

TÜRKİYE JEOLOJİ BÜLTENİ

Ağustos, 1988
August,

Cilt : 31
Vol.

Sayı : 2
No.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

- Kahramanmaraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi
Geological evolution of the Kahramanmaraş Tertiary peripheral basin
..... Mehmet ÖNALAN 1
- Koplarda lösitli şoşonitik volkanizmalı yeni bir formasyon (Everek Hanları Formasyonu) ve bu bulgunun Doğu Pontid arku (KD Türkiye) Evrimi ile olan ilişkileri
A new formation with leucite bearing shoshonitic volcanism in the Kop area (Everek Hanları Formation) and its relationship with the evolution of the Eastern Pontian arc (NE TURKEY)
..... Osman BEKTAŞ, İsmet GEDİK 11
- Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) meta-vulkanitlerin (leptitlerin) varlığı
Presence of the metavolcanics (leptites) in the region of Kiraz-Birgi (Ödemiş-Menderes Massive).
Nejat KUN, Osman CANDAN, O. Özcan DORA 21
- Çiftehan (Niğde) volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi
Mineralogic-petrographic and geochemical investigation of the Çiftehan (Niğde) volcanites
..... Fikret İŞLER 29
- Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) demir yatağının petrokimyasal incelemesi
Petrochemical investigation of the Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) iron ore body
..... İlyas NUHOĞLU 37
- Sismik yansına verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz
The North-Eastern Mediterranean Sea, in the light of marine seismic reflection data
..... Güven ÖZHAN 51
- Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi
Analysis of the tectonic problems of Western Anatolian with the gravity data
..... Zafer AKÇİÇ 63
- Batı Toroslar Senomaniyen kireçtaşlarında bulunan Caprinidler (Rudist)
Caprinids (Rudist) from the Cenomanian Limestones of the Western Taurus (Turkey)
..... Sacit ÖZER 71
- Reşadiye (Muğla)'da bulunmuş olan fosil Hippopotamus alt çene kalıntısı
The remain of fossil Hippopotamus mandibula found at Reşadiye region (Muğla-Turkey)
..... Vahdet TUNA 75

TÜRKİYE JEOLJİ BÜLTENİ

Geological Bulletin of Turkey

TMMOB

JEOLJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

The Chamber of Geological Engineers of Turkey

YÖNETİM KURULU (Executive Board)

Osman TAŞAN (MTA)	Başkan (President)
Şanver İSMAİLOĞLU (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Halil TÜRKMEN (MTA)	Yazman (Secretary General)
Hayrettin KADIOĞLU (MTA)	Sayman (Treasurer)
Bayazıt ERDEM (MTA)	Mesleki Uygulamalar Üyesi (Secretary of Professional Activities)
İbrahim AKKUŞ (MTA)	Yayın Üyesi (Secretary of Publications)
Serdar MADENCİ (MTA)	Sosyal İlişkiler Üyesi (Secretary of Social Affairs)

YAYIN KURULU (Publication Board)

Editörler (Editors)

Yavuz OKAN (AÜFF)- İsmail HENDEN (MTA)- Yusuf Ziya ÖZKAN (MTA)

Teknik Yönetmenler (Technical Editors)

Hilmi YAĞCI (MTA)- Abdullah GEDİK (MTA)- Hüseyin ÖZCAN (MTA)

Yazı İnceleme Üyeleri (Editorial Membres)

Şakir ABDÜSSELAMOĞLU (İTÜ) - Mehmet AKARTUNA (İÜ) - Erol AKYOL (DEÜ) - Demir ALTINER (ODTÜ)
Mustafa ASLANER (KTÜ) - Atilla AYKOL (İTÜ) - A. Tuğrul BAŞOKUR (AÜFF) - Hasan BAYHAN (HÜ)
Osman BEKTAŞ (KTÜ) - Ergüzer BİNGÖL (MTA) - Rifat BOZKURT (An.Ü) - Yılmaz BÜRKÜT (İTÜ)
Mehmet BÜYÜK (MTA) - Nezih CANİTEZ (İTÜ) - Ahmet ÇAĞATAY (MTA) - Fazlı ÇOBAN (İTÜ)
Cavit DEMİRKOL (ÇÜ) - Remzi DİLEK (KTÜ) - Vedat DOYURAN (HÜ) - Tandoğan ENGİN (MTA)
Burhan ERDOĞAN (DEÜ) - Kemal ERGUVANLI (İTÜ) - Yavuz ERKAN (HÜ) - Ayhan ERLER (ODTÜ)
Okay EROSKAY (İÜ) - Aziz ERTUNÇ (ÇÜ) - İsmet GEDİK (KTÜ) - Atasever GEDİKOĞLU (Ak.Ü) - Nuran GÖKÇEN (DEÜ)
Sungu L. GÖKÇEN (DEÜ) - Ergun GÖKTEN (AÜFF) - Okay GÜRPINAR (İÜ) - Fikret İŞLER (ÇÜ) - Erol İZDAR (DEÜ)
Nizamettin KAZANCI (AÜFF) - Ali KECELİ (Ak.Ü) - Erdal KEREY (FÜ) - Erdiç KİPMAN (İÜ)
Süleyman KOCATEPE (HÜ) - Ali KOÇYİĞİT (ODTÜ) - Engin MERİÇ (İTÜ) - Eran NAKOMAN (DEÜ)
Teoman NORMAN (ODTÜ) - Aral OKAY (İTÜ) - Fazlı Yılmaz OKTAY (İTÜ) - Mehmet ÖNALAN (İÜ)
Mustafa ÖZÇELİK (İTÜ) - Türker ÖZSAYAR (KTÜ) - Ali Öztürk (ÇÜ) - Selahattin PELİN (HÜ)
İsmail SEYHAN (MTA) - İhsan SEYMEN (SÜ) - Erman ŞAMİLGİL (YÜ) - Mustafa Şenel (MTA) - Şakir ŞİMŞEK (MTA)
Güler TANER (AÜFF) - Yusuf TATAR (FÜ) - Okan TEKELİ (AÜFF) - Selçuk TOKEL (KTÜ) - Vedia TOKER (AÜFF)
Bektaş UZ (İTÜ) - Güner ÜNALAN (MTA) - Taner ÜNLÜ (MTA) - Şenar ÜŞÜMEZSOY (İÜ) - Baki VAROL (AÜFF)
Gürkan YERSEL (An.Ü) - Yücel YILMAZ (İTÜ) - Osman YILMAZ (İÜ) - Salih YÜKSEL (KTÜ) - Erdoğan YÜZER (İTÜ)

Türkiye Jeoloji Bülteni TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası yayımdır. Senede iki kez yayımlanır. Bülten'de yer alacak yazıların, nitelik, kapsam, düzenleme ve şekil bakımından Türkiye Jeoloji Bülteni Yayın Kurullarına uyması gerekir. Bülten'de yayımlanması 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 TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası üyelerine ücretsiz gönderilir. Bülten'in 1/1 dışında tüm sayılar'ı yazışma adresinden 2000-TL'dan sağlanabilir.

Yazışma adresi:

N.B. All Correspondence should be addressed to:

Posta Kutusu: 464- Kızılay, ANKARA

TÜRKİYE JEOLojİ BÜLTENİ

Ağustos, 1988
August,

Cilt : 31
Vol.

Sayı: 2
No.

Geological Bulletin of Turkey

İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Kahramanmaraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi Geological evolution of the Kahramanmaraş Tertiary peripheral basin Mehmet ÖNALAN 1	petrokimyasal incelemesi Petrochemical investigation of the Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) iron ore body tlyasNUHOĞLU 37
Koplarda lösitli şoşonitik volkanizma yeni bir formasyon (Everek Hanları Formasyonu) ve bu bulgunun Doğu Pontid arkı (KD Türkiye) Evrimi ile olan ilişkileri A new formation with leucite bearing shoshonitic volcanism in the Kop area (Everek Hanları Formation) and its relationship with the evolution of the Eastern Pontian arc (NE TURKEY) Osman BEKTAŞ, İsmet GEDİK 11	Sismik yansıma verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz The North-Eastern Mediterranean Sea, in the light of marine seismic reflection data Güven ÖZHAN 51
Kiraz-Biği yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) meta-volkanitlerin varlığı Presence of the metavolcanics (leptites) in the region of Kiraz-Birgi (Ödemiş-Menderes Massive). Nihat KUN, Osman CANDAN, O. Ozcan DORA 21	Bah Anadolu'nun yapısal sorunlarının genelleştirilmesi Analysis of the tectonic problems of Western Anatolia Zate AKCIĞ 63
Çiftahan (Niğde) volkanizmasının mineralojik-petrografik ve jeokimyasal incelemesi Mineralogic-petrographic and geochemical investigation of the Çiftahan (Niğde) volcanites Fikret İLER 29	Batı Toroslar Senomaniyen kireçtaşlarında bulunan Çürinidler (Rudist) Caprinids (Rudist) from the Cenomanian Limestones of the western Taurus (Turkey) Dâcit ÜZÜK 71
Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) demir yatağının	Reşadiye (Muğla) da bulunmuş olan fosil Hippopotamus çene The remain of fossil Hippopotamus mandibula found at Reşadiye region (Muğla-Turkey) Vahdet TUNA 71

Kahramanmaraş Tersiyer kenar havzasının jeolojik evrimi

Geological evolution of the Kahramanmaraş Tertiary peripheral basin

MEHMET ÖNALAN I. Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İstanbul

ÖZ: Bu çalışmada, Kahramanmaraş Beniz- Süleymanlı ve Kılavuzlu bölgesindeki Tersiyer yaşlı kayaların jeolojik evrimi araştırılmıştır.

inceleme alanının kuzey ve güneyindeki çalışmalardan elde edilen bilgiler, Arab ve Toros levhaları arasında Jura'da başlayan ve Alt Kre-tase içlerine kadar süren bir açılma rejimini, Valanjiniyen'den itibaren ise dalma-batma rejiminin başladığını belirtir. Arab levhasının ku-zeye doğru olan bu dalmasının Maastrichtiyen'e kadar sürdüğü belirdir.

Maastrichtiyen'den Miyosen'e kadar olan süre için jeolojik evrimlerle ilgili görüşler değişiktir. Miyosen'den itibaren ise bölgede bir kenar havzası gelişmiştir. Arab levhası ile Toros platformu arasında gelişen bu kenar havzasındaki çökeller havzanın kuzey ve güney ke-siminde farklı istiflenme gösterirler. Stratigrafik durum ve çökeltme ortamlarının yer ve zaman içinde değişimleri, bölgede Üst Kretaseden bu yana en az yedi sıkışma veya ilerleme olayının geçtiğini belirtir.

ABSTRACT : In this study, we have investigated the geological evolution of Tertiary sedimentary rocks between Bertiz-Süleymanlı and Kılavuzlu region in the north of Kahramanmaraş.

The data which are obtained from studies in north and south of the investigated area, indicate that a divergent regime exist between Arabian and Taurus plates and which starts at Jurassic and continues into the Lower Cretaceous time and point out a subduction regime that begins with the Valanginian age. It is clear that the continuity of this subduction of the Arabian plate moves toward the north until the Maastrichtian. There are different opinions related with the geological evolution beginning with the Maastrichtian to the Miocene period. However, since the Miocene epoch a peripheral basin has been developed in the region. The sediments which have accumulated in this peripheral basin that developed between Arabian plate and Taurus platform show different sequential arrangements in the northern and the southern of the basin. The change of stratigraphic position and depositional environments in space and time point out at least seven compression or thrust movements since the Upper Cretaceous epoch in the region.

GİRİŞ

Çalışma alanı Kahramanmaraş'ın kuzeyindeki Kılavuzlu-Süleymanlı ve Bertiz bölgesini kapsar (Şekil D).

Bu bölge Toros orojenik kuşağı ile güneydeki Arab platformu arasında sıkışma rejimi altında bulunan alanların en batı kesiminde yer alır. inceleme alanının bir yandan "Güney Anadolu Bindirme Kuşağı" üzerinde bulunması, diğer yandan "ölü Deniz Fay Hattı'nın" kuzeyi ile "Doğu Anadolu Fayı'na" yakınlığı ve muhtemelen farklı rejimler altında gelişmiş Adana havzası ile ilişkileri, buranın oldukça kritik bir tektonik rejim ve paleocoğrafya da bulunduğunu gösterir. Bir başka ifadeyle Maraş Tersiyer havzası Güney ve Güneydoğu Anadolu'daki tektonik kontrollü- havzaların tipik bir örneğini teşkil etmektedir.

Çökel havzalarının tipi, boyutu ve zaman içerisindeki evrimi genelde levhaların davranışı ile kontrol edilmektedir. Levhaların birbiriyle çarpıştığı yerlerde kenet

kuşakları gelişir. Genellikle bol kıvrımlı faylı naplı ve ileri derecede konum bozumuna uğramış ve çarpışma zonlarının yükselen orojenik bölgelerinden türeyen bol kırıntılı malzeme alta dalan levha üzerine akar. Daha sonra sediment yükü ve nap veya şaryaj örtülerinin ağırlığı ile alta dalan levhanın kıta kabuğu aşağı doğru eğilir ve çarpışma zonları önünde kenar havzaları gelişir (Foreland peripheral basins). Asimetrik bir karakter gösteren bu havzaların kenet kuşağı tarafı bol alluvial yelpazeli-fan-deltalı ve molas tipi çökellerden, diğer tarafı self tipi çökellerden orta kısımları ile havza çökellerinden oluşur.

Bu çalışmanın amacı ise yapılan sedimentolojik çalışmalar sonucunda ortaya çıkartılan çökelme ortamlarının yer ve zaman içerisindeki değişimlerinden yararlanarak, sedimentasyonu kontrol eden tektonik olayların gelişimini ve Kahramanmaraş bölgesindeki çökel havzasının türünü tesbit etmektir.

incelemede bahsedilen havza tipi için Dickinson

(1974) tarafından yapılan sınıflama benimsenmiştir.

STRATİGRAFİK ve SEDİMENTOLOJİK DURUM

İncelenen havzanın güneyindeki istiflenme otokton, kuzeyindeki birimler ise allokton ve yeni otoktonlar şeklindedir (Şekil 2).

Otokton istifler

Midyat Formasyonu Tersiyer kenar havzasının güney kesimini oluşturan otokton istifin en altında Midyat formasyonu bulunur. Bu formasyon en iyi mostralarını Ahırdağı'nda verir (Şekil 1). Tabanı çalışma alanında görülemeyen Midyat Formasyonu içerisinde Ahırdağı, Cacık ve Fırat üyeleri ayrılmıştır.

Ahırdağı üyesi krem renkli, ince-orta tabaklı biomikritlerden oluşur ve alt seviyelerinde bazı çört yumruları da kapsar. Bu birimin stratigrafik ilişkileri ve yaşı (Şekil 2)'de gösterilmiştir. Tabanı görülemeyen bu üye içerisinde 495 m.lik bir kalınlık ölçülmüştür.

Ahırdağı üyesinin biomikritlerden oluşması, taşınma izi göstermeyen bolca Globigerina ve Globorotalia gibi fosiller kapsamı, birimin dalga tabanı altında, dış şelf ile havza yamacında oluştuğunu gösterir. Yine bu üye içerisinde yer yer görülen çökelmeyle yaşdaş deformasyon yapıları ile Zoophicos gibi iz fosillerde üyenin dış şelf-havza yamacı ortamında oluştuğunu destekler niteliktedir. Böylece Midyat formasyonun Ahırdağı üyesi Maras çökel havzasının güney kesimini oluşturan Arab levhasına ait şelfin dış kısımları ile havza yamacına çökelmiştir.

geçişlidir (Şekil 2). Kalınlığı 0 ile 90 m. arasında değişen bu üye içerisinde çok sayıda Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşını veren foraminiferler bulunmuştur (Önal, 1984).

Cacık üyesinin alt seviyeleri gittikçe sıklaşan bir şelfte, orta ve üst seviyeleri ise muhtemelen sahil yakını ortamında çökelmiştir.

Ahırdağı'nın kuzey yamaçlarında iyi görülen Fırat üyesi çoğunlukla açık krem renkli, masif ve bazen kaim tabakalı biolilit, biomikrit ve biointrasparit özelliği gösteren kireç taşlarıyla temsil edilir (Şekil 1). Bu üye alttan ve yanal olarak Ahırdağı ve Cacık üyeleriyle geçişlidir, üstten ise bazen Lice formasyonu bazende Güvercinlik bazaltları ile uyumlu olarak örtülür (Şekil 2). Kalınlığı 0 ile 50 m. arasında değişen Fırat üyesi içerisinde bol miktarda Burdigaliyen (Alt Miyosen) yaşını veren foraminiferler bulunmuştur.

Fırat üyesi çoğunlukla resifal bir ortamda oluşmuştur, Midyat formasyonunun Cacık üyesi ile Fırat üyesi Maras Tersiyer havzasının güneyindeki şelfin sahil yakını ve sığlıklarında çökelmiştir.

Güvercinlik Bazaltı Güneydeki otokton Midyat formasyonu üzerine uyumlu olarak genellikle olivinli bazaltlardan oluşan bir birim gelir. Güvercinlik bazaltı olarak adlanan ve içerisinde bazen mikritik kireçtaşı merclekleri de kapsayan bu birim çoğunlukla Beşenli formasyonu tarafından uyumlu olarak örtülür. Kalınlığı çalışma alanının doğusundan batısına doğru artan birimin bazı seviyeleri spilitlerden oluşmuştur. Güvercinlik bazaltının alt seviyelerinde aralanmalar halinde bulunan çökelde de Burdigaliyen yaşlı foraminiferler bulunmuştur (Önal, 1986).

Lice Formasyonu Lice formasyonu haritalama alanının güney ve kuzey kesimlerinde farklı fasiyes ve stratigrafik istiflenme gösterir. Bu nedenle sözkonusu formasyonun ana kütesinden başka birim içerisinde Abaz, Tunaboşlu ve Atlık üyeleri ayrılmıştır.

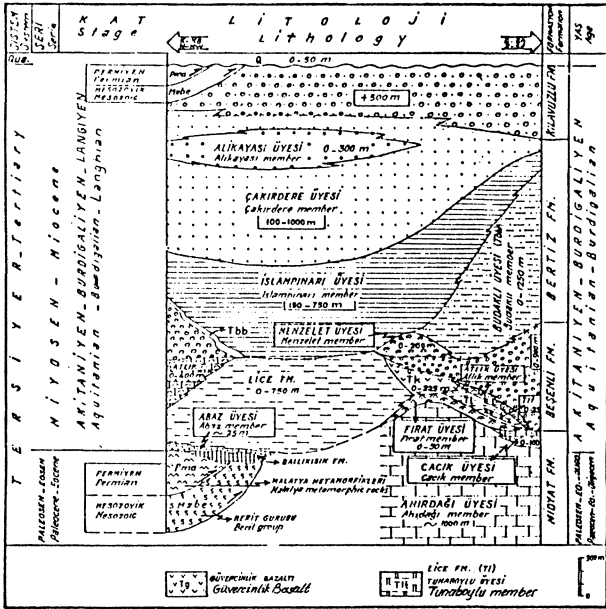
Lice formasyonunun ana birimi gri, açık kahve ve kurşuni renkli, ekstraklastlı kireçtaşı, şeyi ve litarenit aralanmasından oluşur.

Bu formasyon güneyde Ahırdağı'na doğru oldukça inceli ve güney batıya doğru ise kamalanarak sona erer. Güneyde Midyat formasyonu üzerine geçişli olarak gelen birim, Beşenli formasyonu ve Güvercinlik bazaltı ile yanal geçişlilik gösterir. Kuzeyde ise aynı formasyon allokton birimler üzerinde diskordan olarak bulunur (Şekil 2).

Lice formasyonu doğuda Beşenli formasyonu ile yanal geçişli, batıya doğru ise üstten aynı formasyon tarafından geçişli olarak örtülür. Kalınlığı 0 ile 750 m. arasında değişen bu formasyon içerisinde bol oranda Alt Miyosen yaşını veren foraminiferler bulunmuştur.

Lice formasyonunun litolojisi, istiflenmesi, sediment yapıları ve fosilleri, yanal uzanımı ile diğer birimlerle olan ilişkileri topluca değerlendirildiğinde şu sonuçlara ulaşılabilmektedir :

- Güneydoğuya doğru formasyon sığ şelfte oluşan fasiyeslerle temsil edilir, kuzeye doğru ise aynı formasyonun alt seviyelerinin dış şelf-havza yamacı ortamında oluştuğu anlaşılır.
- Lice formasyonunun orta seviyeleri havza or-



Şekil 2 : Kılavuzlu-Süleymanlı-Bertiz (K.Maras kuzeyi) alanının genelleştirilmiş stratigrafisi kesiti.

Figure 2 : Generalized stratigraphic section of the Kılavuzlu-Süleymanlı-Bertiz (North of the K.Maras) area.

Cacık üyesi alacalı-pembe renkli, biomikrit, biointrasparit, çakıltaşı ve litarenitlerden oluşur. Batıya doğru kamalanarak biten bu birim alttan Ahırdağı, üstten Fırat üyesi ve Beşenli formasyonu ile yanal ve düşey yönde

tamında, üst seviyeleri ise yeniden havza yamacı ve daha sığ ortamlarda çökelmiştir (önalın, 1986).

Lice formasyonunun kuzey kesimlerdeki en alt birimini oluşturan Abaz üyesi çoğunlukla ekstraklastlı biotik ve ekstraklastlı biosparitlerden oluşur. Altta birimler üzerine diskordan olarak gelen bu alt üye sahil sığdeniz ortamında çökelmiştir.

Lice formasyonunun alt-orta seviyelerinde merccekler halindeki kireçtaşlardan oluşan ve haritalama alanının doğu taraflarında sıkça görülen Tunaboşlu üyesi ise bir self ortamının sığlıklarında oluşmuştur.

Lice formasyonunun üst seviyelerinde, krem renkli, kaim tabakalı, yer yer masif kireçtaşlardan oluşan Atlık üyesi yer alır. Üstten Besenli formasyonu tarafından geçişli olarak örtülen Atlık üyesinin kalınlığı 0 ile 400 m. arasında değişir. Alt Miyosen yaşlı Atlık üyesi çalışma alanının doğusunda çoğunlukla bank tipinde, sığdeniz ve sahil çökeli olarak gelişmiştir. Kuzeybatıya doğru ise aynı üye lagünlü ve ekolojik resifli bir ortamda çökelmiştir. Lice formasyonu Alt Miyosen'de Maraş Tersiyer havzasının güneyinden kuzeyine kadar uzanan ve sığ shelften havza yamacı-havza ve havza kenarı ortamlarına kadar değişen kesimlerinde çökelmiştir.

Beşenli Formasyonu Beşenli formasyonu genellikle pembe ve gri renkli çakıtaşı, kumtaşı ve şeyi ardalımasından oluşur. Bu formasyon alttan Midyat ve Lice formasyonu ile geçişlidir, üstten ise Bertiz formasyonunun Menzelet ve Budaklı üyeleri tarafından geçişli olarak örtülür (Şekil 2). Kalınlığı 0 ile 500 m. arasında değişen Beşenli formasyonunun yaşı Burdigaliyen (Alt Miyosen) dir.

Beşenli formasyonu, tabanı aşınmak, üste doğru tane boyu incelen istiflerden (cycles) oluşur. Bu istiflerden elde edilen sedimentolojik veriler, söz konusu formasyonun örgülü nehir çökellerinden olduğunu gösterir.

Bertiz Formasyonu Bu formasyon Menzelet, Budaklı, Islampmarı, Çakırdere ve Alikayasını olmak üzere beş üyeye ayrılmıştır. Bunlardan stratigrafik olarak en alta görülen Menzelet üyesi gri, pembe ve kahverenkli litarenit, kireçtaşı ve şeylerden oluşur. Menzelet üyesi Altan Beşenli formasyonu üzerine uyumlu olarak Budaklı ve üste doğru da Islampmarı üyesine geçer (Şekil 2). Merccek şeklinde bir geometriye sahip olan Menzelet üyesinin kalınlığı 0 ile 200 m. arasında değişir. Bertiz formasyonunun bu üyesi içerisinde çok sayıda Alt Miyosen yaşlı veren foraminiferler bulunmuştur. Menzelet üyesinin alt orta üst seviyelerinden elde edilen sedimentolojik özellikler bu üyenin çoğunlukla sığ bir self ortamında çökeldiğini gösterir.

Budaklı üyesi kireçtaşı, litarenit ve şeyi ardalımasından oluşur. Bu üye doğuda alttan Beşenli formasyonu üzerine geçişli olarak gelir, üstten ise Islampmarı üyesi tarafından geçişli olarak örtülür (Şekil 2). Batıda 0 m.den başlayan ve doğuya doğru 1250 m. kadar kalınlığa ulaşan Budaklı üyesi içerisinde Burdigaliyen yaşlı veren foraminiferler bulunmuştur. Budaklı üyesinin alt seviyelerinin gerek istiflenme şekli, gerekse de litolojisi ve fosilleri tipik bir self ortamını belirtir. Aynı birimin daha üstleri ise bazen fan-delta çökelleriyle, bazı yerlerde de barrier tipte küçük resif oluşumlarıyla temsil edilir.

Islampmarı üyesi kurşuni, boz-kahve renkli şeyler ile çok seyrek litarenit seviyelerinden oluşur. Bu üye çevresindeki diğer birimlerle tedrici geçişlidir. Kalınlığı 150-750 m. arasında, değişen Islampmarı üyesinin yaşı ise muhtemelen Alt Miyosen'dir. Bertiz formasyonunun bu üyesinde gözlenen sedimentolojik özellikler Islampmarı üyesinin havza yamacı ile havza ortamında çökeldiğini gösterir (Önalın, 1986).

Bertiz formasyonunun Çakırdere üyesi kurşuni-boz renkli şeyler ile kahve-gri renkli litarenit ardalımasından oluşur. Bu üye alttan Islampmarı üyesi, üsttende Kılavuzlu çökelleri ile geçişlidir (Şekil 2). Muhtemelen Orta Miyosen yaşlı olan Çakırdere üyesinin kalınlığı 100-1000 m. arasında değişir. Çakırdere üyesinin alt ve orta kesimleri muhtemelen denizaltı yelpazelerinin geliştiği bir ortamda çökelmiştir. Aynı üyenin üst kesimleri ise gittikçe sığlaşarak delta-sahil ortamlarına geçerler.

Alikayasını üyesi çoğunlukla gri-kahve kumtaşı ve çakıtaşlardan oluşur. Merccek şeklinde bir geometriye sahip olan bu üye her yönde Çakırdere üyesi ile geçişlidir (Şekil 2). Muhtemelen Orta Miyosen yaşlı olan Alikayasını üyesinin kalınlığı 0 ile 300 m. arasında değişir. Alikayasını üyesinin çökeltme ortamı oldukça problemlidir.

Birim içerisinde çok seyrek rastlanan sığ denizel fosiller taşınmıştır. Üye, ait sınırı aşmalı kötü boylanmış kumtaşı ile çakıtaşlardan oluşmuştur ve istifin üst seviyelerinde büyük ölçekli çapraz ve paralel tabakalanmalar bulunur. Bu birim genellikle orta denizaltı elpazesi özelliği gösteren birimler üzerine gelir. Bu sedimentolojik özellikler ise çoğunlukla yakınsak (proximal) turbidit ortamlarını gösterirler (Stoow, 1986). Yine aynı özelliklerden büyük ölçekli çapraz tabakalar, menderesli ve örgülü özellik gösteren bazı denizaltı vadilerinin kanal dolgusu çökelleri içerisinde gelişebilmektedir (Stanley ve Unrug, 1972). Alikayasını üyesinin oluşturan iri materyalce zengin bu çökellerin bir fan-deltanın su altında oluşan kesimlerine karşılık gelmesinde mümkündür. (Harbough ve Dickinson, 1981).

Bertiz formasyonunda Maraş Tersiyer havzasının sahilinden havza içlerine, kadar uzanan tüm kesimlerinde oluşmuştur.

Kılavuzlu Formasyonu Formasyonun alt seviyeleri kahve , orta ve üst seviyelere doğru ise pembe-alıcalı renkli olup, çakıtaşı, litarenit ve şeyi tekrarlanmasından oluşur. Kılavuzlu formasyonu alttan Çakırdere üyesi üzerine , üstten ise Pliyo-Kuvaterner ve Kuvaterner yaşlı çökeller tarafından diskordan olarak örtülür. Miyosen yaşlı ve formasyonun kalınlığı 450 m.den fazladır. Bu formasyonun sedimanter özellikleri, sözkonusu birimin nehir çökellerinden oluştuğunu gösterir. Bu nehir çökellerinin alt seviyeleri muhtemelen delta düzlüğü üzerinde oluşmuş menderesli nehir çökelleri ve bunların as ortamları olmalıdır. Fakat Kılavuzlu formasyonunun orta ve üst düzeyleri ise örgülü bir nehir ortamında oluşmuştur (önalın, 1986).

Allokton ve Yeni Otokton Birimler Berit Grubu Berit grubu çalışma alanının kuzeyinde geniş mostralı veren allokton birimlerin (bugünkü ko-

numuna göre) en altında bulunurlar. Berit grubu metamorfik kayalar, mikrogabro, serpantinit, bazalt, volkanik tüfler ve kristalize kireçtaşları gibi kayalardan oluşur. Bu grubun kayaları çalışma alanının kuzeydoğusunda, tektonik sınırla Miyosen yaşlı Lice formasyonu üzerine gelmiştir. Üstten ise söz konusu birimler bazı yerlerde Malatya metamorfik kayaları tarafından tektonik sınırla ve bazende Ballıkısık ve Lice formasyonunun Abaz üyesi tarafından diskordan olarak örtülür (Şekil 1).

içindeki kayaların birbiriyle ilişkilerinin çoğunlukla bir tektonik karmaşık (melanj) karakteri sunan (Baykal ve önal, 1979) Berit grubunun yaşı bazı araştırmacılara göre Üst Jura-Alt Kretase (Perincek ve Kozlu, 1984), bazılarına göre ise Üst Kretasedir (Gözübol ve Gürpınar, 1980).

Malatya Metamorfikleri Haritalanma alanında Malatya metamorfikleri Berit grubu kayaları üzerine tektonik sınırla gelir. Aynı birimler üstten ise bazen Üst Eosen yaşlı Ballıkısık formasyonu, bazende Miyosen yaşlı Lice formasyonu tarafından diskordan olarak örtülür (Şekil 2).

Malatya metamorfikleri çoğunlukla krem renkli, yer yer kristalize olmuş mikritlerden oluşur. Bu topluluk içinde ayrıca mermer, siyahımsı dolomit, kalk şist ve klorit şistlerde bulunur.

Malatya çevrelerinde yaygın olan bu birim içerisinde bazı fosiller bulunarak Permian yaş verilmektedir (Perincek ve Kozlu, 1984).

Ballıkısık Formasyonu Haritalama alanında iki küçük mostrası görülen birim (Şekil 1) daha kuzeydeki Beritdağı ve Ballıkısık dolaylarında tipik mostralarını verir (Perincek ve Kozlu, 1984).

Bu birim çalışma alanında çakıllı biotikrit, nummulitli litarenit gibi litolojilerle temsil edilir. Kuzeyde ise formasyonun taban çakıltaşlarıyla başlar ve bunları üstte doğru kumtaşı ve çakıltaşları izler. Sülüklügöl güneyinde ise aynı formasyon içerisinde bazı andezitik volkaniklerde görülür (Perincek ve Kozlu, 1984).

Ballıkısık formasyonu alttaki birimler üzerine diskordan olarak gelir, üstten ise Lice formasyonu tarafından diskordan olarak örtülür (Şekil 2).

Çalışma alanında 50 m. kadar bir kalınlık gösteren bu formasyonun yaşı bulunduğumuz foraminiferlere göre Priaboniyen (Üst Eosen) olarak tesbit edilmiştir.

Ballıkısık formasyonun litolojisi, kapsadığı fosiller ve stratigrafik durumu, bu birimin muhtemelen sığ bir denizde çökelediğini gösterir (önal, 1986). Yine aynı birim içerisinde görülen andezitler muhtemelen bir yay volkaniti, bol iri ofiolit çakıllar ise aşınmakta olan alanların çoğunlukla allokon birimlerden oluştuğunu ve çökeltme alanının kaynak alanına yakın olduğunu belirtir.

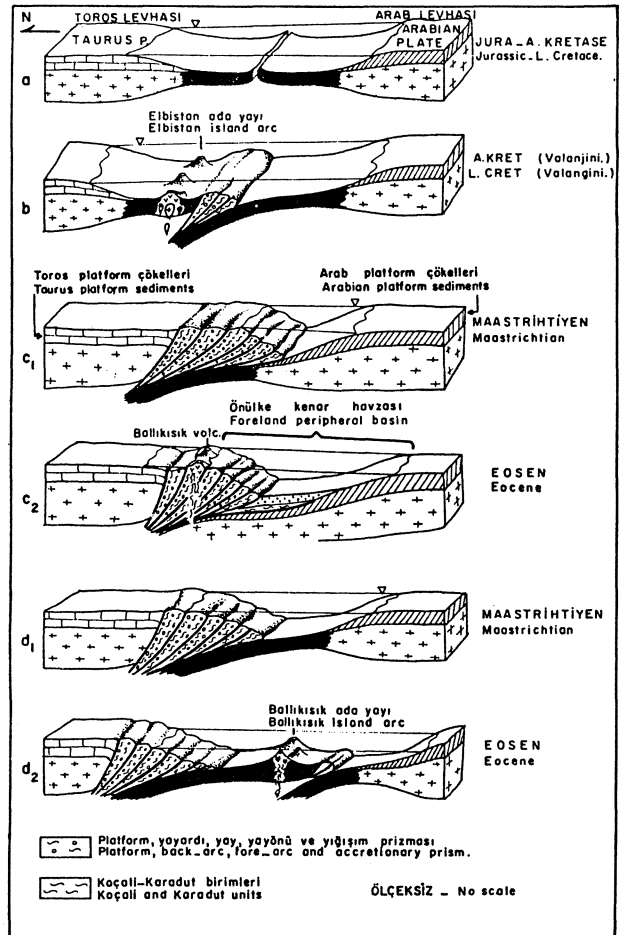
JEOLJİK EVRİM

Buraya kadar anlatılmaya çalışılan güney ve kuzeydeki stratigrafik istiflenme ve çökeltme ortamlarının durumu, bölgenin en azından Miyosende ki jeolojik evrimini ortaya koyacak sağlam veriler sunmuştur. Gerek kendi çalışma alanımızdan derlenen bilgiler gerekse de çevrede yer alan diğer çalışmalardan elde edilen bulgular bir araya getirdiğinde bölgenin jeolojik evrimi için şunlar söylenebilir.

Çalışma alanı paleo-tektonik olarak Arab Levhası ile Toros Levhası arasında yer alır.

Bölgede muhtemelen Jura'dan Alt Kretase içlerine kadar devam eden bir açılma rejimi hüküm sürmüştü ve bu açılan okyanusta birimler depolanmıştır (Şekil 3a).

Çalışma alanı kuzeyindeki Elbistan dolaylarında Valanjiniyen (Alt Kretase) yaşlı ensimatik bir ada yayının gelişmesi (Tarhan, 1985) Toros ve Arab levhaları arasında bir dalma-batma olayının başladığını göstermektedir (Şekil 3b). Malatya, Elâzığ bölgelerindeki volkanizma ve ofiolit yerleşmelerinden elde edilen bilgilere göre kuzeye doğru olduğu düşünülen bu dalma-batma olayının (Yazgan, 1984); Aktaş ve Robertson, 1984) Maastrichtiyen'e kadar devam ettiği kesindir. Çünkü güneydeki Arab platformuna ait birimler içerisinde (Kastel havzası) Karadut melanjı ve Koçalı ofiolitleri yerleşmiştir. Bu ilişki otokton Arab platform çökeli olan Alt-Üst Kastel ile Karadut ve Koçalı allokonların litolojik yapısında ve stratigrafik ilişkilerinde açıkça görülmektedir.



Şekil 3: K.Maraş bölgesinde, Toros-Arap kenet kuşağının Jura-Eosen zamanındaki sadeleştirilmiş evrim modeli.

Figure 3: Simplified evolution model of the Taurus-Arabian suture belt in the K.Maraş region, during the Jurassic-Eocene time.

Devam eden dalma-batma olayına paralel olarak, özellikle çalışma alanımızın kuzey ve batısındaki bölgelerde, Üst Kretase yaşlı, yayönü-yayardı havzaları (Dokuztekné birimi) ile yığışım prizması karmaşıkları (Dikenli karmaşığı, Karadut melanjı) gelişmiştir.

Maastrichtiyen'den Alt Miyosen'e kadar olan süre için karşımıza iki ihtimal çıkmaktadır.

1) Arab levhası ile Torid levhası Maastrichtiyen'de birbirine çok yaklaşmışlar veya en azından bazı yerlerde çarpışmışlardır (Şekil 3c1). İki kıtanın birbirlerine yaklaşma veya çarpışmasının sonucunda, bunların arasında bindirmelerle paketlenmiş halde bulunan yayardı-yay-yayönü ve yığışım prizması birimleri, Paleosen-Eosen devresinde, sıkışmanın sürmesiyle, güneye doğru ilerlemişler ve Arab levhası üzerinde bir periferik havza oluşturmuşlardır (Şekil 3c2). Bu havza ise kuzeydeki allokonların hareketine bağlı olarak Orta Miyosen sonrasına kadar varlığını sürdürmüştür.

2) Arab levhası ile Toros levhası henüz çarpışmamıştır ve bu iki kıta arasındaki kuzeye doğru olan dalma, zaman zaman duraklayarak

Eosen'e kadar devam etmiştir (Şekil 3d1). Eosen'de muhtemelen eski dalma-batma bölgesinin daha güneyindeki bir yerde ikinci bir dalma-batma olayı başlamıştır (Şekil 3d2). Alt Miyosen'de ise Arab levhası ile Toros levhası çarpışmış ve Arab levhası üzerinde periferik bir havza gelişmiştir.

Birinci görüşü destekleyen verilerden bir tanesi Maastrichtiyende güneydeki otokton Arab platformu birimleri üzerine (Kıta kabuğu üzerinde oluşmuş Kastel havzası) Karadut ve Koçali birimlerinin bindirmesidir. Yine bu görüşü destekleyen diğer veriler ise bugünkü çarpışma kuşağı boyunca Paleosen-Eosen yaşlı olan ve okyanus kabuğu üzerinde geliştiği sağlam sedimentolojik verilerle belirlenen çökelti istiflerinin henüz ortaya konulmamasıdır.

İkinci ihtimali düşündüren verilerin başında çalışma alanımızın hemen kuzeyindeki Ballıkısık formasyonu içerisinde görülen Anazitik-dasitik volkanizmanın bir okyanusal kabuk yitiminden kaynaklanmış olabileceğidir.

Ayrıca bu düşüncüyü destekler nitelikte bir diğer veri de bazı Paleosen-Eosen yaşlı birimlerin dalma-batmaya bağlı olarak gelişmiş bir tektonik karışım (melanj) ürünü olduğunun ileri sürülmesidir.

Fakat yukarıda sözü edilen volkanizmanın mutlaka okyanusal kabuktan türemesi zorunlu değildir. Bu volkanitler alt kıtasal kabuğun kısmi ergimesiyle oluşabilir (Burchfield, 1980; Üşümezsoy, baskıda). Paleosen-Eosen yaşlı melanj karakterli olduğu belirtilen çökeller üzerinde ise henüz ayrıntılı bir çalışma yapılmadığı için bölgede ve güneydoğu Anadolu'daki aynı kuşak üzerinde çalışan araştırmacılarca bu konuda değişik düşünceler ileri sürülmektedir (Şengör ve Yılmaz, 1983; Yazgan, 1984; Perinçek ve Kozlu, 1984; Aktaş ve Robertson, 1984).

Miyosen'de ise bölgenin jeolojik evrimi daha belirgindir. Alt Miyosen'den itibaren bölgeden ön ülke kenar havzalarının (Foreland peripheral basins) geliştiği görülür ve ilerleyen sıkışmanın bir sonucu olarak havza Orta Miyosen'de yükselerek kapanmıştır.

Bölge için ana hatlarıyla belirlemeye çalıştığımız bu jeolojik evrimin çalışma alanımızdaki ayrıntılı duçum ise şöyledir :

Çalışma alanının güney kesimi Arab Levhasına ait otokton birimlerden, kuzey kesimi ise Arab Levhası ile Toros Levhası arasında daha önce gelişmiş olan okyanus kabuğu, ada yayı, yayönü, yayardı havzaları ve yığışım prizmaları ürünlerini kapsayan allokon birimlerden oluşur.

Arab platformu üzerinde Kambriyen'den Kampaniyen'e kadar sürekli bir çökelti istifinin varlığı belirir «(Altınlı, 1966; Sungurlu, 1974; Yalçın, 1977). Bu otokton birimler üzerine Maastrichtiyen'de Koçali ve Karadut allokonları gelmiştir. Maastrichtiyen yaşlı Kastel havzasına gelen bu birimler üzerine Maastrichtiyen-Paleosen yaşlı Terbüzek Germav Gercüş ve Hoya formasyonları gelir. Bu birimleri ise Midyat formasyonu izler (M.Ali Gül, 1986, kişisel görüşme).

Şekil 3c1 de belirtildiği gibi Maastrichtiyen'de Toros ve Arab levhalarının çarpışmasının bir sonucu olarak çalışma alanımız da dahil Hatay ve Antep'e kadar olan alanların, bu sırada kuzeyden gelen allokon birimler tarafından kaplanmış olduğu söylenebilir. Arab levhası muhtemelen bu allokon kütlelerin ağırlığı ile alçalmaya başlamış ve kuzeydeki, dalma-batma zonuna paralel olan ve Arab levhası üzerinde bulunan bir çökelti havzası gelişmeye başlamıştır. Bu çökelti havzasının kuzeydeki kesimlerinde Erçene formasyonu (Tarhan, 1984), güney ve doğudaki kesimlerinde ise Kastel, Terbüzek ve Germav gibi Maastrichtiyen yaşlı birimler çökeltmiştir.

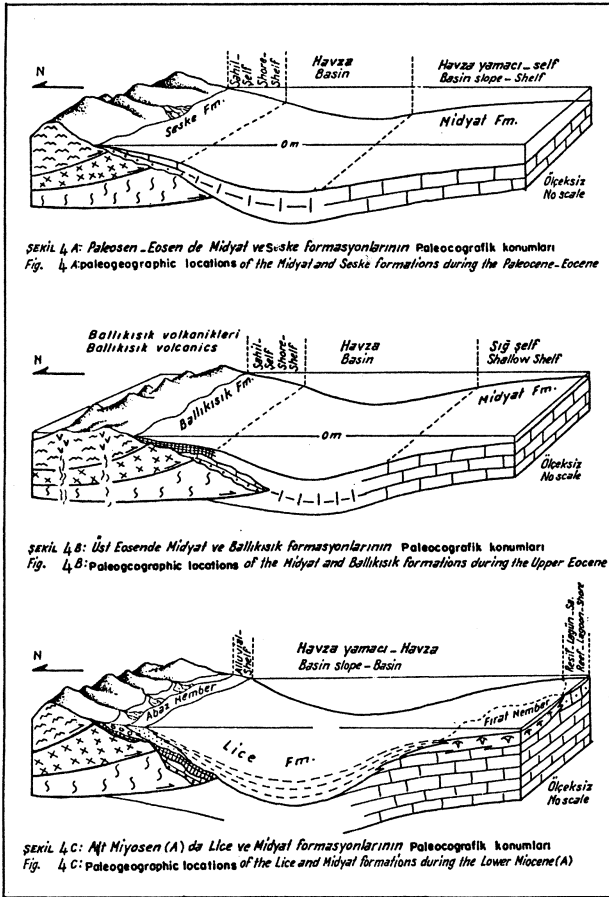
Tabam çalışma alanında görülmeyen Midyat formasyonu, daha güneyde diğer birimleri örter (Yalçın, 1979). Havzanın kuzey kesiminde, allokon birimler üzerinde diskordans olarak Paleosen-Eosen yaşlı Seske formasyonu bulunur. Perinçek ve Kozlu (1984) 'nun tanımlamalarından sığ deniz çökeli olduğu anlaşılan Seske formasyonu, şayet Ü.Kretase'de bir kıta-kıta çarpışması oluştu ise, güneydeki Midyat formasyonunun karşılığı olmalıdır (Şekil 4 A). Seske formasyonu tarafından çalışılmadığı için bu konuda kesin bir şey söylemek oldukça zordur. Çünkü birbirine yaklaşmakta veya çarpışmakta, olan levhalar arasında yay ardı, yay, yayönü ve kalıntı okyanus havzaları gibi daha başka havzalar da gelişebilir ve Seske formasyonu bu havzalardan birine ait bir birimde olabilir.

Çalışma alanının kuzeyindeki allokon birimler üzerine diskordansla, sahil ve sığ şelfte çökelen (Yay-yayönü çökeli) Üst Eosen yaşlı Ballıkısık formasyonu gelir. Böylece kuzeydeki allokonların Alt Paleosen de olduğu gibi, Üst Eosen öncesi de kuzeyden güneye doğru bir ilerleme daha yaptığı anlaşılır (Şekil 4 B). Güneyde Midyat formasyonunun oluştuğu kesimde ise çökelti sürekli. Orta kesimlerde oluşması gereken havza çökelleri muhtemelen daha sonra ilerleyen bindirmeler altında kalmış olmalıdır.

Yine kuzey kesimdeki Üst Eosen ve allokon birimler üzerine Alt Miyosen yaşlı Lice formasyonunun sahil-sığ şelf çökellerinden oluşan Abaz üyesi diskordans olarak gelir. Abaz üyesini ise Lice formasyonunun havza yamacı ve havza ortamlarında çökelen diğer birimleri izler.

Böylece kuzeydeki allohton ve yeni otokton istifin güneye doğru muhtemelen Oligosen'de yeni bir ilerleme yaptığı görülür.

Aynı derecede güneydeki otokton birimlerde ise önce bir sıkışma görülür (Fırat ve Cacık üyeleri); daha sonrada şelf ve havza çökellerine (Lice formasyonuna alt ve orta seviyeleri) dönüştüğü anlaşılır (Şekil 4 C).



Şekil 4 : Blok diyagramlarla ilgili açıklamalar
Figure 4 : Explanations related with block diagrams.

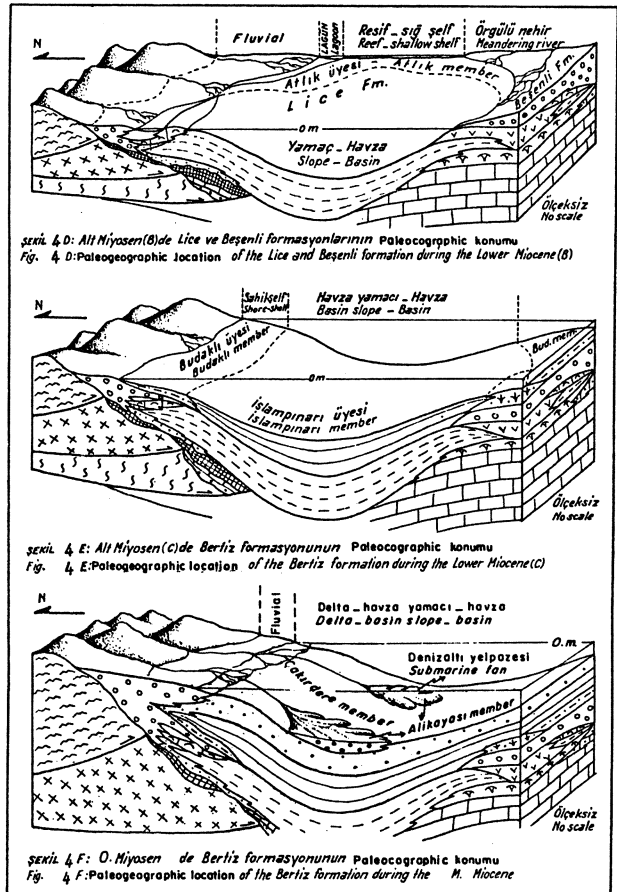
Alt Miyosen (B) devresinde (Şekil 4 D) kuzeydeki allohtonların güneye doğru biraz daha yürümesi, önce sıkışmadan dolayı bölgeyi yükseltmiş (bu sırada bazı kesimler aşağıya doğru kıvrılarak derinleşmiş olabilir) ve çalışma alanının kuzey, doğu ve güneydoğu kesimlerinde görülen Atlık üyesinin resif al birimleri ile B esenli formasyonunun karasal çökelleri bu sıkışma evresinde oluşmuşlardır.

Allohtonların güneye ilerlemesiyle havza gittikçe daralmış ve belki de bu evrede doğuda kapanmıştır.

Bu sıkışma ve ilerleme hareketlerinden sonra gerek allohtonların ve gerekse de çökelen sedimentlerin ağırlığı ile havza tekrar derinleşmeye başlamıştır (Şekil 4 E).

Bu alt Miyosen (C) evresinde Bertiz formasyonunun sahil, sığdeniz ve şelf ortamlarında çökelen Menzelet ve Budaklı üyeleri ile havza yamacı ve havza ortamlarında çökelen İslampınarı üyesi oluşmuştur. (Şekil 4 E).

Bu derinleşme muhtemelen İslampınarı üyesi sonlarına kadar sürmüştür ve buradan itibaren yeni bir sıkışma ve havza yükselme rejimi başlamıştır. Muhtemelen Orta Miyosen'e rastlayan bu sıkışma ve yükselme evresinde bölgede havza, havza yamacı ve delta çökelleri olarak Bertiz formasyonunun Çakırdere üyesi ile denizaltı yelpaze çökelleri olarak da Alikayası üyesi oluşmuştur (Şekil 4 F).

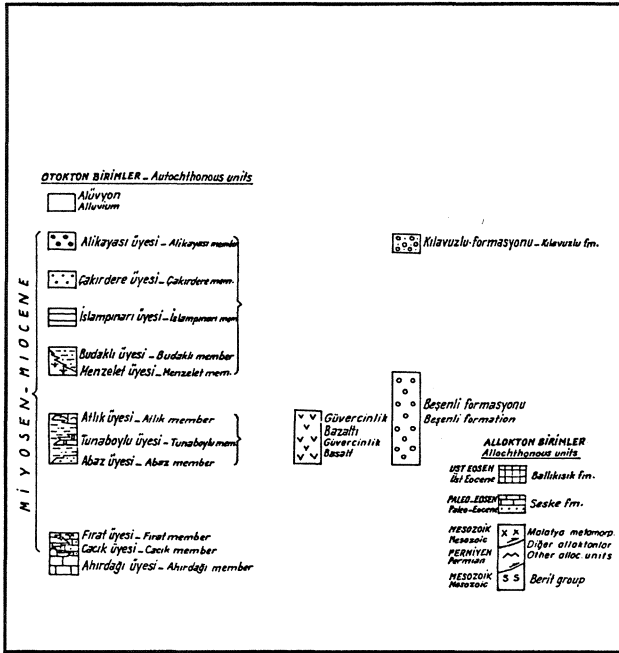


Şekil 4 : Blok diyagramlarla ilgili açıklamalar
Figure 4 : Explanations related with block diagrams.

Yine Orta Miyosen esnasında havzanın kuzey ve güney kenarlarında, Kılavuzlu formasyonu gibi, bazı örgülü nehir ve alüvyal yelpaze çökelleri oluşmuştur. Orta Miyosen'den sonra ise havza tümüyle kapanmış ve daha sonraki yükselme ve aşınmalarla bugünkü halini almıştır.

Böylece fasiyeslerin yer ve zaman içerisinde dağılımları, çökellerin dalan levhanın platformu üzerine bindirmelerle gelen orojenik kuşağı ait allohton birimlerin hareketine bağlı olarak geliştiklerini bariz bir şekilde gösterir. Yine çalışma alanını da kapsayan ve Arab levhası ile kuzeydeki Toros orojenez kuşağı arasında oluşan bu asimetrik kenar havzasındaki (periferal havza) çökel istifinin durumu ve fasiyeslerin dağılımı, bölgede Maastrihtiyen'den (Üst Kretase) bu yana en az yedi sıkışma veya kuzeyden güneye ilerleme olayının geçtiğini gösterir.

Çalışma alanının kuzey ve güneyindeki çökeller orta kesime göre daha sığ ortamlarda oluşmuşlardır. Böylece yaklaşık doğu-batı uzanımlı kuzeyden ve güneyden beslenen bir havza ortaya çıkmaktadır. Fakat Alt Miyosen (B) devresinde bu havza doğuda çok daralmış, belkide kapanmıştır. Gerçekten bu devrede oluşan Atlık resifal kireçtaşları haritalama alanının güneydoğusundan kuzeybatısına doğru bir yay şekilde uzanmakta güneybatıya doğru ise kamalanarak bitmektedir. Aynı durum Beşenli karasal çökelleri içinde geçerlidir. Beşenli formasyonunun çoğunlukla iri taneli kırıntılardan oluşması (örgülü nehir çökelleri) beslenme alanının fazla meyilli, hızlı aşman ve çökeltme alanına yakın olduğunu gösterir. Ayrıca birimin litolojik karakteri bunun ofiolitçe zengin, kireçtaşı bloklu bir kaynaktan geldiğini (Allokton birimler olmalı) belirtir.



Şekil 4 : Blok diyagramlarla ilgili açıklamalar
Figure 4 : Explanations related with block diagrams.

Gerek Midyat ve Lice formasyonunun kapsadığı fosiller, gerekse de Beşenli formasyonu içinde görülen bazı kömür oluşumları, jipsli seviyeler ve pembe renkler, Eosen ve Miyosen'de bölgede iklimin ılıman olduğunu gösterir.

SONUÇLAR

Kahramanmaraş Tersiyer havzasındaki birimlerin yanal-düşey ilişkileri ve Litofasiyes özelliklerinin ayrıntılı incelenmesi sonucu, gerek bölgedeki çökel havzasının tipi ve zaman içindeki gelişimi gerekse de Güney doğu Anadolu kenet kuşağının Jura'dan bu yana olan jeolojik evrimiyle ilgili aşağıdaki sonuçlar elde edilmiştir.

1) Güneydoğu Anadolu kenet kuşağının bu kesimindeki Arab ve Toros levhaları arasında, Jura'dan bu yana olan ve ana hatlarıyla belirtilen jeolojik evrim modeli ortaya konulmuştur. Bu jeolojik evrimin çalışma alanındaki çökeller üzerinde zaman ve mekan içindeki etkileri ile Maraş Tersiyer havzasının gelişimi ayrıntılı olarak açığa çıkarılmıştır.

2) Çalışma alanındaki birimlerin yer ve zaman içerisinde güneyde ve kuzeyde farklı olarak gelişmesi ve bunların doğuya doğru Güneydoğu Anadolu'dakilerle karşılaştırılması, buradaki Maraş Tersiyer havzasının en azından Miyosen'den itibaren bir periferik ön ülke havzası olarak geliştiğini göstermiştir.

3) Yine çalışma alanı ve çevresindeki çökel istiflerinin ve fasiyeslerin yer ve zaman içerisindeki durumları, bölgede Maastrichtiyen'den buyana en az yedi sıkışma veya kuzeyden güneye ilerleme olayının geçtiğini gösterir.

