

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

## BÜLTENİ

Şubat, 1975  
february

Cilt 18  
vol.

Sayı 1  
no.

Bulletin of the Geological Society of Turkey

### İÇİNDEKİLER (CONTENTS)

Türkiye'de Yeni Bir Bor Minerali: Kernit ve Oluşumunun Tartışması A New Boron Mineral in Turkey: Kernite and Discussion on Genesis . . . . . Orhan Baysal ve Gürol Ataman 3	Kırkkavak Fayı: Balı Toroslar İle Köprüçay Basenti Sınırlarında Kuzey - Güney Doğru Atımlı Fay L'accident de Kırkkavak: Un Decrochement Nord-Sud a la Limite du Taurus Occidental et de la Depression du Köprüçay . . . . . Jean F. Dumont et Erdal Kerey 59
Aktepe - Gökdere Bölgesinin Jeolojisi ve Ofiyolitli Melanj Geology of Aktepe - Gökdere Region and Ophiolitic Mélange . . . . . Ussal Z. Çapan ve Ersen Buket 11	Bulancak Sfaleritleride Eser Element Dağılımına ve Renge Etkiyen Etmenler Factors Controlling Trace Element Distribution and Colour of Bulancak Sphalerites . . . . . Ömer Akıncı 63
Çelikhan Çevresi Ultrabazıkları İçindeki Rodenjitler ve Kimyasal Analizleri Les Rodingites du Massif Ultrabasique de Environs de Çelikhan et leurs Analyses Chimiques . . . . . Özkan Pişkin 17	Erzincan - Rehafiyeye Bölgesindeki Kireçtaşı Olistolitlerinin Sedimentolojisi Sedimentology of the Limestone Olistoliths of the Erzincan - Rehafiyeye Area, Eastern Anatolia . . . . . Cengiz Keskin, Sungu I. Gökçen ve Emel Akkus 69
Tektonik Hareketlerin Sultandağları'nın Jeomorfolojisine Olan Etkileri Effects of the Tectonic Movements on the Geomorphology of Sultan Mountains . . . . . İbrahim Atalay 21	Çankırı - Kalecik Bölgesi Karasal Neojenin Biostratigrafisi Araştırması Biostratigraphical Research of the Continental Neogene of the Çankırı - Kalecik Region İbrahim Tekkaya, Zeki Atalay, Mustafa Gürbüz, . . . . . Engin Üçay, Mutlu Ermumcu 77
Orta Sinap Bovinae Faunası The Bovinae Fauna of Middle Sinap . . . . . İbrahim Tekkaya 27	Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması The Structure and Metamorphism of the Bitlis Area . . . . . Aydoğan Boray 81
Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) Kayaçlarının Petrografik ve Stratigrafik İncelemesi Etude Pétrographique et Stratigraphique de la Région de Cacas (Massif de Bitlis, Turquie) . . . . . Osman Yılmaz 33	Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) Bakır - Kurşun - Çinko Madeninde Çinko - Kadmiyum Oransal Bağlantısının İstatistik Yöntemlerle Saptanması Statistical Determination of the Zn/Cd relation for the Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) Cu - Pb - Zn Mine . . . . . Ethem Acar ve Ömer Akıncı 85
Antimon Yataklarında Jeolojik Konum ve Jenezis İlişkileri Relationship Between Geological Setting and Genesis of Antimony Deposits . . . . . Saldıray İleri 41	Filyos Vadisinin ve Dolayının Jeomorfolojisi Geomorphology of the Filyos Valley and Adjacent Areas . . . . . Yılmaz Güner 87
Kuzey Kızılırmak Havzasının ERTS-A Uyduyu Tarafından Çekilmiş Görüntülerinde Bazı Yeni Tektonik Gözlemler ve Bunların Yorumlanması New Tectonic Features Observed on ERTS-A Satellite of the Northern Kızılırmak Basin and Their Tentative Interpretations . . . . . Teoman Norman 47	Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar Some Recent Tectonic Events in Turkey . . . . . Esen Arpat ve Fuat Şaroğlu 91
Bilgisayarın ve Sonlu Elemanlar Yönteminin Yerbilimlerinde Litolojik Dağılım ve Gerilim Çözümlemelerinde Uygulanması Application of Computer and Finite - Elements Method to Lithology and Stress Analysis in Earth Sciences . . . . . K. Erçin Kasapoğlu 53	

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

The Geological Society of Turkey

P.K. 44 - Kızılay, ANKARA

## 29. DÖNEM KURULLARI (1974-1975)

### Yönetim Kurulu (Executive Committee)

Sezer ÖZİL	Başkan (President)
Nejdet ÖZGÜL	İkinci Başkan (Vice President)
Aydoğan BORAY	Genel Sekreter (General Secretary)
Ertem TUNCALI	Sayman (Treasurer)
Saldıray İLERİ	Kitaplık Üyesi (Librarian)
Nebil ORKAN	Yayın Üyesi (Publication)
Okan TEKELİ	Sosyal İlişkiler Üyesi (Social Affairs)

### Disiplin Kurulu (Disciplinary Committee)

Cengiz KESKİN	Başkan (Chairman)
Adnan KALAFATÇIOĞLU	Üye (Member)
Erdoğan DEMİRTAŞLI	Üye (Member)

### Denetim Kurulu (Controllers)

Gani UNCUGİL	Başkan (Chairman)
Baki AKÇA	Üye (Member)
Mesut ÇETİNÇELİK	Üye (Member)

### Bilimsel ve Teknik Kurul (Scientific and Technical Committee)

Esen ARPAT	Başkan (Chairman)
Erçin KASAPOĞLU	II. Başkan (Vice President)
Tandoğan ENGIN	Sekreter (Secretary)
Ferit TOKTAŞ	Üye (Member)
Ali ÖZTÜRK	Üye (Member)
Cengiz KESKİN	Üye (Member)
Erdoğan ORAY	Üye (Member)
Hayrettin OKAY	Üye (Member)

### Yayın Kurulu (Committee on Publications)

Nebil ORKAN	Başkan (Chairman)
Gürler SUNGUR	Üye (Member)
Mustafa YAŞAR	Üye (Member)

Bu sayı İPAO'nun parasal yardımı ile basılmıştır.

# TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

Şubat, 1975  
february

Cilt 18  
vol.

Sayı 1  
no:

## BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

### İÇİNDEKİLER

### (CONTENTS)

Türkiye'de Yeni Bir Bor Minerali: Kernit ve Oluşumunun Tartışması A New Boron Mineral in Turkey: Kernite and Discussion on Genesis Orhan Baysal ve Gürol Ataman	3
Aktepe - Gökdere Bölgesinin Jeolojisi ve Ofiyolitik Melanj Geology of Aktepe - Gökdere Region and Ophiolitic MÇlange Ussal Z. Çapan ve Ersen Buket	11
Çelikhan Çevresi Ultrabazikleri İçindeki Rodenjitler ve Kimyasal Analizleri Les Rodingites du Massif Ultrabasique de Environs de Çelikhan et leurs Analyses Chimiques Özkan Pişkin	17
Tektonik Hareketlerin Sultandağları'nın Jeomorfolojisine Olan Etkileri Effects of the Tectonic Movements on the Geomorphology of Sultan Mountains İbrahim Atalay	21
Orta Sinap Bovinae Faunası The Bovinae Fauna of Middle Sinap İbrahim Tekkaya	27
Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) Kayaçlarının Petrografik ve Stratigrafik İncelemesi Etude Pétrographique et Stratigraphique de la Région de Cacas (Massif de Bitlis, Turquie) Osman Yılmaz	33
Antimon Yataklarında Jeolojik Konum ve Jenez İlişkileri Relationship Between Geological Setting and Genesis of Antimony Deposits Saldıray fieri	41
Kuzey Kızılırmak Havzasının ERTS-A Uydusu Tarafından Çekümiş Görüntülerinde Bazı Yeni Tektonik Gözlemler ve Bunların Yorumlanması New Tectonic Features Observed on ERTS-A Satellite of the Northern Kızılırmak Basin and Their Tentative Interpretations Teoman Norman	47
Bilgisayarın ve Sonlu Elemanlar Yönteminin Yerbilimlerinde Litolojik Dağılım ve Gerilim Çözümlemelerinde Uygulanması Application of Computer and Finite - Elements Method to Lithology and Stress Analysis in Earth Sciences K. Erçin Kasapoğlu	53

Kırkkavak Fayı: Batı Toroslar İle Köprüçay Baseni Sınırlarında Kuzey - Güney Doğru Atımh Fay L'accident de Kırkkavak: Un Decrochement Nord-Sud a la Limite du Taurus Occidental et de la Depression du Köprüçay Jean F. Dumont et Erdal Kerey	59
Bulancak Sfaleritlerinde Eser Element Dağılımına ve Renge Etkiyen Etmenler Factors Controlling Trace Element Distribution and Colour of Bulancak Sphalerites Ömer Akıncı	63
Erzincan - Rehafiyeye Bölgesindeki Kireçtaşı Olistolitlerinin Sedimentolojisi Sedimentology of the Limestone Olistoliths of the Erzincan - Rehafiyeye Area, Eastern Anotolia Cengiz Keskin, Sungu L, Gökçen ve Emel Akkuş	69
Çankırı - Kalecik Bölgesi Karasal Neojenin Biostratigrafik Araştırması Biostratigraphical Research of the Continental Neogene of the Çankırı - Kalecik Region İbrahim Tekkaya, Zeki Atalay, Mustafa Gürbüz, Engin Ünay, Mutlu Ermumcu	77
Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması The Structure and Metamorphism of the Bitlis Area Aydoğan Boray	81
Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) Bakır - Kurşun - Çinko Madeninde Çinko - Kadmiyum Oransal Bağlantısının İstatistik Yöntemlerle Saptanması Statistical Determination of the Zn/Cd relation for the Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) Cu - Pb - Zn Mine Ethem Acar ve Ömer Akıncı	85
Filyos Vadisinin ve Dolayının Jeomorfolojisi Geomorphology of the Filyos Valley and Adjacent Areas Yılmaz Güner	87
Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar Some Recent Tectonic Events in Turkey Esen Arpat ve Fuat Şaroğlu	91





# Türkiye'de Yeni Bir Bor Minerali: Kernit ve Oluşumunun Tartışması

*A new boron mineral in Turkey: Kernite and discussion on genesis*

ORHAN BAYSAL ve GÜROL ATAMAN *Yerbilimleri Bölümü^ Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

**ÖZ:** Kırka borat yataklarında yapılan son araştırmalar yeni bir bor mineralinin varlığını ortaya çıkarmıştır. Türkiye'de ilk olarak rastlanan bu mineral su içeren sodyum-tetraboratlardan kernit'tir ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ). Kernit numunelerinin yataktaki jeolojik konumları incelendikten sonra, mikroskopik, kimyasal, X-ışınları difraksiyon, differensiyel termik ve İnfraruj-ahsorpsiyon analiz yöntemleriyle araştırılması yapılmıştır.

Renksiz, şeffaf, kısmen beyaz, ince uzun iğneler ve demetler halindeki kernit kristalleri masif boraks içerisinde çapları yaklaşık 60 ve 40 cm. olan elipsoidimsi bir şekilde oluşmuştur. Yatakta henüz bir tek kernit elipsoidine rastlanmıştır. Fakat kapalı işletmenin ilerlemesiyle civarda başka kernit oluşumlarının da ortaya çıkması muhtemeldir.

Kırka borat yataklarında İteraks'ın yanında kernit'in mevcut olması; bir taraftan yatakların oluşum koşullarının yerelde olsa değişiklik gösterebildiğini, diğer taraftan da yatakların oluşumu hakkında daha önce ileri sürdüğümüz fikirlerin (Baysal, 1972 a; 1973 a) doğruluğunu ortaya çıkarmıştır. Jeokimyasal ilişkilere göre; boraks'm yerine kernit'in oluşabilmesi veya mevcut boraks'm kernit'e dönüşebilmesi için, çözeltinin bileşiminin değişmesi gerekmekte, buna karşılık suyun aktivitesinin azalması gerekmektedir. Suyun aktivitesinin azalması ise bilindiği üzere; sıcaklığın veya basıncın veya her ikisinin birden artmasıyla mümkün olmaktadır. Bu noktadan hareket edildiğinde; Kırka borat yataklarındaki kernit için, iki oluşum ihtimali söz konusu edilebilir. Birinci ihtimal olarak, kernit, sıcaklığın ve basıncın sonradan yersel artmasıyla mevcut boraks'ın dehidratasyonu sonucu oluşmuştur. Fakat boraks ve kernit arasındaki gerek yapısal, gerekse Ataman ve Baysal (1973) tarafından belirtilen denge ilişkilerine göre, bu ihtimal oldukça zayıf, hatta imkânsızdır. Bize göre; kernit daha çok masif boraks içerisindeki bir boşluğa kılcak damarlar vasıtasıyla enjekte olan daha sıcak çözeltilerden oluşmuştur.

**ABSTRACT:** The latest investigation on Kırka borate deposits reveals the existence of a new mineral; kernite ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , which is a sodium-tetraborate and it is discovered for the first time in Turkey. After the geological position of samples noted, they have been studied by microscope, chemical analysis, X-ray diffraction, differential thermic analysis and infrared absorption analysis.

Colorless, transparent but sometimes white needles or bunch of needles of kernite crystals were found in borax as ellipsoidal form where the size, of ellipsoid is in the range of 40 to 60 cms. However, this is the only kernite ellipsoid found in borax, it is believed that when the underground excavation advances new kernite ellipsoids may be found.

Presence of kernite with borax in Kırka borate deposits reveals that the geological conditions differ locally during the crystallisation of borates and support the idea about the genesis proposed previously (Baysal, 1972 a; 1973 a). In order to precipitate kernite instead of borax or converting borax to kernite, it is not necessary to change the chemical composition of the solution, but decrease the activity of water. Activity of water decreases when pressure or temperature or both increases. From this, two possibilities for the occurrence of kernite can be suggested. First kernite may form by dehydration of borax with subsequent local increase of pressure and temperature. But, due to structural differences between borax and kernite, »and equilibrium conditions determined by Ataman and Baysal (1973) this possibility less favorable from the second possibility which tiy\* authors believe. In accordance with this, kernite assumed to be formed in the cavities of borax by warmer solutions brought by tiny veinlets.

## GİRİŞ

Etibank Kırka Boraks İşletmesi tarafından gönderilen numunelerde yaptığımız araştırmalar yeni bir bor mineralinin varlığını ortaya çıkarmıştır. Bu mineral sulu sodyum-tetraboratlardan kernit'tir ve Türkiye de ilk olarak Kırka borat yataklarında tarafımızdan saptanmıştır.\* Bu suretle, Kırka borat yataklarında şimdiye kadar gözlediğimiz boraks, tinkalkonit, uleksit, kurnakovit, inderit, inderborit, inyoit, meyerhoferit, kolemanit ve tunelit minerallerine bir yenisi ilâve olmuştur (Baysal, 1972 a; 1972 b; 1973 b).

Yatakların mineralizasyonuna, dolayısı ile oluşum koşullarına yersel de olsa yeni ufuklar açan, ekonomisine is? ileride yeni katkılarda bulunacağı ümit edilen bu kernit oluşumlarının mineralojik ve jenetik açıdan ayrıntılı incelenmesi yararlı görülmüştür. Bu amaçla, kernit numuneleri mikroskopik, kimyasal, X-ışınları difraksiyon, differensiyal termik ve infraruj-absorpsiyon analiz yöntemleriyle araştırılmıştır. Ayrıca yerinde gerekli incelemeler yapılarak jeolojik konumu ve oluşumu hakkında saptanan veriler kritik edilmiştir.

Kernit bor teknolojisinde, gere\* yüksek bor tenörü, gerekse kolay zenginleştirilabilmesi nedeniyle, yataklardan bu gün üretilen boraks'tan daha önemli bir mineraldir. Zira boraks'm %36,51 B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içermesine ve suda kolay çözünmesine karşılık, kernit % 50,95 B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> içermekte ve suda 20°C'de pratik olarak çözünmemektedir. Bu gün gözlediğimiz yersel kernit oluşumunun gelecekte daha zengin bir şekilde açığa çıkması ve işletilebilir karakter kazan-

ması halinde çok önemli ekonomik bir güç kazanılmış olacaktır, bu durum beraberinde cevher zenginleştirme açısından yeni problemler getirecektir.

## JEOLJİK KONUMU

Daha önceki yayınlarımızda da (Baysal, 1972 a; 1972 b; 1973 a; 1973 b) belirtildiği gibi, Kırka borat yataklarının bulunduğu yöre Neojen oluşumlarıyla örtülmüştür. Yatakların taban ve tavanında marn-kil serileri yer almaktadır.

Yatakların esasını teşkil eden boraks, yatakların üst kesimlerinde kil ve marn ile ince almasıklı bandlar halinde bulunur ('bandlı boraks'). Kalınlıkları 0,2-2,0 cm. arasında değişen kiymarn ve boraks foandları pek az değişikliğe uğramış, dolayısı ile genellikle muntazam ve yatay konumludur. Bu almasıklı bandların oluşturduğu seviyelerin kalınlığı her yerde aynı değildir ve yer yer 30-40 metreyi bulur. Boraks oluşumları daha «alt seviyelerde muhtelif büyüklükte breşimsi, yer yer de masif görünüştedir ('bregimsi boraks'). Yatakların tabanında bandlı boraks tipine ender rastlanır. Buralarda genellikle killi, maralı ve yer yer uleksit, kolemanit içeren boraks seviyeleri bulunur.

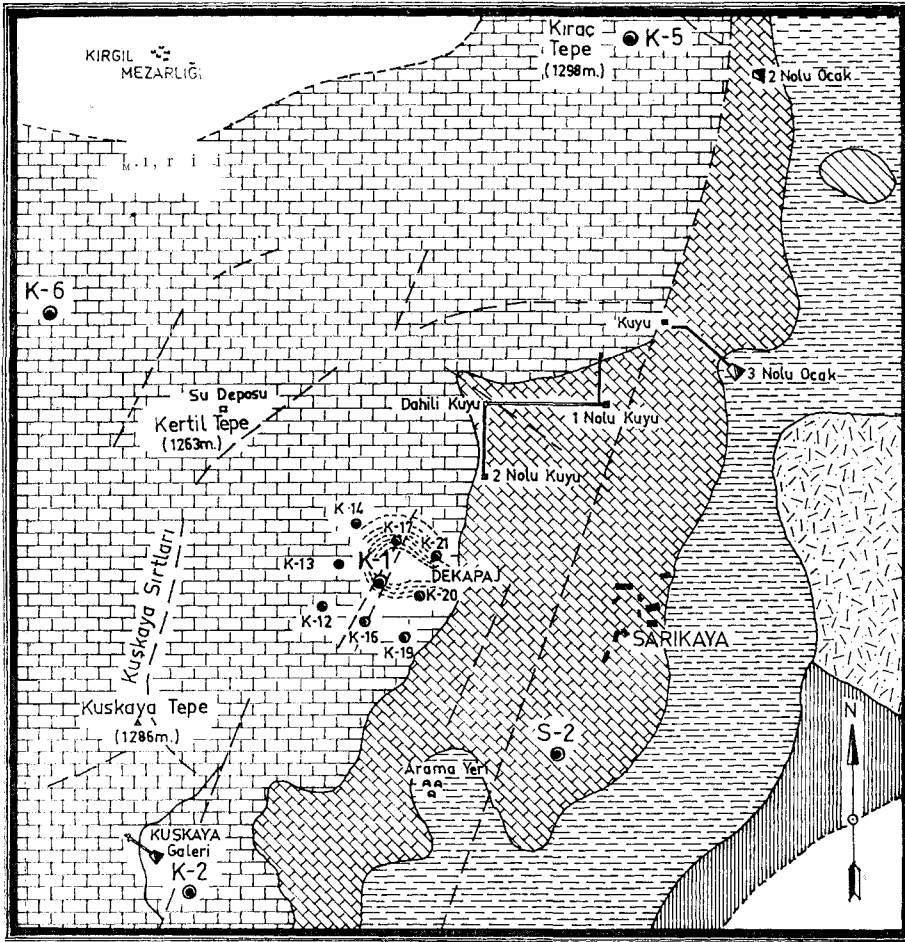
Şekil 1'de görüldüğü gibi, M.T.A. İstisatüsü'nün yapmış olduğu K-1 sondajını içine alan demapaj çalışmalarına 1970 yılı sonbaharında ETİBANK tarafından başlanmıştır. ETİBANK aynı zamanda 2 nolu kuyu civarında kapak işletme faaliyetlerine başlamış ve bu faaliyetleri daha sonra 1 nolu kuyu civarına kaydırmıştır. 1 ve 2 nolu kuyular, sahanın ETİBANK'a devredilmesinden önce Türk Boraks Madencilik A.Ş.

tarafından açılmıştır. 1 nolu kuyunun tabanından batı yönünde uzanan 234 metrelik bir galeri sürülmüştür. Bu galerinin nihayetinden 20 metrelik bir dahili kuyu ile 2 nolu kuyudan kuzey yönünde uzanan galeriye çıkılır. Yine 1 nolu kuyunun tabanından kuzey yönünde 105 metrelik bir galeri daha sürülmüştür. Masif boraks seviyelerinin için\* den sürülen bu galeri sağlı sollu galeri kollarına sahiptir. Bu yan galeri kol farında bu gün faaliyet mevcut olup boraks üretilmektedir. İşte güney-kuzey yönündeki ana galeriden doğu yönünde sürülen ve 1 nolu kuyu tabanının hemen yanında bulunan bir galeri kolunda kernit oluşumlarına rastlanmıştır. Bu galeri kolu Şekil 1'de görüldüğü üzere KD-GB doğrultusunda uzanan fay hattına doğru ilerlemektedir ve ondan tahminen 20-30 metre mesafededir.

Bulunan kernit oluşumu masif boraks içinde yer alan bir elipsoid şeklindedir. Elipsoidin uzun eksenini yaklaşık 60 cm, kısa eksenini ise 40 cm'dir. Kernit elipsoidinin yüzeyi oval bir şekilde olup oldukça düzgündür ve boraks ile kesin bir sınır teşkil etmektedir. Bir diğer ifade ile, boraks ile kernit elipsoidi arasında girintili çıkıntılı müşterek büyüme asla mevcut değildir.

Kernit yumrusunun bulunduğu yerin 1,5-2 metre doğusunda, galeri aynasının tabanında ayrıca fazla miktarda marn gözlenmiştir. Bu marn civardaki boraks kütesinin içine preslenmiş bir durum göstermekte olup yer yer boraks, kurnakovit, az miktarda da uleksit ve tunelit içermektedir. Kurnakovit daha çok damar veya çatlak dolgusu, uleksit ise küçük konkresyonlar, kar topları şeklindedir. Tunelit kristalleri

(1) Burada Kırka Boraks İşletmesi Müdürü Sayın Muammer Öcal'a gösterdikleri sürekli yakın ilgi için teşekkürü borç biliriz.



0 100 200 300 400 500m.  
ÖLÇEK

#### HARİTA LEJANDI

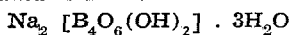
	Alüvyon		Fay
	Tavan kalker		M.T.A. Sondajı
	Döküntü kalker		Etibank Sondajı
	Tüfit		

Şekil 1: Sarıkaya (Kırka) yöresinin jeolojik haritası

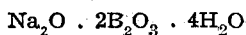
bir kaç milimetreyi geçmeyen ince pul- lar ve levhacıklar halindedir.

#### MİNERALİN TANIMI

Strüktürel formülü:



Oksid formülü:



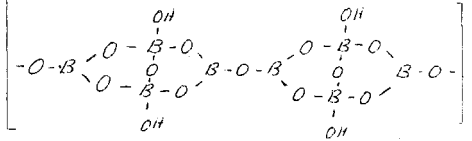
#### Dağılımı

Kernit daha önce Kaliforniya'daki Kramer ve Arjantin'deki Tincalayu yataklarında gözlenmiş ve bir çok araştı- rıcı tarafından incelenmiştir (Schaller, 1930; Gale, 1946; Ahfeld ve Angelelli, 1948; Muessig ve Allen, 1957; Schaller et al., 1965, v.d.). Bu yataklarda bera- berinde boraks, tinkalkonit, uleksit, ez-

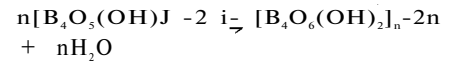
kurrit, rivadavit, makallisterit, kurna- kovit minerallerine rastlanmıştır. Tür- kiye'de ise, daha önce belirtildiği gibi, ilk olarak Kırka borat yataklarında boraks içinde bulunmuştur.

#### Strüktürel İnceleme

Monoklinal-prizmatik (uzay grubu P2/c) kristalleşen kernit  $a_0$ : 6,96,  $b_0$ : 9,14,  $c_0$ : 15,52 angstrom ve  $\beta$ :  $108^\circ 52'$  kafes sabitelerine sahiptir (Minder, 1935). Christ et al. 1967 tarafından ile- ri sürülen varsayımına göre strüktürel for- mülü  $\text{Na}_2 [\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ 'dir. Kernit polianiyonunun strüktürü ise aşağıda verilmiştir.



Yukarıda verilen polianiyon, bo- raks ve tinkalkonit'te mevcut olan  $[\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2]^{2-}$  polianiyonunun aşağıda görülen şematik reaksiyon sonucu son- suz zincirler halinde polimerleşmesiyle teşekkül etmektedir:



#### Mikroskopik inceleme

Renksiz, şeffaf, kısmen beyaz ker- nit kristalleri ince uzun iğneler, lifler ve bunların oluşturduğu tıız demetler halinde olup bir 'masif tremolit-asbest topluluğu' görünüşündedir. (001) ve (100) düzlemlerine paralel çok güzel, (101) düzlemine paralel ise iyi bir dili- nimlenmeye sahiptir. Dolayısı ile kernit kristalleri tremolit-asbest gibi ince lif- ler halinde kolaylıkla parçalanabilmek- tedir. Bu morfolojik gözlemlerde kernit'in bir zincir strüktürüne sahip olduğunu ve zincirlerin lif-eksenine paralel dizil- diğini doğrulamaktadır. Kristal iğneleri c-ekseni yönünde büyüme göstermekte- dir.

Na-ışığı altında yağ-immersiyonu yöntemiyle ölçülen ışığı kırma indisleri  $n_x$ : 1,452 x 0,002,  $n_y$ : 1,472 rz 0,002,  $n_z$ : 1,488 + 0,002; optik eksenler açısı 2V: ( $\sim$ )82°; yoğunluğu 1,92'dir.

#### Kimyasal Bileşimi

Saf, renksiz ve şeffaf bir kernit kristalinin ilk önce spektrometrik yarı- kantitatif kimyasal analizi yapılmıştır. Bu suretle numunede major element ola-

rak Na ve B, minör element olarak da Li, Sr, Ba, Ca, Mg mevcut olduğu görülmüştür. Bunun üzerine bir taraftan NaOH titrasyonu ile  $B_2O_3$ , diğer taraftan 1 gr numune üzerinden  $H_2O$  yüzdesi saptanmıştır. Numune saf olduğundan ayrıca Na analizi yapılmamış,  $B_2O_3$  ve  $H_2O$  yüzdelere artı kalan  $Na_2O$  yüzdesi olarak kabul edilmiştir. Tablo 1'de elde edilen kimyasal analiz sonuçları görülmektedir. Bu değerler kernit'in teorik bileşimi ile rahatlıkla mukayese edilebilir seviyededir.

Bileşik	%-Ağırlık
$B_2O_3$	50,53
$H_2O$	27,03
$Na_2O$	22,44
$Li_2O$	<0,10
$SrO$	<0,04
$BaO$	<0,02
$CaO$	<0,07
$MgO$	<0,001

Çizelge 1: Kernit'in kimyasal bileşimi

### X-Işınları Difraksiyon Analizi

Mikroskopik ve kimyasal araştırmaları daha sıhhatli yöntemlerle kontrol edebilmek için, bir kaç kernit numunesinin aynı zamanda X-ışınları difraksiyon analizi yapılmıştır. Philips difraktometresi ile yapılan difraksiyon analizlerinde  $tCo^{\wedge}$  radyasyonu ve Fe filtre kullanılmıştır ve gonimetre hızı  $2^{\circ}$ /dakika olarak ayarlanmıştır.

Çizelge 2'de; elde edilen değerlerle ASTM kartoteksinin 11-258 numarasında verilen kernit'e ait veriler bir arada görülmektedir. Tablodaki değerlerin mukayesesinden de anlaşılacağı üzere; sonuçlar birbirinin aynıdır. Yalnız bazı piklerin (reflection peak) şiddetlerinde farklılıklar saptanmıştır ki, bununda lokalite, numune hazırlama ve yöntem farklılıklarından ileri geldiği muhtemeldir.

### Differensiyal Termik Analizi

Differensiyal termik analiz yaklaşık olarak 10 dakikalık bir sabit ısıtma hızı ile  $Al_2O_3$  termik inert madde kullanılarak yapılmıştır. Analiz havada ve normal atmosfer basıncında  $650^{\circ}C$ 'ye kadar sürdürülmüştür. Neticede  $65-70^{\circ}C$  lerde küçük bir endotermik reaksiyondan sonra  $165^{\circ}C$ 'de büyük bir endotermik;  $620^{\circ}C$ 'de ise bir ekzotermik reaksiyonun varlığı saptanmıştır.

### İnfraruj Absorpsiyon Spektruma

Son yıllarda yapılan araştırmalar göstermiştir ki, bazı sulu boratların infraruj-absorpsiyon spektrumları onların içerdikleri 3- ve 4-koordinasyonlu borların birbirlerinden ayrılmasına, strüktürel yapılarının aydınlanmasına olanak vermektedir (Valyashkd ve Wlassowa, 1969). Mevcut literatür verilerine göre; sulu boratların absorpsiyon bandları şu karakteristik bölgelerde bulunmaktadır:

(a) 1450-1350  $cm^{-1}$  bölgesinde; 3-koordinasyonlu borların halka-titreşimlerinin bandları,

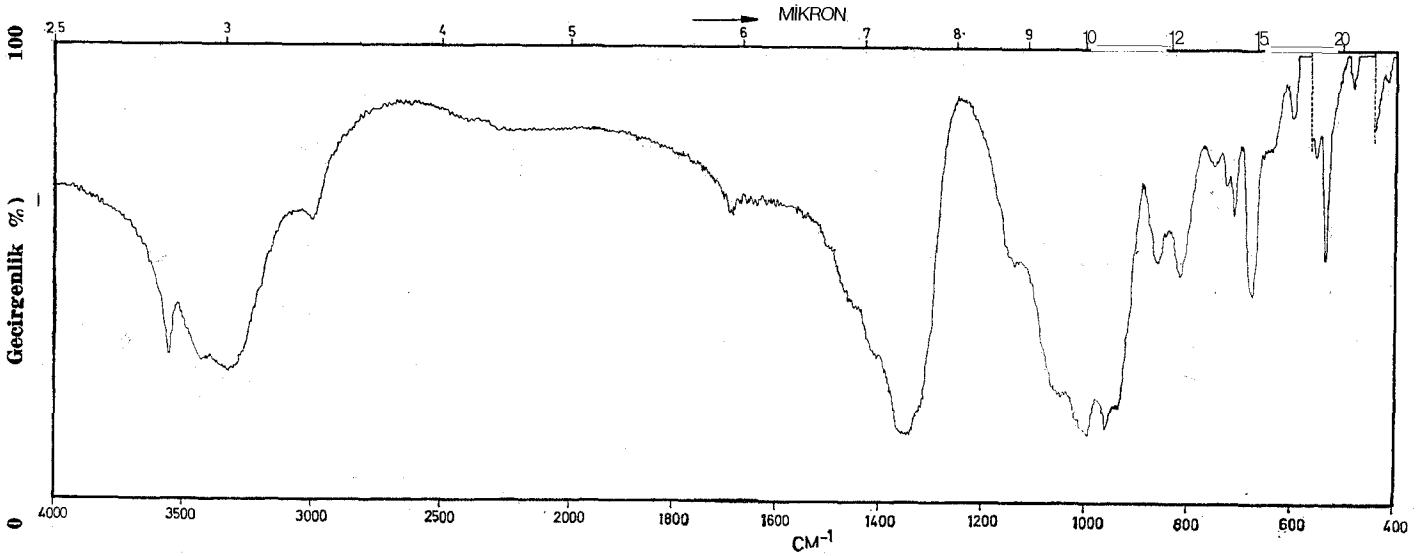
(b) 1350-1250  $cm^{-1}$  bölgesinde; 3lü veya 4lü koordinasyondaki borlara oksijen-köprüleri ile bağlı borların titreşim bandları,

(c) 1200-900  $cm^{-1}$  bölgesinde; 3lü veya 4lü koordinasyondaki borlara oksijen, hidroksil ile bağlı 4-koordinasyonlu borların titreşim bandları yer almaktadır.

(d) Uzun dalgalı absorpsiyon bölgesindeki bandlar ise B-O ve B-O-B bağlarının deformasyon titreşimlerine ve kuvvetle muhtemel zincirler, tabakalar teşkil eden büyük bor-oksijen-komplekslerinin titreşimlerine tekabül etmektedir.

ASTM 11-258		KIRKA ORJİNİLİ KERNİT	
d (Å)	I/I <sub>1</sub>	d (Å)	I/I <sub>1</sub>
7.76	< 10	7.79	21
7.41	100	7.44	100
6.63	80	6.64	80
6.01	10	6.00	26
		4.85	5
4.67	< 10	4.68	4
		4.38	4
4.30	< 10	4.30	6
4.23	< 10	4.24	6
3.90	10	3.90	22
3.80	< 10	3.79	7
3.70	30	3.71	21
3.51	< 10	3.51	11
3.44	< 10	3.43	5
3.36	< 10	3.36	8
3.31	< 10	3.30	9
3.25	20	3.24	35
3.15	10	3.13	38
		2.99	4
2.88	20	2.88	29
		2.86	31
		2.82	6
2.78	< 10	2.77	12
2.68	< 10	2.69	6
		2.67	5
2.61	10	2.60	10
2.57	< 10	2.57	11
2.51	< 10	2.57	8
2.47	40	2.47	20
2.39	< 10	2.39	12
2.34	< 10		
2.31	< 10	2.30	7
2.26	< 10	2.27	5
2.25	< 10	2.24	5
2.23	< 10	2.23	5
2.21	10	2.21	10
2.19	< 10	2.18	6
2.09	< 10	2.09	5
2.08	< 10	2.08	10
2.05	< 10	2.01	4
2.00	< 10	2.00	4
1.957	< 10	1.957	2
1.914	10	1.912	17
1.884	< 10	1.882	3
1.821	< 10	1.823	7

Çizelge 2: Kernit'in X-ışınları difraksiyon analizleri verileri



Sekil 2: Kernit'in infraruj - absorpsiyon spektrumu

İncelenen kernit numunesinin infraruj-absorpsiyon spektrumu Şekil 2'de verilmiştir. Bu spektrumda görülen en önemli hususlar şunlardır:

(a) 3550 cm<sup>-1</sup>'de (OH)- ve 3440-3280 cm<sup>-1</sup>'de H<sub>2</sub>O absorpsiyon bandları yer almaktadır.

(b) 1390-1310 cm<sup>-1</sup>; 1050 cm<sup>-1</sup>; 1025-980 cm<sup>-1</sup>; 970-930 cm<sup>-1</sup> absorpsiyon bandları kernit'in [B<sub>4</sub>O<sub>6</sub>(OH)<sub>2</sub>]<sup>-</sup> polianiyonlarındaki muhtelif koordinasyonlu borların absorpsiyon bandlarıdır. Bunlar literatür verilerine göre; 3- ve 4-koordinasyonlu borların bağlarına aittir. Aynı şekilde Rao (1963) [B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>]<sup>-</sup> yapısı için 1370-1330; 1090-1070; 1000-900 cm<sup>-1</sup> absorpsiyon bandları vermektedir.

(c) Yukarıdaki absorpsiyon bandlarından başka zayıf, fakat oldukça dar bandlarda elde edilmiştir. Örneğin 860, 810, 750, 725, 675, 595 ve 535 cm<sup>-1</sup>. Bunlar, yukarıda da belirtildiği gibi, kernit strüktüründeki B-O ve B-O-B bağlarının deformasyon titreşimlerinden, aynı zamanda da zincir teşkil eden polianiyon kompleksinin titreşiminden meydana gelmektedir.

#### OLUŞUMUN TARTIŞMASI

Kırka borat yataklarında boraks'm yanında kernit'in mevcut olması; bir taraftan yatakların oluşum koşullarının yersel de olsa değişiklik gösterebildiğini, diğer taraftan yatakların oluşumu

hakkında daha önce ileri sürdüğümüz fikirlerin doğruluğunu ortaya çıkarmıştır (Baysal, 1972 a; 1973 a). Boraks içinde kernit oluşumu termodinamik ve jeokimyasal açıdan oldukça ilginçtir. Sulu Na-tetaboratlardan doğada yalnız boraks, tinkalkonit ve kernit bulunmaktadır. Bilindiği üzere; kimyasal formülü Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> · 10H<sub>2</sub>O olan boraks kendi serisinin en fazla su içeren bir mineraldir. Buna karşılık tinkalkonit ve kernit'in kimyasal formülleri ise sırasıyla Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> · 5H<sub>2</sub>O ve Na<sup>+</sup> O<sup>-</sup> · 4H<sub>2</sub>O'dur.

Boraks-kernit müşterek oluşumunun açıklanabilmesi için her şeyden önce Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> - H<sub>2</sub>O, keza Na<sub>2</sub>O - B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - H<sub>2</sub>O sistemlerinin termodinamik ve jeokimyasal açıdan kritik edilmesinde yarar vardır. Bu sistemler muhtelif araştırmacı tarafından incelenmiştir (Menzel ve Schulz, 1940; Christ ve Garrels, 1959; Bowser, 1964; v.b.). Yapılan bütün incelemelerde görülmüştür ki, bu sistemde kararlı katı faz olarak yalnız boraks ve kernit mevcuttur. Araştırma sıcaklıklarında (0-100°C) tinkalkonit daima metastabil bir fazdır.

Bowser (1964) 1 atm. hava basıncında ve 0-100°C arasında Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> - H<sub>2</sub>O sistemini incelemiştir. Buna göre; boraks-doymuş çözelti sistemi düşük sıcaklıklarda kararlıdır ve 60,8°C'de metastabil tinkalkonit-doymuş çözeltisine dönüşmektedir. Na<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub> - H<sub>2</sub>O sistemi hakiki termodinamik dengeye getirildiğinde, boraks-doymuş çözeltisi kernit-doymuş çözeltisine 58,5°C'de dönüşmek-

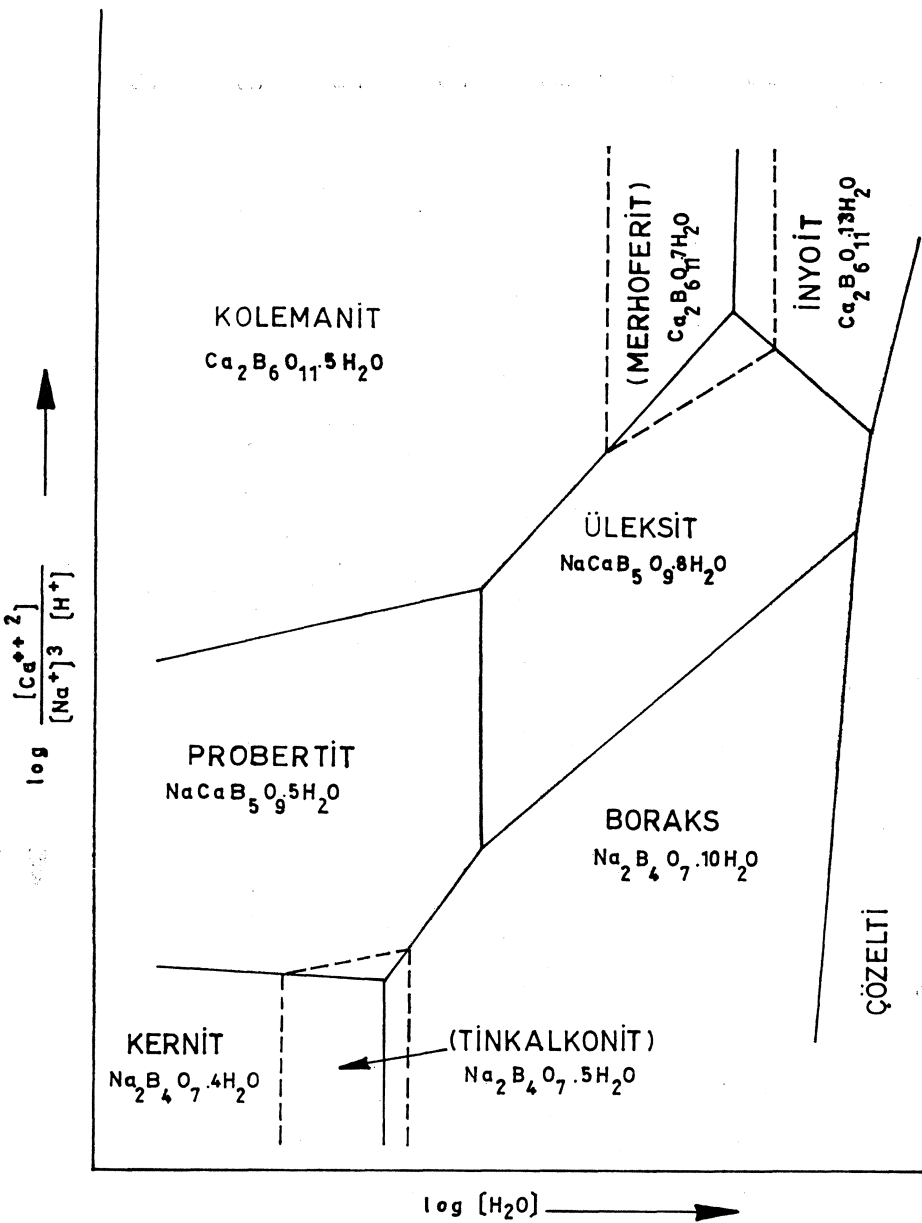
tedir. O halde boraks'm oluşabilmesi için sıcaklığın her hallerde 58,5°C'nin altında olması gerekmektedir.

Açık ve kapalı sistemlerin jeolojik termodinamik kritiğini yapan Thompson (1955) ve Korzhinskı (1965), sulu boratlar için suya açık bir sistemin kabul edilmesinin amaca daha uygun olduğunu belirtmektedirler. Bilindiği üzere suya açık bir sistemde suyun aktivitesi, dolayısı ile suyun kimyasal potansiyeli ortam koşullarıyla sistemden dışarıdan tespit edilmektedir. Böyle suya açık bir sistemden gidilerek elde edilen termodinamik bulgulara göre (Baysal, 1972 a; 1973 a); suya açık olan kernit - H<sub>2</sub>O sisteminde, sıcaklık, basınç ve suyun aktivitesi değiştiği takdirde, ancak bir tek borat minerali dengede kalabilmektedir. Bu sistemde kararlı katı faz olarak yalnız boraks ve kernit mevcut olduğundan, dengede kalabilecek olan mineralin ya boraks veya kernit olması gerekmektedir. Her ikisi de bir arada bulunuyorsa, yukarıda belirtilen termodinamik esasa göre; bunlardan birinin suyun aktivitesinin ve/veya sıcaklığın, basıncın sonradan tekrar değişmesiyle diğerinden türediği muhakkaktır. Bu sonucu doğrulayan sayısız gözlemler mevcuttur (Christ et al., 1967). Yapılan sayısız laboratuvar deneyleri ve doğadaki gözlemler göstermiştir ki, yüzeysel koşullarda sulu borat çözeltilerinden her serinin en yüksek sulu poliboratu primer olarak çökeltmektedir. (Muessig ve Ailen, 1957; Christ et al., 1967; Baysal, 1972 a).

Yapılan, son araştırmalar göstermiştir ki, boratların katı haldeki ve çözeltilerindeki moleköl yapıları birbirine benzemekte, ayrıca borat polianiyonları belirli sayıda H<sup>+</sup> atılması ve (OH)<sup>-</sup> ilâve edilmesi neticesinde ortoborikasitten uygun sayıca polimerizasyonla türetilmektedir/ Christ et al. (1967) poliboratlarm bu özelliklerinden faydalanarak, Na<sub>2</sub>O . 2B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> . 4H<sub>2</sub>O - 2CaO , 3B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> . 5H<sub>2</sub>O - H<sub>2</sub>O sistemine ait aktivite-aktivite diyagramını Şematik olarak çizmiştir (Şekil 3). Doğada en

çok gözlenen poliboratları, özellikle boraks, tinkalkonit ve kernit minerallerini içermesi nedeniyle burada bu sistem seçilmiştir. Aktivite-aktivite diyagramı, sistemdeki mineral çiftleri arasındaki dönüşümleri ifade eden kimyasal eşitlikler dikkate alınarak çizilmiştir. Diyagram Şematik olmakla beraber topolojik açıdan doğrudur. Çünkü denge doğrularının eğimleri bilinmesine rağmen, gerekli bir çok denge sabitesi bilinmediğinden, sahalarm alanları keyfi esaslara göre çizilmiştir.

