gibba* (Ramdohr), *Ilyocypris brady* Sars, *Candona* sp., *Chara* sp. ve küçük Gastropoda'lar saptanmıştır.

Yaş. Bu fosillere dayanılarak, formasyona Pliyosen yaşı verilmiştir.

YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanında, fay boyutunda kırılmalara ve gerçek anlamda büyük boyutlu kıvrımlara rastlanılmamıştır. Üçbaş Formasyonu içindeki senklinal görünümü ise, formasyonun düzensiz tabanının neden olduğu ilksel eğimden ileri gelmektedir. Buna karşın, Kalif Formasyonu'nu oluşturan litofasiyelerin çok sık yanal ve düşey geçişler göstermesi, Afrika levhasının Türkiye'ye alt bindirmesiyle ilgili olabilir. Alt bindirme deviminin verev olabileceği düşünülürse, bu deviminin düşey ve yanal bileşenleri de olacaktır. Bu nedenle, Orta ve Batı Toroslar'da, Miyosen ve Pliyosen'den beri olan yükselmeler bu düşey bileşene bağlanabilir. Toros kuşağında yaygın şekilde görülen ve yanal-düşey geçişli olan Miyosen tortullarının bu devimden etkilenmiş olabileceği kuvvetle olasıdır.

Uyumsuzluklar

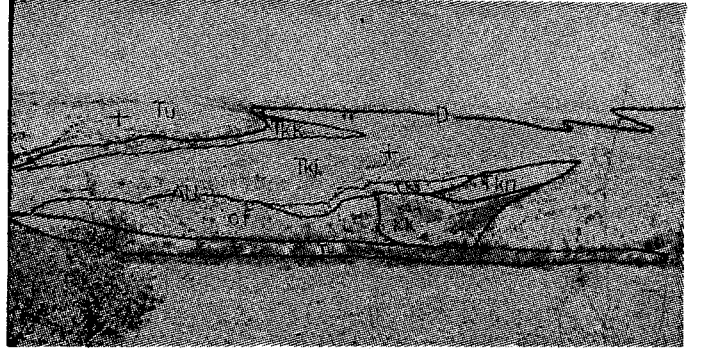
Birisi Kalif Formasyonu'nun, diğeri ise Üçbaş Formasyonu'nun tabanında iki ayrı tür uyumsuzluk düzlemi gözlenmiştir. Yöredeki Ofiyolitli melanj kayaları üzerine birden bire deniz ilerlemesiyle gelen Kalif Formasyonu, melanj kayalarının düzensiz aşınım yüzeyleriyle açılı bir uyumsuzluk oluşturmuştur. Birden bire deniz ilerlemesi nedeniyle uyumsuzluk, bazan Safiye Çakıltası Üyesi (Tks), bazan da İbrala Resifal Kireçtaşı Üyesi (Tki) tabanında bulunmaktadır (Şekil 10, AU).

Üçbaş Formasyonu (Tü) ise, Kalif Formasyonu'yla açışız (Şekil 10, D), Ofiyolitli melanj kayalarıyla açılı uyumsuzluk oluşturmaktadır.

SONUÇLA»

1. Yöredeki ofiyolitik kayaların, ilksel konumsuz bir melanj oldukları ve oluşum yaşlarının büyük olasılıkla Maestrihtiyen olduğu sonucuna varılmıştır.

2. Ofiyolitli melanj kayalarının, batıda Keçiborlu-Dinar'dan doğuda Sivas'a değin, Toroslar'ın kuzey kenarına yakın bir kuşakta, bazan sürekli bazan süreksiz yüzlekler biçiminde bulunduğu; Maestrihtiyen-Alt Miyosen zaman aralığında, çekim kaymalarının egemen olduğu bir mekaniz-



Sekil 10: Kalif deresi bölgesine B'dan D'ya doğru bakış. Tü-Killi kireçtaşı ((Pliyosen), D-Acısız uyumsuzluk, Tkk-Çakıltası (Helvesiyen), Tki-Besifal kireçtaşı (Helvesiyen), Tks-Çakıltası (Helvesiyen), Tkn-Marn, kumlası, sakıltası, kireçtaşı (Helvesiyen), A.U.-Aeili uyumsuzluk, Kk-Kadyolarit CMaestrihtiyen), Of-Ofiyolitli melanj.

Figure 10: Looking at the Kalif Stream region W to E. Tü-Clayey limestone (Pliocene), D-Disconformity, Tkk- Conglomerate (Helvetian), Tki-Beefal limestone (Helvetian), Tks-Conglomerate (Helvetian), Tkn-Marl, sandstone, conglomerate, limestone (Helvetian), A.U.-Angular unconformity, Kk-Radiolarite OMaestrichtian), Of-Ophiolitic melange.

mayla G, GB ve B yönlerinde devinerek yerleştiği sanılmaktadır.

3. Neojen oluşuklarındaki yanal ve düşey geçişlerde, Afrika ve Arap levhalarının alt bindirmelerinin etkili olabileceği kuvvetle olası görülmüştür.

i. Yörede bölgesel Pliyosen'in varlığı saptanmıştır.

5. Alpin Orojenezi'nin Laramiyen (Eski stiriyan) ve Rodaniyen fazları saptanmıştır.

6. Ofiyolitlerin ilksel konumlu yeri (kökü) kuzeyde neresidir? sorusu ise, bugün kesinlikle yanıtlanamamıştır. Yazara göre bu sorun, Türkiye çapında oluşturulacak bir yerbilimci ekibinin, Kuzey Anadolu ve Toros kuşağı ofiyolitleri ve temel kayaları üzerinde yapacakları ayrıntılı araştırma sonuçlarının karşılaştırılmasıyla çözümlenebilir.

KATKI BELİRTME

Bu yazı, Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi Genel Jeoloji Kürsüsünde yapılan yüksek lisans tezi temel alınarak hazırlanmıştır. Yazar, tez yöneticisi Sayın Prof. Dr. M.N. Tokay'a, paleontolojik örneklerin tayininde yardımlarını esirgemeyen Sayı Doç. Dr. Suat Erk'e, Dr. Nuran Gökçen'e, Özcan Yazlak'a, Yüksel Sezginman'a, Erdoğan İnal'a, petrografik örneklerin tayinini yapan Sayın Dr. Gültekin Elgin'e teşekkürü borç bilir.

DEĞİNİLEN BELGELER

Blumenthal, M., 1956, Karaman-Konya Havzası Güneybatısında Toros kenar sliselleri ve Şist-radyolarit formasyonu stratigrafisi: Maden Tetkik Arama Enst Derg., 48, 1-36.

- Brunn, J. H. ve diğerleri, 1971, Outline of the geology of the western Taurides in "Geology and History of Turkey": Guidebook for the 13th field session of PESL, TripoU, A.S. Campbell Ed.. 225-255.
- Demirtağlı, E. ve diğerleri, 1975, Bolkar Dağları'nın teolojisi: Cumhuriyet'in 50. yılı Yerbilimleri Kongresi, 42-58, Ankara.
- Dutnont, J. F. ve Kerey, E., 1975, Efridir gölü güneyinin temel jeolojik etüdü: Türkiye Jeol. Kur. Bült., 18, 2, 169-174.
- Gutnic, M., Kelter, D. ve Monod, O., 1968, Decouverte de nappes de charriages dans le Nord du Taurus occidental (Turquie): C.R. Acad. Sci., Paris, 266, 988-991.
- Kosyigit, A., 1976, Karaman-Ermenek (Konya) bölgesinde ofiyolltli melanj ve diğer ohııuklar: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 19. 2, 103-115.