KATKI BELİRTME

TBAG-612 No'lu proje olarak desteklenen bu araştırma süresince TÜBİTAK'ın sağlamış olduğu katkılardan dolayı, yazar TÜBİTAK yöneticilerine en içten şükranlarını sunar.

Ayrıca yazar arazi çalışmaları sırasında yardımlarını gördüğü Yrd.Doç.Dr. Ali Malik Gözübol, Şahap Ahmet, Ömer İlâ ve Ayşen önalan ile fosil tayinlerini yapan Prof.Dr.Atife Dizer, Dr. Mehmet Sakmç'a, magmatiklerini tayin eden Yrd.Dç.Dr. Ayhan Erdağ ve Dr. Hasan Emre'ye araştırmanın çizimlerinin tamamlanmasında önemli katkılarda bulunan Ali Elmas'a en içten teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altınlı, I.E., 1986, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi MTA Dergisi, No: 66-67, Ankara.

Aktaş, G., Robertson, H.F., 1984, The Maden Complex, S E Turkey : evolution of a Neotethyan active margin In : The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean (J.E.Dixon and A.H.F. Robertson eds.). Published for The Geological Society by Blackwell Scientific Publication Oxford London Edinburgh Boston Palo Alto Melbourne, p. 375-401.

Baykal, F., Önalın, M., 1979, Şile Sedimenter karışığı (Şile Olistosromu): Türkiye Jeolojik Kurumu Altınlı Sempozyumu, s. 15-27.

Burchfiel, B.C., 1980 Eastern European Alpine system and the Carpathian orocline as an example of collision tectonics : Tectonophysics, 63, 31-61.

Dickinson, W.R., 1974, Plate tectonics and sedimentation. In : Tectonics and sedimentation. SEMP, Special Publication No: 22, p.22

Gözübol, A.M. ve Gürpınar, O., 1980, Kahramanmaraş kuzeyinin jeolojisi ve tektonik evrimi : Türkiye 5. Petrol Kongresi Jeoloji-Jeofizik Bildirileri, s. 21-29

Harbaugh, D.W., ve Dickinson, W.R., 1981, Depositional Facies of Mississippian elastics, Antler Foreland Basin, Central Diamond Mountains, Nevada : Jour.Sed.Petr., V.51, p.1223-1234.

Howell, D.G., Normark, W.R., 1982, Sedimentology of Submarine fans. In: Sandstone Depositional environments, (P.A. Scholle and D.Spearing eds.) AAPG. Tulsa, Oklahoma, p.374.379.

- önanan, M., 1984, Ahırdağ (K.Maraş) kuzeyinin Jeolojisi ve Paleontolojisi (Yüksek Lisans Tezi): I.Ü. Mühendislik Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü,
- önanan, M., 1986, Maraş Miyosen çökellerinin çökme ortamları ve Tersiyer havzasının gelişimi : Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri Özetleri, 82 s.
- *—1986, K.Maraş Tersiyer istifinin sedimenter özellikleri ve çökme ortamları :I.Ü. Mühendislik Fakültesi Yerbilimleri Dergisi, b.3-4
- Perinçek, D. and Kozlu, H., 1984, Stratigraphy and structural relations of the units in the Afşin - Elbistan -Doğuşehir region (eastern Taurus). In: Geology of Taurus belt (eds., O.Tekeli and M.C. Göncüođlu). MTA , p.181-198
- Stanley, DJ. ve Unrug, R., 1972, Submarine channel deposits. In: Recognition of Ancient sedimentary environments. SEMP Speical Publication No. 16., p.309-340.
- Sungurlu, O., 1974, VI. Bölge kuzey sahalarının jeolojisi ve petrol imkanları: Türkiye İkinci Petrol Kongresi Tebliđleri, 85-107.
- Stow, D.A.V., 1986. Deep clastic seas. In : Sedimentary Environments and Facies (ed. H.G.Reading, Second edition). Blackwell Scientific Publications, Boston Paloalto Melbourne, p. 399-444.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983, Türkiye'deki Tetis'in evrimi : Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: Türkiye Jeoloji Kurumu Yerbilimleri özel dizisi No. 1 40-50.
- Tarhan, N., 1984, Göksun-Afşin-Elbistan dolayının jeolojisi : TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayın Organı,, Sayı 19 3-9.
-, 1985, Elbistan ensimatik ada yayı çökme bulguları ve yaşı : Jeoloji Mühendisliği TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası Yayın Organı, s.23 3-9
- Üşümezoğlu, Ş., (Baskıda), Kuzeybatı Anadolu yığışım orojeni ve Is trança or ojen kuşaklarının evrimi ve Paleotetisin batı kenet kuşakı : TJK Bülteni
- Yalçın , N., 1977, Geology of the Narince-Gerger area (Adıyaman province) and its petroleum possibilities : 1st. Üniv. Fen Fak. Mecm. Seri B, 41, 57-82.
- , 1979, Doğu Anadolu Yarılımlı'nın Türkođlu-Karaađaç (K.Maraş) arasındaki kesiminin özellikleri ve bölgedeki yerleşme alanları : Türkiye Jeoloji Kurumu Altınlı Sempozyumu, sayfa 49-57.
- Yazgan, E., 1984, Geodynamic evolution of the Eastern Taurus region. In : Geology of the Taurus belt (O. Tekeli and M.C. Göncüođlu edsb) MTA Turkey p.199-208.
- Yazının geliş tarihi 29.6.1987
Yayma verilış tarihi 15.8.1988

Roplarda lösitli şoşonitik volkanizmalı yeni bir formasyon (Everek Hanları Formasyonu) ve bu bulgunun Doğu Pontid arkı (KD Türkiye) Evrimi ile olan ilişkileri

A new formation with leucite bearing shoshonitic volcanism in the Kop area (Everek Hanları Formation) and its relationship with the evolution of the Eastern Pontian arc (NE TURKEY)

OSMAN BEKTAŞ
İSMET GEDİK

K.T.Ü. Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon
K.T.Ü. Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Trabzon

ÖZ : Sialik bir temel üzerinde gelişen Doğu Pontid arkı Mesozoyik-Senozoyik dönemleri boyunca zaman ve mekan içerisinde değişen provensler sunar.

Doğu Karadeniz sahilinde Liyas ile başlayan toleyitik ark volkanizması yerini Üst Kretase'de toleyitik/kalk-alkali, Eosen'de kalk-alkali ve Neojen'de ise alkalin volkanizmaya bırakarak çaman içerisinde sırasıyla gelişmiş eksiksiz ada yayı magma serileri oluşur. Eş yaşlı volkanik kayalarda güneye doğru artan K içeriği ise ark magmatizmasında mekan içerisindeki değişime neden olur.

Liyas'da gelişen ark-içi ve ark-gerisi rift havzalarında Malm-Alt Kretase dönemlerindeki hızlı subsidans olayları karbonat fasiyesinden türbiditik ve olistostromal fasiyese geçişle belirginleşir. Güneyde ark-gerisi bölgelerinde (Bayburt-Kelkit-Amasya yörelerinde) bu dönem ofiyolitik olistostromal melanj oluşumu dönemine karşılık gelir. Melanji oluşturan bazaltlar plaka ortası bazaltları ile (WPB) ada yayı bazaltlarına (IAB) geçiş gösteren okyanus ortası sırtı bazaltlarından (MORB) oluşmaktadır. (Polijenetik ofiyolit olgusu) . Bayburt-Maden yöresinde bu ofiyolitik melanj üzerine normal dokanaklar ve sırasıyla yüksek K'lı kalk-alkalin andezit lav ve tüfleriyle Üst Kretase yaşlı ruditli kireçtaşları gelmektedir

Everek Hanları mevkiinde bu Üst Kretase kireçtaşları ile bir arada bulunan bir formasyon, şimdiye kadar kesin jeolojik konumu ile saptanamamış ve çoğunlukla tektonik dokanaklı ofiyolitik seri olarak haritalanarak çelişkili jeolojik yorumlamalara neden olmuştur. Tarafımızdan gerçekleştirilen arazi çalışmaları sırasında söz konusu formasyonun Üst Kretase kireçtaşlarının aşınmaya uğramış yüzeyleri üzerine sedimanter bir dokunakla geldiği ve başlangıçta kırmızı kırıntılı bir fasiyese başlayıp üste doğru düşük TiO₂'li lösitli volkanizma ile devam eden, yer yer çapraz katmanlanma gösteren karasal fasiyeste gelişmiş bir formasyon olduğu ve Paleojen türbiditleri tarafından taban konglomerası ile üstlendiği gözlenmiştir. Jeolojik konumu böylece saptanan bu formasyona Everek Hanları Formasyonu adı verilmiştir.

Sedimanter orijinli ofiyolitik melanjın yüksek K'lı kalk-alkalin ve lösitli alkalin volkanizmayla (şoşonitik) örtüsü olması melanjın ark-gerisi jeotektonik bölgesinde oluştuğunun kuvvetli bir delilidir. Benzer durum Amasya civarında da gözlenmiştir. Yaklaşık 60 m.y. önce gelişmiş olan bu lösitli volkanizmanın Neojen'de Doğu Pontid arkının kuzeyinde sahil kesiminde yüzeylemiş olması, tıpkı Kuzeybatı Amerika'da olduğu gibi yüksek K'lı volkanizmanın ark magmatizmasıyla birlikte Senozoyik dönemi süresince trenç'e doğru gerilediği sonucuna varılır. Öte yandan gerek ark-içi gerekse ark-gerisi havzalarındaki eş zamanlı magmatik ve subsidans olayları Doğu Pontid arkı ve ark-gerisi jeotektonik ortamlarında manto yükselmelerinin önemli bir rol oynadığını düşündürmektedir.

ABSTRACT : The Eastern Pontian arc developed on the sialic basement represents magmatic provinces variable in time and space during the Mesozoic and Cenozoic epochs.

In the Eastern Black Sea coast tholeiitic volcanism which began in the Lias, turns into tholeiitic/calc-alkaline volcanism in the Upper Cretaceous; calc-alkaline volcanism in the Eocene, and alkaline volcanism in the Neogene to make complete successive island arc magma series in time.

On the other hand, in the contemporaneous volcanic rocks, increasing of K content toward south, cause spatial changes in the arc magmatism.

The Malm-Lower Cretaceous rapid subsidence events in the inter arc/back-arc rift basins which are formed in the Lias, are characterized by passing from the platform carbonate facies to the olistostromal turbiditic deep marine facies.

In the back-arc basins to the south, Bayburt, Kelkit, Amasya regions, this epoch mentioned above, corresponds to the time of the formation of the ophiolitic olistostromal melange.

Basaltic rocks, which constitute ophiolitic melange have within plate and mid ocean ridge/island arc affinities (poligenetic ophiolite concept).

This melange is in turn overlain by the high K calc-alkaline andesite with pyroclast and the Upper Cretaceous rudist-bearing limestones in the Bayburt, Maden area.

In the Everek Hanları district these Upper Cretaceous limestones are accompanied with a formation with couldn't be exactly defined geologically by now and were mapped as ophiolitic series with tectonic contact, and so this caused contradictory interpretations. During our field study we observed that the formation mentioned above is rested unconformably on the erosional surface of the Upper Cretaceous limestones and comprise the low TiO₂ leucite-bearing alkaline basalts intercalated with the continental red colour cross bedding detritus and is overlain by the Paleogene turbidites with the basement conglomerates.

This formation defined geologically was called Everek Hanları Formation.

The calc-alkaline and low TiO₂ alkaline volcanism (shoshonitic) which cover the ophiolitic melange with sedimentary origin are strong evidence to imply that this melange formed in the back-arc geotectonic environment. We have similar geologic observation in Amasya.

Manifestation of this leucite-bearing volcanism which of approximately 60 m.y. of age, in the northern part of the Eastern Pontian arc along the Black Sea coast in the Neogene, imply that the high K volcanism regressed together with the arc magmatism toward the trench during the Cenozoic time just as known in the Northwestern America.

On the other hand, contemporaneous magmatism and subsidence events are suggestive that mantle uprising had the main role in these concept in the Eastern Pontian arc/back-arc geotectonic environments.

GİRİŞ

Doğu Pontid magmatik arkı bilinen modern arklarda (Jakes ve White, 1972; Gill, 1984) olduğu gibi zaman ve mekan içerisinde petrolojik ve petrokimyasal değişimler sunar, örneğin Doğu Karadeniz sahil kesiminde Liyas'la başlayan toleyitik özellikli Mesozoyik volkanizması (Bektaş ve diğerleri, baskıda) Üst Kretase başlarında toleyitik/kalk-alkali (Taner, 1977; Eğin ve Hirst, 1979; Gcdikoğlu ve diğerleri, 1979; Barbieri ve diğerleri, 1985), Eosen'de kalk-alkali (Eğin ve Hirst, 1979) ve nihayet Neojen'de alkali volkanizmaya (özsayar, 1971; Türk-Japon ekibi, 1974) dönüşür. Zaman içerisindeki stratigrafik bu değişime karşılık magmatik arkın kuzeyinden güneyine doğru volkanik ve granitik kayalarındaki K, Rb artışı (Bektaş ve diğerleri, 1984) ve Pontidler'in güney zonunda Mesozoyik/Senozoyik yaşlı şosonitik kayaların bulunuşu (Bektaş, 1984; Terzioğlu, 1984) magmatik kayaların mekan içerisindeki kimyasal değişimlerine karşılık gelir. Böyle bir değişimde Doğu Pontid arkının güney yönlü bir yitim zonu üzerinde Mesozoyik ve Senozoyik dönemleri boyunca evrim geçirdiğini belgeler, öte yandan magmatik arkın güneyinde yer alan ve Pontid arkına paralel uzanan ofiyolitik sütür zonuna ait bazaltik kayaların jeokimyası da ofiyolitlerin ark-gerisi jeotektonik ortamında gelişmiş olabileceğini ima eder (Bektaş, 1981; Bektaş ve diğerleri, 1984).

Ayrıca modern arklardan elde edilen deprem odak mekanizması çözümleri ve bunların belirttiği stres dağılımlarına göre (Nakamura ve Uyeda, 1980) Doğu Pontidler'deki paleostres dağılımı yukarıda önerilen yitim modeline tam olarak uyum gösterir (Bektaş, 1986). Yitimle ilgili I tipi granitlerin jeotektonik sınıflaması dikkate alındığında (Westra ve Keith, 1981) ofiyolitik sütür boyunca izlenen Orta Anadolu alkali granitleri (Ketin, 1962; Kamitani ve Akıncı, 1979) coğrafik olarak birlikte

buldukları ofiyolitlerin ark-gerisi jeotektonik ortamında oluştuğunu doğrular (Bektaş ve diğerleri, 1984). Batıda Bolu civarındaki Üst Kretase yaşlı volkanojenik fliş fasiyeslerinin ayrıntılı sedimantolojik incelemesi de çökme ortamının jeotektonik açıdan ark-gerisi basene karşılık geldiğini ima eder (Kazancı ve diğerleri, 1984). Nitekim Ankara melanjı içerisindeki magmatik yay-alkali bazalt özelliğindeki kayaların bulunuşu (Çapan, 1984) veya daha doğuda Amasya ve Bayburt dolaylarında düşük TiO₂ alkali volkanitlerin ofiyolitik melanjı örtmesi (Bektaş, 1984) yukarıdaki görüşleri pekiştirir niteliktedir. Doğu Pontid arkının esasta kuzey yönlü yitim polaritesine sahip olması (Adamia ve diğerleri, 1977) veya kuzey yönlü yitim zaman içerisinde güneye göç etmesi (Zonenshain ve diğerleri, 1986) görüşleri yukarıda değinilen jeolojik verilere ters düştüğü gibi şimdiye dek yapılan tüm paleomanyetik çalışmaların sonuçları ile de bağdaşmaz (Westphal ve diğerleri, 1986). Aksine Pontidler'de güney yönlü yitim varlığını destekler (Saribudak ve diğerleri, 1986). Aynı jeotektonik ortamda gelişmiş olan ofiyolit ve ofiyolitik melanj ile alkali veya şosonitik nitelikli (alkali/kalk-alkali) volkanizma arasındaki ilişki ve alkali volkanizmanın zaman içerisindeki göçü en iyi şekilde Bayburt-Maden yöresi ile Doğu Karadeniz sahili boyunca gerçekleştirilmiş gözlemler ile ortaya konur. Bu bakımdan ofiyolitik melanjı altlayan ve üstleyen birimleri tanıtmak ve bunlar arasındaki ilişkiye değinmek yerinde olacaktır.

BAYBURT-MADEN YÖRESİNİN ÇEVRE JEOLJİSİ

Bayburt-Maden yöresinin jeolojisi Mesozoyik döneminden itibaren Atlantik tipi bir kıta kenarının evrimi nitelikli bir evrim aşaması gösterir (Bektaş ve diğerleri, 1984; Bektaş ve diğerleri, baskıda). Şekil 1'de görüldüğü gibi Paleozoyik bir temel üzerine gelişen doğu-

KOPLARDA LÖSİTLİ ŞOŞONİTİK VOLKANİZMA

batı doğrultulu **rit** havzalarının ilk çökel birimleri volkanik ara katkılı Liyas yaşlı detritiklerdir. Volkanizmanın ve tektonik aktivitenin duraksamasıyla Malm-Alt Kretase dönemlerinde havza kenarlarında masif kireçtaşı çökeli ve karbonat platformu oluşumu söz konusudur. Ancak Alt Kretase'den itibaren başlayan hızlı sübidans nedeniyle tüm Pontidler'de ortak özellikler taşıyan Calpionella'lı batiyal ortam kireçtaşları, türbiditler, olistolit-olistostromlar (bazalt, serpantin, gabro, kireçtaşı) ve radyolaritler ile karakterize olmuş kıta yamacı veya kıta yükselimi çökelimleri Pontidler'in güney kesimi boyunca yüzeylenmektedir.

Bayburt-Maden, Kelkit, Amasya, Çorum, Ankara hattı doğrultusunda Orta Anadolu ofiyolitik sütür zonu boyunca izlenen bu yüzeylenmeler kimi yazarlar tarafından aktif kıta kenarı boyunca gelişmiş eklenir prizma veya retroşaryaj olarak değerlendirilirken (Adamia ve diğerleri, 1974; Şengör ve Yılmaz, 1983) kimi yazarlar da aynı olguyu yukarıda değinildiği gibi güneye bakan Pontid kıta yamacı ve kıta yükselimi ortamlarına ait çökelimler ve bunlara eşlik etmiş olan volkanitler olarak yorumlamışlardır. (Bektaş ve diğerleri, 1984; Yılmaz, 1985; Bektaş, 1986) Bir başka deyişle riftlenmiş kıta kenarları boyunca izlenen sedimanter orijinli olistostromal ofiyolitik melanjim (Moores, 1981) tüm özellikleri Alt Kretase yaşlı Orta Anadolu ofiyolitik melanjimda da izlenmektedir (Bektaş ve diğerleri, 1984). Bu ofiyolitik melanjim Pontidler'in otokton veya yarı otokton birimlerinden olduğu, Malm kireçtaşlarının tedricen Alt Kretase kireçtaşlarına ve nihayet melanja geçiş gösterdiği en iyi şekilde Amasya ve Kelkit dolaylarında izlenmektedir. Amasya Kalesi ve daha güneyde Paleozoik metamorfizma temel üzerine taban konglomerası ile gelen Liyas tortulları ve daha üstteki masif Malm kireçtaşları dereceli olarak kırmızı renkli ince tabakalı biyomikritik kireçtaşlarına geçer. Alt Kretase yaşlı bu kireçtaşları da radyolaritler ile ardışıklı olarak türbidit, serpantin, gabro, bazalt, kireçtaşı olistolit ve olistostromlardan oluşmuş ofiyolitik melanja geçiş gösterir (Şekil 1,2). Benzer durum Kelkit ve Munzurlar arasında (Yılmaz, 1985) Demirözü güneyinde Otlukbeli dağlarında izlenmektedir. Bayburt-Maden yöresinde otokton Alt Kretase batiyal ortam kireçtaşları üste doğru çört, mam ve türbiditlerle birlikte olistolit, olistostrom ve radyolaritlere geçer. Bu ofiyolitik melanjim üst seviyelerinin Üst Kretase'ye ait fosil içermesi nedeniyle melanja Albo-Senomaniyen yaş verilebilir. Daha üstte görülen yüksek K'lı kalk-alkali trakiandezitik-dasitik lav ve tüfler ile birlikte en üst seviyedeki Rudistli kireçtaşları melanjim örtü birimlerini oluşturur (Şekil 2). Rudistli kireçtaşları ile trakiandezitler arasındaki dokanağm normal veya daha sonraki tektonik olaylardan etkilenmiş olması durumuna karşılık, daha güneyde Kop yöresinde (Ali Van ile kişisel görüşme) ve Amasya civarında aynı Rudistli kireçtaşları taban konglomerası ile melanj biriminin üzerine gelmektedir. Melanj oluşumuna eşlik eden spilitleşmiş bazalt ve diyabazlar plaka ortası alkali/toleyitik bazaltlar ile ada yayı bazaltlarına geçiş gösteren okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzerlik gösterir (Şekil 3). Polijenetik ofiyolit olgusu (Bektaş ve diğerleri, 1984) niteliğini yansıtan bu volkanitler tıpkı Kuzeybatı Ameri-

SİSTEM (SYSTEM)	SERİ (SERIES)	FORM	KALINLIK (THICKNESS)	LİTOLOJİ (LITOLGY)	AÇIKLAMA (EXPLANATION)
TERSİYER (TERTIARY)	ÜST KRI (UPPER CRET.)	EVEREK HANLARI	300		Rudistli resifal kireçtaşı (Rudistic reefal limestone)
	ÜST KRI (UPPER CRET.)	TRAKIANDEZİTİK LAV VE PİROKLASTLARI (TRACHYANDESITIC LAVA AND PYROCLASTS)	120		Trakiandezitik lav ve piroklastları (Trachyandesitic lava and pyroclasts)
KRETASE (CRETACEOUS)	ÜST KRI (UPPER CRET.)	OLİSTOSTROMAL OFİYOLİTİK MELANJ (OLİSTOSTROMAL OPHIOLITIC MELANGE)	1250		Olistostromal ofiyolitik melanj (kumtaşı, marn, çört, radyolarit, serpantin, gabro, bazalt, kireçtaşı) (Olistostromal ophiolitic melange) (sandstone, marl, chert, radiolarite, serpentine, gabbro, basalt, limestone)
	MALM-ALT KRETASE (MALM-LOWER CRET.)	HOZBİRİK YAYLA KÇT. (HOZBIRIK YAYLA KÇT.)	1500		İnce tabakalı çörtlü kireçtaşı (Thin bedded cherty limestone)
JURA	LİYAS - DOĞGER (LIAS - DOGGER)		2000		Kumtaşı, silttaşı, marn, tüf ardalınması (Siltstone marl and tuff)
	PULUR MASİFİ				Yeşilışit, metavolkanik (Greenschist - metavolcanic)

Sekili :Çalışma alanı ve çevresine ait genelleştirilmiş jeolojik dikme kesit. Dikme kesitte sadece Everek Hanları Formasyonu ilk kez tarafımızdan isimlendirilmiş ve tanımlanmıştır.

Figure 1 :Generalized column section of the study and surrounding area. In the column section only Everek Hanları Formation was first named and defined by us.

ka'da Klamath dağları ofiyolitlerinde olduğu gibi (Saleeby ve diğ. 1982) yitim zonu üzerinde riftleşmeye bağlı olarak gelişen okyanus tabanı kayalarla özdeş sayılır.

EVEREK HANLARI FORMASYONU (Yeni Adlandırma)

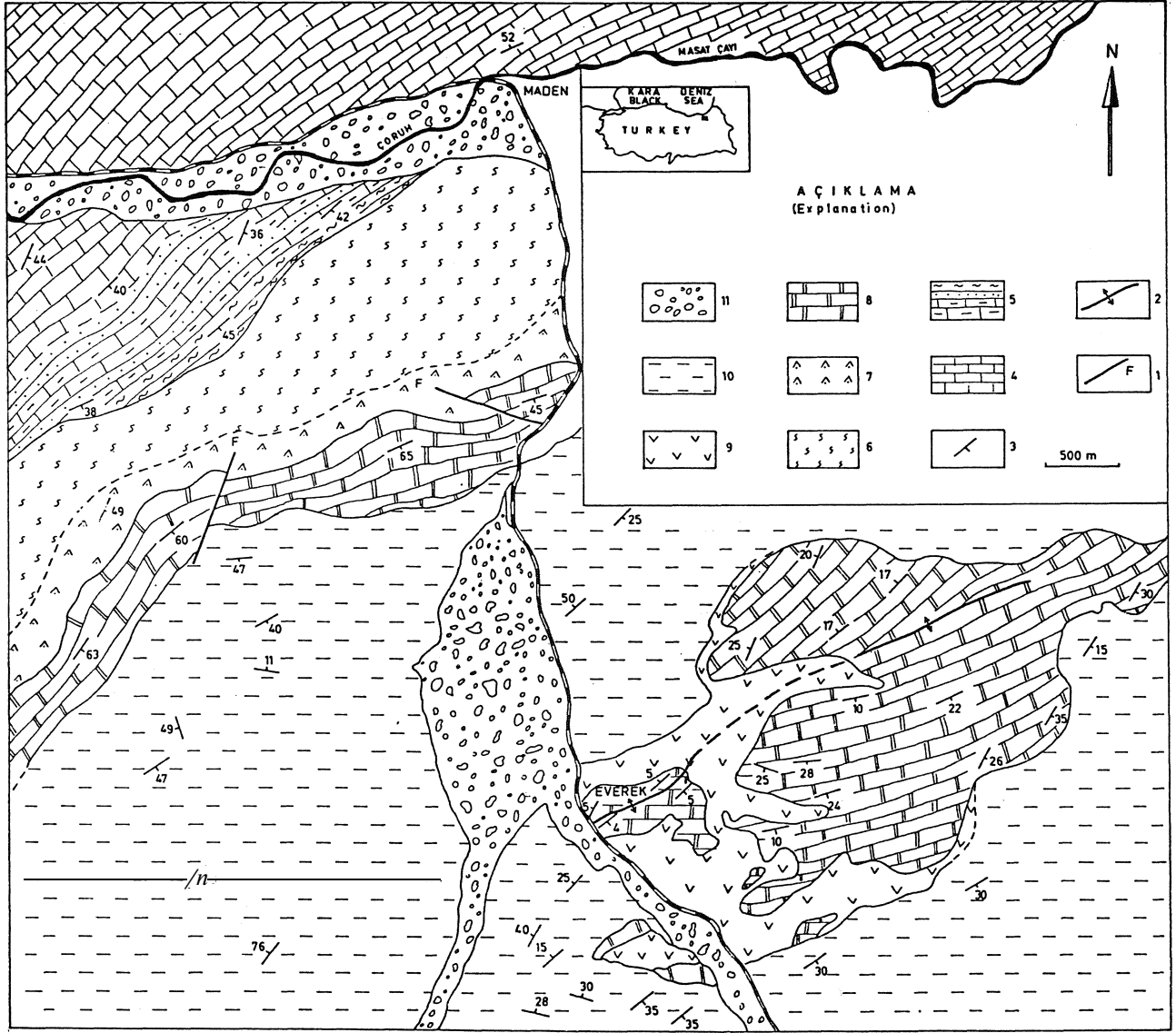
Ad ve Yayılım

Everek Hanları Formasyonu karasal detritikler ile ara katkılı lösütlü düşük TiO_2/Al_2O_3 alkalin volkanizmaya verilen ad olup, Bayburt-Maden¹ in 5 km. güneyinde yaklaşık 2 km²'lik bir alanda yüzeylenir (Şekil 1).

Stratigrafisi

Şimdiye dek ofiyolitik melanja ait bir birim olarak değerlendirilen Everek Hanları Formasyonu Üst Kretase Rudistli kireçtaşlarının düzensiz aşınma yüzeyleri üzerine öğelerinin çoğunluğunu alttaki kireçtaşlarının oluşturduğu kırmızı renkli mikrokonglomeratik bir seviye ile oturur. Üste doğru yer yer çapraz katmanlama gösteren kırmızı renkli kayaç kırıntıları kumtaşları ve piroklastları lösütlü ve ojitli bazaltik lavların arasında ara katman durumunda izlenir.

Genel özellikleri ile karasal volkano-tortul bir istif niteliğindeki Everek Hanları Formasyonu'nun tabakalı iç yapısı çoğu yerde açık bir şekilde izlenemediğinden toplam kalınlığı yaklaşık 300 m civarında tahmin edilmektedir.



Şekil 2 : Çalışma alanı ve çevresinin jeoloji haritasıll) Kuvaterner alüvyonları. 10) Eosen iliş. 9) Detritik arakatlı Üst Kretase-Paleosen lösitli volkanik ve piroklastik kayalar. 8) Rudistli Üst Kretase resifal kireçtaşları. 7) Üst Kretase-trakiandezitik lav ve piroklastikleri. 6) Albo-Senomaniyen yaşlı olistostromal ofiyolitik melanj (radiolarit, bazalt, diyorit, gabro, serpantin birliğı). 5) Albo -Senomaniyen yaşlı kumtaşı, marn, çört ve olistolit -olistostromal birlik. 4) Alt Kretase çörtlü kireçtaşı. 3) Tabaka doğrultusu ve eğimi. 2) Antiklinal eksenii. 1) Fay.

Figure 2 : Geological map of the study and surrounding area. 11) Quaternary alluvium. 10) Eosen flysch. 9) Leucite bearing volcanic rocks and their pyroclast alternated with detritics. 8) Upper Cretaceous reefal limestone. 7) Upper Cretaceous trachyandezitic lava and its pyroclasts. 6) Albo-Cenomanien olistostromal ophiolitic melange (radiolarite, basalt, diorite, gabbro, serpentinit association). 5) Albo-Cenomanien sandstone, marly, chert and olistolit-olistostrom association. 4) Lower Cretaceous cherty limestone. 3) Strike and dip of the bed. 2) Axis of the anticline. 1) Fault.

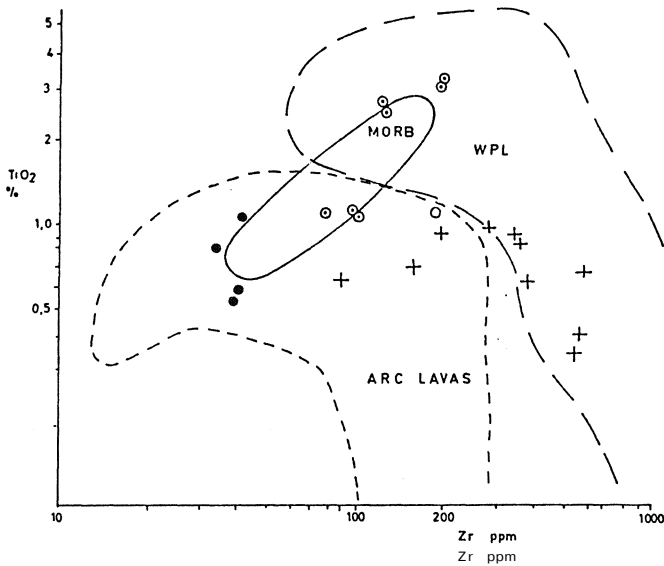
Nummulitli Eosen fliši tarafından yine aşınma uyumsuzluğu ile örtülen Everek Hanları Formasyonu'na ait lösitli bazaltik kayaç çakılları Eosen'in taban seviyelerinde bolca izlenmektedir.

Yaşı

Tanıtan fosil içermeyen Everek Hanları Formasyonu'nun yaşı, alttan Üst Kretase Rudistli kireçtaşları ile üstten Nummulitli Eosen fliši ile sınırlandığından, Paleosen olarak düşünülmüştür.

Petroloji ve Petrokimya

Everek Hanları Formasyonu'na ait lösitli bazaltlar ile daha alttaki trakiandezitik lav ve piroklastlar, ofiyolitik melanjın örtü kayaçları durumunda olup melanja ait volkanitlerden farklı petrografik ve petrokimyasal özellikleri sunar. Tüm volkanik kayaçların ana ve iz element içerikleri (Tablo 1) birlikte değerlendirildiğinde, düşük TiO_2 'li lösitli alkale volkanitler ile yüksek K'lı kalkalkali trakiandezitler birlikte şoşonitik grubu kayaçları oluştururlar (Şekil 4). Oysa melanja ait alkali, toleyitik bazaltların bir kısmı yüksek TiO_2 içerikleri ile plaka ortası (WPB), diğer bir kısmı ise daha düşük TiO_2 içerikleri ile ada yayı volkanitlerine (AIB) geçiş gösteren okyanus ortası sırtı bazaltlarına benzer özellikleri sunarlar (Şekil 3). Başka deyişle melanja ait volkanitler yitim zonu üzerindeki riftleşme ve daha sonraki okyanus tabanı yayılmasını belirtirken, şoşonitik volkanitler melanj oluşumundan sonraki dönemde arkgerisi bölgelerinde karakterize olan (Morrison, 1980) yitim volkanitlerine karşılık gelirler (Şekil 3) ve melanjın örtü kayaçları durumundadırlar.

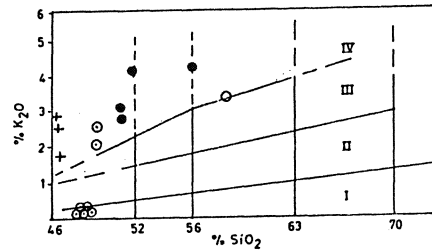


Şekil 3: TiO_2 -Zr diyagramında (Pearce ve Cann, 1973) ofiyolitik melanja ait bazaltlar (O), lösitli bazaltlar (●) ve trakiandezit (○) ile Trabzon civarındaki Neojen bazaltların (+) dağılımı. WPL : Plaka ortası bazaltlar. MORB: Okyanus ortası bazaltlar. Arc lavas : Ada yayı bazaltları.

Figure 3 : TiO_2 -Zr relationship (Pearce and Cann, 1973) for basaltic rocks belonging to ophiolitic melange (O), leucite bearing basalts (●), trachyandesitic lava (○) and Neogene basalts (+) outcropped near Trabzon.

Kuzey Amerika'nın Sconnover (Miller ve diğerleri, 1984) ve Josephine (Harper, 1984) ofiyolitik melanjların aynı tür volkanitler ile örtülü olması durumu her iki melanjın da ark-gerisi jeotektonik ortamında oluştuğunu gösteren bir veri olarak değerlendirilmiştir. Benzer şekilde Maden melanjının örtü kayaçları durumun-

daki bu lösitli volkanitler daha batıda Amasya civarında aynı stratigrafik seviyede (Bektaş, 1984) görülmektedir. Ankara melanjı içerisindeki aynı tür düşük TiO_2 'li alkali volkanitlerin (ada yayı alkale kayaçları) K-Ar ölçümleri 60-65 m.y. (Daniyen) yaş aralığı ile Amasya, Maden lösitli şoşonitik volkanizması ile korele edilebilir durumdadır (Çapan, 1984). Pontidler'in güney zonunda Ankara, Merzifon, Amasya, Bayburt yörelerinde yaygın yüzeylenen bu lösitli alkale volkanizma (şoşonitik) aynı kuşakta üst Kretase-Paleosen döneminde yerleşmiş alkale yitim granitleri ile (Ketin, 1962; Kamitani ve Akıncı, 1979) zaman ve mekan içerisinde bir bütünlük oluştururlar.



Şekil 4 : K_2O - SiO_2 diyagramında (Peccerillo ve Taylor, 1975) ofiyolitik bazaltlar ile yitim (şoşonitik) volkanitlerinin dağılımı. I: Toleyitik, II.Kalkalkali, III.Yüksek K'lı kalkalkali, IV. Alkali alan. Diğer semboller şekil 3'teki gibi.

Figure 4 : Basaltic rocks of the ophiolitic melange and subducted related volcanics (shoshonites) on the K_2O - SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1975). I.Tholeitic, II.Calc-alkali, III.High K calc-alkali, IV.Alkali field. Other symbols as in the figure 3.

Alkale Volkanizmanın Göçü

Üst Kretase sonlarında Doğu Pontidler'in güneyinde yoğunlaşan alkale lösitli volkanizma zaman içerisinde arkin kuzeyine doğru göç etmiş, Eosen'de Ordu güneyinde Mesudiye çevresinde etkin olmuş (Terzioğlu, 1984); Pliyosen ve Pleyistosen dönemlerinde ise Doğu Karadeniz sahili boyunca yüzeylemeler vermiştir (özsayar, 1971). Trabzon K.Ü. civarındaki adı geçen düşük TiO_2 'li alkale volkanitlerin kimyasal analizleri Tablo 1'de verilmiştir. Alkale volkanizmanın bu türü göçü Kuzeybatı Amerika'da bilinmektedir. Doğudaki 60-65 m.y. yaşma sahip yüksek K'lı alkale volkanizma günümüze dek zaman içerisinde doğudan batıya Pasifik Okyanusu'na doğru (trenç tarafına doğru) ark magmatizması ile birlikte göç etmiştir (Rowel ve Edgar, 1982). Bu durum dalan Pasifik plakasının zamanla dikleşmesi ve buna bağlı olarak da volkanik cephenin gerilemesi (Rowell ve Edgar, 1982) veya yine zaman içerisinde trenç'in Pasifik Okyanusu'na doğru gerilemesi (Anderson ve Schubert, 1986) şeklinde açıklanmıştır. Paleosen'den Pliyosen'e kadar süren zaman aralığında Doğu Pontidler'in güney zonunda yoğunlaşmış olan düşük TiO_2 'li lösitli alkale volkanizma zaman içerisinde kuzeye doğru göç ederek tüm magmatik arki et-

kinliği altma almıştır (özsayar, 1971); Terzioğlu, 1986). Bu savdan hareket edecek olursak Doğu Pontid trenç zonu-nun adı geçen dönemlerde arkin kuzeyinde yer almış ola-bileceği ve zamanla trenç'in kuzeye doğru göç ettiği veya yitim zonunun dikleştiği sonucuna varılır. Nitekim Kara-deniz sahili boyunca derlenen jeofizik veriler (Alptekin, 1986) ile jeolojik veriler (Barka ve diğerleri, 1985) bu görüşü destekler niteliktedir.

Düşük TiO₂Mİ Alkalen Volkanizmanın Kökeni

Etkin plaka kenarlarında izlenen düşük TiO₂Ü alkalen volkanizma veya K'ca zengin orojenik volkanizmanın oluşumu ve jeotektonik konumu ile ilgili görüşler başlıca iki grup altında toplanır :

1) Kuzeybatı Alpler'de italya'da kalkalkalen, şoşonitik ve ultrapotasik Oligosen volkanik kayaların orijini için Venturelli ve diğerleri (1984) Avrasya-Afrika plaka-larının çarpışmasından sonra gerilme ve termal domlaşma olaylarına bağlı olarak metasomatizmaya uğratılmış man-tonun kısmi ergimesi, kesirli (Fractional) kristallerime ve kabuksal bulanma görüşlerine yer verilmiştir. Benzer şekilde Varne (1985) Sunda arkı ile Kuzeybatı Avustral-ya'nın çarpışma kuşağında izlenen aktif kalk-alkalen ba-zalttan, şoşonitik trakibazalt ve lösititler'e kadar olan volkanik türevler için esas kaynak olarak çarpışma zo-nundaki K'ca zengin eski kıta (Avustralya) altı mantosunu

göstermişlerdir. Sütür zonuna doğru kayalarındaki K, Rb, Sr, Ba, La, Nb zenginleşmesi, Sr87 / Sr 86 artışı ve Nd143 / Nd 144 oranlarının azalması ile korele edilebilir.

2) Peccerillo (1985) merkezi İtalya'da Roman bölgesindeki yitimli ilgili kalk-alkalen ve K'ca zengin magma jenezi için dalan litosfer tarafından (LIL) element-leri ile düzensiz bir şekilde zenginleştirilmiş manto kay-nağını esas almıştır. Fiji arkında ise toleyit ile başlayan kalkalkalen ile devam eden ve alkali-şoşonitik volkaniz-ma ile son bulan okyanusal ark magmatizması için ayrıntılı izotop çalışmaları dalan litosfer üzerindeki man-to kamasının 100-200 km'lik kesiminin esas kaynak oluştuğunu ima eder (Gill, 1984).

Okyanus kabuğundan sağlanan diğer türevler ise, ikincil önemdedir. Her iki görüş birlikte sentez edil-diğinde şoşonitik volkanizmanın kökeni için ya çarpışma kuşaklarındaki K'ca zengin eski kıta altı manto kaynağı ve/veya ark-gerisi bölgelerinde dalan litosfer tarafından metasomatizmaya uğratılmış manto kaynağı esas alınır.

TARTIŞMA ve SONUÇLAR

Üst Kretase-Paleosen döneminde Pontidler'in güneyinde Ankara, Merzifon, Bayburt yörelerinde yayımlı olan lösitli düşük TiO₂li alkalen volkanizma, ofiyolitik melanj ile coğrafik ve jeotektonik ortam bir-liği oluştururlar, öte yandan Pontid ve Anatolidler'de çoğu

	KÜ1	KÜ2	KÜ3	Ci	Q	Ni	N2	N17	G10	G20
SiO ₂	44.00	48.25	45.25							
TiO ₂	0.92	0.90	0.82	0.73	0.64	0.38	0.47	0.76	0.92	0.67
Al ₂ O ₃	17.50	17.60	17.75							
FeO*	10.15	8.40	11.85							
MnO	0.221	0.141	0.218							
MgO	9.95	5.40	4.55							
CaO	11.40	9.80	11.30							
Na ₂ O	2.56	2.40	1.82							
K ₂ O	1.85	2.48	2.80							
P ₂ O ₅	1.38	1.18	1.29							
L.O.I	1.06	3.44	2.35							
Toplam.	101.00	100.00	100.00							
Rb.										
Zr	219	215	371	113	53	126	72	78	79	55
Y				210	93	669	661	693	463	506
Cu				51	26	47	71	37	39	29
				40	50	33	37	30	36	35

Tablo 1 : Ofiyolitik melanj, Evrek Hanlan Formasyonu ve Trabzon Neojen volkanitlerine ait ana ve iz element içerikleri. MA9, MA8, MA7, KOPİ, KOP6, BA4, BA3: Ofiyolitik melanja ait bazaltlar. MA6: Trakiandezit. Al, E2, E3, E4: Lösitli bazaltlar (Evrek Hanları Formasyonu). KÜ1, KÜ2, KÜ3: Trabzon civarı Neojen alkali bazaltları. C1, C6, N1, N2- N17, G10, G20: Trabzon civarı Neojen alkali bazaltları (Şen, 1985).

yerde Eosenin Üst Kretase üzerinde uyumsuz olarak bulunması Eosen öncesi dönemde Pontid-Anatolid plakalarının çarpışması (Bektaş, 1986; Zonenshain ve diğerleri, 1986) ve oluşan sütünür zonu ile bölgenin kara durumuna geçmesi söz konusudur.

Bir başka deyişle Paleosen alkalin volkanizması, Pontid arki ile Anadolu kıtacığmm çarpışma zonunda (sütünür zonu) eski Anatolid kıtasına ait K'ca zengin mantonun kısmi ergimesinden kaynaklanmış olabilir. Bu görüş yukarıda alkalin volkanizma için önerilen birinci hipoteze uygunluk gösterir. Ancak daha sonraki dönemlerde aynı tür alkalin volkanizmanın sadece çarpışma kuşağında değil de tüm magmatik ark boyunca izlenmiş olması yani volkanik faaliyetin sütünür zonundan kuzeye doğru göç etmiş olması ve Üst Miyosen (Terzioğlu, 1986), Pliyosen-Pliyostosen (özsayar, 1971) dönemlerinde Doğu Pontid arki boyunca alkalin volkanizmasının Eosen kalkalkalin volkanizmasının (Eğin ve Hirst, 1979) yerini almış olması birinci hipotezle uyum sağlamayan özellikler olarak belirir. Oysa ikinci hipotezin önerdiği K-h ilişkisi (potasyumun yitim zonu derinliği ile olan ilişkisi) dikkate alındığında Üst Kretase sonunda güneye doğru nisbeten düşük bir açıyla dalan litosferin Eosen-Pliyosen zaman aralığında daha büyük bir açı kazanması veya trenç'in dereceli olarak kuzeye doğru çekilmesiyle

dalan litosfer tarafından metamorfizmaya uğratılmış manto kesiminin de kuzeye doğru genişlemesi ve buna bağlı olarak da alkalin volkanizmanın kuzeye doğru göçü söz konusu olur. Bir başka deyişle Paleosen'deki arkgerisi riftleşmesi Neojen' de inter-ark baseni oluşumuna dönüşür.

Bunun modern örneği Kuzeybatı Amerika'da (Rowell ve Edgar, 1982) ve Izu -Volcano-Mariana ark sisteminde (Stren ve diğerleri, 1984) izlenmektedir. Mariana arkının güneyden kuzeye doğru gerilme rejimine bağlı olarak yarılmaması, toleyitik volkanizmanın yerini alkalin volkanizmaya bırakması ve ark-arası (inter-arc) basenlerin oluşumu yukarıda önerilen hipotezlerin çıkış noktaları sayılır. Alkalin volkanizmanın kökeni için yitim zonunun nisbeten dikleşmesi veya okyanus tarafına doğru göçü (Stren ve diğerleri, 1984) ve buna bağlı olarak gelişen gerilme rejiminin doğurduğu koşullar esas alınır. Doğu Pontid Neojen alkalin volkanizması bu görüşe ne denli bir katkı sağlayabilir? özellikle Doğu Pontid Kuzey Zonu'nda Neojen havzalarının tektonik ve sedimantolojik ve de volkanolojik evrimi iyi bilinmediğinden bu konuda görüş belirtmek oldukça zordur. Yine de Kadinsky ve diğerleri (1981)'nin Doğu Pontidler için önerdiği Neojen dönemindeki manto yükselimi hipotezi esas alınır. Doğu Pontid Neojen alkalin volkanizmasının orijini için gerilme rejimi ve buna bağlı pasif manto yükselimi görüşü

	MA9	MA8	MA7	KO6	KO1	BA4	BA3	MA6	E1	E2	E3	E4
SiO ₂	49.00	49.00	47.00	48.74	48.93	49.62	49.03	57.71	51.00	52.00	51.00	56.00
TiO ₂	1.14	1.03	1.01	2.63	2.17	2.98	3.09	1.22	0.84	0.54	0.94	0.55
Al ₂ O ₃	14.00	14.00	13.81	15.14	13.81	13.59	13.23	17.46	16.54	16.20	16.52	18.25
FeO*	10.00	9.00	8.00	11.77	10.68	8.75	8.98	5.75	10.55	14.20	10.25	7.55
MnO	0.2	0.2	0.19	0.21	0.19	0.20	0.21	0.10	1.02	0.16	0.18	0.15
MgO	6.22	5.00	4.43	4.36	4.76	3.04	4.57	1.75	6.24	5.80	6.24	5.00
CaO	12.00	14.00	15.00	8.73	7.80	8.28	7.42	6.47	6.8	2.9	6.6	3.95
Na ₂ O	3.00	3.20	2.48	5.79	5.00	4.85	4.86	4.12	2.93	3.00	3.05	3.12
K ₂ O	0.32	0.5	0.41	0.11	0.18	2.04	2.65	3.57	2.79	4.09	3.00	4.12
P ₂ O ₅	0.13	0.11	0.11	0.24	0.14	0.57	0.55	0.35	0.75	0.42	0.79	0.45
L.O.I	3.99	3.27	4.27	2.28	4.20	4.30	4.00	3.00	2.00	2.00	2.25	2.00
Toplam.	100.00	99.31	96.6	100.00	97.86	98.24	98.6	101.5	101.46	101.31	100.82	101.14
Zr	101	80	109	141	146	205	200	200	34	49	40	52
Rb.									50	67	44	65
Sr									1034	640	840	1223
Nb									17	12	15	10
Cr									40	20	22	12

Table 1 : Major and trace element abundances of the volcanic rocks belonging to ophiolite melange, Everek Hanları Formation, Neogene alkaline volcanics near Trabzon. MA9, MA8, MA7, KOP6., BÜ4, BÜ3 : Basalts of the ophiolitic melange. MA6: Trachyandesite. E1, E2, E3, E4 : Leucite bearing basalts of the Everek Hanları Formation. KÜ1, KÜ2, KÜ3, N1, N2, N17, G10, G20 : Neogene alkaline basalts near Trabzon(Şen, 1985)

benimsenebilir. Ancak böyle bir manto yükselimi Gill (1984) ve Smedley (1986)'in izotop kimyası çalışmalarına göre yitim zonu üzerindeki manto kamasından kaynaklanmış olmalıdır. Derin manto sorgucu (deep mantle plume) kuramı ada yayları magmatizması için geçerli değildir (Gül, 1984; Smedley, 1986). Gül (1984), Fiji arkında toleyit ile başlayan kalk-alkalen ile gelişen ve şoşonitik-alkali volkanizmayla son bulan magmatizmanın esasta okyanus ortası sırtı (MORB, kısmen tüketilmiş) ve okyanus adası (OIB, tüketilmemiş) magma kaynaklarını temsil ettiğini, bunların dalan litosfer üzerindeki değişik oranda metasomatizmaya uğratılmış mantonun farklı kısmı ergimelerine karşılık geldiğini izotop çalışmaları ile kanıtlamağa çalışmıştır. Bu verilere göre Doğu Pontid Neojen volkanizması ark volkanizmasının en son ürünü olup güney yönlü yitim zonu üzerindeki mantodan kaynaklanan şoşonitik ve alkali (OIB) volkanizmanın (Şekil 3) temsilcisidir.

Sonuç olarak Karadeniz'in Oligosen'den (Zonenshain ve diğerleri, 1986) günümüze dek (Alptekin, 1986) süre gelen Pontid arki altındaki yitimi ve bu yitim zonu üzerindeki metasomatizmaya uğratılmış mantonun pasif yükselimi Doğu Pontid Neojen alkali volkanizmanın kökeni için bir sav oluşturabilir. Aynı sav Paleosen dönemi için de geçerlidir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Adamia, S.H.A., Lordkipanidze, M.B., Zakariadze, G.S., 1977; Evolution of active continental margin as exemplified by the Alpine history of the Caucasus : *Tectonophysics*, 40, 183-199.
- Alptekin, Ö., Nabelek, J.L., Toksöz, M.N., 1986; Source mechanism of the Bartın earthquake of September 3, 1968 in Northwestern Turkey : Evidence for active thrust faulting at the Southern Black Sea margin : *Tectonophysics*, 122, 73-88.
- Anderson, C.A., Schubert, G., 1986; Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs: *J. Geophys. Res.* 91, 7205-7223.
- Barbieri, M., Galderoni, G., Ferrini, V., Masi, U., 1985; Geochemistry and geochronology of volcanic rocks: from Eastern Pontids (Trabzon, NE Turkey) : *Terra Cognita*, EUG-III, 5-280 (Abstract).
- Barka, A., Sütçü, Y.F., Gedik, İ., Tekin, F., Arel, E., Özdemir, M., Erkal, T., 1985; Sinop bölgesinin Senozoyik tektonik gelişimi : *Türkiye Jeol. Kur. Bülteni* Özetleri, 7-8.
- Bektaş, O., 1981; Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan-Tanyeri bucağı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları: *KÜ Yerbilimleri Fak. Yayını*, No:32, 196
- Bektaş, O., 1984; Doğu Pontidler'de Üst Kretase yaşlı şoşonitik volkanizma ve jeotektonik önemi : *K.Ü. Dergisi*, 3, 53-662.
- Bektaş, O., Pelin, S., Korkmaz, S., 1984 : Doğu Pontid yay-gerisi havzasında manto yükselimi ve poli-jenetik ofiyolit olgusu : *Türkiye Jeol. Kur. Ketin Simpozyumu*, 175-189.
- Bektaş, O., 1986; Doğu Pontid ark-ark gerisi bölgelerinde paleostres dağılımı ve çok safhalı riftleşme: *MTA Dergisi*, 103/104, 16-39.
- Bektaş, O., Van, A., Boynukalm, S., Baskıda; Doğu Pontidler'de (Kuzeydoğu Türkiye) Jura volkanizması ve jeotektoniği.
- Çapan, U.Z., 1984; Ankara melanjindeki zeolitli alkali bazaltik volkanizmanın karakteri ve yaşı hakkında: *Türkiye Jeol. Kur. 38. Bülteni* ve *Teknik Kurultayı, Bildiri özetleri*, 121-123.
- Eğin, D., Hirst, D.M., 1979; Tectonic and magmatic evolution of volcanic rocks from the Northern Harşit area, NE Turkey: *Geocome-I, Proceedings*, 56-94, Ankara.
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., Özsayar, T., 1979; The main lines of geotectonic development of East Pontids in the Mesozoic era: *Geocome-I, Proceedings*, 551-581.
- Gill, I.B., 1984; Sr, Pb, Nd isotopic evidence that both MORB and OIB sources contribute to oceanic island arc magmas in Fiji: *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 443-458.
- Harper, G.D., 1984; The Josephine ophiolite, Northwestern California: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1009-1026.
- Jakes, P., White, A.J.R., 1972; Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 29-40.
- Kadinsky, K.C., Barazangi, M., Oliver, J., Isacks, B., 1981; Lateral variations of high frequency seismic wave propagation at regional distances across the Turkish and Iranian plateaus : *J. Geophys. Res.*, 86, 9377-9396.
- Kamitani, M., Akıncı, Ö., 1979; Alpine granitoids and related tungsten-molybdenum deposits in Turkey: *Mining Geology*, 29 (6), 341-350.
- Kazancı, N., Varol, B., Tunç, M., 1984; Seben (Bolu) bölgesi Üst Kretase karbonat ve volkanojenik fliş fasiyesleri: *Jeoloji Mühendisliği*, 20, 61-72.
- Ketin, İ., 1962; 1/500000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sinop: MTA Enstitüsü Yayını, 54 s.
- Miller, E.L., Holdsworth, B.K., Whiteford, W.B., Rodgers, D., 1984; Stratigraphy and structure of the Schoonover sequences Northeastern Nevada : Implication for Paleozoic plate-margin tectonics : *Geol. Soc. Am. Bull.*, 95, 1063-1076.
- Moores, E.M., 1981; Ancient suture zones within continents : *Science*, 213, 41-46.
- Morrison, G., 1980; Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association : *Lithos*, 13, 97-108.
- Nakamura, K., Uyeda, S., 1980; Stress gradient in arc/back-arc regions and plate subduction: *J. Geophys. Res.*, 85, 6419-6428.
- Özsayar, T., 1971; Palaeontologie und Geologie des Ge-

- bietes: östlich: Trabzon: (Anatolien) : Giess.Geol.Schr.,HI, P.138.
- Pearce J.A., Cann J.R., 1973; Tectonic setting of basic volcanics: determined using trace element analyses: : Earth Planet.Sci.Lett., 19, 290-300.
- Peccerillo, A., Taylor, S.R., 1975; Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rocks from the Pontic chain, Northern Turkey: Bull.Vole., 39/4, 1-13.
- Peccerillo, A., 1985; Roman comagmatic province: (Central Italy): Evidence for subduction related magma genesis: Geology, 13, 103-106.
- Rowell, W.F., Edgar, A.D., 1982; Cenozoic potassium-rich mafic volcanism in the Western USA: Its relationship to deep subduction. : J.Geology, 91, 338-341.
- Saleeby J., Harper, G.D., Snoke, A.W., Sharp, W., 1982; Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, West-Central Klamath Mountains, California: J.Geophys.Res., 87, 3831-3848.
- Sarıbudak, M., Sanver, M., Ponat, E., 1986; Batı Pontidler'deki Triyas, Kretase ve Eosen yaşlı kayaçların paleomanyetik sonuçları : Türkiye I. jeotravers projesi, Tübitak, 59-61.
- Smedley, P.L., 1986; The relationship between calc-alkaline volcanism and within-plate continental rift volcanism: evidence from Scottish Paleozoic lavas: : Earth Planet. Sci.Lett., 76, 113-128.
- Stren, R.J., Smoot, N.C., Rubin, M., 1984; Unripping of the volcano arc, Japan : Tectonophysics, 102, 153-174.
- Şen, C., 1985; Toklu-Uğurlu (Trabzon) civarının jeolojisi ve Kretase-Neojen volkanitleri arasındaki temel mineralojik ve kimyasal farklılıklar : Master tezi, KÜ Müh.Mim.Fak. Jeoloji Müh.Bölümü, 25 s.
- Şengör, A.K.C., Yılmaz, Y., Ketin, I., 1980 ; Remnants of a Pre Late Jurassic Ocean in Northern Turkey : Fragments of a Permian-Triassic Paleotethys : Geol.Soc.Am.Bull., 91, 599-609.
- Şengör, A.M.C., Yılmaz, Y., 1983; Türkiye'de Tetis'in evrimi : Levha tektoniği açısından bir yaklaşım: TJK Yerbilimleri Özel Dizisi,, No. 1.
- Taner, F., 1977; Etude geologique et petrologique de la region Güneyce-Ikizdere, sitjiée and sud de Rize: (Pontids orientales, Turquie) : Doktoru tezi, Cenevre, Univ., 258 s.
- Terzioğlu, M.N., 1984; Ordu güneyindeki Eosen yaşlı Bayırköy volkanitlerinin jeokimyası ve petrolojisi : C.Ü. Yerbilimleri Dergisi,, 1, 43-47.
- Terzioğlu, M.N., 1986; Doğu Karadeniz Bölgesi'nde Pliyosen yaşlı Erdembaba volkanitlerinin petrolojisi ve kökensel yorumu : Türkiye Jeol.Kur.Bült.29, 119-133.
- Türk-Japan Ekibi, 1974; Report on geological of Trabzon Area, Northeastern Turkey Phase: E: MTA Rap. (Yayınlanmamış), Ankara.
- Varne, R., 1984; Ancient subcontinental mantle: A source for K-rich orogenic volcanics: : Geology, 13, 405-408.
- Venturelli, G., Thope, R.S., Piaz, G.V.D., More, A.D., Potts, P.J., 1984; Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy : Contrib.Min.Petrol., 86, 209-220.
- Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P., Pechersky, D.M., Sibuet, J.C., 1986; Paleomagnetic implications on the evolution of the tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamir's since the Triassic : Tectonophysics, 123, 37-82.
- Westra, G., Keith, S.B., 1981; Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits: : Economic Geology, 76, 844-873.
- Yılmaz, A., 1985; Yukarı Kelkit Çayı ile Munzur Dağları arasının temel jeolojik özellikleri ve yapısal evrimi : TJK Bülteni, 28, 79-83.
- Zoncnshain, L.P., Lepichon, X., 1986; Deep basins of the Black Sea and Caspian Sea as remnants of Mesozoic back-arc basins. Tectonophysics, 123, 181-211.
- Yazının geliş tarihi : 18.5.1987
Yayma veriliş tarihi : 15.8.1988

Kiraz-Birgi yöresinde (Ödemiş-Menderes Masifi) metavolkanitlerin (leptitlerin) varlığı

Presence of the metavolcanics (leptites) in the region of Kiraz-Birgi (Ödemiş-Menderes Massive).