Aktivite-aktivite diyagramından Şu önemli sonuçlar ortaya çıkmaktadır: Sıcaklığın, basıncın veya suyun konsantrasyonunun artması, yani suyun aktivitesinin azalması, primer oluşmuş yüksek sulu boratların dehidratasyonuna sebebiyet verecek, dolayısı ile süreç düşük sulu bir boratın oluşumuna yönelecektir. Sıcaklığın ve basıncın değışmesiyle birlikte, çözeltinin bileşimi de değışirse, mevcut poliborattan Diir başka serinin poliboratu oluşacaktır. Ortam Koşullarında meydana gelecek bu tip değışiklikler tabiatıyla primer çökecek poliborattm cinsine de aynı Şekilde etki edecektir.



Şekil 3: Na<sub>2</sub>O . 2B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> . 4H<sub>2</sub>O - 2CaO . 3B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> . 5H<sub>2</sub>O - H<sub>2</sub>O sistemindeki faz ilişkilerinin Şematik görünüşü

Baysal (1973 a)'da belirtilen denel araştırmalara, yukarıda bahsedilen termodinamik ve jeokimyasal kritiklere göre; sulu borat çözeltilerinden oluşacak kararlı katı fazların (poliboratlarm) tipi, çözeltinin p<sub>H</sub>-değerine, sıcaklığına, Konsantrasyonuna, çözeltideki muhtelif kationların mevcudiyetine ve etkin olan basıncın miktarına bağılı olmaktadır. Daha önceki bulgularımız Kırcı borat yataklarındaki boraks'm, göl sularında p<sub>H</sub>-değerinin geniş sınırlarla 8-11; B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/NaO oranının 1,5-3,5; sıcaklığın 30-40 °C arasında olduğu zaman çökeldiğini ortaya çıkarmıştır. Boraks göl sularında yüzeysel koşullarda çökeldiğinden, basınç normal bir atmosfer mertebesinde kalmıştır.

Problem masif boraks içerisinde elipsoid Şeklindeki kernit'in nasıl oluştuğudur. Bunu yukarıdaki verilerin ışığı altında muhtelif ihtimalleri göz önünde tutarak açıklamak yararlı olacaktır. Yatakların esasını teşkil eden boraks primer oluştuğuna göre, kernit'in onunla beraber aynı anda teşekköl etmiş olması termodinamik açıdan da, Jeokimyasal açıdan da imkânsızdır.

Aktivite-aktivite diyagramından anlaşılacağı üzere; mevcut boraks'm kernit'e dönüşebilmesi veya boraks'm yerine kernit'in oluşabilmesi için, çözeltinin bileşiminin değışmesi gerekmekte, buna karşılık suyun aktivitesinin azalması gerekmektedir. Suyun aktivitesi ise bilindiğı üzere, sıcaklığın veya basıncın veya her ikisinin birden artmasıyla mümkün olmaktadır. Bu noktadan hareket edildiğinde; Kırcı borat yataklarındaki kernit için ancak iki oluşum ihtimalinden söz edilebilir. Birinci ihtimal olarak, kernit, sıcaklığın ve basıncın sonradan yersel artmasıyla mevcut boraks'ın dehidratasyonu sonucu oluşmuştur. Fakat bu ihtimal muhtelif nedenlerle ol-



dukça zayıf, hatta imkânsızdır. Zira boraks-kemir dönü mü nü mümkün kılan 58,5°C'lik sıcaklığa ulaşılabilmesi için yatağın oluştuktan sonra en azından 800 metre gömülmesi veya genç sedimanlarla örtülmesi gerekmektedir. Bu ise Kırka borat yataklarında mevcut değildir. Ayrıca böyle bir gömülmenin sebebiyet verdiği kernit oluşumlarına daha çok yatakların tabanında rastlanması gerekir. Gözlenen kernit oluşumu ise yatağın nisbeten üstkesimindedir. Bir an, mevcut fay çatlaklarından çözeltilerin sonradan gelerek boraks'ı ısıttığını ve dehidratasyona uğratarak kernit'in oluştuğunu düşünelim. Bu takdirde, civarda bulunan fay çatlaklarıyla kernit arasında hiç olmazsa bir takım irtibatların gözlenmesi gerekmektedir. Oyaa kernit oluşumu boraks içinde hemen hemen bağımsız elipsoid şeklindedir. Diğer taraftan daha önce yapmış olduğumuz araştırmalarda göstermiştir ki, boraks-kernit dönüşümünde strüktürel farklılaşma gerekirken, bu da polimerleşmenin zor olmasına, yani polimerleşme reaksiyonunun aktivasyon enerjisinin çok büyük olmasına sebebiyet vermektedir (Ataman ve Baysal, 1973).

Bize göre; kernit masif boraks içerisindeki bir boşluğa kıral damarlar vasıtasıyla enjekte olan daha sıcak çözeltilerden oluşmuştur. Yataklar oluşup genç sedimanlarla örtüldükten sonra tektonik hareketler ve bunlarla ilgili volkanik faaliyetler zayıfta olsa bir süre daha devam etmiştir. Mevcut fay çatlaklarından gelen bu son evrenin ekshalasyonları kıral damarlar vasıtasıyla civardaki küçük boşluklara sızmışlardır. Hatta seyreltik olmaları, yani borca doymuş olmamaları nedeniyle civarındaki borak?'ı kısmen çözerek bu boşlukların daha da büyümesine sebebiyet vermişlerdir. Gözlenen kernit oluşumunun eip-soid şeklinde olması ve boraks'la kesin sınırlar teşkil etmesi bunu doğrulamaktadır. Bu arada kılcak enjeksiyon damarları tıkanmış ve kapanım halinde kalan sıvı ve gaz fazdan boşluk cidarlarından itibaren kernit oluşmuştur. Kapanım halinde kalan sıcak ve boraksça doymuş çözeltiler buldukları yerde basınç altında enjekte olmuşlar ve "burada bir su buharı "basıncı geliştirerek hapis kalmışlardır. Kapanımdaki su buharı basıncının mevcut litostatik basınçtan daha yüksek olduğunda; boraks-kernit dönüşüm sıcaklığı basınç artmasıyla ters orantılı olarak etkilenerek ve basıncın yüksekliği oranında 58,5°C'nin altına düşecektir. Şu halde boraksça doymuş

ve yüksek hidrostatik basınç altındaki çözeltiden 58,5°C'nin üzerinde kernit oluşabileceği gibi, bu sıcaklığın altında da kernit oluşumu, hidrostatik basınç yeterli olduğu müddetçe, devam edecektir. Buna paralel olarak, daha önceki araştırmalarımızda bizi boraks-kernit dönüşümünde basıncın sıcaklıktan daha önemli bir faktör olduğu sonucuna götürmüştür (Ataman ve Baysal, 1973). Ayrıca Christ ve Garrels (1959) kernit oluşum sıcaklığının gözenek hacmi tarafından da etkilendiğini belirtmektedir. Bunun da nedeni, gözenekler küçüldükçe iç akıcı faz basıncının yükselmesinden başka bir şey olmaması gerekir. Bu açıdan değerlendirildiğinde; kernit oluşumunun masif boraks içerisinde bulunmuş olduğuna ilginçtir. Ayrıca Kırka borat yataklarında kernit oluşumunun KD-GB doğrultusunda uzanan fay civarında bulunması da ileri sürdüğümüz sıcak çözeltilerin fay çatlaklarından gelip yüksek basınç altında boşluklara enjekte olduğu görüşünü kuvvetlendirmektedir.

Borat yataklarında kernit'in mevcudiyeti jeolojik ve işletmecilik açısından büyük önem taşımaktadır. Şöyleki, kernit belirli sıcaklık ve basınçta (özellikle 58,5°C'nin üzerinde) boraks'm yerine teşekkül ettiğinden, jeolojik termometre olarak değerlendirilebilir. Gömülmenin sebebiyet verdiği Kernit oluşumlarını içeren yataklarda, örneğin Kramer (Kaliforniya) borat yataklarında, bu gömülmenin miktarı kernit vasıtasıyla saptanabilir. Diğer taraftan, Kırka borat yataklarında olduğu gibi, fazla bir gömülmenin olmadığı ve kernit'i oluşturan çözeltilerin mevcut çatlak ve faylardan geldiği hallerde; kernit oluşumları kırık sisteminin ve çözeltilerin (ekshalasyonların) geldiği kaynağın yerini saptamaya yardımcı olacaktır. Zira bu tip kernit oluşumlarına daima fayların bulunduğu ve ekshalasyonların geldiği kesimlerde rastlanacaktır. Dolayısı ile Kırka borat yataklarında bundan sonra rastlanabilecek kernit oluşumları daima bir rayın veya ekshalasyon kaynağının yakınlığına ışık tutacaktır. Bunun da yatakların işletmesine ve jeolojik Özelliğine büyük katkılarda bulunacağı aşikârdır.

## SONUÇLAR

Esasını boraks'm teşkil ettiği Kırka mineraline rastlanmıştır. Türkiye'de ilk olarak gözlenen bu mineral su içe-

ren sodyum-tetraboratlardan kernit'tir ( $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 - 3\text{H}_2\text{O}$ ).

Yataklar oluşup genç sedimanlarla örtüldükten sonra volkanik faaliyetler bir müddet zayıf ta olsa devam etmiştir. Civardaki fay çatlaklarından gelen en son evre ekshalasyonları ince damarlar vasıtasıyla masif boraks içerisindeki boşluklara enjekte olmuştur. Bu enjeksiyon damarlarının tıkanması sonucu kapanım halinde kalan bor içeren ekshalasyon çözeltilerinden, hidrostatik basıncın yüksek olması nedeniyle, boraks'ın yerine primer olarak kernit oluşmaya başlamış ve bu olay 58,5°C'nin altında da devam etmiştir.

Borat yataklarında kernit'in varlığı gerek işletmecilik, gerekse jeolojik açıdan büyük önem taşımaktadır. Kernit oluşumlarına daima fayların bulunduğu, ekshalasyonların geldiği kesimlerde rastlanacağından, kırık sistemi ve ekshalasyon kaynak yerinin saptanmasına ışık tutacaktır. Diğer taraftan kernit belirli sıcaklık ve basınçta (özellikle 58,5°C'nin üzerinde) boraks'm yerine teşekkül etmektedir. Bu nedenle, Kramer (Kaliforniya) gibi gömülmenin sebebiyet verdiği kernit oluşumlarını içeren yataklarda, kernit jeolojik termometre olarak değerlendirilebilir.

Yayıma verildiği tarih: Ocak, 1974

## DEĞİNİLMİŞ BELGELER

- Ahlfeld, E. and Angelelli, V., 1948, Las especies minerales de la Republica Argentina. - Univ. Nac. Tucuman Inst. Geol. Mineral. Jujuy, Argentina. Publ., 458, 162, 168.
- Ataman, G. ve Baysal, O. 1963, Bazı bor minerallerinin termik reaksiyonları ve bunların atom yapısına etkisi. - Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimi. Kongr. Bülteni (baskıda).
- Baysal, O. 1972a, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının mineralojik ve jenetik incelenmesi. - Hacettepe Üniversitesi, 157 s.
- 1972b, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarında yeni bir stronsiyum-borat minerali: Tunelit. - M.T.A. Enstitüsü Dergisi, No. 79. s. 22-30.
- 1973a, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının oluşumu. - Türkiye Madencilik Bil. ve Tek. Kongr. Bül., s. 255-277.
- 1973b, Türkiye'de yeni bulunan sulu magnezyum-borat mineralleri: Kurakovit, İnderit, İnderborit. - M.T.A. Enstitüsü Dergisi, No. 80, s. 89-99.
- Bowser, C. J. 1964, cit. in Christ et al. (1967).
- Christ, C. L. and Garrels, R. M. 1959, Relations among sodium borate hydrates at the Kramer deposit, Boron, California. - Am. J. Sci., vol. 257, p. 516-528.

- Christ, C.L., Truesdel, A. H. and Erd, R. C. 1967, Borate mineral assemblages in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ . - *Geochem. et Cosmochem. Acta*, vol. 31, p. 313-339.
- Gale, H.S. 1946, Geology of the Kramer Borate district, Kern County, California. - *California J. Mines and Geology*, vol. 42, s. 325-378.
- Korzinskiy, D. S. 1965, The theory of system with perfectly mobile components and processes of mineral formation. - *Am. J. Sci.*, vol. 263, p. 193-205.
- Menzel, H. and Schulz, H. 1940, Zur Kenntnis der Borsaeure und borsauern Alkalisalze. X. Der Kernit (Rasorit)  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ . - *Zs. anorg. xi. allg. Chem.*, 245, p. 157-220.
- Muessig, S. and Allen, R. D. 1957, Ezcurrite ( $\text{Na}_7\text{D} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), a new sodium borate from Argentina, occurrence, mineralogy and associated minerals. - *Econ. Geol.*, 52, p. 426-437.
- Minder, W. 1935, cit. in Palache, C, Berman, H. and Frondel, C. (1960), *Dana's system Mineralogy*, 7 the Edition, vol. II, John Wiley and Sons, Inc, New York.
- Rao, C.N.R. 1963, *Chemical Applications of Infrared Spectroscopy*. - Academic Press, New York, 683 p.
- Schaller, W. T. 1930, Borate minerals from the Kramer distret, Mohave dessert, California. In *Shorter contributions to general geology*, 1929, U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 158, p. 137-170.
- Schaller, W. T., Vlisidis, A. C. and Mrose, M. E. 1965, Macallisterite,  $2\text{MgO} \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ , a new hydrous magnesium borate mineral from the Death Valley region, Inyo County, California. - *Am. Miner.*, vol. 50, p. 629-640.
- Thompson, J. B. Jr. 1955, The thermodynamic basis Of the mineral fades concept. - *Am. J. So.*, vol. 253, p. 65-103.
- Valyashko, M. G. und Wlassowa, E. W. 1969, IR-Absorptionspektren von Boraten und borhaltigen waessrigen Lösungen. - *Jenear Rundschau*, Hf. 1, p. 3-11.

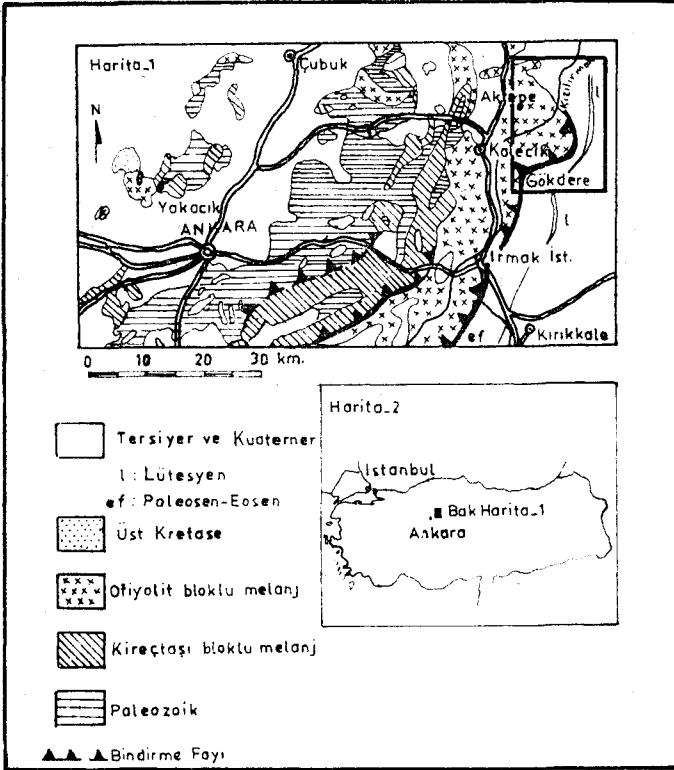
# Aktepe-Gökdere Bölgesinin Jeolojisi ve Ofiyolitli Melanj

*Geology of Aktepe-Gökdere Region and Ophiolitic Melange*

USSAL Z. ÇAPAN ve ERSEN BUKET *Yerbilimleri Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

**ÖZ:** Aktepe-Gökdere bölgesinde yaşları Kretase ile Tersiyer arasında değişen magmatik ve sedimanter kayalar yer almaktadır. Çalışma alanında ofiyolitlerin yerleşmesinin Üst Kretase'nin erken evrelerinde meydana geldiği sanılmaktadır. Ultramafik magma yerleşmesi sırasında ortamda çökelmiş ve çökelmekte olan, ıslak, fliş benzeri sedimanter bir hamur malzemesi (Ağıltepe Üyesi) içine akmış, bu hamur malzemesi ile karışarak yarı-yerli bir melanj yapısı oluşturmuştur. Bu karışım yapısı, Alp orojenezine bağlı tektonik kuvvetler nedeni ile batıdan doğuya doğru itilirken, orojenik gravite kaymaları ve bindirmeler sonucu daha da karmaşık bir durum kazanmıştır. Ofiyolitli melanjın Paleosen ve daha genç formasyonlar üstüne bindirmesi Gökdere'nin 4-5 km doğusunda izlenebilmekte, devamı ise Miyosen yaşlı tüf örtüsü ve daha sonraki tektonik hareketler nedeni ile izlenememektedir.

**ABSTRACT:** Aktepe-Gökdere region consists of magmatic and sedimentary rocks ranging in age through Early Cretaceous to Tertiary. Emplacement of ultramafic magma took place during early stages of Upper Cretaceous in the region. It is thought that the magma was poured out into a wet, flysch-like sedimentary matrix (Ağıltepe Unit) and mixed up with it, thus yielding a para-autochthonous melange structure. This structure became more chaotic during west to east transportation due to tectonic forces of Alpine orogeny in which orogenic gravity and thrusting were also involved. Thrusting of ophiolitic melange over Paleocene and younger formations is obscured by tuffaceous cover of Miocene age and further tectonic movements.



Şekil I: Buldum Haritası

## GİRİŞ

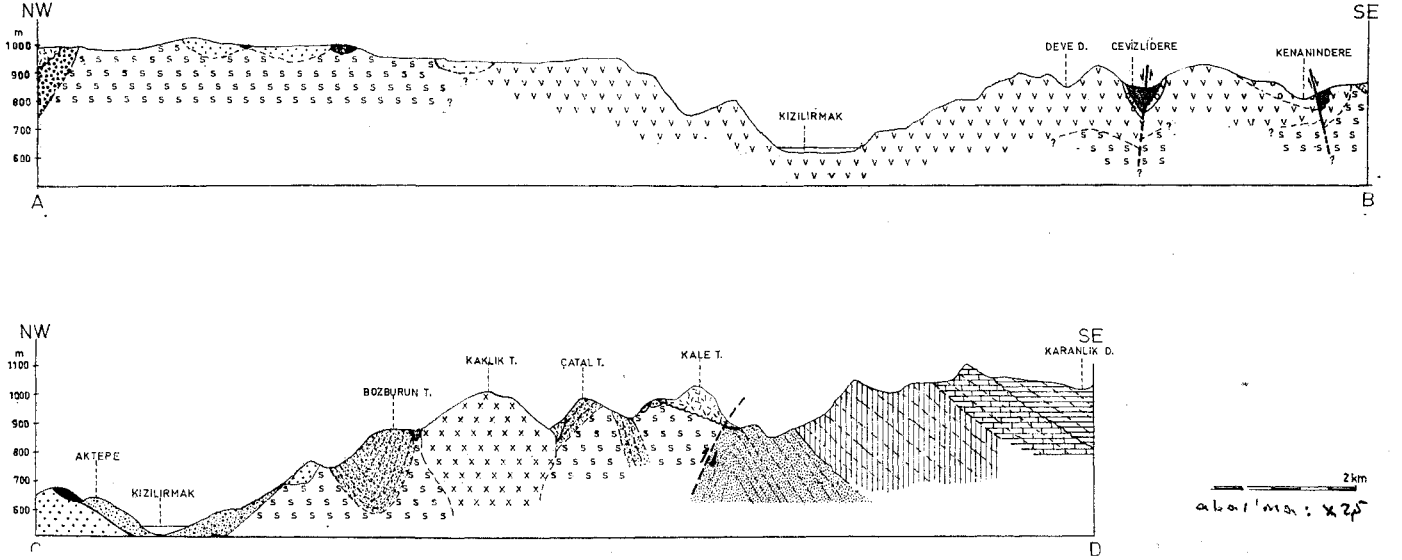
Aktepe-Gökdere bölgesi (Şekil-1) Pontid'lerin Ankara-Çankırı yöresinde Anatolid'lerin içine doğru yaptığı virgasyonun doğu kanadında yer almaktadır. Bölge, Bailey ve McCallien'in (1953) "Ankara Melanjı" olarak tanımladığı kayalar grubuna dahil edilmektedir (Boccaletti ve diğerleri, 1966).

Bölgenin genel jeolojisi Baykal (1941), Arni (1942), Blumenthal (1945), Bailey ve McCallien (1950, 1953), Lalin ve Egeran (1951), Ketin ve diğerleri (1962), Boccaletti ve diğerleri (1966) tarafından çalışılmıştır. Erol (1958) aynı bölgenin 1/100.000 ölçekli, Norman (1972 a, b, c) ise bölgenin güneyinde Kırşehir İ30 bl, b2, b3, b4; İ31 al, a4 1/25.000 ölçekli paftalarının ayrıntılı jeolojik haritalarını yapmışlardır.

Burada sunulan çalışmanın amacı, Şekil-1'de gösterilen bölgede yer alan ofiyolitli melanj bileşenlerinin, yerli ve yabancı blokların ve tüm bileşenler arasındaki jeolojik ilişkilerin saptanarak Türkiye'deki ofiyolit sorununa, bu çalışmadan elde edilen verilerin yeterliliği oranında ışık tutmak olmuştur. Bu amaca yönelik olarak, bölgeden alınan sistematik örnekler üzerinde petrografik ve X-ışınları difraksiyonu analizleri yapılmış ve bölgenin Çankırı H30 c2, c3; H31 d1, d4 1/25.000 ölçekli paftaların ayrıntılı jeolojik haritası hazırlanmıştır (Şekil-2).

## BÖLGENİN GENEL JEOLJİSİ

Bölgede yapılan çalışmalar sonucu ayrıtılan stratigrafik birimler Şekil-4'de gösterilmiş ve aşağıda tanımlanmıştır.



Şekil 3: "Aktepe-Gökdere Bölgesinde A-B ve C-D Kesitleri"  
(Açıklama için Şekil 77'e bakınız)

### Aktepe-Gökdere Formasyonu

Bu formasyon ofiyolitli melanjı yapısındadır. Formasyonu oluşturan üyeler genellikle köksüz, taşınmış, yabancı bloklar olup tektonik dokanıklara sahiptirler ve aralarında stratigrafik istiflenme, düşey ve yanal geçişler bulunmamaktadır; Bu nedenle stratigrafik dikmede kalınlıkları belirtelemeyen üyeler şunlardır:

#### Aktepe Üyesi.

**Serpantinlitler:** Ofiyolitli melanj içinde değişik boyutlu mercerler halinde bulunan serpantinlitler parlak kayma yüzeylerine sahiptirler. Bunların daha çok harzburgit, bronzit gibi peridotit ve piroksenitlerden türedikleri saptanmıştır.

**Lisfenitler:** Bölgede yalnız Yaylatepe, Zivetepe, Örentepe ve Aktepe Köyü doğusunda görülen sarı ve kırmızı lisfenitler silis, karbonat ve bol miktarda demir oksitten oluşmuştur. Genellikle serpantinlitlerle birlikte bulunan bu kayaların içerdiği silisin, serpantinleşme sırasında ultramafik kayalardan türediği saptanmıştır.

**Radyolaritler:** Genellikle kırmızı, nadiren yeşil renkte olan radyolaritler ince tabakanlı ve sık kıvrımlı mercerler halinde bulundukları (Şekil-5). Bunlar bazen kendi bünyelerinde killi ve marnlı kireçtaşlarına yanal geçiş göstermektedirler. Bölgenin bazı kesimlerinde ise spilitik bazaltlar ile radyolaritler arasında kesin sınırlar olmayıp beraberce karmaşık bir görünüme sahiptirler. Bu karışımın elemanlarının boyutları birkaç milimetre ile birkaç 10 metre arasında değişir.

**Spilitik bazaltlar ve diyabazlar:** Çoğunlukla 20 X 30 metre boyutlarındaki bloklar halinde bulunan spilitik bazalt-

lar bazen 3-4 km<sup>2</sup>lik alanlar kaplayan lav akıntıları halindedirler. Saha gözlemlerine göre bu akıntılar üç gruba ayrılmışlardır: i) kırmızı veya yeşil akıntılar, ii) radyolaritlerle tamamen karışmış kırmızı akıntılar, iii) yastık yapılı akıntılar. Üçüncü grupta yastık yapıları şiddetli tektonizma nedeniyle kısmen bozulmuştur.

**Kireçtaşları:** Bölgedeki kireçtaşları, yabancı ve yerli bloklar olmak üzere iki ana gruba ayrılmışlardır. Yabancı bloklar, daha küçük kütleler halinde olup buldukları ortamdaki kayalar ile stratigrafik ilişkiler göstermeyen mikrit karakterindeki kireçtaşlarıdır. Yerli bloklar ise daha çok tepelerin üst kısımlarında yer alan, daha geniş alanlar kaplayan ve buldukları ortamdaki kayalara dereceli geçiş gösteren, genellikle fosil içeren sparitlerdir. Bu kireçtaşları makroskopik olarak, litolojik özelliklerine göre ayrıca dört gruba ayrılmışlardır; i) açık gri ve krem, kısmen kristalin, breşik yabancı bloklar, ii) pembe, tıkkız, ince taneli yabancı bloklar, iii) kırmızı, tıkkız, kristalin yerli bloklar, iv) detritik yerli bloklar (genellikle litoklast içeren fosilli sparit karakterinde). Bunlar arasında detritik kireçtaşları litolojik özellikleri, çökme ortamının oluşunu belirtmeleri ve fosil içermeleri nedeniyle ilginçtirler. Kireçtaşı hamur malzemesi içinde gelişigüzel bir dağılım gösteren serpantinlit, radyolarit, spilitik bazalt litoklastları yanında yan yuvarlatılmış mikritik kireçtaşı parçacıkları ile fosil kavkılan mikroskop altında kolaylıkla görülmektedir. Detritik kireçtaşları içinde şu fosiller saptanmıştır; Orbitolina cf. conoidea, GRAS; Globigerina sp.; Globotruncana sp. Bu fosiller Barmiyen ile Senomaniyen arasında yer alacak oldukça dar bir yaş aralığına karşılıklıdır.

**Kakktepe Üyesi.** Bir gabro intrüzyonu olan Kakktepe üyesi, güneyinde Çataltepe'de Ağıltepe üyesine ait Senomaniyen yaşlı sedimanter kayalar tarafından örtülü olması

(1) Stratigrafik istiflenme göstermeyen serpantinleşmiş ultramafikler, gabro, diyabaz, spilitik bazaltlar, radyolaritler (Anonymous, 1972) ve bunlarla birlikte bulunan yerli ve yabancı kireçtaşı bloklar ve ilig tipi sedimanter kayalar "ofiyolitli melanj" olarak kabul edilmiştir.

KRONOSTRATİGRAFİK BİRİMLER				Yaklaşık Kalınlık (metre)	Simgeler	LİTOSTRATİGRAFİK BİRİMLER				
Üssistem	Sistem	Seri	Kat - Askat			Formasyonlar	Üyeler ve Litolojileri			
SENOZOYİK	Tersiyer	Neojen	Kuvaterner				alüvyon			
			Pliosen		< 150 m.		Kaçını Tepe Formasyonu	alüvyon		
			Miyosen		75-150 m.		Kabak Tepe Formasyonu	dasit, andezitik tüf		
			Oligosen		< 150 m.		Kazmaca Formasyonu	-marn ve jips -kumtaşı -konglomera		
		Paleojen	Eosen	Lütisen		5 - 75 m.		Yarıkkafa Tepe Formasyonu	kireçtaşı marn	
				İprezyen		100-150 m.		Kışlabağ Tepe Formasyonu	-grit - kumtaşı -konglomera	
			Paleosen	Alt Paleosen			150-200 m.		Tatarilyas Formasyonu	-çamurtaşı -marn -grit-kumtaşı -konglomera
MEZOZOYİK	Kretase	Üst Kretase	Mastrihtiyen			0 - 30 m.		Sakızlık Tepe Formasyonu	kireçtaşı	
						0 - 80 m.		Kenanın Dere Formasyonu	-marn-şeyl -grit-kumtaşı -konglomera	
			Senoniye	Kampaniyen			< 200 m.		Bulduk Tepe Formasyonu	Lamprofirik ve diyabazik dayıklar volk. aglomera Zeolitli volkanik
				Santoniyen						
				Koryasiyen						
		Alt Kretase	Tironiyen							
			Senoniyen							
			Albiyen			> 350 m.		Aktepe-Gökdere Formasyonu	-Ağıl Tepe (x) üyesi (6) -Kaklık Tepe üyesi (x) - Aktepe üyesi (x)	(5) Gabro (4) Kireçtaşları (3) Spilitik bazal ve diyabazlar (2) Radyolaritler (7) Lisfenitler (1) Serpantinitle
			İpsiyen							

Ex) ; Tektono-stratigrafik birimler olmaları nedeniyle bu üyeler için kalınlık verilememiştir.

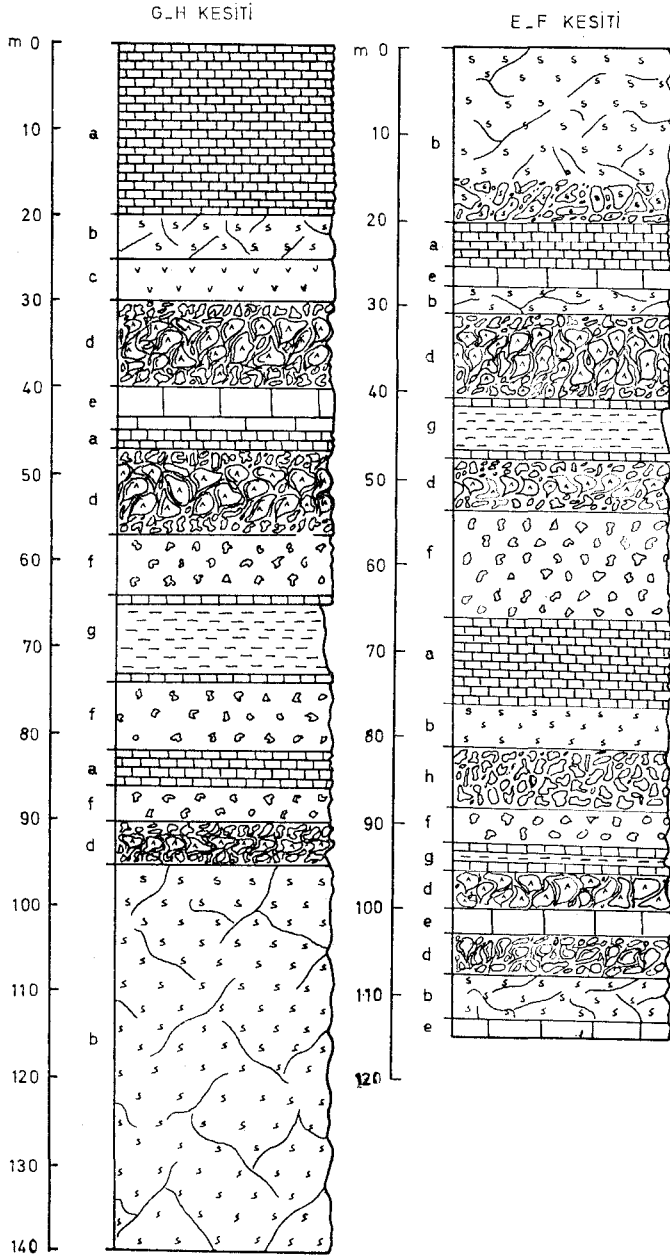
Sekil 4: Stratigrafik Dikme



Sekil 5: Serpantinit isine tektonik kuvvetlerle sokulmuş radyolarit merceği, Aktepe Köyü (Buket, 1969).

nedeni ile Senoniye'den daha yaşlı olarak kabul edilmiştir. **Ağıltepe Üyesi.** Birbirleri ile arakatlı durumda bulunan kumtaşı, kireçtaşı, çamurtaşı, marn, yeşil gacmaktaşı, volkanik aglomera, volkano-sedimanter Kayaçlar (olistostromlar) ve diyabazik lav akıntılarında oluşan Ağıltepe üyesinin, Hsü (1968)'nin melanj modeline göre, Aktepe-Göklere formasyonunun hamur malzemesi olduğu varsayılmıştır. Bu kayaçlardan bir kısmının birbirleri ile olan ilişkileri Şekil-6'da G-H ve E-F kesitlerinde gösterilmiştir. Yukarıda sözü geçen varsayıma göre Ağıltepe üyesi Alp Orojenezi sırasında ofiyolitli bir karışımın içine yerleştiği, muhtemelen Senoniye'de veya daha önce depolanma havzası içinde çökelmiş ve çökelmekte olan fliš tipi sedimanlardan oluşmuştur. Ancak, aşağıdaki nedenlerden ötürü bu üye hakkında daha ayrıntılı bilgi vermek şimdilik olanaksızdır:

- 1) Bu kayaçların gerek çökelmeleri gerekse melanj oluşumu sırasında stratigrafik istiflenmelerinin önemli ölçüde bozulmuş olması,



Sekil 6: Yersel Kesitler. G-H: Çeğmebaşitepe-Köyderesi kesiti, E-F: Aktepe Köyü-Xavsandere kesiti (Buket 1969). a: Badyolarit, b: serpantin, c: Diyabaz, d: yastık yapılı spilitik bazalt, e: pembe, tıkız, ince taneli yabancı kireçtaşı, f: radyolarit, spilit, diyabaz parçacıklı, kireçtaşı hamur malzemeli polijenik breş, g: çakmaktaşı arakatlı camurtası, h: monojenik spilitik bazalt bresi.

- 2) Fosil yetersizliği nedeni ile üyeyi oluşturan kayalar arasında toir korelasyon yapma olanağının bulunmaması,
- 3) Belirli bir anahtar seviyenin olmaması,
- 4) Ayrıntılı bir sedimantolojik çalışmanın yapılmamış olması.

Ağıltepe üyesine ait yeşil kumtaşı içinde *Lagena* sp., *Radiolaria* sp.; *Globigerina* sp.; mor kireçtaşı içinde ise Kam-

paniyen yaşını veren *Globotruncana* cf. *Leopoldi* BOLLI, *Globotruncana* *Lajparenti* cf. *Coronata* BOLLI; *Globotruncana* *Lapparenti* *tricarinata* QUEREAU, 1893; *Globigerina* sp.; *Globigerinella* sp.; *Gümbellina* sp. mikrofosilleri bulunmuştur. Buna göre Ağıltepe üyesinin yaşı Barmiyen-Senoniyen arası olarak kabul edilebilir.

### Bulduktepe Formasyonu

Bulduktepe formasyonu özşekilli analsit kristalleri ile iri ojit prizmaları ve az miktarda opak minerallerden oluşan analsit-bazalt veya analsitit, ojitli analsitit (Streichheisen, 1967) ile diyabaz ve lamprofir daykları içermektedir. Formasyona ait volkanik kayalar önce mikroskopik analizler sonucu "lösit tefrit" olarak tanımlanmış, ancak daha sonra yapılan X-ışınlar difraksiyonu analizleri sonunda lösit sanılan minerallerin analsit olduğu saptanmıştır. Volkanikler bölgenin doğu, güney ve güneybatısında kendi elemanlarından oluşan (otoklastik) bir volkanik aglomera görünümündedirler.

Dut deresinin kuzeyinde Bulduktepe volkanikleri Ağıltepe üyesine ait kayalarla arakatlı durumda bulunmaktadır. Bu kayalarda bulunan fosillere dayanılarak formasyonun yaşı Kampaniyen olarak saptanmıştır (bak. Ağıltepe üyesi).

Diyabaz ve lamprofir daykları genellikle KD-GB yönünde uzanmakta ve ofiyolitli melanj ile Bulduktepe volkaniklerini kesmektedir. Bu nedenle daykların yaşının Kampaniyen sonrası olduğu kabul edilmiştir. Dayklar çok küçük ve sık olmaları nedeni ile haritada gösterilememişlerdir.

### Kenanmdere Formasyonu

Bir fliş tipinde olan bu formasyon bölgenin doğusunda, volkanik ve intrüzif kayaları bir açılal diskordans ile örtmektedir. Formasyonun tabanında bol miktarda volkanik ve intrüzif kayaç elemanları ile az miktarda ofiyolitli melanja ait kireçtaşı ve diğer parçacıklardan oluşan ve dereceli tabakalanma gösteren bir konglomera bulunmaktadır. Konglomeranın üstünde kumtaşı, en üstte ise marn tabakaları yer alır. Kalınlığı 10-80 m. arasında değişen ve aşağıdaki fosilleri içeren formasyonun yaşı Mastrohiyen olarak saptanmıştır. Konglomera içinde bulunan fosiller şunlardır; *Hippurites* *ornovaxinum*; *Cidaris* sp.; *Rhynchonella* sp.; *Cyclolites* *undulata*, LAMARK. Marn tabakaları içinde bulunan fosiller ise: *Dissocladella* cf. *savitria* PIA; *Miliolidea* sp.; *Gümbellina* sp.; *Corallinacea* sp.; *Archeolithothamnium* sp.; *Colenoporcea* sp.; *Stromtoporidae* sp. ve *Crinoid* dikenli parçacıkları.

### Sakızüktepe formasyonu

Bol fosilli, masif, tıkız, krem renkli olan Sakızüktepe kireçtaşı, 5-30 metre kalınlıkta olup sadece adını aldığı *Sakızüktepe*'de ve Kenanmdere içinde izlenmiştir. Kenanmdere flişi üstüne bir açılal diskordans ile gelen ve aşağıdaki fosilleri, içeren bu formasyonun yaşı Mastrohiyen olarak saptanmıştır: *Indopolia* cf. *satyavanti*, PIA; *Colenoporcea* sp.; *Actaeonella* sp.; *Lithophyllum* sp.; *Lithothamnium* sp.; *Bryozoa* parçacıkları.

### Tatarilyas Formasyonu

Bölgenin doğu ve güneyinde yer alan Tatarilyas formasyonu 150-200 m. görünür kalınlıkta olup tipik bir fliş özel-



liğindedir ve çevrimli aralanma gösteren konglomera, kumtağı, marn ve çamurtağından oluşur. Gökdere bölgesinde Aktepe-Gökdere ofiyolitli melanjı ile Tatarilyas flışı arasında izlenen bindirme fayı, bölgenin kuzeyinde Buğra Köyü çevresinde Kağnıtepe formasyonu, güneyde ise Kabaktepe formasyonu ile örtülmüştür.

Gökdere köyünün güneydoğusunda, İğdelidere içinde Tatarilyas formasyonundan alınan örneklerde aşağıdaki fosiller bulunmuş ve bunlara göre formasyonun yaşı Alt Paleosen olarak tanımlanmıştır: *Globorotalia pseudobulloides*, PLUM-MBR, 1926; *Globorotalia cf. compressa*, PLUMMER, 1952; *Globorotalia aft. elongata*, GLAESSNER, 1957; *Globorotalia (careneae)*; *Globorotalia*, sp.; *Chilogümbellina* sp.

### Kışlaabağtepe Formasyonu

Tabanda yaklaşık olarak 40 metre görünür kalınlığa sahip bir konglomera içeren Kışlaabağtepe formasyonu, konglomera üstünde düzgün bir kumtağı-grit aralanması göstermektedir. Ortalama kalınlığı 100-150 m. olan Tatarilyas formasyonunu açısız bir diskordans ile örten bu formasyonda fosil ile yaş tayini yapılamamıştır, ancak gerek stratigrafik konumu gerekse Ketin (1963), Erol (1958)'un verileri gözönüne alınarak formasyonun yaşı Alt Eosen (İprezyen) olarak kabul edilmiştir.

### Yanıkafatepe Formasyonu

Yaklaşık olarak 10-20 metre ortalama görünür kalınlığa sahip, sarımsı, mavimsi kireçtaşından oluşan Yanıkafatepe formasyonu, Kışlaabağtepe formasyonunu bir açısız diskordans ile örtmektedir. Bol fosilli olması nedeni ile Ankara bölgesinde anahtar seviye olarak kabul edilen bu formasyonda aşağıdaki fosiller saptanmıştır: *Ormtolides complanatus*; *Alveolina cf. elongata*; *Miliolidea* sp.; *Nummulitidea* sp.; *Textularidea* sp.; *Distyshobla* sp.; *Peneroplidea* sp.; *Asculina* sp.; *Operculina* sp. Bu mikrofauna formasyonuna Üst Lütseyen yaşını vermektedir.

### Kazmaca Formasyonu

Kırmızı rengi ile diğer formasyonlardan kolayca ayırdedilebilen Kazmaca formasyonunun görünür kalınlığı yaklaşık 150 metre olup Yanıkafatepe formasyonunu bir açısız diskordans ile örtmektedir. Konglomera, kumtağı ve kırmızı marnlardan oluşan Kazmaca formasyonu Jipsli Oligosen serisinin tabanı olarak tanımlanmaktadır (Ketin, 1963). Bu nedenle formasyonun Alt Oligosen yaşlı olduğu kabul edilmiştir.

### Kabaktepe Formasyonu

Yaklaşık 75-150 metre görünür kalınlığa sahip olan, dasit, andezit ve bunların tüflerinden oluşan Kabaktepe formasyonu Ketin (1961) tarafından Miyosen yaşlı olarak tanımlanmıştır.

### Kağnıtepe Formasyonu

Bulduktepe, Kenanındere, Tatarilyas, Kazmaca ve Kabaktepe formasyonlarını küçük bir açısız diskordans ile ör-

ten bu formasyona Pliyosen yaşı verilmiştir (Erol, 1958). Yaklaşık 150 metre görünür kalınlığa sahiptir ve kendisinden yaşlı formasyonlara ait olan kayaların çakıllarını içermektedir.

### BÖLGENİN JEOLJİK EVRİMİ

Bölgede içerilen ofiyolitlerin, bölgedeki jeosenklinealinen erken evrelerinde çökelmekte olan radyolaryalı çamurlar içine Kretase'den önce yerleşmiş olduğu sanılmaktadır. Spilitik bazaltların yarı katılmış radyolaryalı çamurlar ve diğer pelajik sedimanlar içine akması sırasında, yastık yapıları ve yer yer değişik oranlarda splilit-radyolarit karışımları oluşmuştur (Çapan, 1972). Kararsız durumdaki jeosenklineal tabanında diyastrotik hareketler sonucu oluşan çukurlar Senoniyen başlarından itibaren Ağıltepe üyesinin sedimanları ile dolmaya başlamıştır. Kretase başlarında ofiyolitlerin jeosenklineal içine yerleşmesi ile oluşmaya başladığı sanılan melanj yapısı, oluşumunu Alp orojenezinin Laramiyen fazına ait hareketler sırasında, muhtemelen Kampaniyen'de tamamlamıştır. Bu sırada batıdan doğuya doğru gelişen tektonik itilmeler (Ketin, 1962, 1963) sonucu ofiyolitik kayaların gravite kaymaları ile Ağıltepe sedimanları içine yuvarlanmış olmaları muhtemeldir.

Kampaniyen sırasında havza genel olarak yükselmiş ve Bulduktepe formasyonunu oluşturan geniş çapta bir volkanizma başlamıştır. Kampaniyen sonlarına doğru soğumuş lav çatlakları, diyabaz ve lamprofir intrüzyonları ile doldurulmuştur (Buket, 1969).

Mastrihtiyen'de Kenanındere ve Sakızlıktepe formasyonları transgresif olarak Bulduktepe formasyonunun üstüne çökelmiştir. Tatarilyas formasyonu Alt Paleosen'de çökelmiş, bunu Üst Paleosen, veya Alt Eosen yaşlı transgresif Kışlaabağtepe formasyonu izlemiştir. Yanıkafatepe formasyonu bol fosilli ve Alt Eosen (Lütseyen) yaşlı olup önceki formasyonları bir açısız diskordans ile örtmektedir.

Oligosen'de havzada oluşan genel bir yükselme ile jipsli sığ su sedimanları oluşmaya başlamış, daha sonra sığ deniz, yerini lagünlere bırakmıştır. Oligosen ile Miyosen arasında Ankara çevresinde çok yaygın olan dasitik-andezitik volkanizma bölgedeki Kabaktepe formasyonunu oluşturmuştur. Ofiyolitli melanj ile Tersiyer formasyonları arasındaki, muhtemelen Paleosen sonrası yaşlı bindirmenin büyük bir kısmı Kabaktepe formasyonu ile örtülmüştür. Pliyosen'de çalışma alanı bölgesel bir erozyona uğramış ve özellikle Kızılırmak çevresindeki teraslar ve Kağnıtepe formasyonu oluşmuştur.