- Niehoff, W., 1960, Mut 126/1 numaralı harita paftasının revizyon neticeleri hakkında rapor: Maden Tetkik Arama Enst. Der. Eap. No. 3390, yayımlanmamıı.
- özgöl, N., 1971, Orta Toroslar'ın kuzey kesiminin yapısal gelişiminde blok hareketlerinin önemi: Türkiye Jeol. Kur. Bült. 14, 1, 85-101.
- Özgöl, N., 1976, Toroslar'ın bazı temel jeoloji özellikleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült 19, 1, 65-78.

Tazının geldiği tarih:

6.7.1977

Düzeltilmiı yazının geldiği tarih:

20.10.1977

Yayıma verildiği tarih:

1.12.1977

Haymana (GB Ankara) Yöresindeki Petrol lü Kumtaşların Sedimentolojik incelemesi

Sedimentological Studies of the Oil-Saturated Sandstones of the Haymana Region (SW Ankara)

MUHİTTİN ŞENALP Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara
SUNGU L. GÖKÇEN Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Kalınlıkları 1 m ile 5.90 m arasında değişen petrol lü kanal dolguları, Haymana yöresinin türbidit fasiyesindeki Haymana ormasyonu içerisinde gözlenmiştir. Çoğu kanallar tek bir aşınma ve dolma fazı gösterdikleri halde, bazıları birkaç aşınma-doldurulma fazının ürünüdür. Kanal yamaçları tatlı eşimli olabildikleri gibi 75° ye varabilen eğimler de sunarlar. Kanal dolgusu kayalar tane boyları çok iriden çok inceye kadar değişen kaim tabakalı kumtaşlarıdır. Bu kumtaşları bol miktarda kayaç parçacığı, plajiolit ve kuvarstan oluşmuş, litik vake (=grovak) türü kayalardır. Kanal dolgularının türbidit kumtaşlarıyla arakatkılı olması ve pelajik marnlarla sarılmış bulunması, bu kanalların türbidit akıntılar yardımıyla açılmış ve doldurulmuş olduğu görüşüne yönelmiştir. Kanal dolgularının gerek tabanında gerekse içinde görülen ve türbidit akıntılara yorumlanan sedimanter yapılar bu görüşü ayrıca kuvvetlendirmiştir. Bu açılardan hareketle sözü edilen kanal dolgusu kumtaşların, denizaltı yelpazelerinin alt kısımlarındaki abisal düzlüğe ge-

çiş kesimlerinde çökemiş oldukları tarzında yorumlanmıştır. Kaliforniya, Karpatlax\ Güneybatı Fransa ve daha başka yerlerdeki son araştırmalar denizaltı yelpazesi ve kanal fasiyesi karmaşıklarının petrol yönünden çok önemli bir hazne kaya oluşturduklarını ortaya koymuştur. Ayrıca türbidit fasiyesindeki Haymana formasyonu içerisinde petrollü kanal dolgularının bulunuşu bölgesel paleocoğrafya açısından da önem taşımaktadır. Bu nedenle bu oluşumların petrol şirketlerinin de ilgisini çekerek, onları Haymana-Polatlı havzasının aşınmamış kısımlarında ticari petrol aramağa yönelteceği düşünülmüştür. Haymana-Polatlı havzası evriminin iyi bir şekilde anlaşılması, bölgenin özellikle türbidit fasiyesindeki formasyonları üzerinde yapılacak ayrıntılı sediman-tolojik incelemelere bağlıdır. Böylece, yörede petrolün kapanlanmış olabileceği havzanın daha sığ kenar kısımlarını ortaya çıkarabilmek olanaklı olacaktır.

ABSTRACT: Oil saturated channel-fills which range 1-590 m in thickness occur in turbidite bearing Haymana formation of the Haymana region. Although most channels are single cuts, some show several related phases of cutting and filling. The walls generally have gentle slopes, but in one channel they slope 75°. The channel-fill sediments consist of thick sandstone beds ranging from very coarse to very fine in grain size. Petrologically these sandstones are composed mainly of lithic fragments, plagioclase and quartz and can be confidently called lithic vake (or graywacke). On the basis of field evidences such as interbedding of channel-fill sediments with turbiditic sandstones and being enclosed by the pelagic marls it is thought that the most likely process for the cutting and filling of the channels was turbidity currents. Presence of sedimentary structures both on the soles and in the channel-fills which are the results of turbidity currents strenghten this idea. In the light of these evidences it is interpreted that this channel-fill sediments were perhaps deposited on the lower parts of the submarine fans which gradually merge into the abyssal plain. The submarine channel-fan complex is a most important type of petroleum reservoir as demonstrated by recent exploratory work in California, Carpathians, Southwestern France and other areas. Therefore the presence of oil saturated deep channels in turbidite-bearing Haymana Formation has paleogeographic significance and they will also attract the attention of oil companies for finding commercial oil in unexposed parts of the Haymana-Polatlı basin. A good understanding of the evolution of the Haymana-Polatlı region and the careful sedimentological studies of the turbidite formations are essential in finding the more proximal parts of the basin where the oil is likely to be accumulated.

GİRİŞ VE AMAÇ

İnceleme alanı, Ankara'nın güneybatısındaki Haymana ilçesine bağlı Çayraz köyü dolaylarındadır (Şekil - 1).

Bu çalışmanın amacı, adı geçen yörede uzun süredir varlığı bilinen petrollü kumtaşlarının, günümüz bilimsel standartlarında sedimantolojik incelemelerini yaparak, bunların oluşumlarını çökme ortamlarını yorumlamaktır. Yazarlar, bu araştırmanın Haymana Polatlı havzasının petrol yönünden önemine de ışık tutacağı inancındadırlar.

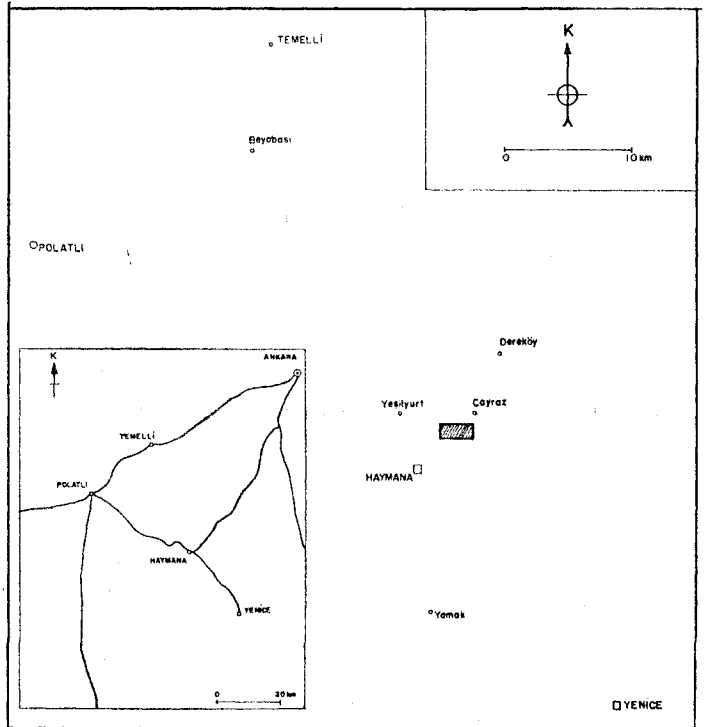
ÖNCEKİ ARAŞTIRMALAR VE LİTOSTRATİGRAFİK BİRİMLER

Haymana yöresinde yapılmış önceki çalışmalar, bölgenin Ankara'ya yakınlığına karşın, oldukça kısıtlıdır. 1936 ile 1976 yılları arasında yapılmış 18 incelemenin, 10'u yayınlanmamış raporlar ve tez çalışmalarıdır. Yayınlanmamış bu araştırmaların büyük bir kısmı hidrojeolojik amaçlıdır. Bu çalışmaların kronolojisi ve konuları Gökçen (1976a), Çizelge 1.1'de özetlenmiştir.