NEJAT KUN

OSMAN CANDAN

O.ÖZCAN DORA

D.E.Ü., Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

D.E.Ü., Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

D.E.Ü., Mühendislik Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ: Ödemiş Asmasifinden yapılan bu çalışma Menderes Masifinin genel istifine leptitlerin de katılması zorunluluğunu bir kez daha vurgulamaktadır. Kalınlıkları birkaç kilometre ile 20-25 metre arasında değişen volkanik kökenli bu kayalar gnays ve şist arasında bir klavuz düzey oluşturur. Sert, yönlenmesiz ve mor renkli olan leptitler piroksence zengin, yaşlı, bazik damar kayalarını içerir.

Kimyasal analiz çalışmaları leptitlerin ilksel kayalarının riyolit-dasit bileşiminde, baskın kalkalkalen karakterli, sialik kökenli ada yayı volkanitlerinin metamorfik eşlenikleri olduğunu göstermektedir.

ABSTRACT: This investigation held in Ödemiş submassive has pointed out once more that the leptites have to be included in the general sequence of the Menderes Massive. These originally volcanic rocks which have the thickness ranging from 20-25 meters to a few kilometers are formed a guide horizon between schist and gneiss. Hard, unoriented and violet colored leptites contain pyroxene-rich old basic vein rocks.

The studies of chemical analyses show that the original rocks of leptite are in the composition rhyolite-dasite, dominant calc-alkaline generation, sialic in origine and metamorphic equivalent of island arc volcanites.

GİRİŞ

Leptit, Türkiye'de az duyulmuş petrografik bir terimdir. Bu çalışmadaki leptit terimi İstandinav terminolojisiindeki şekliyle, volkanik kökenli metamorfikler için kullanılmıştır.

Leptitlerin Menderes Masifindeki varlığı ilk kez Kun (1983) tarafından ortaya atılmasına karşın, masifte gnays ve şistlerden farklı özellikler gösteren bazı kayaların var olduğu daha önce çalışmış bir kısım araştırmacılar tarafından vurgulanmıştır. Schuiling (1962) yaklaşık 1/350.000 ölçekli yapı haritasında "Bazik ince taneli gnays" adıyla değişik bir kaya türü ayırtlamıştır. Bu ayrılan birim yaklaşık güneydeki leptit alanlarının yayılımı ile uyum göstermektedir. Yine Başarır (1975) Çine güneyindeki çalışmasında Menderes Masifinde ilk kez bulunan ve "Hornfels benzeri kayalar" olarak adlandırdığı kayaların doku ve mineral bileşimlerinin, masifte o tarihe dek varlığı bilinen metamorfiklerden oldukça farklı olduğunu belirtir. Masifteki bu tür kayaların kökenlerine ilk yaklaşım Kun (1983) tarafından yapılmıştır. Araştırmacı Çine çevresinde geniş yayılım gösteren bu birimin volkanik kökenli olduğunu vurgula-

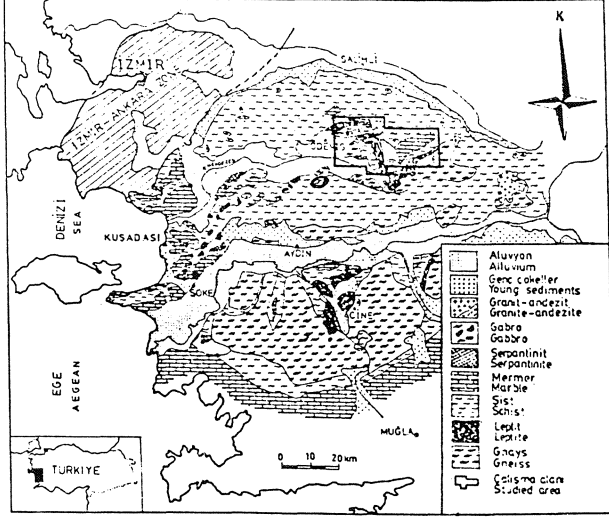
arak bunlara leptit adını vermiştir. Daha sonraki yıllarda yapılan çalışmalar leptitlerin Masifte rejyonal boyutlarda yayılımları olduğunu ortaya çıkarmıştır.

Menderes Masifinde yapılan araştırmalar leptitlerin istifte gnays-şist arasında, farklı kalınlıklarda bir düzey şeklinde uzandığını göstermiştir. Şengör ve diğ. (1984), Gass (1982) de sözü edilen üst Pan Afrikan yaşlı silisik volkanizma ile Menderes Masifindeki leptitleri korele ederek, bunların aynı bir bütünün parçalan olduğunu belirtmiştir.

KAYA BİRİMLERİ

Çalışılan bölge, ödemiş Asmasifinin yaklaşık orta kesiminde, Kiraz-Birgi çevresinde yer almaktadır (Şekil 1). Büyük tektonik hatlar ve devrik kıvrımlar göz önüne alınarak bölgenin genelleştirilmiş istifi şu şekilde verilebilir.

Çalışma alanının tabanını gnayslar oluşturmaktadır. Bunlar genellikle gözlü gnays karakterinde olup yer yer foliasyonlu ve granitik gnayslara geçiş gösterirler. Çift mikali ve granatlı olup bu kayalarda feldspat gözleri 7-8 cm ye ulaşabilmektedir. Mikroskobik çalışmalarda,



Şekil 1: Çalışma alanının yer buldum haritası.
Figure I: Location map of the studied area.

yaygın kataklastik doku gösteren gnaysların mineral bileşimleri ^MKuvars-K-Peldspat (Ortoklas ve Mikroklin)-Biotit-Muskovit-Granat-Turmalin-Zirkon-Apatit" olarak saptanmıştır. Gnays-Leptit dokunağma yakın kesimlerde gerek gnays gerekse leptit içerisinde Menderes Masifinde bugüne kadar ilk kez bu çalışmada ortaya çıkartılan mavi gözlü gnayslar yer aim aktadır. Çok iri lacivert renkli feldspat gözleri ile karakterize olan bu tür gnayslar, gözlü gnayslarla mineralojik bileşim açısından büyük benzerlik gösterirler. Fakat bu kayalarda granata sillimanit de eşlik etmektedir. İçlerinde bol leptit kalıntıları gözlenen bu tür gnayslar büyük olasılıkla volkanik kökenlidir. Gnaysların üzerine leptitler gelir. Volkanik kökenli bu kayalar sillimanit ve dişten içermeleri açısından önemlidir.

Bölgedeki leptitler şistler tarafından üstlenmektedir. Tabanda dişten staurolit-granat parajenezile başlayan şistler üst düzeylere doğru granat mika şistlere geçiş gösterir. Her iki tür şist içerisinde de muskovit-kuvars şist, fillit ve mermer arakatmanları bulunmaktadır.

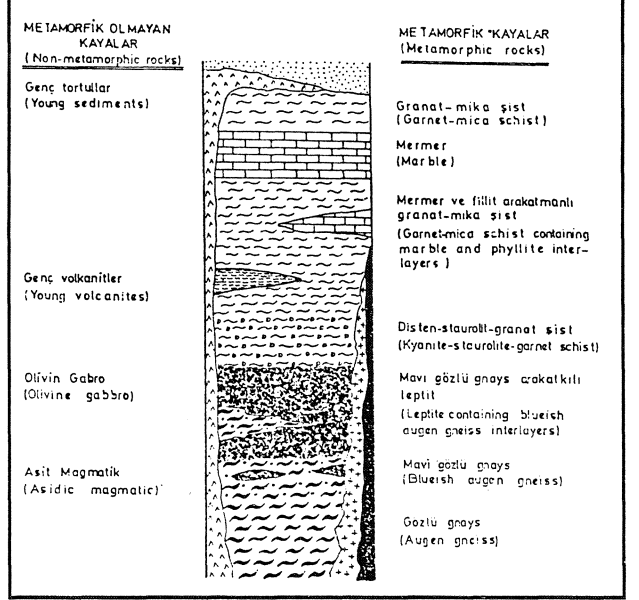
Yaygın disten-pegmatoid oluşumları içeren disten-staurolit-granat şistler iri kristalli olup mineral bileşimleri "Kuvars-plajiolklas-disten-staurolit-granat-biotit-muskovit-klorit-rutil-apatit-zirkon" şeklindedir, ikinci grubu oluşturan Granat-mika şistler ise bölgede daha yaygındır. Mineral bileşimleri ^M Kuvars-plaj ioklas-biotit-muskovit-klorit-granat-apatit-turmalin-zirkon"dan oluşur. Çeşitli kalınlıklarda arakatmanlar şeklinde gözlenen fillitler dört ayrı mineral parajenezi içerirler:

- Kuvars-muskovit-granat-kloritoid
- Kuvars-muskovit-granat-kloritoid-staurolit
- Kuvars-muskovit-granat-staurolit
- Kuvars-muskovit-granat-staurolit-disten

Şistlerin üst düzeylerine doğru mermerler baskın hale gelmekte ve özellikle bölgenin KD sunda kaim seriler oluşturmaktadır (Şekil 2).

Tüm bu metamorfik istif asit ve bazik magmatitler tarafından kesilmekte ve volkanitlerce örtülmektedir. Granit-Granodiorit bileşimindeki asit magmatitler leptit ve

gnays içerisinde stoklar şeklinde yüzlek verir. Çok iri granat kristalleri içeren asit magmatitlerin mineral bileşimleri "Kuvars-Plajiolklas-Ortoklas-Biotit-Muskovit-Sillimanit-Granat-Apatit-Zirkon" olarak saptanmıştır. Birgi doğusunda, mavi gözlü gnayslar içerisinde irili ufaklı yüzlekler şeklinde gözlenen bazik magmatitler ise olivin gabro bileşimindedir. Bunların mineral bileşimleri



Şekil 2: Çalışma alanının sütun kesiti.
Figure 2: The columnar section of the studied area.

"Plajiolklas-Ortopiroksen-Klinopiroksen-Biotit-Olivin—Granat-Zoisit-Apatit-Zirkon"dur. Bölgede iki ayrı yörede yüzlek veren volkanitler ise andezit ve bazalt bileşimindedir.

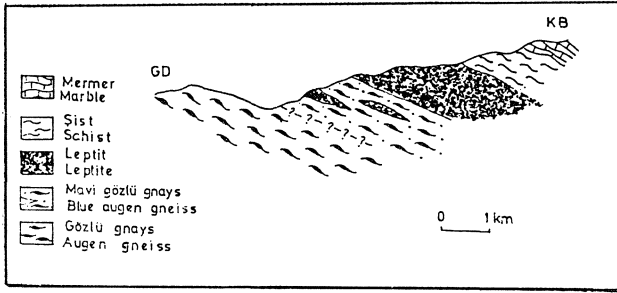
LEPTİTLER

ödemiş Asmasifinin ortasında yer alan çalışma alanında leptitler geniş yayılım gösterir. Bölgenin doğusunda gnaysın üzerinde, batıdan doğuya gidildikçe incelen bir kuşak, kuzeyde istifin ters olması nedeniyle şisti üstler gibi görülen kalın bir zon, bölgenin ortasında ise yaklaşık K-G uzanımında, gnays-şist arasında bir şerit şeklinde gözlenirler. Renkleri gri, mor ve açık morumsu gri arasında değişen, masif ve şistoziteleri genellikle güç gözlenen bu kayalar sert olduklarından çatlak sistemlerinden oldukça etkilenmişlerdir. Leptitleri mm ile m boyutlarına erişen pegmatitik damarlar keser. Bu damarlar iri kuvars, feldspat, muskovit ve turmalin mirerallerini içerir. Bölgedeki leptitlerin en karakteristik özellikleri, içlerinde değişik kalınlıklarda, sil ve dayk şeklinde, hornfelsitik dokulu, piroksenli, yaşlı, bazik damar kayalarının bulunmasıdır. (Kun ve Candan 1987).

Bölgede leptit olarak isimlendirilen birimin ilksel kayalarını karakterize eden en önemli özelliklerden birisi korunmuş eski porfiritik dokudur. Seyrek olarak gözlenen bu kalıntı doku, metamorfizma ile yönlenmiş eski feldspat fenokristallerinden oluşmaktadır. Bu gün bu mineralerin yuvaları kuvars, feldspat, muskovit ve sillimanitten oluşan beyaz renkli mineral toplulukları ile doldurulmuştur.

Yapılan gözlemlerde leptitlerin gnaysları üstlendikleri saptanmıştır. Fakat bu ilksel litoloji sının değildir. Yani bugün leptit-gnays sınırı olarak haritalanan dokanak bu birimlerin ilksel kayaları olan volkanik/grovak sınırına karşılık gelmez. Çünkü bu iki birim arasında farklı kalınlıklarda volkanik kökenli olmasına karşın gnays yapısı ve dokusuna sahip mavi gözlü gnayslar yer alır (Şekil 3). Lepti tier üst dokunaklarını şistlerle yapmakta olup sınır kesindir, ilksel kayalarını volkanitlerin oluşturduğu leptitlerle bunların üzerine gelen pelitik bileşimdeki sedimanter kayalardan oluşmuş şistler arasında normalde olması gereken uyumsuzluğa ait hiçbir veri gözlenememiştir.

Leptitlerden alınan çok sayıda örneğin ince kesiti yapılmış ve mikroskobik incelemeleri tamamlanmıştır. Leptitler, yaklaşık eş boyutlu minerallerin bazen belirgin olmayan bazen de gözlenebilen bir şistozite boyunca dizilmeleri ile karakterize olurlar. Bu dizilim kaya içerisindeki mikaların oramyla ilgilidir.



Şekil 3: Gnays ve leptit arasındaki dokanak ilişkisi.
Figure 3: The contact relation between gneiss and leptite.

Leptitlerden yapılmış kesitlerde başlıca kuvars, plajioloklas, ortoklas, granat, biotit, muskovit, epidot, sillimanit ve dişten, aksesuar olarak turmalin, zirkon, apatit ve opak mineral gözlenmiştir.

Mikroskobik özelliklerine göre leptitleri,

- 1) Granat ve biotitli leptitler
- 2) Sillimanitli ve distenli leptitler
- 3) Benekli leptitler olmak üzere üç grup altında toplamak mümkündür.

Granat ve Biotitli Leptitler

Çalışılan bölgedeki leptitlerin büyük bir çoğunluğunu bunlar oluşturmaktadır. Granat ve biotit oranları çok değişkendir. Kesitlerdeki biotit oranı bazen % 35-40'a kadar çıkabilir. Granat ise %35 oranına kadar yükselbilmektedir. Kesitlerdeki oranı %5'i geçmeyen muskovitler biotit arttıkça gözlenemez olur. Bu tür kayalarda şistozite genellikle görülmez. Kuvars-ortoklas-plajioloklas-biotit-granat-muskovit-epidot-zeosit bu grup leptitlerin ana minerallerini oluşturur. Aksesuar olarak da apatit, zirkon ve turmalin saptanmıştır.

Sillimanit ve Distenli Leptitler

Makroskobik olarak granat-biotit leptitlerden herhangi bir farklılıkları yoktur. Yayılım alanları saha gözlemlerinden çok mikroskobik incelemeler sonucu çıkartılabilmektedir. Sillimanit oranı arttıkça kaya daha sert ve masif bir görünüm kazanır. Mikroskopta kuvars-plajioloklas-ortoklas-biotit-muskovit-sillimanit-granat-

disten minerallerini içerdiği saptanmıştır. Kesitlerde sillimanit oranı çok değişkendir. Bazı örneklerde bu oran %1'e bile ulaşmazken bazılarında % 10-15'e kadar çıkabilir. Sillimanit ve biotit oranı arttıkça muskovit oranı azaldığından bazı örneklerde muskovit hiç görülmez. Dişten daha seyrek gözlenip oranı %2-3'ü aşmaz. Granatlar özbiçimsiz şekillerde, kırmızı kahverengi pleokroizmalı biotit kümeleriyle birlikte bulunurlar.

Sillimanitler kesitler içerisinde dikkatlice incelendiğinde, bu küçük çubuksu kristallerin çok değişik şekil 1 de ve yerlerde dönüşüm yoluyla oluştuğu görülebilir. Bazen iki mineral dokanağında, bazen eski bir mineralin dış sınırlarını belirleyen yığılımlar halinde, bazen de bir mineralden diğerine doğru uzanmış çubuklar şeklinde gözlenirler.

Benekli Leptitler

Yayılım alanları oldukça sınırlıdır. Sahada küçük, beyaz benekler içermeleri ile kolaylıkla tanınırlar. Bu benekler ilksel volkanite ait kalıntı fenokristal yapılarıdır.

Benekli leptitlerin genel mineral bileşimleri diğer leptitlerle aynıdır. Mikroskopik çalışmalarda en çarpıcı özellik beyaz renkli minerallerin yan yana gelmeleri ile oluşan elipsoidal uzanımlı yapılarıdır. Bunlar kuvars, plajioloklas ve muskovit gibi pleokroizmasız, beyaz mineralardan oluşmuştur. Genellikle bu beyaz beneklerin ortalarında çoğu kez özşekilli granat ve sillimanit parçacıkları gözlenir. Elipsoidal beneklerin etrafı kırmızı-kahverengi pleokroizmalı biotitlerden oluşan bir kuşakla çevrelidir.

Leptitlerin Kimyası

Leptitler mineral içeriği yönünden fazlaca değişiklik göstermese bile kimyasal bileşimin değişimini sağlayacak bazı özellikler sunar. Al_2SiO_5 in varlığı (sillimanit veya dişten) veya yokluğu, granat oranı, açık renkli mineral yığılımları oldukları saptanan beyaz gözlerin varlığı, kayanın kimyasal bileşiminin değişmesine etki eden etmenlerdendir.

Genel olarak SiO_2 oranı %61-74 arasında, Al_2O_3 oranı % 11-18 arasında, toplam FeO oranı %4-6 arasında, CaO oranı 0.7-2.6 arasında, MgO oranı %1-3 arasında, Na_2O oranı %1.6-4.3 arasında, K_2O oranı %2-4.5 arasında değişirken TiO_2 oranı en fazla %1 e ulaşmaktadır. (Çizelge 1).

Leptitlerin köken kayalarının isimlendirilmesi amacıyla analizler çeşitli diyagramlara düşürülmüştür. Cox ve diğ. (1979) un hazırladığı $SiO_2 / Na_2O + K_2O$ diyagramına göre bölgemizdeki kayalar dasit ve riyolitte yoğunlaşmakta, birkaç örnek ise andezit ve traki-andezit bölgelerine düşmektedir (Şekil 4). Peccerillo ve Taylor (1976) nm önerdiği K_2O/SiO_2 diyagramına göre ise Ödemiş bölgesi leptitleri riyolit, dasit ve yüksek K'lu dasit bölgelerinde yoğunlaşmış, yine birkaç örnek latit ve yüksek K'lu andezit bölgelerinde yer almıştır. (Şekil 5). Zenettin (1984) diyagramına göre ise bölgemizdeki leptitler yine riyolit, dasit ve andezit alanlarında bulunmaktadır (Şekil 6). Minör elementlerden Rb ve Sr un kullanıldığı Kistler ve diğ. (1971) diyagramında ise Ödemiş

	465/D	467	449	432/A	463/D	476	437/B	380	469	363	466/C	440	431	406	465/A	3-24	3-22/D	463/A	3-101	3-44	3-65	A-27
SiO ₂	71.16	64.02	72.01	71.51	71.50	69.65	63.04	71.29	72.76	65.56	62.11	71.06	74.23	71.94	70.99	65.07	71.06	63.30	71.33	72.07	69.02	62.96
Al ₂ O ₃	10.46	15.15	12.99	12.66	12.69	12.99	15.19	12.19	11.97	14.27	10.76	12.24	11.71	12.91	13.28	16.76	13.93	16.94	14.12	13.78	14.50	16.76
TiO ₂	.98	.61	.59	.70	.72	.90	1.09	.04	.79	1.15	.85	.66	.73	.75	.76	.88	.70	.86	.64	.71	.65	.88
Fe ₂ O ₃	5.25	5.37	3.94	3.95	4.54	4.47	6.04	4.57	4.94	6.02	6.34	4.21	4.35	4.39	4.56	5.08	4.21	5.97	4.03	3.77	4.21	6.50
MgO	2.29	3.07	2.11	2.14	2.35	2.32	3.17	2.40	1.41	2.17	2.29	2.28	1.65	1.72	1.64	1.86	1.43	2.08	1.43	1.34	1.47	3.03
CaO	1.60	2.01	1.71	1.28	1.00	3.16	2.81	1.54	1.34	2.35	.95	.99	.82	1.96	1.21	.70	.84	2.66	1.16	.97	2.27	2.36
Na ₂ O	2.98	4.31	3.58	4.22	3.11	3.55	3.99	3.50	2.94	3.08	1.66	3.47	3.76	3.34	2.90	2.54	2.91	4.22	3.57	3.17	4.17	3.20
K ₂ O	2.14	2.43	2.35	1.16	2.50	2.31	2.46	2.35	2.33	2.77	4.72	3.19	2.27	2.24	2.60	3.85	2.99	2.43	2.58	2.74	2.27	2.66
K.K.	.58	1.53	.85	.76	1.27	.65	.80	1.05	1.32	1.72	1.79	.85	1.22	.54	1.27	1.94	1.64	1.50	1.02	1.12	1.02	1.43
Topl.	99.80	99.50	100.09	99.68	99.79	100.20	99.59	99.73	99.80	99.59	98.98	99.55	99.75	99.79	99.11	99.48	99.71	99.96	99.88	99.77	99.78	99.78
Ba	655.6	363.6	426.3	483.3	820.0	442.3	639.4	530.7	528.2	604.0	704.1	563.9	423.2	451.6	598.3	618.3	707.6	468.2	694.2	609.6	485.6	1038.2
Nb	12.3	13.6	12.9	14.9	11.6	13.6	--	10.1	12.8	5.0	13.0	10.8	13.6	15.2	5.3	18.9	--	12.9	13.4	11.7	8.8	13.1
Zr	202.1	116.3	117.1	104.9	131.3	161.5	--	190.6	214.1	188.0	120.1	111.8	148.4	141.7	126.5	151.5	--	137.4	149.4	180.8	266.9	181.3
Y	17.0	16.7	12.1	14.6	10.0	21.0	--	114.4	17.9	14.4	27.3	14.1	20.7	6.6	19.4	27.7	--	13.9	21.4	17.1	14.0	12.5
Sr	174.1	143.0	102.3	203.2	183.3	405.7	--	35.1	37.9	257.4	111.6	179.0	191.9	182.0	180.2	181.3	--	279.2	247.7	246.5	34.9	272.6
Rb	57.3	102.1	73.1	78.5	76.5	52.9	--	76.4	75.2	94.9	131.8	81.6	77.4	73.0	79.7	104.1	--	94.5	80.7	81.2	77.2	55.9

	487/A	391	3-59	430/B	447	0-316	465/B	3-102	3-167	467	476		0-305	0-206/A	3-41	3-170	0-207/A	0-3/B	0-206	0-316/A	0-292	0-307/A
SiO ₂	66.12	71.79	67.27	67.50	64.06	70.40	61.62	62.96	66.94	64.15	66.55	SiO ₂	69.05	71.28	69.24	65.65	70.10	64.01	72.08	71.69	71.57	68.61
Al ₂ O ₃	12.74	12.14	16.05	13.82	14.20	17.94	16.26	16.54	15.12	17.59	15.65	Al ₂ O ₃	14.23	13.36	14.16	16.26	13.74	16.80	13.16	13.96	14.14	15.04
TiO ₂	.87	.86	.82	.81	.77	.77	.95	.91	.85	.80	.75	TiO ₂	.63	.65	.65	.76	.81	.78	.63	.60	.54	.64
Fe ₂ O ₃	6.76	5.32	5.18	4.75	5.53	5.93	5.97	6.41	5.89	6.65	6.15	Fe ₂ O ₃	1.54	2.07	1.67	4.52	2.25	3.37	.99	3.90	1.54	2.79
MgO	2.11	1.65	1.74	1.76	1.44	1.79	2.30	2.47	1.54	2.55	3.28	MgO	2.78	1.96	2.54	1.52	2.17	2.54	2.70	.60	1.90	1.90
CaO	1.11	1.16	.89	2.58	1.75	.80	3.86	.65	2.13	.49	.14	CaO	.05	.06	.07	.07	.05	.08	.06	.04	.06	.06
Na ₂ O	2.94	2.33	2.60	1.14	3.44	2.48	4.48	2.62	3.11	2.95	2.11	Na ₂ O	1.96	1.43	1.78	2.61	1.98	2.54	1.46	1.36	1.35	1.91
K ₂ O	1.30	2.71	3.86	2.06	2.75	3.42	3.07	4.50	3.24	3.24	3.59	CaO	1.09	1.44	1.57	.70	.95	.97	1.16	.76	.98	.84
K.K.	.96	.87	.84	.89	.85	.85	--	--	.87	.84	.83	Na ₂ O	2.72	2.79	3.63	1.69	2.74	2.33	3.35	2.40	4.07	3.00
K.K.	1.13	1.26	1.49	.80	1.23	2.69	.83	.39	1.29	1.25	1.68	K ₂ O	3.16	3.36	3.08	4.07	3.08	3.84	2.31	2.60	2.20	3.11
Topl.	100.73	99.37	99.88	100.37	99.44	99.97	99.36	99.85	99.38	99.72	99.93	H ₂ O	1.14	1.18	1.18	1.16	1.17	.20	.12	.12	.18	1.17
Ba	952.8	583.4	624.9	715.9	536.0	599.0	857.2	720.6	559.09	--	699.6	Topl.	99.14	99.89	100.14	99.80	99.01	99.46	99.96	99.45	99.37	99.61
Nb	11.8	13.7	12.0	--	10.7	14.1	14.3	15.6	11.6	--	8.3	Zn	77	50	0	128	60	125	51	52	48	70
Zr	76.6	240.0	113.0	--	103.2	122.7	123.9	125.1	172.0	--	72.5	Ni	61	54	56	40	47	66	45	57	43	49
Y	10.6	17.0	22.6	--	12.0	13.8	33.5	40.3	25.3	--	12.4	Cu	3	3	5	24	7	13	6	12	15	14
Sr	157.7	172.5	169.9	--	266.7	189.2	275.4	182.3	134.2	--	121.1	Cr	120	124	114	137	152	144	129	120	104	125
Rb	109.9	85.1	116.0	--	128.3	114.5	101.9	142.7	102.7	--	115.2	V	93	86	89	108	106	115	89	82	67	80

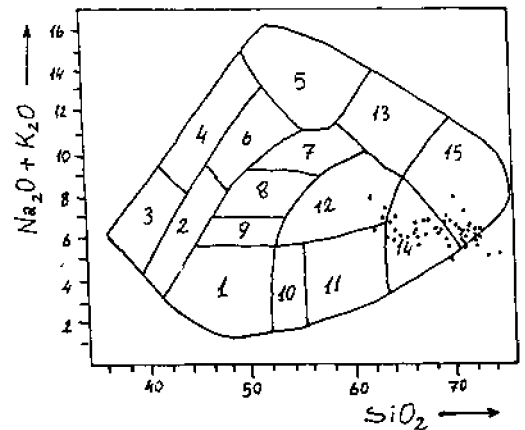
	A-39	A-14/A	3-209/B	C-27	D-703/A	C-74/B	C-40	480/B
SiO ₂	70.37	71.58	69.17	66.50	70.40	69.25	64.07	67.73
Al ₂ O ₃	15.06	13.65	14.64	16.01	13.03	14.14	16.63	11.42
TiO ₂	.67	.84	1.01	.77	.84	.70	.84	.70
Fe ₂ O ₃	3.64	5.03	5.16	6.37	4.78	5.30	6.75	5.18
MgO	.96	1.43	1.50	1.76	1.47	1.54	1.91	2.75
CaO	1.87	1.72	2.23	1.04	2.61	2.26	.89	1.64
Na ₂ O	3.30	3.75	3.53	2.12	4.00	3.59	2.21	4.36
K ₂ O	4.33	2.33	2.51	3.76	2.17	2.82	4.16	2.33
K.K.	.74	.37	.23	1.19	.23	.36	1.92	.77
Topl.	100.44	100.64	99.98	99.07	100.26	99.94	100.11	99.96
Ba	653.3	305.0	921.9	637.0	468.8	510.4	694.9	281.5
Nb	8.9	10.5	15.9	19.2	14.9	11.6	13.6	13.6
Zr	128.0	191.6	122.6	154.9	139.1	125.6	130.4	156.9
Y	19.7	13.7	27.7	14.0	2.5	2	27.2	11.8
Sr	115.5	226.2	480.0	145.7	305.6	260.2	164.3	30.0
Rb	128.8	79.5	64.0	124.3	68.1	96.5	126.2	65.1

Çizelge 1 : Çalışma alanındaki leptitlerin kimyasal analizler

Table 1 : The chemical analyses of the leptites from the studied area.

bölgesi leptitleri dasit bölgesinde yığışım göstermektedir (Şekil 7). Görüldüğü gibi leptitlerden yapılan tüm analizler değişik araştırmacıların hazırladığı adlandırma diyagramlarında genelde aynı bölgelere düşmektedir.

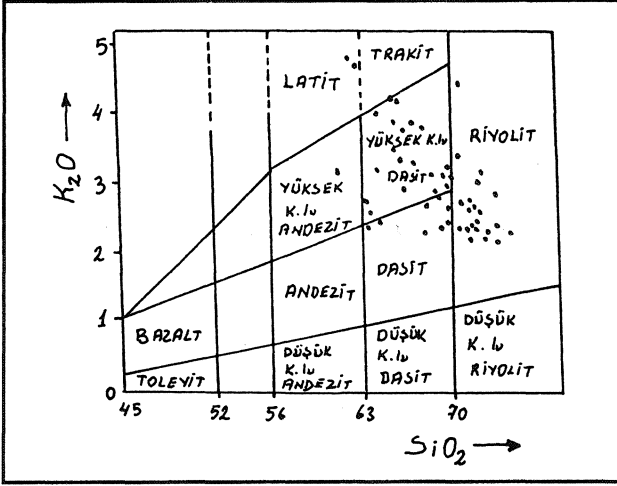
Ödemiş bölgesindeki leptitlerin ilksel kayalarının soy özelliklerini saptamak amacıyla majör elementlere dayalı çeşitli diyagramlar kullanılmıştır. Na₂O+K₂O/SiO₂ nin kullanıldığı Rittmann (1962) diyagramına göre tüm örnekler kalkalkalen seriye aittir. Bu örnekler orta kalkalkalik ve doygun kalsidik bölgelerde yoğunlaşmaktadır. (Şekil 8). Aynı oksitler kullanılarak hazırlanan Irvine ve Baragar (1971) diyagramında ise leptitler subalkalen sahaya düşmektedir (Şekil 9). Şekil 10'da verilen diyagramda ise örneklerin büyük çoğunluğu kalkalkalen sahaya



Şekil 4: Leptitlerin Cox ve diğ. (1979)'ne göre adlandırılması. 1 : Bazalt, 2: Bazanite nefelit ve tefrit, 3: Nefelinit, 4: Fonolitik nefelinit, 5: Fonolit, 6: Fonolitik tefrit, 7: Benmorit, 8: Mujearit, 9: Hawaiiit, 10: Bazaltik andezit, 11: Andezit, 12: Trakiandezit ve latit, 13: Trakit, 14: Dasit, 15: Riyolit.

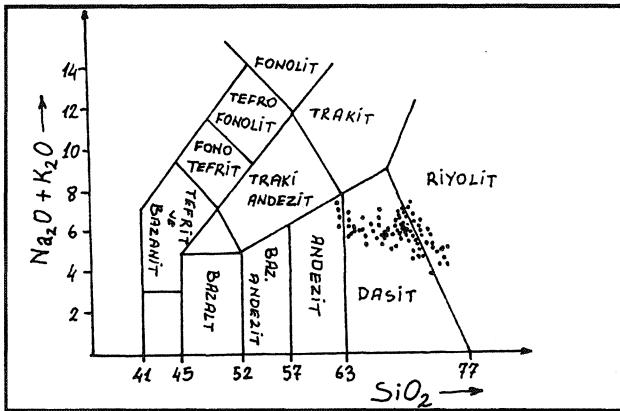
Figure 4: Nomenclature of the leptites according to Cox and others (1979). 1: Basalt, 2: Basanite and Tephrite, 3: Nephelinite, 4: Phonolite nephelinite, 5: Phonolite, 6: Phonolitic tephrite, 7: Benmoreite, 8: Mugearite and trachybasalt, 9: Hawaiite, 10: basaltic andesite, 11: Andesite, 12: Trachyandesite and latite, 13: Trachyte, 14: Dasite, 15: Rhyolite.

düşmesine karşın bir kısmı toleyitik sahaya kaymaktadır. Bu oksitlerin yanı sıra Miyashiro (1975) tarafından öneriler $SiO_2 - FeO/MgO$ diyagramında tüm örnekler kalkalkalen sahada toplanmasına karşın (Şekil 11), $FeO - FeO/MgO$ diyagramında ise bir kısım örnekler toleyitik alana kaymaktadır (Şekil 12). Bu verilerden de anlaşılacağı gibi bu bölgedeki leptitler baskın olarak kalkalkalen karakterde olup az sayıda örnek toleyitike kaymaktadır.



Şekil 5: Leptitlerin Peccerillo ve Taylor (1979) a göre sınıflandırılması.

Figure 5: Nomenclature of the leptites according to Peccerillo and Taylor (1979).

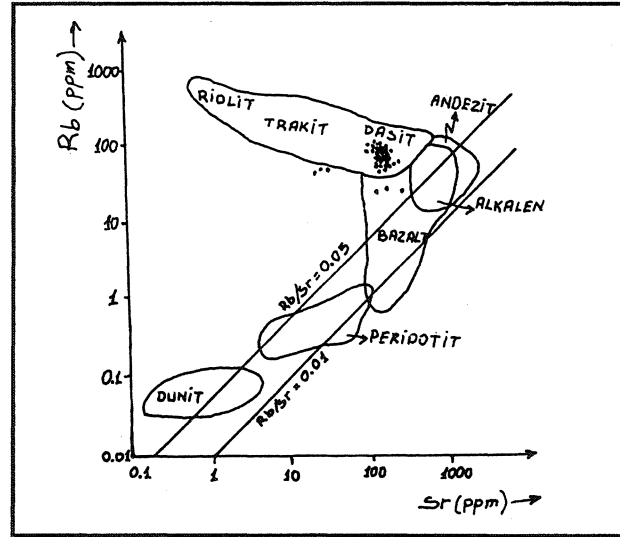


Şekil 6: Leptitlerin Zenettin (1984)'e göre adlandırılması.
Figure 6: Nomenclature of the leptites according to Zenettin (1984).

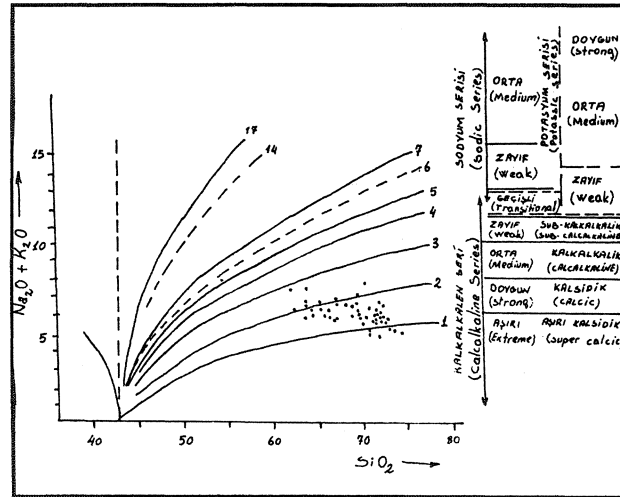
Leptitleri oluşturan ilksel volkanitlerin kökenini ortaya koymak için Gottini (1968) in geliştirdiği log : $(Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$, log : $(Na_2O + K_2O)^2 / SiO_2 - 43$ verilerinden yararlanarak hazırlanan diyagramda tüm örneklerin sialik kökenli olduğu görülmektedir (Şekil 13).

Leptitlerin ilksel kayalarının özelliklerine yönelik diyagramlar, bunların kalkalkalen ve toleyitik serilere ait sialik kökenli ortaç ve asidik volkaniler olduklarını

göstermiştir. Ayrıca ilksel volkanitlerin tektonik ortamlar da kullanılmıştır. Morrison (1980) tarafından öneriler $SiO_2 / Na_2O + K_2O$ ve $SiO_2 - K_2O$ diyagramlarına düşürülen örneklerin adayı kalkalkalen serilere düştüğü görülmektedir (Şekil 14 A-B). Yine Glassley (1974) tarafından volkanitlerin tektonik ortamını belirlemek için kullanılan $TiO_2 - FeO/MgO$ diyagramında da ödemiş bölgesi leptitlerinin tümü adayı alanında yoğunlaşmaktadır (Şekil 15).



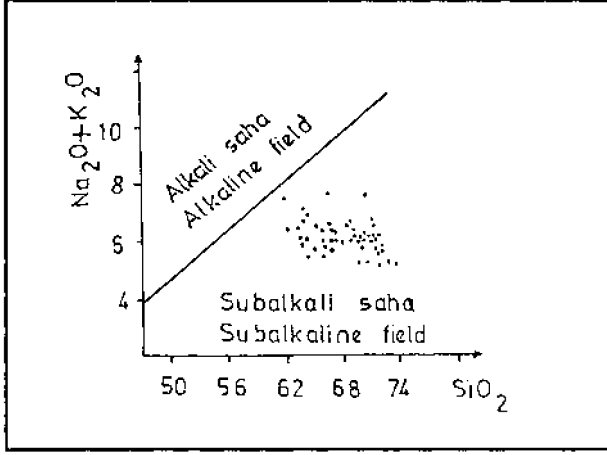
Şekil 7: Leptitlerin Kistler (1971) diyagramındaki yeri.
Figure 7: Place of the leptites on the Kistler (1971) diagram



Şekil 8: Leptitlerin Rittmann (1962) diyagramı.
Figure 8: Rittmann (1962) diagram of the leptites.

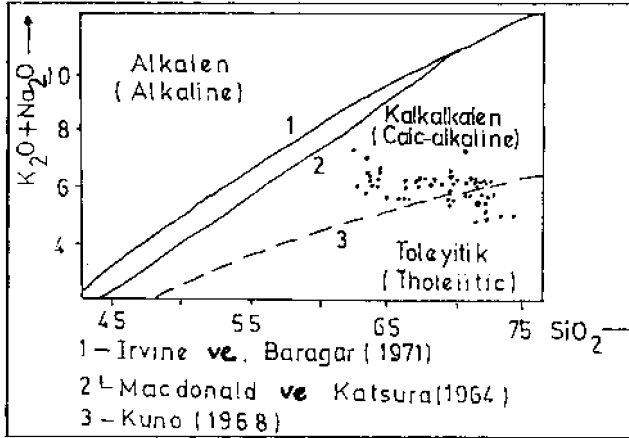
Leptit örneklerinden minör element olarak Ba, Nb, Sr., Y, Zr ve Rb analizleri yapılmıştır. Bunlardan Zr, Sr, Y ve majör elementlerden Ti çeşitli kombinasyonlarda diyagramlara uygulanmıştır. Pearce ve Cann (1973), alterasyondan çok az etkilenen Ti, Zr, Y, Nb, Sr değerlerinin magmanın tektonik ortamını belirlemede önemli rol oynadıklarını belirtmiştir. Araştırmacılar tarafından önerilen

Ti x 10⁻²-Zr-Y x 3, Ti/100-Zr-Sr/2 ve Ti/Zr diyagramları bölgemiz leptitlerine de uygulanmış ve tüm bu diyagramlarda, leptitlerin kalkalkalen karakterli adayayı volkanitlerine karşılık geldiği görülmüştür (Şekil 16).



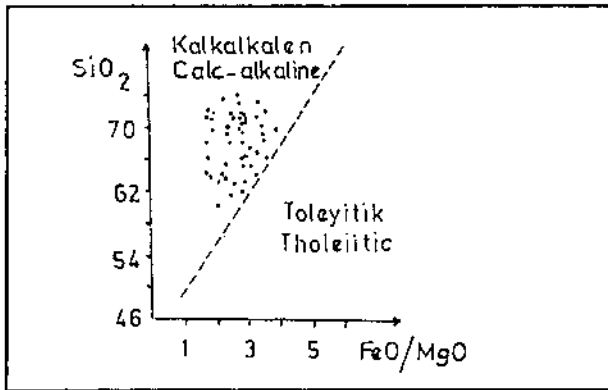
Şekil 9: Leptitlerin Irvine ve Baragar (1971) diyagramındaki yeri.

Figure 9: Place of the leptites on the Irvine and Baragar (1971) diagram.



Şekil 10: Örneklerin Alkali / SiO₂ diyagramındaki dağılımı.

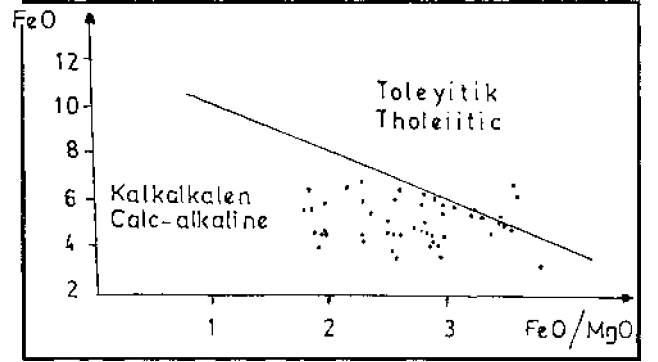
Figure 10: Distribution of the samples in alkalies / SiO₂ diagram.



Şekil 11: Leptitlerin Miyashiro (1975) diyagramı.

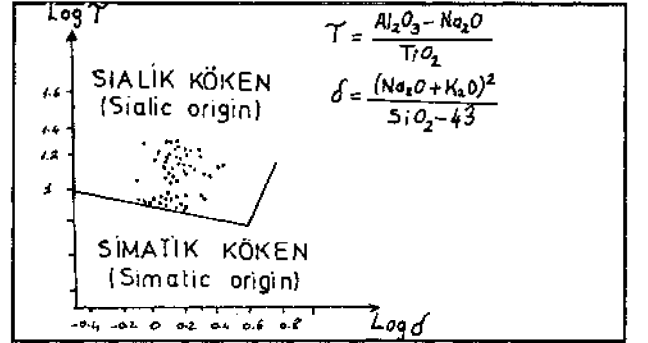
Figure 11: Miyashiro (1975) diagram of the leptites.

Şengör ve diğ. (1984) de yaptıkları çalışmada Menderes Masifinin Pan Afrikan kıtasının güney ucunda yer aldığı ileri sürerler. Gass (1982), kuzeydoğu Afrikada yaptığı çalışmada Pan Afrikan kıtasına ait metamorfik kalkalkalen magmatiklerin adayayı kökenli olduklarını % TiO₂ / Zr (ppm) diyagramından yararlanarak söylemektedir. Bu araştırıcının Pan Afrikan magmatitleri için kullandığı diyagram bölgemiz leptitlerine de uygulanmış ve Ödemiş Asmasıne ait tüm örneklerin de adayayı alanında yer aldıkları görülmüştür (Şekil 17). Fakat bu kapsamdaki bir çalışma ile Pan Afrikan kıtası ile Menderes Masifinin korelasyonu düşünülmemiştir.



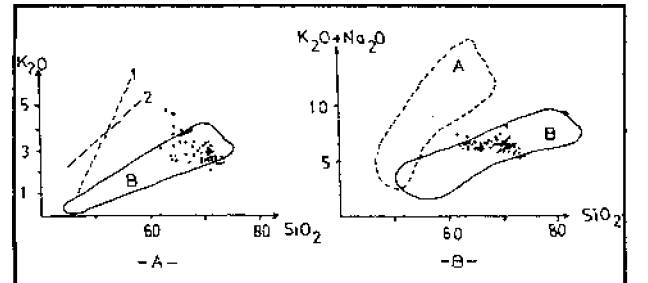
Şekil 12: Leptitlerin Miyashiro (1975) diyagramındaki yeri.

Figure 12: Place of leptites on the Miyashiro (1975) diagram.



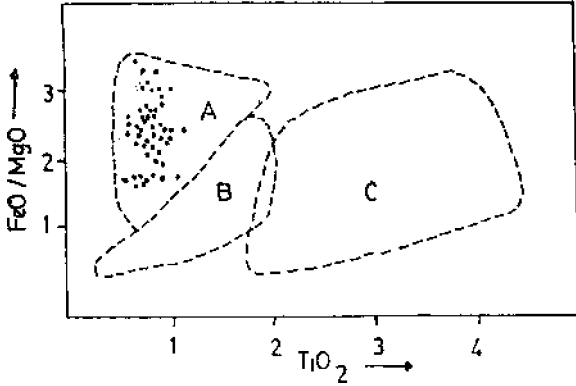
Şekil 13: Leptitlerin Gottini (1968) diyagramı.

Figure 13: Gottini (1968) diagram of the leptites.



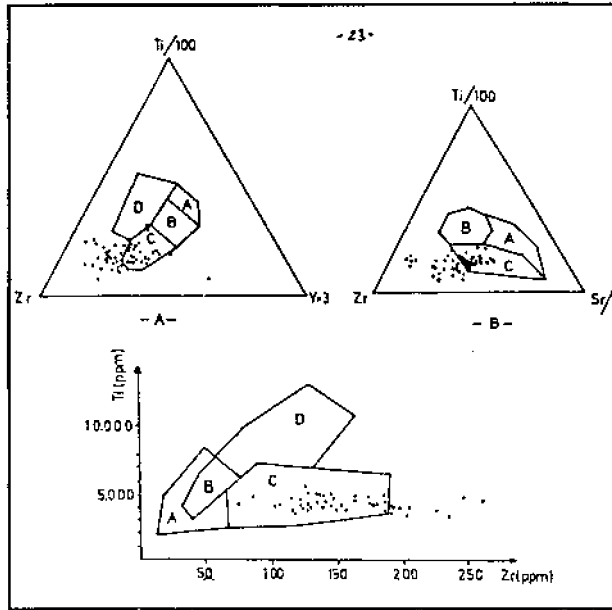
Şekil 14/A-B : Leptitlerin Morrison (1980) diyagramındaki yeri. 1: Azores, 2: Gough adası, A: Alkali seri, B: Kalkalkalen seri.

Figure 14/A-B: Places of the leptites on the Morrison (1980) diagram. 1: Azores, 2: Gough island. A: Alkali series, B: Calc-alkaline series.



Şekil 15: Leptitlerin FeO/MgO - TiO₂ diagramındaki dağılımı. A: Ada yayı toleyitleri, B: Okyanus ortası sırtı toleyitleri, C: Okyanus ortası bazaltları.

Figure 15: Distribution of leptonites in FeO / MgO TiO₂ diagram. A: Tholeiites of island arcs, B: Tholeiites of mid-oceanic ridges, C: Basalts of oceanic island.



Şekil 16: Leptitlerin Pearce ve Cann (1973) diagramları.

A: A ve B düşük K - toleyitleri, C ve B kalkalkali bazaltlar, B okyanus tabanı bazaltları, D levha içi bazaltları.

B: A K-fakir toleyitler, B okyanus tabanı bazaltları, C kalkalkalen bazaltlar.

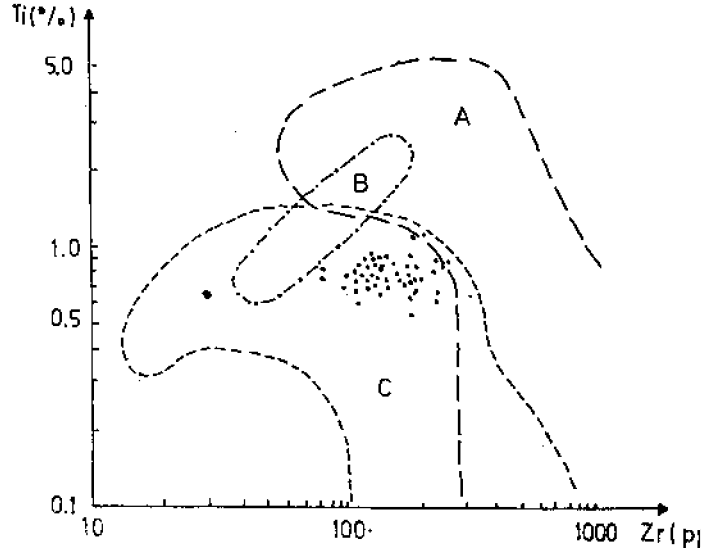
C: D ve B okyanus ortası bazaltları, A ve B düşük K-toleyitler, C v B kalkalkali bazaltlar.

Figure 16: Pearce and Cann (1973) diagrams of the leptonites.

A: A and B low K-tholeiites, C and B calcalkaline basalts, B ocean floor basalts, D within plate basalts.

B: A K-poor tholeiites, B ocean floor basalts, C calc-alkaline basalts.

C: D and B ocean floor basalts, A and B low K-tholeiites, C and B calcalkaline basalts.



Şekil 17: Leptitlerin Gass (1982) diagramındaki yeri. A: Plaka içi, B: Okyanus sırtı bazaltı, C: Ada yayı.

Figure 17: Place of the leptonites on Gass (1982) diagram. A: Within plate field, B: Ocean ridge basalts field, C: Arc island field.

SONUÇLAR

Bu çalışmanın genel amaçlarından biri leptitlerin Ödemiş Asmasifindeki varlıklarının ve yayılımlarının ortaya çıkarılmasıdır. Ödemiş Asmasifinde bugüne kadar yapılan çalışmalarda leptitlerin varlığından söz edilmemektedir. İlk kez bu çalışmada Ödemiş Asmasifinde leptitlerin geniş yayılım sundukları saptanmış ve bu kaya birimi yöresel istifte eklenmiştir. İstifte gnays ile şistler arasında yer alan volkanik kökenli bu kayaların görünür kalınlıkları birkaç km ile 20-25 m arasında değişmektedir.

Yapılan kimyasal analizler sonucunda leptitlerin riyolitdasit bileşiminde, baskın kalkalkalen soylu, sialik kökenli ada yayı volkanitlerinin metamorfik eşlenikleri oldukları saptanmıştır.

Gerek Ödemiş Asmasifi ve gerekse Çine Asmasifindeki yayılım ve konumları gözönüne alındığında leptitlerin Menderes Masifinin temel birimlerinden biri olduğu açıkça görülür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışma T.B.A.G : 688 nolu proje kapsamında gerçekleştirilmiştir. Bu projeyi destekleyen Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumuna teşekkür ederiz.

DEĞİNİLEN BELGELER

Başarır, E., 1975, Çine güneyindeki metamorfilerin petrografisi ve bireysel indeks minerallerin doku içerisindeki gelişimleri: Doçentlik tezi, E. Ü. F. İzmir, 85 s, (Yayınlanmamış).

Cox, K. G., Bell, J. D. ve Pankhurst, R. J. 1979, Interpretation of igneous rocks: George Allen and Unwin Ltd London, 450 s.