### SONUÇLAR

Aktepe-Gökdere bölgesinde yapılan ayrıntılı jeolojik çalışmalar ile aşağıdaki sonuçlara varılmıştır:

- 1) Ankara melanjına ait olan Aktepe-Gökdere formasyonu ofiyolitli melanjların tipik bir örneğidir.
- 2) Melanjın hamur malzemesi olarak kabul edilen Ağıltepe üyesinin Baremiyen-Senoniyen arasında oluşmuş olması kuvvetle muhtemeldir. Bu yaşın Türkiye'de ofiyolitler için çeşitli yerlerde verilen yaşlarla ve Moskova (1973)'daki "Ofiyolit Sempozyumu"nda Kafkaslardaki ofiyolitli melanjlar için verilen Senoniyen yaşı ile uygunluk göstermesi ilginçtir.

3) Ofiyolitli melanj oluşumu Kretase öncesinde (muhtemelen Baramiyen'de veya daha önce) başlamış ve Senoniyen'den sonra Mastrilhtyen'de tamamlanmıştır.

4) Ofiyolitli melanj ile Tersiyer yaşlı formasyonlar arasındaki bindirme, Paleosen'den sonra ve kesinlikle Miyosen'den önce olmuştur.

5) Ofiyolitli melanj oluşturulan kayalık birimleri arasında hiçbir metamorfizma izine rastlanmayışı, ofiyolitlerin "soğuk yerleşme"sinin çalışma bölgesi için de geçerli olduğunu kanıtlamaktadır.

#### TEŞEKKÜR

Bu yazı O.D.T.Ü. Jeoloji Mühendisliği Bölümünde yapılan 1969 ve 1972 tarihli Master tezi çalışmalarından yararlanarak hazırlanmıştır. Yazarlar, araştırmalar sırasında yakın ilgisini esirgemeyen tez yönetmeni Prof. Dr. M. N. Tokay'a teşekkürü borç bilirlir. Ayrıca, yararlı katkıları için Dr. K. E. Kasapoğlu'na ve Prof. Dr. G. Ataman'a teşekkür ederler.

Yayıma verildiği tarih: Ocak 1974

#### DEĞİNİLMİŞ BELGELEK

- Anonymous 1973, Ophiolites in the Earth's Crust; *Geology*, 1, 2, 51-54.  
 Anonymous 1972, Penrose Conference on Ophiolite; *Geotimes*, 17, 12, 24-25.  
 Ami, P., 1942, Anadolu ofiyolitlerinin yaşlarına mütedair malûmat, *M.T.A. Dergisi*, No. y26, s. 472-480.  
 Bailey, E. B., McCallien, W., 1950, The Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Nature*, 166, 938-940.

- , 1953, Serpentine lavas, the Ankara Melange and the Anatolian Thrust. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 62, 11, 403-442.  
 Baykal, F., 1941, Kirckkale-Kaleçli ve Keskin-Bâlâ mmtıklarındaki jeolojik etüdler, *M.T.A. Derleme Rap. No. 1448*.  
 Blumenthal, M., 1945, Kuzey Anadolu'nun bazı ofiyolit mmtıklarını Lias'tan önceki devreye mi aittir?, *M.T.A. Dergisi*, No 33, 115-125.  
 Boccaletti, M., Bortolotti, V., Sagri, M., 1966, Ricerche sulle ofioliti delle Catene Alpine: I. Osservazioni sull'Ankara Melange nella zona di Ankara, *Boll. Soc. Geol. It.*, 85, 485-508.  
 Buket, E., 1969, Geology of the Aktepe-Buğra Region, Kalecik, Ankara, Turkey, (Thesis) M.E.T.U., Geol. Eng. Dept., Ankara.  
 Çapan, U. Z., 1972, Geology of Gökdere Region and its Ophiolite Suite, Kalecik-Ankara-Turkey, (Thesis) M.E.T.U., Geol. Eng. Dept., Ankara, 122p.  
 Erol, O., 1958, 41/3, 41/4, 42/3, 42\*4, 43/3 No'lu paftalar sahasının jeolojik revizyonu ve korelasyonu hakkında rapor, *M.T.A. Derleme Rap. No. 2647*.  
 Ketin, I., 1961, Türkiye'de magmatik faaliyet, *T.J.K. Bül.*, 7, 2, 1-15.  
 —————, 1962, 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası ve İzahnamesi, (Sinop paftası), *M.T.A. Ankara*.  
 —————, 1963, 1/500.000 Ölçekli Türkiye Jeoloj Haritası ve İzahnamesi, (Kayseri paftası), *M.T.A., Ankara*.  
 Laht, E., Egeran, N., 1951, Kuzey ve Orta Anadolu'nun tektonik durumu hakkında not; *M.T.A. Dergisi*, 41, s. 28.  
 Norman, T., 1972a, Ankara Doğusunda Yansıyan Bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer yağlı arazinin jeolojisi (Tez), *O.D.T.Ü. Jeol. Müh. Böl.*, Ankara.  
 —————, 1972b, Ankara Yahgihan Bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer istifinin stratigrafisi; *T.J.K. BÜl.*, 15, 2.  
 —————, 1972c, Ankara Yansıyan bölgesinde Üst Kretase-Alt Tersiyer sedimantasyonu; *T.J.K. Bül.*, 16, 1, s. 41-67.  
 —————, 1972d, Ankara Yahgihan bölgesinin Eosen'den sonraki tektonik gelişmesi, *T.J.K. Bül.*, 16, 1, s. 67-81.  
 Streekeisen, A., 1967, Classification and Nomenclature of igneous Rocks (Final Report of an Inquiry); *Neues Jahrbuch für Mineralogie*.

# Çelikhan Çevresi Ultrabazikleri içindeki Rodenjitler ve Kimyasal Analizleri

*Les rodingites du massif ultrabasique des environs de Çelikhan et leurs analyses chimiques*

ÖZKAN PİŞKİN Maden Tetkik ve Arama Enst., Ankara,

ÖZ: Adıyaman İli, Çelikhan İlçesinin yaklaşık olarak 30 km. doğusunda görülen serpantinitleşmiş masiflerindeki rodenjitler, gabro kökenli bazik ayrılmaların değişik derecede dönüşüme uğramasıyla meydana gelmişlerdir. Petrokimyasal çalışmalarla rodenjitleşmenin, ultrabazik kayaların serpantinleşmesi sırasında kalsiyum ve çeşitli elementlerin metazomatizması sağlanabileceği hareketli eriyiklerin etkisi ile oluştuğu sonucuna varılmıştır. Bir taraftan bahsi geçen rodenjitlerin farklı kısımlarının kimyasal analizlerinin kendi aralarında, diğer taraftan Türkiye'nin bilinen başka rodenjit analizleriyle karşılaştırılmaları, rodenjitleşme olayı sırasında  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ve  $\text{MgO}$  oranlarının az veya çok önemli değişikliklere uğradıkları ortaya çıkmaktadır.

**ABSTRACT:** Rodingites observed in the serpentinites, at approximately 30 km east of Çelikhan, (Adıyaman - Eastern Turkey) were formed by different degrees of transformation from basic segregations of gabbroic origin. Following the petrochemical studies, it is concluded that the rodingitisation has been developed by solutions created during the serpentinisation, and which permit the metasomatism of calcium and other elements. A comparison between chemical analyses of the different parts of the rodingites studied and the ones of already known rodingites in Turkey, establishes that, during rodingitisation, the quantities of  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and  $\text{MgO}$  have more or less been modified.

## GİRİŞ

Aşağıda, bahsi geçen rodenjitler, Doğu Toroslarda, Adıyaman İli, Çelikhan İlçesinin yaklaşık olarak 30 km. doğusunda, 1 oridler ve kenar kıvrımları arasındaki şaraj zonunda görülen serpantinitleşmiş masifler içinde bulunmaktadır.

Bölgenin genel jeolojisini ve büyük jeolojik ünitelerini şu şekilde özetlemek mümkündür:

I. Ünite: Eski temeli teşkil eden metamorfik kayalardır. Tersiyer formasyonları üzerine itilmiş bulunan bu kayaların genel şistozite doğrultusu D-B, KD-GB ve eğimleri genel olarak kuzeye doğru olup bu ünitenin kırıklı tektoniği D-B ve KD-BG yönlü faylar ile ortaya çıkmaktadır.

n. Ünite: Paleosen yaşlı monzodioritik entrüsif masiftir.

IH. Ünite: Kretase yaşlı, diabloz breşleri, diabloz daykları, yastık lavlar, (Pillow lava) gabrolar, rodenjitleri kapsayan ultrabazik kayaçlar ve radyolaritlerden meydana gelmiş, güneye doğru yatmış klvnm<sup>1</sup> arteşki<sup>1</sup> eden volkano-sedimenter serj<sup>dj</sup><sub>r</sub>.

IV. Ünite: Tersiyer yaşlı fliş zonudur. Bu formasyonlar Kretase yaşlı formasyondan açılı diskordans, metamorfitleşmeden şaraj yüzeyi ile ayrılmışlardır.

Jeolojik yapısı yukarıda çok genel bir şekilde özetlenen bölgede ilk defa 1969'da tarafımızdan izlenen rodenjitler, sahanın güneydoğusunda Çıma sırtı ve Havşık deresiyle sınırlanan yöredeki serpantinitleşmiş masifler içinde izlenmektedir.

Rodenjit ismi ilk defa 1911'de Marshall tarafından, Yeni Zelanda'da, serpantinitleşmiş masifler içindeki grossüler, diopsid, prehnit,

vezüvianit gibi mineralleri kapsayan lökokrat enklüzyonlar için kullanılmış olmakla beraber daha önce 1864'de Hochstetter bu çeşit kayaları görmüş fakat "saussurite" olarak yorumlamıştı. Bu buluştan sonra birçok araştırmacı Kanada'da, Amerika'da, Küba'da, Avustralya'da, Japonya'da, tscoçya'da, Yugoslavya'da, Alpler'de rodenjitleri incelemişler ve oluşumları hakkında değişik görüşler ileri sürmüşlerdir.

örneğin Marshall rodenjitlerin magmatik diferansiyasyon ürünü olduğunu, Graham (1917), Benson (1926), Grange (1927), Turner (1933) magmatik hidrotermal eriyikler etkisi ile kuvvetli basınç altında ve metazomatizma sonucu meydana geldiğini, Miles (1951) ise gabro dayklarının granatlaşmasını bazik magmanın son ürünleri olan yüksek sıcaklıkta ki eriyikler etkisiyle oluştuğunu ileri sürmüştür.

Şunu hemen belirtmek gerekir ki içinde rodenjitlerin izlendiği ultrabazik kayaların kuvvetle serpantinleşmeye uğradığı dikkati çekmiş ve pek çok yazar rodenjitleşme olayında serpantinleşmenin önemli rol oynadığı fikrinde birleşmiştir. Böylece rodenjitlerin etüdünü serpantinlerin ve daha geniş olarak ofiolitlerin etüdüne doğrudan doğruya bağlılığı ortaya çıkmaktadır.

Türkiye'de rodenjitler ilk defa 1965'de Çoğulu ve Vuagnat tarafından Mihalıççık bölgesinde izlenmiş bunu takiben de 1967'de Bassaget-Michel-Riehart, Muğla-Gökçesu'da rodenjitlerin bulunduğunu bildirmişlerdir.

Çalışılan bölgede açık renk elemanlı (lökokrat) enklüzyonların şekilleri ve büyüklükleri değişik olup, uzunlukları 20 km.'ye varabildiği gibi çapları, 50 cm. kadar olan elipsoidler şeklinde bulunabilmektedirler. Bahsedilen kayaları etkileyen değişimler aynı derecede olmadığından bazen ilksel (primer) taşın kökeni hakkında bilgi edinme mümkün olmaktadır.

#### RODENJİTLERİN PETROKİMYASAXI ETÜDÜ

İzlenen mostralardan birkaçının petrografik deskripsyonları aşağıdaki şekilde özetlenebilir.

a) Çalışma sahasının güneydoğusunda Çıma sırtında kalınlığı 2-3 m., uzunluğu 20 m. dolayındaki gabroik görünümlü kayacın mikroskop altında incelenmesinde plajiolklazm hidrogranat ve az miktarda epidota dönüştüğü, monoklinal-piroksenin yerini yeşil hornblend ve uralite bırakmağa başladığı, prehnitin ise bütün kayaçta teşekkül ettiği, ilmenit, lökoksen varlığı görülmektedir.

b) Yine aynı yörede patika üzerinde, 5 m. uzunluğunda 40 cm. kalınlığında, filon şekilli ikinci bir mostraya rastlanmaktadır. Gerek makroskopik gerekse mikroskopik inceleme sonucu bu filonun merkezi kısmının gabroik olduğu ortaya çıkmaktadır: numune labradordan, yeşil hornblend, uralit ve klorite dönüşen rombusal monoklinal-piroksenden ve plajiolklazm yerini alan prehnitten meydana gelmiştir. Oysa filonun kenarlarına doğru taşın tedrici olarak gri-koyu yeşil, ezilmiş bir kayaca dönüştüğü görülmektedir. Kimyasal analizini 1 nolu sütunda verdiğimiz bu kısmı mikroskop altında parçalanmış, breşik bir yapı göstermektedir. Bu değişik mineralojik bileşimli breş parçalarını 3 grupta toplayabiliriz:

Birinci tip parçalar, çok küçük kristalli çok açık yeşil renkli basit ve eğrelti otu yaprağı şekilli, monoklinal-piroksen kristalleri, daha büyük piroksen parçaları ve **klorit** kapsamaktadır.

İkinci tip parçalar kloritik matriks içinde dağılmış piroksen parçalarından.

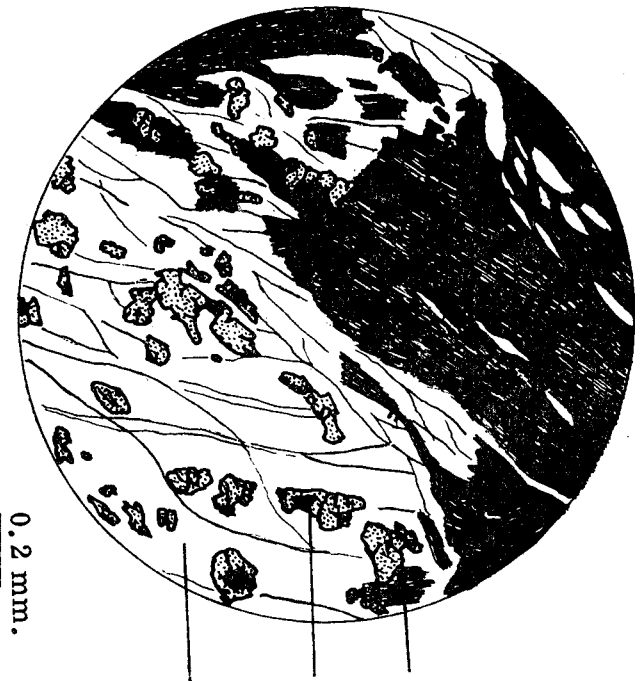
Üçüncü tipler ise klorit ve kalsitten oluşmuşlardır.

Çıma sırtı patikası 900 m. yükseltisinde uzun bir bant teşkil eden serpantinlere girmektedir. Serpantinler içinde değişik büyüklükte, elipsoidal şekilli, teşbih taneleri gibi bir biri arkasına dizili açık renk elemanlı (lökokrat) enklüzyonlara rastlanmaktadır. Bu sıralanma şekli, enklüzyonların filon tipindeki kayacın tektonik kuvvetlere etkisinde kuvvetli bir budinaj sonucu meydana geldiklerini göstermektedir. Bunlardan ilk ikisi birbirinden yaklaşık olarak 250 m. uzaklıkta, 6 - 7 m. uzunluğunda, 3-4 m. genişliğinde, oval şekilli, üçüncüsü ilk ikisi arasında yarı mesafede, ve çok daha küçük 50 cm. çapındadır.

Çizelge (1)'de ikinci sütunda kimyasal analizi verilmiş olan bu enklüzyonlardan ilki makroskopik olarak breşik bir görünümündedir: açık yeşil kahverengimsi parçalar prehnit ile birleştirilmiştir. Mikroskopta kayacın uralitleşme gösteren diallag parçalarının prehnit ve kalsitle birleştirildiği, plajiolklazm yerini prehnite bıraktığı izlenmektedir. Bu enklüzyona göre daha doğuda bulunan ikinci büyük enklüzyonun etrafında serpantin görünümlü fakat çevredeki serpantinlerden daha sert, 10 cm. kalınlığa erişebilen bir kabuk izlenmektedir.

Analiz çizelgesinde üçüncü sütunda kimyasal analizi verilmiş olan, bu koyu yeşil, ezik görünümlü ince damarcıklarla katedilmiş kısım, mikroskopta incelendiğinde breşik yapı göstermektedir. Serpantin parçalarının içinde kromit, hidrogranat izlenmekte, ince damarcıklar ise lifli yapı gösteren monoklinal-piroksenden oluşmaktadır. Bu yeşil kabuktan merkezi açık renk elemanlı (lökokrat) bölgeye geçiş anidir.

Dördüncü sütunda analizi görülen açık renk elemanlı (lökokrat) kısım, diallag, prehnit ve kloritten oluşmuştur (Şekil 1).



klinopiroksen hidrogranat serpantin

Şekil 1: Serpantinik kabuk (mikrofotografdan çizim)

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	38.92	40.50	41.86	44.80	48.90	38.30	29.78	32.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.62	16.49	3.74	16.61	17.00	1.91	17.63	12.65
TiO <sub>2</sub>	0.53	0.09	0.11	0.12	0.25	0.07	0.14	1.15
FeO	3.46	1.81	2.17	1.60	4.14	1.72	4.86	0.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.97	1.28	4.75	1.09	2.10	6.43	2.61	9.65
CaO	20.45	18.59	5.02	23.24	12.30	0.20	20.54	27.45
MgO	7.65	13.30	31.00	8.27	11.30	37.20	12.35	9.15
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.10	0.10	0.10	1.31	0.10	0.59	0.20
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.45	0.10	0.31	0.00
MnO	0.02	0.15	0.15	0.07	0.11	0.12	0.28	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.01	0.01	0.01	0.04	—	0.00	0.20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	7.53	6.67	10.49	3.66	2.57	13.61	9.36	6.60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	—	—	—	—	0.32	0.40	0.32	0.30
CO <sub>2</sub>	2.59	0.61	1.08	0.26	0.46	0.45	1.10	—
<b>Toplam</b>	<b>99.90</b>	<b>99.50</b>	<b>100.40</b>	<b>99.73</b>	<b>99.93</b>	<b>100.24</b>	<b>99.87</b>	<b>100.75</b>

Çizelge 1:

1. Çelikhan, kenara doğru
2. Çelikhan, merkezi kısım
3. Çelikhan, serpantin kabuğu
4. Çelikhan, merkezi kısım
5. Çelikhan, gabro
6. Çelikhan, serpantin
7. Mihaliçik, merkezi kısım - Çoğulu, E., Cuagnet, M. 1965.
8. Gökçesu, merkezi kısım - Bassaget, J. P., Michel, R., Richard, F. 1967

Şimdiye kadar bahsi geçen numunelerden bazılarının kimyasal analizlerinin, verildiği yukarıdaki tabloya karşılaştırma amacıyla, rodenjitlerin ana kayacı olarak düşünülen bir gabro (analiz no. 5), rodenjitlerin içinde bulunduğu serpantin (analiz no. 6), ayrıca Mihaliçik (analiz no. 7) ve Gökçesu'dan (analiz no. 8) iki rodenjit analizi ilâve edilmiştir. 1, 2, 4, 7, 8 inci sütunlardaki analizlerin benzerlikleri ilk bakışta ortaya çıkmakta ve bu taşların Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO ce zengin, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O ce fakir ultrabazik bileşimli oldukları görülmektedir. 1, 2 ve 4 numaralı analizler 5 numaralı analizle karşılaştırıldığında rodenjitlerin gabroya oranla daha az SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O ve bazen MgO fakat buna karşın çok daha fazla CaO ihtiva ettikleri görülmektedir. CaO miktarının yüksekliği çok ilginç olup, bu taşların kalsiyum metasomatizmasına uğradığını işaret etmektedir.

Rodenjitin kimyasal analizinden hesaplanan Niggli parametreleri al - alk - fm - c tetraedrinde ve T, - T, c üçgeninde yerine konduğunda elde edilen nokta erüptif kayaç bölgesinin dışına düşmekte ve bu da yukarıda bahsettiğimiz metazomatoz sonucunu doğrulamaktadır.

Analiz tablosunun üçüncü sütunundaki serpantin kabuğunun analizi ile 6 numaralı çevre serpantininin analizi karşılaştırıldığında kabuğun Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve CaO değerlerinin bir serpantin için yüksek olduğu görülüyor. Bu sonuç ışığında hidrogranat kapsayan kabuğun rodenjit kantağında kalsiyum ve Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> metasomatizmasına uğramış bir serpantin olabileceği düşünülmektedir. Bugün halen rodenjitlerin oluşumunda önemli rolü olan metazomatizmanın mekanizması kesin olarak çözümlenemmiştir.

Değişimlerin daykın içinde sadece yeniden bir eleman dağılımı şeklinde mi yoksa dışarıyla bir metazomatizma şeklinde olup olmadığı konusu tartışılabilir. Bir süreden beri rodenjit ve ofisferitlerin oluşumları ile serpantinleşme olayı

arasında bağlantı olduğu pek çok araştırmacı tarafından kabul edilmekte ve serpantinleşme sırasında ultrabazik kayacın monoklinal piroksenlerinin, değişimleri sonucu açığa çıkan kalsiyumun, kalsiyum silikat minerallerince zengin rodenjitlerin oluşmasında önemli rol oynadığı düşünülmektedir. Bu arada SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ve Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O MgO kayacı terk etmektedir.

Analiz tablosunda üçüncü sütundaki analiz tekrar gözden geçirildiğinde, Al<sub>2</sub>O ve CaO ce zengin bu serpantinitten oluşmuş kabuğun meydana gelişinde metazomatizma işleminin şu şekilde düşünülmesi mümkündür: Bir taraftan rodenjitin iç kısmının: -^^^s " " " " hayaca, yani gabroya oranla daha fakir oluşu, diğer taraftan serpantin kabuğunun Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ce çevrenin serpantinine göre daha zengin oluşu göz önüne alındığında Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in rodenjitten serpantinite doğru hareket ettiği ve bir kısmının kabukta yerleştiği düşünülebilir. Bu arada gabroik kayacı, yani merkezi kısmı terk eden diğer eleman olarak Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O görülmektedir. MgO için durum pek açık olmasa da, bir MgO azalması görülmektedir.

En göze batan CaO değişimi olmasına rağmen daha önce de belirttiğimiz gibi bu eleman için metazomatizmanın yönünü saptamak güçtür. Kalsiyum, çevre ultrabazik kayacıların kuvvetle serpantinleşmesinden ileri geleceği gibi, bu kalsiyumun hiç olmazsa bir kısmının ana kayacın monoklinal piroksen ve plajiolazlarca temin edilmiş olasılığı söz konusudur.

## SONUÇLA»

Ultrabazik kayaların yaygınlığına oranla çok küçük bir hacim kaplayan rodenjitlerin etüdü ikinci dereceden gözükebile bu etüdlere çoğalmasa ileride doğrudan ultrabazikleri ve dolayısıyla ofiolitleri ilgilendiren bazı problemlerin çözümünde yardımcı olacağı düşünülmektedir.

Bölgede görülen rodenjitler, gerek makroskopik gerekse mikroskopik bakımdan gabro kökenli, farklı derecede değişimlere uğramış kayalardır. Hakiki bir soğuma kenarı ("chilled edges") göstermemeleri yönünden bu oluşumları rodenjitleşmeden önce, dayk'dan ziyade ultrabazikler içinde gabroik, bazik ayrılma (segregasyon) zonları, olarak düşünmek uygundur. Bu bazik zonlar serpantinleşme sırasında, tektonik etkenlerle kuvvetli bir budinjaja uğrayarak bugünkü oval şekillerini almışlardır.

incelenen rodenjitler çeşitli bölgelerde görülen rodenjit mostraları gibi tektonik zonlardaki tamamen serpantinleşmiş ultrabazikler içinde bulunmaktadır.

Rodenjitleşme olayının yapısal mekanizmasını şu şekilde düşünmek akla aykırı görünmüyor: Rodenjitleşme, bazik (gabroik veya diabazik) zonlar (veya dayk'lar) kapsayan ultrabaziklerin şimdiki yerlerini almak için yükselmeleri ve serpantinleşmelerinin başlangıcı ile başlamaktadır. Tektonik olayların şiddeti, filon tipi bazik zonların budinjajına sebep olmakta, ve serpantinleşme sırasında çeşitli eleman metazomatizmasını kolaylaştırmaktadır.

Rodenjitlerin farklı derecedeki dönüşümleri, prehnit ve hidrogranatın oluşum şartları göz önüne alındığında rodenjitleşme sırasında sıcaklık, basınç ve rodenjitleşme süresinin oldukça büyük değişiklik gösterebileceği düşünülür.

Böylece, konunun kesin olarak açıklığa kavuşması için, rodenjitlerle ilgili sistematik etüd sayısının, kimyasal analizlerin ve serpantin-rodenjit arasında karşılaştırmalı hacim ölçülerinin artmasıyla olasılık kazanacağı ortaya çıkmaktadır.

Yayıma verildiği tarih: Nisan, 1974

#### DEĞİNİLVÜŞ BELGELER

Bassaget, J. P., Michel, R. et Richard, F. 1967, Les rodingites et les ophishêrites du massif ultrabâsique de la province de Muğla (Taurus occidental, Turquie). Comparaison avec les analyses chimiques récentes de rodingites des Alpes. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 43, 23-39.

Benson, W. N. 1926, The tectonic conditions accompanying the intrusion of basic and ultrabasic igneous rocks. Mem. Nat. Acad. Sci. Washington, 19, No. 1.

Çoğulu, E. et Vuagnat, M. 1965, Sur l'existence de rodingites dans les serpentinites des environs de Mihaliççik (Vilayet d'Eskişehir, Turquie). Bull. suisse Minéral. P6tr. 45, 17-20.

Graham, R. P. D. 1917, Origin of massive serpentine and ehrysotile - asbestos, Black Lake - Thetford area, Quebec. Econ Geol, 12, 159-202.

Grange, L. 1927, On the "Rodinite" of Nelson. Trans. Proc. New Zealand Inst. 58, 160-166.

Hochstetter, F. Von 1864, Geologie Von Ned-Seeland. Beitrage zur Geologie der provinzen Auckland und Nelson. No vara - Exped., Geol. Theil. 1 (1).

Marshall, P. 1911, The geology of the Dun Mountain subdivision, Nelson. New Zealand Geol. Surv. Bull. 12, 31-35.

Miles, K. R. 1951, Garnetized gabbros from the Eulamina district, Mt. Margaret Goldfield. Geol. Surv. Western Australia. Bull. 103/2.

Turner, F. J. 1933, The Metamorphic and Intrusive rocks of Southern Westland. Trans. Proc. New Zealand Inst. 63, 178-284.



# Tektonik Hareketlerin Sultandağları'nın Jeomorfolojisine Olan Etkileri

*Effects of the tectonic movements on the geomorphology of Sultan Mountains*

İBRAHİM ATALAY OATI Enstitüsü, Orman Bakanlığı, Ankara

ÖZ: Türkiye'nin Paleozoik masiflerinden biri olan Sultandağları ve çevresi, özellikle Alp tektonik hareketlerinden şiddetle etkilenmiştir.

Alp orojenezinin muhtemelen Helvesiyen fazında (Üst Oligosen) oluşan tektonik hareketler sonucunda, Sultandağları'nın batı, kuzey ve kuzeydoğu ve Emir Dağları'nın güney ve güneybatı yamaçlarını sınırlayan eğim atımlı normal faylar oluşmuştur. Bu faylanma hareketleri ile Sultandağları ve Emirdağları blok halinde yükselmiş, Akşehir, Eber ve Karamuk göllerinin bulunduğu sahalar ise çökmüştür.

Üst Miyosen'de veya Pliyosen başlarında oluşan tektonik hareketlerle, bir taraftan Üst Oligosen'de meydana gelen faylar gençleşmiş, diğer taraftan da Sultandağları'nın yapı eksenini boyuna kesen ve eğim atımlı normal faylara paralel olarak gelişen sentetik faylar ile dağın yapı eksenini enine kesen transvers faylar oluşmuştur. Böylece, bu devrede oluşan faylanma ile Sultandağları tekrar yükselmiş, özellikle Akşehir ve Eber havzaları ise tekrar çökmüştür.

Sultandağları'nı kateden kosekan akarsuların profillerinde iki farklı gençleşme basamağının bulunması da, fayların gençleştiğini ortaya çıkarmaktadır.

Böylece, Sultan ve Emirdağları'nın bir çok defa yükselmesi, özellikle flüviyal aşınmayı hızlandırmıştır. Dağın üzerine kosekan olarak kurulan akarsu şebekesi tarafından, fay diklikleri derin bir şekilde façetalar halinde parçalanmıştır. Diğer taraftan, flüviyal unsurlar tarafından taşınan çökeller, dağın eteklerinde uzanan çökme sahasında çakıllı, kumlu, killi ve milli depolar halinde birikmişlerdir.

Sultandağları'nın etek kesimlerindeki Pliyosen ve Pliyo-Kuvaterner kırıntılı depolarının kümülatif eğrilerinin genellikle logaritmik tipte olması, yüksek yüzeylerde hızlı bir aşınma sonucu olarak çökme sahasında aşırı bir çökmenin oluştuğunu ortaya çıkarmaktadır.

ABSTRACT: The effects in Sultan Mountains and their surrounding, of the Helvetian phase of the Alpine Orogeny were very strong. Sultan and Emir Mountains uplifted as a block, and Akşehir and Eber basins depressed as a graben due to tectonic movements. Violent fluvial erosion began in Sultan Mountains and excessive sedimentation prevailed in the depressed areas. Akşehir, Eber and Karamuk basins were occupied by lakes since Miocene times. At the end of the Upper Miocene and in the Early Pliocene, violent tectonic movements became increasingly active. Finally the fault systems of Sul-

tan Mountains were rejuvenated and new fault systems developed. Especially, a synthetic fault system formed as a parallel dip-slip normal fault system located along the north and north-east edges of Sultan Mountains. On the other hand, synthetic and antithetic fault system developed in depressed areas.

There are two breaks in slope (threshold) on the stream profiles of Sultan Mountains. These breaks in slope have direct relation to faults.

Graauiometric and cumulative curves of Pliocene and Plioquaternary deposits to the north «and north-east of Sultan Mountains, are logarithmic. These curves, too, indicate an accelerated process of sedimentation.

## GİRİŞ

Sultandağları, Toros Dağları'nın Orta Anadolu'ya doğru KB-GD yönünde uzanan orografik bir kolunu oluşturur. Dağın ortalama yükseltisi 1800-2000 m. arasında bulunmaktadır. Dağın batı kesiminde 2000-2200 m. olan yükselti, doğuya doğru giderek azalarak Doğanhisar civarında 1600 m.'ye kadar düşer. Sultandağları'nın üstünde yer alan 2000 m.'den yüksek belli başlı tepeler ve yükseltileri şöyledir: Sultandede T. 2311 m, Mezarlık T. 2274 m, Toprak T. 2519 m, Gelincikana T. 2610 m, Mercan Sivrisi T. 2276 m, Raşyurt T. 2424 m ve Tekke Dağı 2619 m.

Sultandağları ve civarının bugünkü jeomorfolojik görünümünde, tektonik hareketlerin çok önemli etkileri olmuştur. Öyle ki, tektonik hareketler, Sultandağları ve civarındaki akaçlama örneğinin kurulmasında ve gelişmesinde, aşınma, taşınma ve birikme olaylarının seyrinde ve nihayet sahanın şekillenmesinde çok önemli etkiler yapmıştır. Bu makalede, söz konusu sahayı deformasyona uğratan faylanma hareketleri ile, bu hareketlerin sahanın jeomorfolojisine olan etkileri incelenecektir.

## GENEL, JEOLJİK YAPI

Sultandağları'nın temelini farklı litolojik bileşimdeki şistlerden oluşan epi-metamorfik bir seri oluşturur. Bu epi-metamorfik seriyi oluşturan başlıca kayalar: kloritli serizitli şistler, kuvars serizit-klorit şistler, kuvars-serizit şistler, hematitli kuvars-albitli serizit-klorit şistler, kireçli kumtaşları, arkozumsu kumtaşları, kalkıştler, serizitli kloritli kalkıştler vs. dir. Ayrıca, bu epimetamorfik seri içinde, çeşitli kalınlıktaki tabakalar, mercıklar ve kamalar halinde kuvarsitler, kuvarsit şistler ve kristalize kireçtaşları bulunur (Wenzel, 1932-1935; Samr, 1948; Abdüsselâmoğlu 1957; Atalay, 1973; Yalçınlar ve Atalay, 1973).

Sultandağları'nın ana çatısını oluşturan epi-metamorfik seride, Paleozoik'in hemen hemen bütün devirlerini karakterize eden formasyonlar bulunmuştur. Bu formasyonların konkordan bir istiflenme göstermesi, bölgenin, Paleozoik'in başından sonuna kadar devamlı bir sedimantasyona uğradığını ortaya çıkarmaktadır (Şekil 1).

## Kambriyen

Kambriyen formasyonu, epi-metamorfik serinin en alt seviyelerini oluşturmaktadır. Bu formasyon, dağın kuzey kesiminde, Sultandağ ilçesinin güneyindeki epi-metamorfik serinin alt seviyelerinde bulunmuştur (Haude, 1973).

## Ordovisiyen - Silüriyen

Bu formasyon, Sultandağları'nın Karamuk bataklığına bakan batı yamaçlarındaki Karamuk - Koçbeyli (Şevikli) köyleri arasında bulunmuştur (Yalçınlar, 1971). Kuvars-serizit şistler ile kloritli serizitli şistler bu formasyonun hakim kayacıdır. İnce taneli şistlerin tabaka yüzeylerinde vermes, yağmur damlası izleri ve "ripple-mark"lar görülmektedir.

## Devoniyen

Sultandağları'nda Devoniyen tabakaları, Akşehir ilçe merkezinin 5 km. kadar güneybatısında bulunmuştur. Bu kesimde görülen çatlaklı kristalize kireçtaşları içinde Orta Devoniyen yaşını veren mercanlardan *Disphyllun Goldfussi* GENINITZ bulunmuştur (Abdüsselâmoğlu, 1957).

## Karbonifer

Sultandağları'nda bulunan bitki fosilli Karbonifer formasyonu, genellikle, epi-metamorfik serinin üst seviyelerinde yer alır. Karbonifer tabakaları, Akşehir'in 2 km. kadar güneyinde, dağın batı kesimindeki Dört deresinin doğu ve batı yamaçlarında ve Çay deresinin güneyinde tesbit edilmiştir. Özellikle, Akşehir'in 2 km. kadar güneyindeki siyahımsı şistler içinde *Asterophyllites equisetiformis* ve *Calamites* fosilleri bulunmuştur (Yalçınlar, 1963). Sözü edilen sahadaki karasal Karbonifer formasyonu, kloritli şistler, ince taneli kireçli kumtaşları, sarımsı fillatlar ile, bu kayalar arasında bulunan kuvarsit ve kristalize kireçtaşı, mercik ve kamaları ile temsil edilebilir (Şekil 1).

## Permiyen

Sultandağları'nın kuzey ve kuzeydoğu yamaçları ile üst kısımlarında epi-metamorfik serinin üstüne uyumlu olarak gelen kireçtaşları Permiyen yaşadadır. Dağın batı kesiminde, Çay deresinin doğu yamacındaki Boncuklu orman fidanlığının hemen kuzey tarafında bulunan kireçtaşları içinde Artinskiyen-Kungiriyen yaşını veren *Evorbeekina* sp., *Globivalvulina* sp. fosilleri bulunmuştur. (Atalay, 1973). Sultandağları'nın kuzey kuzeydoğu yamaçlarında bulunan Permiyen kireçtaşları çok yaygındır. Bu kireçtaşları mavimsi ve çok çatlaklı olup, çatlaklar arasında kalsit damarları bulunmaktadır (Chaput, 1942).

## Üst Jura

Bu formasyon Sultandağları'nda Paleozoik temel üzerine diskordan olarak oturmaktadır. Nitekim, Üst Jura, kireçtaşı ve şist çakıllarını bulandıran kızıl renkli kaim bir taban konglomerası ile başlar, kireçtaşı ve kumlu kireçtaşı tabakaları ardalanması ile devam eder. Derecine köyünün 7 km.



kadar güneyinde yer alan Başyurt T.'deki kiregtaşları içinde Üst Jura'yı belirten Kurnubia Jurassica FAVRE ve Valvulinidae fosilleri bulunmuştur (Atalay 1973; Despairies ve Gutnic (1972). Bu formasyon Sultandağları'nın Haeialabaz dağı, Başyurt T. ve Değirmen deresinin doğu yamaçlarında yaygındır (Şekil 1).

### Neojen

Bu formasyon, Sultandağları'nın kuzey eteklerinde Dört ile Deresinek köyleri arasındaki konglomera ve göl kireçtaşları ile; Akşehir, Eber ve Karamuk havzalarında ise, pre Neojen temel üzerine diskordan olanak oturan marn killi kireçtaşı ve kireçtaşı tabakaları ile temsil edilir.

### Kuvaterner

Kuvaterner depoları, Sultandağları'nın batı, kuzey ve kuzeydoğu eteklerinde bulunan eski ve yeni birikinti konileri, Akşehir, Eber ve Karamuk havzalarında ise eski göl sekileri halindedir. Özellikle göl sekilerinin kumlu seviyelerinde bol miktarda Dreissensia fosilleri bulunmaktadır (Atalay, 1973).

### TEKTONİK

Sultandağları ve civarının bugünkü jeomorfolojik özelliklerini açıklayabilmek için, bölgeyi etkileyen tektonik hareketler üzerinde kısaca durulacaktır.

Sözü edilen sahada meydana gelen ilk etkili orojenik hareketler Kaledoniyen ve Hersiniyen orojenezleridir. Bu orojenik hareketlerle, Sultandağları'nın temelini oluşturan Paleozoik'e ait formasyonlar bir taraftan kıvrılmışlar, diğer taraftan da muhtemelen dinamometamorfizmaya uğramışlardır.

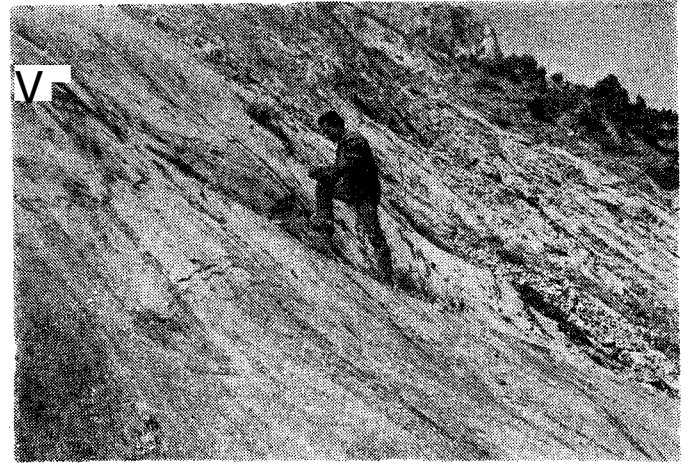
Alp orojenezi bölgeyi şiddetle etkilemiş ve böylece bölgede bugün görülen ana fay sistemleri, bu orojenik hareketler sonucunda oluşmuştur (Ketin, 1959 ve 1966). Nitekim, Alp orojenezinin muhtemelen Helvesiyen veya Saviyen fazında saha takımıyla yükselmiş bu yükselme ise gerilmelere neden olmuş ve böylece kırılmalar (faylanmalar) meydana gelmiştir. Muhtemelen gerilmeler sonucunda oluşan normal faylanmalarla Akşehir ve Eber göllerinin yer aldığı sahalar çökmüş, Sultandağları ve Emirdağları ise yükselmiştir. Böylece, Sultandağları'nın kuzey ve kuzeydoğu, Emirdağları'nın güney yamaçlarını sınırlayan iki ana eğim atımlı normal fay arasında, aşağı doğru çöken graben durumundaki Akşehir ve Eber çukurluğu ve yine bu eğim atımlı normal faylarla blok olarak yükselen horst durumundaki Sultan ve Emirdağları oluşmuştur. Bu eğim atımlı normal fay, özellikle Sultandağları'nın yapı yönüne paralel veya hemen paralel olarak gelişmiş olduğundan boyuna fay (longitudinal fault) olarak isimlendirilebilir. Ancak, bu fay, bazı kesimlerde özellikle kireçtaşı tabakalarının doğrultu ve eğimine paralel olarak uzanmaktadır, yani tabaka fayı (bedding fault) durumundadır. Buna karşılık, Sultandağları'nın batı yamaçlarını sınırlayan faylar ise, dağın yapı elemanını dikine kesmektedir.

Üst Miyosen'de meydana gelen tektonik hareketlerle, muhtemelen bölge yeniden yükselmiş, bu yükselme ise tekrar gerilmelere yol açmıştır. Bu gerilmeler sonucunda, bir taraftan Üst Oligosen'de (Helvesiyen) oluşan eğim atımlı normal faylar yeniden gelişirken, diğer taraftan da yeni fay sistemleri oluşmuştur.

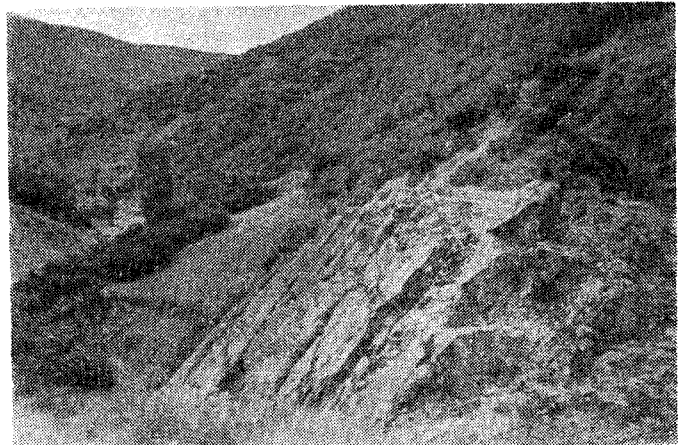
Bu yeni fay sistemlerini iki grup halinde toplayabiliriz.

Birinci grup faylar, özellikle Sultandağları'nın kuzey ve kuzeydoğu eteklerini sınırlayan eğim atımlı normal faya paralel olarak gelişen kademeli sentetik faylardır. Bu sentetik fayların en belirgin örneği Sultandağları'nın kuzey eteğindeki Derecine köyünün 5 km. kadar güneyindeki Hasırlı yaylasının hemen güneyinde görülmektedir (Şekil 2). Söz konusu fayın genel doğrultusu KB-GD'dur. Ayrıca, Akşehir ve Eber depresyonundaki pre-Neojen temel ve bu temel üzerine diskordan olarak gelen Miyosen göl kireçtaşları da yer yer deforme olmuş ve favlanmışlardır (Şekil 3). Bu faylar da, Sultandağları ve Emirdağları'nın kenarlarını sınırlayan faylara bağlı olarak gelişmiş sentetik ve antitetik faylar olarak isimlendirilebilir.

İkinci grup faylar ise, özellikle Sultandağları'nın yapı eksenini enine kesen enine faylardır (transverse faults). Enine fayların en belirgin örneği Yalvaçbeli deresinin ötebel kolu üzerinde görülmektedir (Şekil 3). Bu fayın doğrultusu ise KKD-GGB'dir. Diğer taraftan, ötebel deresinin doğu yamaçındaki Devealam mevkiinde, birbirlerine paralel olarak ge-



Şekil 2: Sultandağları'nın yapı eksenine paralel olarak gelişmiş sentetik fay düzlemi. Kayma çizikleri ve kertikleri görülmüyor



Şekil 3: Sultandağları'nın yapı eksenini enine kesen transvers fay düzlemi re fay düzlemi üzerindeki kayma çizikleri ile kertikleri görülmüyor

lişmiş transvers faylar görülmektedir. Bu faylar da, Ötebel deresinde görülen ana transvers faya paralel olarak gelişmiştir.

### JEOMORFOLOJİK GELİŞİM

Yukarıda ana çizgileri ile açıklanan fay sistemleri özellikle boyuna faylar, Sultandağları'nın jeomorfolojik gelişimini büyük ölçüde etkilemiştir. Yani, Sultandağları'nın şekillenmesinde Üst Oligosen'den başlayarak meydana gelen tektonik hareketlerin önemli yeri vardır. Sultandağları'nın şekillenmesi ile tektonik hareketler arasındaki ilişkiler ana çizgilerine göre aşağıda özetlenmiştir.