Yayımlanmış çalışmalar ise üç ana grupta toplanabilecek niteliktedir. Bunlardan Lokman ve Lalin (1946) ile Ünal ve diğerleri (1976) jeoloji-stratigrafi, Dizer (1968) ve Güngör (1975) paleontoloji, Yüksel (1973) ve Gökçen (1976b ve c) ise sedimantoloji konuludur. Haymana Polatlı havzasında yapılmış önceki çalışmalarla saptanmış litostratigrafik birimlerin bir karşılaştırılması Çizelge -1 ile verilmiştir. Bu çalışmada incelenmiş yöre, litolojik ve paleontolojik açılarından Yüksel (1970, 1973'in Haymana Formasyonu adını verdiği birim içine girmektedir.

PETROLLÜ KUMTAŞLARININ GEOMETRİSİ

En büyük petrollü kumtaşı kütlesi Çayraz köyünün 1 km güney'inde ölçülmüştür (Şekil-1). Bu kumtaşı kütlesi be-



Şekil 1: İnceleme alanının bıldurn haritası

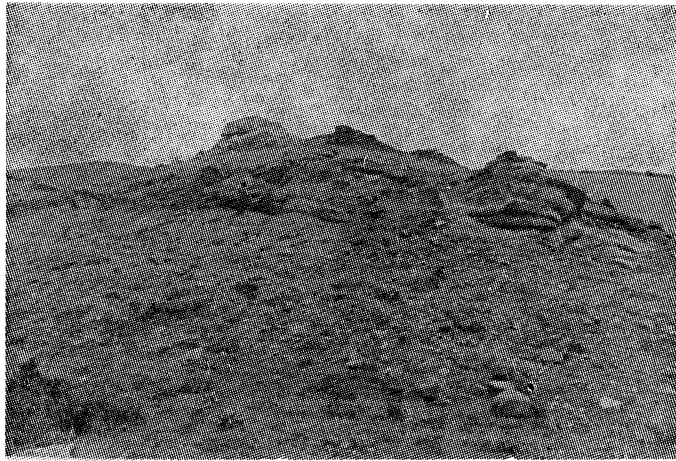
Figure I: location map of the studied area

SİSTEM - KAT	SCHMIDT, 1960	RIGHI ve CORTESINI 1960	YÜKSEL, 1970	AKARSU, 1971	SIREL, 1975	GÖKÇEN, 1976	ÜNALAN et al. 1975
Miyö - Pliyosen	NEOJEN	AGASIVRİ	NEOJEN	CİHANBEYLİ	AGASIVRİ	SOĞULCA	"KARASAL ÇÖKELLER VE VOLKANİKLER"
Lütesiyen	HARHOR	ESKİ POLATLI	ÇAYRAZ	ESKİ POLATLI	Erozyon	YAMAK	BEDEDE ÇAYRAZ YAMAK
	ÇAYRAZ						
Küviziyen / İprasiyen ve İlerdiyen	KARLIKDAĞI	KARTAL	KARAHOCA	KIRKKAVAK	ESKİ POLATLI	BAHÇECİK	ESKİ POLATLI
Tonesiyen			GEDİK		SARIDERE	ILGINLIK DERE	
Mansiyen	?	KIRKKAVAK	KADIKÖY	KIRKKAVAK	KARTAL	KARLIKDAĞI	KIRKKAVAK
Daniyen	GEDİK		ÇALDAĞ		KARTAL	ÇALDAĞ	YEŞİLÜRT
Mestrihtiyen	HAYMANA	ASMABOĞAZI	KAVAK	KARTAL FORMASYONU	GERMÜK	BEYOBASI	HAYMANA
Kampaniyen - Koniasiyen	Erozyon	?	HAYMANA		Erozyon	DEREK ÖY	
Türoniyen	Erozyon	?	SEYRAN	HAYMANA	Erozyon	?	Erozyon
Senomaniyen	Erozyon	?	SEYRAN	HAYMANA	Erozyon	?	Erozyon
Üst Jura / Alt Kretase	ÇALDAĞ	ÇALDAĞ	ÇALTEPE	ÇENGELDAĞ	ÇALDAĞ	TÜRBETEPE	MOLLARESÜL
Permo - Karbon	TEMİRÖZÜ	—	—	ZIVARIK	—	TEMİRÖZÜ	—

Çizelge 1: Haymana - Polatlı havzasında yapılmış önceki çalışmalarla saptanmış litostratigrafi birimlerinin karşılaştırılması.

Table 1: Correlation table of the lithostratigraphic units which have been identified by the previous studies in the Haymana - Polatlı basin.

İrgin bir kama şeklindedir (Şekil-2). En fazla kalınlığı 5.90 m, en fazla genişliği ise 64 m olarak ölçülmüştür. Kumtaşı kütlelerinin enine bir kesiti ve litoloji dağılımı Şekil-3 de gösterilmiştir. Kanal tümüyle marnlar içerisinde açılmıştır. Kanalin bir yamacı daha çok eğimli hatta dike yakın olması-



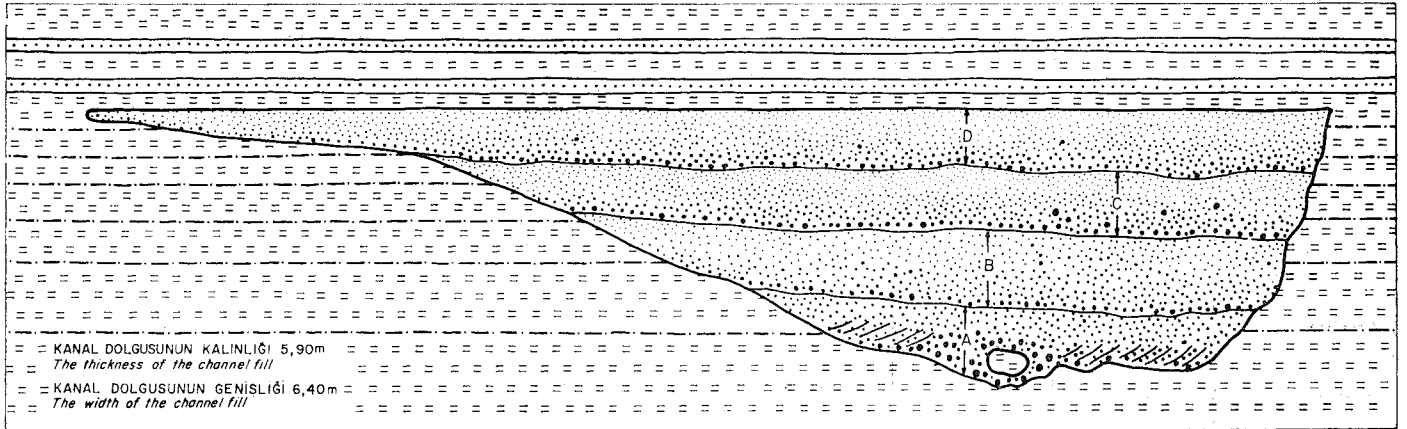
Şekil 2: Petrollü kumtaşının genel bir görünüşü.