- Gass, G., 1982, Upper Proterozoic (Pan African) calc-alkaline magmatism in north-eastern Africa and Arabia: In andezites, edited by R. S. Thopre, John Wiley and Sons.
- Glassley, W., 1974, Geochemistry and tectonics of the Crescent volcanic rocks, Olympic Peninsula, Washington: Geol. Soc. America. Bull., 85, 785-794.
- Gottini, V., 1968, The TIO₂ frequency in volcanic rocks: Geol. Rundsch. 168 pp.
- Irvine, T. N. ve Baragar, W. R. A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: Can. J. Earth. Sci. 8, 523-548.
- Kistler, R. W., Evernden, J. F ve Shaw, R., 1971, Sierra Nevada Plutonics cycle. Part L, origin of composite granitic batholits: Geol. Soc. America. Bull., 82, 853-868.
- Kun, N., 1983, Çine dolayının petrografisi ve Menderes Masifinin güney kesimine ait petrolojik bulgular: Doktora tezi, D.E.Ü. izmir, 125 s, (Yayınlanmamış).
- Kun, N. ve Candan, O., 1987, Ödemiş aşmasındaki leptitlerin dağılımları, kökenleri ve oluşum koşulları: T.Ü.B.A.G - 688 nolu proje, 133 s, (yayınlanmamış).
- Kuno, H., 1968, Differentiation of Basalt Magma. In Basalts: The Poldervaart Treatise of Rock of Basaltic Composition. Vol. 2 New York-London-Sidney, John Wiley and Sons, N.Y.
- Macdonald, G. A. ve Katsura. J., 1964, Chemical composition of Hawaiian lavas Journal of Petrology, 5, 82-133.
- Miyashiro. A., 1975, Volcanic rock series and tectonic setting: In annual review of earth and planetary science, 3, 251-269.
- Morrison, G. W., 1980 Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rocks association: Lithos, 13, 97-108.
- Pearce, J. A. ve Cann, J. R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis: Earth Planet Sci. Lett, 19, 290-300.
- Peccerillo ve Taylor, S. R., 1976, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: Cont. Mineral. Petrology, 58, 63-81.
- Rittmann, A., 1962, Volcanoes and their activity: John Wiley and Sons, Newyork, London, 305 pp.
- Schuiling, R. D., 1962, Türkiyenin güneybatısındaki menderes migmatit kompleksinin petrolojisi, yaşı ve yapısı hakkında: M.T.A. Der. 58, 71-84.
- Şengör, M.C., Satır, M. ve Akkök, R., 1984, Timing of tectonic events in the Menderes Massif, Western Turkey. Implications for tectonic evolution and evidence for Pan-African basement in Turkey: Tectonics, vol. 3, no.7, 693-707.
- Zenettin, B., 1984, Proposed new Chemical classification of volcanic rocks: Episodes, 7/4, 19-20.
- Yazının geliş tarihi : 15.5.1987
Yayına verilmiş tarihi : 15.8.1988

Çiftehan (Niğde) volkanitlerinin mineralojik- petrografik ve jeokimyasal incelemesi

Mineralogical, petrographic and geochemical investigation of the Çiftehan (Niğde) volcanoes

FİKRET İŞLER Ç.Ü. Mühendislik-Mimarlık Fakültesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Adana

ÖZ Çiftehan'ın kuzeyi ve kuzeydoğusunda geniş yüzeyleme gösteren piroklastikler, spilit, altere bazaltik ve andezitik volkaniklerle çok karmaşık bir yapı oluştururlar. Genellikle tuf, aglomera ve volkanik breş şeklinde gelişmiş olan piroklastikler çok sayıda doğu-batı uzanımı trakit ve bazaltik dayklar tarafından kesilmişlerdir.

Mineralojik bileşimlerine göre çoğunlukla spilitleşmiş olan volkanitler kalkalkali özelliktedir. Bölgedeki konumları ana ve bazı iz element içerikleri bu volkanitlerin erginleşmiş ada yayılan volkanizmasının ürünleri olabileceklerini gösterir.

ABSTRACT Pyroclastics exposed in the northern and northeastern parts of Çiftehan, present a complex structure together with altered basaltic and andesitic volcanics. Pyroclastics were generally formed as tuff, agglomerate and volcanic breccia and intersected by trachyte and basaltic dikes extending in the east-west direction.

According to their mineralogical composition, the volcanics which are generally spilitized are of calcalkaline character. Their regional setting and major and some trace element constituents show that the volcanics could be produced from a matured island arc volcanism.

GİRİŞ

Çalışma bölgesi Çiftehan'ın kuzeyi ve kuzeydoğusunu kapsar (Şekil 1). Bölge ve geniş çevresi birçok araştırmacının çalışma konusu olmuştur. Demirişli ve diğ. (1973), Bolkaradağların jeolojisini kapsayan çalışmalar yapmışlardır. Çalapkulu (1980), çalışma bölgesinin güneyinde bulunan horoz Granodiyoritinin yaşını Alt Paleosen sonrası-Alt Eosen öncesi olarak saptamıştır. Şişman ve Şenocak (1981), Bolkaradağ yöresinin jeolojisini ve maden yataklarını incelemişler ve Çiftehan'ın kuzeyinde yüzeylenen volkanitlerin Orta Paleosen-Alt Eosen yaşta olduklarını belirtmişlerdir. Oktay (1982), Ulukışla ve çevresinin stratigrafi ve jeolojik evrimini incelemiş, bölge içinde gelişen dalma-batma zonu sonunda Kretase sonlarından Üst Eosen'e kadar süren yaklaşık D-B doğrultulu bir adayayımın geliştiğini belirtmiştir. Ateş (1985), Billor (1986) ve Tatar (1987), Koçak ve Çiftehan yörelerinde yaptıkları çalışmalarla bölgenin maden proveniensine açıklık getirmeye çalışmışlardır. Baş ve diğ. (1986), Ulukışla ve Çamardı arasında geniş bir bölgede yüzeylenen volkanitlerin petrografi ve jeokimyasını incelemişler ve dalma-batma zonunun okyanus içi havzada geliştiğini vurgulamışlardır.

Bu çalışmada Çiftehan volkanitlerinin mineralojik-petrografik ve jeokimyasal özellikleri incelenerek bölge içindeki konumları araştırılmış ve volkanitlerin oluşum ve yerleşim biçimlerine bir yaklaşım ve katkının belirlenmesi amaçlanmıştır.

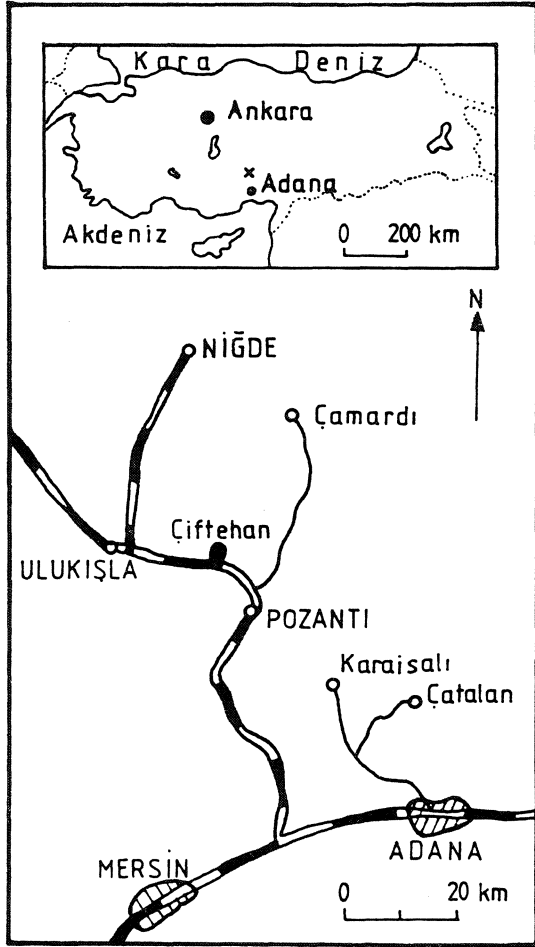
Çalışma bölgesi içinde değişik yerlerde yüzeylenen volkanitlerden ve dayklardan toplanan 14 örneğin kimyasal analizleri verilmiştir.

Kimyasal analizler Karadeniz Teknik Üniversitesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü laboratuvarlarında JEOL marka x-Ray aleti ile yapılmıştır. Öğütülmüş olan örnekler iki metal disk arasında sıkıştırılarak tavla pulu şekline getirilmiş, daha sonra uluslararası standart örnekler kullanılarak x-ışınları spektrometre metodu ile ana ve iz element analizleri yapılmıştır.

C.I.P.W. normları Çukurova Üniversitesi Bilgi-İşlem Merkezinde Zeki Billor tarafından derlenen bir programla hesaplanmıştır.

GENEL JEOLOJİ

Çalışma bölgesinin güney sınırlarında Üst Kretase yaşlı ofiyolitler yer alır. Bunların üzerine doğu-batı doğrultusu boyunca bir şerit şeklinde uzanım gösteren Paleosen-Alt Eosen yaşlı tuf, marn, kireçtaşı, konglomera



Şekil 1: Yer bulduru haritası
Figure 1: Location map

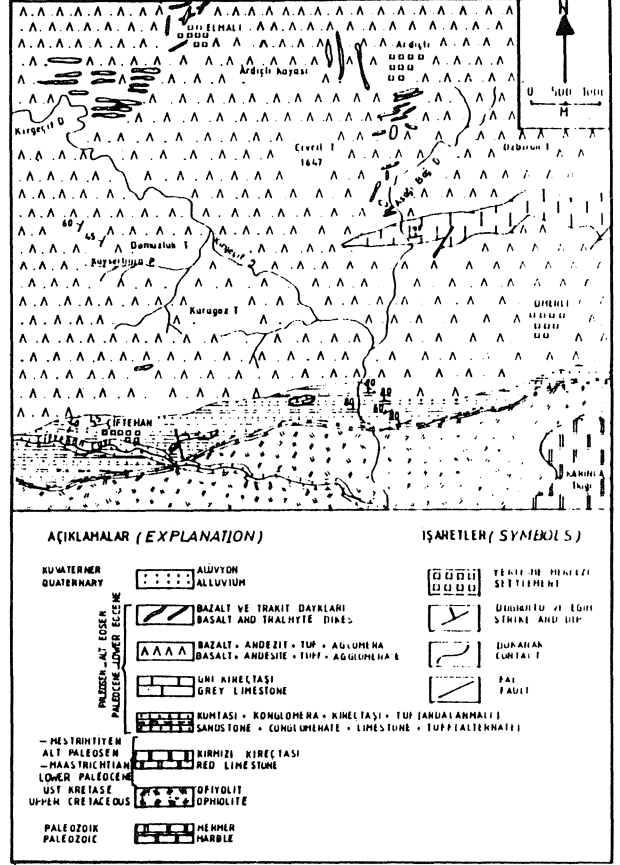
ardalanmalı serisi açılmalık uyumsuzlukla gelir.

Çok geniş yayılım gösteren piroklastikler genellikle çok altere olmuş bazalt ve andezitlerle karmaşık bir yapı oluştururlar. Piroklastikleri kesen ve çoğunlukla doğu-batı doğrultusu şeklinde yüzeylenme gösteren çok sayıda dayklar dikkati çekecek niteliktedir. (Şekil 2)

Piroklastikler

Bölgede çok yaygın olarak yüzeylenme gösteren piroklastikler genelde karmaşık olarak tuf, aglomera ve volkanik breşlerin çokluğu ve eleman boyutlarının iri olmaları dikkati çeker. Saha genelinde 0,5 cm ile 3 cm arasında değişen volkanik parçaları bu kesimde 50 cm ile 100 cm arasında değişiklik gösterir. Dış yüzeyleri açık gri, taze yüzeyleri ise siyahımsı renkte olan parçaların büyük bir çoğunluğunu spilitleşmiş bazaltlar ile daha az oranda da andezitler oluşturur.

Piroklastikler içerisinde değişik yerlerde yüzeylenme gösteren ve fazla devamlılık arzetmeyen yaklaşık D-B uzammlı, kuzeye dalımlı ve kalınlıkları 0,5 m ile 2 m arasında değişen tabakalanmalar gözlenir. Bu seviyeler genelde tuf-kireçtaşı-konglomera şeklinde ardalanmalı olarak görülebildikleri gibi tek başlarına kireçtaşı merceği şeklinde de izlenmektedirler. Çiftehyan'm yaklaşık 2-3 km kuzeyinde de izlenen bu seviyeler buralarda sıkça görülen



Şekil 2: Çiftehyan ve yöresinin jeoloji haritası
Figure 2: Geologic map of the Çiftehyan region

andezit ve bazalt yükselmelerinden dolayı farklı doğrultu ve farklı eğim yönleri verirler. Ayrıca buralarda yüzeylenen aglomeralarda da boyutları 10 cm ile 0,5 m arasında değişen gri kireçtaşı blok ve parçaları sıkça görülür.

Ömerli köyü ve Ardıçlı köyü arasındaki piroklastikler genelde lav akıntısı şeklindedirler. Sert ve sağlam olan bu akıntılar içerisinde irili ufaklı yuvarlağımsı ve keskin köşeli bol miktarda, volkanik kaya parçaları görülür. Lav akıntıları dikkati çekecek şekilde birbiri üzerinde yığılmış şekilde izlenirler. Ardıçlı köyünün yaklaşık 2 km güneyinde Kavak sırtları civarındaki aglomeralar ise bol miktarda volkan bombalarının boyutları genelde 10 cm ile 20 cm arasında değişir, fakat bunlar arasında bazan boyutları bir metreye erişenleri de görülmektedir. Volkan bombaları yuvarlağımsı görünümü ve çeperleri koyu yeşil renkte olup yaklaşık bir cm kalınlığında kloritik bir zarfla çevrilidir, merkezi kısımları ise siyahımsı renkte olup boşlukludur. Lav ve volkan bombasından yapılan incekesitlerin mikroskop altında incelenmesinde her ikisinin de tamamen kloritleşmiş ve kalsitleşmiş oldukları tespit edilmiştir.

Lav örneğinde hakim minerali oluşturan kloritin yanında kalsit ve zeolit bolca görülür. Bol miktarda izlenen gaz boşluklarının orta kısımları klorit kenar kısımları ise zeolit şeklinde veya daha az olarak klorit-kalsit-zeolit beraberliği şeklinde doldurulmuştur.

Volkanı bombası örneğinde ise boşluklar irili ufaklı olup düzensiz eğri-büğürlü şekillidir. Bu boşlukların yaklaşık tamamı kalsit tarafından doldurulmuştur. Çok az olarak klorit ve zeolit görülür. Hamurda çok ince iğnemsii ve camı yongası şeklinde görülen mikrolitler albitleşmiş olup bunlarda da kalsitleşme ve kaonlinleşme yaygın olarak izlenir.

Volkanitler

Pir oksitlerle karmaşık ve ardalanmalar şeklinde bulunan volkanitler, değişik yerlerde ve farklı boyutlarda görülürler. En sık yüzeylendikleri yerler Elmalı köyü ile Çiftehane arasıdır. Büyük bir çoğunluğunu bazalt daha az olarak da andezit teşkil eder. Andezitler ekseriyette Elmalı köyü yakınlığında yüzeylenirler. Bunları böyle olmasının nedeni Elmalı köyü ve çevresinde sonradan yükselmiş olan trakitlere bağlanabilir.

Bol miktarda gaz boşlukları içeren bazaltlar fazlaca ayrılmış olup büyük bir kısmı spilitik özellik gösterir. Bademsi boşluklar klorit, zeolit ve epidot tarafından doldurulmuştur.

Ardıçlı köyü güney kesiminde gözlenen bazaltlar genelde yastık debili ve seyrek olarak prizmatik debilidir. Yastık boyutları 0,5 m ile 3 m arasında değişir, birbirleri üzerinde düzgün bir şekilde üst üste yerleşmişlerdir. Kenarları yaklaşık 2 cm kalınlığında koyu yeşil renkte ve bolca gaz boşluklu bir zarf tarafından çevrilidir, boşluklar sfenolitik klorit tarafından doldurulmuştur. Yastıkların merkezi kısımları ise siyahimsi renktedir, boşluklar düzensiz köşeli olup genelde kalsit tarafından doldurulmuştur.

Yastık debili gösteren lavların mikroskopik incelemeleri sonucu tamamen spilitleşmiş oldukları tespit edilmiştir. Mikrolitler şeklinde izlenen plajyoklastlar albitleşmiş ve büyük bir çoğunluğu metazomatik olarak kalsit veya klorit tarafından işgal edilmişlerdir. Hamurun tamamı kloritleşmiş ve kalsitleşmiş olarak görülür, az olarak da kloriti çevreler şekilde zeolit gözlenmiştir.

Bazalt ve Trakit Daykaları Çalışma sahasında özellikle kuzey kesiminde dikkati çekecek kadar bol miktarda dayklar yüzeylerine gösterir. Piroklastikleri keserek yükselen bu daykların büyük bir çoğunluğu D-B doğrultusunda gelişmiştir. Kalınlıkları 40 cm ile 3 m arasında değişen ve fazla devamlılık arz etmeyen bu dayklar 10 m ile 1 km arasında uzunluk arz ederler. En sık görüldükleri yerler Ardıçlı ve Elmalı köyleri ve civarlarıdır. Ardıçlı köyü çevresinde yüzeylenen dayklar tamamen bazaltik özellikte olmalarına karşın, Elmalı köyü ve çevresi ise bazaltik ve trakitik özellikli dayklar karmaşası şeklindedir. Doğrultuları genellikle D-B olup daha az bir kısmı farklı yönlerde ve birbirlerini keser durumdadırlar. Çoğunlukla bazalt dayklar trakit daykları tarafından kesilmişlerdir. Bazan dokanaktan bazaltın iç kısımlarına doğru çatlaklar boyunca ince trakit sokulumları da gözlenmektedir, öyleki bazalt, trakitin bu sokulumlarından dolayı yer yer breşik bir yapı kazanmıştır.

Trakit ve bazalt dayklarının kesişme yerlerinde 10 cm ile 20 cm kalınlığında bir kontakt zonu oluşmuştur, bu zon kontakt ve cevherleşme minerallerince zenginleşme gösterir. Cevherleşme minerallerinden spekülrit, pirit ve az olarak kalkopirit gözlenmiştir.

Koyu siyahı görünümlü, keskin kırılma yüzeyli ve düzensiz soğuma çatlaklı olan bazaltik daykların mikroskopik incelemeleri sonucu bunların genellikle spilit veya çok altere olmuş bazalt oldukları tespit edilmiştir. Mikrolitik, mikrolitik-porfirik ve hyalo-mikrolitik porfirik yapı gösteren bu kayalarda plajyoklastlar albitleşmiş, piroksenler ise uralitleşmiş olarak görülür. Klorit ve kalsit bolca izlenir, bazılarında ise prehnit gözlenmiştir. Genellikle opak mineraller saçınımlı olarak bolca bulunur, fakat trakit daykları ile birlikte görülen örneklerde opak minerallerde hissedilir şekilde bir zenginleşme görülür.

Trakit dayklarını pembemsi renkleriyle dikkati çekerler, keskin kırılma yüzeyli olup çatlak sistemleri düzensiz gelişmiştir. Ell örneklerinde çıplak gözle herhangi bir mineral seçilemez. Elmalı köyü ve çevresinde çok sıkça yüzeylerine gösterirler.

Mikroskopik incelemelerde bu örneklerin çoğunda çok güzel trakitik yapı gözlenmiştir. Hakim minerali sanidin oluşturur ve genellikle mikrolitik ve daha az olarak fenokristal şeklinde görülür. Bu minerallerin sanidin oldukları optik özellikleri ve X-ışınları difraksiyon metodunda verdikleri piklerle tespit edilmiştir. Az olarak albit de gözlenmiştir. Albitlerin ikizleme göstermeleri, çift eksenli (-) ve 2v değerlerinin büyük olmalarıyla sanidinden ayrılabilmiştir. Genellikle mikrolitler arası boşluklarda % 5-10 civarında kuvars gözlenmiştir. Ferromagnezyum minerallerine rastlanılmamıştır, ancak ilksel konumlarının amfibol oldukları tahmin edilen bazı mineraller tamamen ayrılarak kloritleşmiş, kalsitleşmiş ve bazen silisleşmiş oldukları gözlenmiştir. Bu ikincil mineraller birlikte görülebildikleri gibi tek başlarına da görülmektedirler.

Kontakt veya kantağa yakın yerlerden alınan trakit örneklerinde opak minerallerce bir zenginleşme dikkati çeker, kılcal çatlaklar önce kuvars ve kalsit tarafından doldurulmuş, daha sonra oluşan ve kuvars dolgularını da kesen kılcal çatlaklar cevher tarafından doldurulmuş olarak izlenir. Bazı örnekler ise tektonizmadan fazlaca etkilenmiş ve kataklastik yapıdan sonra oluşan kılcal çatlaklarda ve saçınımlı olarak yaygın bir şekilde gözlenmiştir. Gri Kireçtaşı

Ömerli köyünün yaklaşık 1,2 km kuzeyinden başlayıp batıya doğru bir dil şeklinde uzanır, düzgün tabakanmalı olup tabaka kalınlıkları 10 cm ile 0,5 m arasında değişir. D-B doğrultulu ve yaklaşık 45° kuzey eğimlidir. Kuzey sınır yer yer sütünsal debili bazalt ve piroklastiklerle örtülüdür. Güney sınır boyunca ise piroklastikler üzerine gelir. Dolayısıyla piroklastikler içerisinde bir ara seviye olarak görülmektedir. Fakat bu kireçtaşından alınan örneklerde Globotruncana sp. Siderolites sp. Orbitoides sp. fosilleri tespit edilmiş olup Üst Kretase yaşı bulunmuştur, aynı yaş (Şişman ve Şenocak, 1981) tarafından tespit edilmiş olup bu kireç taşının blok şeklinde piroklastikler içine yerleştiği vurgulanmıştır.

Tüf, Marn, Kireçtaşı, Konglomera Ardalanması

İncelenen sahanın güneyinde görülen bu birim sahayı D-B doğrultusu boyunca bir bant şeklinde kateder. En iyi

Örnek No (Sample No)	3D	10 D	45	49 D	53D	56D	63	66	70	85 D	95	99	101D	105
SiQz	55.35	56.05	55.86	58.05	53.92	58.20	53.90	56.33	59.21	54.45	54.00	54.42	50.00	52.50
ALA	20.66	17.56	18.18	16.00	17.09	17.09	16.78	17.09	13.67	17.09	15.38	17.21	18.56	19.42
FeA	3.17	3.51	2.73	2.63	4.22	2.83	3.78	3.98	3.24	4.04	3.38	2.97	2.97	3.24
FeO	4.05	4.47	3.49	3.36	5.38	3.62	4.82	5.08	4.13	5.16	4.30	3.79	3.78	4.3
MnO	0.09	0.19	0.19	0.12	0.77	0.17	0.15	0.13	0.14	0.20	0.20	0.15	0.20	0.12
MgO	1.33	0.76	2.20	2.12	3.14	2.54	2.62	1.73	3.03	1.33	3.95	3.56	4.77	3.43
CaO	4.97	7.48	7.05	6.30	3.83	5.32	7.67	4.76	9.11	4.34	7.85	6.32	8.08	6.98
Nap	2.15	3.34	3.10	4.75	3.15	2.41	4.52	4.30	3.14	4.75	2.30	3.42	4.10	4.47
KP	3.64	3.90	2.79	3.32	4.52	3.90	3.79	2.57	0.93	3.82	3.98	3.74	3.74	2.49
TiO2	0.93	1.44	0.88	0.64	1.04	0.66	0.74	1.14	0.64	0.61	1.06	0.88	1.04	0.24
PA	0.20	0.10	0.17	0.15	0.17	0.42	0.30	0.09	0.13	0.17	0.21	0.15	0.12	0.12
HP	2.45	1.35	3.78	2.95	2.20	3.28	2.22	3.00	2.11	3.38	2.70	2.65	3.05	2.77
Total	98.99	100.15	100.42	100.34	99.42	100.44	101.29	100.20	99.48	99.35	99.31	99.36	100.41	99.91
C.I.P.W.NORMLARI / C.I.P.W NORMS														
q	14.79	6.60	9.16	3.71	3.31	13.06	—	7.65	16.94	0.21	5.27	2.91	—	—
or	21.51	23.05	16.49	19.62	26.71	23.05	22.40	15.19	5.50	22.57	23.52	22.10	22.10	14.71
ab	18.19	28.26	26.23	40.19	26.65	20.39	30.08	36.38	26.57	40.19	19.46	28.94	18.07	36.54
an	24.65	21.40	27.45	12.13	18.95	24.30	14.30	19.74	20.46	14.03	19.89	20.56	21.19	22.57
ne	—	—	—	—	—	—	4.42	—	—	—	—	—	9.00	0.69
di	—	9.59	6.09	15.20	—	1.70	19.41	3.20	20.04	6.30	15.28	8.65	15.03	7.34
hy	6.59	—	5.22	0.83	12.50	8.72	—	6.88	1.69	5.27	5.87	7.77	—	—
ol	—	—	—	—	—	—	1.12	—	—	—	—	—	5.36	6.89
mt	4.60	5.09	3.96	3.81	6.12	4.10	5.48	5.77	4.70	5.87	4.90	4.31	4.31	4.70
il	177	2.73	1.67	1.22	1.98	1.25	1.41	2.17	1.22	1.16	2.01	1.67	1.98	0.46
N.R.I*	12.96	17.42	16.95	21.07	20.59	15.78	27.42	18.02	27.64	18.60	28.06	22.40	26.67	19.38
N.P.B**	57.54	43.09	51.14	23.18	41.56	54.37	28.38	35.17	43.50	25.88	50.55	41.54	39.05	37.45
İZ ELEMENTLER / TRACE ELEMENTS (ppm)														
Ti	5575	8632	5775	3836	6234	3956	4436	6834	3836	3656	6354	5275	6234	1438
Zr	273	221	166	259	231	235	131	249	145	166	110	197	273	242

N.R.I* Normatif renk indisi (Normative color index)

N.P.B** Normatif plajyoklas bileşimi (Normative plagioclase composition)

D = Bazaltik Dayklar

Çizelge 1: Çiftahan volkanitlerinin ana ve bazı iz element kimyasal analizleri ve C.I.P.W norm değerleri

yüzeyletiği yer Çiftahan ve yakın çevresidir. Çiftahan'da yaklaşık 1 km genişliğinde görülen bu birim doğuya doğru gittikçe daralır. Genellikle tuf, konglomera kilaşı, marn, kumlu kireçtaşı şeklinde ardalanmalı olarak bir isti-

Table 1: Chemical analyses of major and some trace elements of the Çiftahan volcanics and C.I.P.W norm values

flenme gösterir. Tabaka kalınlıkları 10 cm ile 1 metre arasında olup D-B doğrultulu ve kuzeye eğimlidir.

Bu istiflenme içerisinde zaman zaman irili ufaklı kireçtaşı, konglomera ve ofiyolite ait blok ve parçalar

görüldür. Taban konglomerası ile başlayan bu birim yukarıya doğru daha ince taneli kumtaşı, marn, kıltaşı, kireçtaşı, ve tuf şeklinde ardalanmalı olarak izlenir. Genellikle kalsit çimentolu olan konglomeranın elemanlarını; volkanik kayaç, radyolarit, kuvars, gri kireçtaşı, kırmızı kireçtaşı, diyabaz ve serpantinleşmiş peridotit parçaları oluşturur.

Güney sınırı boyunca açılal uyumsuzlukla kırmızı renkli kireçtaşı üzerine gelen bu seviyenin yaşı Demirtaşlı ve diğ., (1973) tarafından Paleosen-Alt Eosen olarak tespit edilmiştir.

Kırmızı Renkli Kireçtaşı

Sahamızın güneyinde yüzeylenen tuf-marn-kireçtaşı-konglomera serisini genellikle D-B doğrultusu boyunca paralel olarak ince bir şerit halinde takip eder, kırmızı renkte olup yer yer kalmaşan ve bazen çok incelen bu birim ofiyolit serisi üzerine uyumsuz olarak gelir. Şişman ve Şenocak (1981)'m Kalkankaya formasyonu olarak adlandırdıkları bu birimin yaşı Demirtaşlı ve diğ. (1973) tarafından Maastrihtiyen-Alt Paleosen olarak saptanmıştır.

Ofiyolitik Seri

Çalışma bölgemizin güney sınırları boyunca yüzeylenen ofiyolitik seri içerisinde serpantinize peridotit, gabro, diyabaz ve diyorit gözlenmiştir. Çoğunlukla kırıklı bir yapıya sahip olup tektonizmadan dolayı yer yer ezilmeler şeklinde de görülmektedir.

Genellikle gabro ve diyoritler, diyabaz daykları tarafından kesilmişlerdir. Çoğunlukla iri taneli olarak gözlenen gabroda plajyoklaslar % 57-60 An içeren labrador olup genellikle serisitleşmiş ve kloritleşmişlerdir. İkinci hakim minerali ise hornblend ve bazı örneklerde ise piroksen oluşturur.

Diyoritler genellikle ince tanelidir. Çok koyu renkli olmalarıyla dikkati çekerler. Hakim minerali amfibol oluşturur. Amfibolden sonra ikinci hakim mineral ise plajyoklastır. Plajyoklaslar kısa, küt ve bazen ksenomorf olarak görülürler. Primer olan ve daha önce iri fenokristal oldukları tahmin edilen plajyoklaslar ise tamamen serisitleşmiş ve çoğunlukla amfibole dönüşmüşlerdir.

Dayklar şeklinde gelişme gösteren diyabazlar gabro ve diyorite oranla daha açık renkli ve serttirler. Çoğunlukla entergranüler strüktürlü olup plajyoklasları albitleşmiştir. İçerisinde yer yer kloritleşme, epidotlaşma ve serisitleşme izlenir, ikinci hakim minerali, plajyoklas arası boşlukları dolduran piroksenler oluşturur, fakat çoğu örneklerde piroksenler genellikle uralitleşmiş aktinolit ve hornblende dönüşmüşlerdir. Yine plajyoklaslar arası boşluklarda klorit sıkça izlenir. Bazı örneklerde de granüller kümeler şeklinde prehnit gözlenmiştir.

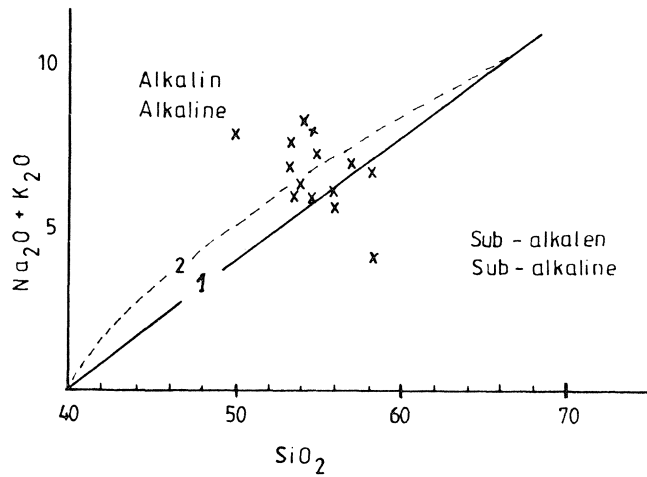
ÇİFTEHAN VOLKANİTLERİNİN JEOKİMYA ve PETROJENEZİ

Çalışma bölgesinde volkanik ve dayk şeklinde yüzeylenme gösteren kayaçlardan bolca örnekler toplanmıştır. Bunlardan nispeten az ayrışma gösteren taze görünümlü 14 örneğin kimyasal analizi yapılmıştır. Analizi yapılmış olan örneklerin 7 si özellikle dayklardan, diğerleri ise andezit, bazalt ve yastık debili spilitlelerden seçilmiştir. Kimyasal bileşimler ve C.I.P.W. normları topluca çizelge 1'de verilmiştir.

Irvine ve Baragar (1971)'in volkanik kayaçların kimyasal sınıflamasına bakıldığında; volkanik kayaçlar alkali olivin bazalt serisi ile nefelinitik, Lössitik ve analsitik kayaçların oluşturduğu, subalkalin kayaçları ise toleyitik bazalt serileri ile kalkalkali serilerin oluşturduğu görülmektedir. Bu tür ayrımlarda saha gözlemlerinin ve mikroskopik verilerin de önem taşıdığı belirtilmektedir.

Sahamızdan topladığımız kayaçların ve kimyasal analizini verdiğimiz örneklerin mikroskopik incelemelerinde olivin, nefelin, lösit veya analsim hiç gözlenmemiştir. Dolayısıyla mikroskopik içerik yönünden alkali özelliği oluşturacak minerallerin bulunmaması örneklerin alkalın değil subalkalin olmasını gerektirir.

Ancak kimyasal analiz içeriklerine göre toplam alkali-SiO₂ diyagramında (Şekil 3) örneklerin büyük bir çoğunluğu alkalin alanda diğer kısmı ise subalkalin alanda yer almıştır.



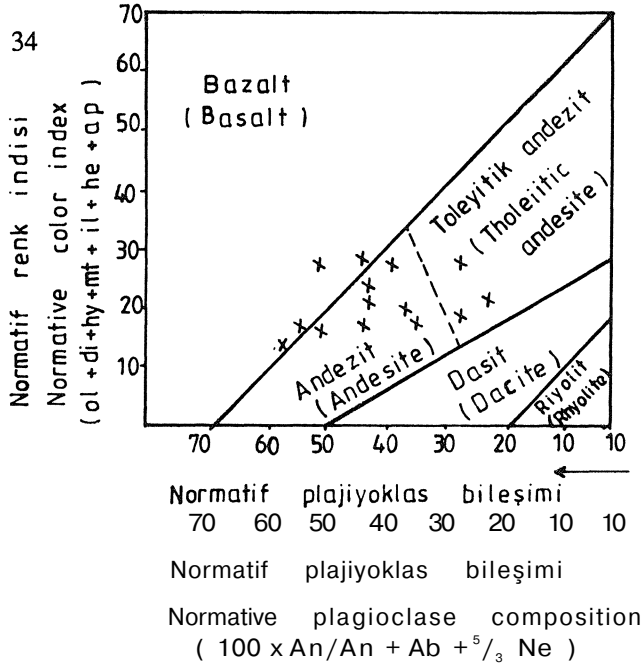
Şekil 3: Çiftehan volkanitlerinin toplam alkali-SiO₂ diyagramı. 1: Mac Donald (1968), 2: Irvine ve Baragar (1971)

Figure 3: Total alkali-SiO₂ diagram for the Çiftehan volcanics. 1: Mac Donald (1968), 2: Irvine and Baragar (1971)

örneklerin alkalın alanda yer almasını iki nedene bağlanabilir. Birincisi örneklerin ayrışmış ve büyük bir çoğunluğunun spilitleşmiş olması, diğeri ise çalışma bölgesinde trakit dayklarının yüzeylenmiş bulunmasıdır. Bilindiği gibi spilitleşmede Ca'lu plajyoklas (labrador) yerine Na'lu plajyoklas (albit) bulunmaktadır, dolayısıyla albitleşmeden dolayı örneklerde Na zenginleşmesi görülecektir, ayrıca örneklerin alındığı yerler de trakit dayklarından ötürü örneklerin bir miktar K ve Na bakımından zenginleşecekleri muhakkaktır.

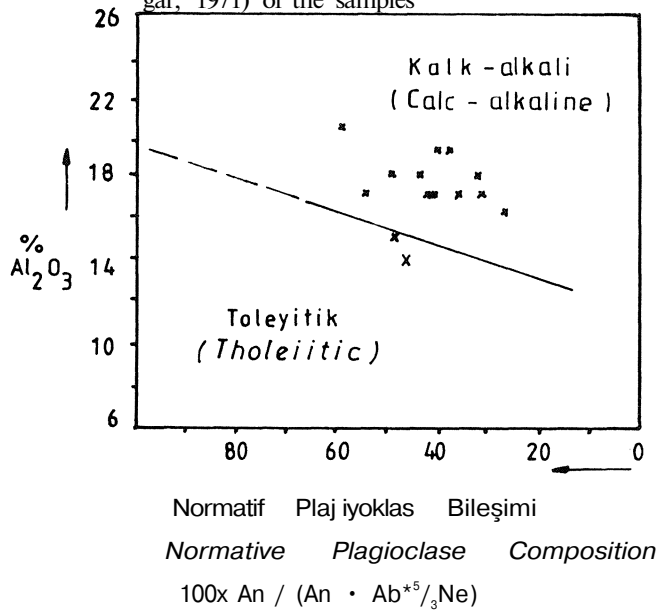
Normatif plajyoklas bileşimi-Normatif renk indisi diyagramına örnekler yerleştirildiğinde bunların büyük bir çoğunluğunun andezit ve toleyitik andezit bölgesinde, diğer 4 örneğin ise andezit sınırına yakın bazalt bölgesinde yer aldığı görüldür. (Şekil 4)

Al₂O₃ - Normatif plajyoklas bileşimi diyagramında iki örnek hariç diğer örneklerin tamamı kalkalkali alanında toplanmışlardır. (Şekil 5)



Şekil 4: örneklerin normatif plajiyoklas bileşimi-Normatif renk indisi (Irvine ve Baragar, 1971) diyagramında gösterilişi

Figure 4: Plot of normative color index-normative plagioclase composition diagram (Irvine and Baragar, 1971) of the samples



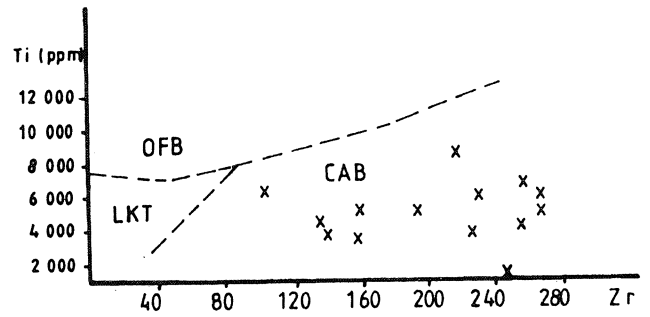
Şekil 5: Örneklerin % Al₂O₃-Normatif plajiyoklas içerikleri (Irvine ve Baragar, 1971)

Figure 5: Plot of % Al₂O₃-Normative plagioclase composition of samples (Irvine and Baragar, 1971)

Ti-Zr diyagramında da örneklerin tamamının kalkalkali bazaltlar (CAB) bölgesinde toplandıkları görülür. (Şekil 6)

Bu her iki diyagram (Şekil 5 ve 6) Çiftehhan volkanitlerinin kalkalkali özellikle gelişmiş olduklarını göstermektedir. Kalkalkali (CA) dizisi kayaları çoğunlukla ada yayları ve etkin kıta kıyıları gibi dağılım kuşaklarında bulunurlar ve kıta kıyılarıdaki volka-

nik yaylar daha da silisli bileşim taşımaya eğilimlidirler (Miyashiro, 1975). Kaim kıta türü kabuklu ergin ada yaylarında toleyitik ve kalkalkali dizilerini andezit ve dasitler, ince okyanus türü kabuklu erginleşmemiş ada yaylarında ise toleyitik dizisi bazaltlar başlıca volkanitlerinin da kaim kıta türü kabuklu ergin ada yaylarından türemiş olabileceği ortaya çıkar. Volkanitlerin kalkalkali özellikle olmaları, büyük bir çoğunluğunun andezit bileşimli olması ve Elmalı köyü ve yöresinde de trakit dayklarının yüzeylenmiş olması Çiftehhan volkanitlerinin erginleşmiş ada yayları ürünleri olabileceğinin destekler niteliktedir.



Şekil 6: örneklerin Ti-Zr ayırtaç diyagramında dağılımı OFB: Okyanus taban bazaltları, LKT: düşük K-toleyitleri, CAB: Kalk-alkali bazaltlar, Garcia (1978)'den

Figure 6: Distribution of the samples in the Ti-Zr discriminant diagram. OFB: Ocean floor basalts, LKT: Low K-tholeiites, CAB: Calc-alkali basalts, after Garcia (1978)

SONUÇ

Bu çalışmayla Çiftehhan volkanitlerinin mineralojik ve petrogratik etüdü detaylı bir şekilde incelenmiş, piroklastikler içindeki volkanitlerin tamamen spilitleşmiş veya çok ayrışmış bazalt ve andezit oldukları, Elmalı köyünde yüzeylenen daykların ise bazalt ve trakit oldukları saptanmıştır.

14 örneğin yapılan kimyasal analiz sonuçlarına göre de Çiftehhan volkanitlerinin kaim kabuklu erginleşmiş ada yayları ürünleri olabileceği ortaya konmuştur.

KATKI BELİRTME

Yazar, yakın ilgi ve yardımlarını gördüğü Prof. Dr. Mustafa Aslaner'e, arazi çalışması süresince Pozantı kampında kalma olanağını sağlayan M.T.A. Doğu Akdeniz Bölge Müdürü Şinasi Apaydın ve kamp teknik elemanlarına, kimyasal analizlerin yapımında laboratuvar olanaklarından yararlanmayı sağlayan K.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölüm Başkanı Prof.Dr. Remzi Dilek ve Doç. Dr. Selçuk Tokel'e ve yardımlarını gördüğü Arş.Gör.Ali Van'a, C.I.P.W. normlarının hesaplanmasında emeği geçen Arş.Gör.Zeki Billor'a içten teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Ateş, M.Z., 1985, Esendemir tepe (Koçak-Ulukışla-Çiftehan) Demir skarn yatağı metalojenik incelemesi, Ç.Ü.Fen Bilimleri Enst.Jeoloji Müh. (Master Tezi) Adana, (yayınlanmamış).
- Baş, H., Ayhan, A. ve Atabey, E., 1986, Ulukışla-Çamağdı (Niğde) Volkanitlerinin Bazı petrolojik ve jeokimyasal özellikler. Jeol.Müh.Derg. 26, 27-34.
- Billor, M.Z., 1986, Kayserilinin Dere (Çiftehan) Dolayının cevherleşmesi ve volkanitlerin jeokimyasal incelenmesi, Ç.Ü. Fen Bilim.Ens. Jeoloji Müh.Böl. Adana, (Master tezi), (Yayınlanmamış).
- Çalapkulu, F., 1980, Horoz Granodiyoritinin jeolojik incelenmesi, Türkiye Jeol.Bült. 23,59-68.
- Demirtaşlı, E., Bilgin, A.Z., Erenler, F., Işıklar, S., Sanlı, D., Selim, M., Turhan, N., 1973, Bolkar dağlarının jeolojisi, Cumhuriyetin 50. yılı Yer-bilimleri Kong. M.T.A. yayını.
- Garcia, M., 1978, Criteria of the ancient volcanic arcs. Earth Sci. Rev., 14, 147-165.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canad.J.Earth Sc, 8,523-548.
- Miyashiro, A., 1975, Classification, characteristics and origin of ophiolites. Journal of Gvol., 83, 249-281.
- Oktay, F.Y., 1982, Ulukışla ve Çevresinin Stratigrafisi ve jeolojik Evrimi. Türkiye Jeol.Bült. 25, 15-24.
- Şişman, A.N. ve Şenocak, M.H., 1981, Bolkardağ yöresinin jeolojisi ve Maden Yatakları, M.T.A. Rap.No 1790. 58 s. (yayınlanmamış).
- Tatar, M., 1987, Koçak köyü Cipcip dere (Niğde-Ulukışla) Demir-Bakır cevherleşmesinin metalojenisi, Ç.Ü.Fen Bilim.Enst. Jeoloji Müh.Böl. Master Tezi, Adana, (Yayınlanmamış).

Yazının geliş tarihi

Yayma veriliş tarihi : 15. 8.1988

Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) demir yatağının petrokimyasal incelemesi

Petrochemical investigation of the Çavdar-Demirtepe (Söke-Aydın) iron ore body

İLYAS NUHOĞLU A.Ü Mühendislik Mimarlık Fakültesi Maden Mühendisliği Bölümü, Eskişehir

ÖZ: Çavdar-Demirtepe Demir Yatağı Aydın iline bağlı Söke ilçesinin 26km. güneydoğusundadır. Menderes masifindeki en önemli demir yatağıdır.

İnceleme bölgesinde temeli oluşturan litolojik birimler para kökenlidir. İlkel kayaların kumtaşı, kilitaşı, kumlu kilitaşı ve killi kumtaşıdır. Bu ilk el kayaların metamorfizması ile şist ve gnayslar oluşmuştur.

Her kayaç birimindeki gerek az saçınımlı, gerekse çok saçınımlı ve de masif cevherleşmeler yankayaçla birlikte onunla aynı ortamda oluşmuştur.

ABSTRACT: Çavdar-Demirtepe iron ore body is situated 26 km. Southeast of Söke-Aydın. It is the most important iron ore body in the Menderes massif.

Lithological formations of the basement are para origin in the investigated area. Original sedimentary rocks were sandstones, mudstone, and argillaceous sandstones. Schists and gneisses were formed by metamorphoses of these rock units.

In all rock formations mineralizations (disseminated, highly disseminated and massive kinds) were formed under similar conditions.

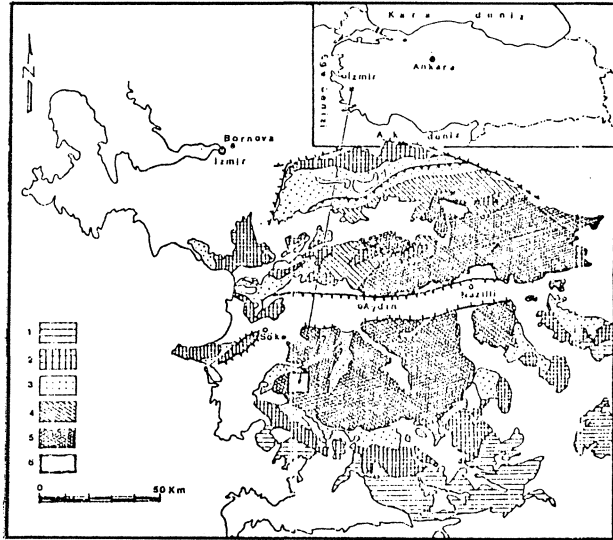
GİRİŞ

İnceleme alanı Batı Anadolu Bölgesinde Aydın ilinin güneybatısındadır. Aydın iline kuş uçuşu uzaklığı 38 km. dir. Bağarası bucağının güneyine düşer. Bucağa uzaklığı 8 kilometre kadardır.

Bir maden yatağının kökensel araştırılmasının yapılabilmesi için o yatağın oluştuğu ortamın ve bu ortama özgü oluşum koşullarının açıklık kazanması gerekir.

Demirtepe demir yatağının içinde bulunduğu Menderes masifinin jeolojik evrimi, ilgilenen tüm araştırmacılarca karmaşık olarak kabul edilir. Masifi oluşturan litolojik birimlerin yaşları ve bu birimlerin birbirlerine göre konumları kesin olarak saptanamamıştır. Masifin oluşumundan bugüne kadar geçirmiş olduğu tektonik hareketlerin masifin yapısına ne derece etki ettiği de açıklık kazanmamıştır. Masifin çekirdeği olarak kabul edilen gnayslar ile örtü şistleri olarak öne sürülen serilerin kökenleri hakkında çeşitli görüşler vardır.

İnceleme alanı Menderes masifinin çeşitli araştırmacılarca (Graciansky, 1965; Brinkman ve diğ.1966) çekirdek olarak adlandırılan bölümünde yer alır. Bölgede gözlenen cevherleşmelerin yalnızca çekirdek biriminde bulunması nedeniyle çalışma kapsamında özellikle temeli oluşturan kayalar ayrıntılı olarak ele alınmıştır. Bunlar:



Sekil 1 : İnceleme alanı buldu haritası.

1-Mermer ve kalker 2-Mermer,kalkışist, grovak v.s. 3- Şist-metakuarsit kompleksi (Mermer ara katkılı) 4- Şist ve perlgneys 5- Çekirdek gnaysı (Gözlü gnays) İzdar, 1969) 6- İnceleme alanı

Figure 1 : Location map

1- Marble and limestone 2-Marble, calcschist, graywacke etc. 3- Schist-Metaquartzite complex (intercalated with marble) 4- Schist and pearle gneiss 5- Nuclear gneiss (coarse grained gneiss) (Izdar 1969) 6 - Studied area

- Gnayslar
- Gözlü gnays
- Şistler
- Muskovit-Kuvars şist
- Almandin-Muskovit-Kuvars şist
- Kuvars şist

Ayrıca inceleme alanındaki kırıklara paralel olarak uzanan ençok 50 santimetre kalınlığında sütkuvars damarları vardır. Cevher içermeyen bu damarların uzanımları yer yer 150 metreyi bulur.

PETROKİMYASAL İNCELEMELER

Genel

Bir yatağın yerleşimi ve kökeni, içinde bulunduğu kayacın oluşumu ve köken koşullarından soyutlanamaz. Hele özellikle o yatak yankayaçlarla eş oluşumlu ise bu önem çok daha büyüktür. Bu nedenle söz konusu cevherleşmenin doğrudan ayrıntılı incelenmesine girişmeden önce içinde bulunduğu yankayaçların özellikle kökenleri hakkında bilgi verecek çalışmalara eğilmek gerekir. Bu konuda bugüne dek birçok varsayımlar ileri sürülmüştür. Bu görüşler genel anlamıyla aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

- 1- Gözlü gnayslar migmatize olmuş para kökenli kayaçlardır (Schuiling, 1962; Öztunalı, 1964).
- 2- Gözlü gnayslar tipik orto gnayslardır (Graciansky, 1966).
- 3- Yeşil şist fasiyesi içindeki metamorfitle potasyum metazomatozu sonucunda gözlü gnays haline geçmiştir. (Scotford, 1968).
- 4- Bazı bölgelerde yalnız orto kayalar paralel tekstürlü gnayslaşma göstermektedir.

Orto ve para kayaçlar beraberce migmatizme olmuşlardır.

Bazı bölgelerde para metamorfitle gnayslaşmanın ötesine geçememişlerdir (İzdar, 1969).

5- İnce, taneli gnaysların orijinal maddeleri muhtemelen detritik tortullardır.

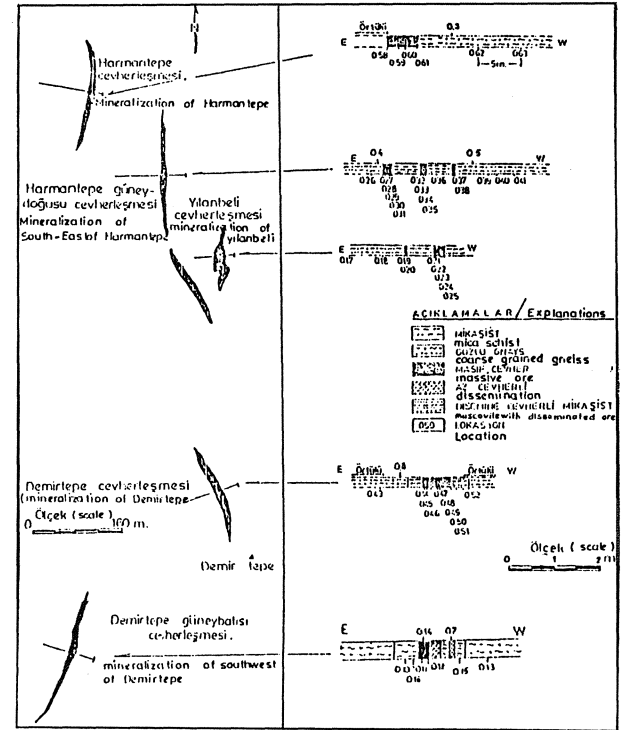
Gözlü gnayslarla şistlerin dokanağı erüptiv dokanak hissin verir.

Gözlü gnaysların migmatizasyon sonucu meydana gelmişlerdir ve gözlü gnayslar oluşmuştur (Başarı, 1970).

6- Gnays karmaşığının en az bazı kesimleri sedimentlerin anateksitleri sonucu oluşmuşlardır.

Şist karmaşığının bütün birimleri tortul kökenli kayaçlardan türemişlerdir (Akkök, 1982).

Yukarıda özetlenen varsayımların yanında çalışma alanındaki litolojik birimlerin kökensel oluşumlarına yaklaşımlarda bulunabilmek için bütün litolojik birimlerden ve cevherli zonlardan sistematik örnekler alınarak bireysel gruplandırılmıştır. Özellikle cevherli zonlardan cevherin uzanımına dik doğrultularda örnekler alınmıştır (Şekil 2, Çizelge 1). Derlenen bu örneklerden 49 tanesinin majör element analizleri, 105 tane örneğinde x-Ray flüoresansla Nd, V, Ba, Ce, Hf, La, Zn, Cu, Ni, Cr, Nb, Zr, Y, Sr, Rb, Th, Pb, iz element analizleri gerçekleştirilmiştir. Ayrıca iz element analizlerinin sonuçları majör element analiz sonuçları ile bağdaştırılmıştır.



Şekil 2- Çavdar - Demirtepe yöresi cevherleşme alanları ve örneklerin alın yerleri haritası.
Figure 2 - Mineralization area of the Cavdar - Demirtepe vicinity and location of the collected samples.

KAYACIN ADI NAME OF ROCK	ÖRNEK NO NUMBER OF SAMPLE	ÖRNEKİN ALINDIĞI ÇEVRELEŞME ALANI MINERALIZED AREA	ÖRNEKİN ALINDIĞI DERİNLİK DEPTH OF SAMPLE
GÖZLÜ GNAYS COARSE GRAINED GNEISS	Cevherli Sterile	03	Harmantepe
		04	"
		05	"
		06	Yılanbeli
		08	"
		018	"
		020	Harmantepe güneydoğusu
		031	Harmantepe
		061	"
		09	Harmantepe
017	Yılanbeli		
İNCE, TANELİ GNAYS FINE GRAINED GNEISS	Cevherli Mineralized	026	Harmantepe güneydoğusu
		021	Yılanbeli
		022	"
		049	Demirtepe
		013	Demirtepe güneydoğusu
		042	Yılanbeli Harmantepe
KARMAŞIK GNAYS MIGMATIZED GNEISS	Cevherli Mineralized	016	Demirtepe güneybatısı
		086	Harmantepe
		010	Demirtepe güneybatısı
		047	Demirtepe
		015	Demirtepe güneybatısı
		019	Yılanbeli Demirtepe güneybatısı
ORTO GNAYS QUARTZ FACIES	Cevherli Mineralized	063	Harmantepe
		K3	"
		059	Harmantepe
		060	"
		025	Yılanbeli
		027	Harmantepe güneydoğusu
029	"		
030	"		
058	Harmantepe		
MASIF CEVHER MASSIVE ORE	006	"	
	011	Harmantepe güneybatısı	
	014	"	
	024	Yılanbeli	
	040	Harmantepe güneydoğusu	
	041	"	
	043	Demirtepe	
	045	"	
	046	"	
	050	"	
	051	"	
	052	"	
	053	"	
	055	"	
062	Harmantepe		

Çizelge 1- İnceleme bölgesindeki cevherleşme alanlarından derlenen örnekler
Talbe 1 - Collected samples from mineralised zones of investigated area.