#### Pre-Neojen Tektonik Hareketler ve Aşınma Devresi

Sultandağları ve yakın civarı Paleozoik'in başından sonuna kadar devamlı olarak ve zaman zaman sığlaşıp derinleşen Paleozoik denizinin sedimantasyon alanına girmiştir. Özellikle Mesozoik başında dağ bütünüyle su üstüne çıkmış; fakat, Jura devrinde yer yer Jura denizi tarafından işgal edilmiş; Jura devrinin sonunda ise, Sultandağları ve yakın civarı tamamen kara haline gelmiştir. Muhtemelen Kretase başından Oligosen sonuna kadar söz konusu saha devamlı olarak aşınmaya uğramış ve saha hemen hemen peneplenleşmiştir.

Daha önce de belirtildiği gibi, Üst Oligosen'de meydana gelen Alp oro-tektonik hareketleri kırılmalara yol açmış ve böylece Sultan ve Emir dağlarının bulunduğu saha blok halinde yükselirken, Akşehir ve Eber göllerinin bulunduğu saha ise çökmüştür.

#### Miyosen Aşınma ve Birikme Devresi

Üst Oligosen'de oluşan eğim atımlı normal faylar, bölgede uzanan pre-Neojen peneplen sathını parçalamış ve böylece yeni eğim koşulları ortaya çıkmıştır. Özellikle Sultandağları'nın kuzey ve kuzeydoğu eteklerini sınırlayan eğim atımlı normal fayın atımının genellikle 200-250 m. kadar olması, şiddetli bir aşınma ve taşınma olayının meydana gelmesine yol açmıştır (Şekil 4). Gerçekten de, Sultandağları'nın ilksel eğimi üzerine kosekan olarak kurulan akarsu ağı tarafından yüksek yüzeyler ve eğim atımlı fay dikliği yarılmaya ve parçalanmaya başlanmıştır. Miyosen boyunca, Sultandağları ve Emirdağları üzerinde fluviyal etmenler tarafından yapılan aşındırma, geçici kaide seviyesi rolünü oynayan Akşehir ve Eber depresyonunun seviyesine göre olmuştur.

Bölgede en etkin aşındırma etmeni olan fluviyal etmenler tarafından, önce fay diklikleri façetalar halinde parçalanmaya ve fluviyal etmenlerin yaptıkları geriye doğru aşındırma ile yüksek yüzeyler yarılmaya başlamıştır. Böylece, Miyosen boyunca devam edegelen geriye doğru aşındırma sonucunda, akarsular yataklarına iyice gömülmeye başlamışlardır. Miyosen sonunda ise, dağ yükselti kaybetmeye başlamış ve dalgalı bir Miyosen aşınım yüzeyi gelişmiştir. Bu yüzey, Sultandağları üzerinde 1700-1800 m arasında uzanmaktadır (Şekil 5).

Sultandağları ve Emirdağları'ndan fluviyal etmenler tarafından taşınan elemanlar, Akşehir ve Eber depresyonunu işgal eden Miyosen göl havzasında birikmeye başlamış ve böylece Miyosen göl havzasında kil, marn, kireçtaşı ve killi kireçtaşı tabakaları oluşmuştur. Sultandağları'nın güney kesimindeki alçak sahalarda ise, yine dağdan gelen aşınma

ürünü elemanlar depolanmıştır. Böylece, Sultandağları'nın gerek kuzey ve gerekse güney eteklerindeki depolar, Sultandağları'nda meydana gelen şiddetli bir aşınmaya işaret olarak düşünülebilirler.

#### Üst Miyosen Tektonik Hareketler Devresi

Önce de belirtildiği üzere, muhtemelen Üst Alpin tektonik hareketleri sonucunda, bölgede bir taraftan Üst Oligosen'de oluşan faylar yeniden gençleşmiş, diğer taraftan da pre-Neojen temeli ve Miyosen formasyonlarını deforme eden sentetik ve antitetik faylar oluşmuştur. Böylece, bu faylanmalar sonucunda, Sultandağları tekrar yükselmiş, Akşehir ve Eber depresyonu ise tekrar çökmüştür.

Dere boyuna kesitlerindeki gençleşme basamakları arasındaki nisbi yükselti farkından da açıkça görüleceği üzere, Üst Miyosen veya Alt Pliyosen de fayın yeniden gençleşmesi sonucunda, Sultandağları Miyosen'deki seviyesine göre 250 - 300 m kadar daha fazla yükselmiştir (Şekil 6). Başka kelimelerle açıklanırsa; yeniden gençleşmeye uğrayan eğim atımlı normal fayın atımı 250 - 300 m arasında değişmektedir. Fakat bu atım, dağın doğu kesimine doğru azalmaktadır.

#### Pliyosen Aşınma ve Birikme Devresi

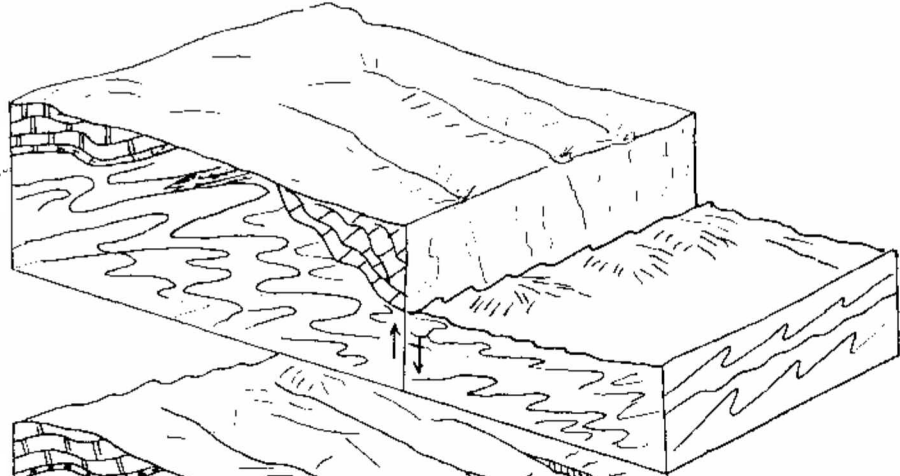
Sultandağları'nın kuzey ve kuzeydoğu eteklerinde uzanan eğim atımlı normal fayın yeniden gençleşmeye uğraması ve özellikle sentetik fayların oluşması, yeni eğim koşullarının meydana gelmesine yol açmıştır. Böylece, dağ ile depresyon arasında meydana gelen 200 m'den daha fazla olan yükselti, özellikle fluviyal etmenlerin aşındırma ve taşıma gücünün yeniden şiddetlenmesine neden olmuştur. Bu yüzden, dereler yataklarını yeniden oluşan eğime göre kazmaya başlamışlar, bunun sonucunda da, bölgede yeniden bir aşınma ve birikme devresi meydana gelmiştir.

Bu devrenin başında, dağın kuzey ve kuzeydoğu eteklerindeki fay dikliklerinin gençleşmesi sonucunda, dağı kuzey-güney yönünde kat eden kosekan akarsuların vadileri, fay dikliği önünde asılı vadiler halinde kalmıştır. Pliyosen sırasında ilerleyen aşınma işlemleri sonucunda, bu asılı vadilerin yatakları yeniden oluşan kaide seviyesine göre kazmaya başlamışlar ve geriye doğru ilerleyen aşınım dalgası ile akarsular yataklarına gömülmeye başlamışlardır. Fakat, ana kosekan akarsuların kolları ise, bu yeni aşınma faaliyetlerine ayak uyduramadıklarından asılı vadiler halinde kalmışlardır. Böylece, Sultandağlarında polisiklik özellikle iç içe vadiler meydana gelmiştir. Ayrıca, sentetik faylar zonları boyunca yeni akarsular kurulmuş ve bu zayıf zonları şiddetle aşındırmıştır. Bunun en belirgin örneği, Değirmendere'nin bağlı olduğu Karanlık deresidir. Bu dere, dağda KB-GD yönünde uzanan sentetik fay zonu üzerinde kurulmuş ve gelişmiştir.

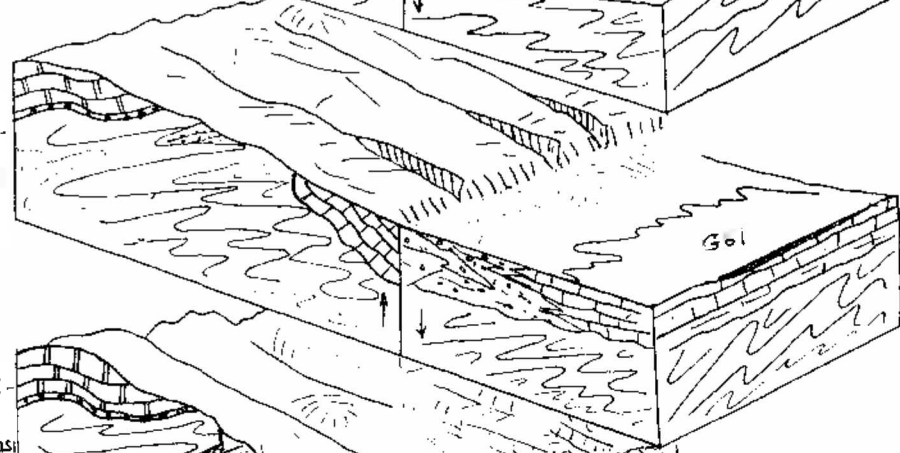
Diğer taraftan, Yalvaçbeli deresinin Ötebel bağlı olduğu da, dağın yapı eksenini dikine kesen transversal fay zonu üzerinde açılmıştır (Şekil 3).

Böylece, Pliyosen'de başlayan aşınım devresi sırasında, daha önce meydana gelmiş olan Miyosen aşınım yüzeyleri yer yer parçalanmış; akarsular, yeniden oluşan eğim koşullarına göre yataklarını kazmaya başlamışlar ve geriye doğru ilerleyen aşınma dalgası, özellikle derelerin Miyosen aşınım süresinde oluşturdukları seviyenin zaranna ilerlemiştir. Gerçekten de Sultandağları'nı kuzey-güney yönünde kat eden derelerin boyuna kesitleri incelendiğinde, iki ayrı gençleşme

1  
Ust Oligosen  
Tektonik hareket-  
leri safhası



2  
Miosen aşınma  
ve birikme devre-  
si



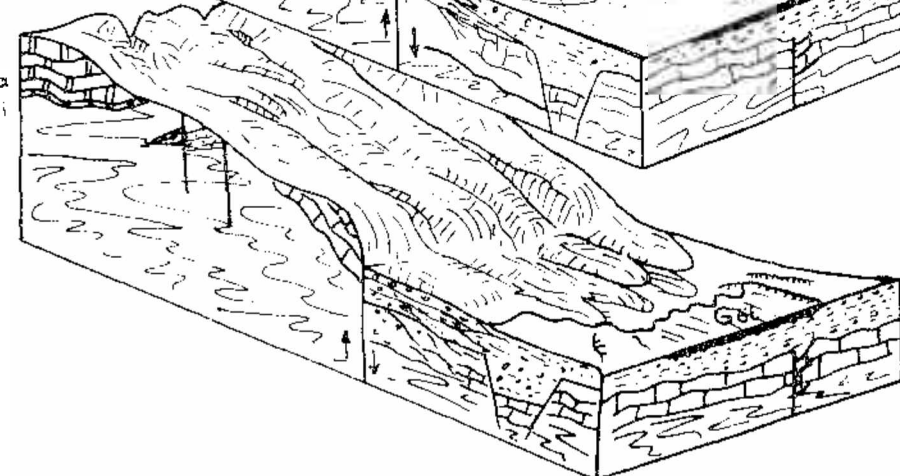
3  
Ust Miosen-Alt Pli-  
yosen tektonik  
hareketleri safhası



4  
Pliyosen aşınma  
ve birikme devresi



5  
Kuaterner aşınma  
ve birikme devresi



Sekil 4: Morfolojik Evrim Blokdıyagramı.



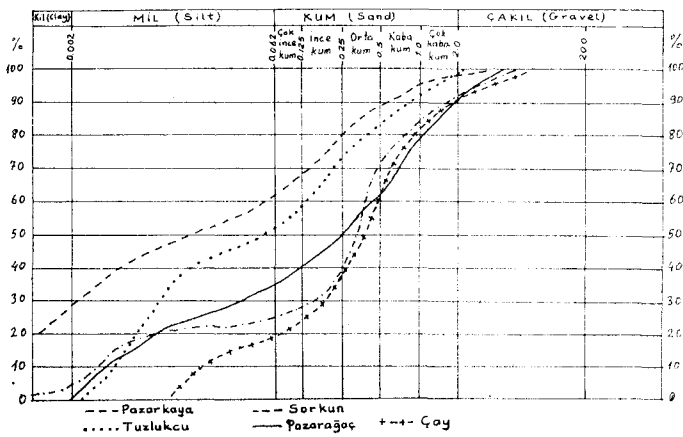
basamağı göze çarpmaktadır (Şekil 6). Bu gençleşme basamakları, dağın kuzey ve kuzey doğu eteklerinde uzanan eğim atımlı normal fayın en az iki kere gençleştiğini açıkça ortaya koymaktadır. Aynı zamanda gençleşme basamakları arasındaki nisbi yükselti farkı, hem fayın atımını hem de akarsuların yataklarını kazma veya aşındırma siaları hakkında da ayrıntılı fikir vermektedir. Şekil 7'nin incelenmesinden de anlaşılacağı üzere, gençleşme basamakları arasındaki nisbi yükselti genel olarak 200 m'den fazladır. Diğer taraftan, Miyosen ve Pliyosen aşınma devresi sırasında akarsuların edindikleri eğimler arasında, az da olsa bir eğim farkı vardır. Miyosen aşınma devresi boyunca akarsuların yaptıkları aşındırma sonucunda kazandıkları eğim %2.7, Pliyosen aşınma devresi sırasındaki akarsuların eğimi ise %5 dolayındadır. Bu durum, Miyosen aşınma devresinin Pliyosen aşınma devresine göre daha uzun olduğunu ortaya koymaktadır (Şekil 6).

Miyosen aşınma devresinde olduğu gibi, Pliyosen aşınma devresinde de özellikle Sultandağları'nda şiddetli bir aşınma ve dağın etek kesimlerinde ise hızlı bir birikme olmuştur. Bu durumu, dağın kuzey ve kuzeydoğu eteklerindeki detritik depoların granülometrik eğrileri doğrulamaktadır.

Söyle ki, bu detritik depoların logaritmik kağıt üzerindeki eğrileri, genellikle logaritmik tiptedir (Şekil 7). Bu eğri, taşınan malzemenin birdenbire çökeldiği ortamları göstermektedir. Böylece, dağın etek kesimlerinde süratli bir çökeltme olmuş ve bu hızlı çökeltme koşulları altında ise, iri çakıl, kumlu çakıl vs. gibi malzemelerden oluşan depolar meydana gelmiştir. Bu durum aynı zamanda, fayın Miyosen sonu veya Pliyosen başlarında gençleşmeye uğradığını da ortaya çıkarmaktadır.

Ayrıca, Pleistosenin, pluvial devrelerinde fluvial aşındırma statik olarak gençleşmiş ve Akşehir, Eber ve Karamuk havzaları pluvial göller tarafından işgal edilmiştir. Bu göl havzalarında dreissensial depolar oluşmuştur (Şekil 5).

Kuvaterner devrinde söz konusu sahanın tektonik hareketlere, özellikle epirojenik hareketlere uğradığı henüz katı olarak bilinmemektedir. Ancak, Pliyosen sonlarına doğru, dağın batı kesiminin yeniden bir yükselmeye uğradığı söylenebilir. Çünkü, dağın bu kesimi doğu kesimine göre oldukça yüksektir. Bu ise, muhtemelen Pliyosen sonlarında, özellikle



Şekil 7: Kırıntılı Depoların Kırıntılı Eğri Tipleri

dağın batı kesiminin pozitif epirojenik hareketlerle yükseldiğini doğrulamaktadır.

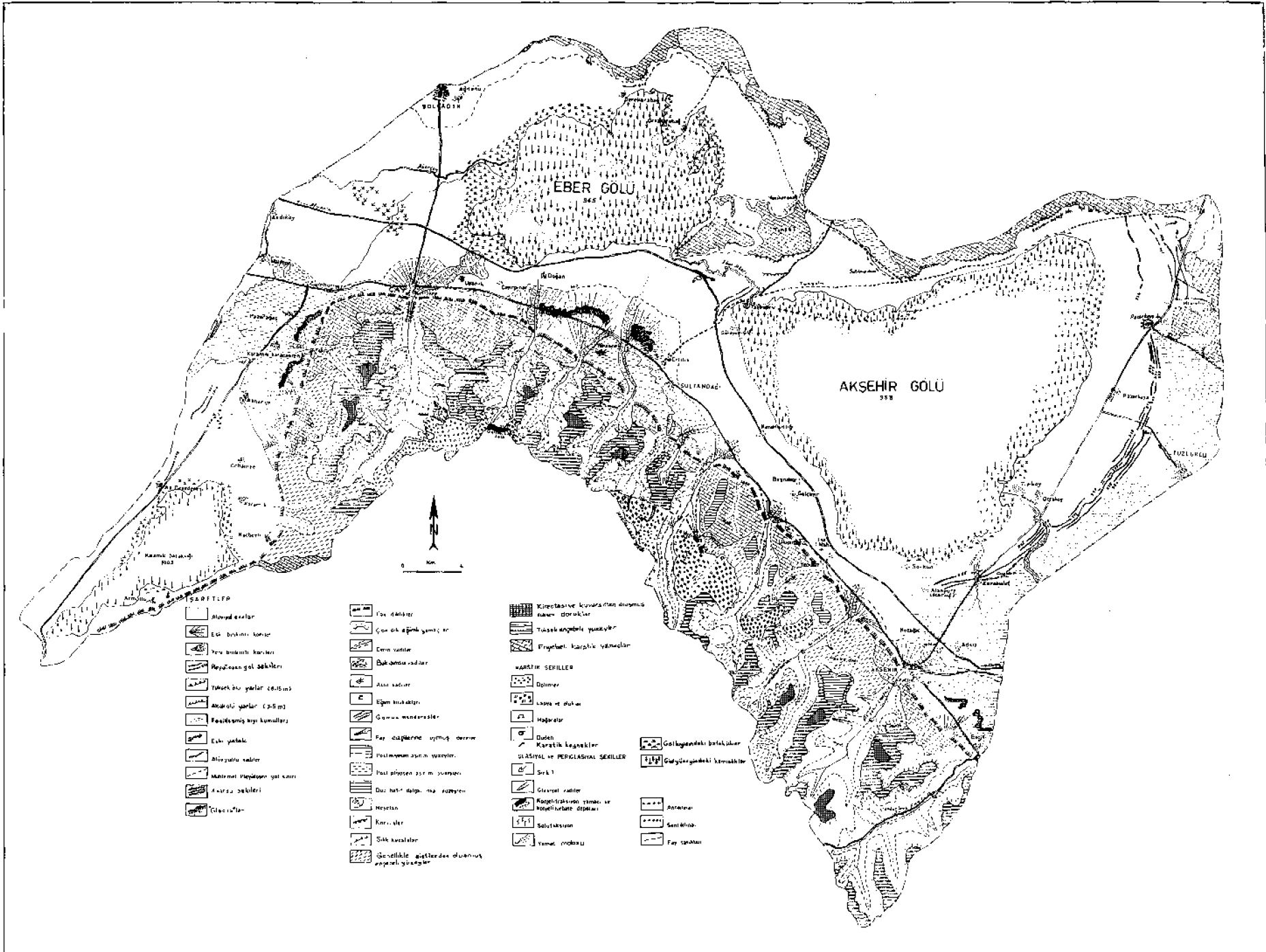
## SONUÇLAR

Anadolu'nun bir çok sahalarında olduğu gibi, Sultandagları ve yakın civarının şekillenmesinde tektonik hareketlerin, özellikle faylanma hareketlerinin büyük rolü olmuş, yani sahanın bugünkü jeomorfolojik özelliklerinin oluşumunda faylanmanın türündeki yer kabuğu hareketlerinin önemli etkilerde bulunduğu ortaya çıkmıştır. Üst Oligosen ve Üst Miyosen'de meydana gelen faylanmalar ile özellikle Sultandagları bir çok defalar yükselmiş, dağın kuzey kesiminde uzanan depresyon sahası ise bir çok defa çökmüştür. Bu faylanma hareketleri bölgenin eğim durumunu değiştirmiş, yüksek sathlar, şiddetli bir aşınmaya, depresyon sahasında ise, hızlı bir sedimantasyona uğramıştır. Bölgenin jeomorfolojik gelişiminde tektonik hareketlere bağlı olarak yükselme ve alçalma stilindeki hareketler aşınma, taşınma ve birikme faaliyetlerini önemli ölçüde etkilemiştir.

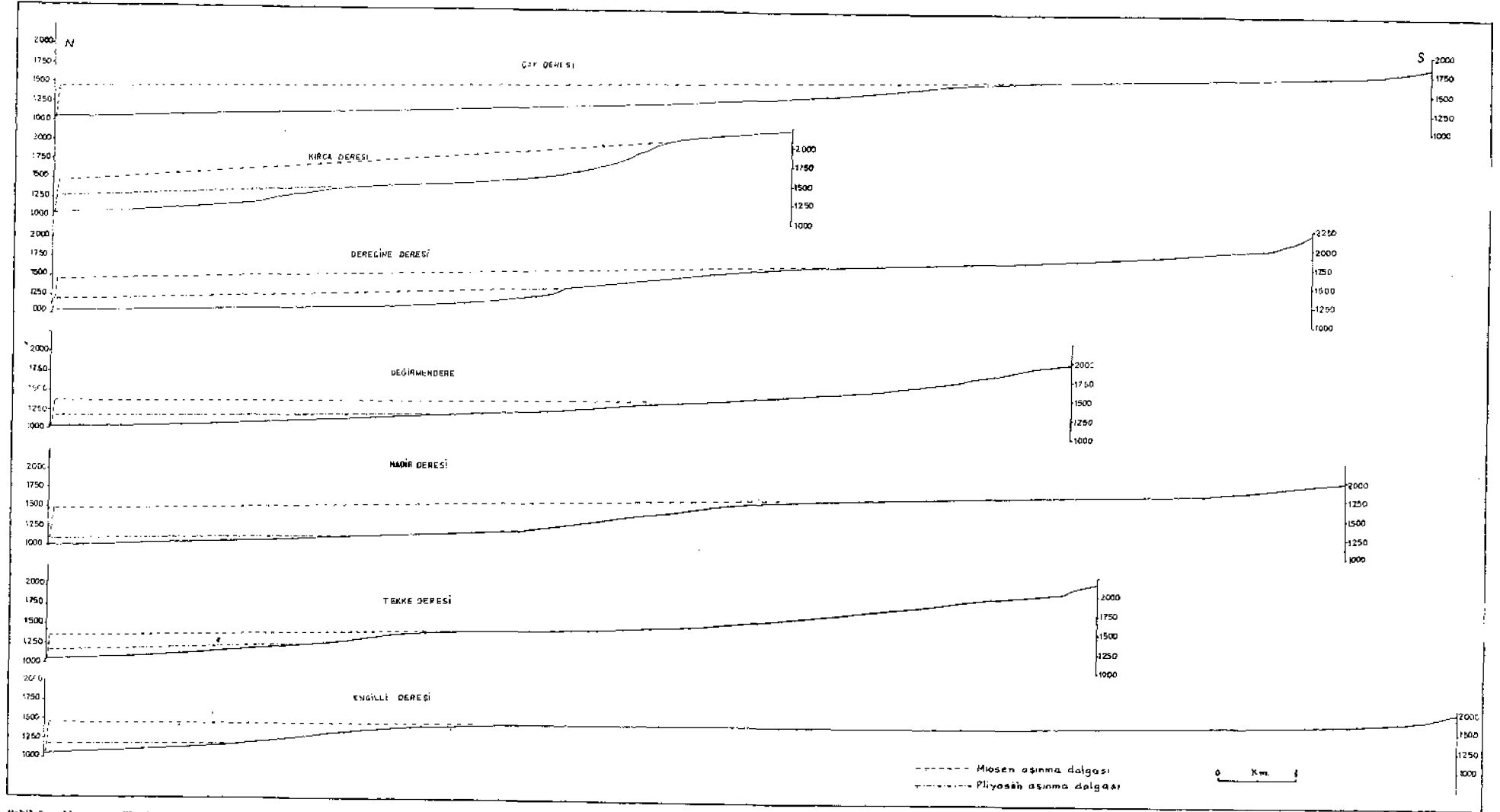
Yayınma verildüri tarih: Nisan, 1974

## DEĞİNİLMİŞ BELGELER

- Abdüsselamoglu, Ş., 1957, Sultandagları'nın 1/100 000 ölçekli jeolojik leveleri hakkında rapor: M.T.A. Enst. Argivi, Rap. No. 2669, 'Ankara.
- Atalay, İ., 1973, Sultandagları ile Akşehir ve Eber Gölleri havzalarının Strüktürel, jeomorfolojik ve toprak erozyonu etüdü: Yeni Desen Mat, Ankara (I. Bölümü basılmış. Dok. Tezi).
- Atalay, t., 1972, Burdur Gölü havzasının jeomorfolojik - sedimantolojik etüdü: Orman Bak. Rap., basılmamış, Ankara.
- Atalay, İ., 1973, Akşehir, Eber ve Karamuk Gölleri havzalarının kuvaterner depoları ve jeomorfolojisi: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kon. Tebliği, Ankara.
- Atalay, İ., 1974, Türkiye'de aktüel sedimantasyon problemleri hakkında bazı gözlemler Some observations about modern sedimentation problems in Turkey: Prospektör Der. Sayı 2, s. 105-116.
- Chaput, E., 1942, Phrygie Tom. I, Geologie et Geographie physique: Inst. Francis d'Archfiologie d'Istanbul, s. 9-12.
- Desprairies, A. - Gutnic, M., 1972, Les grès rouges au sommet du Paléozoïque du Sultan Daf et les niveaux ferrallitiques de la couverture Mesozoïque (NE du Taurus occidentale, Turquie): Bull. de la Soc. Géol. de France, Ser. 7, Tom. 1-2, No. 3, s. 505-507.
- Erine, S., 1955, Die morphologische entwicklungsstadien der Küçük Menderes Masse: Review of the Geog. Inst. of Univ. Istanbul, No. 2, Istanbul.
- Eriç, S., 1973, Türkiye'nin şekillenmesinde neotektoniğin rolü ve jeomorfoloji-jeodinamik ilişkileri: Cumhuriyetin 50. yılı Yerbilimleri Kong. Ankara.
- Haude, H., 1969, Das Alt-Paläozoikum Präkambrium bis Silurium in der Türkei: Zentbl. Geol. Palaont, Stuttgart, Teil 1.
- Ketin, t., 1959, Türkiye'nin orojenik gelişmesi: M.T.A. Derg. Sayı 53, s. —
- Ketin, İ., 1966, Tectonic units of Anatolia (Asia Minor): M.T.A. Derg. S. 66, s. 23-34.
- Ketin, İ., 1968, Türkiye'nin genel tektonik durumu ile bağliça depresyon bölgeleri arasındaki ilişkiler: M.T.A. Derg. Sayı 71, s. 63-67.
- Sanır, F., 1948, Sultandagları'ndan Sakarya'ya ve Akşehir: Ulus basımevi, Ankara, s. 120.
- Wenzel, H., 1932, Sultan Dagh und Akscheir Ova: Schr. Geog. Inst. Univ. Kiel, No. 1, s. 9-12.
- Wenzel, H., 1935, Forschungen in Inneranatolien I. Aufbau und formen der Lykonischen Steppe: SCHR. Geog. Inst. Univ., Kiel, s. 9.
- Yalçınlar, İ., 1971, Türkiye'nin eski temel arazisinde araştırmalar: Türk Cog, Der. No. 24-25, s. 245-246.
- Yalçınlar, İ., 1971, Sultandagları ve Beyşehir bölgesinde Graptolitli Alt Paleozoik tabakaları: Jeomorfoloji Der. Yıl 3, Sayı 3, s. 33-35.
- Yalçınlar, t. ve Atalay, t., 1973, Sultandagları, Eber ve Akşehir Gölleri bölgesinde jeolojik ve jeomorfolojik müşahadeler: Cog. Enst. Derg. Sayı 18-19, s. 281-288.



Sekil 5: Sultanözü Akşehir ve Eber Gölü Havzasının Jeomorfoloji Haritası



Sekil 6: Akarsu profilleri

# Orta Sinap Bovinae Faunası

## *The Bovinae Fauna of Middle Sinap*

İBRAHİM TEKKAYA Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

ÖZ: Orta Sinap Bovinae faunası *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy ve *Palaeoreas elegans* Ozansoy'dan oluşur. Burada *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry türüne rastlanmamıştır. Orta Sinap Bovinae temsilcilerinden *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy alt tabakada bulunmuş olup *Palaeoreas elegans* Ozansoy'dan daha eskidir. Bu iki *Palaeoreas* türünün boynuzları arasında morfolojik ve biometrik farklar, boynuzun kaide ve uçlarında elman kesitlerde de görülür. Ayrıca, *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy'un boynuz torsiyonu da *Palaeoreas elegans* Ozansoy'unkinden farklıdır. Boynuz iç ve dış yüzünün içbükeyliği bakımından *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy, *Palaeoreas elegans* Ozansoy' dan daha kuvvetlidir.

*Palaeoreas* türlerine ait materyaller üzerinde biometrik ve grafik esaslara dayanan bir çalışma ilk defa tarafımızdan yapılmıştır. Böylece, *Palaeoreas* türlerinin evolutif formlarının bulunması mümkün olacaktır.

ABSTRACT: The Bovinae fauna of the Middle Sinap consist of *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy and *Palaeoreas elegans* Ozansoy. *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry is unknown in this locality. The representative of the Bovinae of the Middle Sinap, *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy was found in the lower part of the Middle Sinap series and is older than *Palaeoreas elegans* Ozansoy. There are many different points on the morphological, biometrical and the cross-section of the base and the tip of horn-cores of *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy and *Palaeoreas elegans* Ozansoy. In addition, there are also different turning form of the horn-cores of *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy and *Palaeoreas elegans* Ozansoy. The concavities of the inside and outside of the horn-cores of *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy are deeper than *Palaeoreas elegans* Ozansoy. First studying about the biometrical and graphical on the materials of the species of *Palaeoreas* had been made by me. And thus, it will be possible to find the evolutive forms of the species of *Palaeoreas*.

## GİRİŞ

P. Ozansoy, Ş. Şen, E. Kaplan ve benim de bulunduğum araştırma ekibi 1967 ve 1969 yıllarında Ankara ilinin Yenimahalle kazasına bağlı Yasmören köyündeki Sinap tepe serilerinde araştırma ve kazılar yapmıştır. Bulunan fosil materyel içinde Bovinae alt ailesine ait olanlar bu makalemizde ele alınmıştır.

## SİSTEMATİK İNCELEME

Familya : Bovidae Gray, 1821  
Alt Familya: Bovinae Gül, 1872  
Cins : *Palaeoreas* Gaudry, 1861

## *Palaeoreas Brachyceras* Ozansoy

Materyel: Beş boynuz parçası.

Seviye : Orta Sinap orta seviye  
(Alt Plioyen alt seviye).

Yer : Yassıören köyü.

Tanımlama. Boynuzlar orbitlerin tam üzerindedir. Boynuz burulması dıştan içe doğrudur. Biri önde diğeri arkada iki kareni vardır. Bunlardan öndeki arkadakinden daha kuvvetlidir. Ucu kırık olan boynuzun iç yüzünün içbükeyliği kuvvetlidir. Fossa orbitalis kapalı

ve boynuzun uzunluğuna oranla büyüktür. Foramen supraorbitalis'ler ise yanlardan basık ve uzunca olup alt ucu fossa orbitalis'e doğru yönelir. Boynuz oldukça kütlelidir. Az aşınmıştır. Fossa orbitalis derin, gelişmiş ve fossa orbitalis'e doğru kaymıştır.

## KARŞILAŞTIRMA

incelediğimiz boynuz örnekleri, bizden önce aynı yerde araştırma yapan F. Ozansoy tarafından bulunup determinasyonu yapılmış olan *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy (1957, 1965) boynuzlarının aynıdır (Tekkaya, 1974). Bunlar arasında morfolojik yönden farklar yoksa da biometrik farkların varlığı bir gerçektir. Bu tür ile *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'nin boynuz kesiti farklıdır. Bu farklar boynuz kaidesinde ve ucuna yakın yerde alman kesitlerde açıkça görülmektedir (Şekil 1). *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry kareleri bakımından *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy'dan; boynuzun iç yüzünün iç büyüklüğü bakımından da *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy'dan daha kuvvetlidir (Levha I, Şekil 1, 2, 3).

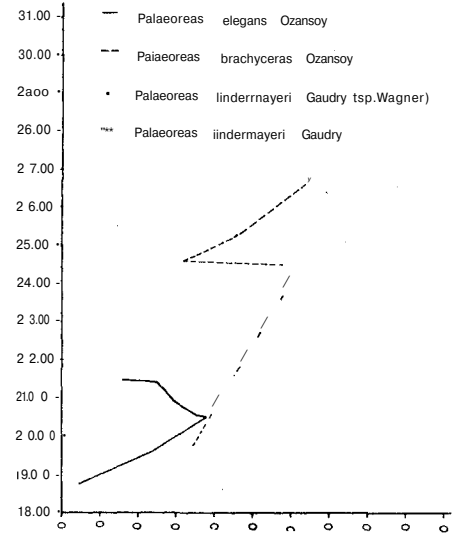
İncelediğimiz örnekler arasında değişimlerin saptanması bakımından her boynuz üzerinde, kaidedeki boyuna ve enine çaplar ölçülmüş, robustus değeri uzunluk-genişlik endisleri hesaplanmıştır (Çizelge 1). Sinap'taki *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy fosiline ait boynuzların boyuna çaplarının 28.20 - 31.90 mm. arasında, enine çaplarının ise 19.80 - 27.00 mm. arasında değiştiği görülmektedir. Buna göre, boynuzlar arasında ön-arka çap farkı 3.70 mm. ve iç-dış çap farkı ise 7.20 mm.'dir. Bu sonuç,

morfolojik olarak homojen bir görünüşe sahip boynuz örneklerinin her biri arasındaki değişimin biometrik ölçülerle saptanmasının olasılığını göstermektedir (Çizelge 1).

M.T.A. Enstitüsü Tabiat Tarihi Müzesi'nde bulunan *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'nin kalıp örneğinden, Gaudry (1862-67) tarafından verilen *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'nin ölçülü kesitinden, Melentis (1970)'in bildirdiği *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry örneklerinden ve bizim Gülpnar-Külahlıyağ'ında saptadığımız *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry örneklerinden (Tekkaya, 1973; Gentry, 1971) aldığımız biometrik ölçüler oldukça ilginçtir (Çizelge 2).

*Palaeoreas lindermayeri* Gaudry türüne ait örneklerde saptanan boynuz kaidesindeki boyuna çaplar 36.00 - 44.60 mm. arasında, enine çaplar ise 25.00 - 38.00 mm. arasında değişmektedir. Buna göre, ön-arka çap farkları 8.60 mm. ve iç-dış çap farkları da 13.00 mm.'dir. Bu sonuçtan da anlaşılacağı üzere Sinap'taki *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy boynuzları, *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'ninkinden daha homojendir.

Bugüne kadar gerek yurt içinde ve gerekse yurt dışındaki araştırmalarda *Palaeoreas* türlerine ait varyasyon (değişim), standart sapma ve olasılı hataları gösteren bir çalışma yapılmamıştır. Bu nedenle, ancak; Sinap serilerine ait elimizde bulunan materyelden yararlanarak bir inceleme yapabildik. Bu incelemede boynuzlar üzerinde alman ölçüler kullanılmıştır (Çizelge 1, 2, 3). Bu ölçülere göre, bulunan değişim, standart sapma ve olasılı hataları gösteren değerler (Çizelge 4) ile bunların grafik görünüşü (Şekil 2) boynuz gelişimleri



Şekil 2: Palaeoceras türlerinin boynuz grafiği

yönünden üzerinde durulmayı gerektirecek niteliktedir.

## Palaeoreas Elegans Ozansoy

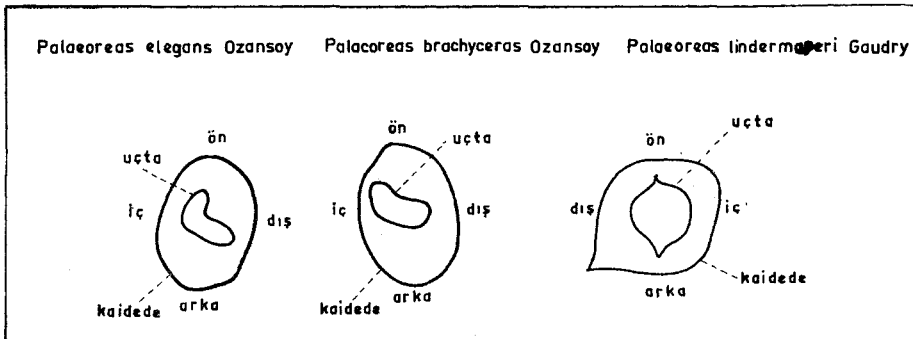
**Materyel:** Yedi boynuz ve beş üst çene dişlerini taşıyan maxilla parçası. Dişler çenedeki yerlerindedir.

**Seviye :** Orta Sinap üst seviye (Alt Pliyosen alt seviye).

**Yer :** Yassören köyü, Kaymca tepesi.

**Boynuz tanımı.** Orbitlerin üzerinden doğan boynuzların tek burulması vardır. Boynuzlar üzerinde iki karen bulunup, ön karen arka karenden çok kuvvetlidir. Ön karen biraz içerden başlayıp dışa doğru dönerek yükselir. Arka karen ise ender olarak ön yüze doğru dönmektedir. Boynuz küçük bir frontal parçasına sahiptir. Foramen supraorbitalis'in alt ucu çok hafif olarak fossa orbitalis'e yaklaşır. Fossa orbitalis kapalıdır. Fossa post orbitalis az derin ve geniş olup fossa orbitalis'e doğru kayma gösterir.

**Karşılaştırma:** Bu tür de aynı yerde daha önceki kazılarda F. Ozansoy tarafından bulunmuştur (Ozansoy, 1957, 1965). *Palaeoreas elegans* Ozansoy'a (Levha I, Şekil 4, 5, 6) ait boynuz örnekleri üzerinde yaptığımız çalışmalar



Şekil 1: Palaeoceras türlerinin boynuz kesiti

bunların morfolojik bakımdan bir homojenliğe sahip olduklarını göstermiştir. *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy ile *Palaeoreas elegans* Ozansoy fosilleri arasında boynuz burulma hızı bakımından olan fark ilk bakışta dikkati çeker. Boynuz iç yüzünün içbükeyliği *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy'da, *Palaeoreas elegans* Ozansoy'a oranla daha kuvvetlidir. Keza, boynuz yüzü üzerindeki uzunluğuna ince çizgi şeklindeki çukurluklar ise *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy'da diğerinden daha kuvvetlidir. Bu iki türe ait boynuz örneği *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'e oranla çok küçüktür. *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'de uzun bir yarık halinde olan fossa post orbitalis, *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy'da geniş ve derin bir çukur, *Palaeoreas elegans* Ozansoy'da ise geniş ve sıg bir çukurluk halindedir. *Palaeoreas elegans* Ozansoy boynuzunun kaide ve uçtaki kesitlerinin *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'den farklı olduğu meydandadır (Şekil 1).

*Palaeoreas elegans* Ozansoy boynuzlarına ait değişimleri saptayabilmek için boynuzların kaidedeki ön-arka ve iç-dış çapları ölçülmüş, robustus değeri ve uzunluk-genişlik (masiflik) endisleri hesaplanmıştır (Çizelge 3). Boynuz örneklerinin kaidedeki boyuna çapları 25.50 - 28.75 mm. arasında, enine çapları ise 18.80 - 21.45 mm. arasında değiştiği görülmektedir (Çizelge 3). Buna göre, bu türün boynuz ölçülerinde biometrik olarak ön-arka çaplar arasında 3.25 mm. ve iç-dış çaplar arasında da 2.65 mm. fark bulunmaktadır. Bu küçük biometrik farklar boynuzların ne kadar homojen olduğunu ifade eder.

Biometrik ölçülerden yararlanarak *Palaeoreas elegans* Ozansoy boynuzunun standart sapma, varyasyon ve olasılı hataları bulunmuştur (Çizelge 4).

Gerek *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy ve *Palaeoreas elegans* Ozansoy gerekse *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'nin boyuna ve enine kaide çapları ile robustus değeri ve uzunluk-genişlik endislerinin karşılaştırılması yapılmıştır (Çizelge 2). *Palaeoreas elegans* Ozansoy fosilinin *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy fosiline oranla daha narin olduğu kaidedeki boyuna ve enine çaplarından kolayca anlaşılmaktadır (Çizelge 2 ve Şekil 2). Burada şunu belirtmek gerekir ki, bütün bu farklılara rağmen, Orta Sina psillerinde ele geçen bu iki türün birbirine olan yakınlığı *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'e olan yakınlığından daha fazladır.

	Kaidede ön-arka çap	Kaide iç-dış çap	Robustus değeri	Uzunluk- Genişlik Endisi
Sinap örneği 1	28.50	19.80	564.30	69.47
Sinap örneği 2	31.30	24.50	766.85	78.27
Sinap örneği 3	28.20	24.60	693.72	87.23
Sinap örneği 4	29.60	25.30	748.88	85.47
Sinap örneği 5	31.90	27.00	861.30	84.63
Ortalama	29.90	24.24	727.01	81.01

Çizelge 1: *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy boynuz ölçüleri tarafımdan alınmıştır.

	Kaidede ön-arka çap	Kaidede iç-dış çap	Robustus değeri	Masiflik endisi
<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry Pikermi'den, Melentis 1970	44.00	38.00	1 672.00	86.36
<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry Atina'dan, Melentis 1970	43.00	38.00	1 634.00	88.37
<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry M.T.A. müzesinden (mülaj)	44.60	37.70	1 679.42	84.53
<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry Pikermi'den Gaudry, 1862-67	36.00	25.00	900.00	69.44
<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry Samos'tan Gentry, 1971	42.70	27.30	1 165.61	63.94
<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry Gülpınar'dan, Tekkaya, 1973	22.86	24.58	582.98	107.63
<i>Palaeoreas elegans</i> Ozansoy Sinap'tan, 7 numune ortalaması	27.45	20.45	562.14	74.55
<i>Palaeoreas brachyceras</i> Ozansoy Sinap'tan, 5 numune ortalaması	29.90	24.24	727.01	81.01

Çizelge 2: *Palaeoreas* türlerinin boynuz ölçüleri

	Kaidede ön-arka çap	Kaidede iç-dış çap	Robustus değeri	Uzunluk- Genişlik Endisi
Sinap örneği 1	25.50	18.80	479.40	73.72
Sinap örneği 2	27.40	19.60	537.04	71.53
Sinap örneği 3	28.75	20.50	589.37	71.30
Sinap örneği 4	28.50	20.55	585.67	72.10
Sinap örneği 5	27.90	20.90	583.11	74.91
Sinap örneği 6	27.50	21.40	588.50	77.81
Sinap örneği 7	26.65	21.45	571.64	80.48
Ortalama	27.45	20.45	562.14	74.55

Çizelge 3: *Palaeoreas elegans* Ozansoy boynuz ölçüleri, tarafımdan alınmıştır.

	Standart sapma	Varyasyon	Olasılı hata
<i>Palaeoreas brachyceras</i> Ozansoy	78.27 ± 1.5 76.77 — 79.77	1.897	± 0.04
<i>Palaeoreas elegans</i> Ozansoy	72.10 ± 2.2 69.90 — 74.30	3.074	± 0.5

Çizelge 4: *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy ve *Palaeoreas elegans* Ozansoy boynuz ölçülerinin standart sapma, varyasyon ve olasılı hataları.