Figure 2: A general view from the oil-saturated sandstone body.

na karşın, diğer yamacı daha tatlı eğilimlidir. Kanalin tabanı ise dış bükeyli olup çok düzensiz ve bazen 2 m yüksekliğe varan röliyefler sunar. Kanalı dolduran çökellerin tane boyu yanal ve düşey yönde belirgin bir inceleme gösterir. Kaba taneli çökeller kanalin en derin kesimlerinde ve dik yamaca yakın olarak bulunur. Tane boyunun incelemesine koşut olarak kanalin daha tatlı eğimli olan yamacına doğru gidildikçe tabakalanma daha belirgin bir duruma geçer.

Kanal dolgusu çökelleri ayrıntılı olarak incelendiği zaman en azından dört oyuğu ve dolgu olayının var olduğu görülür (Şekil-3). Kanal dolgusunun tabanını oluşturan A kesimi genellikle çok iri tanelidir. Kanalin tabanındaki bir bölümü ise küçük çakıllı kumtaşı ya da granüllü kumtaşı bünyesindedir. Bu bölüm içerisinde çapı 30 sm. ye varabilen ve Haymana Formasyonu'nun aşındırılmasından türemiş olan formasyon içi marn blok ve çakılları bulunur. Bu bölümü dolduran kumtaşları ayrıca, birimin altından üstüne doğru tane boylarında belirgin bir inceleme gösterir. Birimin yalnızca tabanında olmak üzere iyi gelişmiş bir 'çapraz tabakalanma' (=anti-dune structure) görülmüştür.

Yukarıda özellikleri belirtilen A bölümü ikinci bir aşınma olayından etkilenmiş ve üst kısımları B bölümü tarafından aşındırılmıştır. Bu bölümü 98 sm kalınlıkta olup alt



Sekil 3: Çayras (Haymana) köyünün 1 km güneyindeki petrolü kumtaşı kütesinin enine kesiti ve litoloji dağılımı (◀izim ölseksizdir)

Figure 3: The geometry and the distribution of the lithologies in the oil-saturated sandstone body which is situated 1 km to the south of the village of Çayras (Haymana). Figure is not to scale

kısımları çok iri taneli kumtaşı (yer yer küçük çakıllı), üst kısımları ise ince ve çok ince taneli kumtaşından oluşmuştur. Tane boyunda, tabandan tavana doğru belirgin ve kesiksiz bir inceleme göze çarpar. Bu bölümün en üst 7 sm lik kısmı, laminalı olup üzerine gelen C birimi tarafından aşmırılmıştır. C birimi 62 sm kalınlıktadır. Kumtaşları tabanda iri ya da orta taneli olmasına karşın üste doğru dereceli olarak ince, çok-ince taneli kumtaşlarına geçer. Marn bileşimli ve formasyon içi (intraformational) kökenli olduklarına inanılan çakıllar bu birim içinde düzensiz olarak dağılmışlardır.

D birimi 100 sm kalınlıkta olup, alttaki C birimi ile olan dokanağı düzensiz, fakat belirgin bir aşınma yüzeyidir. Bu yüzeyin çukur kısımları 4-5 sını tabaka kalınlığındaki iri ya da çok iri taneli kumtaşları tarafından doldurulmuştur. Kumtaşları birimin üstünde ve kanalın daha tatlı eğimli olan yamaç kesimlerinde çok ince tanelidir. Bu ince taneli kumtaşları sedimanter yapılardan akıntı kırışıklıkları (current ripple marks) ve konvolüt laminalanma (convolute lamination) içerir.

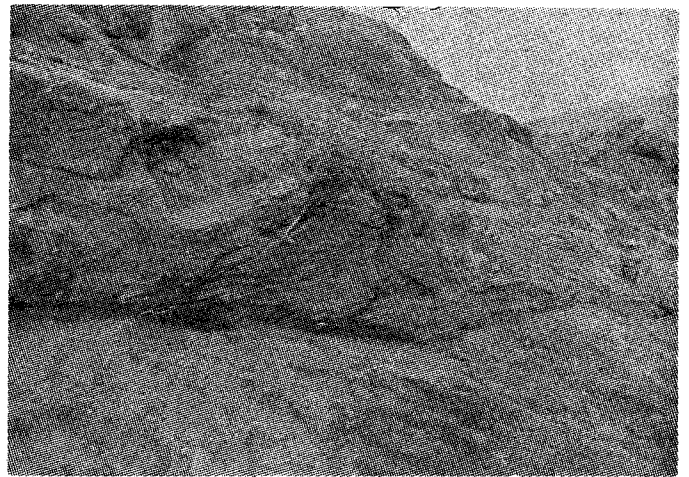
Yukarıda açıklanan kama-şekilli kanal dolgusunun üzerinde pelajik marnlarla ara-tabakalı üç kumtaşı tabakası gözlenmiştir. Kumtaşlarının kalınlığı 26 sm ile 30 sm arasında değişir. Mercek şekilli olan bu kumtaşları her iki yönde incelenerek yine marnlar içerisinde son bulurlar. Kumtaşları ile aratabakalı olan pelajik marnların ortalama kalınlığı 10 cm dir. Kumtaşı tabakalarının alt ve üst yüzeyleri belirgin olup, alt yüzeylerinde oyu ve dolgu yapıları mevcuttur. Her üç kumtaşı tabakası da altta orta taneli, üstte ve tabakaların yanlarında çok ince tanelidir. Tane boyundaki bu düşey ve yanal inceleme kesiksizdir. Kumtaşları Bouma'nın (1962) T_a (dereceli bölüm ya da dikey tane boylaması, Gökçen (1972), T_b (alt paralel laminalanma), T_c (kırışık ve konvolüt laminalanma) tabaka içi bölümlerini içerirler.

SEDİMANTER YAPILAR

Haymana Formasyonu içerisindeki kanal dolgularında görülen en önemli çökeltme yapıları, oluşumları türbidit akın=

tıları yorumlanan taban yapılarıdır (Şekil-4). Bunlardan en önemli ve en bol bulunanları oyu izleri (Flute casts), oluk izleri (groove marks) ve yük kalıplarıdır. İncelenen oyu yapıları değişik boyda ve şekillerdedir. En yaygın olanları yalm yarım koni seklindedir. Türbişon tipinde olanları daha azdır. Bunlar birbirlerine sıkıca yaklaşmış ve kısmen de aşmalı olarak bulunurlar. Ortalama boyutları 15 sm dir. Oyu ve oluk izlerinden ölçülmüş 12 adet akıntı yönü bu akıntıların kuzeybatıdan gelip güneydoğuya doğru aktıklarını göstermiştir.

Kanalı dolduran kumtaşı tabakaları içerisinde ise dereceli tabakalanma yaygın, paralel ve konvolüt laminalanma, akıntı kırışıklıkları gibi yapılar ise seyrek olarak görülmüştür.