Kökensel sonuca daha sıhhatli varabilme düşüncesiyle örnekler her birim içinde gruplandırılmış ve litolojik birimler ayrı ayrı ele alınarak aşağıdaki sıra düzeninde incelenmesi yeğlenmiştir :

- Gözlü Gnayslar
- Cevhersiz gözlü gnayslar
- Cevherli (az saçınımlı) gözlü gnayslar
- Cevherli (çok saçınımlı) gözlü gnayslar

- İnce taneli gnayslar
- Cevhersiz incetaneli gnayslar
- Cevherli (az saçınımlı) ince taneli gnayslar
- Cevherli (çok saçınımlı) ince taneli gnayslar

- Muskovit-kuvars şistler
- Cevhersiz muskovit-kuvars şistler
- Cevherli (az saçınımlı) muskovit-kuvars şistler
- Cevherli (çok saçınımlı) muskovit-kuvars şistler

- Kuvars şistler
- Cevhersiz kuvars şistler
- Cevherli (az saçınımlı) kuvars şistler
- Cevherli (çok saçınımlı) kuvars şistler
- Masif cevher

Gözlü gnayslar

En fazla yayılım gösteren birimi oluşturan gözlü gnayslara ilişkin majör element analizleri ve Niggli parametreleri çizelge 2 de verilmiştir. Bu değerlerin çeşitli araştırmacılarca yapılan diyagramlara uygulanması ile çok yönlü araştırmalarla aynı noktada birleşebilme ve sonuçta litolojik birimlerin kökenine mümkün olan en doğru yaklaşımı sağlayabilme olanakları araştırılmıştır.

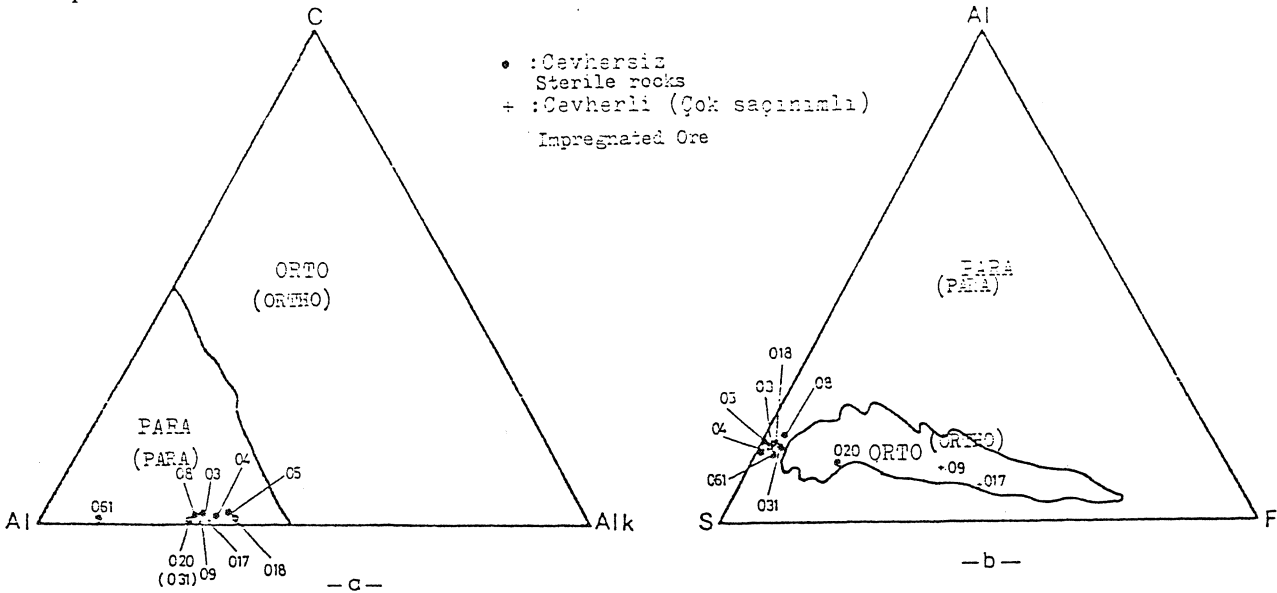
Osann, (1942) diyagramları günümüze değin birçok araştırmacı tarafından kullanılmıştır. Diyagramların kullanılmasında etkin olan parametreler C - Al - Alk ve Al - S - F parametreleridir.

Gözlü gnays Coarse grained gneiss										
Cevhersiz sterile										Cevherli mineralised Çok saçınımlı Impregnated
%	03	04	05	08	018	020	031	061	09	017
SiO ₂	77,23	77,52	75,84	67,99	75,05	69,97	77,27	79,49	51,63	45,71
TiO ₂	0,08	0,08	0,08	0,69	0,07	0,43	0,07	0,00	0,59	0,43
Al ₂ O ₃	12,95	13,02	13,69	12,16	13,66	10,30	13,40	3,12	9,90	6,00
Fe ₂ O ₃	2,40	1,11	1,62	13,75	2,02	12,80	1,77	1,34	31,57	41,62
FeO	0,54	0,50	1,05	0,20	0,37	2,55	+	+	1,57	0,98
MnO	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02
MgO	0,40	0,08	0,18	0,66	0,00	0,46	1,18	0,65	0,61	0,37
CaO	0,06	0,11	0,22	0,00	0,08	0,50	0,03	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,51	0,90	1,37	0,22	0,43	0,16	0,64	0,60	0,20	0,42
K ₂ O	5,39	6,19	5,99	4,56	7,21	3,65	4,69	1,14	3,62	2,13
P ₂ O ₅	0,10	0,14	0,17	0,02	0,11	0,01	0,03	0,10	0,05	0,15
Total	99,88	99,67	100,27	99,96	99,22	100,56	99,08	100,00	100,00	100,00
Niggli parametreleri Niggli parameters										
al	52,70	57,70	50,76	33,69	54,40	27,62	53,47	60,21	17,07	8,83
fm	19,91	9,81	15,15	58,00	11,60	11,05	20,41	19,49	75,56	66,83
c	0,42	0,86	1,52	0,00	0,40	0,00	0,41	0,00	0,00	0,00
alk	26,97	34,62	29,55	15,00	13,60	0,83	24,49	11,28	7,63	4,14
si	543,00	522,14	478,79	304,94	439,60	312,90	525,71	530,00	150,00	116,47
ti	0,42	0,43	3,79	3,00	0,00	1,36	0,41	0,00	1,22	0,90
k	23,65	28,20	24,24	14,60	30,80	11,33	0,83	6,39	0,93	0,76
mg	0,42	0,86	1,89	15,00	0,00	2,76	1,00	8,21	1,22	0,09
p	0,60	0,43	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Çizelge 2 : Gözlü gnayslarda kimyasal analiz sonuçları ve Niggli parametreleri.

Table 2 : Chemical analysis values and Niggli parameters of coarse grained gneisses.

- C : CaO
- Al : Al₂O₃
- S : SiO₂ + TiO₂ + P₂O₅
- Alk : Na₂O + K₂O
- F : Fe₂O₃ + FeO + CaO + MgO + MnO
- + : Ölçülmedi Could not be analysed



Sekil 3 : Gözlü gnays örneklerinin OSANN diyagrammdaki dağılım alanları.
Figure 3 : Distribution areas of the coarse grained gneisses on OSANN diagrams.

Burada F parametresi demire bağlı olarak değişmektedir. Çalışma alanında derlenen gözlü gnays örneklerinin bir kısmında demir oranı yüksektir. Bazan bu oran fazla cevherli gözlü gnays örneklerinde %40 a kadar varabilmektedir (çizelge 2). Bu nedenle cevherli örneklerin Al-S-F diyagramına uygulanması yanıltıcı sonuçlar verebilir. Buna karşın C-Al-alk diyagramdaki dağılımları güvenilir sonuçlar verecektir.

Gözlü gnays örneklerinin C-Al-alk diyagramdaki dağılım alanları (Şekil 3 a) da görülmektedir. Bu diyagramda bütün örnekler para köken alanına düşmüştür. CaO oranının oldukça düşük olması nedeniyle yine bütün örnekler Al-alk doğrusu üzerinde veya ona çok yakın kesimlerde dağılım göstermektedir.

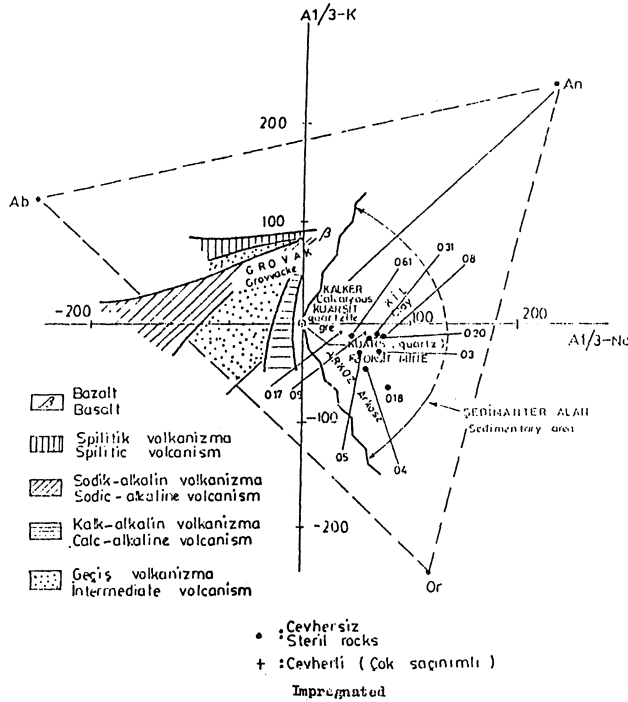
Al-S-F diyagramında ise (Şekil 3 b) 09, 017 ve 020 nolu örnekler orto köken alanında diğer örnekler ise para köken alanı içinde ancak orto köken ile para köken alanı sınırına çok yalıdır. Yukarıda da belirtildiği gibi 09, 017, 020 nolu örneklerde demir oranı yüksektir ve F parametresine bağlı olarak yanıltıcı sonuçlar verebilir.

Gözlü gnays örneklerinin H. de La Roche (1968) diyagramdaki dağılım alanları (Şekil 4) de görülmektedir. Bu diyagramda kullanılan parametreler Al, Na, ve K a bağlı değişimlerdir. Eksenler üzerindeki değişim elemanları:

X Eksen : Al / 3 - Na

Y Eksen : Al / 3 - K

Gözlü gnays örneklerinin bu diyagramdaki dağılımları sedimanter bölge alanı içindedir. 061, 09, 020, 03 ve 05 nolu örnekler gre alanına çok yalıdır.



Şekil 4 : Gözlü gnaysların R. de La ROCHE diyagramındaki dağılımı.

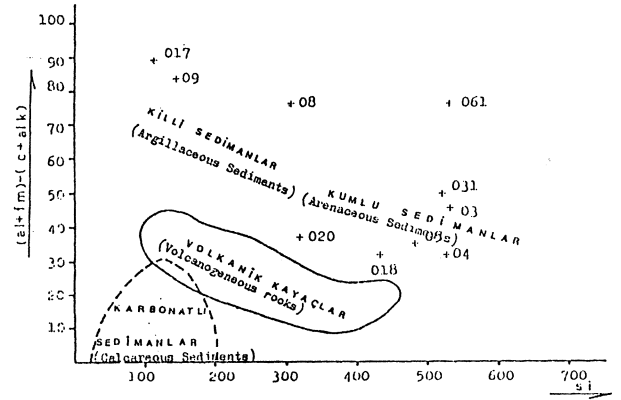
Figure : Distributions of the coarse grained gneisses on H. de La ROCHE diagram.

Diğer bir diyagramda Holdhus (1971)'un kökensel araştırmalarda uyguladığı diyagramdır (Şekil 5). Niggli parametreleri kullanılarak yapılan bu diyagramda eksenler üzerine yerleştirilen değişim elemanları aşağıda verilmiştir:

X Eksen : si

Y Eksen : (al + fm) - (c + alk)

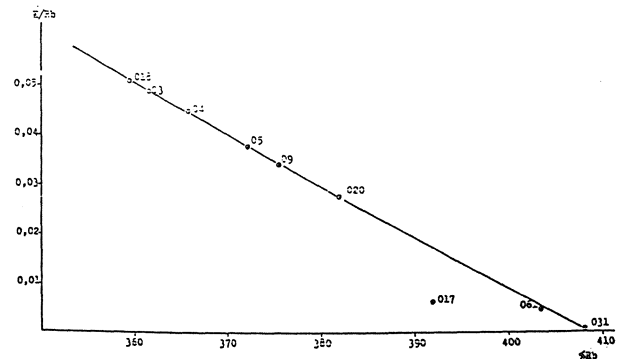
Gözlü gnays örneklerinden 061, 031, 03, 018, 05 ve 04 nolu örnekler kumlu sedimanlar bölgesine 017, 09 nolu örnekler (çok saçınımlı) killi sedimanlar bölgesine 020 ile 08 nolu örnekler ise kumlu sedimanlarla killi sedimanların sınır bölgesine düşmektedir (Şekil 5).



Şekil 5 : Gözlü gnaysların (al+fm)-(c+alk) ve si diyagramındaki konumları (Holdhus, 1971).

Figure 5: Plot of Niggli value (al+fm)-(c+alk) against (si) of the coarse grained gneisses according to Holdhus (1971)

Stavrot (1971)'a göre anateksitik granitler ve magmatik kökenli granitlerin karakteristikleri (Şekil 6) da verilmiştir. Çalışma alanındaki gnaysların bileşimi granitik bileşime çok yalıdır (Çizelge 2). Bu kayaların anateksitik graniti veya magmatik kökenli granit mi olup olmadığını belirlemek amacıyla kayaç örneklerindeki K ve Rb elementlerinin birbirleriyle olan jeokimyasal ilişkisi incelenmiştir. Çalışma alanı litolojik birimlere ve masif cevherli seviyelere ait K ve Rb elementlerinin gerek magmatik farklılaşma evresi ve gerekse anateksitik koşullar sırasındaki davranışları farklıdır. Magmatik



Şekil 6 : Gözlü gnayslarda % K/Rb ilişkisi.

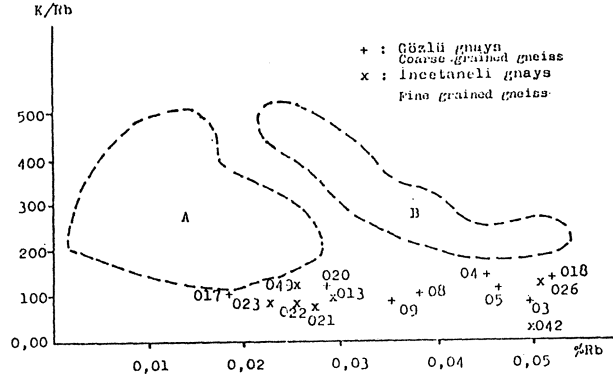
Figure 6 : The relationship between K/Rb-%Rb in the coarse grained gneisses.

farklılaşma evresi ilerledikçe mafik kayalardan asitik kayalara doğru K/Rb oranında bir azalma olmaktadır. Oysa anateksidik koşullarda bu oran tersine bir gelişim göstermekte ve kısmi erime ilerledikçe lökokrat granitik bileşime sahip eriyiğin K/Rb oranında bir artış olmaktadır (Tolluoğlu, 1981). Diğer taraftan bu konuda Strawrow (1971) tarafından yapılan bir çalışmada da vardır. Bu çalışmaya uygun olarak çalışma alan örneklerinin analiz verileriyle elde edilen %Rb ve K/Rb değerlerinin ilişkisi (Şekil 6) da görülmektedir. Şekil üzerindeki noktaların dağılımları ile ilgili regresyon doğru denklemi $(K/Rb) = -982,6497 \%Rb + 409,8772$ olarak hesaplanmıştır. Bu noktalardan geçen en uygun doğrunun denkleminin gözlemsel verilere uyumunu görebilmek için uyum smaması (C_2 goodness of fit) yapılmıştır. $C_2 = 0,035738$ olarak bulunmuştur.

Şekil 6 da belirlenmiş olan doğrunun eğimi azalma göstermektedir. Bu sonucun magmatik farklılaşma yoluyla oluşan granitlerdeki azalmaya karşılık gelmesi daha önceki diyagram sonuçlarıyla terslik göstermektedir.

Şekil 7 de ise gözlü gnays ve ince taneli gnays örneklerinin metamorfik komplekslerdeki metamorfitletler ile anateksitik granitlerin %Rb ve K/Rb ilişkisi diyagramındaki (Stavrov, 1971) dağılım alanları görülmektedir. Çalışma alanındaki bütün gnays örnekleri her iki alanın dışında bir dağılım vermektedir.

Aynı araştırmacının magmatik kökenli granitik kayaların K/Rb - %Rb ilişkisi diyagramında (Şekil 8) 04 ve 05 nolu örnekler magmatik kökenli granitik kayaların sınırlandığı alan içinde, 08 nolu örnek bu sınıra çok yakın diğer örnekler bu sınırın dışında dağılım göstermektedir.



Şekil 7 : Metamorfik komplekslerdeki metamorfitletler ile anateksitik granitlerin K/Rb-%Rb ilişkisi (Stavrov, 1971) diyagramında gözlü ve incetaneli gnaysların dağılımı. A : Metamorfitletler ile anateksitik granitlerin dağılım alanı.

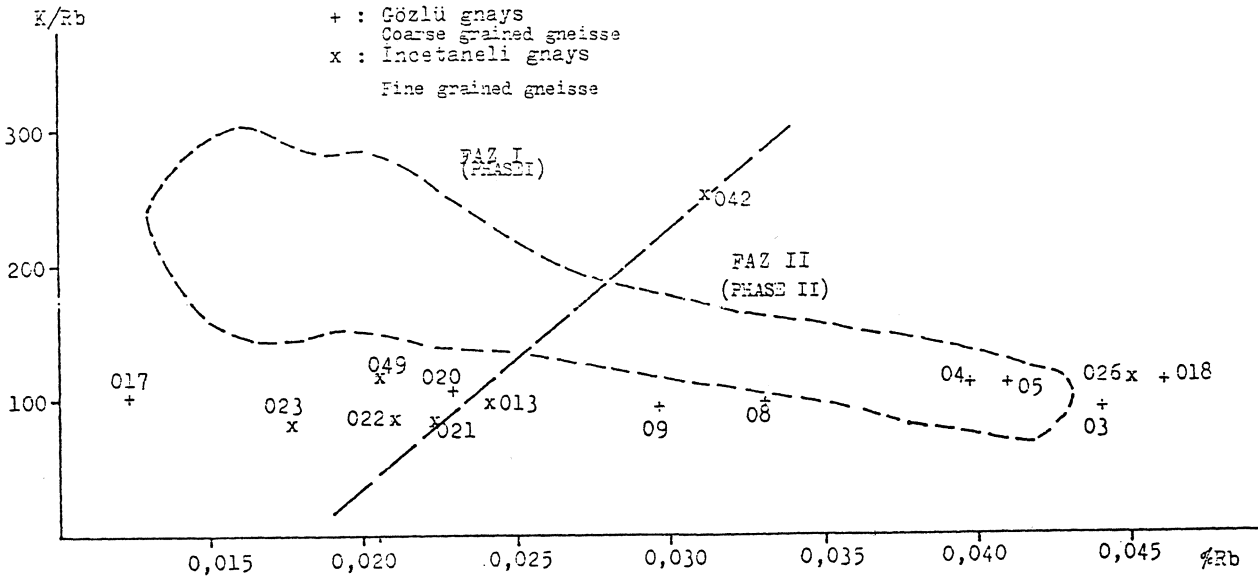
B : Mikrolinli pegmatitlerin dağılım alanı.

Figure 7 : Distribution of the coarse and fine grained gneisses on the K/Rb-% Rb diagram of metamorphic complexes. A : Distribution area of metamorphites and anatectic granites.

B : Distribution area of pegmatitition with microcline.

İnce Taneli Gnayslar

İnce taneli gnays biriminden derlenen örneklerin majör element analiz sonuçları ve Niggli parametreleri (Çizelge 4) de verilmiştir. C-Alk diyagramında bu örneklerin tümü para köken ile sınırlanan alan içerisinde ve Al-Alk doğrusu üzerindedir (Şekil 9 a). Al-S-F diyagramında 049 nolu örnek orto köken alanının sınırına çok yakın diğer örnekler para köken alanı içindedir (Şekil 9 b).

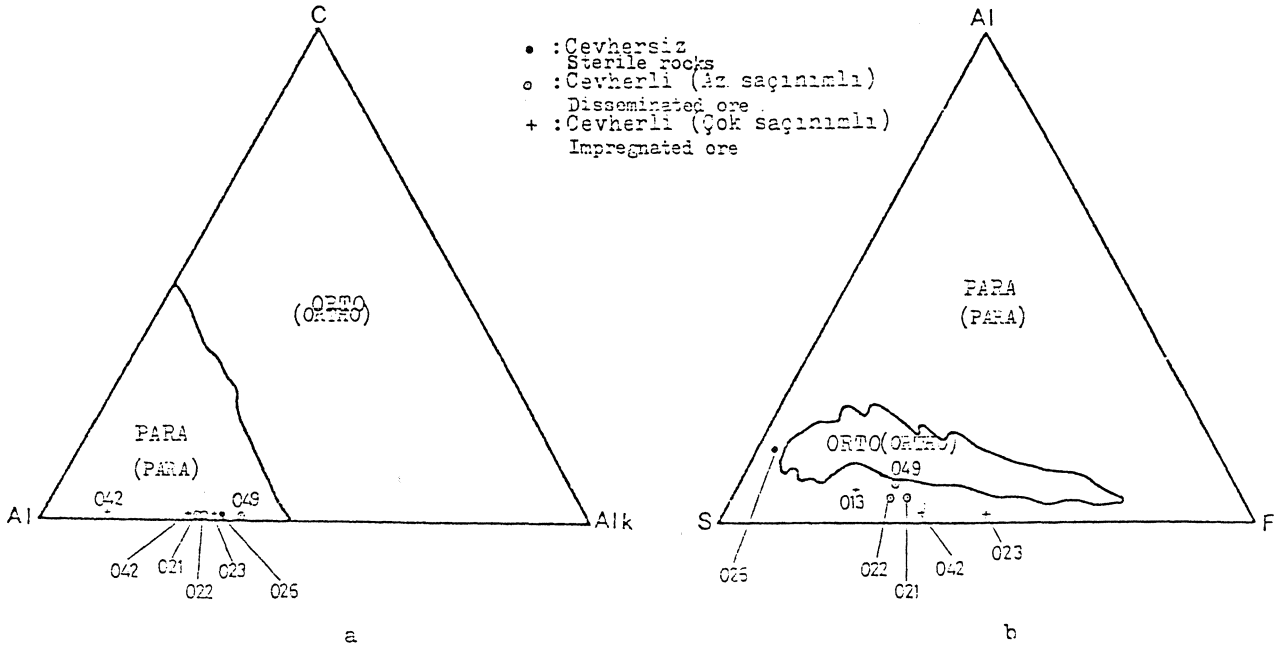


Şekil 8 : Magnetik kökenli granitik kayaların (Noktalı çizginin sınırladığı alan) K/Rb-%Rb ilişkisi diyagramında gözlü gnays ve ince taneli gnays örneklerinin dağılım alanları.

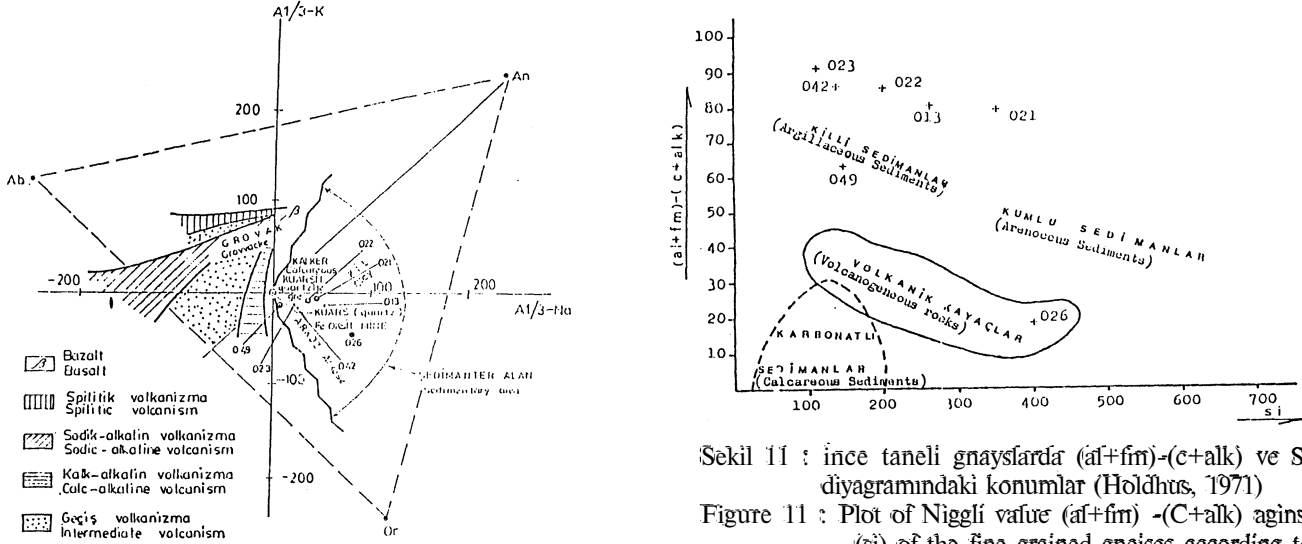
Figure 8 : Distribution areas of the coarse and fine grained gneiss samples on the K/Rb-%Rb diagram of magnetic granitic rocks (Area surrounded by broken lines.)

KAYACIN ADI NAME OF ROCK		ÜRNEK NO NUMBER OF SAMPLE	Hb ppm	Rb %	K %	K/Hb	
GÜZEL ÇAYIR COARSE GRAINED GNEISS	Cevherless Sterile	03	490,30	0,04903	4,4742	91,25	
		04	447,60	0,04476	5,1330	114,68	
		05	457,80	0,04578	4,9671	108,50	
		08	38,01	0,03801	3,7850	99,59	
		018	510,40	0,05104	5,9820	117,32	
		020	279,90	0,02799	3,1947	114,14	
		031	14,80	0,00148	3,4785	54,63	
		061	50,00	0,00500	0,9600	196,00	
	Cevherli Mineralised	Çok cevherli Impregnated	09	347,70	0,03477	3,6980	91,17
	017	17,55	0,01755	1,7707	100,89		
İNEMLİ ÇAYIR FINE GRAINED GNEISS	Cevherless Sterile	026	502,20	0,05022	5,4889	109,36	
	Cevherli Mineralised	Az saçımlı Disseminated	021	272,00	0,02720	2,2205	81,64
			022	259,80	0,02598	2,4180	86,74
			049	255,30	0,02553	3,0470	119,37
		Çok saçımlı Impregnated	013	291,00	0,02910	2,9026	99,75
			023	231,90	0,02319	2,0114	80,74
			042	169,30	0,01693	0,4946	29,22
KÜSÜTLÜ-ÇAYIR ÇİFT KÜSÜTLÜ-İNEMLİ SCHIST	Cevherless Sterile	016	756,80	0,07568	6,6399	87,74	
	Cevherli Mineralised	Az saçımlı Disseminated	086	278,00	0,02780	0,0000	0,00
			010	223,20	0,02232	2,5991	112,76
			047	204,90	0,02049	2,1940	107,10
			015	91,60	0,00916	1,1418	124,65
		Çok saçımlı Impregnated	019	349,10	0,03491	3,6278	103,92
			07	370,80	0,03708	2,9457	79,44
KUMAR ŞİŞT QUARTZ SCHIST	Cevherless Sterile	063	57,00	0,00570	0,0400	7,02	
		K3	17,00	0,00170	0,6500	328,35	
	Cevherli Mineralised	Az saçımlı Disseminated	059	27,30	0,00273	0,4149	151,58
			060	20,10	0,00201	0,2773	118,07
		Çok saçımlı Impregnated	025	24,16	0,02416	1,8703	77,41
			027	14,30	0,00143	0,1028	71,89
			029	24,00	0,00240	0,2323	96,83
			030	78,00	0,00780	0,9795	125,27
058	3,20	0,00032	0,1444	451,25			
MASİF CEVHER MASSIVE ORE		006	143,60	0,01436	1,4703	102,39	
		011	179,20	0,01792	2,0595	114,93	
		014	256,80	0,02568	2,6586	103,53	
		024	221,60	0,02216	1,7191	77,58	
		040	103,90	0,01039	1,1849	114,07	
		041	107,20	0,01072	1,7774	100,68	
		043	102,30	0,01023	9,5260	931,56	
		045	100,70	0,01007	0,9825	97,59	
		046	51,70	0,00517	0,5294	102,35	
	050	159,80	0,01598	1,6347	102,20		

Çizelge 3: Çalışma alanı litolojik birimlerine ve cevherli seviyelere ait K ve Rb elementlerin kimyasal analiz sonuçları.
Table 3 : Chemical analysis results of K and Rb for rocks and mineralised zones of the investigated area.



Şekil 9 : İnce taneli gnays örneklerinin OS ANN diyagramlarındaki dağılımları.
Figure 9 : Distributions of the fine grained gneisses on OS ANN diagrams.



Şekil 11 : İnce taneli gnayslarda (af+fm)-(c+alk) ve Si diyagramındaki konumları (Holdhus, 1971)
Figure 11 : Plot of Niggli value (af+fm)-(C+alk) against (si) of the fine grained gneisses according to Holdhus (1971)

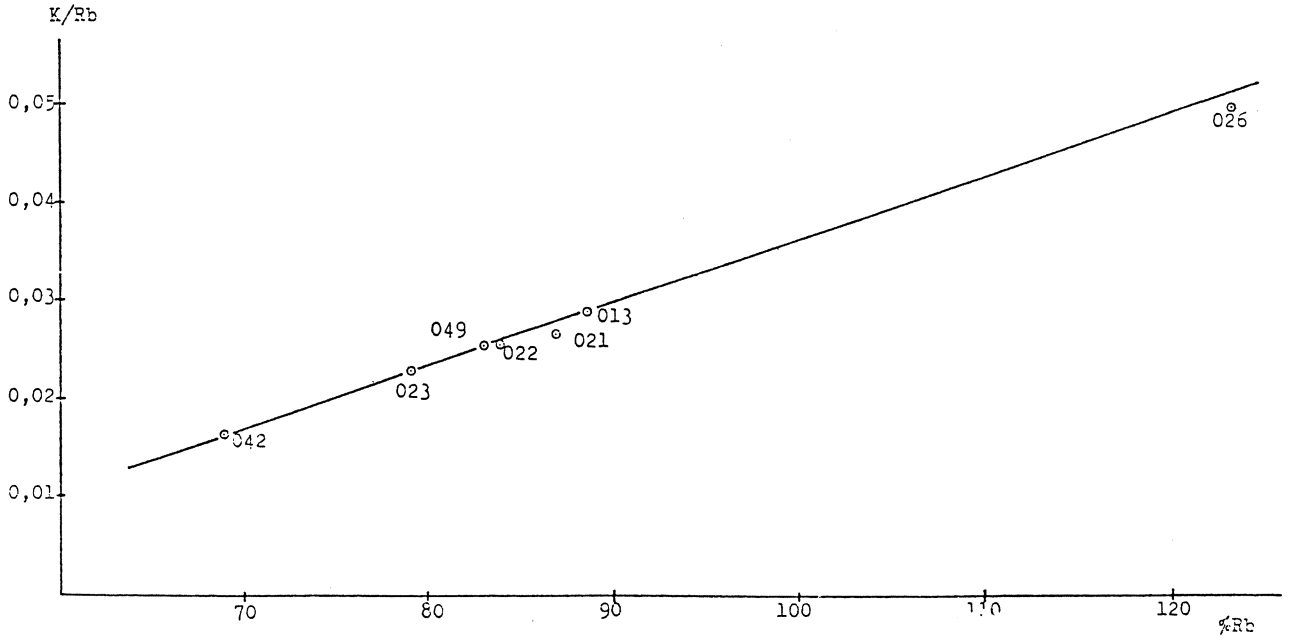
Holdhus (1971) diyagramında (Şekil 11) 021 ve 026 nolu örnekler dışındaki bütün örnekler killi sedimanlar alanına düşmüştür. 021 nolu örnek killi sedimanlarla kumlu sedimanların sınırında, 026 nolu örnek volkanik kayaların sınırladığı alan içerisinde ve sınıra çok yakındır.

Stavrov (1971) tarafından uygulanan %Rb-K/Rb diyagramındaki dağılımları (Şekil 12) de görülmektedir. Şekil üzerindeki noktaların regresyon doğru denklemi $(K/Rb) = 18,221 + \%Rb \cdot 612,8198$ olarak hesaplanmıştır. $(c2 = 0,35011)$ Regresyon doğru denkleminde pozitif bir korelasyon gözlenmektedir. Bu sonuç anateksi koşullarında

Şekil 10 : İnce taneli gnaysların R. de La ROCHE diyagramındaki dağılımları.

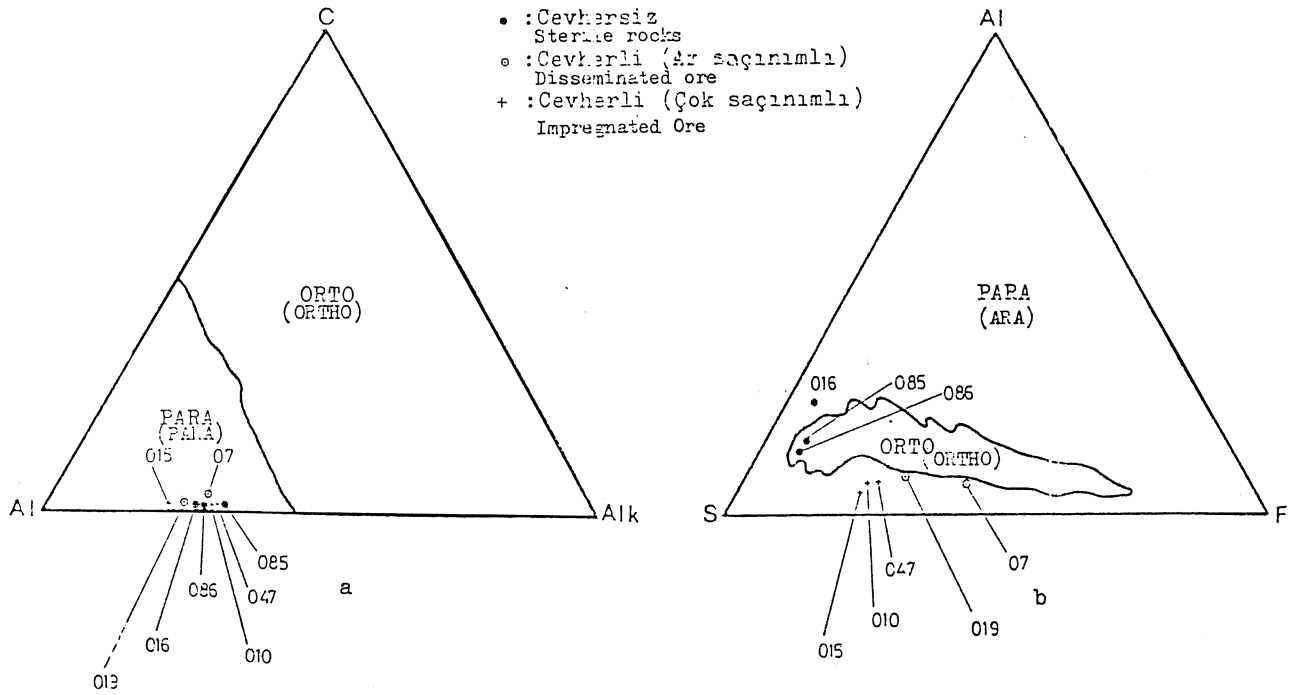
Figure 10 : Distributions of the fine grained gneisses on H. de La ROCHE diagram.

H. de La Roche (1968) diyagramında (Şekil 10) bütün örnekler sedimanter alanın sınırladığı bölgeye düşmüştür. Fazla cevherli olan 049 nolu örnek arkoz alanı içerisinde, geri kalan örnekler kumtaşı sınırına çok yakın bir dağılım vermektedir.



Şekil 12 : İnce taneli gneyslarda K/Rb-%Rb ilişkisi.

Figure 12 : The relationship between K/Rb-%Rb of the fine grained gneisses.



Şekil 13 : Muskovit-kuvars şistlerin OSANN diyagramlardaki dağılımları.

Figure 13 : Distributions of the muscovite-quartz schists on OS ANN diagrams.

oluşan granitik kayalarındaki K/Rb - %Rb ilişkisiyle benzerlik göstermektedir.

Muskovit-Kuvars Şistler

Muskovit-kuvars şistlerden derlenen 8 örnek üzerinde yapılan majör element analizleri (Çizelge 5) çeşitli diyag-

ramlara uygulanarak kökensel yaklaşımlarda bulunulmaya çalışılmıştır.

Muskovit-kuvars şistlerin Osann diyagramlardaki dağılım alanları (Şekil 13) de görülmektedir. C-Al-Alk diyagramındaki bütün örnekler para kökeninin sınırladığı

alan içerisinde. Ve bütün örneklerde Ca oranı sıfır veya sıfıra yakın olduğundan (Çizelge 4) Al-S-F diyagramında 085 ve 086 nolu örnekler orto köken alanı içerisinde, diğer örnekler para köken alanı içinde ancak çok saçınımlı olan 07 ve 019 nolu örnekler orto köken alanı sınırına çok yakındır (Şekil 13 b).

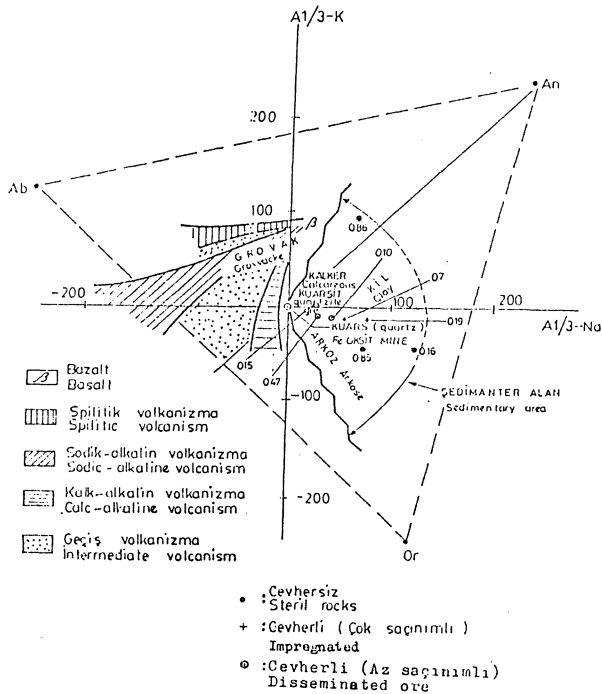
H.de La Roche diyagramında (Şekil 14) bütün örnekler sedimanter köken alanı içerisinde yer alır. 086 nolu örnek şeyi sınırının üstünde, 016 nolu örnek sınıra çok yakın, saçınımlı cevherli Örneklerden 047 ve 049 nolu örnekler kumtaşı sınırına yakın 015 nolu örnek kuvarsit sınırı içinde, fazla cevherli örneklerden 07 ve 019 nolu örnekler kumtaşı sınırına yakındır.

Holdhus diyagramında (Şekil 15) 07, 019, 047, 010 ve 016 nolu örnekler killi sedimanlar bölgesine ; 085, 086 ve 015 nolu örnekler killi sedimanlarla kumlu sedimanların sınırında veya sınıra çok yakın bölgelerde dağılım gösterirler.

%Rb-K/Rb ilişkisi (Stavrov, 1971) diyagramında (Şekil 16) noktaların regresyon denklemi (K/Rb) = -349,4161 %Rb 99,4339 olarak hesaplanmıştır. C2= 0,03165 olarak bulunmuştur, iki parametre arasında uyumsuz bir korelasyon vardır.

Kuvars Şistler

Kuvars şistlerden derlenen örneklerle ilgili majör element analizleri ve Niggli parametreleri çizelge 6 da görülmektedir. Kuvars şistlerin de kökenine yaklaşımlarda bulunabilmek için diğer birimlere uygulanan diyagramların dağılım alanlarından yararlanılmıştır.



Şekil 14 : Muskovit-Kuvars şistlerin H. de La ROCHE diyagramındaki dağılımları.

Figure 14 : Distributions of the muscovite-quartz schists on H de La ROCHE diagram.

Cevherli stürite	İnce taneli gnaiss fine grained gneiss						
	%	Cevherli mineralised				Çok saçınımlı Impregnated	
		Az saçınımlı Disseminated	021	022	049	011	042
SiO ₂	72,22	56,59	58,33	54,21	64,61	44,06	54,99
TiO ₂	0,11	0,51	0,43	0,69	0,60	0,47	0,61
Al ₂ O ₃	14,39	7,31	7,82	9,62	9,12	5,41	4,57
Fe ₂ O ₃	5,63	29,36	27,63	28,05	20,25	40,58	37,93
FeO	0,63	3,55	2,70	+	0,76	7,04	+
MnO	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,30	0,02
MgO	0,45	0,42	0,32	1,00	0,55	0,36	0,86
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,42	0,00	0,26	1,87	0,15	0,19	0,60
K ₂ O	6,62	2,68	2,91	3,67	3,50	0,42	0,60
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,05	0,08	0,04	0,04	0,01
Total	100,56	100,50	100,47	99,20	99,60	100,90	95,95
Niggli Parametreleri Niggli parameters							
al	15,93	26,00	15,00	15,00	12,00	7,50	1,06
fm	28,99	64,00	78,00	59,00	68,00	80,88	89,36
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
alk	25,08	10,00	77,00	11,00	11,00	4,24	4,32
si	400,65	345,00	197,00	141,00	260,00	102,43	165,05
ti	0,33	2,00	1,00	1,00	2,00	0,86	1,44
k	22,80	10,00	6,00	6,00	9,00	0,50	1,00
mg	3,26	4,00	2,00	4,00	3,00	0,10	1,00
p	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Çizelge 4 : İnce taneli gnaisslarda kimyasal analiz sonuçları ve Niggli parametreleri.

Table 4 : Chemical analysis value and Niggli parameters in fine grained gneisses.

+ Ölçülmedi Could not be analysed

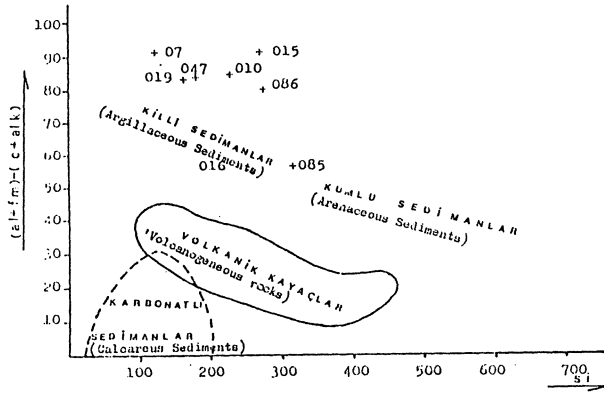
Cevherli stürite	Muskovit-kuvars şist muskovite quartz schist						
	%	Cevherli mineralised				Çok saçınımlı Impregnated	
		Az saçınımlı Disseminated	010	015	047	07	019
SiO ₂	60,71	66,69	55,90	62,09	65,96	56,50	44,39
TiO ₂	0,98	0,72	0,75	0,38	0,44	0,51	0,55
Al ₂ O ₃	20,21	15,10	14,48	8,18	5,16	7,17	9,40
Fe ₂ O ₃	8,02	7,77	5,39	21,79	25,82	22,54	39,03
FeO	0,99	+	+	3,59	0,42	+	2,69
MnO	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,02
MgO	1,12	1,58	3,34	0,64	0,19	0,89	0,45
CaO	0,00	0,00	2,48	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,10	0,55	0,81	0,31	0,15	0,47	0,35
K ₂ O	8,00	6,48	0,00	3,06	1,38	2,64	3,55
P ₂ O ₅	0,08	0,02	0,32	0,11	0,14	0,07	0,08
Total	100,23	99,92	83,43	100,18	99,69	90,80	100,51
Niggli parametreleri Niggli parameters							
al	45,00	41,00	41,00	38,00	33,00	33,00	13,55
fm	31,00	38,00	43,00	74,00	83,00	77,00	78,94
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
alk	20,00	22,00	4,00	8,00	4,00	7,00	6,48
si	237,00	310,00	266,00	227,00	269,00	177,00	108,98
ti	3,00	3,00	3,00	1,00	2,00	1,00	1,03
k	20,00	19,00	0,00	7,00	4,00	5,00	0,86
mg	7,00	11,00	24,00	4,00	1,00	4,00	0,30
p	0,00	0,00	1,00	0,00	0,00	0,00	0,15

Çizelge 5 : Muskovit-kuvars şistlerde kimyasal analiz sonuçları ve Niggli parametreleri.

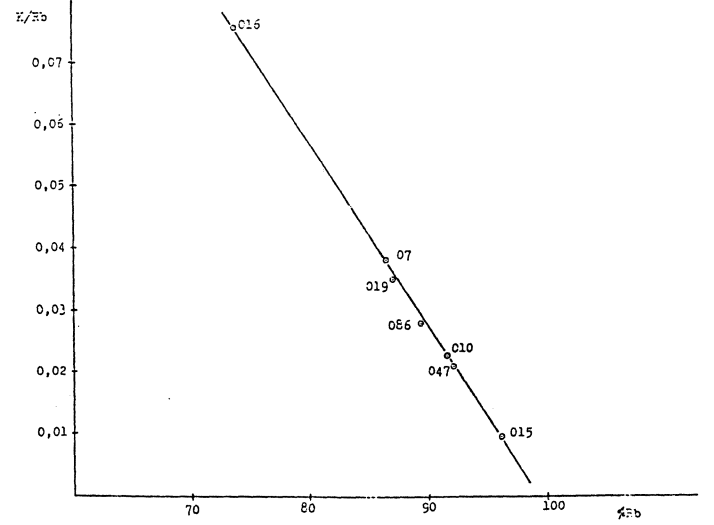
Table 5 : Chemical analysis resulte and Niggli parameters in muscovite quartz schists

+ Ölçülmedi Could not be analysed

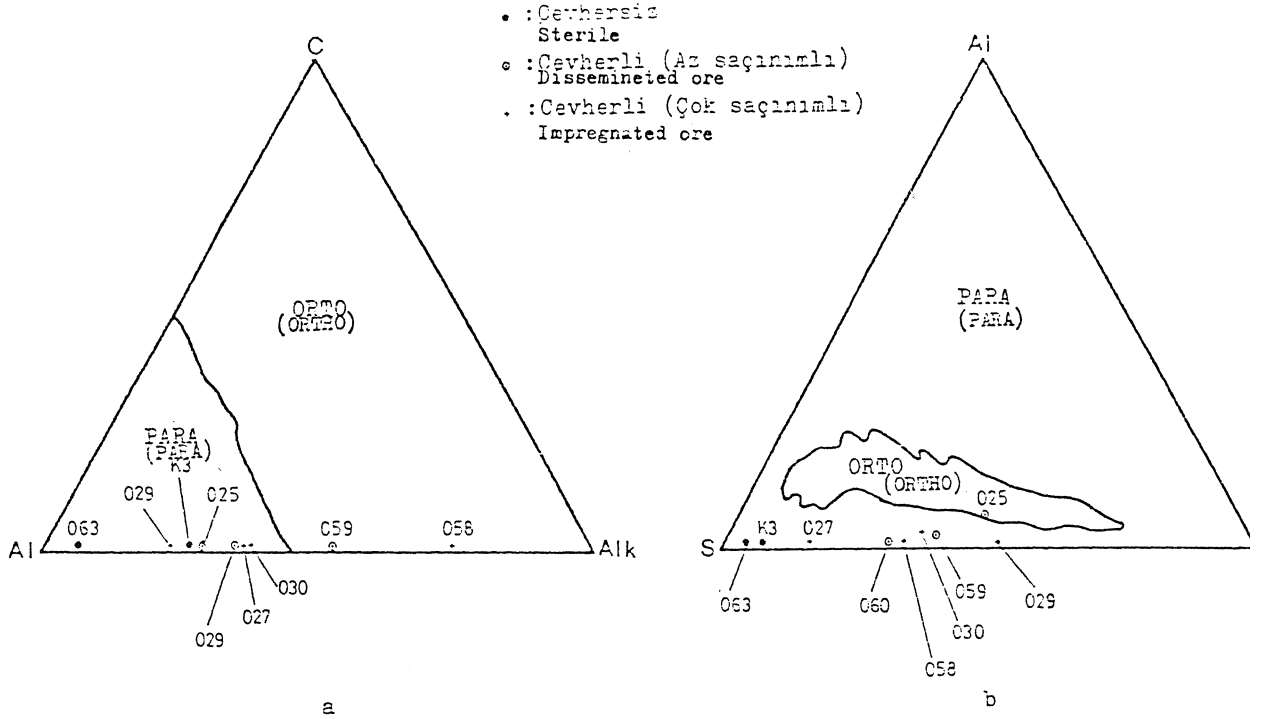
Osann diyagramlarından C-Al-alk diyagramında saçınımlı cevherli 059 nolu örnek ile fazla cevherli 058 nolu örnek orto köken alanı içinde, geri kalan diğer örnekler para köken alanı içinde ve AL-alk doğrusu üzerinde yer almıştır (Şekil 17 a), inceleme alanındaki kuvars şistlerde de Ca oksit oranı sıfır veya sıfıra yakındır. Al-S-F diyagramında fazla cevherli 025 nolu örnek orto köken alanı içinde ve sınırı çok yakın, diğer örnekler para köken alanı içinde dağılım gösterirler. Al_2O_3 oranı oldukça düşük olduğundan örnek dağılımları S-F doğrusu üzerinde veya ona yakın alanlardır (Şekil 17 b).



Şekil 15 : Muskovit-Kuvars şistlerin (al+fm)-(c+alk) ve Si diyagramındaki konumları (Holdhus - 1971)
Figure 15 : Plot of Niggli value (al+fm) - (c+alk) against (Si) of the muscovite quartz schists according to Holdhus. (1971)



Şekil 16 : Muskovit-kuvars şistlerde K/Rb-%Rb ilişkisi
Figure 16 : The relationship between K/Rb-%Rb of the muscovite-quartz schists.



Şekil 17 : Kuvars şistlerin OSANN diyagramlarındaki dağılımı.
Figure 17 : Distributions of the quartz schist on OSANN diagram.

H.de La Roche diyagramında K3, 030, 025 nolu örnekler kumtaşı alanına; 027,029,060,067,nolu örnekler kuvars-demir oksit alanına düşmüşlerdir (Şekil 18).

Holdhus diyagramında (Şekil 19) 025, 029, 030, 058 ve 059 nolu örnekler killi sedimanlar bölgesine; 027, K3 nolu örnekler kumlu sedimanlar bölgesine; 060 nolu örnek killi sedimanlarla kumlu sedimanlar bölgesine düşmektedir.

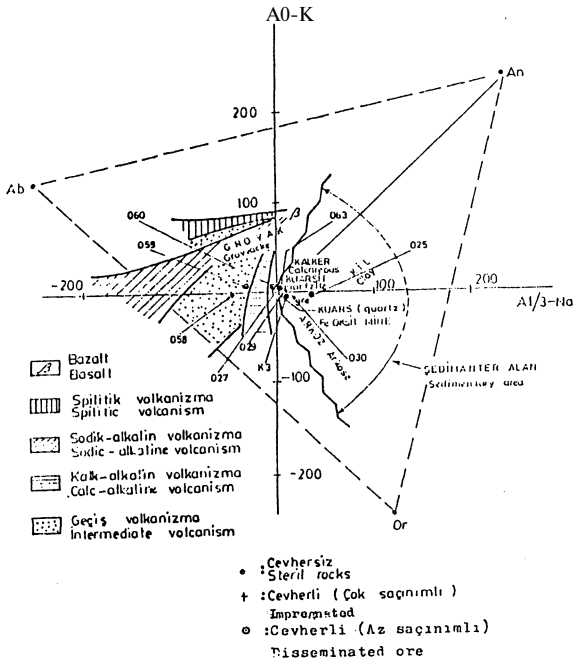
%Rb-K/Rb ilişkisi (Stavrov, 1971) olarak ele alındığında regresyon doğru denklemi $(K/Rb) = -7052,6710 \%Rb + 197,1036$, $C2 = 0,13577$ olarak hesaplanmıştır. Burada iki parametre arasında uyumsuz bir korelasyon gözlenir. (Şekil 20).

Cevhersiz sterile	Kuars şist quartzo schist									
	Cevherli mineralised					Cok saçınımlı Impragnated				
	Az saçınımlı disseminated					Cok saçınımlı Impragnated				
	063	K3	059	060	025	027	029	030	058	
SiO ₂	95,46	97,90	95,77	66,91	49,52	36,07	46,96	45,15	62,66	
Al ₂ O ₃	0,03	3,05	0,02	0,02	0,39	0,02	0,10	0,04	0,14	
Fe ₂ O ₃	0,79	1,95	1,74	1,32	0,35	0,63	0,59	2,30	0,63	
FeO	3,15	6,13	40,47	30,20	42,23	15,33	50,39	26,63	33,26	
K ₂ O	+	+	+	+	2,64	0,36	+	+	+	
Na ₂ O	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	
CaO	0,46	0,53	0,31	0,33	0,54	0,00	0,50	0,46	0,45	
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
H ₂ O	0,00	0,00	1,46	0,41	0,34	0,22	0,00	0,09	1,67	
F ₂ O ₃	0,05	0,19	0,50	0,27	2,25	0,12	0,26	1,16	0,18	
P ₂ O ₅	0,00	0,12	0,23	0,16	0,12	0,01	0,02	0,05	0,06	
Total										
	Niggli parametreleri									
	13,12	60,00	3,00	43,00	9,16	2,90	1,52	5,05	1,00	
fm	65,25	28,61	92,00	38,00	66,87	95,17	98,02	91,15	91,00	
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
alk	1,64	52,24	5,00	22,00	3,97	1,93	0,46	3,19	8,00	
al	2604,19	6,21	169,00	310,00	143,35	675,36	119,36	164,77	227,00	
ti	0,00	0,48	0,00	3,00	7,63	0,00	0,15	0,25	0,00	
k	1,00	29,90	1,00	39,00	1,66	0,48	0,46	3,19	2,00	
mg	19,67	6,19	1,00	11,00	1,99	0,00	1,98	2,70	2,00	
p	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00	

+ ölçülmedi Could not be analysed

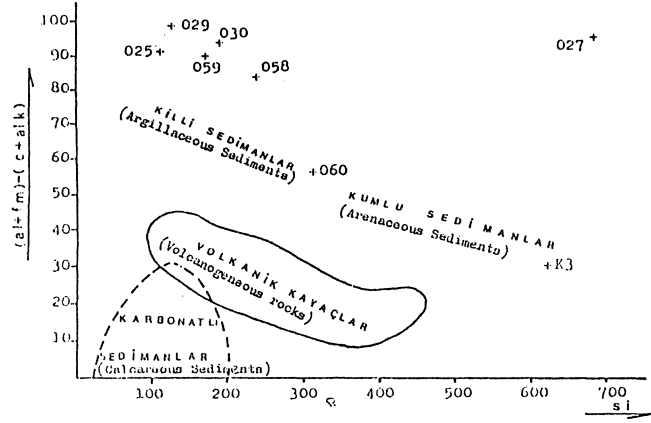
Çizelge 6 : Kuvars şistlerde kimyasal analiz sonuçları ve - Niggli parametreleri.