	Uzunluk	Genişlik	Yükseklik	Robustus değeri	Taç Endisi
<b>P2</b>					
3 örnek ortalaması	10.83	9.36	8.90	101.35	86.42
<b>P3</b>					
5 örnek ortalaması	10.95	11.04	9.15	120.88	100.82
<b>P4</b>					
5 örnek ortalaması	10.10	11.98	11.18	120.99	118.61
<b>M1</b>					
5 örnek ortalaması	14.51	14.86	10.13	215.61	100.24
<b>M2</b>					
5 örnek ortalaması	16.20	15.60	13.00	252.72	96.29
<b>M3</b>					
5 örnek ortalaması	14.50	14.83	13.20	215.03	102.27

Çizelge 5: *Palaeoreas elegans* Ozansoy üst çene dişlerinin ölçüleri'

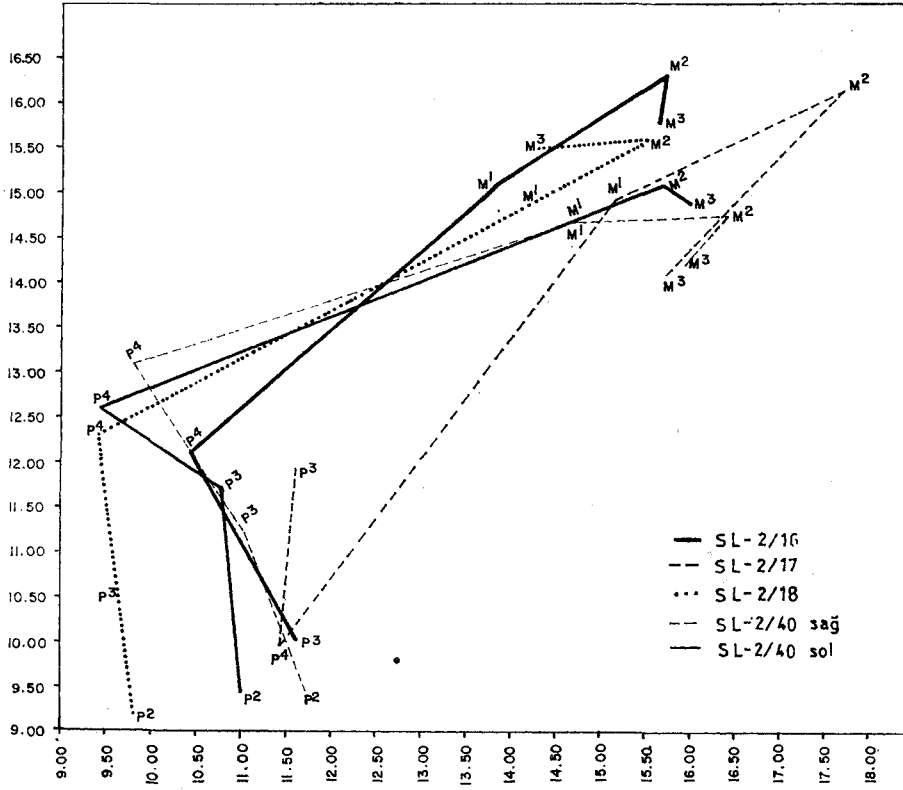
	<i>Palaeoreas elegans</i> Ozansoy		<i>Palaeoreas lindermayeri</i> Gaudry	
	Uzunluk	Genişlik	Uzunluk	Genişlik
<b>P2</b>				
sağ	11.70	9.45	9.00	—
sol	11.00	9.45		
<b>P3</b>				
sağ	11.05	11.20	9.00	—
sol	10.80	11.70		
<b>P4</b>				
sağ	9.80	13.10	8.00	—
sol	9.45	12.60		
<b>M1</b>				
sağ	14.70	14.70	11.00	—
sol	14.70	14.70		
<b>M2</b>				
sağ	16.40	14.80	14.00	—
sol	15.70	15.10		
<b>M3</b>				
sağ	15.90	14.20	15.00	—
sol	16.00	14.90		

Çizelge 6: *Palaeoreas elegans* Ozansoy ve *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry'nin üst çene diş ölçülerinin karşılaştırması

	Standart sapma	Varyasyon	Olasılı hata
<b>P2</b>			
	85.90 ± 0.2	0.232	± 0.7
	85.70 — 86.10		
<b>P3</b>			
	101.35 ± 2.	1.973	± 0.6
	99.35 — 103.35		
<b>P4</b>			
	115.78 ± 2.8	2.496	± 0.8
	112.98 — 118.58		
<b>M1</b>			
	100.00 ± 1.0	0.498	± 0.3
	99.00 — 101.00		
<b>M2</b>			
	91.52 ± 1.7	1.857	± 0.5
	89.82 — 93.22		
<b>M3</b>			
	89.80 ± 1.7	1.893	± 0.5
	88.10 — 91.50		

Çizelge 7: *Palaeoreas elegans* Ozansoy üst çene dişlerinin standart sapma, varyasyon ve olasılı hataları.

**Maxilla tanımı.** Ufak bir palatinus bulunduran maxilla'daki dişlerden ps, p» den daha uzundur, pa'de parastyle gelişmiş olup kuvvetli bir pli oluşturur. Parastyle ile paracone arasında derin ve dar bir oyuk vardır. Bu oyuk, paracone plisinin ve dolayısıyla paracone'nun gelişimine hizmet etmiştir. Metacone gelişmiş is ede metastyle çok zayıf ve içe doğru dönüktür. Hypocone, protocone'dan daha çok gelişmiştir. Metacane ve hypocone alanlar fazla aşınmıştır. P»'de parastyle çok gelişmiştir. Parastyle plisi de çok kuvvetlidir. Parastyle ile paracone arasındaki oyuk sığdır. Paracone, metacone'dan daha gelişkin olup paracone plisi genişliğine bir gelişim gösterir. Metastyle gelişmiştir. Protocone hemen hemen hypocone'a yakın bir gelişim gösterir. Paracone ve protocone alanları metacone ve hypocone alanlarına oranla biraz fazla aşınmıştır. Mi'de parastyle gelişmiştir. Paracone'nun arka kanadı ön kanadından daha gelişmiş bir durum gösterir. Paracone alanının arka kısmı çok aşınmıştır. Mesostyle çok iyi gelişmiştir. Metacone'nun arka kanadı da ön kanadından daha uzundur. Metastyle kuvvetlidir. Protocone çok aşınmış olup ön kanadı arka kanadından daha uzun olduğundan ön çukur'un (fossa anterior) arka kısmı gelişimini tamamlayamamıştır. Bu sebepten, ön çukurun ön kısmı arka kısmından daha uzun ve gelişkindir. Hypocone ve bunun ön ve arka kanadları çok gelişmiştir. Entostyle zayıftır. M<sup>2</sup>'de parastyle çok kuvvetlidir. Paracone'nun ön ve arka kanadları aynı derecede gelişim gösterir. Paracone çok yüksektir. Metacone kuvvetlidir. Metacone'nun ön ve arka kanadları aynı derecede gelişmiştir. Metastyle 1 eaz kuvvetlidir. Protocone, bucco-lingual bir gelişim gösterir. Bu tüberkülün ön ve arka kanadları kuvvet bakımından birbirine eşittir. Entostyle kuvvetlidir. Hypocone ve onun ön ve arka kanadları gelişkindir. Fossa anterior, fossa posterior'den daha fazla derin olup aynı zamanda bucco-lingual gelişim de fazladır. M3'ün parastyle ve mesostyle'i kuvvetlidir. Paracone'nun arka kanadı önemsiz derecede uzundur. Paracone yüksektir. Metacone'nun ön ve arka kanadı eşit kuvvettedir. Metastyle orta derecede gelişmiştir. Protocone ile onun ön ve arka kanadı gelişmiştir. Entostyle yoktur' Hypocone kuvvetlidir. Ön çukur (fossa anterior) ve arka çukur (fossa posterior)'ün arka kısımları gelişmiş olup hypocone'nun zayıf bir önlüğü (eperon) vardır. Genellikle dişlerin diş



Şekil 3: Palaeoceras elegans Ozansoy maxilla'nın grafiği

duvarları yüksek ve dışbükeydir. Dişler barchyodont olup olfukça az aşınmıştır.

**Karşılaştırma:** Palaeoreas elegans Ozansoy PS'nün parastyle ve paracone'u arasındaki oyuk Palaeoreas lindermayeri Gaudry'ninkinden daha derindir. Bu sebepten, Palaeoreas elegans Ozansoy'un paracone'u, Palaeoreas lindermayeri Gaudry'ninkinden daha kuvvetli ve gelişkindir. Metastyle, Palaeoreas elegans Ozansoy'de öne döner diğer türde bu görülmez (Levha 1, Şekil 7, 8). Palaeoreas elegans Ozansoy'un P''ünde paracone'nun ön ve arka kanadının uçları dışa doğru kıvrılır. Bu özellik Palaeoreas lindermayeri Gaudry'de yoktur. Bundan dolayı, parastyle, metacone ve metastyle gelişimi bu iki türde birbirinden farklıdır. Palaeoreas elegans Ozansoy'un M1 inde parastyle gelişimi, metacone alan ile paracone ve metacone'nun dış duvar biçimleri, Palaeoreas lindermayeri Gaudry'den farklıdır. M''deki protocone ve hypocone'nun lingual duvarlarının biçimi Palaeoreas elegans Ozansoy ve Palaeoreas lindermayeri Gaudry'de birbirine benzemeyip farklar gösterir. IP'deki eperon ise sadece Palaeoreas elegans Ozansoy'da vardır.

Bu türün üst çene dişlerine ait biometrik ölçülere (Çizelge 5) göre Palaeoreas elegans Ozansoy'un Pz'leri arasındaki boyuna çap farkı 0.70 mm.'dir. Bu dişin enine diş ölçüleri arasında fark yoktur. PS'ler arasında ise mesio-distal ve bucco-lingual çap farkı 1.90 mm.'dir. P-'de boyuna çap farkı 2.00 mm. iken enine çap farkı 3.30 mm.'dir. M1'de ise mesio-distal çap farkı 1.35 mm.'dir. Bu dişte bucco-lingual çap farkının da 0.35 mm. olduğu görülmektedir. M2'ler arasında boyuna çap farkı 2.20 mm. ve enine çap farkı ise 1.50 mm.'dir. MS'ler arasında da mesio-dista İve bucco-lingual çap farkları 1.50 mm.'dir.

Palaeoreas lindermayeri Gaudry'nin ölçüleri eksik olduğu için Palaeoreas elegans Ozansoy ile aralarında biometrik tam bir karşılaştırma yapılamamıştır (Çizelge 6). Palaeoreas elegans Ozansoy'un üst çene dişlerine ait varyasyon, standart sapma ve olasılı hatalar, her diş için ayrı ayrı hesaplanmıştır (Çizelge 7). Bütün bu sonuçlar, biometrik ölçüler sonucunda alınmıştır. Palaeoreas elegans Ozansoy üst çene dişlerindeki varyasyonların birbirine olan yakınlık derecesi çok barizdir. Bilhassa, MP'de açık olarak görülmektedir (Şekil 3).

Alt Pliyosen'nin alt seviyelerinde özellikle Orta Sinap orta ve üst seviyelerinde Palaeoreas lindermayeri Gaudry'e daha üst seviyelerde rastlanmaktadır (Çizelge 8).

## SONUÇLAR

Orta Sinap serilerinde ele geçen Bovinae ve diğer memeli fauna temsilcileri, burasının Alt Pliyosen'in alt seviyesi olduğunu göstermektedir. Palaeoreas cinsinin türleri step faunası temsilcileri arasına girerler. Bu cinse ait iki tür, Orta Sinap serisinde, diğer step fauna temsilcileri ile beraber bulunmuştur. Klasik tür olan Palaeoreas lindermayeri Gaudry'den çok önce ortaya çıkmış olan Palaeoreas brachyceras Ozansoy ve Palaeoreas elegans Ozansoy'un daha erken bir çağda gelişmiş olmaları gerekmektedir. Orta Sinap serisinde Palaeoreas lindermayeri Gaudry'ye rastlanmamış olması çok ilginçtir. Kanımızca, Palaeoreas lindermayeri Gaudry ve Palaeoreas elegans Ozansoy muhtemelen Palaeoreas brachyceras Ozansoy veya onun bağlı olduğu bir daldan gelmiş olabilirler.

Alt Pliyosen	Gülpınar		Palaeoreas lindermayeri Gaudry
	Orta Sinap	üst	Palaeoreas elegans Ozansoy
		orta	Palaeoreas brachyceras Ozansoy

Çizelge 8: Palaeoreas türlerinin stratigrafik durumu

Yayına verildiği tarih: Mayıs, 1974



## BB6:İNİTÜŞ BELGELER

- Gaudy, A. 1862-67. Animaux fossiles et Géologie de l'Attique: Paris,- 476 s.
- Gentry, A. W., 1971\* The earliest Goats, and other Antelopes from the Samoa, Hipparion fauna: Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol), London, vol. 20, no. 6, 231-296.
- Melentis, J. K., 1970/Die Fikermifauna von Halmyropotamus (Euböa-Griechenland): Ann. Géol. des pays Helleniques, I serie, Tom. 19, 285-404.
- Qzansoy, F., 1957, Türkiye Tersiyer Memeli Faunaları ve Stratigrafik revizyonu: M. T.A. Dergr. no., 4&, Ankara.
- Ozansoy, P./ 1965, Etude des gisement oontinentaux et de's Mammiferes de Cénozoïque de Turquie: Mem. Soc. Géol. France» Paris, 92 s.
- Tekkaya, -t., 1973 b, Gülpınar'daki fosil Bovidae kalıntıları hakkında bir not: Türkiye Jeol. Kur. Bilt., Ankara, c. XVI, no. 2, 77-88.
- Tekkaya, İ., 1974, The Bovidae fauna of Middle Sinap of Turkey: Türkiye Jeol. Kur. Bült, Ankara, c. XVH, no. 1, 173-186..

# Cacas Bölgesi (Bitlis Masifi) Kayaçlanm Petrografik ve Stratigrafik İncelemesi

*Etude f&irograpMqm et stratigmpkiqm de ta region de Cacas (Massif de Bitlis» Turqute)*

OSMAN YILMAZ *Yerbilimleri Bölümü, Hacettepe Ün<Brsitesij Ankara*

**ÖZ:** Bu çalışma, Cacas bölgesi, kayalarının petrografisini- yansıtmak amacıyla hazırlanmıştır. Makale,, bölgenin tüm kayalarından ziyade Bitlis masifi cephe şariyaji Kuzeyindeki metamorfik kayaçları ve Hersinîyen granitlerini konu seçmiştir.

Yapılan ayrıntılı saha ve petrografik fasiyes incelemeleri.» Bitlis masifi metamorfik kayaçları arasında eski, kütle ve epimetamorfic örtüsünün varlığını ortaya, çıkarmıştır, Bunlardan eski, kütle formasyonlarının almandfn-amfficolit fasiyesinde» bunun üzerindeki epimetamorfik örtünün ise yeşil .şist fasiyesinin en .zayıf, kuvars-alMt-muskovit-klorii,, alt fasiyesinde bir<sup>1</sup> metamorfizma geçirdiği ve: parajenezler arasındaki boşluğun ancak polimetamorfizma ile açıklanabileceği kanısına, varılmıştır. Ayrıca»- dana sonra derinilecek petrokimjrasal ve jeokronolojik çalışmalar da yukarıdaki bulguları doğrulamıştır.

**RESUME:** La Presenle etude a pour but. de reflecter la petrographie des roches de la region de Cacas. I\*'article base sur cette etude comprend plütöt les roches m&tamorphiques et granites herpyniens situes au Nord du charriage frontal du Massif de Bitlis,,

Les leves de terrains et les recherches petrographiques detailles ont mis en evidence la presence du socle -ancien et de sa couverture epim^tamorphique parmi les roches m&tamorphiques du massif de Bitlis.

On, s'est persuadâ que part les formations du socle ancien proviendraient du, metamorphisme dans les conditions de Talmandin-arapfaibolite facias et. oelles de sa couverture meiamorphisees dans le plus, faible,, quartz-albite-muscovite-chlorite subfacies- du greenschist facies de type Barrow et d'autre parti\* hiatus dans les parageneses .ne pouvant s'expliquer que par un polym&tamorphisme^

Be surcroît, des etudes peixochimique et geochronologique qui seront discutees ult.erieurement» out justifiees les conclusions tirees uniquement des considerations patrographiques.

## GİRİŞ

Haritalanmış petrografik fasiyesler değişik çalışmacılar tarafından benimsenmiş olan üç, ayrı kuşağa aittirler. (Tolun, 1953; Kellog, 1960).

Bu kuşaklar Kuzeyden Güneye doğru şunlardır (Şekil 1).

- Bitlis Masifi
- Orojenik iliş kuşağı
- Kenar kıvrımları bölgesi

Haritadan görüldüğü gibi, kuşaklar birMrtoden» Bitlis Masifi cephe şariyaji ve Güneydoğu Anadolu baş gariyaji ile ayrılmışlardır, Kenar kıvrımlar bölgesi otoklondur.

Şaımanu. metamorfik, plütonik ve sedişanter kayaçları eskiden yeniye doğru şa birliklere ayrılmışlardır.

Blski kütle (Bitlis masifi)

Epimetamorfik örtü (Bitlis masifi)

Trpt Kretase-Eosen formasyonları (Orojenik fliş kuşağı)

Otokton üçüncü zaman formasyonları (Kenar kıvrımları bölgesi)

Bunlardan Bitlis masifi formasyonları sallanın ;%75\*ini örtmektedir<sup>1</sup> (Şekil 2).

**BİTLİS MASİFİ ESKİ KÜTLE**  
**BİBtMLEKİfİN FETBOORAFİSt**

**AmfiboBt ve AmfioIM, Gnayslar (GHI)**

a — Amfibolitler

Plajiyoklaz •+ hornblend •+ klinopiroksen ± kuvars dz. ikincil albit qz ikincil epidot ± klorit ± opak mineraller.

Plajiyoklaz; •+ hornblend •+ İkincil albit ±: ikincil epidot,

b — Amfibol, biyotit ve granatı gnayslar

Plajiyoklaz + hornblend -f biyotit. f kuvars + ikincil albit.

Plajiyoklaz f hornblend f granat ± skapolit ± kuvars .+ ikincil albit. f ikincil epidot

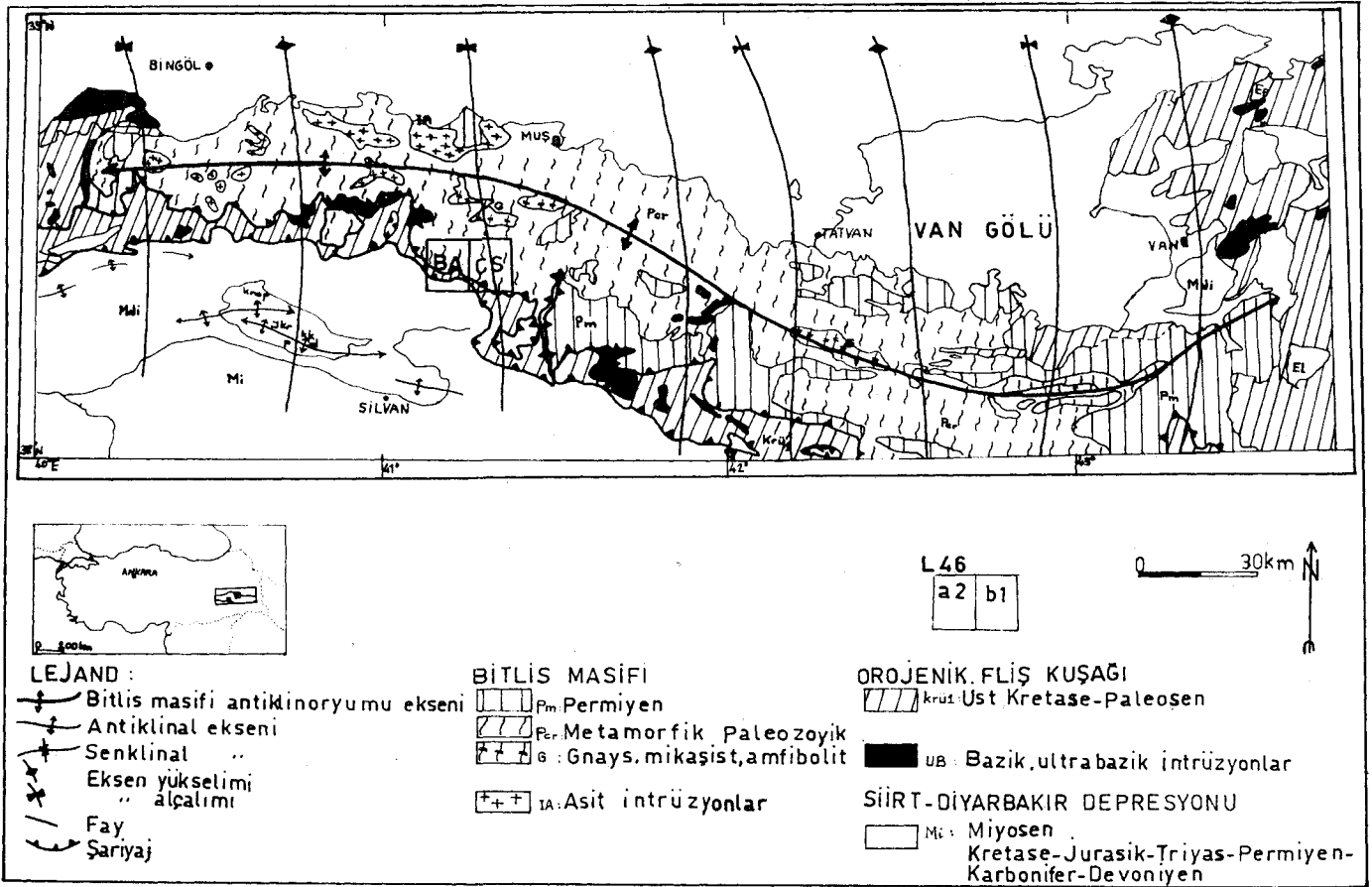
c — Az; kuvars ve amf ibollü gnayslar

Plajiyoklaz •+ hornblend + kuvars ± biyotit. ±: ikincil albit + opak mineraller,,

Plajiyoklaz .4. kuvars f sfen.

Bu parajenezleri gösteren kayaçlar sahada, 700 m., kadar' kalınlık gösterirler. Hiç bir yerde- anfibolitlerin tabanını oluşturan kayaçlar gözlenmemektedir. Yukarıya, doğru ise yoğun tektonizmaya karşın a parajenezinden c parajenezine doğru tedrici bir<sup>1</sup> geçiş vardır.

Modal Analiz,, ' Bütün bu mineral parajenezlerin modal analizleri yapılmış &AT-COL-FESLD endisleri hesaplanmış CYong<sup>1</sup> ve: Brousse, 1963) köken kayaçları hakkında bilgi edinilmiştir (Çizelge 1)..



Şekil 1-Bitlis masifinin jeolojik ve tektonik haritası(Altınlı,1963 dan)

Doku. Amfibolit ve amfibollü gnayslar genellikle granoblastiktir.

Mineraloji.

Plajiyoklaz: Tamamı ile serisitlegmiş ve üzerinde ikincil albit ve zoisit

oluşmuştur. Sossüritleşme plajiyoklazlar üzerinde optik ölçümlere olanak veremeyecek derecede gelişmiştir. Ancak bazı ikizlenmeler (Karlsbad, Albit gibi) ve ölçülebilmştir.

Teşü hornblend: Koyu yeşilden sarı yeşile kadar renkler gösteren horn-

blendler geniş pösiloblastik yüzeyler şeklindedir. (Sönme açısı,

$$\alpha = ng \wedge C = + 20^{\circ} - + 22^{\circ}, 2 V_{np} = 72^{\circ} - 86^{\circ})$$

Piroksen: Her kayacda rastlanmayan ojitin optik özellikleri: «n büyük sönme açısı,  $\alpha = ng \wedge C = 32^{\circ} - 45^{\circ}$  dir. Genellikle ojit kendisini uzanımının yönüne dik kesen ve çepeçevre saran hornblend ile beraberdir.

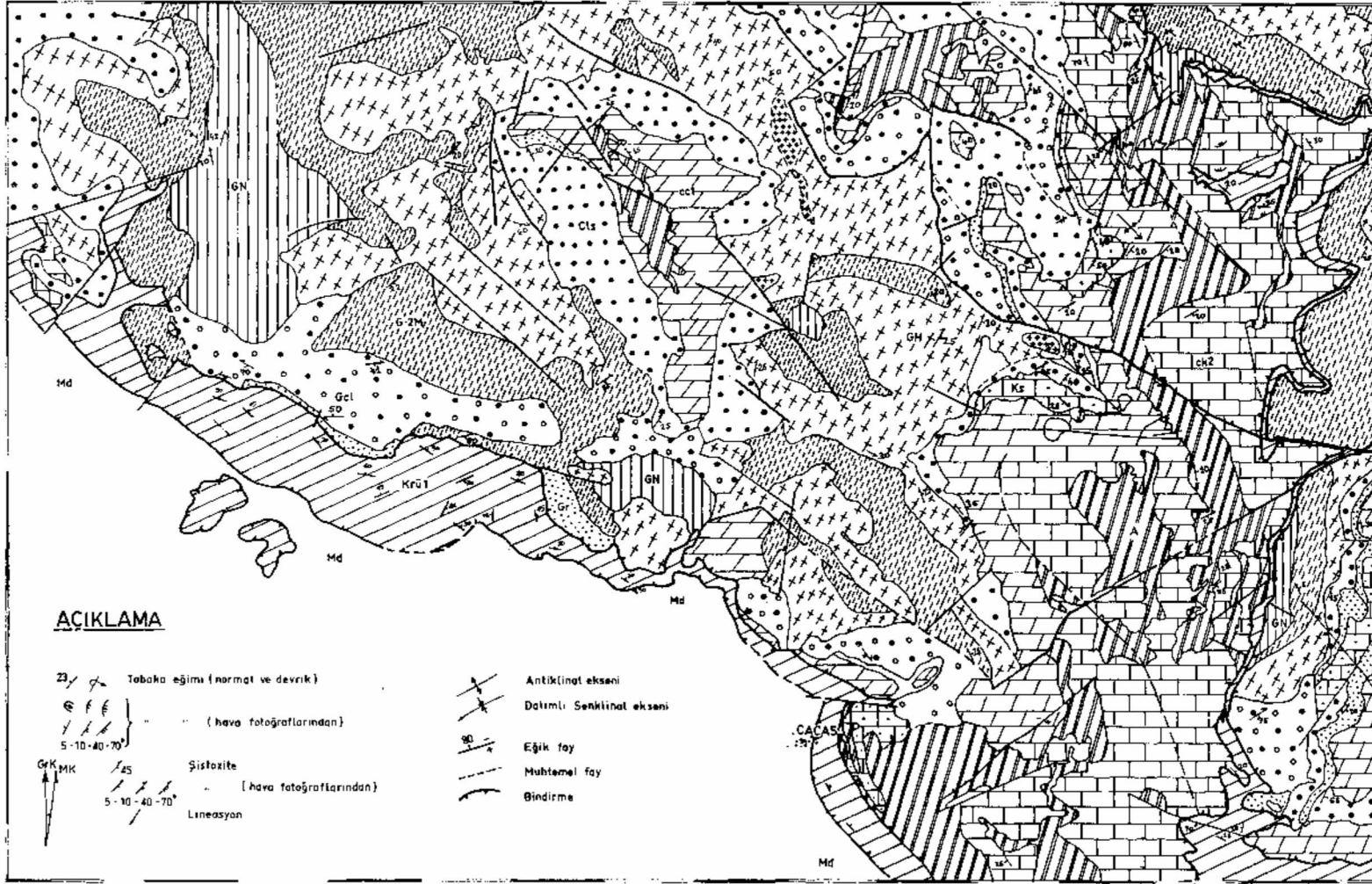
Biyotit: Hornblend tarafından psödomorfize edilmiştir. Ancak biyotitin Muskovitle beraber hornblendi kestiği de görülmektedir. Biyotit  $n_g$ 'ye göre kırmızı,  $n_p$ 'ye göre kirli sarı renkte pleokroitiktir.

tkincil Albit: Albit kristalleri bozunmuş, polisentetik ve periklin ikizlemeli olarak zoisit, kuvars ve serisit ile beraber bulunur, ince kesite göre albitleşmenin geç bir evrede oluştuğu tahmin edilmektedir.

İMncÜ Epidot: Amfibolitlerde zoisit ve pistasit olmak üzere iki tür epidot bulunmaktadır.

	Parajenez a		Para jenez b	Parajenez c		
Kuvars	11.05	—	9.28	12.50	22.12	10.46
Plajiyoklaz	14.00	37.06	26.20	38.50	59.60	74.50
Amfibol	36.55	49.06	44.52	25.00	5.13	—
Piroksen	16.61	—	—	—	—	—
Biyotit	eser	—	11.41	1.38	—	eser
Klorit	0.27	—	—	—	2.55	eser
Sfen	—	—	—	—	—	13.27
Opak min.	—	—	0.23	0.23	2.10	eser
İkincil Albit	9.50	7.46	1.17	21.12	8.55	—
İkincil epidot	11.67	0.48	7.38	1.61	—	—
SAT	8.8	0	0	13.7	24.5	14
COL	68.0	63	74	27.9	9.7	25.5
FELD	0	0	0	0	0	0
Olabilir köken kayac	Melagabbro	Melagabbro	Melagabbro	Kuvarslı lökodyorit		

Çizelge 1: Amfibolit ve amfibollü gnaysların modal analiz değerleri



## LEJANO

### Sedimanter Kayaçlar

#### KUATERNER

Q Alüvyon  
Yamaç Malzeme

#### TERSİVER (Sarı - Dışarıdaki Depresyonu)

Md [Diagonal lines] Vindobanberg (Kumtaşı - Konglomera)  
Burdigalya (Vindobanberg Konglomera)  
Burdigalya (Kum - Kumtaşı)

[Cross-hatch] Tütsüverit Kireçtaşı

#### ÜST KRETASE - PALEOSEN - EOSEN / FLİŞ KUŞAĞI

Kr1 [Diagonal lines] Brn.  
Mireçlaşı  
Ruhşığı - Milya  
Konglomera  
[Horizontal lines] Bazalt, Spilit

### Metamorfik Kayaçlar ( Bitlis Masifi )

#### EPİMETAMORFİK ORTU

ck1 [Cross-hatch] Kırstik rekristalize kireçtaşları  
[Diagonal lines] Üst vadeli siltler  
Am Kalsit + Epidot + Klorit + Talk + Sten + K2 + Ab  
Ac Kalsit + Kurara  
Aq Kırstik Hematit ± Serisit  
As Serisit + Kurara  
Av Albit + Epidot + Aktinolit + Klorit + Kuvars  
co [Cross-hatch] Rekristalize Mireçtaşları  
Ks [Cross-hatch] Katkıtaşlar  
[Cross-hatch] Muskevitli kuvarsitler  
[Cross-hatch] Alt vadeli siltler  
Ts Talktaş  
Cts Prasmanitler  
Cts Kırkıtaşlar  
Mikro Konglomera + Starztaşlar

#### ESKİ KÜTLE

Gcl [Cross-hatch] Yeşil çaydaşlar  
or-S [Cross-hatch] Kalıtsal tapanitler  
Albitli leptitler  
Prp [Cross-hatch] G 2M Paragrafslar  
Gh [Cross-hatch] Amfibollü granitler  
Amfibolitler

### Erüptif Kayaçlar

[Cross-hatch] Monzonit granit  
Albitli, alkali granit

### ACIKLAMA

Z3 / x Tabaka eğimi (narmat ve devrik)

[Diagonal lines] (hava fotoğraflarından)  
5-10-40-70°

GK MK / 25 Sistolite  
5-10-40-70° (hava fotoğraflarından)  
Lineasyon

[Cross-hatch] Antiklinat ekseni

[Cross-hatch] Dalımlı Senklinat ekseni

[Cross-hatch] Eğik fay

[Cross-hatch] Muhtemel fay

[Cross-hatch] Bindirme

Selâ 2: Çanakkale bölgesindeki jeolojik haritası aynı rektörizmaya göre, yanda belirtilen sembollerle açıkça gösterilmektedir.

1000 500 0 Ölçek 1000 2000 m

Görülen diğer mineraller boyutlarının küçüklüğü ve miktarların azlığı nedeniyle ölçülemezlerdir.

Sonuç olarak, çizelge 1'de görüldüğü gibi a ve b parajenezleri amfibol ve c parajenezi de kuvarsça zengindir. Plajiyoklazlar bozunmuşlardır ve biyotitler amfibolleşmişlerdir. Her parajenezde albit, epidot, kuvars ve klorit gibi ikincil mineraller mevcuttur.

### Paragnayslar (G-3M)

Kütleli amfibolite leptonitler arasında bulunan bu kayalar sahada şisti yapıları ve kırılma özellikleri ile kolayca tanınırlar. Tabanındaki dokanak kesin değilse de üstten leptonitlere geçiş tedricidir. Serinin gözlenebilmiş en önemli kalınlığı 400 m.'dir.

Bu birim içinde görülen parajenezler:

Kuvars + ortoklaz + plajiyoklaz + biyotit + muskovit + klorit ± sfen.

Kuvars + ortoklaz =p biyotit if muskovit + granat ± sillimanit ± turmalin.

Kuvars + plajiyoklaz + muskovit ± turmalin ± apatit.

Kuvars + plajiyoklaz + albit + amfibol + biyotit + klorit ± granat ± epidot ± opak mineraller.

İki parajenezin kayaları şisti dokuda ve ince taneli, diğerlerinin ise iri taneli ve gnays dokuludur. Şisti doku gösterenlerde bol miktarda 30-500 µ boyutlu grano-lepidoblastik biyotit, ince iğnecikler şeklinde sillimanit ve kırmızı renkli granatlar vardır. Tanelerin küçüklüğü modal analize olanak vermiştir.

### Mineraloji.

Plajiyoklaz: albit ikizli veya ikizlenmez, An = i%20-25 (oligoklaz), bozunmuş ve pertitik değil.

Potassik feldispat: hafifçe kaolenleşmiş ortoklazın 2V<sub>n</sub> açısı -72° den -84° ye kadar değişmektedir.

Biyotit: çok pleokroik, n<sub>g</sub>: kan kırmızısı, n<sub>p</sub>: kirli sarı ve aşırı derecede Moritlemiştir.

Sillimanit: biyotit-muskovitli kısımlarda çok ince iğnecikler şeklindedir.

Granat: pösiloblastik, helis şeklinde kuvars ve biyotit inklüzyonları çok sık. Bu duruma göre, granatın geç kristalleştiği ve kartopu gibi dönerek büyümüş olduğu düşünülebilir.

Pinnitleşmiş kordiyerit: biyotit-sillimanit ve granatı içeren metamorfik fa-

siyesin tamamlayıcısı olarak görünmesi beklenen kordiyerit, ancak, bir tek örnekte gözlenmiştir.

İnce kesitlerde sık sık klorit ve aktinolitlerin farklı bir şistozite ile eski kristalleri kesip geçtiği görülmektedir.

Üçüncü parajeneze muskovit ve granatlı paragnays da denilebilir. Buradaki plajiyoklaz aynı şekilde oligoklazdır.

Muskovit: Çok iyi gelişmiştir.

Turmalin: n<sub>p</sub> yönünde uzanmış otomorf kristaller şeklindedir. Pleokroizm: n<sub>p</sub> ye göre baki yeşil, n<sub>g</sub> ye göre esmer sarıdır. Bu turmalin oldukça demirdir (Şorlit).

Sonucu parajenez ise amfibollü paragnays olarak alınabilir. Çünkü paragnayslarla 20 m.'lik bir kalınlık içinde oluşmaktadır. Buradaki plajiyoklazların ikiz düzlemleri net değildir ve albitleşme gösterir. Ayrıca, yeşil hornblendin yanında, optik verileri n<sub>g</sub> A C = +37° - + 40° ve 2V<sub>n</sub> = 0°—20° olan sodik amfibolde gelişmiştir. Bize göre bu Na'ca zenginleşme albitleşmenin ürünüdür ki buna diğer kayalar incelenirken de sık sık değinilecektir.

Sonuç olarak, paragnayslar muskovitli paragnays ve amfibollü paragnayslardan oluşmuşlardır. Paragnayslarda ilkel bir greso-pelitik dizilim gözlenmektedir. Yerel olarak, 20 m.'lik bir tabaka şeklindeki amfibollü paragnayslar ise eski sedimanlar içindeki fasiye değişiminin (amrn veya tuf) başkalaşma ürünü olarak düşünülebilir.

Paragnayslar biyotit ve muskovitçe zengin az çok granatlı ve bazı seviyelerde sillimanitlidir.

Plajiyoklazların An miktarı sabit olup albitleşme arzederler.

Biyotitler kloritlemişlerdir.

### Leptinitler (GH)

500-600 m. kalınlıklı çok geniş sahalar kaplayan ve paragnayslı birimin üzerinde yer alan bu beyaz gnayslar leptinit olarak adlandırılmıştır. Tabanda bir önceki birime dahil edilmiş olan gnayslar gitgide yukarıya doğru masif, ara katkısız silindirik parçalar şeklinde kırılan, biyotitleriyle kesin bir lineasyon gösteren bir birim oluştururlar. Leptinitler üstteki yeşil renkli gnayslarla faylı dokanaktır. Leptinit terimi tamamıyla kuvars - feldispatlı bileşimi

olan çok açık renkli gnayslar için kullanılmıştır. (Cogné et Eller, 1961).

Sahada aynı bir birim olarak haritalanan leptinitler parajenezlerinden dolayı ikiye ayrılabilirler (Çizelge 2):

#### Albitli Leptinitler

##### Kalkoalkali Leptinitler

Birinci parajenezde hiç potasik feldispat yoktur ve antipertit mevcuttur. İkinci parajenezde ise ortoklazpertitik veya mikroklin olarak gelişmiş potasik feldispatlar mevcuttur ve antipertit hiç gelişmemiştir. Her iki parajenezin ortak yanları ise az çok protoklastik taneli bir yapı ve eski bir kayacın kalıntılarını göstermeleridir.

#### a) Albitli Leptinitler

Yapılan modal analizle hesaplanan SAT-COL-FELD parametrelerine göre bu kayaların erüptif eşdeğerleri çok kuvarslı holoalkali granitlerdir.

Doku. Protomilonitik, heterogranüler, bazan kuvars feldispat gözler halinde bulunur. Şistozite kabaca kuvars yönlenmesiyle belirlenmiştir.

#### Mineraloji.

Plajiyoklaz: İki tür plajiyoklaz saptanmıştır. Birinci türün üzerinde serisit gelişmiştir. Yapılan optik ölçümler (2V<sub>n</sub> = + 82°) Ab<sub>97</sub> An<sub>3</sub> bileşimli albiti vermiştir. Diğerleri ise bozunmamış ve antipertitiktir. Or<sub>1</sub> Ab<sub>98</sub> An<sub>1</sub> tamamıyla ialbitik ve Or<sub>13</sub> Ab<sub>84</sub> An<sub>3</sub> potasik olmak üzere iki çeşit antipertit saptanmıştır. Antipertit yerini alma ve kırıklar boyunca yerleşme suretiyle gelişmiştir. Albitin çok taze olarak kırıklar boyunca gelişmesi geç bir albitleşmenin ürünü olarak düşünülebilir.

Kuvars: Plajiyoklaz porfirblastlarını ayıran ksenomorf, iyice birbirine kenetlenmiş taneler şeklindedir. Bazan, granülitik dokuyu andıran uzamalı yapı gösterir.

Biyotit: Kayaçta %1-8 oranında bulunur. Aşırı derecede kloritleşmiştir.

#### b) Kalkoalkali Leptinitler

Doku. Milonitleşmenin her çeşidi gözlenmektedir. Doku genellikle porfirblastiktir. Feldispat poriroblastlarını saran kuvars, feldispat kırıntıları biyotit ve muskovitle foliasyonu çizerler. Bunun yanında bazı leptinitlerde bölmeli ve gözlü dokuya kadar giden taklastik yapılar gözlenmiştir. Ayrıca,

	Birinci parajenez		İkinci parajenez	
Kuvars	35.52	48.75	35.51	30.65
Ortoklaz mikroklin	—	—	30.78	36.00
Plajiyoklaz	19.46	14.44	11.88	12.35
Pertit	—	32.20	16.10	14.31
Antipertit	37.94	—	—	—
Biyotit + Kloritleşmiş biyotit	8.37	3.56	5.45	6.42
Muskovit	1.74	—	eser	eser
Epidot	eser	4.24	0.20	0.20
Sfen	—	—	eser	—
Opak Mineraller	eser	eser	—	eser
SAT	36.2	52.6	37.7	32.8
COL	10.0	7.6	5.7	6.7
FELD	100.0	74.0	79.5	80.0
Olabilir köken kayaç	Holo alkali granit	Subalkali hololökokrat granit		

Çizelge 2: Leptinitlerin modal analiz değerleri

bazı ince kesit örneklerinde, laminalanmaya kadar giden leptinik (heterogranüler) dokular da gözlenmektedir. İnce kesit incelemeleri milonitleşmenin bölgesel metamorfizma esnasında daha iri taneli kayaçların (orta köken), metamorfizma koşulları altında parçalanması ile ilgili olduğunu göstermiştir.

Modal analiz sonucu (SAT-COL-FELD) parametreleriyle bulunan eş değerler bir subalkali hololökokrat graniti belirtmektedir (Çizelge 2).

#### Mineraloji.

**Kuvars:** Kuvars kripto-mlkro ve mezotaneli ve bazen lamel şeklindedir. Kristaller birbirine kenetlenmiş ve dalgalı sönmelidirler.

**Potasyum Feldispat:** Optik ölçümlerle saptanan ortoklaz ve mikrolin porfirblastları mikropertit ve pertitlidir.

**Plajiyoklaz:** Sübotomorf ve granoblastiktir. Plajiyoklazların ölçülen An değeri %7-17 arasındadır (albit-oligoklaz). Hepsisi bozunmuş serisitleşmiş ve sossüritleşmiştir. Bağımsız kristaller şeklinde An = %4 değerli albit bu plajiyoklazlar üzerinde sık sık gözlenir.

**Allanit:** Bazı leptinit örneklerinde görülmüştür. 0,45-1 mm. çaplı sübotomorf kesitler şeklindedir. Çok pleokroik ve çift zonludur.

**Granat:** Nadir granat kristalleri birimin taban kısmında gözlenmiştir.

**Sonuç.** Sahada tek bir birim gibi görünen leptinitlerden iki ayrı parajenez saptanmıştır.

Paragnayslı birimden masif leptinitlere geçiş muskovitli paragnayslarla olur.

Görülen parajenezler ve granatın kısmen kaybolmuş olması, bu birimin tabanında bulunan mikaşist ve paragnayslara göre daha az metamorfik olduğunu göstermektedir.

En son bir evrede gelişmiş albitleşme ve kloritleşme mevcuttur.

#### Yeşil Gnayslar (Gel)

Yeşil gnayslar leptinitlere bağımlı olmakla beraber aralarındaki dokanak, bazı yerlerde bir bindirme veya eğik bir fay düzlemi ile sağlanır. Sordini tepesinde leptinit ve yeşil gnayslar arasında 5 m. kalınlığında bir milonitik zon vardır. En fazla kalınlık 250 m.'dir. Üste doğru alt klorit şistlere geçmektedir. Sahada, koyu yeşil renkleri ve pembe faldispat ve gnaysik dokuları ile kolayca ayırt edilirler.

**Yapı.** Leptinitlerle aynı.

**Mineraloji.** Parajenezler leptinitte görülenlere yakın. Aynı şekilde albitleşme ve kloritleşme mevcut.

**Kuvars:** Kenetlenmiş kuvars kristallerinin ölçülen  $2V_{N_g} = 0^\circ - + 30^\circ$  açısı kuvarın çok fazla deformasyona maruz kaldığını kanıtlamaktadır.

**Feldispatlar:** Pertitik ortoklazların eski plajiyoklazların yerini aldığı görülmektedir. Aynı şekilde iki tür pertite rastlanmıştır.

**Biyotit:** Yeşil renkli biyotitlerden çoğu kloritleşmiştir.

**Klorit:** Zayıf birefrenjans,  $1^\circ$  mertebeden koyu mavi, sönme açısı  $\mu = + 0^\circ$  ile tipik perinindir.

**Kloritoid:** Az miktarda bazı örneklerde görülmüştür.

**Sonuç.** Yeşil gnaysların parajenezleri leptinitlerinkilerle aynı, granat hiç yok, biyotitleri yeşil renkli, Fe+3 ce zengin ve kloritleşmiştir.

#### Eski Kütle Granitleri (γ)

Granitik kayaçlar sahada az aflorman vermektedirler. Bunlar sadece leptinitlerle ilişki olarak gözlenmektedir. Granitin leptiniti kesip çıkması ve paragnayslı birimden kayaçları anklav olarak bulundurması, bu granitin metamorfik kayaçlardan daha sonra oluştuğunu, başka bir deyişle intrüfiz olduğunu doğrular. Kütleli görünümüne karşın, Alp tektoniği ile enine, yatay ve köşegen eklemler kazanmıştır. Aflormanda değişik türde görünen granitler haritaya tek bir tür olarak geçirilmiştir. Bunlar:

Albitli alkali granit

Monzonit granit

Birinci tür, ikincinin içinde şekilsiz cepler şeklinde gelişmiş olup rengi süt beyazdır. Yapılmış olan modal analizler de bu iki türü ortaya çıkarmaktadır (Çizelge 3).

#### a) Albitli Alkali Granit

**Doku.** Holokristalindir. Büyük boyutlu alkali feldispatlar hipidiyomorfur. Yarı derinlik kayaçları gibi yapı yönlenmemiştir.

#### Mineraloji.

**Plajiyoklaz ve antipertit:** Otomorf kristallerin bazı kısımları antipertittir. Bunun yanında normal ve tamamıyla antipertit kristaller de vardır. Bu kristallerin An değeri %10'a kadar çıkmaktadır.