Sekil 4: Şekil-2 de görülen petrolü kumtaşı kütesinin tabanında ve oluşumları türbidit akıntılara yorumlanan yapılar.

Figure 4: Sole-markings which are found on the lower surface of the oil-saturated sandstone body which is seen in fig-2. The formation of these structures are attributed to the processes of the turbidity currents.

KUMTAŞLARI'NIN PETKOLİJİ

Kumtaşı kütlelerinin değişik yerlerinden alınmış örneklerin ince kesitlerinde yapılmış petrografik incelemeler bu kumtaşların litikvake (Williams et al. 1954) ya da grovak (Andel 1958) türünden olduğunu ortaya koymuştur. Kumtaşları, başlıca kayaç parçacıkları ile değişik oranlardaki plajiyoklas ve kuvarstan oluşmuşlardır. Bunlarla birlikte bulunan diğer bileşimdeki taneler kayacın %5 den az bir bölümünü oluşturur. Kumtaşlarının boylanması değişiktir. Kaba taneli olanlar ince tanelilere oranla daha iyi boylanmışlardır. Kumtaşları oluşturulan petrografik bileşenler bolluk sırasına göre alttaki şekilde sıralanabilir:

Kayaç Parçacıkları

Volkanik Kökenli Olanlar. Volkanik kökenli taneler kuvvetli bir porfiritik doku gösterir. Çoğu tanelerin taze olması nedeniyle bazen bileşimleri bile tanınabilir. Plajiyoklas, biyotit ve ojit fenokristalleri genellikle, küçük ve ince plajiyoklas kristallerinin oluşturduğu bir hamur içerisinde yerleşmiştir. Volkanik kayaç parçalarının içerisindeki plajiyoklas fenokristallerinin yanıp sönmeye açılmasına ve bazı plajiyoklas kristallerinin 'zonlu yapı' göstermelerine dayanarak bu tanelerin andezitik ve/veya bazaltik bir alandan kaynaklandıkları düşünülmüştür.

Plütonik Kökenli Olanlar. Bu türden olan taneler, volkanik kökenli olanlara göre daha iridir. Taneyi oluşturan kristaller genellikle kuvars ve ortoklas veya kuvars ve plajiyoklas türündedir. Kuvars ve feldispat mineralleri iri kristallidir. Kuvars'ların oldukça temiz olmalarına karşın feldispat kristalleri özellikle ortoklaslar belirgin serisitleşme gösterir. Bu tanelerin büyük bir olasılıkla granit bileşimindeki bir kaynak alandan türedikleri düşünülebilir.

Metamorfik Kökenli Olanlar. Metamorfik kökenli olan taneler kuvarsit, fillit, kuvars-mika şist ve mermer türü kayaç parçalarıyla temsil olunmuştur.

Tortul Kökenli Olanlar. Bunların başlıcalarını kireçtaşları ve radyolaryalı çörtler oluşturur. Feldispat'lar

Kumtaşı içerisindeki feldispat miktarı çatıyı oluşturan tanelerin % 10-15'i kadardır ve genellikle plajiyoklas ve az miktarda da ortoklas bileşimindedir. Plajiyoklas kristalleri çoğunlukla temiz ve tazedir. İncelenen örneklerde yalnız birkaç plajiyoklas tanesi hafif serisitleşme gösterir. Plajiyoklas genellikle 'zonlu yapı' gösterir. Bu durum, plajiyoklas tanelerinin volkanik ve/veya granitik kayaçlardan türediğini ortaya koyabilir. Kumtaşları içerisinde mikroklin oldukça boldur. Bu tanelerin de granitik bir alandan türemiş olabilecekleri düşünülmüştür. Ortoklas taneleri ikinci derecede önemli olup belirgin derecede serisitleşme, hatta kaolenleşme gösterirler.

Kuvars'lar

Kuvars çatıyı oluşturan tanelerin yüzde 10'nu kadardır ve tek (=monokristalen) ile bileşik taneler (=polikristalen) türündedir. Tek kristalli tanelerin çoğunlukla granitik bir alandan kaynaklandığı düşünülmüştür. Bunların yanında daha az olmakla beraber düzgün kenarlı, fakat bazı yerleri

körfezlenmiş ve ender inklüzyon içeren tanelerin büyük bir olasılıkla volkanik kökenli olduklarına inanılmıştır. Bileşik kuvars taneleri az veya çok şiddetli dalgalı yanıp sönmeye gösterirler. Kuvars tanesini oluşturan alt bölümler arasındaki şuurlar çok girintili çıkıntılıdır. Bu kuvars tanelerinin ise metamorfik bir alandan türemiş olmaları daha gerçeğe uygundur.

Diğer Bileşenler

Bu grupta toplanan taneler kayacın hacim olarak %5 den az bir bölümünü oluşturur. Bunların başlıcaları, denizin daha sığ kesimlerinden sürüklenip geldikleri şeklinde yorumlanabilecek, kavkı parçacıkları ile magmatik kayalardan türemeye bazı minerallerdir (örneğin biyotit, klorit). Kollofan'a dönüşmüş bazı kemik parçacıkları gelişmiş güzel oranlarda hemen her ince kesitte gözlenmiştir. Serpantin tanesi ise sadece birkaç örnekte mevcuttur.

Hamur ve Çimento

Kumtaşlarının genellikle kötü boylanmış oldukları, hem doku hem de bileşim yönünden gerekli olgunluğa erişmiş olmadıkları hemen göze çarpar. Bu nedenle kayacın çökmesinden sonra oluşan kimyasal çimento kayacın hacimce %10'dan az bir kısmını oluşturur. Çünkü kayaç içerisindeki killi hamur kimyasal çimentonun girişini engellemiştir. Sonradan çökelmiş bu madde kalsittir. Fakat kayaç içerisinde bağlayıcı görevi gören madde başlıca klorit, illit ya da serisitten oluşmuş hamurdur. Duraysız minerallerden oluşan bu madde kumtaşının derin gömülmesi nedeniyle iyice sıkışmış ve kısmen de yeniden kristallenerek kayacın sıkı sıkıya tutturulmasına yol açmıştır.

Kil Fraksiyonu'nun Mineralojisi

Kanal dolgusu kumtaşlarında tabandan tavana doğru seçilmiş 5 örneğin kil fraksiyonu mineralojisi ayrıca incelenmiştir. Kısaca XRD analizleri olarak adlandırılan bu çalışma için (Ataman ve Gökçen 1976), her örnekten 250 gr. kadar alınarak öğütücüde toz haline getirilmiş ve buradan alınan 20 gr'lık temsili örnek; önce %10'luk HCl ile muamele edilerek karbonatlı bileşenlerden çözülmüş ve sonra dekantasyon yöntemiyle temizlenmiştir. Aynı örnekteki ince fraksiyon minerallerinin çöktürülmesi için örnek 5 dakika süreyle yüksek devirli santrifüjde döndürülmüş ve dibe çöken kısmı 1 İt lik kaplara alınarak, kararlı bir süspansiyon elde edilinceye kadar, bu işlem sürdürülmüş ve sonunda tane boyuları 2 mikron ile daha küçük olan kil mineralleri ayrılmıştır. Örnekler bundan sonra özel lamlara yerleştirilmiş ve goniometre hızı 2°/dak. olarak XRD çekimi yapılmıştır. Bu çekimler her örneğin; normal, etilen-glikollü ve fırınlanmış örnekler üzerinde ayrı ayrı yinelenmiştir.