Table 6 : Chemical analysis results and Niggli parameters of the quartz-schist.



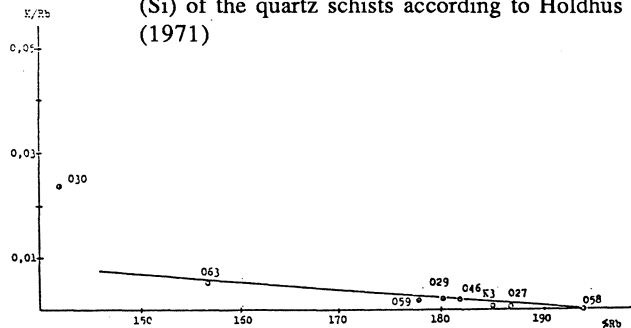
Şekil 19 : Kuvars şist örneklerinin H. de La ROCHE diyagramındaki dağılım alanları.

Figure 19 : Distributions areas of the quartz schists samples on H. de La ROCHE diagram.



Şekil 19 : Kuvars şistlerde (a)+fm)-(c+alk) ve si diyagramındaki dağılımı (Holdhus, 1971).

Figure 19 : Plot of Niggli valvu(al+fm) - (c+alk) against (Si) of the quartz schists according to Holdhus (1971)



Şekil 20 : Kuvars şistlerde K6 Rb-%Rb ilişkisi (Stavrov, 1971)

Figure 20 : The relationship between K/Rb and % Rb in the quartz schist (Stavrov, 1971)

Masif Cevher

Çalışma alanından derlenen ve masif cevher olarak adlandırılan örnekler tamamen cevherden oluşmuş örnekler değildir. Analizler sonucu içinde demir oranı (total) %45 ve yukarı ise örnek masif cevher olarak adlandırılmıştır. İçerisindeki demir oranının azlığı veya çokluğuna bağlı olarak belli oranda yankayaç içerirler. Bu örneklerle ilgili majör element analizleri ve Niggli parametreleri (Çizelge 7) de verilmiştir. Jenetik açıklamalarda kullanılan diyagramların bir kısmında demir parametre olarak ele alındığından masif cevherli örneklerin bu diyagramlara uygulanması elbetteki büyük yanlışlara neden olacaktır. Yine de sonucu görebilme açısından uygulamaya gidilen bu diyagramlarda enteresan sonuçlar elde edilmiştir.

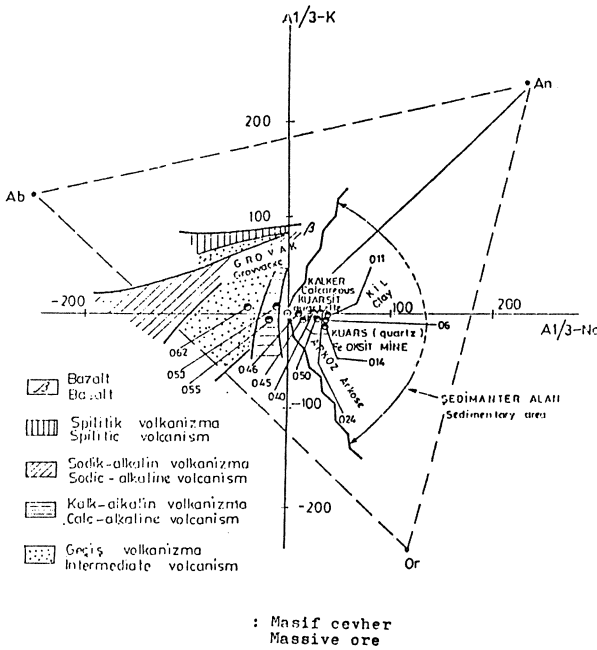
Osann'ın C-Al-alk diyagramında 043, 055 ve 062 nolu örnekler orto köken alanı içerisinde, diğer örnekler para köken alanında, 043 nolu örnek Alk köşesine yakındır. Başka bir deyimle bu örnekteki K₂O oranı oldukça yüksektir (Şekil 21 a). Al-S-F diyagramında ise bütün örnekler para köken alanı içerisinde ve S-F doğrusuna yakın fakat F köşesine doğru dağılım gösterirler (Şekil 21 b).

H. de La ROCHE diyagramında 062 nolu örnek geçiş volkanizması alanına, 055 nolu örnek kalk-alkalin volkanizma alanına, 045, 046, 053 nolu örnekler kuvar-demir oksit mineralleri alanına, diğer örnekler sedimanter

bölge içerisinde kuvarsit ve gre alanlarında yığışım göstermektedir (Şekil 22).

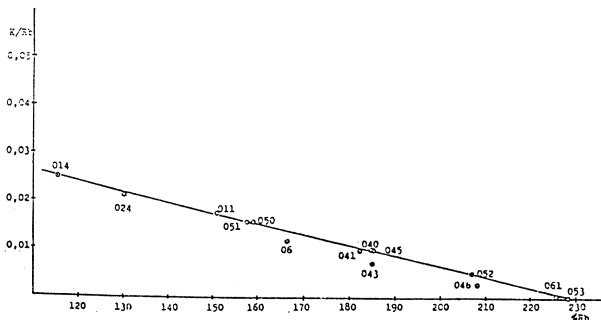
%Rb-K/Rb diyagramında (Stavrov, 1971) regresyon doğru denklemi $(K/Rb = -4568,7030 \%Rb + 232,7838$ ve $c2 = 0,02297$ olarak hesaplanmıştır. İki parametre arasında uyumsuz bir korelasyon gözlenir (Şekil 23).

Holdhus, (1971) diyagramında da fm parametresi olduğundan bu diyagramda masif cevherli örneklerin dağılım alanlarından bazı sapmaların olabileceği ortadadır. Bununla beraber bütün örneklerin killi sedimanlar bölgesinde ve özellikle dar bir alan içerisinde dağılım göstermeleri enteresandır (şekil 24).



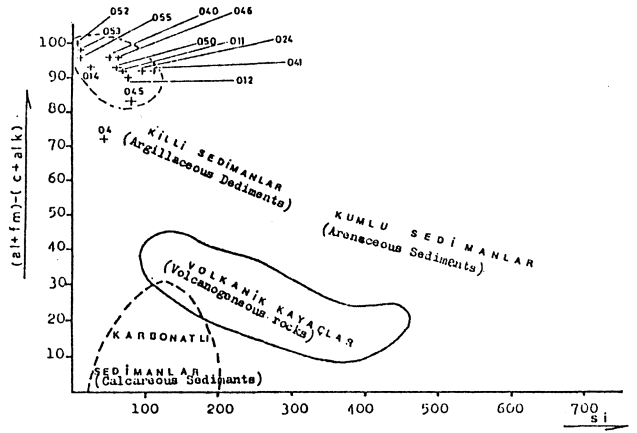
Şekil 22 : Masif cevherli örneklerin H. de La ROCHE diyagramındaki dağılımı.

Figure 22 : Distributions of the massive ore samples on H. de La ROCHE diagram.



Şekil 23 : Masif cevherli örneklerin %Rb-K / Rb ilişkisi (Stavrov, 1971).

Figure 23 : The relationship between K/Rb and %Rb of the massive ore samples (Stavrov, 1971)



Şekil 24 : Masif cevherli örneklerin (al + fm) - (c + alk) veri diyagramındaki dağılımları (Holdhus, 1971).

Figure 24 : Plot of Niggli value (al + fm) - (c + alk) against (si) of the massive ores according to Holdhus (1971)

Yan Kayaçlarla İlgili Kökensel Sonuçlar

Petrokimyasal sonuçlarla arazi ve de mikroskopik gözlemler birleştirildiğinde, yan kayacın kökenine ilişkin varsayımlar daha da kesin anlam taşıyacaktır.

Arazi gözlemleri

Burada inceleme alanında bulunan yan kayalara ilişkin ayrıntılı çalışmalarla elde edilen bulgulara değinilecektir.

Arazi gözlemlerinde yapraklanmanın katmanlanmaya paralel olup olmadığı saptanamamıştır. Yapılan tüm ayrıntılı incelemelerde ayrı bir katmanlanma yüzeyi de bulunamamıştır. Büyük olasılıkla yapraklanma ile katman yüzeylerinin aynı olabileceği sanılmaktadır. Ve çalışma alanındaki bütün litolojik birimlerde yapraklanmalar uyumludur. Ayrıca bu litolojik birimler birbirleriyle yan ve düşey dereceli geçişlidir.

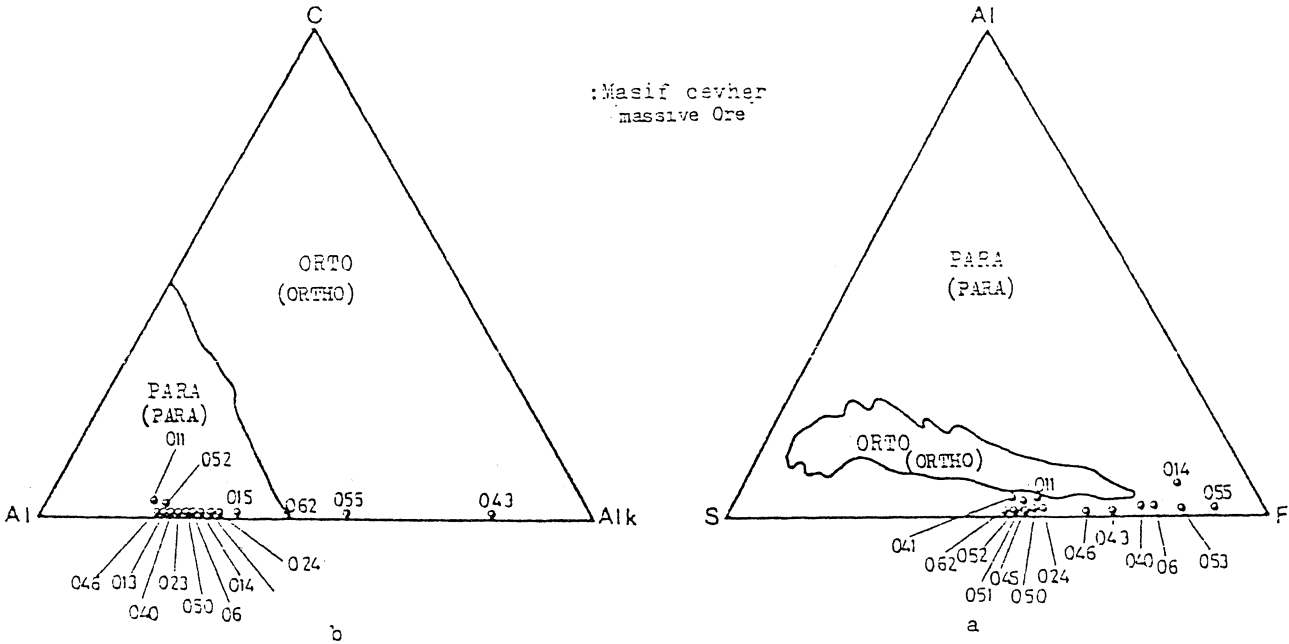
Çalışma alanından derlenen örneklerde K₂O değerleri Na₂O değerlerine nazaran çok daha değişken ve yüksektir. Bu durum K₂O in kay aç içerisinde bir zenginleşme sonucu olabileceği için kayacın birincil kökeni ile de ilgili olabilir. Araştırmalarda K₂O değerinin yüksek olmasının herhangi bir ikincil zenginleşme sonucu olmadığı petrografik olarak saptanmıştır. Bu büyük olasılıkla kayacın kökeninden kaynaklanmaktadır. Nitekim Pettijohn (1957) yaptığı araştırmada seyilerin K₂O içeriğinin (ortalama %3,2), Na₂O ortalamasından (ortalama 1,3) daha çok olduğunu göstermiştir. Gnayslar için böyle bir başlangıç malzemesi olabilir (Akkök, 1982).

SONUÇ

Menderes masifi için çok dar bir alan olarak kabul edebileceğimiz çalışma alanındaki litolojik birimlerin kökenlerine ait yaklaşımları bütün Menderes masifine uygulamak yanlış olabilir. Ancak elde edilen sonuçlarla enazından cevherleşme alanı kayaların para kökenli olduğu ve orijinal maddesinin kumlu, killi, killi-kumlu, kumlu-killi tortul birimler olduğu, bunların metamorfizması ile gözlü gnayslar; ince taneli gnayslar ve şistlerin meydana geldiği saptanmıştır.

Masif cevher massive ore															
%	06	011	014	024	040	041	043	045	046	050	051	052	053	055	062
SiO ₂	16,21	39,51	10,03	35,77	15,88	33,87	22,98	36,75	30,44	37,03	37,46	42,25	14,12	6,05	42,81
TiO ₂	1,52	0,48	0,58	0,40	0,73	0,78	0,22	0,81	0,35	0,49	0,68	0,31	0,34	0,33	0,08
Al ₂ O ₃	4,68	7,05	6,71	4,83	4,66	6,94	2,36	3,46	2,13	5,64	6,34	2,60	0,53	0,56	2,63
Fe ₂ O ₃	74,06	51,64	64,45	46,70	66,18	44,52	67,76	54,62	66,22	54,20	49,87	52,67	64,91	68,90	51,32
FeO	0,90	2,56	10,22	10,26	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
MnO	0,03	0,28	0,03	0,03	0,06	0,04	0,02	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,08	0,03	0,00
MgO	0,28	0,38	0,55	0,28	0,97	1,01	0,92	0,59	0,47	0,72	0,83	0,57	0,50	0,74	0,55
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na ₂ O	0,00	0,02	0,36	0,02	0,00	0,00	0,72	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,25	0,66	1,77
K ₂ O	1,77	2,48	3,20	2,12	1,43	2,08	11,48	1,19	0,64	1,57	2,28	0,75	0,05	0,05	0,42
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,05	0,03	0,32	0,50	0,10	0,09	0,08	0,09	0,04	0,07	0,03	0,04	0,17
Total	99,50	99,51	100,21	100,44	90,23	89,74	100,56	99,59	100,35	100,16	99,51	99,24	100,81	99,38	99,73
Niggli parametreleri Niggli parameters															
fm	154,83	67,74	67,45	90,40	94,62	86,87	65,58	53,90	96,67	89,83	66,03	98,86	99,08	96,52	92,14
c	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
alk	3,11	3,36	2,31	3,16	1,58	3,28	14,42	1,69	0,78	2,81	19,67	1,12	0,46	1,05	4,76
si	26,51	67,74	29,96	95,47	45,51	109,11	43,06	83,90	53,08	64,87	51,46	2,21	21,68	11,68	100,28
ti	2,45	0,65	0,74	0,69	0,00	0,75	0,32	0,91	0,11	0,80	6,56	0,14	0,09	0,35	0,14
k	3,11	3,20	3,59	3,16	1,55	3,25	13,13	1,69	0,78	2,81	1,00	1,12	0,09	0,09	0,70
mg	1,15	1,29	1,48	0,96	2,53	3,73	2,46	1,95	1,34	2,41	17,21	2,09	1,20	1,66	1,97
p	0,00	0,13	0,00	0,00	0,21	0,00	0,11	0,13	0,11	0,13	0,00	0,14	0,00	0,00	0,14
al	7,53	8,90	8,97	6,45	4,86	10,15	2,48	4,42	2,35	7,36	7,37	3,63	0,46	0,44	3,65

Çizelge 7 : Masif cevherli seviyelerden alınan örneklerin kimyasal analiz sonuçları ve Niggli Parametreleri
Table 7 : Chemical analysis values and Niggli parameters of the samples from massively mineralised zones
+ : Ölçülmedi Could not be analysed



Şekil 21 : Masif cevherli örneklerin Osann diyagramlarındaki dağılımı.
Figure 21 : Distributions of the massive ore samples on OSANN diagrams.

Her kay aç birimindeki gerek azsaçınımlı, gerekse çok saçınlı ve de masif cevherle ilgili petrokimyasal diyagramlar karşılaştırıldığında bunların tümüyle birbirine uyumlu olması (özellikle Stavrov diyagramlarının sonuçları) cevherleşmenin yankayaçla birlikte oluştuğunu kanıtlar niteliktedir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Akkök, R., 1982; Menderes masifinin Alaşehir yöresindeki gnays ve şistlerinin jeokimyası, TÜBİTAK yaym no 522.
- Başarır, E., 1970; Bafa gölü doğusunda kalan Menderes masifi güney kanadının jeolojisi ve petrografisi, E.Ü. İlmî raporlar serisi no 102.
- 1975, Çine güneyindeki metamorfitleerin petrografisi ve bireysel indeks minerallerinin doku içerisindeki gelişimleri, Doçentlik tezi yayınlanmamış, E.Ü. Fen.Fak.
- 1982, Bağarası (Söke) bölgesindeki metamorfik kayaçların tektonik konumu ve petrografisi, Doğa Bil. Der. Cilt 6.
- Brinkmann, R., 1966, Geotektonische Gliderung von West Anatolien: MTA Dergisi 66,61-74.
- Graciansky, P. de, 1965 a ; Menderes masifinin güney kıyısı boyunca (Türkiye'nin güneybatısı) gnayslarının metamorfizması hakkında açıklamalar, M.T.A. Dergi no 64, s. 8-21
- 1965 b ; Menderes masifi (Türkiye'nin güneybatısı) metamorfik kayaçlarındaki grenaların yapısı hakkında, M.T.A. Dergi no 65 s. 11-20
- 1966 ; Le symetrie des feldpaths potasique dans les gneiss du massif de Menderes (Asie mineure), Bull. Soc. Française de Mineralogie et de Cristalographie, Tome LXXXDC, s. 362-366
- LA Roche, H. de., 1972, Revue sommارة de quelques diagrammes chimico-mineralogiques pour l' étude des associations igneèssou sèdimentaries et de leurs derivès metamorphiques, Sciences de la Terre, Totne XVII, No 1-2, s. 34-45
- Holdhus , S., 1971, Para amphibolite from Gurskey and Sadsøy Sunmore West Norway, Norsk. Geo., vol. 68 s. 1169-1172
- Izdar, K. E. 1969 ; Menderes kristalin masifi kuzey kısmının jeolojik yapısı, petrografisi ve metamorfizması hakkında, Doçentlik tezi E.Ü. Fen Fak.
- öztunalı , O. 1965 ; Demirtepe-çavdar-Osmankuyu-Kisir (Çine) masifi zuhurlarının petrografileri ve oluşumları, M.T.A. Der.No 65, s.109-112
- Schulmg , R.D. 1958 ; Menderes Masifine ait bir gözli gnays üzerinde zirkon etüdü, M.T.A. Der.No 51, s.38-41
- 1962 ; On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex, M.T.A. Bull. No 58, s. 71-84
- Scotford , D. M. 1968 Ödemiş-Beydağ güneyinde yapılan jeolojik bir inceleme, M.T.A yayınlanmamış.
- Stanton , R.L. 1976 ; Regional metamorphism of banded iron formations and their immediate associates, Ins. Min.Metall, Trans.Sect. B 85, May. 118-131
- Stavrov O. D. 1971 ; Ore content in granite and the geochemistry of Rubidium Geochemistry (USSR) English Transl. 8 s. 739-754
- Tolluoğlu, A.Ü. 1981 ; Mutki (Bitlis) yöresi metamorfitleerinin petrografisi/petroloji, Yük.Müh. Tezi H.Ü. yayınlanmamış.

Yazının Geliş Tarihi :

Yayma Verildiğ Tarih : 15.8.1988

Sismik yansıma verileri ışığında Kuzeydoğu Akdeniz

The North-Eastern Mediterranean Sea, in the light of marine seismic reflection data

GÜVEN ÖZHAN

MTA Genel Müdürlüğü Jeofizik Etüdüleri Dairesi, Ankara.

ÖZ Sismik veriler Kuzeydoğu Akdeniz'de özellikle Üst-Miyosen ve Plio-Kuaterner'in oldukça ayrıntılı incelenmesine olanak tanımıştır. Bununla birlikte derinlere ait sismik bilgiler fazla net değildir. Başlıca nedenlerden biri yüksek hızla sahip evaporitlerin alttaki formasyonlara ait sismik bilgileri perdelemesidir.

Gerek Antalya ve gerekse Mersin Basenlerinde yer yer tuz domları şeklinde belirlenen evaporitler eş-zamanlı formasyonlara yanal geçiş yapmakta ve böylece evaporitik yayılım sınırlanabilmektedir.

Antalya ve Mersin-Adana Basenlerinin dikey hareketler sonucunda oluştuğu sismik verilerden anlaşılmaktadır. Özellikle çökme (sübsidans) bu basenlerin evriminde önemli rol oynamış ve oynamaktadır.

Bu basenlerin oluşumu ile ilgili çeşitli görüşler ileri sürülmektedir. Genelde bölgenin tamamıyla bir tektonik levha modeline uymaması görüş farklılıklarının nedenidir.

ABSTRACT The seismic data elucidated especially the Upper Miocene and Plio-Quaternary units in detail. However, the deep seismic information is not so clear because of acoustic masking of the evaporitic high velocity layers.

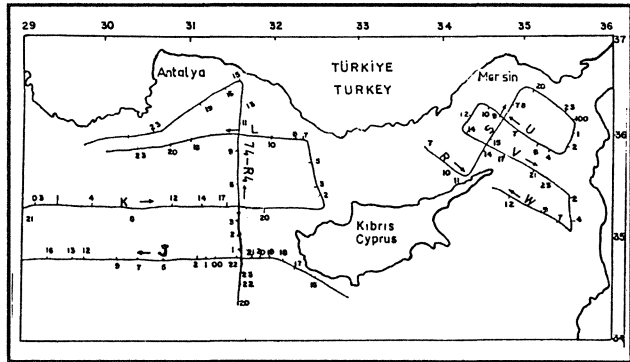
In the both Antalya and Mersin Basins the evaporitic units, which are seen locally in the shape of diapiric features, are marked by the boundary of the non-evaporitic units where laterally change occurs.

The seismic data suggest that the Antalya and Mersin Basins are controlled technically by the vertical movements. Especially, the subsidence has played a main role and, nowadays, that is still active.

Several opinions have been proposed by the authors, concerning the evolution of those basins. In general, the region doesn't fit in with an ideal plate tectonic's model, so the opinions remain controversial.

GİRİŞ

Fiiike ile İskenderun arasında uzanan Kuzeydoğu-Akdeniz 1970-1980 yılları arasında jeofizik araştırmalara konu olmuştur. Levha tektoniği çerçevesinde incelendiğinde üzerinde çeşitli görüşlerin çarpıştığı bu bölge ayrıca gerekli jeofizik araştırmalardan eia uzak kalmıştır. Ancak 1970'li yıllardan sonra deniz sismiği alanındaki yeni gelişmeler bu denizin gerektiği şekilde araştırılmasına olanak tanımıştır, önceleri Cambridge Üniversitesi tarafından "Shackleton" adlı araştırma gemisiyle jeofizik etüdü yapılmış, daha sonraları MTA SİSMİK-I araştırma gemisiyle zaman zaman bölgede sismik, gravite ve manyetik kayıtlar alınmıştır. Bu etüdüler sonucu elde edilen jeofizik veriler, özellikle sismik profiller denizaltı jeolojisinin kısmen aydınlatılmasında önemli yarar sağlamıştır.(Shackleton Cruises, 1972-1974, Boztaş, 1978, Özhan, 1983). Bununla birlikte, bazı bölgeler, örneğin, Anamur-Morfu eşiği olarak adlandırığımız Antalya Baseni ile Mersin Baseni arasındaki geçiş zonu, sismik veri yetersizliğinden henüz aydınlatılamamıştır. Bu raporda özellikle "Cambridge-Deniz Jeofizik Grubu" tarafından gerçekleştirilen orijinal sismik kayıtlar değerlendirilmiş ve bu kayıtlar MTA



Şekil 1. Profil konum haritası.

Figure 1. Positioning map of the seismic lines.

SİSMİK-I kayıtları ile karşılaştırılarak Kuzeydoğu Akdeniz'in jeolojisi hakkında temel görüşler edinilmeye çalışılmıştır. Şekil 1 profillerin yerlerini göstermektedir. SİSMİK KAYIT TEKNİĞİ

Cambridge Üniversitesi Deniz Jeofizik Grubu tarafından Kuzeydoğu Akdeniz'de gerçekleştirilen Jeofizik Etüdüleri sırasında sismik enerji kaynağı olarak bir hava tabancası

(air gun) kullanılmıştır. (Shackleton Cruises, 1972-1974). 1972 yılı profilleri 30 inch³lük hava tabancası, 1974 profilleri ise 160 inch³ hacimli Bolt tipi bir hava tabancası ile sağlanmıştır. "Bolt air gun" 10 saniyelik atış aralıkları ile 1500 psi hava basıncında çalıştırılmıştır. Sismik kayıt işlemi sırasında gemi hızı "7 knots" ve böylece sismik profillerindeki dikey abartma (vertical exaggeration) 10-13x civarındadır.

Yansıyan sismik dalgaları alıcı grup olarak tek bölümden ibaret "Geomecanique" düzenek, Cambridge yapımı amplifikatörler (amplifiers) ve TVG (time-variable gain) birimi kullanılmıştır. Profiller EPC 4600-(graphic recorder) ve Cambridge-(Jet pen variable recorder) ile kaydedilmiştir.

Sismik profillerde dikey ölçek 0.4 s/cm ve akustik dalgaların saniye cinsinden gidiş-dönüş zamanı olarak alınmıştır. Yatay ölçek ise gemi hızı ve atış aralığına bağlı olarak hafifçe değişebilir. Bununla birlikte yaklaşık 1 cm= 3,5 km. civarındadır.

Sismik profillerin denizdeki konumları "satellite fix" lerle sağlanmış, ayrıca her pozisyon saat ve dakika olarak kaydedilmiştir.

SİSMİK PROFİLLERİN YORUMU ve ÇIKAN JE- OLOJİK SONUÇLAR

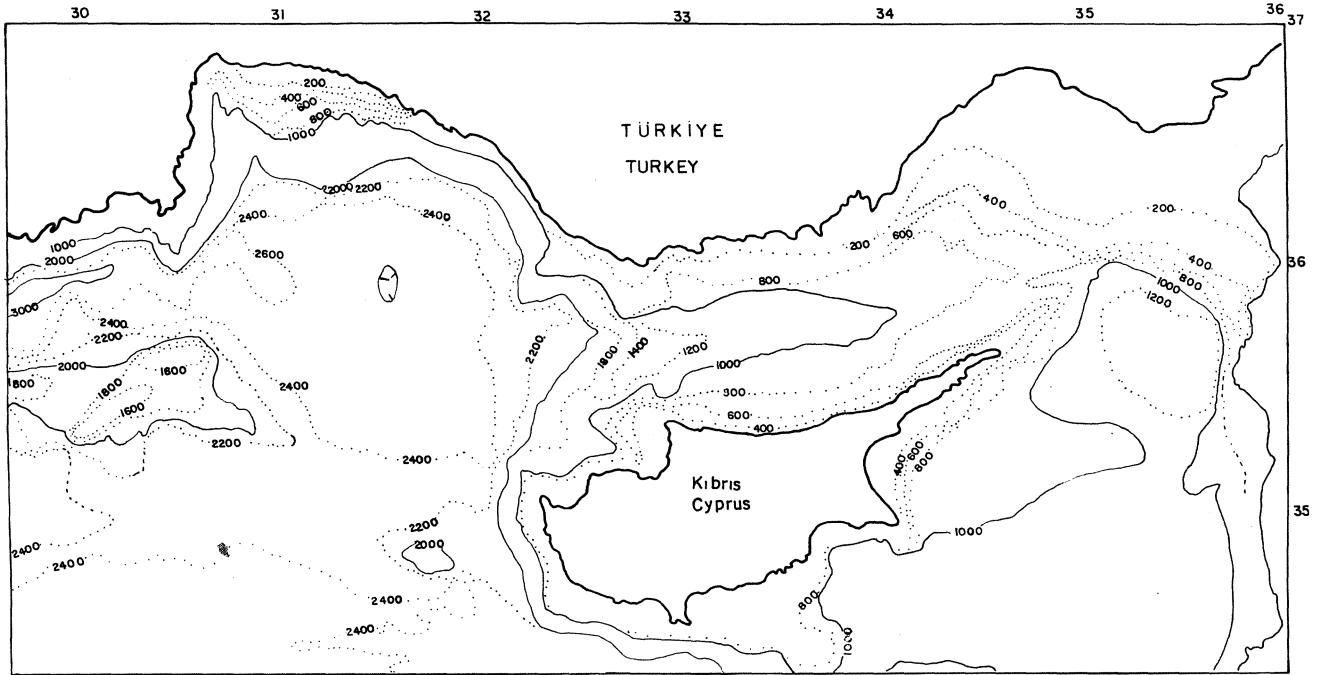
Sismik yansıma verileri ve bazı gravite kayıtları Doğu Akdeniz'in düşey hareketler sonucu birçok basenlere ayrıldığını göstermektedir. (Woodside, 1977). Kuzeydoğu Akdeniz'in gelişimi oldukça problemlidir ve ilginçtir. Bu-

yandan Kıbrıs adası ile Doğu Akdeniz'den ayrılmakta, diğer yandan kendine özgü jeolojik gelişimi ile belirlenmektedir. Gerek sismik profiller gerekse batimetrik veriler (Şekil 3) göstermektedir ki Kuzeydoğu Akdeniz genelde iki basene ayrılmaktadır. Batıda Antalya baseni, doğuda Mersin-Adana baseni. Anamur ile Morfu arasındaki eşik bu iki basen arasında geçiş zonu rolünü oynamaktadır. Bu durumda, Kuzeydoğu Akdeniz'i üç bölüm halinde incelemek yerinde olacaktır;

- Antalya baseni
- Mersin-Adana baseni
- Anamur -Morfu baseni

Antalya Baseni

Kuzeyde Antalya, doğuda Anamur-Morfu eşiği, güneyde Florence sırtı (Florence-Rise), batıda Beydağları ve güneybatıda Akdeniz kıvrımı (Mediterranean Ridge) ile sınırlanmaktadır. 1970'li yıllara kadar gereken ilgiyi çekmemiş, jeolojisi ile ilgili çalışmalar Türkiye ve Kıbrıs üzerinde yapılan jeolojik araştırmalardan hareketle bir takım varsayımlardan öteye gidememiştir. Ancak 1972 yılından itibaren deniz sismik yansıma tekniğindeki gelişmelerin de yardımıyla bölgede jeofizik araştırmalara başlanabilmektedir. Kuzeydoğu Akdeniz'de özellikle Antalya Körfezi ve baseninde gerektiği gibi aydınlatıcı bir sismik ağ oluşturulamaması nedeniyle bazı jeolojik yapı ve olaylar yeterli açıklığa kavuşmamıştır. *1972-1974-Cambridge-Shackleton" ve *1980-MTA SİSMİK-I" sismik profilleri, bir yerde, ileride yapmayı planladığımız



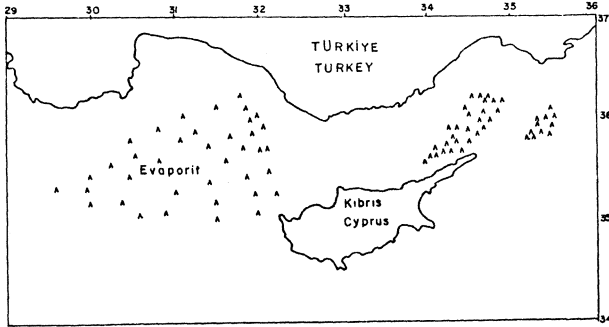
Şekil 3. Kuzeydoğu Akdeniz eşderinlik haritası.

Figure 3. Bathymetry of the NE-Mediterranean Sea.

ayrıntılı araştırmalara giriş olarak düşünülmesi gerekir. Bununla birlikte bu sismik veriler bize önemli jeolojik-sedimentolojik bilgiler sağlamaktadır, örneğin, Akdeniz'de yaygın Üst-Miosen (Messinen) yaşlı evaporitik çökellerin yayılanları, halokinetik evrim geçirip geçirmedikleri kontrol edilebilmektedir. Messinen olaylarının bölgede etkin biçimde gözlemlendiği bölgeler Şekil 2'de şematik olarak gösterilmiştir.

"Shackleton" profillerinde derinliğe bağlı olarak genelde 5s civarında bir penetrasyon sağlanmıştır ki, kayıt sistemi göz önüne alındığında, bu sonuç oldukça başarılı sayılmalıdır.

Antalya Baseninde Plio-Kuaterner çökelleri Antalya Körfezi kıyılarından başlayarak güneye doğru belirgin bir şekilde kalınlaşmaktadır. Ortalama 2500 m/s'lik bir akustik hız alındığında kalınlıklar 1000 m'ye ulaşır. MTA Sismik-I profilleri Plio-Kuaterner çökellerinin daha yaşlı bir formasyon (büyük olasılıkla ofiyolitik karışım)



Şekil 2. Kuzeydoğu Akdenizde Üst-Miosen yaşlı evaporitler.

Figure 2. Upper-Miocene evaporitic deposits in the Northeastern Mediterranean Sea.

üzerine uyumsuz olarak oturduklarını göstermektedir, (özhan, 1983). Körfezde bir aşınma yüzeyini gösteren bir reflektör güneye doğru Üst-Miosen evaporitlerinin tavanı ile denestirilebilir. Gerçekten, körfez içerisinde "MTA SİSMİK-I" ile kaydedilen profillerde herhangi bir tuz domu veya diapirik olay gözlenemezken daha güneyde, doğu-batı yönlü "Shackleton" profilleri diapirik kırınımın bazı yerlerde deniz tabanını da etkilediklerini göstermektedir. Profil L'de (Şekil 11) 32° E boylamı civarında 4s gidiş-dönüş zamanına karşı gelen derinlikte başlayan evaporitik reflektörler, kaim Plio-Kuaterner çökeltilerinin etkisiyle diferansiyel basıncı altında diapirik kırınımları göstermektedir. 4.5 s derinlikte ise büyük olasılıkla Tersiyer yaşlı çökeller (Oligosen-Eosen) ait reflektörler batıya doğru eğimlenmektedir.

Yine aynı profilin sol başlangıcında, yaklaşık 1 s derinlikte, deniz tabanı Plio-Kuaterner yaşlı çökellerle başlamakta ve yaklaşık 1.7 s derinlikte, büyük olasılıkla Alanya masifine ait reflektörler genç çökellerin alt sınırını belirlemektedir. 08-09 h arasında yansıma ayırımının oldukça güçleşmesine rağmen, Alanya Masifine ait reflektörlerin ani olarak Tersiyer ve daha yaşlı formasyonlara ait reflektörler altına daldığı izlenebiliyor.

Antalya basenindeki evaporitik çökellerin düşey ve

yanal yayılımı profillerde sismik refleksiyon ayırımının elverdiği ölçüde saptanabilmektedir. Profil 74-R4, Antalya baseninde Plio-Kuaterner ve onun altında evaporitik formasyonu güney-kuzey yönünde oldukça açık bir

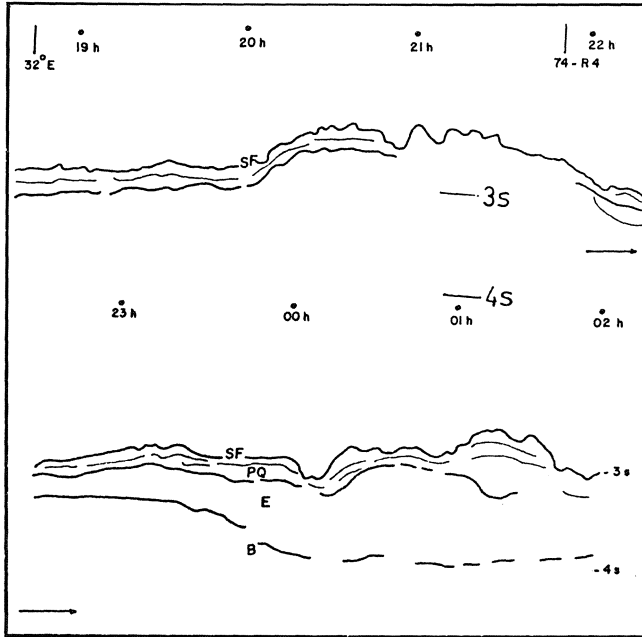
biçimde ortaya koymaktadır. Güneyde 34°N-35°N enlemleri ile 31°E-32°E boylamları arasında başlayan profilde 23 h ile 00 h arasındaki yükselim "Florence-Rise" olarak adlandırılır. (Biju-Duval et al, 1978). 00 h'tan itibaren belirgin bir eğimle dalan tabakalar üzerinde (Eosen ?, D.S.D.P. Report, 1978) uyumsuz olarak başlayan Plio-Kuaterner sedimanları "Florence Rise" üzerine incelemek

(pineh-out) yaslanmaktadır. Profilin 35° N enlemiyle kesiştiği noktadan itibaren oldukça düzgün uzanan reflektörlerle temsil edilen Plio-Kuaterner çökelleri altında Üst-Miosen evaporitleri başlamaktadır. Evaporitler altındaki jeolojik birimler evaporitlerin yüksek sonik hızları nedeniyle yer yer maskelenmekle beraber, bazı noktalarda temel kaya niteliğinde reflektörler de izlenebiliyor. Tuz ve yer yer jips tabakaları ile temsil edilen evaporitler ile üzerine gelen Plio-Kuaterner, profiller üzerinde, özellikle bölgeyi en iyi açıklayabilen 74-R4 (Şekil 16) profilinde iyi bir ayırımla izlenmektedir. Evaporitler Plio-Kuaterner çökellerinin neden olduğu aşırı basıncı altında domlaşma göstermektedir. Profil 74-R4 b'de 06h ile 10h arasında, tuz domları, üzerlerine gelen Plio-Kuaterner çökellerini delerek deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Evaporitler büyük olasılıkla 12 h civarında incelemek son buluyor. Profilin en kuzey kısmında, Plio-Kuaterner deniz tabanına doğru yükselim gösteren temel kaya niteliğindeki formasyon (Ofiyolitik karışım veya Alanya Masifinin denizdeki uzantısı) üzerine incelemek yaslanmaktadır. 15 h'den itibaren güneybatıya yönelen Profil 74-R4 üzerinde genç çökeller altındaki temel kaya

güneybatıya doğru dalmakta ve 31°E civarında kalın bir Plio-Kuaterner örtü altında izlenememektedir. 20h-21h arasında 4.3 s derinlikte temelpaya karakterli refleksiyonlar ani bir şekilde yükselmekte ve yaklaşık 1 saniye yükseklikte bir denizaltı tepesi oluşturmaktadır. Genç çökeller bu tepe üzerine incelemek yaslanmaktadır. Burada temel kayanın hangi jeolojik birimi ait olduğu konusu tartışılabilir. Kuzeydekinin bir devamı mı, yoksa 19 h civarında bir sınır mı söz konusu ? Kanımızca profilde, kuzey ve güneybatıda görülen temel kaya yansımaları, ufak farklılığa rağmen, aynı karaktere sahiptir. O halde en azından profil hattının kuzeyinde temel kaya, aynı bir litolojik birimden (ofiyolitik karışım) ibarettir. Ayrıca, bu kuzey kısmında önceki bir çalışmada (özhan, 1983) belirtildiği gibi evaporit yansımalarının gözlenememesi, Akdeniz'de Üst-Miosen'de evaporitik kriz esnasında suların güneye çekildiği ve basenin kuzey kıyılarının su yüzeyinde kalarak Pliosen'e kadar uzanan bir devrede erozyona uğradığı ileri sürülebilir. Pliosen'den itibaren başlayan çökelleme safhası aynı anda tektonik olaylarla da kontrol edilmektedir. Bir yandan sismik, diğer yandan sismolojik kanıtlar göstermektedir ki, sinsedimanter tektonizma, aktivitesini günümüze kadar sürdürmektedir. (Özhan, 1983, Jackson, McKenzie. 1983).

Yine profil 74-R4'te 19h ile 22h arasında, 22h'tan itibaren

ibaren Plio-Kuaterner çökelleri 31° E'ye doğru tedricen kalınlaşmakta (lateral progradation), bu durum 19 h-20h arasında açıklıkla izlenebilmektedir. 36° N- 30° E civarında ise 01h ile 09h arasında Plio-Kuaterner, 03h-05h arasında yükselim gösteren temelkaya üzerine sağdan ve soldan progradasyon yaparak, diskordan olarak oturmaktadır. Temel kaya ile Plio-Kuaterner arasındaki açılal dokanak sedimantasyon sırasında ve sedimantasyondan sonra düzensiz bir temel kaya kıvrımlanması ve yükselimi (uplift) olduğuna işaret etmektedir. 36° N civarında 09h-10h arasında ise sedimanların aşırı yükü altında plastik deformasyona uğrayan alttaki tuz tabakaları göçe zorlanırken, bir yandan da çökmeye neden olmuştur. Bu şekilde başlayan halokinetik olayların ileri safhalarında oluşan domlar, sedimanter örtüyü de delerek, deniz tabanına kadar ulaşmıştır.



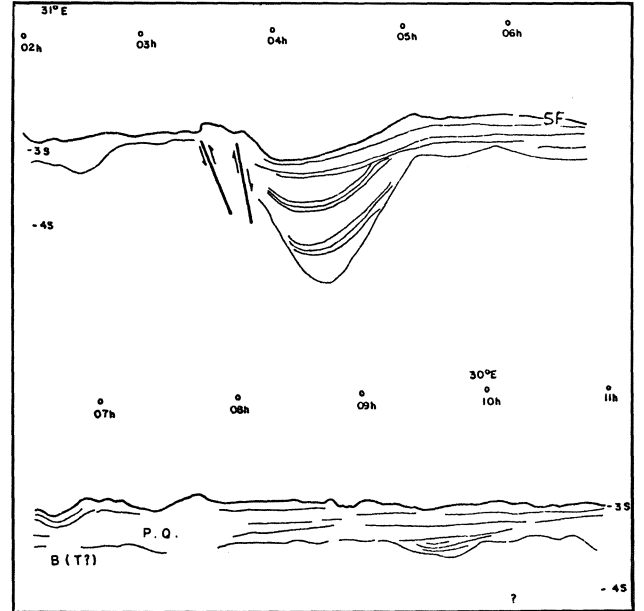
Şekil 4. Profil J

SF: Deniz tabanı, PQ: Pliyo Kuaterner, E: Evaporit, B: Temel Kaya
Dikey Abartma : 13 x
Yorum: G. özhan

Figure 4 Line J

SF: Sea floor, PQ: Plio-Quaternary, E: Evaporite,
B: Basement
Vertical exaggeration : 13 x
Interpreted by G. özhan

Antalya Baseninde Üst-Miosen evaporitlerinin yatay ve düşey yayılımı L,K,J profillerinin de (Şekil 4-12) yardımıyla fazla seçik olmamasına rağmen saptanabilmektedir. Plio-Kuaterner çökellerine gelince; oldukça iyi bir ayırımla profiller üzerinde izlenebiliyor. Gerek stratigrafik konumları, gerekse çökel ortam ve koşulları konusunda fikir vermektedir. Bazı noktalarda tektonik olayların aktif olup olmadıkları konusunda da aydlatıcı bilgiler sağlanabilmektedir. Derinlere doğru ise sismik bil-

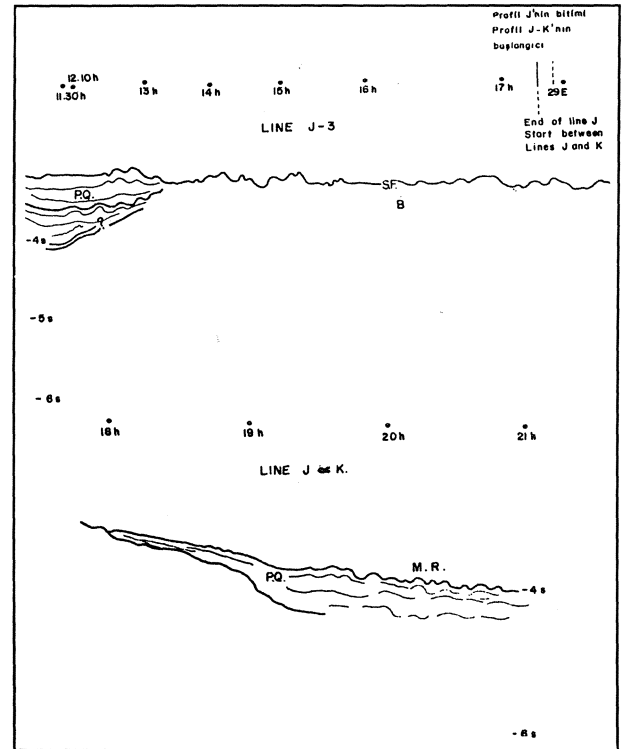


Şekil 5. Profil-J'nin devamı

B (T): Temel kaya, Tersiyer? PQ: Pliyo- Kuaterner, SF: Deniz Tabanı

Figure 5. Continuation of Line-J

B (T) Bedrock-Tertiary in age?
PQ: Plio-Quaternary, SF: Sea floor



Şekil 6 Profil-J'nin sonu ve J'den K'ya geçiş profili

MR: Akdeniz Kıvrımı B: Tersiyer veya daha yaşlı?

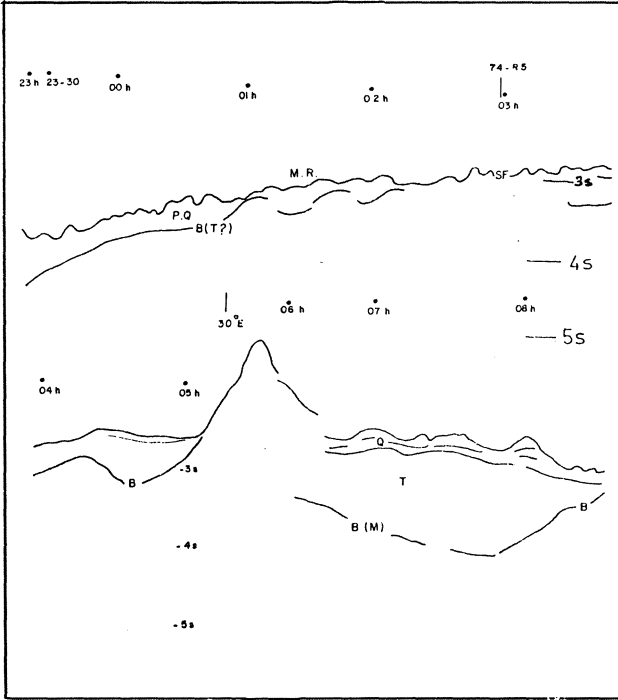
PQ: Pliyo-Kuaterner SF: Deniz Tabanı

Figure 6. End of Line-J and Line J-K

MR: Mediterranean Ridge B: Tertiary or older?
PQ: Plio-Quaternary SF: Seafloor

giler zayıflamakta ve bu ölçüde de jeolojik bilgiler eksik kalmaktadır. Nedenlerden biri, yüksek akustik hızı sahip evaporitik formasyonlardır. Bir sismik maske rolünü oynayarak konik dalgaların daha derine nüfuzunu ve dolayısıyla sismik penetrasyonu engellemektedir. Profil-J (Şekil 4-6) üzerinde 32°E ile 31°E arasında "Florence Sırtı", 20h-22h arasında "74-R4" profiliyle de kontrol edildiği üzere, 22h civarında batıya doğru dalmaktadır. Plio-Kuaterner'e ait çökeller genel olarak Senozoik'e ait bu "sırt" üzerinde bazen uyumlu, bazen de uyumsuz olarak yer almaktadır.

Profil-J derin Antalya Baseni'nin güney kıyısı boyunca uzanmaktadır. Profil boyunca Plio-Kuaterner altında, kuzeye doğru daldığı K1 ve 74-R4 profilleriyle de kontrol edilen temel kaya (Senozoik-Mesozoik), izlenebilmektedir. Evaporitik formasyonlar biraz daha kuzeyde başlamakta, doğu-batı doğrultulu K profilinde 32°E civarında görüldüğü gibi dom oluşukları şeklinde göze çarpmaktadırlar. Profil K (Şekil 7-9) üzerinde difraksiyonlarla beliren deniz tabanı Akdeniz Kıvrımı (Mediterranean Ridge) ile ilgili olması gerekir.

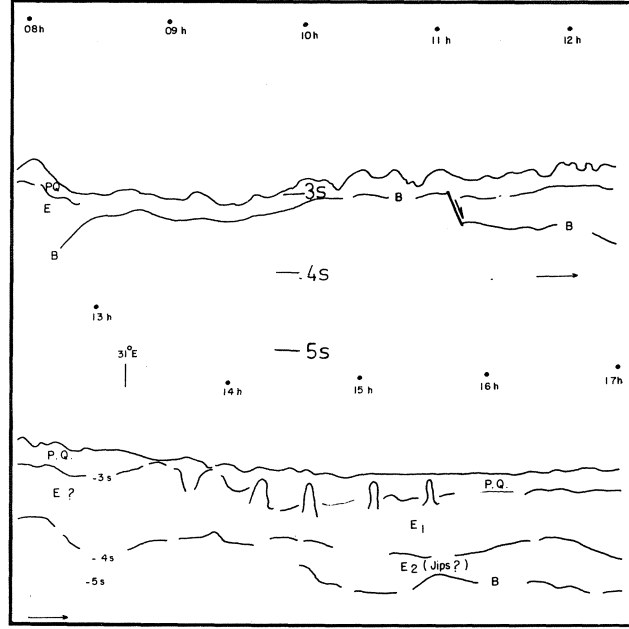


Şekil 7. Profil K

B: Temel kaya (Tersiyer veya Mesozoik)
PQ: Pliyo-Kuaterner Q: Kuaterner T: Tersiyer
MR: Akdeniz Kıvrımı SF: Deniz Tabanı
Yorum: G. Özhan

Figure 7. Line K

B: Bedrock (Tertiary or Mesozoic in age)
PQ: Plio-Quaternary Q: Quaternary T: Tertiary
MR: Mediterranean ridge SF: sea floor
Interpreted by G. Özhan

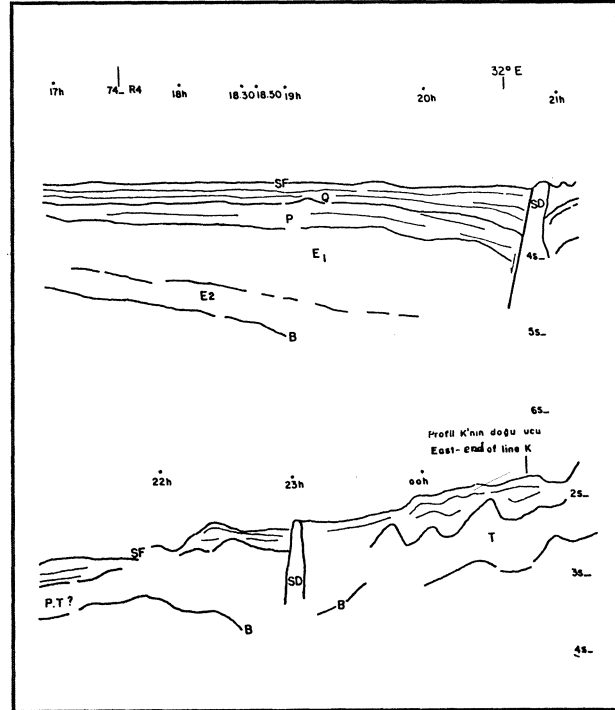


Şekil 8. Profil K'nin devamı

E, E, E: Evaporitler PQ: Pliyo-Kuaterner B:
Temel kaya

Figure 8. Continuation of Line K

E, : Evaporites
PQ: Plio-Quaternary B: Basement



Şekil 9. Profil K'nin devamı

P: Pliosen, Q: Kuaterner, E: Evaporit (Messinien), PT: Pliyo-Tersiyer SD: Tuz domu B:
Temel kaya (Mesozoik) T: Tertiary

Figure 9 Continuation of the line K.

P: Pliocene, Q: Quaternary,
E: Evaporite (Messinian)
PT: Plio-Tertiary
Salt dome, B: Bedrock (Mesozoic), T: Tertiary

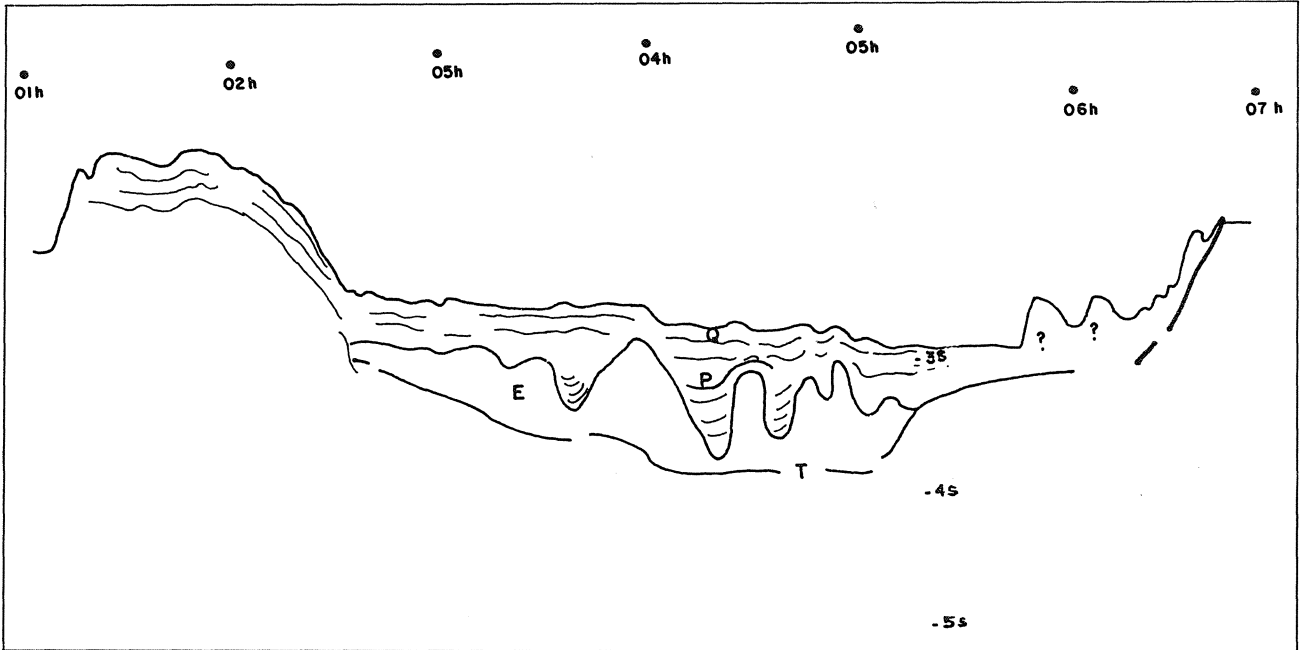
Adana-Mersin Baseni

"Shackleton" ve "MTA SISMİK-I" sismik profilleri üzerinde oldukça kalın Plio-Kuaterner ve hemen altında Üst-Miosen evaporitleri dikkat çekmektedir. Evaporitler yer yer tuz domları halinde görülmektedir. Profil R'de (Şekil 13) 13h-15h arasında görüldüğü gibi tuz formasyonu ilginç domlar halinde üzerine gelen kaim Plio-Kuaterner örtüyü delerek deniz tabanına kadar ulaşmaktadır. Bunun yanında evaporitik formasyon aynı profilde 09-10h arasında büyük olasılıkla jips karakterindedir. Bölgenin batimetrik haritası incelendiğinde Türkiye kıta kenarının Kıbrıs'a oranla daha az eğimle derin düzlüğe ulaştığı görülür. En derin kısımlar 1000 m. civarındadır. Deniz tabanı genelde çok bariz tektonik olayların etkisinde olmayıp sakin bir manzara görünümündedir. Bununla birlikte profillerin bazılarında izlendiği gibi tuz domlarının da etkisiyle deniz tabanı bazı düzensizlikler göstermektedir, (örneğin deniz tabanındaki tepelikler veya yine tuz domunun yüzeye yaklaştığı yerde tuz dissolüsyonu ile oluşan graben benzeri oluşuklar). Yapılan araştırmalarda elde edilen genç çökellere ait örnekler göstermektedir ki, deniz tabanı, su içeriği oldukça yüksek kilkilli silt ve karbonatlı çamurlarla örtülüdür. (Seyir Hidrografi ve Oşinografi örnekleri, 1983).