**İkizlenmeler:** Karlsbad, albit-Karlsbad, albit-ala ve polisentetik albit ikizleri bu kayaçlarda çok görülürler. Vng açısı  $+ 76^\circ$  den  $+ 82^\circ$  ye kadar deği-

gir. Bu antipertitler kayacın kırıklarından bağımsız olarak gelişmişlerdir.

### b) Monzonit Granit

Monzonit granitler, büyük potassik feldispat kristalleri (ortoklaz, mikrolin ve pertit) ve pertitik olmayan plajiyoklazlar bulundurlar. Monzonitik yapı bazı örneklerde gözlenmiştir.

Büyük pertitik mikrolin kristalleri bozunmuş, farklı yönlü ve pösilitik plajiyoklazlar içermektedir.

#### Mineraloji.

Ortoklaz, mikrolin ve pertit: Büyük kristaller şeklinde gelişmişlerdir. Ancak, bazı pertitik ortoklaz merkezli kristallerin pertitik mikrolin ile sarıldığı gözlenmektedir. Bu bir tektonik faz sonucu gelişmiş olan geç bir mikroklinleşme olayını kanıtlamaktadır. Potassik feldispatlar daha ziyade mikrolin kriptopertit ve mikrolin pertit şeklindedir. Albitçe değeri % 10-70 arasındadır.

Plajiyoklaz: Zonlu otomorf plajiyoklazların merkezi kısmı serisitleşmiş kalıntı şeklinde, çevreleyen kısım ise ya yeni oluşmuş foir albit ya da bir mikroklinlerdir. Anortitçe değeri %3-28 arasında değişir. En fazla bulunan  $An_{3-4}$  ve  $An_{10-11}$  değerleridir.

Granit dokanağı ve anklavları. Granit çevresindeki kayalarla dokanağı her zaman gözlenmez. Ancak, bazı yerlerde pembe renkli granit leptinitleri keserek geçtiği gözlenmiştir (Şekil 3).

Ayrıca, ince kesit Ölçeğinde granit leptinit foliyasyonunu kestiği görülmüştür.

Gözlenen granit anklavlarına gelince, bunlar iki çeşittir:

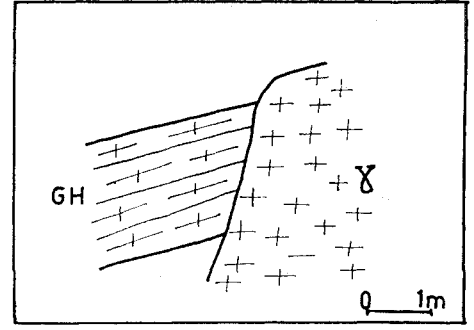
Homoeojen anklav: Küçük boyutlu (2X2 cm<sup>2</sup>) aşırı mikali (yeşil biyotit, kloritleşmiş biyotit vb.) bir anklavdır. Burada eski kayaktan kalıntı farke dilmemektedir,

Enallojen anklav: Büyük boyutlu (3X3 m<sup>2</sup>), iç kısımlarına doğru granit apofizleri ilerlemiş şekilsiz anklavlardır (Şekil 4). Bu anklavlar yapı ve parajenez bakımından paragnays (G-2M) ve amfibollü gnayslara çok benzemektedirler. Bunlar, bize göre, granit tarafından özümlemiş paragnays kalıntılarıdır. Bu önemli nokta eski kütle metamorfizmasının daha yaşlı olduğunu kanıtlamıştır. Esasen, bu granitler üzerinde yapılan jeokronolojik tayinler gr.anit yerleşmesinin Hersiniyen orojenezinin Südet fazında (325 MY) vukua geldiğini saptamıştır (Yılmaz, 1971).

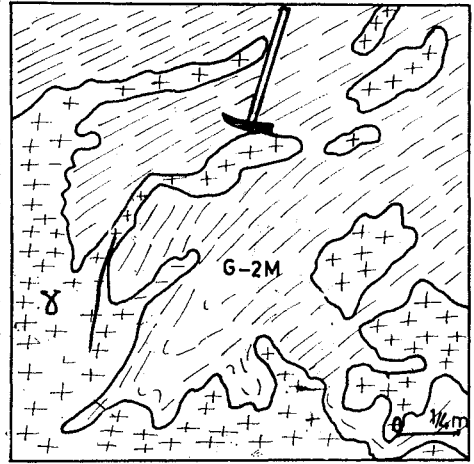
Sonuç. Petrografik incelemelerle, iki tür granit (albitli alkali granit ve monzonit granit) ayırtlanmıştır. Ancak bu iki granit aynı yataklardır.

Albitli alkali granit monzonit granit kütle içinde küçük cepler şeklinde görülmesi ve albitin geç oluşumu, bu granit kalkoalkali türden itibaren geliştiğini düşündürmektedir.

Granitteki biyotitler de kloritleşme gösterir.



Şekil 3: Granit ve leptinitler arasındaki dokanak



Şekil-4

Şekil 4: Granitler içerisindeki enallojen anklavlardan biri

### Eski Kütle Kayalarının Petrografik İncelenmesinde Varılan Sonuçlar

Petrografik incelemeler sonucu, saha gözlemleri ve harita alma çalışmalarını dahil, eski kütle kayalarını alttan üstte doğru şu birimlere ayırmışlardır:

— Muhtemelen eski bir gabbre-di-yoritik masifin metamorfizmasından gelen amfibolit ve amfibollü gnayslar,

— Almandin-amfibolit fasiyes şartlarında başkalaşıma uğramış grezo-pelitik kayalardan gelen paragnayslar,

— Beyaz gnayslar (leptinitler) ve yeşil gnayslar holökokrat ve az mikali bu kayalar kalko-alkali-alkali granit veya efüzif eşdeğerinin başkalaşımından oluşmuşlardır,

	Alkali granit	Monzonit granit	
Kuars	43.10	53.02	35.15
Albit	20.34	—	—
Antipertit	36.07	—	—
Ortoklaz + mikrolin + pertit	—	21.88	37.77
Plajiyoklaz	—	16.71	22.81
Biyotit + kloritleşmiş biyotit	—	6.90	eser
Sfen	—	1.47	—
Değişik	0.47	—	—
SAT	43.31	58	34
COL	0.49	8.4	4.3
FELD	100.00	56.7	62.3

Çizelge 3: Granitlerin modal analiz değerleri

—• Granit eski kütle kayaçlarının meatekorfizmasından sonra yerini almıştır.

— Farklı bir şistozitede gelişen klorit, aktinolit ve biyotitlerin kloritleşmesi, ve de bütün eski kütle kayaçlarının albitleşme olayı göstermesi bize bu kayaçların daha genç başka bir metamorfizmaya maruz kaldıklarını göstermektedirler. Bu son metamorfizma eski kütleyi saran örtü kayaçlarını da epifasiyes şartlarında başkalaştırmıştır (Şekil 5).

Petrografik incelemelerle varmış olduğumuz bu sonuçlar petrokimyasal ve jeokronolojik incelemelerle de doğrulanmıştır (Yılmaz, 1971).

### BİTLİS MASİFİ EPİMETAMORFİK ÖRTÜSÜNÜN PETROGRAFİSİ

Eski kütlede bazı kısımlarında, az metamorfik kayaçlar gözlenmektedir. Bunlar NW-SE eksenli Bitlis Masifi antiklonoryumunun N-S yönlü enine eksen alçalanlarında korunmuşlardır. Burada 1/25.000'lik ölçekte haritalanab Uen ve aşağıdan yukarıya doğru metamorfizma derecesi azalımı veren 6 ayrı grup ayrılanmıştır.

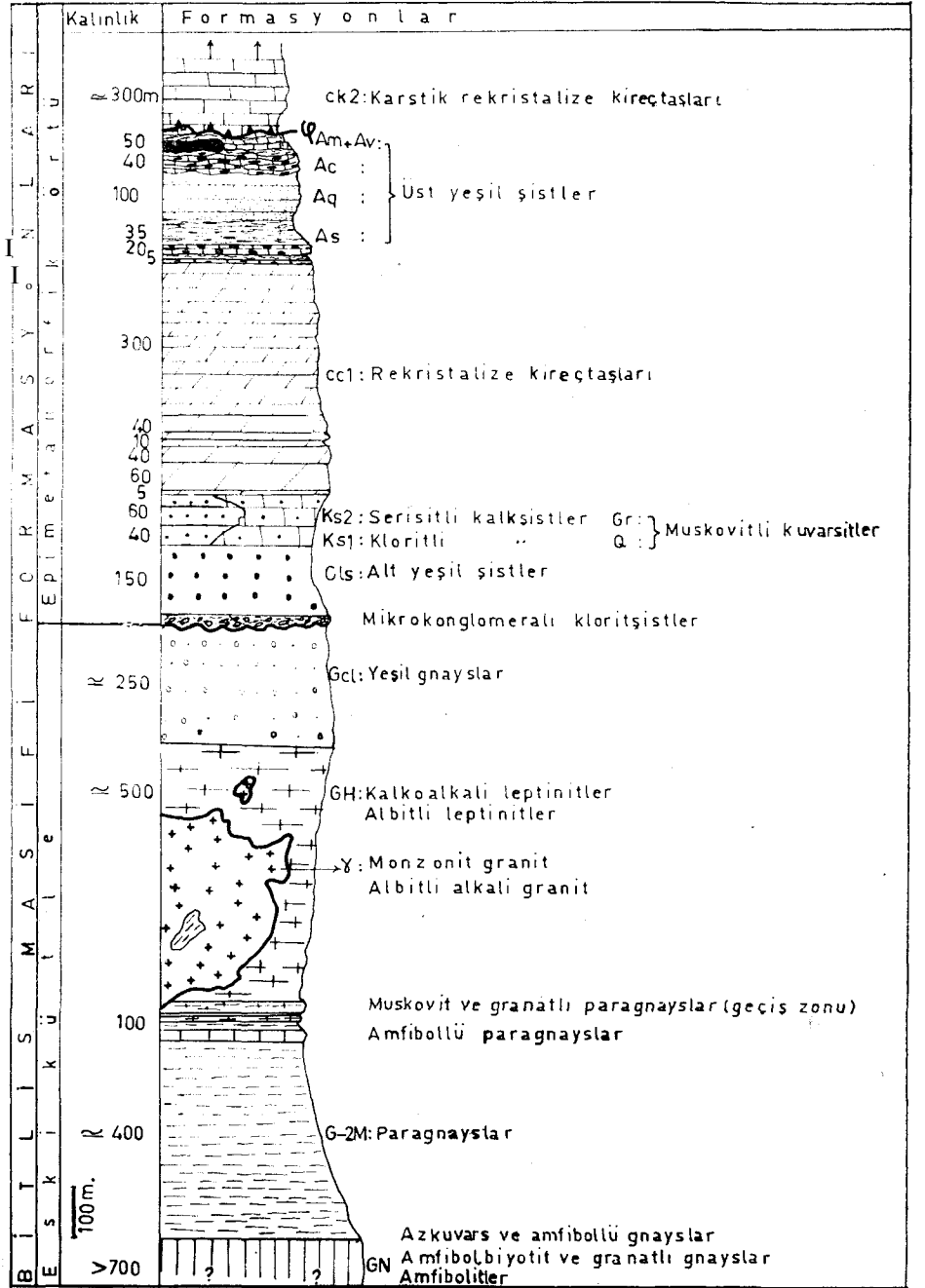
- Alt Yeşil Şistler (Cls)
- Muskovitü Kuvarsitler (Q, Gr)
- Kalkşistler (Ks, mr)
- Rekristalize kireçtaşları (ccl)
- Üst yeşil şistler (A)
- Rekristalize karstik kireçtaşları (ck2)

Derince kazılmış vadiler ve yüksek çıplak sırtlardan doğal kesitler örtü kayaçlarının birbirine göre konumunu ve fasiyes değişimlerini iyice ortaya koymaktadır.

### Alt Yeşil Şistler (Cls)

Alt yeşil şistler adı altında, ince taneli, yeşil renkli, yeşil gnays ve leptinitlerin üstünde ve kuvarsit veya kalkşistlerin altında bulunan tüm kayaçlar toplanmıştır. Mikroskop altında bir çok fasiyes ayrılmıştır. Bunlar alttan üste doğru:

- Mikrokonglomeralı klorit şistler
- Kloritşistler (Cls)
- Prazinitler (Cls E)
- Talkşistler (Ts)



Şekil 5- Bitlis masifi metamorfitlerinin tipik dizilimi

Bu fasiyeslerin içinde en çok görülen kloritşistlerdir. Mikrokonglomeralı şit ve bunun hemen yanında bulunan albit porfiroblastlı şistler mikroskopta gözlenmişlerdir. Parazitler kütleli bantlar şeklinde şistlerin içindedir.

Albit porfiroblastlı şistler: Bu şistlerin içinde albit porfiroblastları bolca gelişmiştir. Porfiroblastların en son evrede oluştuğu tahmin edilmektedir.

Albit: Albit kristalleri pertetik değildir. Ölçüm yapılan porfiroblastlarda şu değerler bulunmuştur:

$$\begin{aligned} & \text{An}_0 \text{Ab}_{100} \text{An}_1 \text{Ab}_{99} \text{ ve } \text{An}_2 \text{Ab}_{98} \\ & 2 \text{Vng} = + 74^\circ - + 84^\circ \\ & (\text{en fazla } 74^\circ - 76^\circ) \end{aligned}$$

Bu şist kökensel olarak pelitik bir kayacın metamorfizmasından oluşmuştur. İçindeki albitler bu metamorfizmaya bağlı veya başka bir süreçle taşın-



miş sodyumla, açıklanabilir. Plajiyoklazların An miktarının düşük oluşu, anti-pertiti içermemesi bunları granitlerinden ayırdetmektedir.

Bu konuda Williams, Turner ve Gilbert (1955) şunu belirtmektedirler: "Düşük dereceli metamorfik kayaların plajiyoklazları çoğu kez An değeri düşük (An: %7) albitlerdir. Metamorfik albit plütonik kökenli plajiyoklazların aksine ikizlenmesizdir."

Yapılan ince kesit incelemeleri, albit porfiroblastlarının daha üst birimlerde bulunmadığını göstermiştir. Bize göre eski kütle kayalarının etkiliyen albitleşme olayı bu seviyeye kadar olan kayaları etkilemiştir.

İvlirokonglomerah klorit şistler. Alt yeşil şistlere ait bazı kayalarda mikrogaleler (yumru) görülmektedir. İnce kesitte albitli alkali granitlere ait mikrogalelerin aktinolit, klorit ve kalsitin oluşturduğu foliyasyonla sarıldığı gözlenmiştir. Yaşı Hersiniyen olarak saptanmış granitten çakılların yeşil şist içinde gözlenmesi şiste dönüşmüş olan sedimanların Hersiniyenden sonra depolandığını belirtmektedir.

Bizce epimetamorfik seri tabanında görünen bu mikrokonglomerallı şistler örtünün eski kütle üzerinde transgressif olduğunu doğrulamaktadır. O halde, Tolun (1953) tarafından Permiyen kalınlıkları ile başlatılan transgresyon gerçekten Permiyen ile Hersiniyen granitinin yerleşiminden sonraki bir devre içinde başlamıştır.

Klorit şistler. Alt yeşil şistlerin önemli bir kısmını oluştururlar.

Parajenez: Kuvars + feldispat 4-klorit !+ hematit ± muskovit ± talk ± kloritoid.

Kuvars şiste %70 kadar bulunabilir, feldispatlar albittir ve kalıntı şeklinde ortoklaza rastlanmaktadır. Bu şistler pelitik veya grezo-pelitik sedimanların başkalaşımından oluşmuşlardır.

Parazinitler. Koyu yeşil kayalar olup bol miktarda pistasit içermektedir.

Parajenez: Aktinolit -f klorit -f albit + pistazit -j- hematit. Bazı ince kesitlerde aktinolit yanında tremolit de gözlenmiştir.

Ayrıca yeşil biyotit -\- klorit + epidot + kuvars + albit -f hematit parajenezini veren şistler de bulunmaktadır. Bu tür parajenezi olan şistlerin köken kayacı kuvvetli bir olasılıkla ya volkanik bazik bir kayaç ya da marndır.

Talk şistler. Talk şistler ara katman gibi klorit şistler içinde görünüm yaparlar.

Parajenez: talk + kuvars -f klorit ± apatit ± opak mineraller. Görüldüğü gibi, talk şist içerisinde kalsit, dolomit ve tremolit yoktur.

Sonuç. Alt yeşil şistler farklı önemlilikte 4 ayrı türden oluşmuşlardır.

Mikrokonglomerallı klorit şistler ve albit porfiroblastlı şistler eski kütle üzerindeki epimetamorfik örtünün tabanını belirtmektedirler. Bunların mineral parajenezleri eski kütle kayalarınınkinden çok farklıdır. Klorit şist ve prazinitler birimin %90'ını oluşturmaktadır. Bunların köken kayalarının volkanosedimanter oldukları parajenezlerinden görülmektedir.

Bütün bu şistler, örtünün alt birimini meydana getirmektedirler. Bu birim, üste doğru ya kalkıştılara ya da Permiyen Kireçtaşları olarak alınmış olan rekristalize kireçtaşlarının altındaki kuvarsitlere geçmektedir. Bize göre transgresyon bu birimle başlamaktadır.

Alt şisterde albitleşme olayı görülmemektedir. O halde bu süreç kendini, epimetamorfik örtünün başkalaşımından önce ve eski kütle kayalarında tamamlamıştır.

### Muskovitli Kuvarsitler (Q, Gr)

Kuvarsitler rekristalize kireçtaşlarının (ccl) altında klavuz tabaka teşkil etmektedir. Renkleri muskovit ve opak minerallere bağlı mavimsi griden beyazımsı gri ve siyaha kadar değişmektedir. Şisti doku gösterirler, kristal taneleri gözle görünmeyecek kadar küçüktür.

İki tür kuvarsit ayırtlanmıştır:

Muskovit ve hematitli kuvarsit (Q)

Parajenezler:

Kuvars + hematit

Kuvars -f hematit ± muskovit

Kuvars -f muskovit + manyetit ± apatit

Bu parajenezlere göre köken kayalar tamamen kuvarslı ve demir çimentolu kumtaşı veya killi kumtaşıdır.

Muskovit ve feldispatlı kuvarsit (Gr).

Parajenez: Kuvars + feldispat + muskovit.

Köken kayaç: Kil çimentolu feldispatik kumtaşı.

### Kalkıştılar (Ks)

iki tür kalkıştılar ayırtedilmiştir.

Klorit kalkıştılar.

Parajenezler: Kalsit + klorit + kuvars -f muskovit ± feldispat.

Kalsit -fkuvars -f feldispat ± klorit ± pirit.

Burada, kuvars ve feldispat taneleri detritiktir. Ancak yeni oluşmuş küçük albit taneleri de gözlenmiştir.

Serisitli kalkıştılar.

Parajenez: Kalsit -f kuvars -f serisit ± feldispat ± opak mineraller. Bu parajenezlere göre köken kayalar killi - kumlu kireçtaşlarıdır.

### Rekristalize Kireçtaşları (ccl)

Bizden önce Bitlis masifinde çalışan jeologlar (Tolun, 1953; Ibbotson et al., 1969) semi kristalin kireçtaşı örtü adı altında, dolomiti rekristalize kireçtaşları, üst yeşil şistler ve rekristalize karstik kireçtaşlarını Permiyen grubu olarak almışlardır. Gerçekten harita çalışmaları ve petrografik incelemeler bize bu üç birimi ayırdetme olanağı vermiştir. Fosil bulamamış olduğumuz halde, paleontolojik verilerle Tolun (1953) tarafından, daha Doğudaki Permiyen kireçtaşları olarak tanımlanmış kireçtaşlarına her balomdan benzeyiş, rekristalize kireçtaşlarını da Permiyen kireçtaşları olarak almamızı uygun kılmıştır.

Ancak, üst yeşil şistleri Triyasa atfetmek daha uygundur. Çünkü bu şistler bizce epimetamorfik örtüyü bitirmektedir. Karstik rekristalize kireçtaşlarına gelince, bunları bölgesel jeoloji içinde alt Kretaseye dahil etmek mümkündür. Bu kireçtaşları dağların en üst kısmında kalınlıkları 100-650 m. arasında değişen falezler yapmaktadırlar. Tektonik hareketlerden çok müteessir görünen bu kireçtaşlarının dolamakları çok milonitiktir. ve bindirme düzlemleri gibi tezahür ederler. Bindirme, bazı yerlerde kireçtaşları ile leptinitleri dokanak durumuna getirmiştir (Şekil 2).

Yapı. Kalsitin, kenarları eğri biçiminde, lamelleri şistoziteyi çizmektedir.

Parajenez. Kalsit ± kuvars ± pirit

Kalsit ± dolomit ± kuvars

Görülüyorki bu kireçtaşları önemli bir mineral transformasyonu geçirmişlerdir.

### Üst Yeşil Şistler (A)

Her iki kireçtaşı birimi arasında çok değişik parajenezler veren şistlerdir.

Bu şistlerin rengi her zaman yeşil değildir. Gerçekten, çörtlü kireçtaşları (Ac) mavimsi gri veya siyah ve hematitli kuvarsitler (Aq) tuğla kırmızısı rengindedirler. Normal konumlu olarak rekrystalize kireçtaşlarının üzerinde bulunan bu şistlerde beş ayrı parajenez ayırtedilmiştir.

Parajenez: Serisit + kuvars -f klorit (As)

Köken kayaç: Arjilit.

Parajenez: Kuvars + hematit ± serisit (Aq)

Bu kuvarsitlerin içinde bol miktarda rekrystalize olmuş radiolarialar vardır. Şistler içinde devamlı bir klavuz tabaka gibi alınabilen bu kuvarsitlerin içinde bulunan hematit ve radiolaria fosilleri, bize denizaltı volkanizmasını belirtir.

Köken kayaç: Radiolarialı ve demirli çört.

Parajenez: Kalsit + kuvars (Ac)

Silisli kireçtaşları kütleli ve fazla mikrokivimlidirler. Kireçtaşı iyice rekrystalize olmuş, ancak çört yumruları tabii halini korumuştur. Üst kısma doğru, klorit ve çok az albit içeren parajenezler başlamaktadır. Bu parajenezleri veren köken kayalar: çörtlü kireçtaşları, çörtlü kumlu kireçtaşları yani az çok kumlu, kireçtaşı ve killi sedimanlıdır.

Parajenez. Kalsit -f epidot -j- klorit + talk + sfen ± kuvars ± albit (Am.)

En çok görünen parajenezdir. Meydan kireçtaşlarının (ck2) tabanını oluşturur. Dokanak görülmediğinde kireçtaşı altından çıkan çok sayıda kaynaklar dokanak belirticidirler. Burada, bu şistler karstik kireçtaşları için su geçirmez substratum teşkil ederler.

Köken kayaç: Marn olabilir.

Parajenez. Albit -f epidot + aktinolit + klorit ± kuvars (Av).

Sahada 5 ayrı yerde kütleli yığınlar şeklinde belirlemektedir. Aflormanlar birbirinden uzakta bulundukları halde şistlerin parajenezi değişmemektedir. Bu bakımdan, bu şistlerden alınmış bir örneğin kimyasal analizi yapılmıştır.

Köken kayaç: Aşırı sodik (tüm kayaçta Na<sub>2</sub>O: %5,20) olan bu şistin hesaplanan CIPW-LACROEC parametreleri kayacı bazalt olarak tanımlamıştır (Yılmaz, 1971).

Sonuç olarak. Üst yeşil şistlerde birbirinden farklı beş parajenez bulunmaktadır.

Üst yeşil şistler normal konumla rekrystalize kireçtaşlarının devamıdır.

Fakat karstik rekrystalize kireçtaşları-na geçiş devamsızdır.

Alt oluşukların devamı gibi görünmesi, sahada rekrystalize kireçtaşlarının üzerinde daha dar bir sahayı örtmesi ve parajenezlere göre saptanan köken kayalar üst yeşil şistlerin az derin deniz fasiyesindeki sedimanlardan türediklerini ortaya çıkarmıştır. O halde vardığımız sonuçlara göre, Permo-Karbonifer bir devrede olagelmış bir transgresyon, üst yeşil şistlerin köken sedimanlarını biriktiren bir regresyonla sedimanter çevrimin kapamıştır denilebilir.

### Karstik Rekrystalize Kireçtaşları (ck2)

Beyaz, grimsi mavi veya gri renkleri ve karstik olmaları bu kireçtaşlarını rekrystalize kireçtaşlarından ayırt ederler. En çok görülen karstik şekiller (lapiaz, badland, polye) Meydan dağıdadır. 300 m. kalınlık gösterirler ve hiç bir fosil izi yoktur.

Parajenez: Kalsit ± dolomit

Köken kayaç: Az dolomitli kireç\* taşı.

Bu kireçtaşlarını yaşı için elimizde hiç bir veri yoktur. Bazılarına göre yaşları Permiyenden Tersiyere kadar olabilir. Bize göre kireçtaşları Permiyen sonrası - Üst Kretase öncesi bir devirde depolanmışlardır. Çünkü, örtünün en üst seviyesini oluşturan bu kireçtaşları söz konusu sedimanter çevrimin kapanmasından sonra yeni bir transgresyon ürünü olarak birikmiştir. Bölgesel bir sentez yapıldığında Permiyen sonrası - Üst Kretase arasında en büyük transgresyonun Alt Kretasede olduğu anlaşılmaktadır. Böyle büyük çapta bir transgresyonun Bitlis masifinin güney kısmındaki alçak zonlara ulaşması olanak dışı değildir. Daha kesin bir yaş için fosil bulmak ve tüm Bitlis masifi güney yamacındaki bu tür kireçtaşlarını incelemek ve karşılaştırmak gerekmektedir.

### Bitlis Masifinin Epimetamorfik Örtüsü Üzerine Genel Sonuçlar

Epimetamorfik örtü kayalarının tümü sedimanter (para) kökenlidir. Yalnız en azından bir volkanik evre olagelmıştır.

Görünen bütün parajenezler, köken kayalarının yeşil şist fasiyesinin en zayıf alt fasiyesi şartlarında (kuvars - albit - muskovit - klorit alt fasiyesi, B. 1.1) oluşmuşlardır. Halbuki eski kütle kayaları almandin - amfibolit fasiyesi

(B .2.2) şartlarında metamorfizma geçirmişlerdir.

Buna göre, eski kütle parajenezleri ile örtü kayalarının parajenezleri arasında bir boşluk vardır. Bu parajenezler bir tek metamorfizma ile açıklanamaz. Burada bir ikili metamorfizma ince kesit incelemelerinde farklı şistozite ile, epimetamorfik örtü tabanındaki mikrokonglomeralı şistlerle ve Winkler (1965) AVF-A'FK diyagramları incelemeleriyle fark olunmuştur.

Eski çalışmacıların yaptığı gibi Bitlis masifi metamorfikleri gnays, mi-kaşist, amfibolit, kuvarsit, mermer, kalkışist vb.'lerden oluşmuş metamorfik fasiyesleri ayırtedilmez durumda kabul edilemezler. Zira, burada da fasiyesleri ayırtlamak mümkündür. Kanımızca öncükileri yanıltıcı husus, masifte metamorfik fasiyesler arasındaki boşluk ve iki ayrı metamorfizmaya uğramış masifin aşırı tektonizma geçirmiş olmasıdır.

Yayıma verildiği tarih: Mayıs, 1974

### DEĞİNİLMİŞ BELGELER

- Altınlı, t. E. 1963 - 1964, Explanatory text of the Geological Map of Turkey of 1/500.00 scale (Erzurum, Cizre and Van sheets) (türkçe ve ingilizce).
- Cogne, J. et Eller, J. P. Von, 1961, Defense et illustration des termes leptynite et granulite en pétrographie des roches métamorphiques. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. t. 14, fasc. 2, University Strasbourg.
- Ibbotson, P. et al. (R. R. CO), 1969, Siirt - Bitlis Regional Mineral Survey, project: 1/2225, First Annual Report, vol. 1 M.T.A., Ankara.
- Joung, J. et Brousse, R., 1963, Classification modale des roches éruptives utilisant les données fournies par le compteur de points. Masson et Cie., Paris.
- Kellög, H. E., 1960, Stratigraphic report, Bitlis -Siirt Area, Petroleum district V., Southeast, Turkey Petrol Dairesi Bşk. Tek. Ars., Ankara.
- Tolun, N., 1953, Contribution à l'étude géologique des environs du Sud et du Sud-Ouest du lac de Van. M.T.A. Bull. - no: 44-45, Ankara, p. 77-114.
- Williams, H., Turner, P. J. and Gilbert, C. M., 1955, Petrography and introduction to the Study of rocks In thin sections. W. H. Freeman and Co., San Francisco.
- Winkler, H.G.F., 1965, Die Genese der Metamorphen Gestein (La Genèse des roches métamorphiques). Springer - Verlag. Berlin - Heidelberg. Traduction: von Eller J. P. et Wolf, M., 1966. Edit. Ophrys Gap-France.
- Yılmaz, O., 1971, Etude pétrographique et géochronologique de la région de Cacas (Partie méridionale du massif de Bitlis, Turquie). Thèse de Doct. 3e cycle, University de Grenoble-France, 230 s.

# Antimon Yataklarında Jeolojik Konum ve Jenez ilişkileri

## *Relationship between geological setting and genesis of antimony deposits*

SALDIRAY İLERİ *Yerbilimleri Enstitüsü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

**ÖZ:** Sülfürlü cevherler arasında hemen daima damar tipi olarak gözlenen antimon yataklarının çoğu volkanizmanın kesif olduğu bölgelerde yer alırlar. Volkanizma ile ilgili damar tipi cevherleşmenin yanı sıra, stratigrafik kontrollü (strata-bound) cevherleşmenin aynı bölgede yer alması beklenebilir. Daha sonraki jeolojik olaylarla, her iki tip yataktan cevherin sürülmesi ve yeniden depolanması ise olağandır.

Murchison Kuşağındaki (Güney Afrika) antimon yataklarında yapılan petrofabrik analizler, sıvı kapanmalarının yapılması ve radyometrik yaş ölçmeleri, cevherleşmenin içinde bulunduğu sedimentlerle çağdaş olduğunu ortaya koymuştur. Niğde Masifi'ndeki antimon yataklarında yapılan petrokimyasal analizler ise cevherleşmenin yer değiştirdiğini kanıtlayan sonuçlar vermişlerdir.

**ABSTRACT:** Antimony deposits, among many other sulphide deposits, generally occur as vein type, and found in close vicinity of volcanic areas. However, it is usually the case that the vein type of mineralization is related to volcanism, strata-bound type of mineralization is also expected to be formed in the same area. Subsequent geological events may cause mobilization of antimony in both types and change the original setting of the mineralization.

Petrofabric analysis of stibnite ores, fluid inclusion studies and radiometric age determinations at the Murchison Range, (South Africa) antimony deposits, revealed that the mineralization is contemporaneous with the sediments and volcanics. On the other hand, petrochemical analysis of stibnite ores and country rock at Niğde, (Turkey), antimony deposits, showed that the ore was mobilized from a strata-bound source.

## GİRİŞ

Bütün sülfürlü cevher yatakları jeolojik zaman çizgisi içinde, yatağın jenezine ile ilgili ilkel verilerin ortadan kalkmasına neden olabilecek devamlı bir değişim geçirmektedirler. Yüzeysel bir olay olan oksidasyonunun yanı sıra, deformasyon ve metamorfizma hiç şüphesiz ki bu değişimde rol oynayan en etkin jeolojik olaylardır. Sülfürlü cevher yataklarının metamorfizması Kalliokoski (1965), Me. Donald (1962) ve Vokes (1969, 1971) tarafından tartışılmış ve bir çok sülfürlü cevher minerallerinin jeolojik ortamlarda kolayca biçim değiştirebilecekleri deneylerle gösterilmiştir. (Graf and Skinner, 1970; Stanton and Wiley 1970). Deformasyona uğrayan kütle içinde yan kayaçlara oranla çok daha sünümlü (ductile) olan sülfürlü cevher zonlarının deformasyondan fazlası ile etkileneceği ve deformasyon sırasında bağlı yer değiştirmenin en çok bu zonlarda görüleceği olağandır. Deformasyona ilâveten, oluşumdan sonra metamorfik, magmatik veya yüzeysel

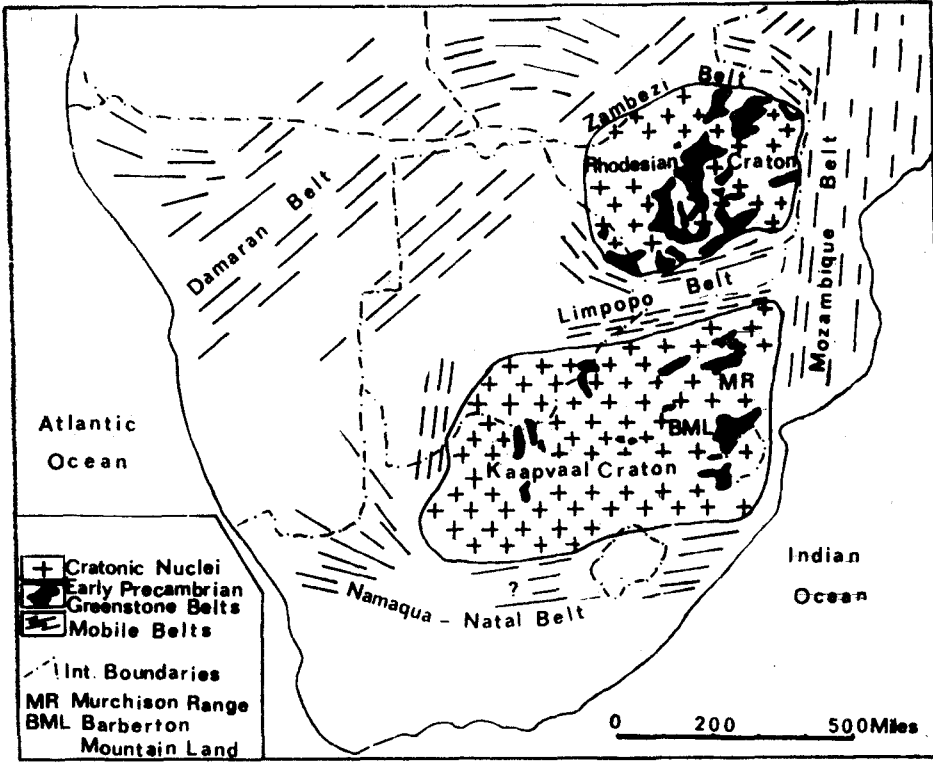
suların etkisiyle sülfür mineralleri çözümlenip metal iyonları halinde taşınarak yakın mesafelerde yeniden çöktürülebilirler (Barnes and Czamanske, 1967; Robinson and Strens, 1968).

Sülfürlü cevher yataklarının çoğunun yakın zamanlara kadar hidrotermal kökenli oldukları kabul edilirdi. Fakat plaka tektoniği ile ilgili çalışmaların sonucu ortaya çıkan bazı bulguların ekonomik jeolojiye uygulanması ile bu görüş önemini kaybetmiştir. Bu bulgulara güzel bir örnek olarak Kızıl Deniz dibindeki zengin metal iyonları içeren tuzlu su birikintileri ve dipte oluşan sülfür mineralli çöktürmeler gösterilebilir. Bu örnekten giderek, yaygın bir cevherleşme şekli olan Mississippi Vadisi tipi yatakların, Kızıl Deniz dibindekilere benzer şekillerde oluştuğu ve jeolojik evrim geçirdiği görüşü benimsenmiştir. Aynı şekilde plaka tektoniği, plaka kenarlarında görülen Kuroko ve Kıbrıs tipi yatakların oluşumlarına da açıklık kazandırmıştır. Benzeri yatakların yeryüzünde yaygın olduğu fakat tanınmaları için

ayrıntılı çalışmaların gerektiği ileri sürülmüştür.

Bilindiği gibi hidrotermal tip yataklar ile sinjenetik yatakların veya sinjenetik kökenden türeyen mobilize olmuş yatakların potansiyelleri arasında büyük farklar vardır. Eğer yukarıda sözü edilen ilkeler ve yatakta meydana gelen jeolojik değişimler göz önüne alınmaz, yatağın jenezine ile ilgili olarak yapılan gözlemler yanlış değerlendirilirse, daha başlangıçta yatağın potansiyeli ve buna bağlı olarak arama yöntemleri yanlış saptanabilir.

Son yıllarda, gerek cevher yatağının geçirdiği değişimlerin, gerekse jenezinin saptanmasında yardımcı olacak yöntemler geliştirilmiştir. Örneğin, kükürt izotoplarının çalışılması, cevher mineralindeki kükürdün kökenini; mineral içindeki sıvı kapanımlarının (fluid inclusions) çalışılması cevherleşmenin oluştuğu ortamdaki sıvıların özelliklerini; cevher minerallerinin dokusal analizi, cevherleşme ile deformasyon ve metamorfizma arasındaki ilişkiyi; radyomet-



Sekil 1:

rik yaş ölçmeleri cevherleşmeyi getirdiği öngörülen magmatik kayac ile cevherleşme arasında bağıntı kurmayı; ve petrokimyasal analizler sürülme ile ilgili yorumlamaların yapılmasını kolaylaştırır.

Aşağıdaki iki örnekte bu yöntemlerden bazılarının uygulanması ile varılan sonuçlar tartışılacaktır:

## GÜNEY AFRİKA ANTIMON YATAKLARI

**Jeoloji,** Güney Afrika'nın antimon yatakları Kuzeybatı Transvaal'de "Murchison Range" olarak anılan Volkanik-Sedimanter bir kuşak içinde yer almaktadır (Şekil 1). Murchison'a benzer kuşakların içinde yer aldığı, "Kaapvaal Kratonu" üç ayrı özellik ve yaştaki granitlerden oluşmuştur ve bu granitlerin yaşları 2,5 - 3,4 milyar sene arasında değişmektedir. Bu kraton içindeki eski kuşakların tümü "Swaziland Sistemi" olarak bilinir ve dünyanın en yaşlı fa-

kat en az değişim geçirmiş volkanik ve sedimanter kökenli kayaların içerdiği kabul edilir (Viljoen and Viljoen, 1969).

Murchison Range genişliği 5-10 km. arasında değişen 60 km. uzunluğunda bir kuşaktır, ilkel bir jeosenkinalde volkanitlerin ve volkanitlerden türeyen sedimentlerin yığılması, bu yığılmayı izleyen göçme ve granitlerin izostatik yükselmesi ile sedimentleri deforme etmesi şeklinde oluştuğu ileri sürülmektedir (Anhaeusser et. al. 1969). Kuşak içindeki bütün litolojik birimler kuşağın uzun eksenine paralel bir doğrultuya ve 70° - 90° güney eğime sahiptirler (Şekil 2).

**Cevherleşme:** Cevherleşme litolojik birimlere paralel belli zonlar içinde **görülür ve kuşak** boyunca küçük mostralalar halinde izlenir. Cevher mostralaları, genişlikleri 1-1,5 metreyi uzunlukları 40-50 metreyi geçmeyen merceklere sahiptir. Fakat mostralaların boyutları yer altında değişmekte, cevherleşme yüzeyden 1400 m. derinlere kadar inmekte ve işletmeye elverişli boyutlara erişmektedir. Bugüne

kadar yapılan bir çok çalışmada gözlemciler yatağın hidrotermal olduğunu ve cevherleşmenin granit intrüzyonları ile getirildiğini savunmuşlardır.

Yataklarda iki tip antimon cevherleşmesi izlenir:

"a" Devamlılığı, sertliği ve yoğunluğu fazla, genellikle litolojik dokanıklarda yer alan, yuvarlanmış yan kayac ve kuvars parçacıkları içeren çok ince kristalli cevherleşme.

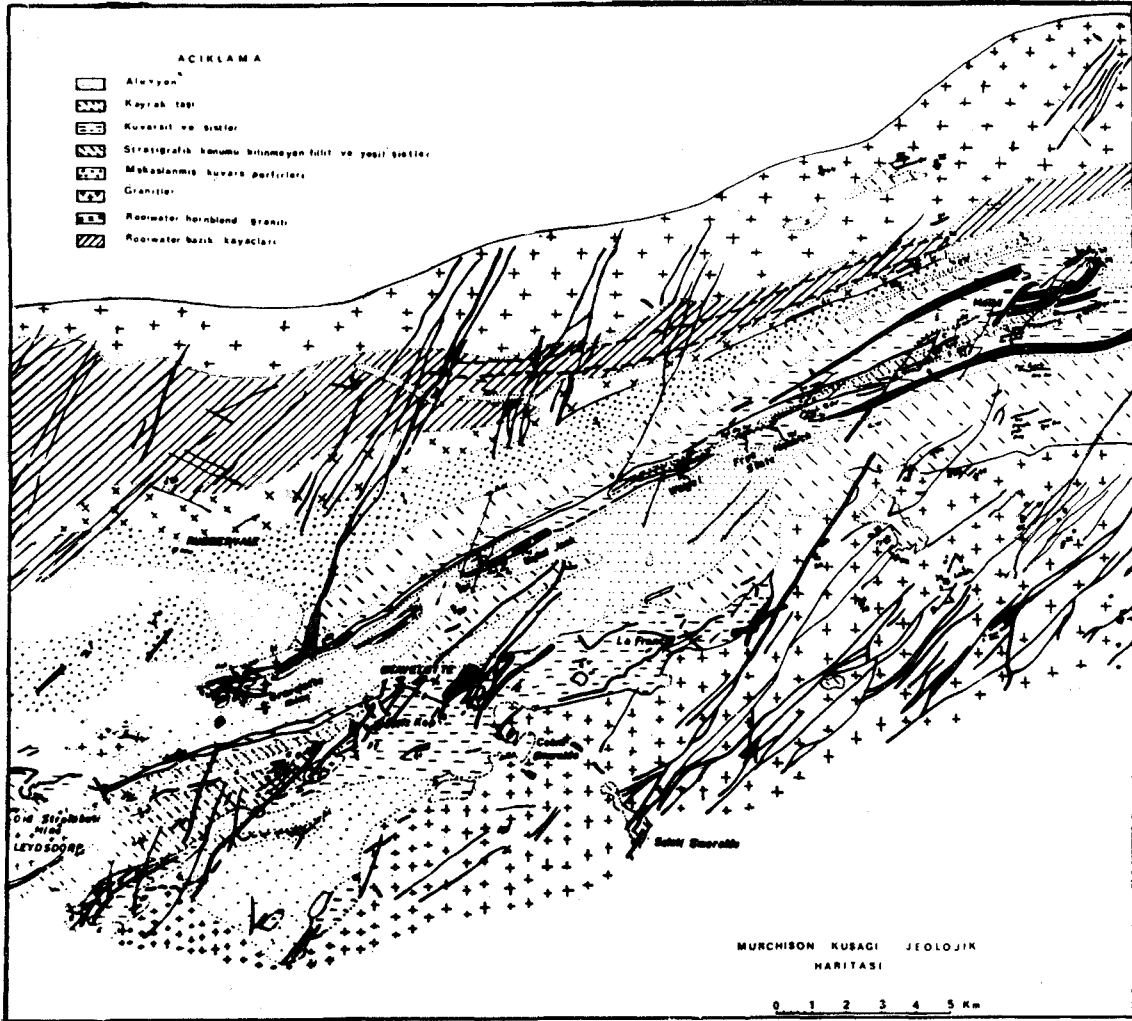
"b" Devamlılığı, sertliği ve yoğunluğu az, değişik litolojik birimler içindeki çatlaklarda yer alan, iri özbiçimli, kuvars ve karbonat kristalleri içeren cevherleşme. Bu tip cevherleşme çoğunlukla "a" tipi cevherleşme ile bağıntılıdır.

**Dokusal Analiz,** "a" tipi cevherleşmenin deformasyon geçirdiği dış görünümünden kolaylıkla anlaşılmaktadır. Antimonit X-ışınları difraksiyonu ve cevher mikroskobu ile yapılan dokusal analizleri şu sonuçları vermektedir\*:

1. Antimon cevherleşmesi üç ayrı safhada deformasyon geçirmiştir ve bu deformasyonun cevher üzerinde bıraktığı izler mikroskop altında kolaylıkla izlenebilmektedir (Levha 1 a, b). Levha 1a 4° N-S yönelimli uzun minerallerin hepsi antimonit ve bu yönelim ikinci deformasyonun sonucudur. Mineraller uzunları boyunca ikinci deformasyon yönüne yaklaşık olarak 45°'lik açı yapan bir sınırda renk (yönelim) değiştirirler. Bu da birinci deformasyondan sonra minerallerin aldığı yönelimlerin, ikinci deformasyondan sonraki kalıntılarıdır. Levha 1 b de birinci yönelim yaklaşık olarak N-S, ikinci yönelim ise yine yaklaşık olarak E-W'dir. Orta yerde, yalnız bir mineralde, üçüncü deformasyonun etkisi N-S yönelimli "bükülmeler" (kinking) olarak görülmektedir.