İnceleme alanı kumtaşlarından seçilmiş örnekler üzerinde yapılmış bu yarı kantitatif analiz sonuçları Çizelge-2'de verilmiştir. Örneklerin ana kil minerali türleri sırasıyla: İllit, klorit, kaolinit, vermikülit ve (14c-14v) dir. Çizelge-2'de görüldüğü gibi örnekler kil mineralleri açısından belirgin bir ayrıcalık göstermektedir. Bu durum çökme ortamının, çökme süresince aynı kaynak bölgeden beslendiği şeklinde yorumlanabilir. Ayrıca kaolinitin varlığı ve kloritin azlığına karşın (14c-14v) interstratifyesinin bolluğu da, kaynakta kimyasal bozunmanın egemen olduğuna işaret eder.

örnek No.	Mineral Adı	ÜUt	Klorit	Kaolinit	külit Vermi-	(Uc-14v)
Marn-4 (üst)		3*	1	3	—	3
Marn-3 (orta-üst)		2	1	2	1	4
Marn-2 (orta)		3	1	2	1	3
Marn-1		3	1	2	—	4
Taban						
SG-Karışık		3	E	1	—	6

(*) Piklerin birbirlerine göre bağlı giddet oranlarından hesaplanmıştır.

Çizelge 2: Kamtağı kütlesinden alınan 5 örneğin kil fraksiyona çözümlenme sonuçları

Tablo 2: Clay fraction analyses results of the 5 samples taken from the sandstone body.

JEOLÖJİK YAŞ

Çalışılan bölgede kumtağlarıyla arakatlı bulunan marnlardan alınmış örneklerin paleontolojik incelemeleri sonucunda alttaki fosil topluluğu bulunmuş ve seviyeye üst Kretase-Maestrihtiyen yaşı verilmiştir (Belirleme Emel Gümüş M.T.A.).

Globotruncana stuarti (De Lapparent)
 Globotruncana arca (Cushman)
 Globotruncana cf. ventricosa (White)
 Globotruncana cf. caliciformis (Vagler)
 Globotruncana cf. conica (White)
 Bolivina sp.,
 Heterohelix sp.,
 Kobulus sp.,
 Racemiguembelina sp.,
 Rugoglobigerina ?,
 Lagenidae.

ÇÖKELME ORTAMININ YORUMLANMASI

Bu yayın ile tanıtılmaya çalışılan Haymana yöresi petrolü kanal dolgularının bir 'derin deniz havzası ortamında' oluştuğu düşünülmüştür. Yazarları bu kaniye yönelen bulguların en önemlileri, kanal dolgularının Haymana Formasyonu'nun büyük bir bölümünü oluşturan türbiditlerle aratabakah bulunması ve çoğu durumlarda mercek geklindeki bu kumtaşı kütlelerinin bol miktarda pelajik fosil içeren marnlar tarafından sarılmış olmasıdır. Kanalin gerek açılması gerekse doldurulması esnasında bölgenin su üstüne çıktığı gösteren en ufak bir belirti yoktur. Bu nedenle, de, bölgede bir alüviyal ya da bir haliç ortamındaki kanal oluşturabilecek işlemler olanak dışı kabul edilmiştir.

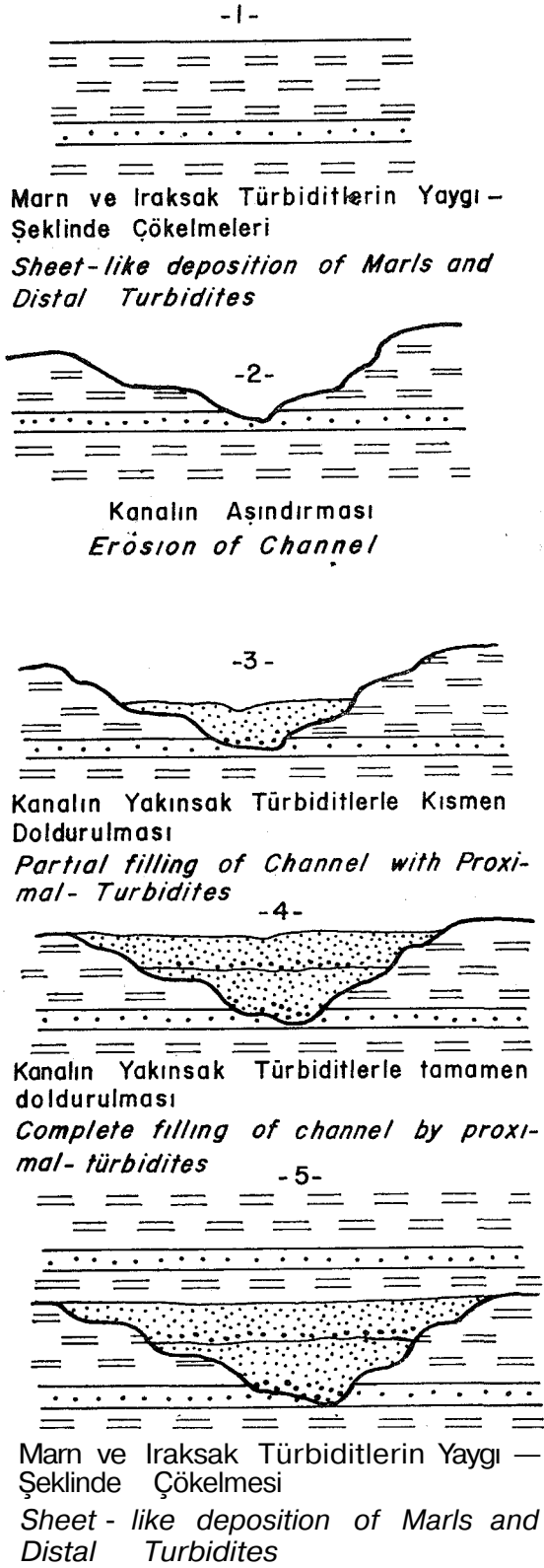
Haymana Formasyonu içerisinde görülen kanallar büyük bir olasılıkla türbidit akıntıları tarafından açılmıştır. İncelenen tüm kanallarda, türbidit akıntı işlemi ile kanal evrimi arasında çok yakın bir ilgi gözlenmiştir. Örneğin, her kanalın tabanında bu tür akıntılar ile oluştuğu bilinen oy-

gu izleri (Flute casts), oluk izleri (Groove casts) ve yük kalıplan (Load casts) gibi yapılar bol olarak ve bütün açıklığı ile gözlenmiştir. Kanalı dolduran kumtaşların litolojik, petrolojik özellikleri ile çökeltme yapıları bu kanalların türbidit akıntıları tarafından oluşturulduğunu ayrıca kanıtlamaktadır.