Sismik profillerin analizinden çıkan sonuçlara göre bölgede deniz tabanı reflektörü veya Plio-Kuaterner tavanı ile bazı yerlerde oldukça belirgin, bazı kısımlarda ise ayırımı ancak hassas bir deneştirme ile mümkün olabilen Üst Miosen tavanı arasındaki sediman kalınlığı özellikle Adana güneybatısında ve Mersin güneyinde 2 km.yi aşan bir kalınlığa ulaşmaktadır. Burada Plio-

Kuaterner yaşlı çökellerin hız analizleri su derinlikleri de gözönünde tutularak aşağıdaki formüllere göre hesaplanmaktadır, (Shackleton expeditions. 1972-1974, Boztaş, 1978 R; 800 m'den az su derinliklerinde ($V=1.6+0=6T$) ve 800 m.den fazla derinliklerde sediman kalınlığı hesabı için ($V=1.6+T$) formülleri kullanılmıştır. Burada T, akustik dalganın saniye olarak gidiş-dönüş zamanı, V m/s olarak aralık hızı (interval velocity) belirtir. Bu formüllerle hesaplanan Plio-Kuaterner kalınlıkları basenin değişik kısımlarında bazı farklılıklar göstermektedir, örneğin Girne-Misis (Kyrenia-Misis Range) uzantısının güneydoğusu veya İskenderun körfezinin güneybatısında sediman kalınlığı 1000 m'ye ulaşırken, daha da güneybatıya doğru sediman kalınlığı azalmakta, Girne-Misis uzantısı üzerinde ise bu kalınlık 200 m'ye düşmektedir. Mersin güneyinde sedimanlar 2 km. kalınlığa ulaşırlar. Profil R'nin sol kısmında ve profil U da (Şekil 14) görüldüğü gibi Plio-Kuaterner çökelleri geniş açılı kıvrımlarla Türkiye kıyılarından basenin güneybatısına doğru progradasyon gösteriyor. Bu basenin önemli ölçüde kuzeyden ırmaklar ve diğer yollarla taşınan sedimanlarla beslendiğine işaret etmektedir. Diğer yandan Plio-Kuaterner güneybatıya doğru progradasyon yaparak kalınlaşırken Tersiyer ve daha yaşlı formasyonlar ise maruz kaldıkları basınç altında kuzeydoğuya doğru eğimlenmektedir. Bu durum U profilinin kuzeybatı ucunda görülüyor.

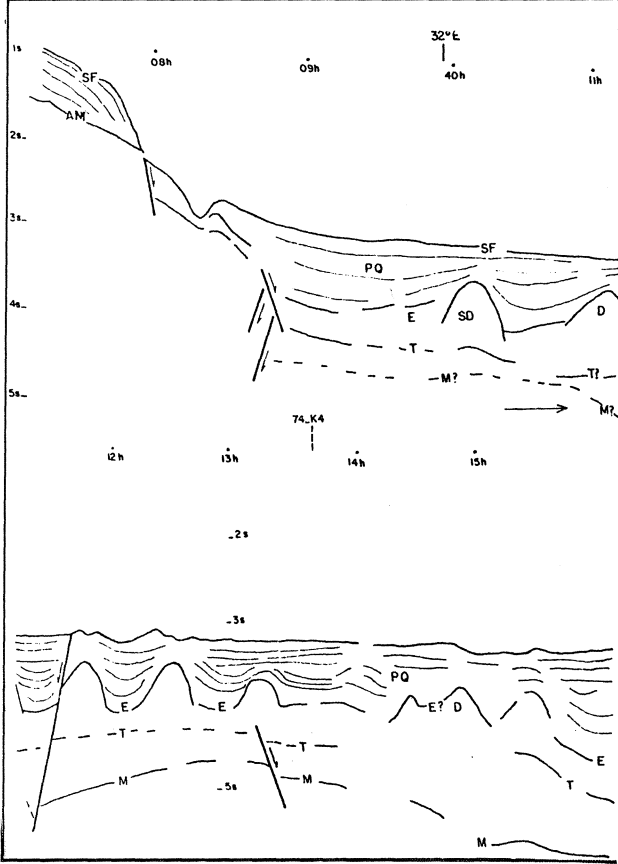
Bölgedeki tuz formasyonlarına bağlı diapirik aktivite, sismik kayıtlardan çıkan sonuçlara göre kalın Plio-Kuaterner çökellerinin yol açtığı, yüzeyden derine doğru olan basınç etkisiyle ortaya çıkmaktadır. Bu durumda



Şekil 10. K ve L arası bağlantı profili.
Q: Kuaterner P: Pliyosen. E: Evaporit.
(Üst Miosen) T: Tersiyer

Figure 10. Line: K-L.
Q: Quaternary P: Pliocene,
E: Evaporite (Upper Miocene)
T: Tertiary

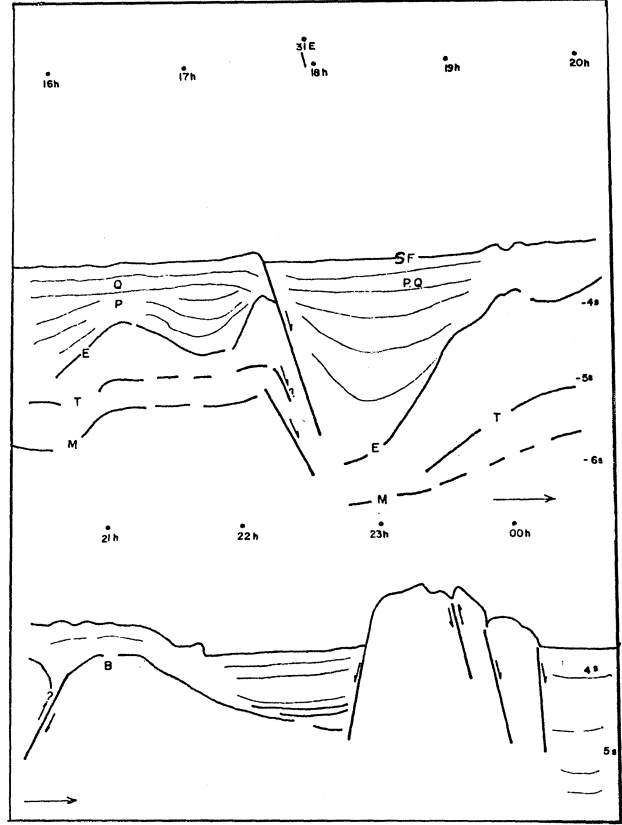
Kıbrıs'ın kuzey ve güneyindeki (Kıbrıs-Mısır arası) halo-kinetik olaylar, oluşum mekanizmaları yönünden aym olmakla birlikte etkiyen kuvvetler yönünden farklılık göstermektedir. Şöyleki ; Kıbrıs güneyindeki diapirizma kuzeyindeki aksine üstten gelen kuvvetler yerine daha çok derinde ki tektonik olayların üst seviyelere etkimesinden kaynaklanmaktadır.



Şekil 11. Profil L
AM: Alanya Masifi PQ: Plio-Kuvaterner,
E: Evaporit T: Tersiyer SF: Deniz tabam SD:
Tuz domu M: Mesozoyik D: Dom

Figure 11. Line L
AM: Alanya Massive PQ: Plio-Quaternary E:
Evaporite T: Tertiary SF: Sea floor SD: Salt
dome M: Mesozoic D: Dome

Kıbrıs ile Türkiye arasında sınırlanan Mersin-Adana baseni, eldeki sismik profiller ışığında özetlenecek olursa; ortalama 1000m.lik Plio-Kuaterner örtü altında Üst-Miosen'e tekabül eden reflektörler doğu-batı doğrultulu bir zon oluşturan tuz domlarını temsil ederken, aynı reflektörler profil R'de 34°E boyları civarında görüldüğü gibi, bu zon dışımda kuzeye, Türkiye kıyısına doğru evaporitik olmayan çökellerle korele edilmiştir. Bu demektir ki, kuzeye doğru evaporitlerin yerini denizel, klastik çökeller almaktadır. Tersiyer ve daha yaşlı formasyonları belirten reflektörler, profiller üzerinde çok belirgin olmamakla beraber yer yer ortaya çıkmaktadır. Örneğin ; yine profil-R'de, (Şekil 13) 2.3



Şekil 12. Profil L'nin devamı PQ: Plio-Kuvaterner
M: Mesozoyik T: Tersiyer SF: Deniz tabam
P: Pliyosen E: Evaporit Q: Kuvaterner
Figure 12. Continuation of Line L PQ: Plio-Quaternary
M: Mesozoic T: Tertiary SF: Sea Floor P:
Pliocene E: Evaporite Q: Quaternary

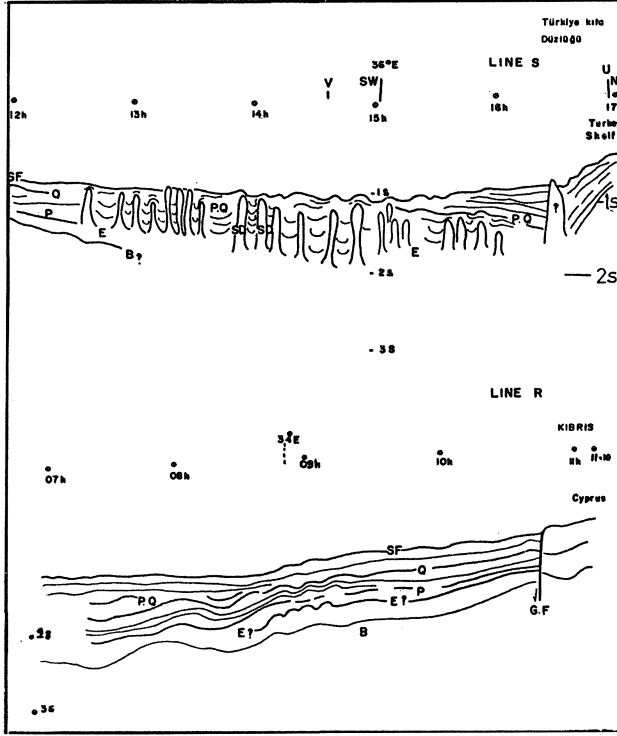
saniye derinlikte görülen reflektör 07h-10h arasında izlenmekte ve 10h civarında deniz tabanı, tekrarlanma (multiple) ile örtülmektedir. Bu reflektör Tersiyer ve hatta Mesozoik ile dengeştirilebilir.

Anamur-Morfu Eşiği

Antalya baseni ile Mersin baseni arasındaki bağlantı bu eşik üzerinden olmaktadır. Batimetrik veriler (Şekil 8) incelendiğinde Alanya Masifinin denizdeki uzantısı ve bu uzantının güneyde Kıbrıs ile birleştiği kanısı uyanmaktadır. Bu eşikle ilgili sismik verilerin oldukça yetersiz olması nedeniyle iki basen arasındaki bu geçiş zonuun jeolojik yapısı ve konumu henüz aydınlığa kavuşmamıştır. Bu bölgede ayrıntılı bir sismik çalışma bu konuyu aydınlatabilecektir.

SONUÇLAR

Sismik refleksiyon verileri Kuzeydoğu Akdeniz'de özellikle Üst-Miosen ve Plio-Kuaterner'in oldukça ayrıntılı incelenmesine olanak sağlamıştır. Bununla birlikte derinlere ait bilgiler fazla net değildir. Başlıca nedenlerden biri yüksek hızı sahip evaporitlerin altındaki sismik bilgilerin perdelenmesidir. Böyle olmakla beraber, gerek Antalya, gerekse Mersin basenlerinde kısmen Tersiyer ve daha yaşlı formasyonlar ile temel kaya niteliğindeki reflektörlere kadar penetrasyon sağlanabilmiştir.

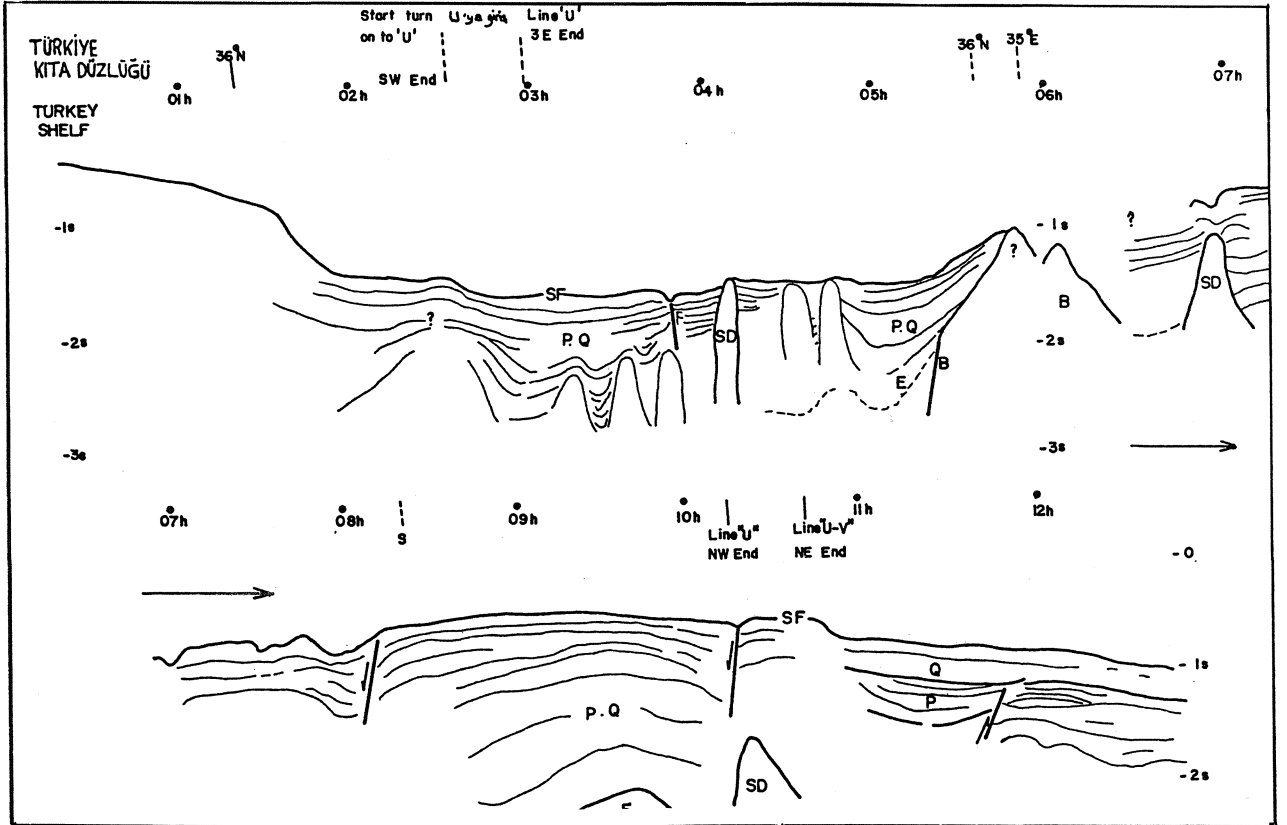


Batimetrik veriler incelendiğinde Kuzeydoğu Akdeniz'in genelde Anamur-Morfu eşiği ile ikiye bölüldüğü, ayrıca doğu kısmının Girne-Misis uzantısı ile iki alt basene ayrıldığı görülür. Kuzeydoğu Akdeniz'de Pliyo-Kuaterner ve Üst Miosen reflektörleri iyi bir şekilde izlenmektedir. Üst-Miosen, Mersin baseninde Kıbrıs kuzey kıyısına paralel doğu-batı doğrultulu bir zonda tuz domları ile belirlenmekte, basenin kuzeyine doğru evaporitik olmayan formasyonlara geçiş yapmaktadır. Aynı durum Antalya baseninde de söz konusudur. Antalya körfezinin kuzeyinde Üst-Miosen tavanı ile korele edilen reflektör

Şekil 13. Profil R ve S (36 E ile Profil U arası)

B: Temel Kaya (Tersiyer veya daha yaşlı), SD: Tuz domu, GF: Gelişen fay
SF: Deniz tabanı Q: Kuvaterner PQ: Pliyo-Kuvaterner E: Evaporit P: Pliosen
Yorum: G. özhan

Figure 13. Line R and Line S between 36 E and line U
B: Basement (Tertiary or older), SD: Salt dome, GF: Growth fault
SF: Sea floor Q: Quaternary PQ: Plio-Quaternary E: Evaporite P: Pliocene
Interpreted by G. özhan



Şekil 14 Profil U

SF: Deniz tabanı PQ: Pliyo-Kuvaterner SD: Tuz domu B: Temel kaya E: Evaporit
Yorum: G. Özhan

Figure 14. Line U

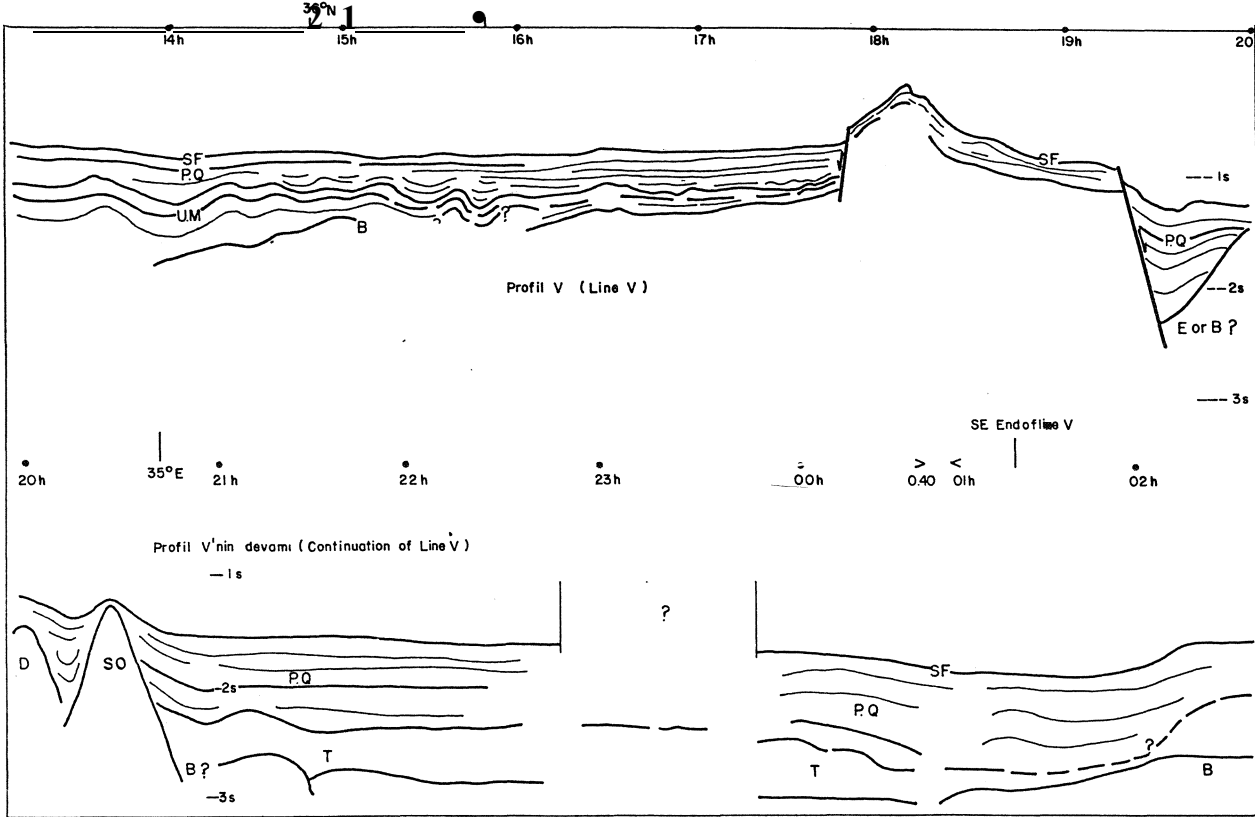
SF : Sea floor, PQ : Plio-Quaternary, SD : Salt dome, B : Basement, E : Evaporite
Interpreted by G. Özhan

güneye, basen ortalarına doğru evaporitik çökellerin tavanı ile denestirilebiliyor. Bu demektir ki, evaporitik çökeller kuzeye doğru sınırlanmakta ve kuzeyde Plio-Kuaterner çökelleri uyumsuz olarak temelkaya (ofiyolitik karışım) üzerine gelmektedir. Güneyde aynı evaporitik çökeller Kıbrıs'ın denizdeki muhtemel batı uzantısını oluşturan "Florence Rise" üzerine "Pinch-out" yaparak ilgili çalışma sahasında son bulmaktadır.

Gerek Antalya ve gerekse Mersin-Adana basenlerinin dikey hareketler (vertical movements) sonucunda oluştu-kları sismik ve gravimetrik verilerden anlaşılmaktadır, özellikle çökme (subsidence) bu basenlerin evriminde önemli rol oynamış ve oynamaktadır. Antalya baseninde aktif hareketlerin varlığı sismik ve sismolojik verilerden anlaşılmaktadır. Sismik verilerle göre Antalya baseni doğu-batı doğrultulu "distensif" kuvvetlerin (gerilim) doğurduğu (dikey) hareketlerin etkisindedir. Mersin-Adana baseni evrimi konusunda ise kesin bir fikir ortaya atmaktadır. Evans (kişisel görüşme, 1983) tarafından ileri

sürülen ve profil R de 11h civarında görülen derinlikte büyüyen fay (growth fault) basende aşırı sedimantasyon kalınlığı nedeniyle önemli derecede çökme (subsidence) olayının cereyan ettiğini göstermektedir.

Bu basenlerin oluşumu ile ilgili çeşitli görüşler* ileri sürülmektedir. Genel kanı; Afrika plağının Türkiye Plağı altına Kıbrıs yayı ve batı uzantısı "Florence Rise" boyunca dalması, bu yay gerisinde, yay ile Alpin orojenik kuşağının devamı olan Toroslar arasında bu basenlerin oluşmasıdır. Bununla birlikte levha konverjansına işaret eden herhangi bir aktif volkanik yay olmaması, bu bölgenin tamamıyla bir tektonik levha modeline uymadığını gösterir. Woodside (1977), "Florence Rise" güneyi boyunca uzanan bir hendeğin dalma zonu olabileceğini ve bu dalma hareketinin son 5 milyon yıl içerisinde Afrika ve Türkiye arasındaki okyanus kabuğunun örtülmesi ile sona erdiğini ileri sürmekte, bu nedenle kuvvetli bir sismolojik aktivite ve aktif volkanik yay mevcut olmadığını göstermektedir. Ancak Afrika

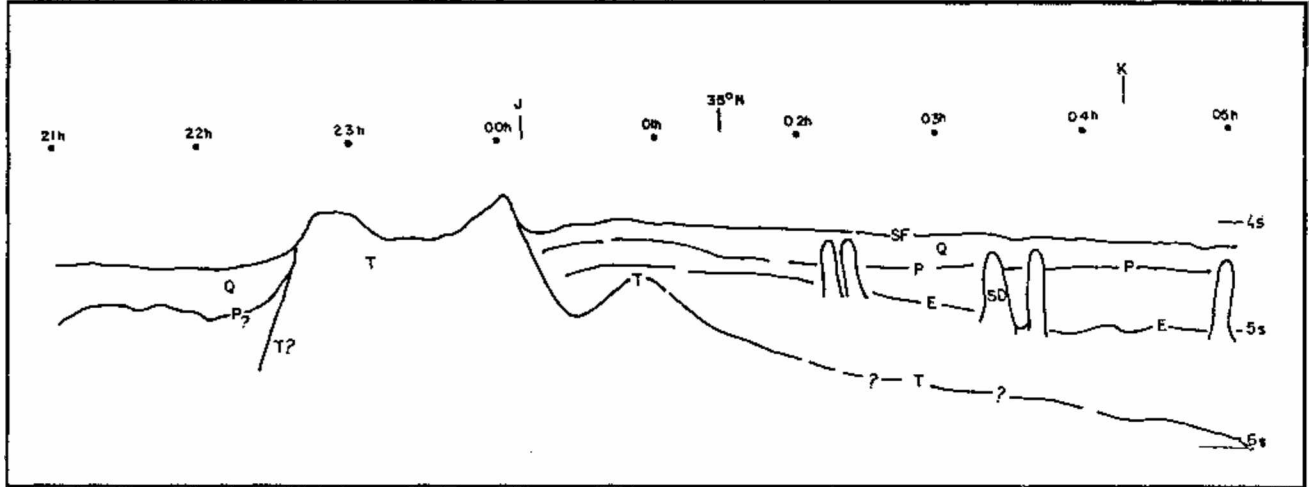


Şekil 15. Profil V

T: Tersiyer
 PQ: Pliyo-Kuaterner
 UM: Üst Miyosen
 SF: Deniz tabanı
 E: Evaporit
 B: Temel kayaç
 Düşey Ölçek: Gidiş dönüş zamanı (sn)
 Gemi Hızı: 7 mil / Saat
 Dikey abartma: 13x
 Yorum: G. özhan

Figure 15. Line V

T: Tertiary
 PQ: Plio-Quaternary
 UM: Upper-Miocene
 SF: Sea floor
 E: Evaporite
 B: Basement
 Vertical Scale: Two-way travel time in seconds
 Ship's speed: 7 knots
 Vertical exaggeration: 13x
 Interpreted by G. özhan

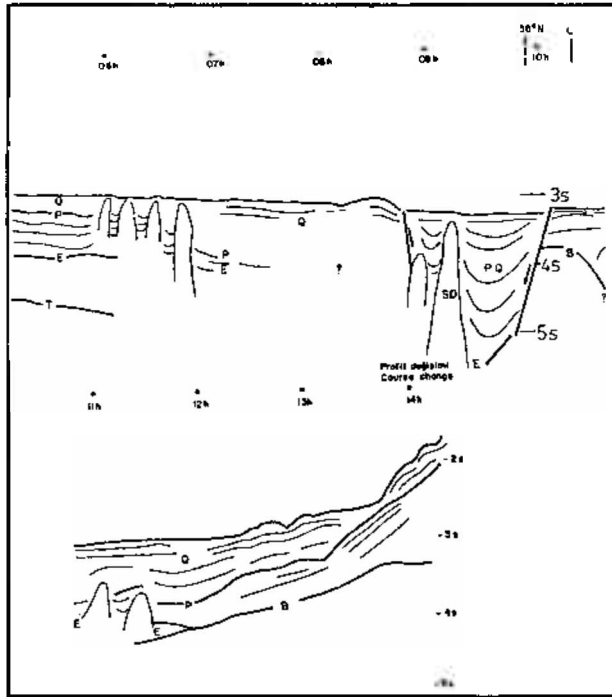


Şekil 16. Profil 74-R4

Düşey ölçek: Gidiş-dönüş zamanı olarak saniye, Gemi hızı: 7 knot
SF: Deniz tabanı P: Pliyosen E: Evaporit SD: Tuz domu T: Tersiyer Q: Kuvaterner
Yorum: G. Özhan

Figure 16. Line 74 R4

Vertical scale: Two way travel time in second
SF: Sea floor P: Pliocene E: Evaporite SD: Salt dome T: Tertiary Q: Quaternary
Sheep's speed: 7 knots
Interpreted by G. Özhan

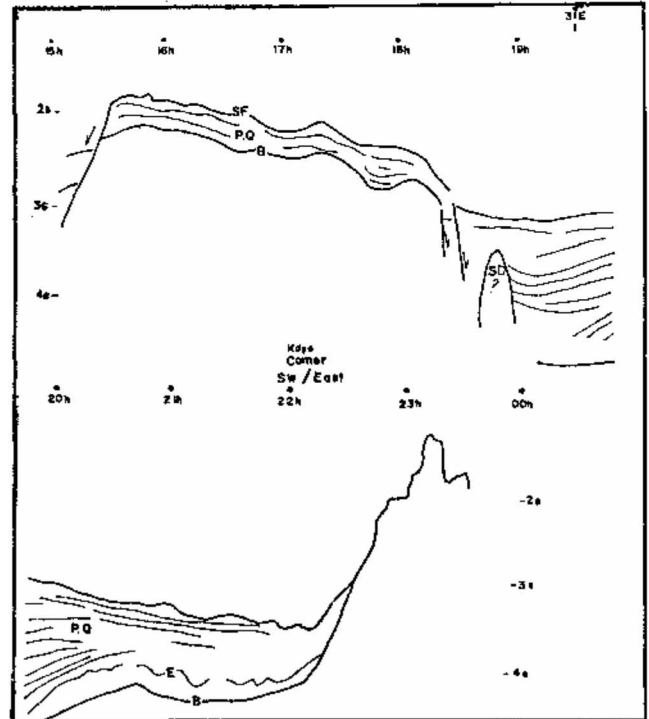


Şekil 17. Profil 74-R4'ün devamı

B: Temel kaya, SF: Deniz tabanı, P: Pliyosen, E: Evaporit, SD: Tuz domu T: Tersiyer, Q: Kuvaterner
Düşey ölçek: Gidiş-dönüş zamanı olarak saniye
Gemi hızı: 7 mil/saat
Yorum: G. Özhan

Figure 17. Continuation of line 74-R4

B: Basement, SF: Sea floor, P: Pliocene, E: Evaporite, SD: Salt dome, T: Tertiary, Q: Quaternary
Vertical scale: Two way travel time in second
Sheep's speed: 7 knots
Interpreted by: G. Özhan

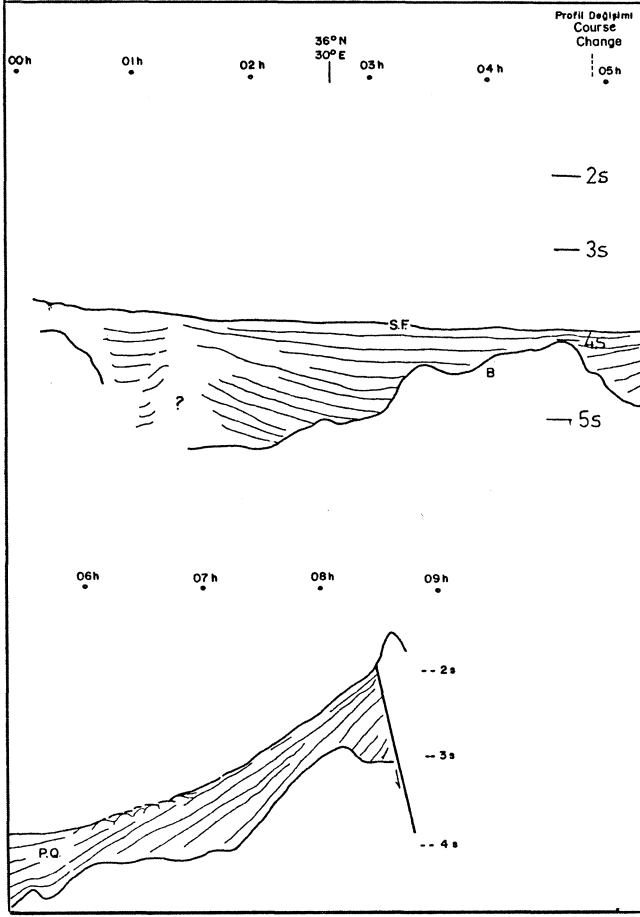


Şekil 18. Profil 74-R4'ün devamı

SF: Deniz tabanı, P: Pliyosen, E: Evaporit, SD: Tuz domu, T: Tersiyer Q: Kuvaterner
Düşey Ölçek: Gidiş,dönüş zamanı olarak saniye
Gemi hızı: 7 mil/saat
Yorum: G.Özhan

Figure 18. Continuation of line 74-R4

SF: Sea floor P: Pliocene E: Evaporite SD: Salt dome T: Tertiary Q: Quaternary
Vertical scale: Two way travel time in second
Sheep's speed: 7 knots
Interpreted by G. Özhan



Şekil 19. Profil 74-R4'ün devamı

SF: Deniz tabanı
 PQ: Pliyo-kuvaterner
 B: Temel kaya

Figure 19. Continuation of line 74-R4

SF: Sea floor
 B: Basement
 PQ: Plio-Quaternary

plağının Kıbrıs yayı boyunca sınırlı olarak dalmaya devam ettiğini de kaydetmektedir. Bu durumda gerek Antalya, gerekse Mersin-Adana basenleri bütünüyle bu yay sistemi ile Alpin orojenezine ait Toros kuşağının arasında önce tek bir basen olarak oluşmuş, Tersiyer başlarından itibaren bu basen sinsedimanter tektonik faaliyetlerle kendi içerisinde evrimini geçirerek Anamur-Morfu eşiği ile bağlantılı iki basene ayrılmıştır. Genelde doğu-batı yönlü gerilim (distension) ve bu kuvvetlere bağlı düşey hareketler etkisiyle basenler kendi içerlerinde özgün biçimlerini almaya başlamışlardır. Özellikle Antalya baseninde, sinsedimanter tektonizma, sismik ve sismolojik verilere göre, aktivitesini günümüze kadar sürdürmüştür.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmada yorumlanan ve yararlanılan sismik profiller, Shackleton ve MTA Sismik-1 gemisi ile gerçekleştirilen etüdler sırasında elde edilmiştir. Ancak yararlanılan MTA Sismik-1 profilleri gizliği nedeniyle

burada görüntülenmemiştir. Yazar, sağladığı işlenmemiş veriler için, Cambridge Üniversitesi Deniz Jeofizik Grubundan Dr.C.Williams'a ve ayrıca MTA Genel Müdürlüğüne teşekkürlerini sunar.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allan, T.D., Morelli, C., 1971, A geophysical study of the Mediterranean Sea: *Boll. Geofis, Teor Appl*, 13, 50, 99-142.
- Biju-Duval, B., Dercourt, J., Lepichon, X., 1976, La genese de la Mediterranee: *La Recherche*, 7, 811-822.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., Montadert, L., 1978, Structure and evolution of the Mediterranean Basins: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 42-A, 951-984.
- Boztaş, M., 1978 a, İçel-Gülner-Akkuyu, far distance seismic studies: Rep, MTA, 18 s.
- Boztaş, M., 1978 b, İçel-Gülner-Akkuyu, Offshore fault investigation with high resolution reflection technique: Supp-Rep, MTA, 3 s,
- Lort, J. M., Limond W.Q., Gray, F., 1974, Preliminary seismic studies in the Eastern Mediterranean: *Eart planet sc Let*, 21, 355-366
- Jackson J., Me Kenzie, D., 1983, Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan: *Bullard Lab. Madingley Rise; Camb. CB 3 OEZ*.
- özhan, G., 1980, Les gites petroferes en Mediterranee et en Mer Noire, et methods de prospection adaptees: *These de Docteur Ingenieur, Fac dess-ci et Tech. Un. de Nice*, 17-25
- Özhan, G., 1983, Geological outline of the Gulf of Antalya in the Light of the offshore geophysical data: *Rapp Comm int Mer Medit*, 28, 4, 183.
- Sancho, J., Letouzey J., Biju-Duval, B., Courrier, P., Montadert, L., Winnock, E., 1973, New data on the Eastern Mediterranean Basin from seismic reflection: *Earth Planet Sc Let*, 18, 189-204
- Shackleton Cruises, 1972-1974, Geophysical Data Report of the Eastern Mediterranean Sea: *Bullard Lab Cambridge University*, 225 s.
- Vogt, P. R., Higgs, R. H., 1969, An acoromagnetic survey of the Eastern Mediterranean Sea and its interpretation: *Earth Planet sc Let*, 5, 939-948.
- Woodside, J. M., 1976, Regional vertical tectonics in the Eastern Mediterranean: *Geophys. J. R., Astr Soc*, 47, 493-514
- Woodside, J. M. 1977, Tectonic element and crust of the Eastern Mediterranean Sea: *Mar. Geophy Resh*, 3, 317-354.

Yazının geliş tarihi

Yayına veriliş tarihi : 15.8.1988

Batı Anadolu'nun yapısal sorunlarının gravite verileri ile irdelenmesi

Analysis of the tectonic problems of Western Anatolian with the gravity data

ZAFER AKÇIĞ D.E.Ü, Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ : Günümüze değin, Batı Anadolu için jeolojik , sismolojik ve uzaktan algılama verilerinden yararlanılarak çeşitli oluşum modelleri önerilmiştir. Bouguer gravite verileri üzerinde veri-işlem ve kuramsal modelleme uygulamaları yardımıyla gerçekleştirilen bu çalışma sonucunda ise önerilen bu modeller irdelenerek, Batı Anadolu için olası bir model oluşturulmuştur.

Odak mekanizma çözümlerinden Batı Anadolu için faydalanma mekanizmaları, genişleme bölgelerine özgü normal ve doğrultu atım bileşenli normal faylanma olarak verilmektedir. Veri-işlem uygulamaları sonucu gravite değerlerinde doğudan batıya gözlenen artım, Ege Denizi'ne doğru üst mantoda bir yükselimi belirtmekte ve Ege Denizi'nde ortalama 30 km olan kabuk kalınlığı Batı Anadolu'da 35-40 km ye ulaşmaktadır. Güç spektrumu uygulamasından saptanan 10 ve 12 km lik derinliklerin bölgedeki mağmatik sokulumlar ile ilişkili olabileceği düşünülmekte ve bu sav manyetik verilerle de desteklenmektedir. Bölge, kıtasal gerilme alanlarına özgü birçok jeofizik imzayı da taşımakta ve benzer özelliklere sahip Kuzeybatı Amerikadaki Basın ve Range yapıları ile benzeşimler göstermektedir.

Tüm veriler birarada değerlendirildiğinde; Batı Anadolu için olası oluşum modelinin K-G doğrultulu bir açılma tektoniğine bağlı olarak geliştiği ortaya çıkmaktadır. Gediz ve B Menderes çöküntü alanları da bu açılma tektoniğine bağlı olarak oluşmuş D-B doğrultulu kıtasal rift sistemleridir.

ABSTRACT : Up to now the various evolution models have been put forward for the Western Anatolia from the interpretations of geological, seismological and remote sensing data. Here, a new probable model was proposed from the results of the data analysis and theoretical model studies over the Bouguer gravity data where the older models were examined too.

The faulting mechanisms for the Western Anatolia were obtained to be belong to the faults of having vertical and strike-slip components of a region of typical tensional tectonics as being determined from the earthquake focal mechanism solutions. After the data analysis process, the gravity data show a general increase in values from east to west where this is indicative of upper mantle uplift towards the Aegean Sea and the crust is being 30 km thick on average under the Aegean Sea while it reaches about 35-40 km determined from the power spectrum evaluations have been thought to have connections with the magmatic intrusions and this proposal has been supported with the magnetic data. The region which has many geophysical signatures belongs to the typical tensional continental areas, shows resemblances with the Basin and Range region of North America of having similar characteristics.

When all the available data being interpreted together, a probable evolution model of the Western Anatolia would be assumed to be progressed according to the N-S tensional tectonics. According to the above evolution model, the grabens of Gediz and B Menderes were thought to be formed as E-W trending continental rift systems.

GİRİŞ

Bir bölgenin yapısal konumunun ve kabuk yapısının ayrıntılı araştırılması, bölgesel Bouguer gravite, jeotermik, derin jeoelektirik ve çeşitli sismik (kıvrılma ve yansıma) verilerin birlikte kullanılmasıyla gerçekleştirilir.

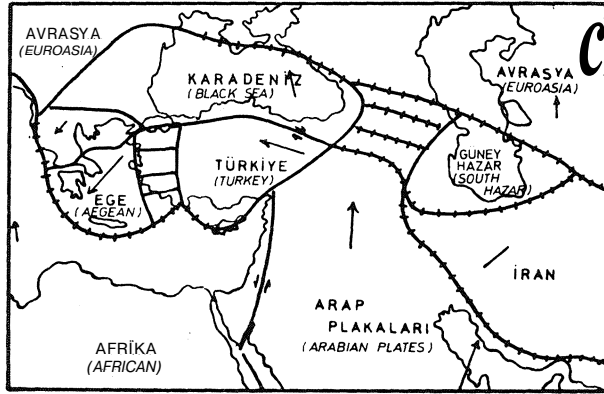
Bölgesel Bouguer gravite verilerinin irdelenerek yapısal sorunların çözümünde, veri-işlem yöntemleri (trend analizi, süzgeçleme, analitik uzanım, türev ve güç spektrumu) ve sayısal yorumlama yöntemlerindeki (kuramsal modelleme, ters çözüm... vd) yararlanılır.

Gerek jeolojik gerekse coğrafik konumunun ilginçliği

nedeniyle inceleme alanımız Batı Anadolu son yıllarda birçok araştırmanın odak noktası konumuna gelmiştir. Yapılan çeşitli çalışmalar sonucu tüm araştırmacılar, Batı Anadolu için genelde K-G doğrultulu açılma tektoniği olgusunda birleşmelerine karşın, bu açılmanın kaynağını farklı mekanizmalar ile açıklamaktadırlar. Bu farklılık ise olasılıkla, odak mekanizma çözümlerleri ve Lands tad fotoğraflarının incelenmesine dayalı bu araştırmalardaki kişisel yanılığın payının katkısından kaynaklanmaktadır.

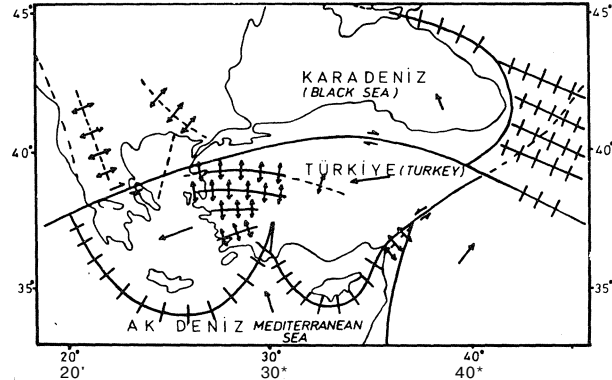
Batı Anadolu'ya ilişkin çalışmada Mc Kenzie (1972) , Anadolu plakasını Ege ve Anadolu plakaları olarak ikiye ayırmakta ve Anadolu plakasının batıya hareke-

ti sonucu, Ege plakasının da güneybatıya doğru hareket ederek güneyde Akdeniz litosferine bindirerek onun yutulmasına neden olur şeklinde vermektedir (Şekil la). Daha sonra Mc Kenzie (1978) bu önerisini daha farklı bir şekilde yorumlayarak, Batı Anadolu'nun kıtasal litosferinin bir elin parmaklarının açılmasına benzer şekilde gerilerek yayıldığını ve bu yayılma sonucu oluşan K-G doğrultulu açılma tektoniğinin bugün de etkinliğini sürdürdüğünü vurgulamaktadır.



Şekil la : Mc Kenzie tarafından önerilen plaka tektoniği modeli (Mc Kenzie, 1972).

Figure 1a : The plate tectonic model introduced by Mc Kenzie (Mc Kenzie, 1972).



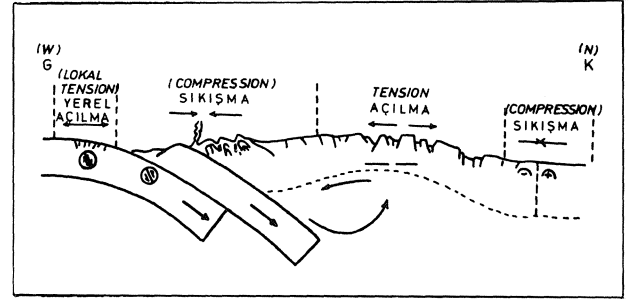
Şekil 1b : Alptekin tarafından önerilen plaka tektoniği modeli (Alptekin, 1973).

Figure 1b : The plate tectonic model introduced by Alptekin (Alptekin, 1973).

Alptekin (1973) ise, batıya hareketli bir tek Anadolu plakasının varlığını öne sürmekte ve bölgedeki yaygın depremsellik ile K-G doğrultulu açılmanın nedenini üst mantoda meydana gelen bir yükselim (kabukta inceltme) ile açıklamaktadır (Şekil 1b vclc). Bu olgu daha sonra Bingöl (1976) tarafından yapılan çalışmanın sonuçlarıyla da desteklenmektedir.

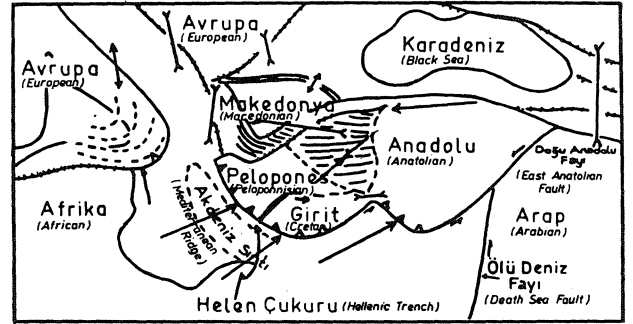
Dewey ve Şengör (1979) tarafından geliştirilen modelde (Şekil 1d) Mc Kenzie (1972)'nin Ege plakası üçe bölünmekte ve buradaki hareket mekanizması da, "Anadolu bloğunun batıya doğru hareketinin Yunan makaslama zonu boyunca frenlenmesi bölgede bir D-B doğrultulu sıkışmaya neden olmakta ve bu sıkışma da K-G doğrultulu açılma ile karşılanmaktadır" şeklinde verilmektedir.

İnceleme alanımızda Kocaefe (1981) tarafından gerçekleştirilen çalışmada ise bölgenin güncel tektoniğinde etkin fayların doğrultulan KB-GD olarak verilmekte ve D-B doğrultulu çöküntü alanlarının fizyografik şekillerinin bölgedeki bindirme yapılarının kontrolü altında olduğu vurgulanmaktadır.



Şekil 1c : Batı Anadolu için deformasyon modeli (Alptekin, 1973).

Figure 1c : Deformation model for West Anatolia (Alptekin, 1973).



Şekil 1d : Dewey ve Şengör tarafından Önerilen plaka tektoniği modeli (Dewey ve Şengör, 1979).

Figure 1d : The plate tectonic model introduced by Dewey and Şengör (Dewey and Şengör, 1979).

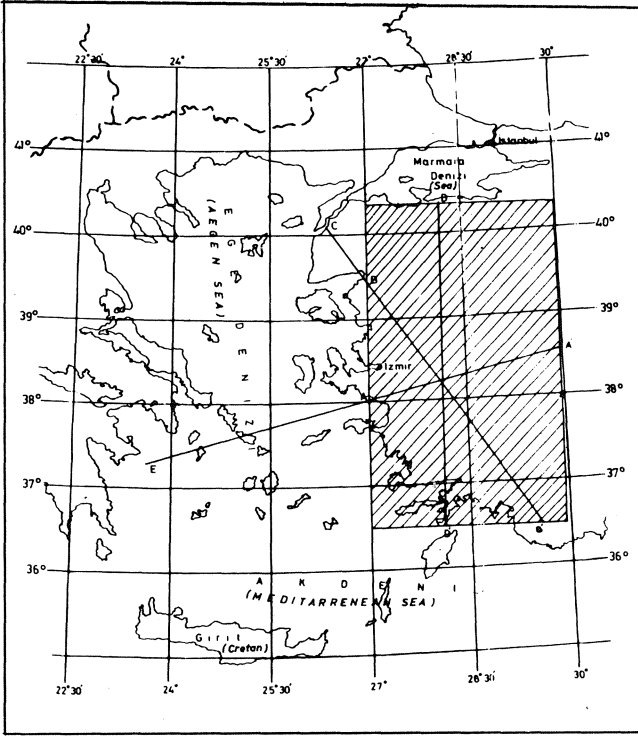
Bu çalışmada da Bouguer verilerinden yararlanılarak çeşitli uygulamalar yapılmış ve elde edilen bulgular bugüne değin ortaya konmuş sonuçlar karşılaştırılarak bölge için geçerli bir yapısal model oluşturulmaya çalışılmıştır.

VERİ-İŞLEM UYGULAMALARI

Bu çalışma, 27° D - 30° D boylamları ile 36° 30' K - 40° 15' K enlemleri arasında kalan bölgede 5 km örnekleme aralığı kullanılarak sayısallaştırılmış 4472 adet ayrıntılı Bouguer gravite verisinden yararlanılarak gerçekleştirilmiştir (Şekil 2a).

Uygulamanın ilk aşamasında derin kütlelerin etkilerinin araştırılması amacı ile trend analizi (5. derece), alçak geçişli süzgeçleme (kesme dalgasayısı 0.1 devir / veri aralığı) ve yukarı doğru analitik uzanım (10 km) işlemleri gerçekleştirilmiştir. Elde edilen sonuçlar sırasıyla Şekil 2b, 2c ve 2d de verilmektedir.

Oluşturulan haritalarda egemen gidişlerin K-G, KD-GB ve KB-GD olduğu gözlenmektedir. Ayrıca gravite



Şekil 2a : Yer buldu ru haritası.

Figure 2a : Location map.

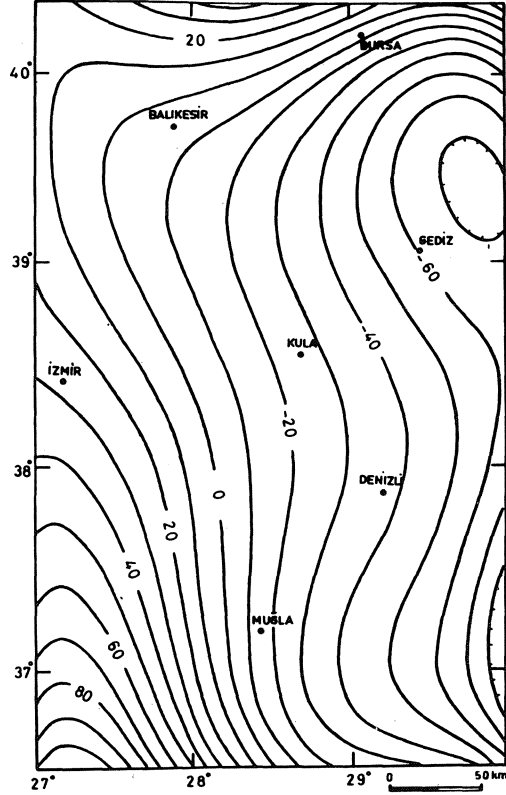
değerlerinde genelde doğudan batıya doğru bir artış gözlenmektedir. Bu durum ise Şekil 2a'da görülen AA' ve BB' hatları boy ünce trend analizi ve alçak geçişli süzgeç haritasından alınan kesitlerden de net bir şekilde görülmektedir (Şekil 3a ve 3b).

Veri-işlem uygulamasının ikinci aşamasında ise yüzeye yakın kütlelerin etkilerinin araştırılabilmesi için yüksek geçişli süzgeçleme (kese dalgasayısı 0.1 devir / veri aralığı) işlevi yapılmıştır (Şekil 4a). Haritada, KB-GD ve D-B doğrultulu gidişlerin egemen olduğu gözlenmektedir.

Bu gruptaki uygulamanın üçüncü adımım ise yer buldu ru haritasında gösterilen (Şekil 2a) EA\ CB' ve DD' hatları boyunca yapılan güç spektrumu uygulaması oluşturmaktadır. Yapılan çalışma sonucu saptanan derinlikler EA' profili için yaklaşık 18 ve 12 km, CB' profili için 20 ve 10.7 km ve DD' profili için ise 17.7 ve 3.8 km dir (Şekil 4b,4c ve 4d).

İnceleme alanımızdaki alçak geçiş, yukarı uzanım ve trend analizi uygulama sonuçlarında 39° K enleminin kuzeyinde KD-GB doğrultulu gidişler görülmektedir. Bu gidişlerin, Kaya (1981) tarafından Batı Anadolu'da öngörülen KD-GB gidişli yapısal bölmelerden Edremit-Bandırma yapısal bölgesi ile Urla-Bigadiç yapısal bölgesinin bir bölümü ile uyum içinde olduğu gözlenmektedir. Bu yapısal bölme kavramı, Sanver (1974), Dülger (1980) ve Pınar ve diğ. (1982) tarafından gerçekleştirilen jeofizik çalışmalarla da desteklenmektedir.

Papazachos (1975) tarafından, Kuzey Ege'deki orta odak derinlikli depremleri açıklayabilmek için önerilen



Şekil 2b : Trend yüzeyi (5. derece).

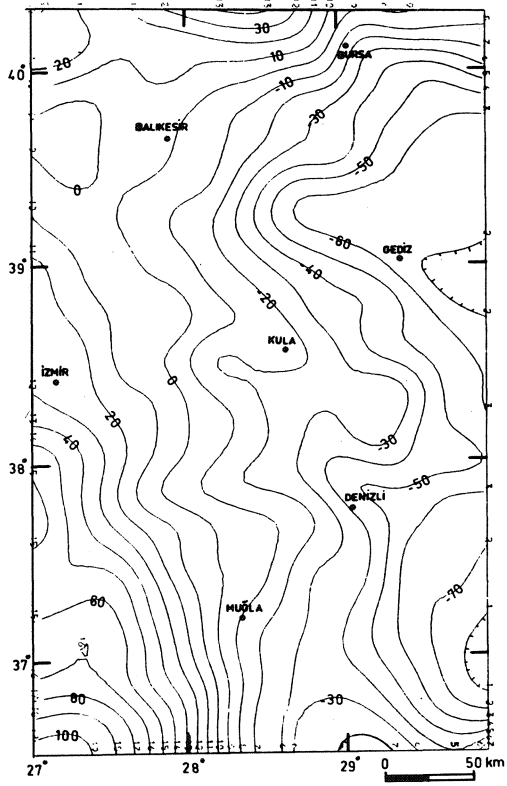
Figure 2b : Trend surface (5 th degree).

kuzeye eğimli dalma zonu, Kaya (1981) tarafından önerilen Edremit-Bandırma yapısal bölgesini karşılamaktadır. Ancak gerek Kuzeybatı Anadolu'daki Bouguer gravite haritaları gerekse Allan ve Morelli (1971)'in Ege denizi Bouguer gravite haritalarında, bu tür bir dalma zonunun varlığını kanıtlar nitelikte bir bulguya rastlanmamaktadır.