2. İkinci deformasyon sonucu antimonit minerallerinin "e" eksenleri yan kayac içinde gözlenen, kuvars, dolomit, çört merceklarının uzun eksenlerine ve volkanitler içindeki uzun eksenli minerallerin yönelimlerine paralel bir yönelim almışlardır. Bu deformasyondan sonra kısmen ısı ile değişim (annealing)

(\*) Antimonit X-ışınları difraksiyonu Ue doku analizi "Philips X-ışınları kutup ölçme aleti (X-ray pole figure device) kullanılarak, Schulz yöntemi ile yapılmıştır. Bu yöntemde antimonit mineralinin (310) ve (130) yüzeyleri kutuplarının projeksiyonu Schmitt ağı üzerine düşürülmüş ve -c- eksenlerinin yönelimi saptanmıştır. (Ayrıntılar için bak. Schulz, 1949, Schull 1971). Mikroskop çalışmaları için ise, yönlü örnekler birbirine dik Üç düzlemde parlatılmış ve bükülme bantlarının konumundan -c- eksenli yönelimleri bulunmuştur. (Ypma and İleri 1974)



Sekil 2: Murchison kuşağı jeoloji haritası

olmuş fakat sıcaklık 180°C'yi aşmamıştır\*.

3. İkinci deformasyon sonucu "c" eksenleri bütün kayalar içinde yer yer cevher zonlarında izlenen makaslama sonucu oluşmuş çizgisel özelliklere paralel bir yönelim almışlardır. Bu deformasyondan sonraki ısı ile değişim, birinci deformasyondan çok daha az olmuştur.

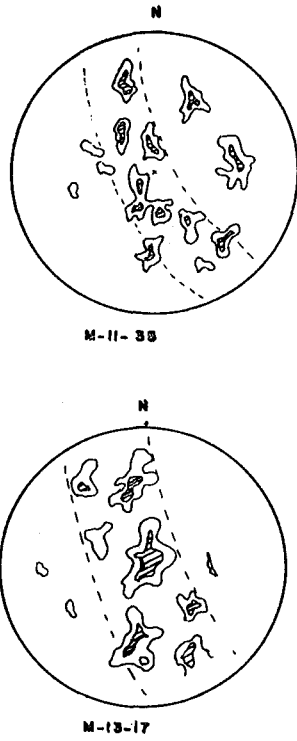
4. Üçüncü deformasyonun cevher üzerindeki etkisi yerseldir ve değişik yönelimlere sebep olmuştur.

5. Yalnız Monarch Madeni civarındaki antimonit minerallerinin dokusal analizinde, deformasyondan sonra sıcaklığın 180°C'yi aştığı ve ısı ile değişimin, mineralin dış yapısında görülen etkileri

sildiğini ortaya koymuştur (Levha 1c). Fakat deformasyonunun iç yapıdaki izlerinin silinmemiş olduğu çeşitli yöntemlerle saptanmıştır. Örneğin, antimoniti K pirizma kutuplarının X-ışınları difraksiyonu ile projeksiyonu Şekil 3'de görüldüğü gibi bir büyük çember üzerine düşmektedir. Karşılaştırma için Şekil 4'de Gravelotte Madeni'nden alınan bir numunenin X-ışınları difraksiyonundan elde edilmiş bir projeksiyon görülmektedir. Şekil 3 ile 4 arasındaki fark ısı ile değişim (annealing) in etkenliğini açıkça gösterir. Monarch'daki cevherleşmenin dokusu da (Levha 2c) Alpha ve Gravelotte izlenenlerden farklıdır. Alpha ve Gravelotte deformasyon izleri mikroskop altında belirgin olarak görülmesine karşın, Monarch'daki cev-

herleşmede bu, antimonit minerallerinin tane boyu dağılımı ve minerallerin üçlü birleşme noktalarındaki açılarının denge durumu olan 120°'den sapmalarının çalışılması ile saptanabilir. Şekil 5, çeşitli parlatılmış kesitlerden ölçülmüş 610 tane boyunun dağılımını gösterir. Şekildeki "bimodal" dağılım, ikincil tanelerin (subgrains) henüz denge durumuna erişme olanağı bulamadığını göstermektedir. Şekil 6'da, 405 üçlü birleşme noktasında ölçülen açılarının dağılımı görülmektedir. Bu açı-frekans grafiğinde her ne kadar tepe noktası 120°'de ise, eğrinin yaygın oluşu bir yönelimin varlığını ortaya koyar. Murchison Kuşağı içinde yalnız bu bölgede küçük bir granit kütesinin, volkanitleri ve sedimentleri delerek, cevherleşmeye yakın bir yerde

(\*\*) Sıcaklığın 180°C'yi aşması halinde antimonitin iç yapısında denge durumuna erişilir ve yeniden kristallenme, üçlü birleşme noktalarındaki asıları, 120°'ye yaklaştırır (Stanton, 1972).



Şekil 3:

yüzeyle çıkmış olması dikkat edilmesi gereken bir noktadır.

"b" tipi cevherleşmede yersel olarak yalnız üçüncü safha deformasyonla ilgili bazı izler görülmüştür.

**Sıvı Kapanımları.** "a" tipi cevherleşme içinde görülen sürtünmeyle aşınmış ve çiziklenmiş kuvars parçacıkları (Levha 1 d) bazı sıvı kapanımları içermektedirler (Levha 1 e). Levha 1 d de görüldüğü gibi sıvı kapanımlarını içeren kuvars önemli bir deformasyonun etkisi altında kalmıştır ve bu sıvı kapanımları %40 dan fazla tuz içermektedirler. Levha 1 e de görülen büyük kübik kristal tuzdur (NaCl). Diğer köşede görülen hava kabarcığının küçük oluşu kapanım sıcaklığının çok düşük olduğunun işaretidir. Yapılan sıcaklık ölçmelerinde çeşitli kapanımlar 80-140°C arasında homojenleşmişlerdir.

"b" tipi cevherleşme içindeki kuvarstan alınan örneklerde gözlenen sıvı kapanımları çok daha küçüktür ve hiç birinde tuz kristaline rastlanmamıştır.

**Cevherleşme ve Yan Kayaç Yaş İlişkileri:** Yukarıda da sözü edildiği gibi Kaapvaal Kratonu'nu oluşturan granitler üç ayrı karakterdedirler. Bunlardan tonoli-

tik ve granodiyoritik bileşimde olanlar 3200 - 3400 milyon sene yaşlıdır. İkinci safhadaki intrüzyon 3000 milyon sene önce olmuş ve K-metasoma, tizmasımın etkisi altında kalmıştır. Üçüncü safhadaki intrüzyonlar ise 2500 - 2800 milyon sene önce porfiritik plutonlar veya domlar şeklinde daha yaşlı granitleri ve sedimentleri delerek kraton içine yerleşmişlerdir.

Cevherleşmenin çeşitli yerlerinden alınan örneklerden yapılan kurşun izotopları radyometrik yaş ölçmeleri, cevherleşmenin 3900 milyon sene civarında olduğunu ortaya koymuştur.

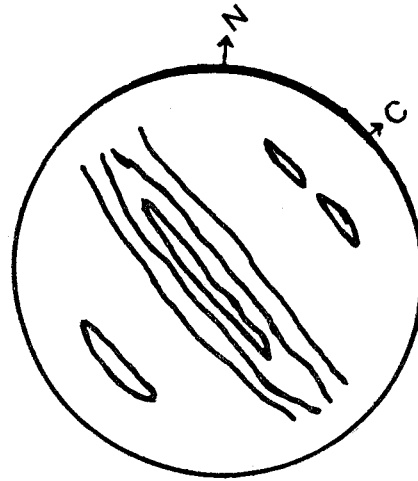
**Sonuç.** Yukarıdaki gözlem ve verilerden şu sonuçlar çıkarılabilir:

- Cevherleşme kuşak ile çağdaş olarak deforme olmuştur. Cevherleşmenin deformasyondan önce kuşak içindeki konumunu almış, olması gerekmektedir.
- Cevherleşme granit intrüzyonlarından çok daha öncedir.
- Cevheri oluşturan sıvılar hidrotermal değildir\*. Cevherleşme, düşük sıcaklıkta ve tuz yüzdesi çok fazla olan bir ortamda oluşmuştur.

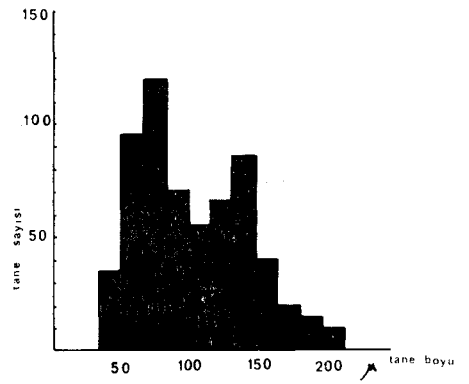
### NİĞDE ANTİMON YATAKLARI

**Jeoloji.** Niğde antimon yatakları "Niğde Masifi" içinde geniş bir alana yayılmıştır. Niğde Masifi, Niğde İlinin doğu ucunda yer aldığı çapı 25-30 km. arasında değişen ve yaklaşık 750 km<sup>2</sup> lik bir alan kaplayan genç volkanik ve sedimanter kayaçların altından dom şeklinde yükselmiş metamorfik bir küttedir.

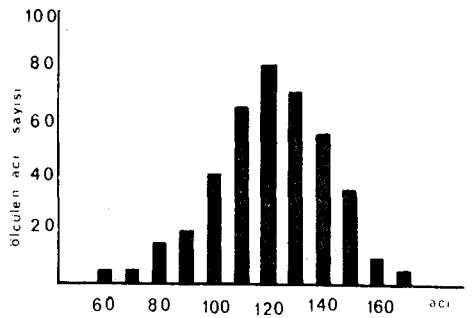
Niğde Masifi kayaçları uluslararası yeni stratigrafi tanımlamasına göre bir



Şekil 4:



Şekil 5:



Şekil 6:

"grup" olma niteliğindedir ve bu grup içinde tarafımızdan dört belirgin formasyon tanımlanmıştır (Viljoen and İleri, 1972). Bunlar tabandan tavana doğru Maden, Ilıca, Kılavuz ve Çamardı Formasyonlarıdır (Şekil 7).

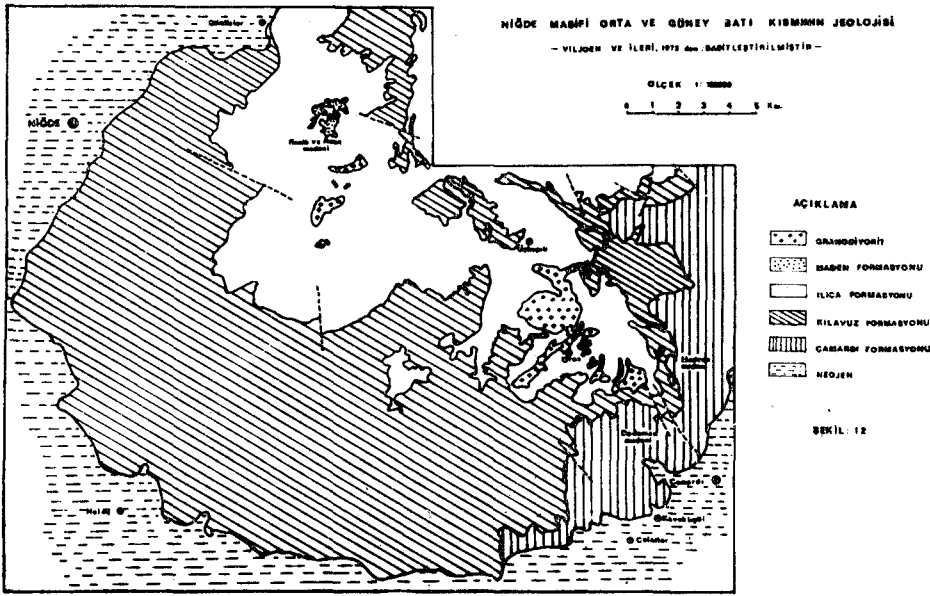
Maden Formasyonu, yalnız Gümüşler civarında mostra verir, taban gözlenemez, görünen kalınlığı 600 m. kadardır. Ana kayaç, formasyonun tabanında yer alan mermerlerdir. Çok miktarda feldspat, içeren kuvars - biyotit şistler, formasyonun diğer kayaçlarıdır.

Ilıca Formasyonunun toplam kalınlığı 5800 m. kadardır. Tabanda kuvarşça zengin, feldspat, gamet ve sillimanit içeren kuvars-biyotit şistler, ortada şistlerle ara katkılı çoğu zaman saf karbonat ve bazı hallerde diyopsit içeren mermerler, tavanda, ise yine şistler yer alır.

Kılavuz Formasyonunun hemen tamamını beyaz mermerler oluşturur, ince bantlar halinde şistlerle ara katkılıdır, 2800 m. kalınlık ölçülmüştür.

Çamardı Formasyonunun üst sınırı genç volkanitler ve sedimentler tarafın-

(\*) %20'den fazla tuz içeren sıvı kapanımları, genellikle magmatik ökenli oluşumlardan yalnız bazı pegmatitlerde ve porfir tip yataklarda gözlenmiştir.



Şekil 7: Niğde Masifi orta ve güneybatı kısmının jeolojisi

dan örtüldüğü için gözlenemez, mostra veren kısmın kalınlığı 2800 m. olarak ölçülmüştür. Formasyonun ana kayaçları feldspat ve iki mika içeren kuvarsitlerdir. Gerek yapı, gerekse bileşim bu kayaçların değişik koşullarda oluşmuş arkozik çökeltilerden türediği izlenimini verir. Yer yer mermerler ve aglomera-tik zonlar gözlenmiştir.

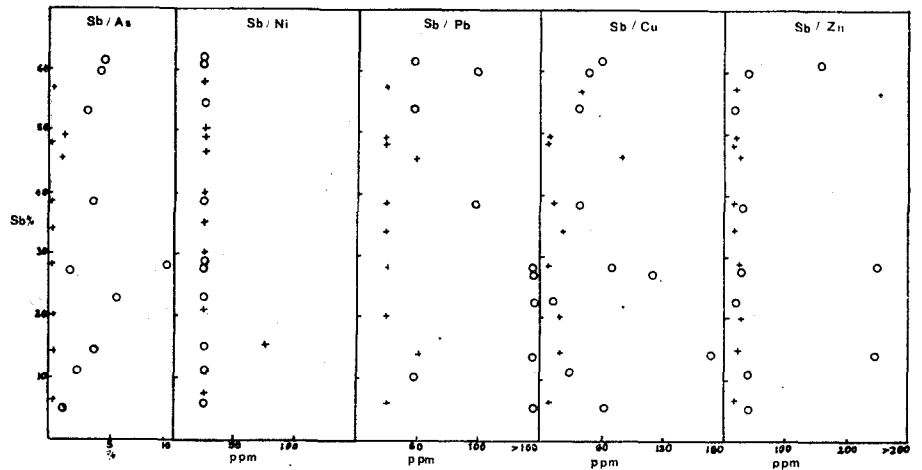
Her dört formasyonda da ortak olan bir oluşum, taban formasyonlarda ince, Çamardı Formasyonunda yer yer 30-35 metre kalınlığa erişen mermerlerle ara katkılı kriptokristalin silis (sinter) ve grafitçe zengin saçılmış sülfür mineral-leri içeren seviyelerdir. Bu seviyelerin devamlılığı her formasyonda değişiktir. Örneğin, Kılavuz Formasyonundaki bir seviye kesikli olmakla beraber uzun mesafeler izlenebilir, yüzey mostralarında, oksitlenme nedeniyle bantı limonitik bir yapı gösterir. Çamardı ve Kılavuz Formasyonlarındaki bu seviyelerin karakterlerinin doğrultu boyunca değiştiği izlenmiştir. Yapılan kimyasal analizlerde de çeşitli metal miktarlarının yer yer büyük oranlarda değiştiği görülmektedir.

Niğde Masifi'nin yapısı oldukça karışık-tır. Jeolojik ve ekonomik yönden en önemli yapı iki granodiyorit domu ve bunlara bağlı çapraz kıvrımlanmanın oluşudur. Bunlardan açık bir şekilde tanımlanabilen Gümüşler Domu, Gümüşler Köyü'nün hemen güney doğusunda yer alır. Antimon, civa ve Wolfram bakımından önemli olan bir cevherleşmenin

merkezini oluştururlar. Granodiyorit intrüzyonu esas olarak Maden Formasyonunun tabanında kalmış yer yer de Kılavuz Formasyonu içine girmiştir.

Diğer dom ise, Ören Köyü'nün üzerinde bulunduğu Ören Domu'dur. Burada büyük kütleler halinde mostra veren granodiyorit esas olarak İlica ile Kılavuz Formasyonları arasında yer almaktadır. Fakat Çamardı yakınında Kılavuz Formasyonunu da delerek Çamardı Formasyonu içine girmiştir.

+ Ören Domu ile ilgili cevherleşme  
o Gümüşler Domu ile ilgili cevherleşme



Niğde Gümüşler ve Ören Domları ile ilgili damar tipi cevherleşmede çeşitli elementlerin dağılımı (Viljoen and İleri, 1972)

Cevherleşme: Antimon cevherleşmesi, Gümüşler Domunda belli çatlak sistemlerine bağımlı kalmıştır. Her ne kadar dokanaklarda da cevherleşme görülmekte ise de bu tip cevherleşme fazla yaygın değildir.

Ören Domunda cevherleşme genellikle dokanaklarda yer almakta, kırık dolgusu tipindeki cevherleşmenin devamlılığı kısa mesafelerde kesilmektedir, ören Domu civarında, silisli, grafit ve sülfür mineralleri bakımından zengin seviyeden stratigrafik olarak daha alt seviyelerde kırık dolgusu tipi cevherleşmeye raslanmamıştır.

**Dokusal Analiz\*** Kırık ve dokanaklardaki masif cevherden alınan örneklerde yapılan antimonit mineralinin doku analizi, cevherde hiç bir deformasyon izinin olmadığını göstermiştir.

**Sıvı Kapamaları.** Gümüşler Domu'nda çalışılan bazı sıvı kapamaları, cevher minerallerinin çok az tuz içeren bir ortamda oluştuğunu ortaya koymuştur. Kapanımların gaz-sıvı oranı ve homojenleşme, sıcaklığın 250-350 °C arasında olduğunu işaret etmiştir.

**Petrokimyasal Analiz.** Çeşitli cevher tiplerinden ve çeşitli yerlerden 100'e yakın numune alınmış ve bunların 12 element için (Sb, As, Au, W, Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, Cd, Sr, Ag) analizleri yapılmıştır. Bu analizlerden bazılarının sonuçları Şekil 8 ve 9'da grafik olarak gösterilmiştir. Şekil 8'de Ören Domu ve Gümüşler Domu cevherleşmelerinin karşı-

Şekil 8:

## DEĞİNİLMİŞ BELGELER

Anhaeusser, C. R., Mason, R., Viljoen, M. J. and Viljoen, R. P., 1969: A reappraisal of some aspects of Precambrian shield geology; Geol. Soc. Am. Bull. V. 80, p. 2175-2200.

Barnes, N. L., and Czamanske, G. K., 1967: Solubilities and transport of ore minerals, p. 334-381, in Barnes, H. L., ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits: New York, Holt; Rinehart, and Wintson Inc., 670 p.

Boese, R., 1965: The antimony ores of the Murchison Range, Gravelotte area, eastern Transvaal, R.S.A., unpub. Ph. D. Thesis, Univ. of Hamburg, Germany.

Dennis, R. A., 1970: The mineralisation at the W-Sb-Hg Mine near Niğde, South Central Turkey, unpub. Msc. thesis, Univ. of Swaasea.

Graff, J. H., and Skinner, B. J., 1970: Strength and deformation of pyrite and pyrrhotite: Econ. Geol., v. 65, p. 206-215.

Hall, A. L., 1912: The geology of the Murchison Range and district, Geol. Surv. S.A. Mem. 6.

Imreh, L., 1967: Çamardı kuzeyindeki antimon cevherleşmesi, MTA rapor, no. 3749 Ankara.

Kalliokoski, J., 1965: Metamorphic features in North American massive sulphide deposits: Econ. Geol., V. 60, p. 485-505.

Mc. Donald, J. A., 1967: Metamorphism and its effects on sulphide assemblages: Mineral. Deposita, V. 2, p. 200-220.

Kleyn, P. H. van der, 1971: Niğde Oamardı Masifinin güney batı kısmında cevher aramaları üzerine tavsiyeler: Yayınlanmamış M.T.A. raporu. Ankara.

Robinson, B. W., and Strens, R. G. X., 1968: Genesis of concordant deposits of base metal sulphides - an experimental approach: Nature, V. 217, p. 535-536.

Schull, H. W. 1971: X-ray pole figures of pyrrhotite, Ph. D. thesis, Columbia Univ. New York.

Schulz, L. G., 1949: A direct method of determining preferred orientations of a flat reflection sample, using a Geiger-Counter X-ray spectrometer, J. Appl. Phys. V. 20, p. 1030-1033.

Stanton, R. L., 1972: Ore Petrology. Mc. Graw-Hill New York. 668 p.

Stanton, R. L., and WJley, H. C., 1970: Natural Work hardening in galena and its experimental reduction: Econ. Geol. V. 65, p. 182-194.

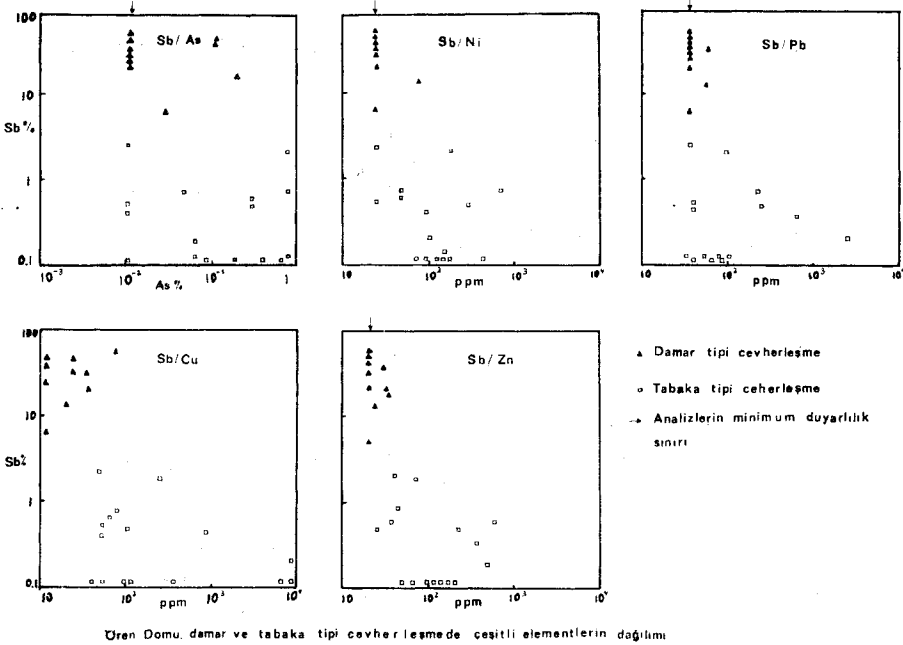
Viljoen, M. X., and Viljoen, R. P., 1969: An introduction to the geology of Barberton granite-greenstone terraine, Geol. Soc. South Afr. Spec. Publ. No. 2, p. 9-28 Upper Mantle Project.

Viljoen, R. P., and İleri, S., 1972: The geology and mineralisation of portions of the Pozantıtağı (Niğde) Massif of South Central-Turkey. J.C.I. Co. Ltd. Unpub. report, 54 p.

Vokes, P.M., 1969: A review of the metamorphism of sulphide deposits: Earth Science Reviews, v. 5, p. 99-143.

Vokes, F. M., 1971: Some aspects of the regional metamorphic mobilization of preexisting sulphide deposits: Mineral. Deposita (Berl.) v.b. p. 122-129.

Ypma, P.J.M., ana Beri, S., 1974: Fabric of deformed stitmtte: In preparation.



Ören Domu damar ve tabaka tipi cevherleşmede çeşitli elementlerin dağılımı

Sekil 9:

laştırılması görülmektedir. Burada Sb'nin yanı sıra diğer elementlerin de Gümüşler civarında damar içinde zenginleştiği görülmektedir. Şekil 9'un incelenmesinden, ören Domu civarında Sb'nin diğer elementlere oranı, damarlar içinde, tabaka tipi yataklardan çok fazla olduğu görülmektedir.

## SONUÇLAJR

Bu gözlemlerden varılan sonuçlar şunlardır:

a) Dokanak ve kırıklardaki (damar tipi) antimon cevherleşmesi içinde herhangi bir deformasyon izine rastlanmayışı, cevherleşmenin deformasyondan genç olduğunu kanıtlar.

b) Cevherleşmenin deformasyondan genç oluşu ve sıvı kapanmaları, sıcak sularla taşınmış epijenetik kökenli bir oluşumu belirler.

c) Sülfür mineralleri içeren grafitçe zengin seviyeler (tabaka tipi cevherleşme) ile granodiyorit arasında bir ilişki kurmak gerekirse, damar tipi cevherleşmenin, tabaka tipi cevherleşmeden granodiyoritlerin yardımı ile çeşitli metal iyonlarının mobilizasyon sonucu oluştuğu söylenebilir. Ören Domu ile Gümüşler Domu cevherleşmelerindeki ayrılık ise, Gümüşler Domu'nda granodiyoritlerin tabaka tipi cevherleşmeye daha yakın oluşu şeklinde açıklanabilir.

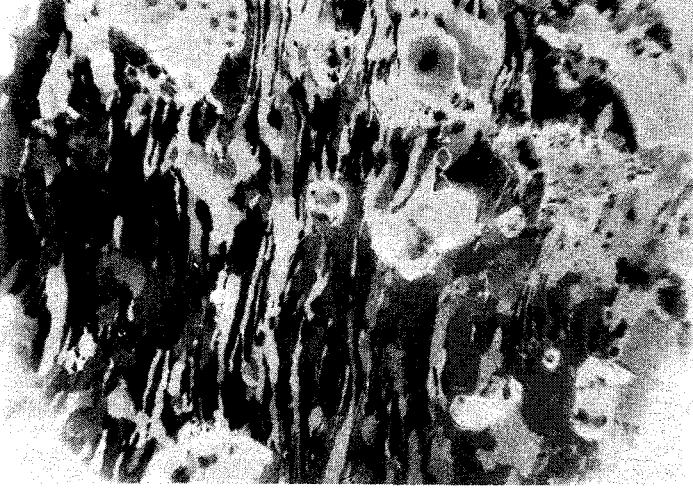
## YORUM

Murchison Kuşağındaki antimon mostraları metinde de belirtildiği gibi küçük mercekler halindedir. Yakın zamana kadar yapılan çalışmalarda bütün araştırmacılar yatağın oluşumunu hidrotermal olarak kabul etmişler ve cevherleşmenin fazla derine inmeyeceği tezini savunmuşlardır (Boese, 1965; Mendelssohn, 1938; Hall, 1912). Eğer yatak daha önce (1890-1940) altın olarak küçük işletmeler şeklinde başlamış olsaydı bugünkü yüzey verileri dünyanın en büyük antimon madeninin ortaya çıkmasına yeterli olamazdı.

Niğde Bölgesinde ise durum farklıdır. Mostraların Güney Afrika'dakilerden daha devamlı ve umut verici olmasına karşın henüz ortada bir işletme yoktur. Bölgede birçok araştırmacı çalışmış, birçoklarının hidrotermal oluşumu savunmasına karşın (Dennis, 1970; Kleyn, 1971) bazıları da cevherleşmenin stratigrafik kontrollü olduğunu ileri sürmüşlerdir (İmreh, 1967; Viljoen and İleri, 1972). Cevherleşme oldukça geniş bir alanı kaplamaktadır. Eğer, yukarıda savunduğumuz şekilde cevherleşmenin litolojik kontrollü olduğu kabul edilirse, potansiyelinde büyük olacağı söylenebilir. Ancak, bu safhada çalışmalar henüz yeterli değildir.

Yayıma verildiği tarih: Eylül. 1974

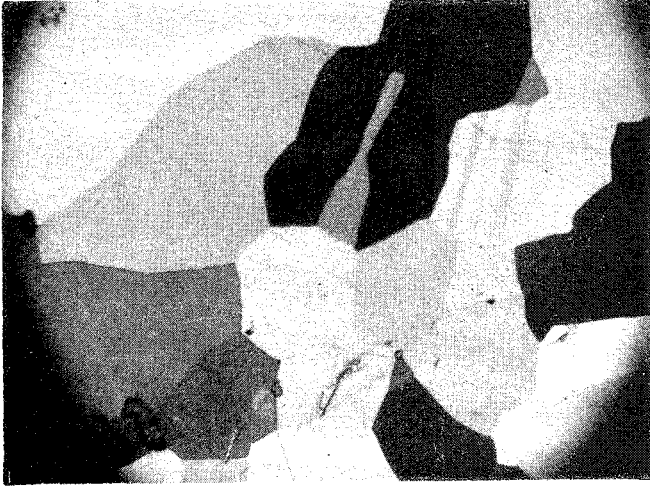




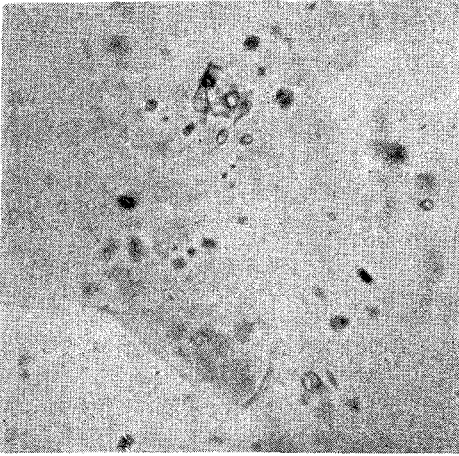
a: Cevherleşmeden sonra, birinci ve ikinci deformasyonların antimonit yapısında bıraktığı izler. Bütün uzun mineraller antimonit, yuvarlaklar kuvarstır. Çapraz nikel, 120 büyütme, Gravelotte Madeni, Güney Afrika.



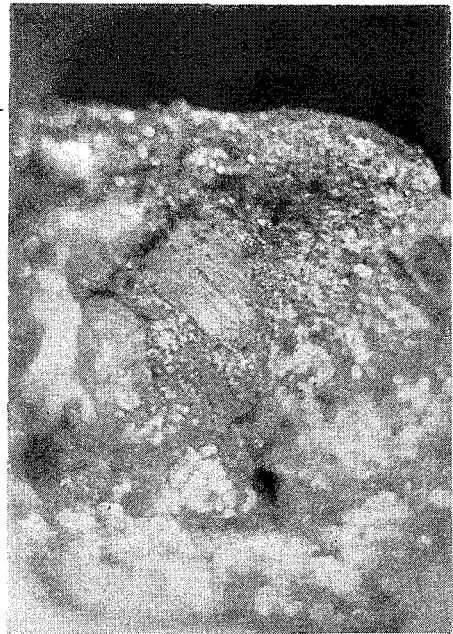
b: Antimonit cevherleşmesinde birinci, ikinci ve üçüncü deformasyon izleri. Bütün mineraller antimonittir. Çapraz nikel, 120 büyütme. Gravelotte Madeni, Güney Afrika.



c: Isı ile değişim (annealing) geçirmiş antimonit. Bütün mineraller antimonittir. Çapraz nikel, 120 büyütme. Monarch Madeni, Güney Afrika.



e: Şekil d'deki kuvars içinde bulunan sıvı kapanımları. Ortadaki köşeli karanım içinde görülen kübik kristal Na'l dür.



d: Deformasyon sırasında sürtünmeyle ağınmış ve yontulmuş, sıvı kapanımları içeren kuvars. Monarch Madeni, Güney Afrika.

# Kuzey Kızılırmak Havzasının ERTS-Â Uydusu Tarafından Çekilmiş Görüntülerinde Bazı Yeni Tektonik Gözlemler ve Bunların Yorumlanması

*New Tectonic Features Observed On ERTS-A Satellite Imagery of the Northern Kızılırmak Basin and Their Tentative Interpretations.*

TEOMAN NORMAN *Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Orta Boğm TeJcmik Üniversitesi, Ankara*

ÖZ; Ankara'nın kuzeydoğusunda bulunan Kuzey Kızılırmak havzasının ERTS-A uydusu tarafından çekilmiş görüntülerinde, sananın güneydoğusundaki Kırşehir Masifi'nin tektonik' lineasyonları ile kuzeybatısındaki Kuzey Anadolu Fay Zonu Sistemi'nin lineasyonları arasında belirgin bir fark, görülmektedir. Birinciler NW-SB- doğrultulu, 'uzun, birbirinden ayrık çatlak sistemleri iken» ikinciler enegelon, sigmoid yapılu, ve genellikle kabaca NE-SW -doğrultulu faylardır. Bu iki stete-,,nin ortak sınırın Kuzey Kızılırmak; havzası (Çankırı, baseni) olarak görünmektedir. Bu basen sıkışmalı Mr graben ola-»ak ortaya çıkmaktadır ve muhtemelen şimdi kapanmış bulunan bir trençin (Okyanus, çukurunun) yerini, belirlemektedir. Kırşehir Masifi'nin Mr 'kısımının bu çukura doğru dalmış olması ve- Yozgat kuzeyindeki ofiolitli melanjını da 'masif tize-

line itilmiş (obduction) bulunması mümkündür. Kuzey Anadolu Fay Zonu Sistemi'nin sağ yönlü hareketleri muhtemelen ilk defa güneyde masifi kaplayan sedimentler üzerinde başlamış olup zamanla tazeye doğru kaymış ve bu günkü fay zonuna yerleşmiş, olmalıdır.

**ABSTRACT:** ERTS-A. satellite imagery of the Northern Kızılırmak basin, NE of Ankara, shows different, tectonic lineation. patterns: for Kırşehir Massif in the SE and the North Anatolian Fault Zone System, in the NW. The change of pattern, seems to take place mainly across the Northern Kızılırmak basin (also known as the Çankırı basin), which appears to be a graben, formed by compression. This may be the location, of a closed trench, into which part of the Kırşehir Massif may have been dragged. Rocks of ophiolitic melange to the north of Yozgat seem to be obducted southward over the Kırşehir Massif. Clockwise shear movement, probably started in the south affecting first the sedimentary rocks covering the Massif. Later, the activity gradually shifted northwards to the present location of the North Anatolian Fault Zone System.

## GtBtŞ

Çalışma alanı Ankara'nın, kuzeydoğusunda olup Kızılırmak nehri tarafından boyuboyunca katedilmektedir (Şekil 1). Görüntü alanı yaklaşık, olarak 185 X 185 km<sup>2</sup> olup,, Ankara, 'Çankırı, Çorum, Kastamonu» Yozgat» Kırşehir illerini tamamen veya kısmen, kapsamaktadır.

Türkiye'nin en, uzun, (1000 km'den fazla) nehri olan Kızılırmak, Sivas doğusundaki kaynaklarından başlayarak önce, batıya» sonra güney-batıya akar;; Ankara doğusunda kuzeye, daha sonra kuzey-doğuya yönelerek: Kuzey Kızılırmak havzasına girer (Şekil 1), Havza'dan geçerek Çorum kuzeyine ulaşan nehir, birtakım zigzaglarla Kuzey Anadolu, Fay Zonu'nu aşarak Bafra civarında Karadeniz'e dökülür. Bu çalışma, daha çok Kızılırmak: drenaj havzasının kuzey yarısındaki saha ile ilgilidir.,

Kuzey 'Kızılırmak, havzası olarak adlandırılan saha, 1:500.000 ölçekli Tür-

kiye Jeoloji Haritası (Ketin,, 1062)'nda, 50 - 80 km., çapında, hemen hemen- daire şeklinde. Mr jeolojik yapıya sahip görünmektedir. Ofiolitli melanj ve Alt Tersiyer' yaşlı kayalar, batıda, kuzeyde ve doğrudan sınırları oluşturmaktadır. Kırşehir Masifi'nin granit» gabro ve metamorfik kayaları ise. sahanın güneyini kısmen, kapsamaktadır' (Şekil 2). Havzanın orta kısmı, Orta Tersiyer' sedimentleri, ve bunların üzerinde açılmal bir uyumsuzlukla bulunan jipsli Genç Tersiyer ve Kuvaterner sedimentleri ile örtülmüş, bulunmaktadır (Ketin, 1962).. Çevreyi oluşturan kayalar ortadaki genç malzemenin üzerine her yönden, itilmiş görünmektedir., Sahada yapılan 1:25.000 ölçekli jeolojik, harita çalışmaları, karmaşık: görünüşlü fay ve kıvrım sistemlerinin varlığını ortaya çıkarmış olup, daha çok jipsli formasyonların bu karmaşıklığa neden olduğu görüşü benimsenmiştir. Buraya kadar yaylar çizerek gelen. Kızılırmak nehrinin, çevresi dairesel, iç kısmı da yapı bakımından karmaşık olan bu havzanın için-

den. hemen hemen dümdüz geçmesi, ilgi çekici bir torum olarak göze çarpmaktadır. Buradaki nehir akış doğrultusunun, kuzeybatıda havzanın dışında bulunan Kuzey Anadolu Fay Zonu'na paralel olması da dikkati çekicidir.

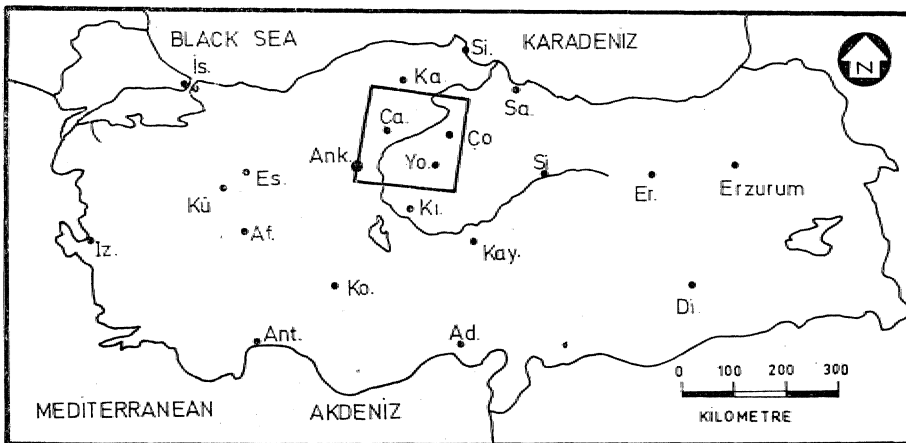
BET&-A, MSS (Multispectral scanner) görüntüleri, bu ilgi çekici hususların birbirleri ile olan ilişkileri ve kökenleri hakkında, bazı yeni ipuçları vermektedir.

## ERTS-A UYDUSU GÖRÜNTÜLERİNİN DEĞERLENDİRİLMESİ

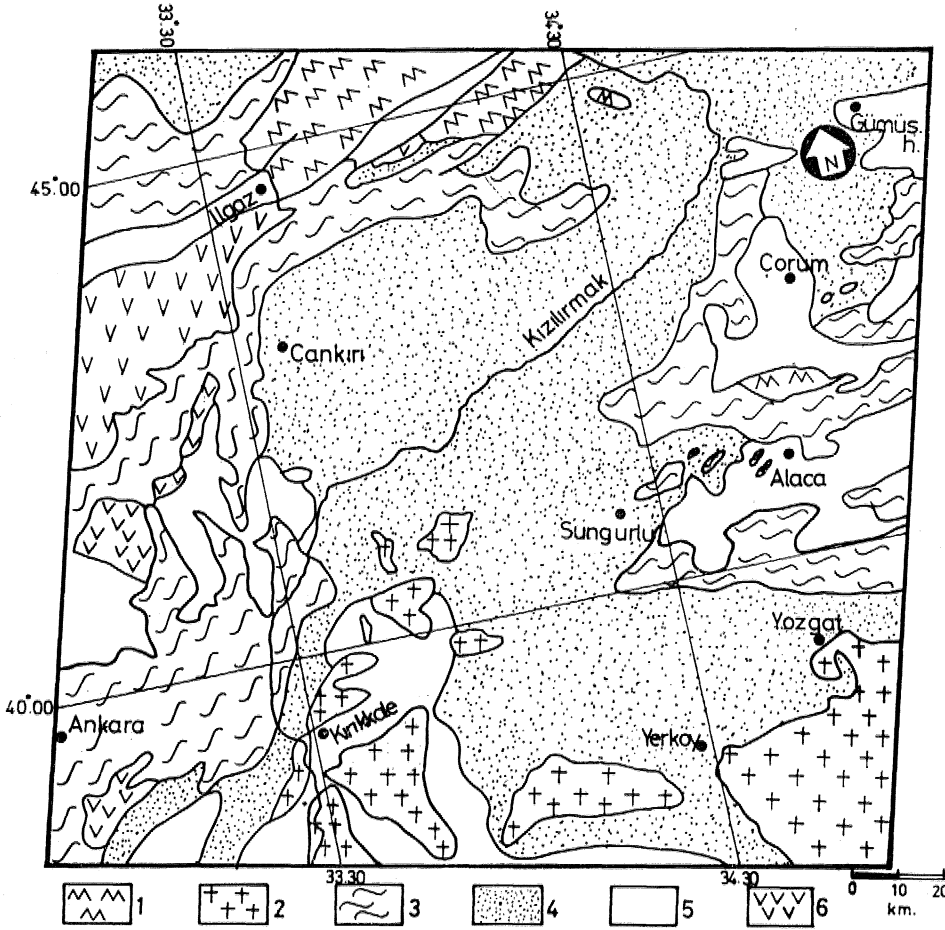
### Elde Bulunan Görüntüler

8 Kasım 1973 tarihinde çekilmiş olan ERTS-A MSS fotoğrafının beşinci ve yedinci, kanalları (0,6 - 0,7 mikron ile 0,8 - 1,1 mikron dalga boylarını kapsamakta olan 'kanallar' incelenmiştir.. Bu 'görüntüler' siyah-beyaz olarak: 1: 1000 000 ölçekli ve 1:250 000 ölçekli fotoğraflar halinde mat beyaz kağıda basılmıştır, Ayrıca 1:1000 000 ölçekli bir yapay renkli kızılötesi (False-color IR) resim de vardır.. Bu resim, dördüncü, beşinci ve kızılötesi, olan yedinci kanallardan elde edilen, görüntülerin ayrı ayrı renklendirilerek birleştirilmesi ile oluşturulmuştur. Bu çalışmada elde edilen bilgilerin çoğu büyük ölçekli görüntülerden alınmış olup, yapay renkli kızılötesi resimden pek yararlanılamamıştır.

Görüntülerin.. yersel ..gerçeklerle (Ground truth') karşılaştırılmasında» normal hava fotoğraflarından ve jeoloji haritalarından, faydalanılmış,, ayrıca, sahanın bir kısmı üzerinden uçakla uçarak,, birçok yerleri de yerden inceleyerek çalışmalar yapılmıştır.



Şekil 1: ERTS-A görüntü alanının yeri ve Kızılırmak nehri  
Figure 1: Location of ERTS-A imagery area and the course of Kızılırmak river



Şekil 2: Kuzey Kızılırmak havzasının jeolojik anahtarı. 1) Metamorfikler, 2) Kırşehir Masifi, 3) Melanjlar, 4) Alt Tersiyer, 5) Üst Tersiyer, 6) Tersiyer volkanikleri (1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritasından)

Figure 2: Geological outline of the northern Kızılırmak basin. 1) Metamorphics, 2) Kirsehir Massif, 3) Melangerocks, 4) Lr. Tertiary, 5) Upr. Tertiary, 6) Tertiary volcanics. (From the Geological Map of Turkey, 1:500 000 scale).

## YÖETTEİİ

Yedinci kanaldan çekilmiş ve 1: 250 000 ölçeğe büyütülmüş, siyah-beyaz görüntü üzerine konan şeffaf asetat kağıdına, nehirler, tepe noktaları» settirler ve köyler gibi coğrafya bilgileri, 1:100 000 ölçekli topoğrafya haritalarının da yardımıyla işlenmiştir. Başka bir şeffaf asetat kağıdı üzerine dt beşinci ve yedinci kanalların görüntülerinden ayrı ayrı alman jeoloji bilgileri (çeşitli faylar, lineasyonlar, tabaka doğrultuları, fay sistemlerini izleyen dere yatakları,, v.s.) işlenmiştir. Bu iki asetat kağıdı çakıştırılarak üzerlerine, projeksiyon yardımıyla, 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası'nın resmi süper empoze edilmiş, bti suretle İcaşılaitırma yapılmıştır. Bundan sonra, yer yer küçük alanlardaki karşılaştırmalar, eldeki

daha büyük ölçekli jeoloji haritalarını görüntü verileri ile gözle karşılaştırmak suretiyle yürütülmüştür.