Kanalı dolduran kama geklindeki kumtaşı tabakaları oldukça belirgin dereceli tabakaları gösterir. Tabakalanma yüzeyleri belirgin ve girintili çıkıntılıdır. Her bir tabaka 'dereceli kısım' (T_a), 'alt paralel laminal kısım' (T_b) ve ender durumlarda da 'akıntı karışığı ve konvolüt laminal kısım' (T_c) (Bouma, 1962) içerir. Kumtaşı tabakaları arasında lütit türü ince taneli kırıntılar ya çökeltmemiş ya da birbiri ardı sıra gelen kuvvetli akıntılar tarafından aşındırılıp götürülmüştür. Kumtaşlarının ortalama tane boyuları da, çevresindeki türbidit kumtağlarından daha iridir. Kumtaşlarından daha iridir. Kumtaşları içerisinde piritleşmiş, limonitleşmiş bitki kırıntıları ile denizin sığ kesimlerinden sürüklenip getirilmiş kavkı parçacıkları da vardır. Kanala yakın bölgelerden koparıldığı sanılan marn blokları oldukça yaygındır. Bütün bu özellikler bu kumtaşlarının oldukça kuvvetli türbidit akıntıları tarafından çökeltilmiş olduğunu ortaya koyar. Bu kanallar içinde uzun bir süre Haymana Formasyonu'nu oluşturan akıntılar akmış, fakat daha sonra, ağındırma ile çökeltme arasındaki dengenin bu noktada çökeltme lehine gelmesi üzerine, kanallar türbidit kumtağları ile doldurulmaya başlanmıştır. Kanalin doldurulması da tek bir akıntının ürünü olmayıp, bir diğerini sık aralarla izleyen pek çok akıntının ürünüdür. Kanalin aşındırılması ve daha sonra doldurulmasını açıklayan kuramsal bir görüş Şekil-5'de sunulmuştur. Yazının değişik yerlerinde anlatıldığı gibi kanal dolgusu olarak gelişen kumtağları, Haymana formasyonu içerisindeki diğer türbidit kumtaşlarından farklıdır. Son sözü edilenler ince tabakalı ve daha küçük taneli olup Bouma (1962) istifinin genellikle üst bölümlerini (T_2 , T_1 , T_0) içerir ve tabakanın tabanından üstüne doğru tane boyunda belirgin bir küçülme gösterirler. Bu nedenle de irsaksak türbiditler (distal turbidites) olarak yorumlanmışlardır. Buna karşın kanal dolgusu kumtaşları ise sınırlı bir yayılım gösterirler ve yukarıda saydığımız özelliklerinde ışığı altında bu kumtaşların bir yakınsak türbidit (proximal turbidite) fasiesi olarak yorumlanmasının çok daha geçerli olduğu görüşüne varılmıştır. Çökeltme ortamı olarak ise, Haymana formasyonunun içerisindeki kanal dolguları ile birlikte kıta yükseltilerinin üzerinde ve kanyon ağzlarında gelişen denizaltı yelpazelerinin aşağı kısımlarında çökelmiş oldukları düşünülmüştür (Şekil-6).

PETROLLÜ KANAL DOLGULARI VARLIĞININ HAYMANA-FOLATLI HAVZASI YÖNÜNDEN ÖNEMİ

Petrollü kumların Haymana yöresindeki varlığı uzun süredir bilinmekle beraber bu kumtaşları çökeltme ortamlarının sağlıklı bir biçimde yorumlanması günümüze kadar yapılmamıştır. Bununla beraber ŞENALP ve FAKIOĞLU (1977) türbiditlerdeki petrol olanaklarını açıklarken bu bölge kumtaşlarına da değinmişler ve bunların irsaksak türbiditler içerisindeki kanal dolguların olabileceğini söylemişlerdir. Bu tür bulgular ve türbidit kumtaşları içerisinde ekonomik değerde petrol üretimi yapılmaya bağlanmasından sonra, ön-



Sekil 5: Petrollü kumtaşı kütlelerinin doldurduğu derin deniz kanalının aşınması ve doldurulmasını gösteren genelleştirilmiş bir model.

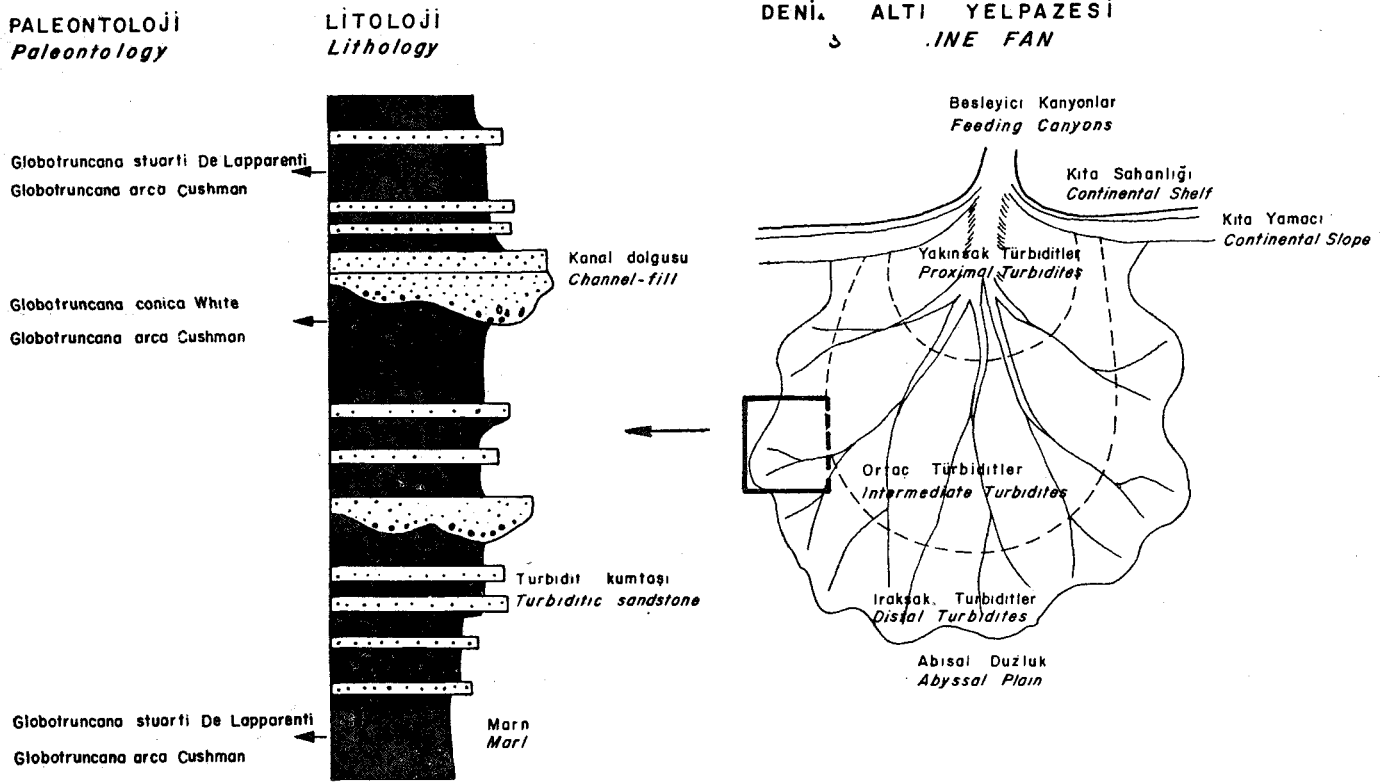
Figure 5: Generalized model showing erosion and filling of deep-sea channel by oil-saturated sandstone body.