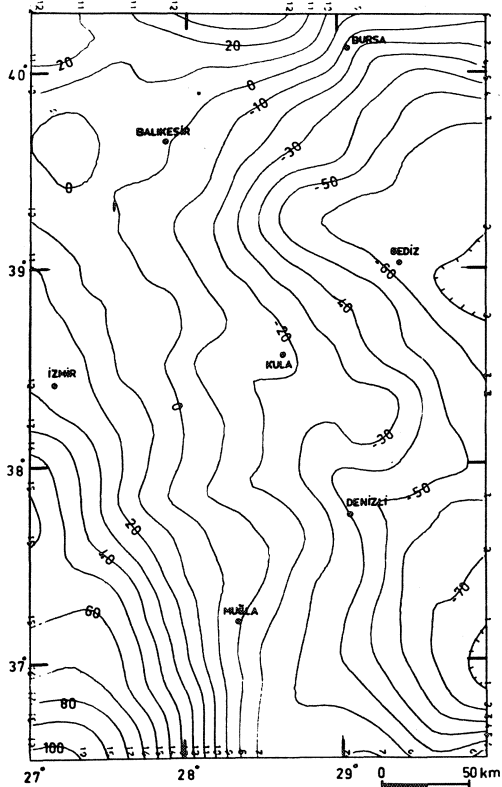
CB' profili (Şekil 4c) boyunca güç spektrumu uygulamasından saptanan 20 km lik derinlik, Ergün (1977) tarafından Biga yarımadasında saptanmış 20 km lik derinlik ile uyum içindedir. Bu derinliğin Batı Anadolu'nun kıtasal (granitik) kabuk kalınlığı ile ilişkili olması düşünülebilir.

Ergün (1977) Biga yarımadasındaki derin kökenli manyetik anomalilerin granitik sokulumlar ile ilişkili olduğuna değinmektedir. Benzer şekilde Sanver (1974) Sındırgı ve Bigadiç yöresindeki manyetik anomalileri (Şekil 5 a) KD-GB uzanımli derin kökenli mağmatik kütlelerin oluşturduğunu vurgulamaktadır. Bu değinimler ise bölgede saptanmış 12.5 ve 10.7 km lik derinliklerin mağmatik sokulumlar ile ilişkili olması yaklaşımım daha da kuvvetlendirmektedir.

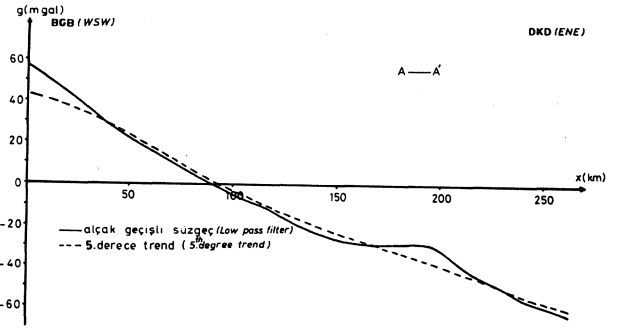
Şekil 4b de görülen E A profili boyunca saptanan derinlik yaklaşık 18 km idi. AA' ve BB' profilleri boyunca alçak geçiş ve trend haritasından alınan kesitlerde ise gravite değerlerinde doğudan batıya doğru bir gradyan artışı gözlenmişti (Şekil 3a ve 3b). Bu bulgular ise Batı Anadolu için, Arpat ve Bingöl (1969), Alptekin (1973), Bingöl



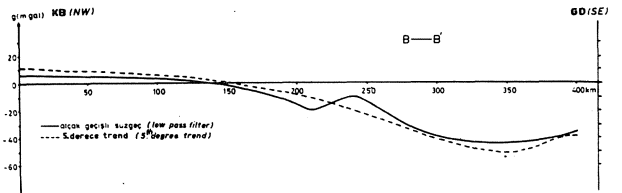
Şekil 2c : Alçak geçişli süzgeçlenmiş harita.
Figure 2c : Low pass filtered map.



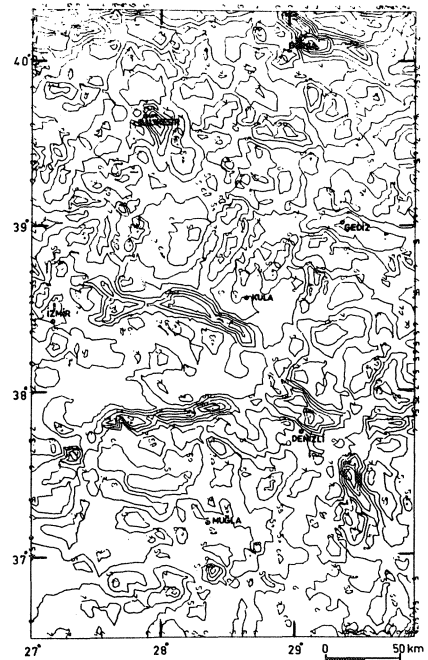
Şekil 2d : Yukarı analitik uzanım haritası.
Figure 2d : Upward continuation map.



Şekil 3a : Alçak geçişli süzgeç ve trend haritasından AA' kesidi boyunca elde edilen gravite anomalileri.
Figure 3a : The gravity anomalies obtained from low pass filter and trend map along AA' profile.

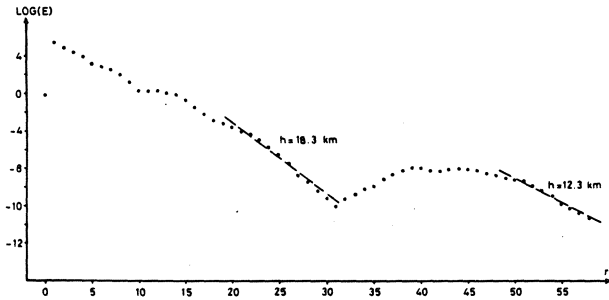


Şekil 3b : Alçak geçişli süzgeç ve trend haritasından BB' kesidi boyunca elde edilen gravite anomalileri.
Figure 3b : The gravity anomalies obtained from low pass filter and trend map along BB' profile.

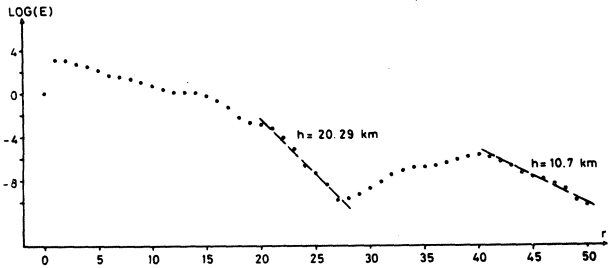


Şekil 4a : Yüksek geçişli süzgeçlenmiş harita.
Figure 4a : High pass filtered map.

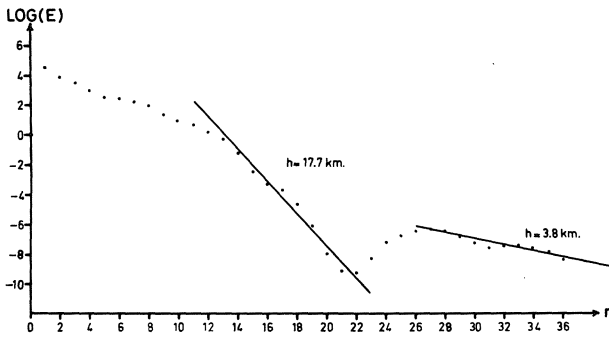
(1976) ve Kaya (1981) tarafından önerilen üst man-toda bir yükselimen (kabukta inceleme) olgusunu desteklemektedir.



Şekil 4b : EA' profili güç spectrumu uygulaması.
Figure 4b : The power spectrum application of EA' profile.



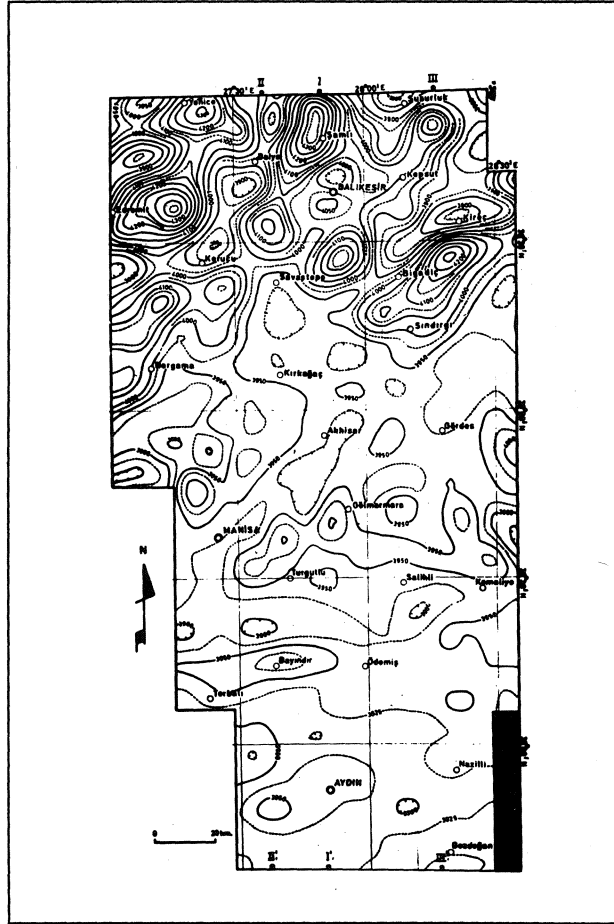
Şekil 4c : CB' profili güç spectrumu uygulaması.
Figure 4c : The power spectrum application of CB' profile.



Şekil 4d : DD' profili güç spectrumu uygulaması.
Figure 4d s The power spectrum application of DD' profile.

İnceleme alanımız içinde yer alan ve Batı Anadolu'nun neotektonik gelişiminin araştırılmasında önemli rol oynayan yapısal şekiller genelde D-B doğrultulu gidişe sahip Gediz, B Menderes ve K Menderes çöküntü alanlarıdır. Bu D-B doğrultulu çöküntü alanlarından Gediz ve B Menderes, bölgesel Bouguer gravite ve yüksek geçişli süzgeç haritalarında aynı doğrultulu gidişler ve kıtasal alanda oluşmuş çöküntü alanlarına özgü karakteristik negatif gravite anomalisi ile belirginleşirken, bunların arasında yer alan K Menderes çöküntü alanında belirgin bir anomali gözlenmemektedir. Batı Anadolu depremlerine ilişkin episantr dağılım haritasından (Ergin, 1966), Gediz ve B Menderes alanındaki episantrların çöküntü alanlarının iki tarafı boyunca sıralandıkları görülmektedir. Çeşitli

araştırmacılar tarafından gerçekleştirilen odak mekanizma çözümlerine göre (Şekil 5b), bu çöküntü alanlarını sınırlayan faylar için eğim atımlı normal faylar mekanizmalarını sınırlayan faylar için eğim atımlı normal faylar mekanizması önerilmektedir (Mc Kenzie, 1972; Alptekin, 1973; Alkan* 1979; ve dig.)- Bunlara karşın Kocaefe (1981) ise Batı Anadolu'da salt normal faylar mekanizmasının sanıldığı kadar yaygın olmadığına değinmiş; egemen faylanma türünün doğrultu atım bileşenli normal faylanma olduğunu ileri sürerek D-B doğrultulu çöküntü alanlarının fizyografik şekillerini bölgedeki bindirme yapılarının rol oynadığını vurgulamıştır.



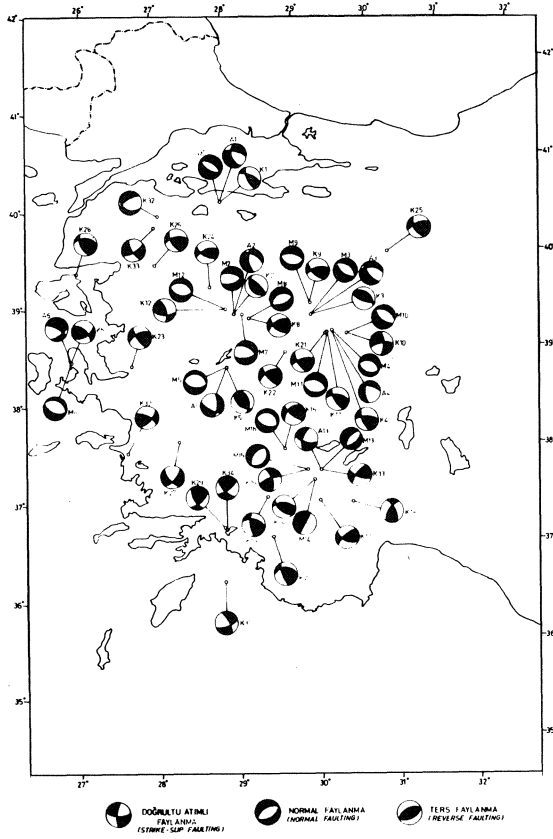
Şekil 5a : Alçak geçişli süzgeçlenmiş harita (Sanver, 1974).

Figure 5a ; Low pass filtered map (Sanver, 1974)

Buraya değin bu çalışmadan elde edilen bulgular ise Batı Anadolu'da D-B doğrultulu çöküntü alanlarının oluşumu için birçok araştırmacının üzerinde birleştiği K-G doğrultulu açılım tektoniği olgusunu (Arpat ve Bingöl, 1969; Mc Kenzie, 1972 ve 1978; Bingöl, 1976; Dewey ve Şengör, 1979; Şengör, 1982) desteklemektedir.

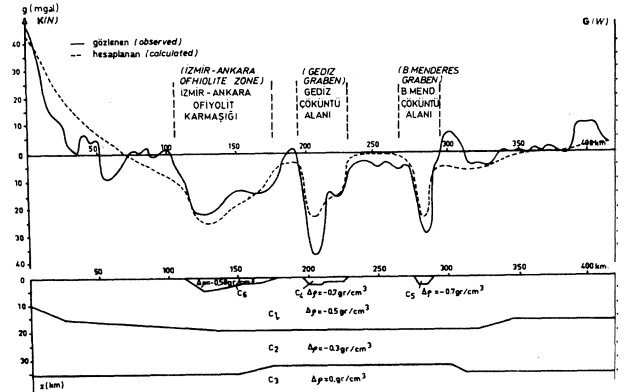
MODELLEME UYGULAMALARI

İnceleme alanımızdaki kuramsal modelleme uygulaması yer buldum haritasında (Şekil 2a) görülen DD' ve EA' kesitleri boyunca Talwani modelleme yönteminden yararlanılarak gerçekleştirilmiştir.



Şekil 5b : Batı Anadolu'da çeşitli araştırmacılar tarafından gerçekleştirilen odak mekanizma çözümleri.
Figure 5b : The focal mechanism solutions realised by several researchers at West Anatolia.

DD' kesiti boyunca oluşturulan olası model Şekil 6a' da verilmiştir. Dünyadaki çeşitli kıtasal gerilme alanlarında spn yıllarda yapılan ayrıntılı çalışmalar sonucu (Basin ve Range, Doğu Afrika rifti, vd.) bu alanların tektonik, jeomorfolojik ve jeofizik belirtileri somut bir şekilde ortaya konmuştur. Bu gerilme alanlarından Kuzey-batı Amerika'daki Basin ve Range bölgesi ile inceleme alanımız Batı Anadolu'da elde edilmiş veriler arasında benzerlikler görülmektedir. Basin ve Range yapıları ilginç bir simetri gösteren bölgesel negatif Bouguer anomalisine sahiptir (Eaton ve diğ. , 1978). Bölgesel negatif anomali zonu içinde ise kıtalar için oldukça yüksek bir ısı akısının (2.0 - 2.5 HFU) varlığı gözlenmektedir (Eaton ve diğ. , 1978). Ayrıca yapılan sismik çalışmalar sonucu kabuk içinde düşük bir hız zonunun varlığı saptanmıştır. (Smith ve diğ. , 1975). Batı Anadolu'da da Basin ve Range bölgesine benzer şekilde bölgesel bir negatif gravite anomalisi ve oldukça yüksek bir ısı akısının (2.0 - 2.5 HFU) varlığı görülmektedir (Cermak, 1977). Kıtasal gerilme alanlarındaki bölgesel (rejyonel) negatif gravite anomalisinin, okyanusal (bazaltik) kabuktaki inceleme ve düşük yoğunluk zonunun ortaklaşa etkileri sonucu oluştuğu ve bölgesel negatif anomali boyunca gözlenen küçük pozitif gravite anomalilerinin ise yüzeye

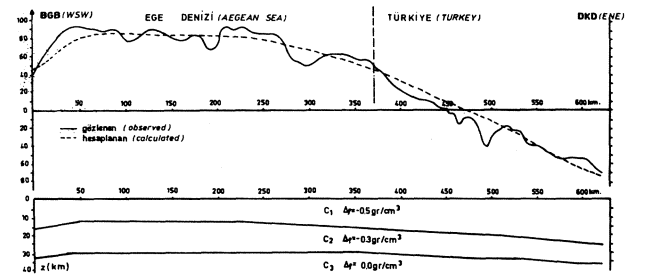


Şekil 6a : DD' profili modelleme uygulaması.
Figure 6a : Modelling application of DD' section.

yakın mafik magma intrüzyonlarından kaynaklandığı belirtilmektedir. (Darracott, 1972; Condie, 1976). Baü Anadolu'yu K-G doğrultuda kateden DD' kesiti boyunca oluşturulan olası model de (Şekil 6a) bu savı desteklemektedir.

Gediz çöküntü alanının kuzeyinde negatif gravite anomalisi ile belirlenen ve Cg simgesi ile gösterilen (Şekil 6a) yapısal şekil İzmir-Ankara Ofiyolit topluluğu içinde yaygın şekilde gözlenen tortullardan kaynaklanabileceği gibi gravitenin çok çözümlü olma özelliği de gözönünde bulundurularak daha derinlerdeki bir yapıdan da oluşabilir.

Oluşturulan model; Batı Anadolu için önerilen üst mantoda yükselim (kabukta inceleme) olgusunu desteklemektedir (Arpat ve Bingöl, 1969; Alptekin, 1973; Bingöl, 1976; Kaya, 1981). Buna bağlı olarak açılma tektoniği sonucu çöküntü alanlarının oluşması savı, Gediz (C4) ve B Menderes (C5) çöküntü alanlarının varlığıyla kuvvet kazanmaktadır.

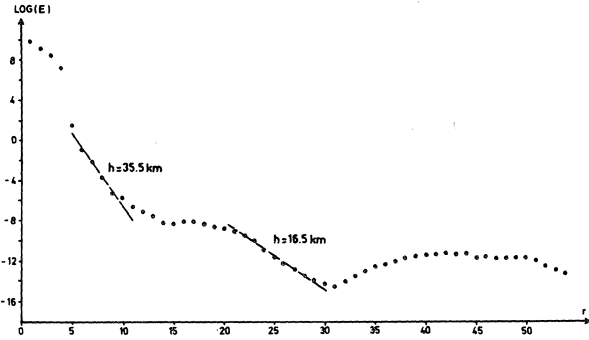


Şekil 6b : EA' profili modelleme uygulaması.
Figure 6b : Modelling application of EA' section.

E A' profili boyunca oluşturulan model ise Şekil 6b'de verilmiştir. Kullanılan verilerin deniz bölümüne ilişkin değerler Allan ve Morelli (1971)'in Ege Denizi Bouguer gravite haritalarından, kara bölümüne ilişkin değerler ise Türkiye Bouguer gravite haritalarından alınmıştır.

Oluşturulan model incelendiğinde; C^{\wedge} ile simgelenen \hat{i} kıtasal kabuğu simgelediği varsayılan katmanın ortalama 18 -20 km lik bir kalınlığa sahip olduğu görülmektedir. Bu sonuç ise, aynı profil boyunca yapılan üç spektrumu çalışmasından elde edilen 18 km lik derinlik (Şekil 4b) ile bir uyum içindedir.

Makris (1973 ve 1978)'in Yunanistan ve Ege Denizi kabuk kalınlığı haritası ve BGB - DKD doğrultulu kesitlerinden Ege Denizi'nde 30 km olan kabuk kalınlığının, Batı Anadolu'da 35 - 40 km ye ulaştığı görülmektedir. EA' profili boyunca gerçekleştirilen kuramsal model de bu bulguyu desteklemektedir.



Şekil 6c: E A profili boyunca C2 katmanının oluşturduğu anomaliden yararlanılarak yapılan güç spektrumu uygulaması.

Figure 6c: Power spectrum application a long EA' profile by using the anomaly of the C2 layer.

Yukarıda değinilen bu bulguları destekleyen diğer bir veri ise kuramsal modelde C2 ile simgelenen katmanın anomalisinden yararlanılarak güç spektrumu uygulamasından saptanan 16.5 ve 35.5 km lik derinliklerdir (Şekil 6c).

Buraya değin elde edilen bulgular ve gerçekleştirilen modeller, Batı Anadolu'da yaygın depremselliği açıklayabilmek için Alptekin (1973) tarafından önerilen Arpat ve Bingöl (1969), Bingöl (1976) ve Kaya (1981) tarafından da desteklenen, üst mantoda bir yükselim (kabukta bir incelmeye) şeklindeki oluşum modeli olgusunu kuvvetlendirmektedir. Oluşturulan modelde gözlenen önemli bir özellik ise CQ ile gösterilen ve kıtasal (granitik) kabuğu simgelediği varsayılan katman Ege Denizinden Anadolu'ya doğru kalınlaşırken (16 -17 km den 26 - 27 km ye) C^{\wedge} ile gösterilen ve okyanusal (bazaltik) kabuğu simgelediği varsayılan katman ise Ege Denizi'nden Anadolu'ya doğru incelmektedir.

SONUÇLAR

Batı Anadolu'da derin kütlelere ilişkin anomalilerin egemen doğrultuları K-G ve KD- GD, sığ kütlelere ilişkin anomalilerin doğrultuları ise D-B ve KB-GD dur.

Batı Anadolu'daki jeofizik bulgular ile Basın ve Range bölgesindeki bulgular arasında benzerlikler görülmektedir.

Ege Denizi'nde ortalama 30 km olan kabuk kalınlığı

Batı Anadolu'da 35 - 40 km ye ulaşmaktadır.

Batı Anadolu'da saptanan 12.5 ve 10.7 km lik derinlikler mağmatik sokulumlar (intrüzyonlar) ile ilişkilidir.

Batı Anadolu'daki genelde D-B doğrultulu çöküntü alanları : Gediz ve B Menderes ovaları üst mantoda bir yükselim (kabukta incelmeye) sonucu K-G doğrultulu açılma tektoniğine bağlı olarak oluşmuş kıtasal rift sistemleridir.

DEĞİNİLEN BELGELER

- Allan, T.D. ve Morelli, C, 1971, A geophysical study of the Mediterranean Sea : Bui. Geofis. Teor. Appl. , 13, 99-141.
- Alkan, G. , 1979, Batı-Güneybatı Türkiye'nin depremselliği : Ege Üniv. Yerbil. Fak. Jeofizik Böl. , Bitirme çalışması, 30 s.
- Alptekin, ö. , 1973, Focal mechanisms of earthquakes in Western Turkey and their implications : Ph. D. thesis, New Mexico Institute of Mining and Technology Socorro, New Mexico, 95 s.
- Arpat, E. ve Bingöl, E. , 1969, Ege bölgesi graben sistemi üzerine düşünceler : MTA Enst. Der. , 73, 1-9
- Bingöl, E. , 1976 Batı Anadolu'nun jeotektonik evrimi : MTA Enst. Der. , 86, 14-34.
- Cermak, V. , 1977, Heat flow map of Southern Europe and the Mediterranean Region : Geothermal Energy and Volcanism of the Mediterranean Area, Athens, Oct. 1976, Vol. 1, Geothermal Energy, 149-168.
- Condie, K.C. , 1976, Plate Tectonics and Crustal Evolution : Pergamon Press, Inc. , New York, 310 s.
- Darracott, B.W. , Fairhead, J.D. ve Girdler, R. W. , 1972, Gravity and magnetic surveys in Northern Tanzania and Southern Kenya : Tectonophys. , 15, 131-141.
- Dewey, J.F. ve Şengör, A.M.C. , 1979, Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone : Geol. Soc. of America Bull. , Part I, 90, 84-92.
- Dülger, A. , 1980; Ege Bölgesi havadan manyetik haritasının analitik uzanım ve türev yöntemleriyle kalitatif yönden analizi : Ege Üniv. Yerbil. Fak. Jeofizik Böl. , Bitirme çalışması, 97 s.
- Eaton, G.P. diğ. , 1978, Regional gravity and tectonic patterns : Their relation to late Cenozoic epirogeny and lateral Spreading in the Western Cordillera : Geol. Sock. America Memoir, 152, 51-91.
- Ergin, K. , 1966, Türkiye depremleri episantr haritası : İTÜ Yayınları.
- Ergün, M. , 1977, Magnetic studies in Cyprus and the Biga peninsula : Ph. D. Thesis, University Leicester, England, 222 s.
- Kaya, O. , 1981, Batı Anadolu alt bindirmesi : Ultramafik birimin ve Menderes Masifi'nin jeolojik konumu : Doğa Bilim Dergisi, Atatürk özel Sayısı, 15-36.
- Kocaefe, S.S. , 1981, Batı Anadolu aktüel tektoniği ve

- Ege-Anadolu plakaları arası yapısal ilişkinin saptanması : Hacettepe Üniv. Yerbil. Fak. , Doktora tezi, 160 s.
- Makris, J., 1973, Some geophysical aspects of the evolution of the Hellenides : Bull. Geol. Soc. Greece, 10 (1), 206-213.
- Makris, J. , 1978, A geophysical study of Greece based on deep seismic sounding, gravity and magnetics : Closs, H. , Roeder, D. ve Schmidt, K. , ed. , Alps, Apennines, Hellenides de, 392-401, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Me Kenzie, D.P., 1972, Active tectonics of the Alpin-Himalayan Belt : The Aegean sea and surrounding regions : Geophys. Jour. Roy. Astr. Sock. , 5, 217-254.
- Papazachos, B.C. , 1975, Seismotectonics of the Northern Aegean area : Tectonophysics, 33, 199-209.
- Pınar, R. , Kaya, O. , Alkan, G. , 1982, Batı Anadolu'nun sismotektonik yorumu : TJK sunusu.
- Sanver, M. , 1974, Ege Bölgesi havadan manyetik haritasının iki boyutlu filtreler ve istatistik yöntemlerle analizi : İTÜ Maden Fakültesi, Doçentlik tezi, 156 s.
- Smith, R. B. , Braile, L., Keller, G.R. , 1975, Crustal Low velocity layers : Possible implications of high temperatures at the Basin Range-Colorado Plateau transition : Earth Planet. Sc. Lett. , 28, 197-204.
- Şengör, A.M.C., 1982, Ege'nin neotektonik evrimini yöneten etkenler : TJK Batı Anadolu'nun genç tektoniği ve volkanizması paneli, özel Sayısı, 59-71.
- Yazının geliş tarihi : 1.1.1987
Yayma veriliş tarihi : 15.8.1988

Batı Toroslar Senomaniyen kireçtaşlarında bulunan Caprinidler (Rudist)

Caprinids (Rudist) from the Cenomanian Limestones of the Western Taurus (Turkey)

SACİT ÖZER D.E.Ü. Mühendislik Mimarlık Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, İzmir

ÖZ : Bu yazıda, Türkiye'de ilk kez, Batı Toroslar'da Senomaniyen kireçtaşlarında bulunan Caprinidler tanımlanmıştır. *Caprina schiosensis* türe ait 12 adet sol kapak keşişi Paliyal kanal sahasında basit, oval biçimli kanallara sahiptir. Bu kanallar posteriyor bölgede dar, anterior bölgede ise geniştir. *Neocaprina sp.*'ya ait 4 adet sağ kapağın dorsal ve kardinal sahalan iyi korunmamışlardır. Anterior taraftaki ikincil kanallar geniş ve dikdörtgen biçimli, posteriyor taraftaki ikincil kanallar ise dar olup oval-dikdörtgen biçimlidir. Anterior taraftaki kavkı duvarında kanal bulunmamakta, ventral karen bulunmaktadır. *Ichthyosarcolites sp.* ye ait 2 adet kapak keşişi üçgen biçimli olup, kareler gelişmemiştir.

ABSTRACT : In this paper, Caprinids from the Cenomanian limestones of the Western Taurus, have been determined for the first time in Turkey. 12 left valve sections of *Caprina schiosensis* species, have simple, oval-shaped canals in the palial canal area. These canals are narrow in posterior part, but large in anterior part. The dorsal part and cardinal area of 4 right valve sections of *Neocaprina sp.*, have not been preserved. The anterior accessory canals are large, rectangular ; the posterior accessory canals are small, oval or rectangular. The anterior shell wall is without canals. Ventral caren is present. 2 valve sections of *Ichthyosarcolites sp.* are triangular in shape, carens have not been developed.

GİRİŞ

Toroslardaki varlığı, günümüze değin yapılan birçok çalışmada vurgulanan Rudistler, sistematik paleontoloji çerçevesinde incelenmemiştir. Bu yazıda, Batı Toroslardaki Bey dağı Otoktonuna ait Senomaniyen yaşlı (özgül, 1976; Poisson, 1977) kireçtaşlarında bulunan Rudistler ilk kez tanıtılacaktır. Örnekler, Antalya KB'sındaki Karain çevresinden (Şekil 1) derlenmiştir.

SİSTEMATİK PALEONTOLOJİ

ORDO : Hippuritoida NEWELL, 1965

Familia : Caprinidae d'ORBIGNY, 1850

Genus : *Caprina* d'ORBIGNY, 1822

Caprina schiosensis BOEHM, 1892

(Şekil 2)

1894 *Caprina schiosensis*, Boehm, s. 124, ş. 18, 19, İv. X, ş. 1a.

1908 *Caprina schiosensis*, Parona, s. 9-16, ş. 1-12,

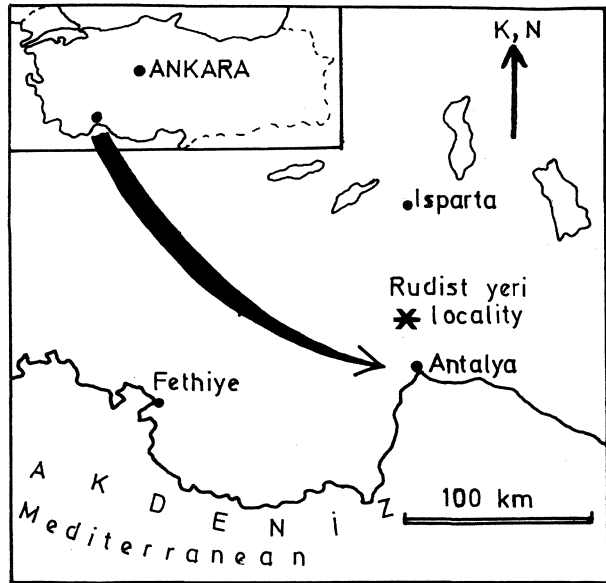
1967 *Caprina schiosensis*, Polsak, s. 39, ş. 6, 7, İv. 12, ş. 4, İv. 13, ş. 1.

1971 *Caprina schiosensis*, Carbone, Praturon ve Sirna, s. 141, ş. 6.

1976 *Caprina schiosensis*, Praturon ve Sirna, s. 97, ş. 13-16

Materyal. 12 sol kavkı kesiti.

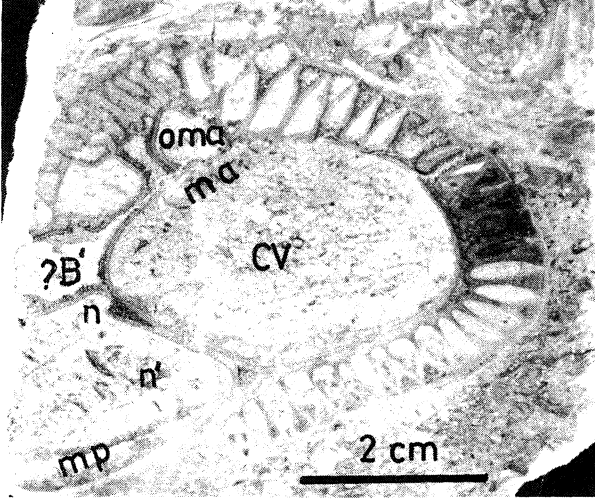
Tanımlama. Kavkı kesitleri elipstir, örneklerde, ligament tarafı korunmamıştır. Kavkının paliyal kanal



Şekil 1 : Yer bulduru haritası.

Figure I : Location map.

kısımında., bu türe özgü tek sıralı, basit, uzamış oval şekilli kanallar gözlenir. Kanalların kalınlığı 1-3 mm, uzunluğu 5-8 mm'dir. Posteriyor taraftaki kanallar dar, anterior taraftakiler geniştir. Esas boşluk (CV) büyüktür ve ikincil boşluktan (n') bir lamel ile ayrılır. Dış çukuru (n) kısmen gözlenir. B' dişine karşılık gelen alan, olasılıkla kötü korunmuştur. Anterior ikincil boşlukları (ona) iridir. Anterior (ma) ve posteriyor (mp) miyoforlar ince laminalar halindedir.



Şekil 2 : *Caprina schiosensis* BOEHM, sol kavkı eninin kesiti, xl.

Figure 2 : *Caprina schiosensis* BOEHM, transversal section of the left valve, xl.

Tartışma . örnekler, *Caprina schiosensis* türünün tüm özelliklerini gösterir.

Stratigrafik ve Coğrafik dağılım. *C. schiosensis* türü, Güneydoğu Alp'da Senomaniyen-Turoniyen, Yugoslavya (Istria, Dış Dinaridler) ve İtalya'da (Apenin, Rocca di Cave) Senomaniyen yaşlı kireçtaşlarında bulunmuştur.

Yaş. Senomaniyen.

Genus : *Neocaprina* PLENICAR, 1960

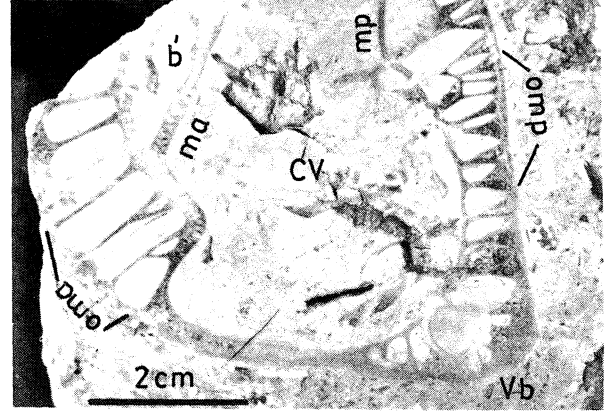
Neocaprina sp.

(Şekil 3)

Materyal.4 Sağ kavkı kesiti.

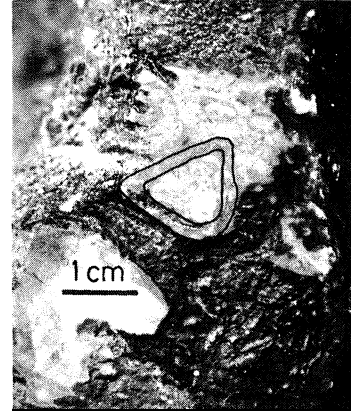
Tanımlama . Kavkı olasılıkla ovaldır ve dorsal kısmı ile kardinal bölgesi korunmamıştır. Sadece uzamış, oval şekilli anterior diş çukuru (b') gözlenir. Esas boşluk (CV) büyüktür. Anterior (ma) ve posteriyor (mp) miyoforlar eşit boydadır. Anterior ikincil kanallar (oma) iri, dikdörtgen şekillidir ve ince lamellerle ayrılır. Kavkının anterior kısmı ince ve kanalsızdır. Posteriyor ikincil kanallar (omp) küçük, oval veya dikdörtgen şekillidir. Ventral tarafta karen (Vb) kapsar.

Tartışma. Anterior ikincil kanalların şekliyle, örnekler *Neocaprina gigantea* PLENICAR türüne yaklaşıyor (Plenicar, 1960, 1963; Polsak, 1967; Carbone, Praturlon ve Sirna, 1971; Sima, 1982). Ancak, kardinal bölge korunmadığından, kardinal cihaz açısı ölçülemediği ve dorsal taraftaki kanallar gözlenememiştir. Bu nedenle tür tayini yapılamamıştır.



Şekil 3 : *Neocaprina* sp., sağ kavkı enine kesiti, xl.

Figure 3 : *Neocaprina* sp., transversal section of the right valve, xl



Şekil 4 : *Ichthyosarcolites* sp., kavkı enine kesiti, xl.

Figure 4 : *Ichthyosarcolites* sp., transversal section of the valve, xl.

Yaş. Senomaniyen.

Genus : *Ichthyosarcolites* DESMAREST, 1817

Ichthyosarcolites sp.(Şekil 4)

Materyal . 2 kavkı kesiti.

Tanımlama. Kavkı kesiti üçgendir. Karenler gelişmemiştir. Kavkı duvarındaki kanallar kısmen korunmuştur.

Yaş. Senomaniyen

DEĞİNİLEN BELGELER

Boehm, G., 1892, Beitrage zur Kenntniss der Kreide in den Sud Alpen. Palaeontographica, XLI, 95-147.

Carbone, F., Praturlon, A. ve Sima, G., 1971, The Cenomanian shelf-edge facies of Rocca di Cave (Prestini Mts. Latium). Geol. Romana, X, 141-142.

özgül.N., 1976, Toroslar'm bazı temel jeoloji özellikleri. T.J.K. Bült., 19, 65-78.

Parona. C.F., 1908, Per uno studio sulle Caprinidi dei calcari di Scogliera. Reale Accad. dei Lincei, VII, 9-16.

Plenicar, M., 1960, Stratigrafski razvoj krednih plasti na juznem Primorskem in Notranjskem. Geologija Razprave, 6, 44-45.

- Plenicvar, M., 1963, Caprinidae and the genus Radiolitel-
la from the Cretaceous strata of Southwestern
Slovenia. Razprave, **VII**, 583.
- Poisson, A., 1977, Recherches geologiques dans les Tau-
rides occidentales (Turquie). These, 795 s.
- Polsak, A., Macrofaune crétacée de l'Istrie meridionale
(Yugoslavie). Paleont. Jugosl. , 8, 39-49.
- Praturlon, A. ve Sirna , G., 1976, Ulteriori dati sul mar-

gine Cenomaniano della piattaforma Laziali
Abruzzesi. Geol. Romana, XV, 97-99.

- Sirna, G., 1982, Quelques Rudistes cénomaniens du Monte
Pellegrino (Palermo, Sicile). Geol. Romana,
11, 81.

Yazının geliş tarihi 20.5.1988

Yayına verilmiş tarihi 15.8.1988

Reşadiye (Muğla)'da bulunmuş olan fosil *Hippopotamus* alt çene kalıntısı

The remain of fossil Hippopotamus mandibula found at Reşadiye region (Muğla-Turkey)

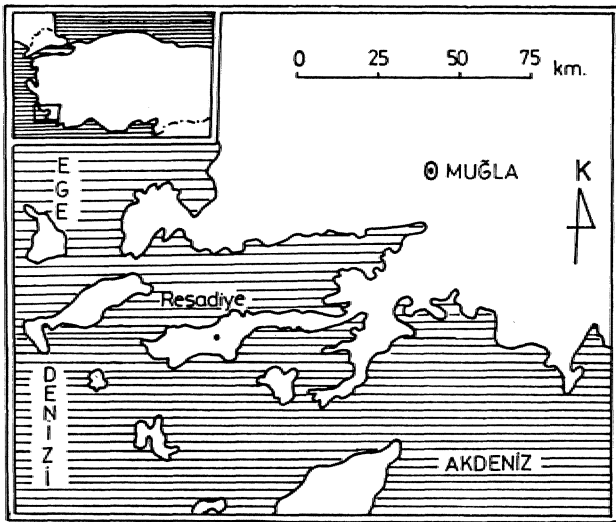
VAHDET TUNA Ege Üniversitesi Fee Fakültesi Tabiat. Tarihi Müzesi», izmir

ÖZ : Bu araştırmada Reşadiye'de bulunmuş olan, Hippopotamus sp. alt çene parçasındaki dişler (M2-M3 in. sim) incelenmiş ve bu dişlerin Hippopotamus amphibius LINNAEUS'a ait ve Pliyo-Pleistosen yaşta olduğu, saptanmıştır.

ABSTRACT : In this research, the remain of right mandibular fragment with M2, M3 in, situ of Hippopotamus which was found at Reşadiye are investigated. As a result of this research it is justified, that this teeth belong to Hippopotamus, amphibius. LINNAEUS of Pliyo-Pleistocene age.

GİRİŞ

Bo araştırmanın konusunu oluşturan Reşadiye (Şekil 1) örneği dışında Türkiye'de şimdiye kadar Akkaya (Ankara) ve Karain (Antalya) lokaliyelerinde Hippopotamus'a ait kalıntılar bulunmuş ancak bu kalıntılar hakkında açıklayıcı bilgi verilmemiştir. Akkaya'da bulunmuş olan Hippopotamus sp. Pleistosen yaşta'dır. (Ozansoy, 1965). Karain'deki Hippopotamus sp. için Ozansoy (1957) Üst Pleistosen» Kökten (1964) ise Orta Pleistosen, yaşını vermiştir.



Şekil 1 : Yer buldu haritası.
Figure I : Location map.

SİSTEMATİK

Burada kullanılan sistematik Simpson (1945)*dan, alınmıştır.

Takım. : Artiodactyla Owen., 1848

Ait takım : Suiformes Jaekel., 1911

Ara takım : Ancodonta Matthew» 1929

Üst aile : Anthracotherioidea Gill» 1872

Aile : Hippopotamidae Gray, 1872.

Cins : Hippopotamus Linnaeus, 1-758

Hippopotamus amphibius Linnaeus» 1758 (Şekil 3,4)

1949 Hippopotamus amphibius Cooke, s 3-6, ş.1-

1950 Hippopotamus amphibius Zbyszewski, s.4-6, lv.1.ş.1-7, lv.II, şai.,13.,14.,

1969 Hippopotamus amphibius Melentis, s.259-261»lv.2,ş.4.

Terminoloji

Hippopotamidae alt çene. molar dişlerine ait terminoloji, aşağıda verilmiştir (Şekil 2).

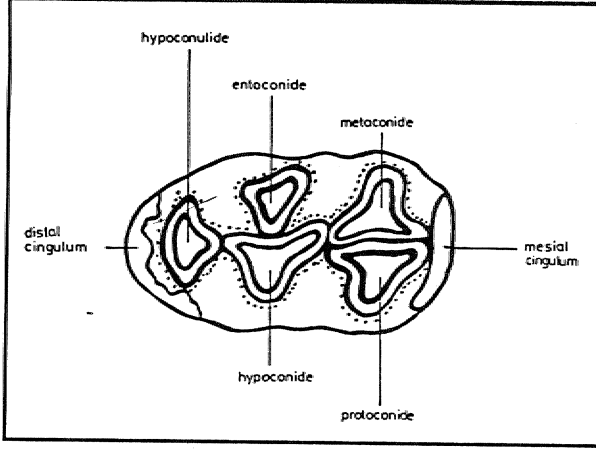
Tanımlama

Alt çene. Sağ alt çene parçası M/2'nin önünden, ve M/3 ün. arkasından kırık olması nedeniyle, corpus mandibulae ile ramus mandibulae'nin çok az bir bölümünü içermektedir.

Dikler. Her iki diş de aşınmış olduğundan çiğneme yüzeyindeki, konik tüberküller görülmemektedir.

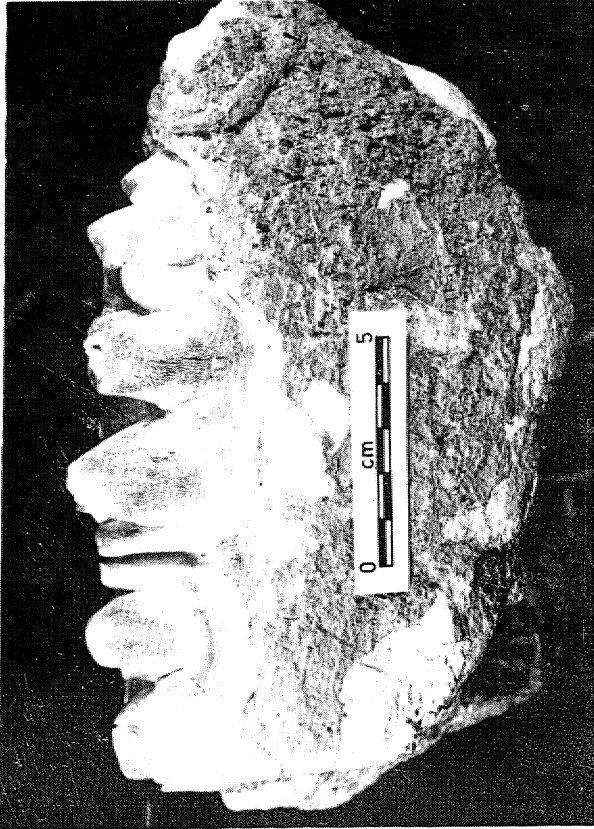
M/2. Fazla aşınma nedeniyle mine tabakasının çevrelediği çiğneme yüzeyi, ön (protoconide, metaconide) ve arka (byoconide, entoconide) tüberkül çiftleri ile mesial ve distal cingulumların birleşmesi sonucu halter şeklini almıştır. Arka lob, merkezi, olarak entoconide ile hypoconide*ın aşınmasından arta kalmış; bir mine adacığı içermektedir.

M/3. Bu dişin distali hypoonulide ile entoconide'in arkasında, ve az çok merkezi olarak yerleşmiş olan hypoonulide'in gelişmesiyle uzamıştır. Aşınma, sonucu dişin çiğneme yüzeyi yonca yaprağı, desenleri içermektedir. Uf 2'ye göre daha az aşınmış durumdaki bu dişte ön. lobtaki



Şekil 2 : Hippopotamidae alt molar (M/3) tüberkül adlandırılması.

Figure 2: Hippopotamidae lower molar (M/3) cusp nomenclature.

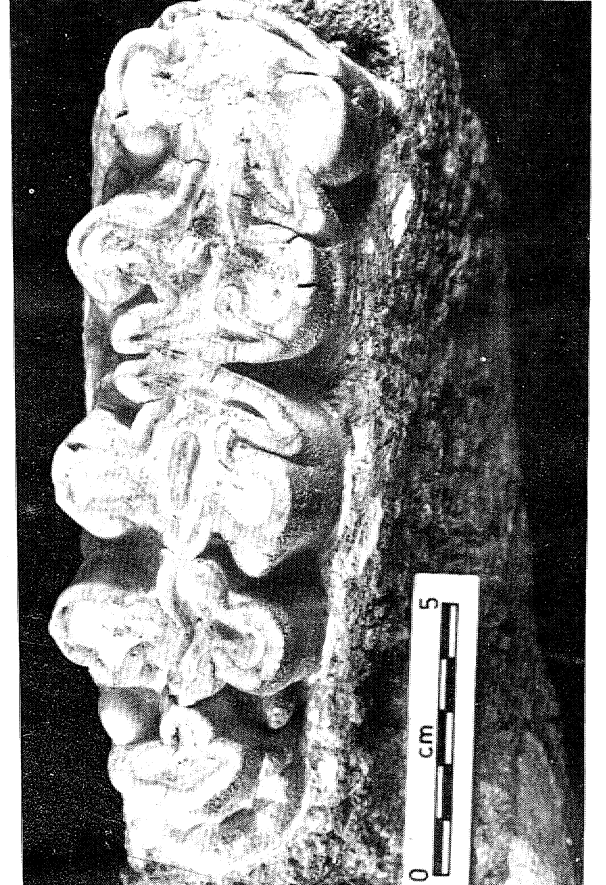


Şekil 3 : Hippopotamus amphibius'un sağ M/2., M/3'nün içten görünümü.

Figure 3 : Hippopotamus amphibius, right M/2,M/3 lingual view.

til.berkill.er ile mesial cingulum birleşmiş; ve. metaconide ile protoconide'nin aşınması sonucu oluşmuş, mesial distal yön.de. uzanan bir mine adacağı içerm.ekted.ir. İkinci. lobtaki tüberküller aralarında birleşmemiş ve her .iki tüberkülün aşınma yüzeyi, şekil olarak, birbirinden farklıdır. Diğer iki loba göre düzey olarak daha alçak olan. üçüncü lobta hypoconulide merkezi olarak yerleşmiş ve hyyoconide ile temaslandır, Hypoconulide "in buccal, lingual ve distalinde, distal cingulumdan oluşmuş değişik görünümü yapılar bulunmaktadır. Distal cingulum. çok gelişmiş ve belirgindir. Lingual, tarafta entoconide'in distalinde yer alan bir çıkıntı hemen, hemen hypocon.ul.ide düzeyindedir. Ayrıca buccal tarafta hypoconide'in distalinde daha küçük ve. düzey olarak oldukça alçak diğer bir çıkıntı bulunmaktadır.

Reşadiye » Omo (Aram'bourg, 1947) ve Güney Afrika (Cooke, 1949) da bulunmuş olan Hippopotamus amphibi-us'al ait. M/2 ve M/3'ün biyometrik değerleri çizelge I'de verilmiştir. (Reşadiye M/2 ve M/3'ünün uzunluk ve genişlik, değerleri maksimum olarak alınmıştır).



Şekil 4 : Hippopotamus amphibius'un sağ M/2» M/3 "nün çiğneme yüzeyinden görünümü.

Figure 4 : Hippopotamus amphibius» right .M/2 , M/3 occlusal view;..

Çizelge I : H.amphibius biyometrik değerlerinin karşılaştırılması (Değerler mm olarak alınmıştır)

Table I : Comparison of the biometric values of H.amphibius. (The measurements are in mm)

SONUÇLAR, ve TARTIŞMA

M/2 ve M/3 te ön ve arka cinguhımların gelişmiş olması, mine çıkıntılarının bolluğu, tüberküllerin şekli, ve dişlerin biyometrik değerleri örneğimizin Hippopotamus amphibius'a ait olduğunu göstermektedir. Çizelge I'de de görüldüğü gibi Reşadiye H.amphibus'u Ömo ve Güney Afrika örneğine göre oldukça iri bir formdur. H.majör veya H.antiques" a. ait diş değerlerinin Reşadiye örneğine yakın olması olasıdır. Çünkü Villafranchien'de Kuzey Afrika ile Orta Avrupa'da bulunmuş olan Hınajör'un güncel Hippopotamus boyuna ulaştığı , hatta onu geçen boyutlara ulaştığı bilinmektedir, H.majör, Sicilya ve Malta adalarında bulunmasına, rağmen henüz Girit'te bulunmamıştır (Sondaar ve Bockschoten, 1967).

H.-amphibius tetraprotodont guruba aittir. Bu gurup Cezayir'de Erken Pliyosen'den (H.proamphibius) ve Doğu Afrika (Ömo) da Geç Pleistocen'den bilinmektedir (Melentis, 1969).

H.amphibius ayrıca Portekiz'de Algez (Zbyszewski, 1950), Yunanistan'da Haliakmon (Melentis, 1969), Cezayir'de Palikao (Arambourg ve Arnold, 1949), Ain Bouherit ile Ain Hanech'te bulunmuştur (Arambourg, 1970). Cezayir'de ayrıca Ain el. bey ile Tunus'ta Lac Ichkeul'da Hippopotamus sp. bulunduğunu kaydedilmiştir (Arambourg, 1970). Kuzey Afrika Alt Villafranchien'ini karakterize eden faunik birlik Betheem Filistin "de Hippopotamus sp.de içermektedir» (Bate, 1934 Arambourg, 1962). Hippopotamidac. Güney Afrika'da Florisbad ve Kalk Bay'da H.amphibius, Bloemoch'da Hippopotamus of. amphibius ve Zwartkops'ta Hippopotamus sp. ile temsil edilmiştir (Cooke, 1955),

Akdeniz adalarında bulunmuş olan H.minor; Hxretensis ve H.pentlandi cüce fakat H.amphibius gibi tetraprotodont formlardır. (Arambourg, 1944; Melentis, 1969) cüce türlerde H.amphibius'un akraba olduğunu belirtmiştir,

Ozansoy (1957). Hippopotamus içeren Antalya Pleistosen faunasının. Kuzey Afrika faunalarıyla ilişkili olabileceğini belirtilmiştir.

Sonuç olarak aynı yorum Yakındoğu'daki Bethleem bulgusu dikkate alınarak Reşadiye H.amphibius'u için yapılabilir.

KATKI BELİRTME

Reşadiye'de bulunmuş olan bu materyali Ege Üniversitesi Fen Fakültesi Tabiat Tarihi. Müzesi'ne bağışlayan ve dolayısıyla bana bu yayını yapma olancağını veren Sayın Av. Halil. Yağmur Melteir'e teşekkür ederim.

'DEĞİNİLEN BELGELER

Arambourg, C, 1947., Contribution, a l'étude géologique du bassin du Lac Rudolphe et de la Basse Vallée de l'Omo (Mission Scientifique de l'Omo» Tl., fasc.3): Editions du museum, Paris, 314-335.

Arambourg, C, ve Arnold» M., 1949, Note sur les fouilles paléontologiques exécutées en 1947-48 et 1949 dans le gisement/U Villafranchien de la Garaet Ichkeul : Bull.SocSc.nat. Tu.nisie, 11,3-4, p.149.

Arambourg, C, 1962. Les faunes mammalogiques du Pleistocene circummediterranean : Quaternaria, VI, 97-109.

Arambourg,C, 1970., Les Vertebres du Pleistocene de l'Afrique du Nord :ExtraitJ,8-14-18-20-22.

Cooke, H.B.S., 1949, Trie fossil Suina of South Africa : Trans. Roy. SocS.Afir., vol. XXXII» Pan I . pp.3-6.

Cooke,H.B.S., 1955, Some fossil mammals in the South African Museum collections : The Annals of the South. African Museum.-XLn, 3, 164-166.,

Kökten.K., 1964» Die Stellung von Karain innerhalb der Türkischen vorgeschichte : Türk Tarih Kurumu Dergisi, 6,66.

Melentis, J.K., 1969, Studien über fossile Vertebraten Griechenlands. I 6. Die pleistozäne saugtierefauna d&s Beckens von Haliakmon (Griechenland): Ann.Gedl.Pays.Hellen., 247 ,,259-261.

Ozansoy,F., 1957» Türkiye Tersiyer Memeli Faunaları ve Stratigrafik revizyonları : MTA Enstitüsü Dergisi, 49; 19.

Ozansoy, F., 1965,, Etude des gisements condentaires et des mammifères du Cenozoïque de Turquie : Mem.Soc.Geol.de, vol.85, New York.

Sondaar, P.Y. ve Boekschoten,G.J., 1967. Quaternary mammals in the South Aegean. Island. Arc; with noted on other fossil mammals from the coastal legions of the J4editerranean.II: Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen, Proceedings. Series B,70,No.S,565-566.

Zbyszewski» G., 1950, Les restes d'Hippopotame et de Cerfs d'Algez : Separata do tomo XXXI» 46» 11-12.

Yazının geliş tarihi : 14.11.1987

Yayına verilmiş tarihi :: 15.8.1988