çeleri pek ilgi uyandırmayan kalın türbidit istifleri yeniden incelenmeye başlanmıştır. Sedimenter petrografların türbidit kumtaşılarının üzerinde yaptıkları araştırmalar, eskiden sanıldığı gibi bu kumtaşılarının mutlaka kötü boylanmış oldukları varsayımını da ortadan kaldırmıştır. Dokusal olgunluk (veya boylanma) kumların türemiş olduğu kaynak alanın bileşimi ve çökme yerine olan uzaklığı ile çok yakından ilgili olduğu için, kırıntıları granitik bir kütlede kaynaklanmış türbidit kumtaşılarının hiç de kötü boylanmış olmaları ve bu nedenle de gözenekten yoksun bulunmaları gerekmez.

Haymana bölgesinde bulunan bu petrollü kumtaşıları mineralojik yönden olgun olmamakla birlikte, petrolün kumtaşına olan geçmesi büyük bir olasılıkla kayacın tümüyle sıkışmasından ve çimentolanmasından öncedir. Böylece kayacın içerisinde çökme sırasında gelişen gözenek alanı petrole doldurulmuştur. Çökme sonrası ortaya çıkan diyajenez ve taşlaşma olayları kumtaşılarının sıkışmasını ve böylece petrolün eğim yukarı daha gözenekli kısımlara göçmesini zorlamıştır. Bu nedenle bu petrolün göçümünü kolaylaştırmıştır. Denizaltı yelpazelerinin daha ilerisindeki abisal düzlüklerde çökelen planktonca zengin pelajik çökeller içinde oluşan petrol, bu çökellerin sıkışması ile kendilerine daha rahat bir yer bulabilmek için bu kanallar yardımıyla ve eğim yukarı yelpazenin baş kısımlarına doğru geçer. Yelpazenin bu kesimlerinde çökelen türbiditler daha iri taneli, çamurtaşından yoksun ve daha kaim tabakalıdır. Gözeneklik ve geçirimsizlikleri daha yüksek olan bu kumtaşıları yakınsak türbiditler olarak bilinir, tşte önemli olan bu türbidit fasiyesinin Haymana havzası içerisinde genç çökeller altında aşınmadan korunmuş olan yerlerini bulabilmektedir. Bu sorun hiç de görüldüğü kadar zor değildir. Temel bir jeoloji harita alınmasına koşul olarak geliştirilecek ayrıntılı sedimentolojik çalışmalar, soruna çözüm bulabilir kanısındayız. Bu nedenle Üst Kretase yaşlı Haymana formasyonunu oluşturan türbidit kumtaşılarının taşınmasına yol açan akıntıların yönlerinin bilinmesi gerekir. Bunun için bölgedeki Üst Kretase yaşlı türbiditlerin taban yapılarından yararlanarak tüm bölge için geçerli eski akıntı yönlerini gösterir bir haritanın hazırlanması izlenecek yöntemlerden ilki ve belkide en önemlisidir. Buna yardımcı olabilecek başka yöntemler de vardır. Örneğin kumtaşıları tane boylarının artış yönleri gibi. Bilindiği gibi bu tür bir çalışma, sadece bölge güneyindeki Üst Kretase-Alt Tersiyer istifi için yapılmıştır (Gökçen 1976 b). Bu bölgelerin yapısal yükselimler üzerinde bulunması zorunluluğu yoktur. Bu çökeller stratigrafik bir kapan oluşturmaları nedeniyle yapıdan özgürdür. Bununla beraber yakınsak türbiditlerin geliştiği havza kenarlarına yakın bölgelerdeki yapısal yükselimler, hiç kuşkusuz, petrol bulabilme olasılığını olumlu yönden artırmış olacaktırlar.

KATKI BELİRTME

Yazarlar fosilleri determine eden Bn. Emel GÜMÜŞ (M.T.A.) ile XRD analizleri ve kıymetlendirmelerini yapan Asis. Niyazi GÜNDOĞDU'ya (H.Ü.) en derin teşekkürlerini sunarlar.



Sekil 6: Petrollü kumtaşı kütlelerinin, isinde çökelmiş olduğu sanılan deniz altı yelpazesi (sağda) ve yelpazenin bu kesimindeki genelştirilmiş kısa stratigrafik istif (sağda)

Figure 6: Submarine fan in which the oil-saturated sandstone body is thought to be deposited (on the right) and a short! genera! stratigraphic sequence representing the deposition in this part of the fan (on the left).

DEĞİNİLEN BELGELER

- Andel, Van, T.J. H., 1958, Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela: A.A.P.G. Bull., v. 42, s. 734-763.
- Ataman, G. ve Gökçen, S. L., 1976, Erzincan-Refahiye bölgesi sedimanter jeolojisi 3: olistostrom ve türbidit fasiyesleri kil mineralojisi. Yerbilimleri., 2, s. 2, s. 242-253.
- Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits: Elsevier Pub. Comp., Amsterdam-New York. 168 s.
- Dizer, A., 1968, Etude micropaleontologique du Nummulitique de Haymana (Turquie): Rev. Micropaleon., 11., s. 13-21.
- Gökeen, S. L., 1972, Keşan bölgesi kumtaşlarının yapısal dokusal özellikleri ve bölgenin sedimanter fasiyesleri: Hacettepe. Fen. Müh. Bilim. Derg., 2., s. 50-65.
- Göksen, S. L., 1976a, Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi (SW Ankara): Doçentlik Tezi, 192s.-6 Ek. H.Ü. Yerbilimleri Enst, Beytepe/Ankara (yayınlanmamış).
- Gökçen, S. L., 1976b, Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi 1: Stratigrafik birimler ve tektonik; Yerbilimleri., 2, s. 161-200.
- Gökçen, S. L., 1976c, Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi 2: Sedimantoloji ve Paleokimya: Yerbilimleri., 2, s. 201-236.
- Güngör, A., 1975, Ankara-Haymana bölgesi Eoseninde bulunan Campanile Bayie (in Fischer) 1884 cinsine ait türlerin etüdü: M.T.A. Derg., v. 84., s. 30-34.
- Lokman, K. ve Lahn, E. 1971. Çayraz (Haymana) civarının Harhor (Eosen) formasyonunda alttan üste doğru doku parametrelerinde ve afır mineral bolluk derecelerinde değişimler. T.J.K. Bült., 14., s. 205-225.
- Senalp, M. ve Fakıoğlu, M., 1977, Bulantı akıntıları ve türbiditler: Yeryuvarı ve İnsan. Cilt 2., s. 25-39.
- Ünalın, G., Yüksel, V., Tekeli, T., Gönene, O., Seyirt, Z. ve Hüseyin, S., 1976, Haymana-PolatU yöresinin (Güneybatı Ankara) Üst Kre-tase-Alt Tersiyer stratigrafisi ve paleocoğrafik evrimi: T.J.K. Bült., v. 19., s. 159-176 .
- Williams, H., Turner, F. J. and Gilbert, C. M., 1954, Petrography; an introduction to the study of rocks in thin sections: W. H. Freeman., San Francisco, 406 s.
- Yüksel, S., 1970, Etude geologique de la Region d'Haymana (Turquie Centrale): These. Faculte des Sciences de L'Univ. de Nancy, France, 179 s. 8 Ek'
- Yüksel, S., 1973, Haymana yöresi tortul dizisinin düzey yönde gelişimi ve yanal fasiyes dağılışı: M.T.A. Derg., v. 80, s. 50-53.

Yazının geldiği tarih:
1.12.1977
Yayıma verildiği tarih:
26.1.1978