Jeoloji yapıların büyük ölçekli görüntü üzerinde asetat kağıdına işlemeden Önce, 1:1000 000 Ölçekli görüntülerin stereoskop altında incelenmesi çok yararlı olmuştur. Beşinci ve yedinci kanal görüntülerini bir çift olarak kullanmak suretiyle, üç boyutlu benzer bir görüntünün elde edilebildiği görülmüştür. İki değişik kanaldan alman görüntülerin stereoskop altında üç boyutlu gibi görüntü verdiği ilk defa» çukur olduğu bilinen bir yerin fotoğrafta çıplak gözle veya büyüteçle bir tepe olarak görünmesi, ancak stereoskop altında\* di ter kanal görüntüsü ile birlikte bakıldığında» gerçekte olduğu gibi, bir çukur halinde belirlenmesi sonucunda anlaşıl-

mıştır, Stereoskop altında incelenen resimlerin kuzey kenarlarının aşağıya, güney kenarlarının, yukarıya gelmesine, yani resimlerin "ters"- tutulmalarına, bu suretle, doğada güneyde olan güneşin, fotoğrafları ışıklandırma lamba ile aynı konumda bulunmasına dikkat edilmelidir. Aksi halde dereler sırt, tepeler çukur olarak görünmektedir. Küçük ölçekli resimlerin üç boyutlu görüntülerinde saptanan jeolojik çizgiler, daha sonra 1:250 000 ölçekli görüntüler üzerinde bulunarak asetat kağıdına işlenebilmektedir,

## GörtlütüİOTciyd Bazı özellikler

Koyu renkli kayaların (özellikle oifolitli kayaların) MSS beşinci kanal görüntüsünde, diğerine kıyasla daha iyi belirlendiği, ayrıca, çoğu linear (doğrusal) olan ve tektonik doğrultuları izleyen kuru derelerin de yine beşinci kanalda daha iyi görülebildikleri ortaya çıkmaktadır. Buna karşılık, Kızılırmak gibi suyu akan derelerin ve Eymir, Mogan gibi göllerin beşinci kanalda iyi görülemediği, ancak yedinci kanalda çok iyi belirlendiği anlaşılmıştır. Bu suretle derelerin »eski yataklarını beşinci kanaldan, iimdiki yataklarını yedinci kanaldan izleyerek, yakın jeolojik geçmişte nehir yataklarında yer alan değişimleri incelemek mümkündür.

Koyu renkli kayaların yedinci kanalda pek belirgin olmaması bir avantaj olarak kullanılmış, özellikle çatlak ve fay sistemlerinin, kayaç sınırlarının etkisinde kalmaksızın, izlenebilmeleri mümkün olmuştur. Bu suretle, bölgenin tektonik lineasyonları tümüyle değerlendirilerek, daha sonra jeoloji haritasındaki yersel kayaç dağılımları ile karşılaştırmak olanağı bulunmuştur.

Eldeki görüntülerde hernekadar bulut yoksa da, mevsimin kışa yakın olması nedeniyle yüksek tepeler karla kaplı bulunmaktadır. Bu tepeler hem coğrafi yerlerin saptanmasında, hem de sahanın topoğrafyasının üç boyutlu olarak incelenmesinde çok yararlı olmuştur.

Görüntülerde 10 adet gri koyuluk derecesi bulunduğu halde, elde bir denситometre (koyuluk tonunu Ölçen elektronik bir alet) olmaması nedeniyle, bu yönden bir çalışma yapılamamıştır. Çoğu zaman görüntülerde granit, metamorfik, volkanik ve sediment kayalarla (jipeli genç formasyonlar hariç), geniş alanlar kaplayan melanj kayaları

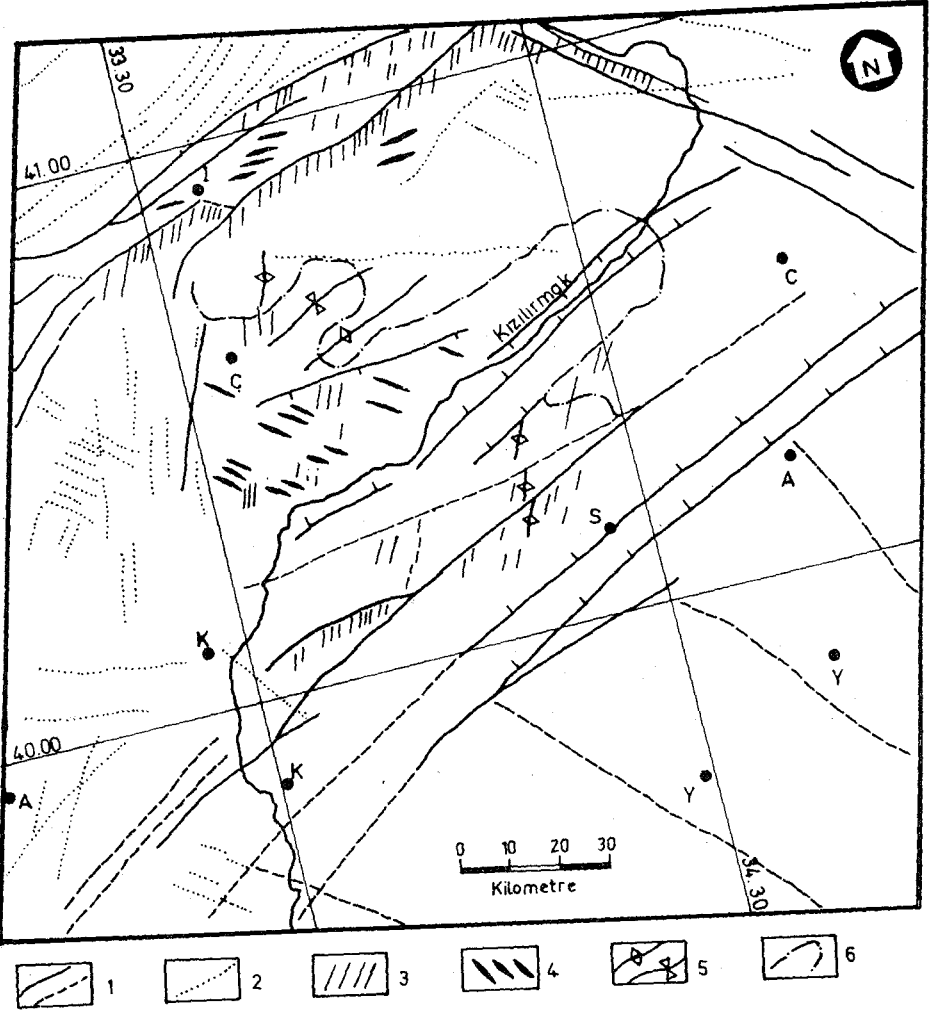
arasında kesin ayrımlar yapmak güç, hattâ bazı hallerde olanaksızdır. Bu durumun faydalı olan bir yanı ise, bazı lineasyonların, tüm kayaçların hepsini birden kestiğini görebilmek ve bu suretle böyle lineasyonların kayaçların hepsinden daha genç yaşta olduklarını saptamak olmuştur.

Yapay renkli kızılötesi resim, dördüncü kanala sarı, beşinci kanala kırmızı ve yedinci kanala mavi renkleri vererek, bunları tek bir görüntüde birleştirmek suretiyle elde edilmiştir. Resimde ağaçlıklı yerler, özellikle ormanla kaplı yükseltiler, koyu kırmızı - kahverenkli olarak görünmektedir. Genellikle üzüm bağları içeren kuru vadiler ise hafif kırmızı olarak belirmektedir. Bu renk kombinasyonu küçük bir antiklinin ortaya çıkarılmasında yararlı olmuştur. Siyah - beyaz görüntüde, Sungurlu'nun 20 km. kadar kuzeybatısında elips şeklinde bir tepe ve ortasında konsentrik olarak koyu renkli bir kısım görülmektedir. Ormanlık olmadığı renkli resimden anlaşılan bu yerin gerçekte antiklinin çekirdeğini meydana getiren kırmızı renkli kayaçlardan oluştuğu sahada görülmüştür.

### JEOLJİK GÖZLEMLER

Sahada ilgi çeken ilk husus, Kuzey Kızılırmak havzasının 15-20 km genişliğinde bir graben çukuru halinde ENE-WSW doğrultusunda uzamasıdır (Şekil 3). Fotoğrafta açık renkli alanlar halinde görülen jipsli genç formasyonlar, genellikle ENE-WSW doğrultulu bu çukuru doldurmuş bulunmaktadır. Bazı derin fayların yüzeydeki izleri gibi görünen bazı uzun çizgiler topografyada, NW köşesindeki Kuzey Anadolu Fay Zonuna paralel olarak uzanmaktadır ve jipsli çukurun ENE ucunda da devam etmektedir. Bu suretle Kızılırmak nehrinin havzadan geçerken esas itibarıyla bu civarın tektonik yapısına uyumlu olarak aktığı ortaya çıkmaktadır. Ancak havzanın ENE ucunda, grabeni oluşturan fay sistemlerinin devam etmesine rağmen, nehir, muhtemelen sonradan gelişen yeni fay sistemlerinin etkisiyle bazı çapraz fay zonlarından zigzaglarla kuzeye geçmekte ve Kuzey Anadolu Fay Zonu boyunca bir süre doğuya doğru akmaktadır.

Kuzey Kızılırmak havzasının çevresini oluşturan kayaçların meydana getirdiği görünüşte dairesel yapı, kabaca NE-SW doğrultulu linear yapıların her yerde hakim görünmeleri ile hemen he-



Şekil 3: ERTS-A görüntülerinden alınan jeolojik bilgiler. 1) Faylar, 2) Lineasyonlar, 3) Kompresyon yapıları, 4) Tansiyon yapıları, 5) Kıvrımlar, 6) Jips sınırı.

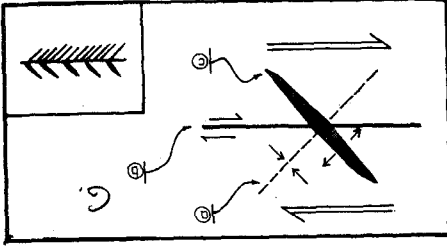
Figure 3: Geological features obtained from ERTS-A imagery. 1) Faults, 2) Lineaments, 3) Compressional features, 4) Tensional features, 5) Folds, 6) Gypsum boundary.

men ortadan silinmektedir. Kızılırmak'ın aktığı depresyonun hemen kuzeyinde, havzanın içinde nehrin akış yönüne paralel eksenli üç kıvrım (iki antiklin ve bir senklin) daha görülmektedir; bu yapılarından birinde hâlen petrol aramaları sürdürülmektedir.

Havzada, Kızılırmak nehrinin güneyinde, NNE-SSW yönlü lineasyonlar hakimdir. Yersel jeolojik çalışmalardan bunların kıvrımlar ve bindirme fayları ile oluşmuş uzun tepeler oldukları bilinmektedir. Diğer yandan, Kızılırmak'ın kuzeyinde ise NW-SE doğrultulu vadiler birbirine paralel olarak yer almakta ve muhtemelen gerilme fayları boyunca açılmış bulunmaktadır (Şekil 3). Böylece, her iki sistem ortak olarak alındığında bunlar sağ yönlü bir makaslama hareketinin görüntüsü olarak

yorumlanabilir (Şekil 4). Bu hareket Kuzey Anadolu Fay sistemi ile uyumludur (Tokay, 1973).

Görüntü sahasının NW köşesinde Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun bazı özellikleri çok iyi görülebilmektedir: Zonun içinde enişelon sıralanmış ENE-WSW doğrultulu faylar, genellikle güneylerinde NNW-SSW doğrultulu sıkışma çatlakları (paralel vadiler), kuzeylerinde ise (örneğin İlgaz'ın batısında) NW-SE doğrultulu enişelon gerilme çatlakları (basamak faylar şeklinde) açıkça belirgindir. Bu iki sistem birbirine hemen hemen dik olmakta ve her biri esas faylarla 45°'ye yakın bir açı yapmaktadır. Kuzey Anadolu Fay Zonu sisteminin hâlen aktif olduğu bilinmektedir (Ketin, 1962; Tokay, 1973). Kuzey Kızılırmak basenindeki yapılarla olan ben-



**Sekil 4:** Sağ yönlü bir kuvvet çiftinin yarattığı kompresyon ve tansiyon yapıları, Küçük şakel, doğada muhtemel bir kombinasyon usaptamaktadır. a) Kompresyon yapıları; b) Esas hareket düzlemi; c) Tansiyon yapıları.

**Figure 4:** Compressive and tensional shear structures created by a clockwise moving couple. Inset shows a possible combination in nature, a) Compressional shear planes; b) Main movement plane; c) Tensional shear planes.

zerliklerini, hâlen burada bir aktivite olmadığına göre, belki de bu hareketlerin daha önce güneyde başlaması ve sonradan kuzeye doğru bugünkü laktivite zonuna kaymış olması ile açıklamak mümkündür (Erol, 1969). Sahanın SW köşesinde daha önce yapılmış olan jeolojik çalışmalar sonucunda yazar yine böyle bir sonuca daha başka verilerden hareket ederek ulaşmıştır (Norman, 1973 a).

Kuzey Anadolu Fay Zonu Sistemi'ndeki fayların batı uçları güneye dönerek, kabaca NNE-SSW doğrultusunda uzanan melanj kuşağı içinde veya genç Tersiyer volkaniklerinde kaybolmaktadır. Faylar daha güneyde yine SW doğrultusunu aldığı gibi, kuzey uçları da kuzeye doğru NE doğrultusunu almaktadır. Böylece enişelon faylar bir seri sigmoid şekiller oluşturmaktadır. Bu düzen, sahanın batısında da görülmekte ve ERTS-A RBV üçüncü kanaldan çekilen görüntülerde de belli olmaktadır. Ankara'nın doğusunda daha önce yapılan çalışmalarda, buna benzer fakat daha küçük boyutlu sigmoid yapılar 1:25 000 ölçekli jeolojik haritaya geçirilmiştir (Norman, 1973 b). Böylece görülmektedir ki, bu tektonik tarz, görüntü sahasının NW yarısında, en küçük ölçüden en büyük ölçüye kadar (örneğin Kuzey Anadolu Fay Zonu) vardır.

Kabaca Alaca'dan g'çen ENE-WSW doğrultulu büyük bir fayın (Ketin, 1963) güneydoğusunda kalan kesimde tamamen değişik bir tektonik tarz hüküm sürmektedir. Bu bölgede, NW-SE doğrultulu, uzun ve birbirinden ayrı

durumda bulunan paralel lineasyonlar, muhtemelen Kırşehir Masifi'nin temelindeki fayları veya çatlak sistemlerini yansıtmaktadır. Bu lineasyonların yalnız masifin kendisinde değil, sedimentlerin ve hattâ melanj kayaları içinde de (örneğin Yozgat kuzeyi) devam ettiği görülmektedir. Muhtemelen Kırşehir Masifi (veya onu taşıyan plaka) sedimentlerin ve melanjın altından NW yönüne doğru dalmakta, ve Kuzey Kızılırmak havzasını (grabenini) oluşturmaktadır. Eğer bu yorum şekli doğru ise, önemli bir sonuç da Yozgat kuzeyindeki ofiolitli melanj feayaçları ile ilgilidir. Yozgat ile Alaca arasında yer alan bu kayaçlar Kırşehir Masifi üzerine kuzeyden itilmiş (obduction) olarak görülmektedir. Buna karşılık Alaca'dan geçen fayın düzeyinde kalan melanj kayaların hâlâ orijinal trenç çukurunun içini doldurur bir durumdadır.

Daha önceki çalışmalarda, görüntü sahasının SW köşesine raslayan yerlerde Kırşehir Masifi'nin ENE-WSW doğrultulu ve sağ yönlü atımlı faylarla kesilmiş olduğu belirtilmiştir (Norman, 1973 b). Bu fayların da gerek Alaca fayı, gerekse Kuzey Anadolu Fay Zonu ve gerekse Kuzey Kızılırmak grabenini oluşturan faylarla paralel oldukları dikkati çekmekte ve sağ yönlü makaslama hareketlerin başlangıcının güneyde bulunduğu görüşünü desteklemektedir.

## SONUÇLAR

ERTS-A uydusu tarafından elde edilen görüntüler, bu bölgenin jeolojik geçmişi ve temel yapısını ortaya çıkarmakta yararlı olmaktadır. Bu ön çalışmalar, bölgedeki tektonik tarzın, Kuzey Anadolu Fay Zonu Sistemi ile yakın bir ilişkisi olduğu sonucunu ortaya koymaktadır.

Kırşehir Masifi'nin NW kısmının bu yönde dalarak, Kuzey Kızılırmak havzasını oluşturan bir graben (Trenç'ten bir kalıt?) meydana getirdiği yazar tarafından düşünülmektedir. ENE - WSW doğrultusunda eksenleri uzanan genç kıvrımlar bu grabenin daha çok sıkışmalı kökenli olduğuna işaret etmekte, bu da eski bir trençin varlığını desteklemektedir.

Kırşehir Masifi üzerinde görülen tektonik lineasyonların (faylar ve çatlak sistemleri) örgüsü (pattern), Kuzey Anadolu Fay Zonu Sisteminin-

den belirgin bir şekilde farklıdır. Bu iki lineasyon örgüsü dereceli olarak, yukarıda belirtilen graben boyunca karşıkışıya gelmekte, Kızılırmak nehri adeta bu sınırı izleyerek akmaktadır. Eğer yazarın, Kırşehir Masifi'nin kuzeybatıya doğru eski bir trenç içine dalmasına ilişkin yorumu gerçek ise, ofiolitli melanjların bir kısmının, özellikle Yozgat kuzeyinde bulunanların güneye, Masif üzerine itilmiş olmaları (Obduction) gerekmektedir.

Sağ yönlü makaslama hareketlerinin, sıkışmalı hareketler üzerine daha sonra süperempoze olduğu, hareketlerin güneyde başlayarak gittikçe kuzeye kaymış bulunduğu ve şimdiki Kuzey Anadolu Fay Zonu'na yerleştiği düşünülmektedir.

## TEŞEKKÜR

Çalışmalarımın çeşitli aşamalarındaki yardımlarından dolayı Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Genel Direktörü ve Türkiye Remote Sensing Çalışma Grubu Başkanı Sayın Doç. Dr. Sadrettin Alpan'a, Çalışma Grubu Genel Sekreteri Sayın Dr. Fethullah Öznelçi'ye, M.T.A. Jeofizik şubesinden sayın Doç. Dr. Sırrı Kavlakoglu'na, sayın Ratıp Özakçay ve sayın Soner Akçoşa teşekkürlerimi sunarım.

Küçük ölçekli ERTS-A görüntüleri sayın CENTO makamlarınca sağlanmıştır. Büyük ölçekli görüntüler ise sayın D. Elliot tarafından verilmiş olup, kendisine teşekkür ederim.

Çalışmalarında beni teşvik etmek, sabırla ve fedakârane bir tarzda yazılarımı daktilyoya geçirmek suretiyle, her zaman bana destek olan Ünal Norman'a da sonsuz minnettarlığımı belirtirim.

**Yayına verildiği tarih: Aralık, 1974**

## BEÖİNİLMİŞ BELGELER

Erol, O., 1969: Tuzgölü havzasının jeoloji ve jeomorfolojisi: T.B.T.A.K. Raporu (yayınlanmamıştır).

Ketin, I., 1962: 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Sinop paftası izahnamesi (Explanatory text of the Geological Map of Turkey, Sinop sheet): Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü yayını, Ankara.

Ketin, I., 1963: 1:500 000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası Kayseri paftası izahnamesi (Explanatory text of the Geological Map of Turkey, Kayseri sheet) Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü yayını, Ankara.

Tokay, M., 1973: Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Gerede ile İlgaz arasındaki kısmında jeolojik gözlemler. (Geological observations on the North Anatolian Fault

Zone, between Gerede and İlgaz): Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem Kuşağı Simpozyumu (Symposium on the North Anato-

Man Fault and Earthquake Belt), Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.

Norman, T., 1973 a: Ankara doğusunda Üst Kretase - Tersiyer yer kabuğu hareketleri (Crustal movements in the east of An-

kam during Upper Cretaceous - Tertiary times): Kuzey Anadolu Fayı ve Deprem • Kuşağı simpozyumu. (Symposium on the

North Anatolian Fault and Earthquake Belt), Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.

Norman, T., 1973 b: Ankara Yahşihan bölgesinin Eosen'den sonraki tektonik gelişmesi (Post-Eocene tectonic development of Ankara Yahşihan region): Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni, XVI, 67-81.

# Bilgisayarın ve Sonlu-Elemanlar Yönteminin Yerbilimlerinde Litolojik Dağılım ve Gerilim Çözümlerinde Uygulaması

*Application of computer and finite-elements method to lithology and stress analysis in earth sciences*

K. ERÇİN KASAPOĞLU *Yerbilimleri Bölümü, Hacettepe Üniversitesi, Ankara*

ÖZ: Bilgisayar ve sonlu-elemanlar yöntemini yerbilimlerinin çeşitli sorunlarına uygulama olanakları çok geniştir. Bu uygulamalardan elde edilecek sonuçlar, yerkabuğunun fiziksel yapısının saptanmasında büyük ölçüde yararlı olabilir. Sonlu-elemanlar yöntemini ve bu yöntemi jeolojik özellikteki yapısal sorunlara uygulama tekniğini yerbilimcilere tanıtmak amacıyla seçilen örnek uygulama çalışmasında, düz bir topografya ile sınırlı elastik-heterojen bir litolojik ortam modelinde yerçekimi ve tektonik gerilim bileşenlerinin dağılımı incelenmiştir. Bu dağılımlardan, ortamdaki litolojik heterojenliğin ortamın deformasyon moduna olan etkisi, kritik gerilim birikim noktaları, ve olası kırılma yüzeylerinin yer ve yönleri saptanabilmektedir. Sonlu-elemanlar yöntemini kullanarak yapılacak model çalışmalarından ve elde edilecek bilgisayar verilerinden, doğru olarak yorumlanmaları koşulu ile, bazı yapısal jeoloji sorunlarının pratik çözümlerinde geniş ölçüde yararlanmak olanağı vardır.

ABSTRACT: Computer and finite-elements method have a very wide range of application in various fields of earth sciences. The results to be obtained from these applications may be of critical importance towards the advancement of our knowledge of the physical constitution of the earth crust. The purpose of this paper is to introduce to earth scientists the finite-elements method and its application techniques for the solution of various structural problems. In the example given herein, the distributions of gravitational and tectonic stress components in an elastically heterogeneous material under flat ground are shown. From these distributions, the affects of the lithological heterogeneity to the deformation mode of the medium, the points of critical stress concentrations, and the possible fracture surfaces with their locations and directions could be determined. From the model studies, employing the finite-elements method, and from the computer data, proving that they are interpreted correctly, practical solutions for some structural geology problems could be obtained.

## GİRİŞ

Yerçekimi ve tektonik kuvvetlerin etkisi altında bulunan jeolojik yapılarda gerilim çözümleri karmaşık fakat ilginç bir sorundur. Son bir kaç yıl içinde bilgisayar tekniğindeki gelişmelere paralel olarak, bu karmaşık sorun-

lara matematiksel yöntemlerle çözüm getirme çalışmaları artmıştır. Ancak, bu çalışmalardaki klasik matematiksel fizik ilkelerinin uygulanmasında öngörülen bazı önemli varsayımların, (örneğin, litolojik ortamın mükemmel elastik, izotropik, homojen, sürekli, ve çok sade-

leştirilmiş sınır koşulları ile çevrelenmiş olması gibi) gerçek doğa koşullarına olan yakınlığı üzerindeki kuşku, elde edilen matematiksel sonuçların güvenilirliklerine gölge düşürmektedir.

Jeolojik sorunlara ilişkin gerilim dağılımı çözümlerinde kullanılan ti-



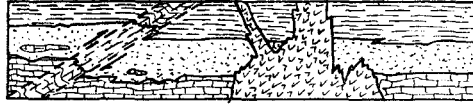
pik fonksiyon, iki-boyutlu çözümler için en uygun fonksiyon olan, klasik elastisitenin "Airy Gerilim Fonksiyonu" dur. Ancak, bu fonksiyonun çeşitli saha koşullarını yansıtan değişik modellere daha iyi uygulanabilir bir duruma getirilebilmesi için fonksiyonda bazı değişiklikler yapmak gerekir. Oysa, bu yönde yapılan çalışmalar (Howard, 1966) yok denecek kadar azdır. Bunun nedeni, yer bilimcilerin genellikle mühendislik mekaniği yöntemlerine fazla ilgi duymamaları olabilir.

Malzeme özellikleri ve sınır koşulları için öngörülecek uygun varsayımlarla, bir yapısal jeolojik modeldeki gerilimlerin ve yerdeğişimlerin genel özelliği analitik olarak saptanabilir ve elde edilen sonuçlar sahada gözlenebilen yapısal elemanlarla karşılaştırılabilir. Böyle bir karşılaştırmada bir uyum sağlanabiliyorsa, öngörülen teorik modelin uygulanabilirliği ve yeterliliği kanıtlanmış olur. Yazar bu şekildeki bir yaklaşımın yer bilimcilere saha çalışmalarında karşılaştıkları bazı temel sorunların çözümünde yararlı olacağı kanısındadır. Ancak, teorik model çalışmalarında öngörülen ve kesin olmayan bazı varsayımların sonuçlar üzerindeki etkilerini kabul etmek ve bu sonuçlara ilişkin yorumlarda dikkatli olmak gerekir. Örneğin, çok küçük yerdeğişimler içeren, doğrusal-elastik, izotropik, homojen, ve sürekli bir ortam modeli için elde edilen matematiksel bir çözüm, genellikle büyük yerdeğişimlere uğramış, anizotropik, heterojen, ve süreksiz olmayan inelastik bir saha ortamı (jeolojik ortam) ile nasıl ve ne derece karşılaştırılabilir?

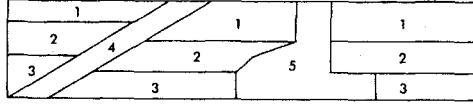
Sonlu-elmanlar yöntemi inelastik, anizotropik, heterojen malzeme özellikleri ve katman yüzeyleri, faylar, eklemler gibi süreksizlik düzlemleri içeren herhangi bir geometrik şekle sahip sisteme kolayca uygulanabilirliği nedeni ile yer bilimciler için önemli bir yöntem olmuştur, ve büyük ilgi görmektedir (Şekil 1).

## ÇÖZÜMLEME YÖNTEMİ

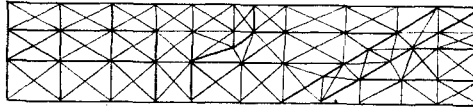
Sonlu-elmanlar kavramı, sürekli bir katının belirli sayıda üçgen elemanlara bölümünü öngörür (Şekil 2). Bu şekilde oluşturulan üçgen elemanlar ağında, her eleman veya elemanlar grubu belirli fiziksel özellikleri (birim ağırlık, elastisite modülü, poisson oranı ve dayanım parametreleri gibi) ile tanımlanır.



Jeolojik yapı (Voight ve Samuelson, 1969'dan)



Sonlu element zonları (Voight ve Samuelson, 1969'dan)



Sonlu elementler konfigürasyonu

Şekil 1: Yapısal-jeolojik ortam ile sonlu elementler modeli arasındaki ilişki

lanır. Eğer bu elemanların herbiri için kuvvet-yerdeğişim ilişkisi biliniyorsa, bilinen yapısal çözümleme yöntemleri (Livesley, 1964; Robinson, 1966) ile tüm sistemin davranışı saptanabilir. Buradaki tek yaklaşırma, gerçek sistemin yerine bu üçgen elemanlar modelinin konulmuş olmasıdır. Modelin matematiksel çözümlemesinde herhangi bir yaklaşıtmaya gerek yoktur.

Sonlu-elmanlar teorisi ve bunun çeşitli mühendislik sorunlarına uygulaması başkaları tarafından ayrıntılı olarak tartışılmıştır (Turner et al, 1950; Zienkiewics, 1965; Clough, 1965; Zienkiewicz, 1967). Burada sadece yöntemde içerilen temel fiziksel ilkelere değinilecektir.

Sonlu-elmanlar yönteminin temel denklemi üçgen elemanların köşe noktalarındaki yerdeğişimler (U) ile bu noktalara etki eden kuvvetler (F) arasındaki ilişkiyi gösteren

[F] = [K] [U] denklemdir. Burada, [K] üçgen elemanların fiziksel parametrelerinden oluşan ve ortamın mekanik davranışını karakterize eden bir ifade olup "stiffness matrix olarak bilinir, ve

[K] = [B] [D] [B]<sup>T</sup> eşitliği ile tanımlanır. Burada: B, elemandaki birimdeformasyon ile köşe noktalarının yerdeğişimleri arasındaki ilişkiyi belirleyen matriks; D, gerilim-birimdeformasyon ilişkisini belirleyen matriks; A, üçgen elemanın yüzey alanı; t, üçgen elemanın birim kalınlığı; T "transverse" matriksidir.

Gerilim - birimdeformasyon ilişkisini belirleyen [D] matriksi ise;

$$[D] = \frac{E(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} 1 & \nu & 0 \\ \nu & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1-2\nu}{2(1-\nu)} \end{bmatrix}$$

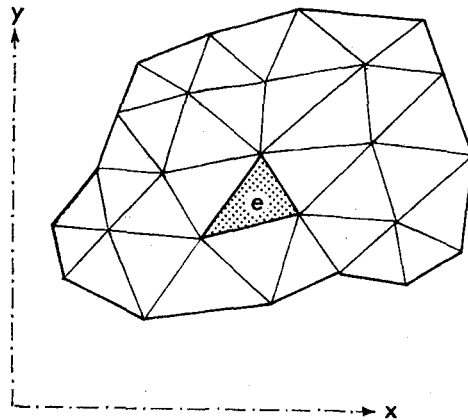
şeklinde yazılabilir.

Burada: E, elastik modül;  $\nu$ , poisson oranıdır. Bilgisayar çözümlerine daha uygun oluşu nedeniyle, yöntemde içerilen denklemlerin matriks şekilleri kullanılmaktadır.

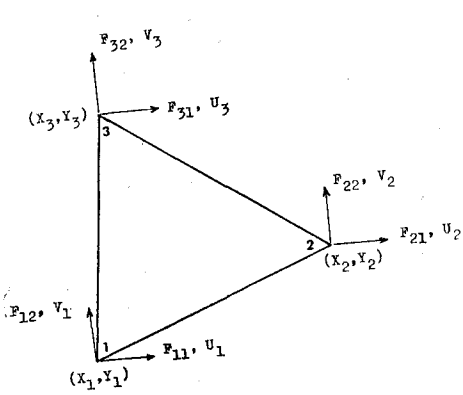
Şekil 3 sonlu-elmanlar sisteminde içerilen tipik bir üçgen elemanı göstermektedir. x, y köşe noktalarının koordinatlarını; U ve V, köşe noktalarının sırasıyla x ve y yönündeki yerdeğişimlerini; F, bu noktalara etki eden kuvvetleri göstermektedir.

Sonlu-elmanlar yöntem uygulamasında sistemin için öngörülen çözüme temel yaklaşım aşağıdaki işlemleri içerir:

- Sistemin uygun sayıda ve uygun ölçekte üçgen elemanlara bölünmesi,
- Her üçgen eleman için bir "stiffness" matriksinin oluşturulması ve bunların biraraya getirilmesi ile tüm sistem için bir "stiffness" matriksi (K) nin saptanması,
- Sistemin sınır koşullarının, bu sınırları oluşturan üçgen köşe noktalarına etki eden kuvvetler veya bunların yerdeğişimleri cinsinden saptanması,
- Model için oluşturulan kuvvet-yerdeğişim denklemini çözerek,



Şekil 2: Sürekli bir katının üçgen elemanlara bölümü



Şekil 3: Sonlu elementler sisteminde içerilen tipik bir üçgen eleman

üçgen köşe noktalarının bilinmeyen yerdeğişimleri (U) nin saptanması,

- e) Bu yerdeğişimlerden, aşağıdaki birimdeformasyon - yerdeğişim ilişkisini kullanarak her üçgen eleman için birimdeformasyonun saptanması:

$$\frac{\partial u_i}{\partial x} = \epsilon_{xx} = \frac{\partial v_i}{\partial y} = \epsilon_{yy} = \frac{\partial u_i}{\partial y} + \frac{\partial v_i}{\partial x} = \gamma_{xy}$$

- f) Son olarak, eleman birimdeformasyonlarından, aşağıdaki temel ilişkileri kullanarak her elemandaki gerilimin saptanması:

$$\Sigma_x = \frac{1 - \nu_1^2}{E_1} \sqrt{x} - \frac{\nu_2}{E_2} (1 + \nu_1) \sqrt{y}$$

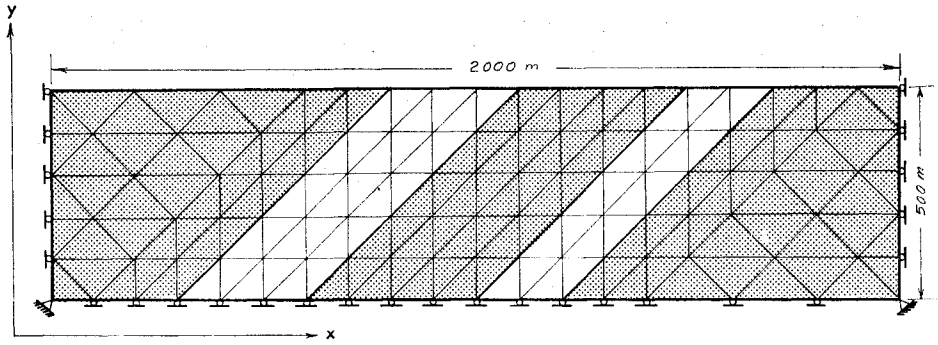
$$\Sigma_y = -\frac{\nu_2}{E_2} (1 + \nu_1) + \frac{1}{E_2} \left(1 - \frac{E_1}{E_2} \nu_1^2\right) \sqrt{y}$$

$$\gamma_{xy} = \tau_{xy} / G_2$$

Sonlu-elemanlar yönteminin sağladığı büyük kolaylık, sistemi oluşturan üçgen elemanların denge formüllerinin kısmi diferansiyel denklemler yerine bir basit diferansiyel denklemler grubu ile tanımlanabilmesidir. Bu yöntemin diğer bir üstün yanı da, gerek sistem geometrisi gerek içerilen malzeme özellikleri bakımından son derece genel olmasıdır.

### ÖRNEK UYGULAMA

Sonlu-elemanlar yönteminin örnek uygulamasında, düz bir topöğrafya ile sınırlı elastik-heterojen bir litolojik ortam öngörülmüş; ve böyle bir ortamı karakterize eden iki ayrı modelde, yerçekimi ve tektonik gerilim bileşenlerinin dağılımı incelenmiştir.



e = 170  
n = 108

Kumtaşı  
Şeyl

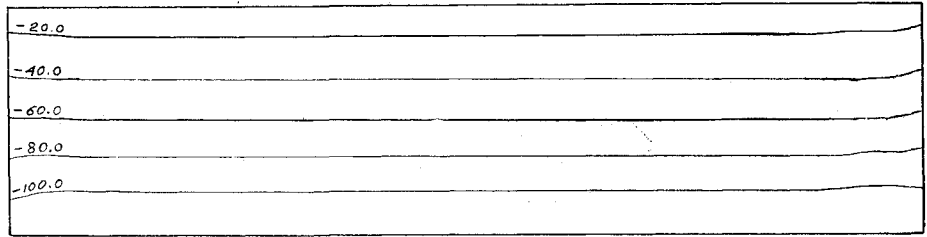
Şekil 4: Yapısal-gravite modelinin sonlu elementler konfigürasyonu

Öngörülen yapısal-yerçekimi modelinin sonlu-elemanlar konfigürasyonu Şekil 4'de; modelde içerilen litoloji birimlerinin (kumtaşı ve şeyl) fiziksel özellikleri ise Çizelge 1'de gösterilmiştir.

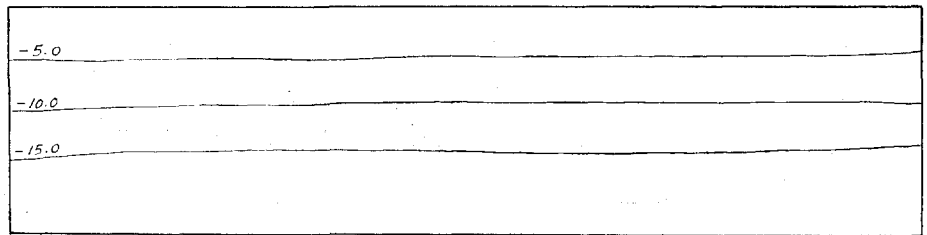
Önce, modelin homojen (salt kumtaşından oluşmuş) bir ortam olduğu varsayılarak, Şekil 4'de gösterilen sınır koşulları altında; ortamdaki olası düşey gerilimlerin, maksimum gerilimle-

Fiziksel Özellik	Kumtaşı	Şeyl
Elastisite modülü, E	$5,6 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$	$3,2 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$
Poisson oranı, $\nu$	0,15	0,05
Makaslama modülü, G	$2,8 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$	$1,6 \times 10^5 \text{ kg/cm}^2$
Birim - ağırlık, $\gamma$	$2,5 \times 10^3 \text{ kg/cm}^3$	$2,6 \times 10^3 \text{ kg/cm}^3$

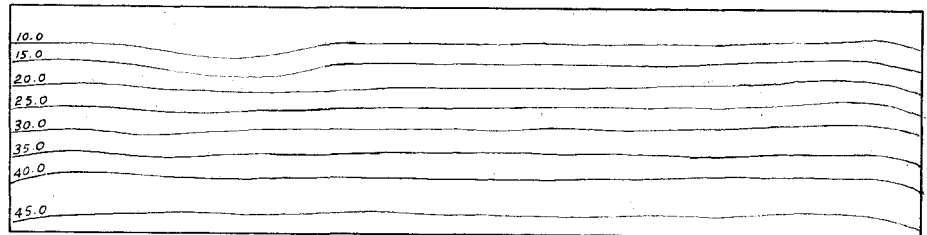
Çizelge 1:



Düşey gerilim konturları



Maksimum gerilim konturları



Maksimum makaslama gerilimi konturları

Şekil 5: Düz bir topöğrafya altındaki elastik - homojen bir ortamda gravite gerilim bileşenlerinin dağılımı

rin, ve maksimum makaslama gerilimlerinin dağılımı saptanmıştır. Daha sonra, aynı gerilim dağılımları, kumtaşı ve şeylden oluşmuş heterojen model için de saptanmış; ve her iki modelden elde edilen sonuçlar karşılaştırılarak, ortamdaki heterojenliğin gerilim dağılımına olan etkileri gösterilmiştir (Şekil 5 ve 6).

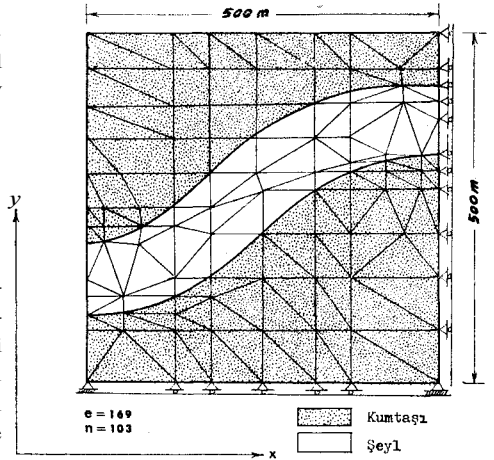
Şekil 5'de gösterilen, homojen bir ortamdaki yerçekimi gerilimlerinin (düşey gerilimlerin) dağılımı, bununla ilgili teori ile uyum halindedir. Teorik olarak, yerkaşu içinde yüzelden belirli derinlikteki bir noktaya etki eden düşey gerilim, noktanın içerildiği ortamın fiziksel özelliklerinin (özellikle birim-ağırlığın) ve noktanın yüzeyden olan derinliğinin bir fonksiyonudur:

$$\sigma_v = \gamma h$$

Burada,  $\sigma_v$ , düşey gerilim,  $\gamma$ , birim-ağırlık,  $h$ , derinliktir. Buna göre, homo-

jen bir ortamda, yüzeyden eşit derinlikteki bütün noktadaki düşey gerilimler birbirine eşittir. Bu durum, Şekil 5'de görülen, birbirine paralel yatay konturlarla kanıtlanmıştır.

Şekil 6'daki heterojen ortam modelinde ise, düşey gerilim dağılımının, değişen malzeme özelliklerine paralel olarak değiştiği görülmektedir, örneğin, yüzeyden belirli bir derinlikte, şeyi içindeki bir noktaya etki eden düşey gerilim, aynı derinlikte, kumtaşı içindeki bir noktaya etki eden düşey gerilimden daha küçüktür. Modeldeki maksimum gerilim dağılımları da, aynı paralelde değişimler göstermektedir. Bu durum, ortamın deformasyon mekanizmasını büyük ölçüde etkileyebilir. Örneğin, yoğunluğu daha az olan litolojik birimlerin yerçekimi deformasyonu, yoğunluğu daha fazla olan birimlerdekine oranla daha büyük olur.

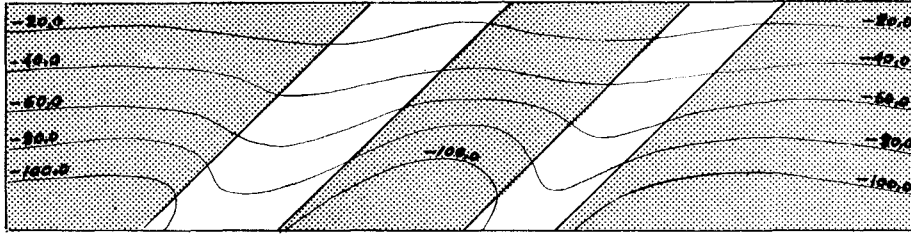


Şekil 7: Yapısal-tektonik modelin sonlu elementler konfigürasyonu

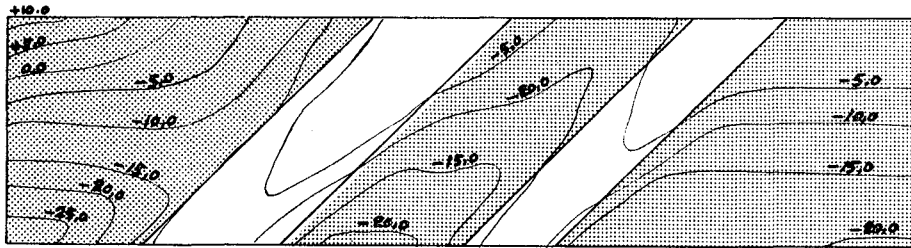
Şekil 7'de gösterilen, ve tipik bir kıvrımın yarısını içeren yapısal tektonik modelde ise, kuvvet sınır koşulları yerine, yerdeğişim sınır koşulları uygulanmış; modelin sol kenarının ( $-x$ ) yönünde, tabana paralel olarak, 50 cm. kadar yerdeğiştirdiği öngörülmüştür. Bu yerdeğişimin sonucu olarak, sisteme ( $+x$ ) yönünde uygulanan tektonik gerilimlerin, sistem üzerindeki etkilerini saptayabilmek amacı ile; ortamın ağırlıksız (yerçekimi gerilimlerinin sıfır) olduğu varsayılmıştır.

Yapısal tektonik modeldeki maksimum makaslama gerilimlerinin dağılımı Şekil 8'de gösterilmiştir. Buna göre, sistemdeki gerilim birikimleri, kıvrımın alt ve üst kısımlarında (antiklin ve senklinlerin dönüm noktalarında), ve litolojik birimler arasındaki dokunaklar boyunca oluşmaktadır. Bu durum, kıvrım mekanizmasının daha iyi anlaşılabilmesi yönünden ilginçtir.

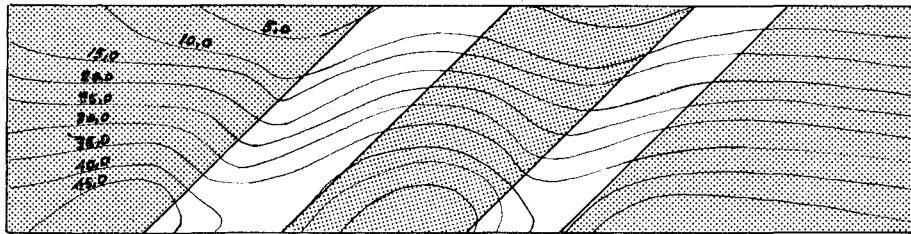
Düzlem elastisite sorunlarının sonlu-elemanlar yöntemi ile çözümü, belirli bölünme sınırları içinde, doğru ve tam bir çözümdür. Bu yöntemle yapılan matematiksel çözümlerinin herhangi bir aşamasında elde edilen toplam birimdeformasyon enerjisi, doğru çözüm için gerekli birimdeformasyon enerjisinden daha az olabilir. Buna göre, model çözümünden elde edilen yerdeğişim ve gerilim dağılımları, gerçek değerlerine oranla küçümsemiş olur. Fakat, burada önemli olan; sorunun şekline ve özelliğine göre, modeldeki eleman büyüklüğünün ve sayısının, gerçek değerlere en iyi yaklaşım oluşturacak şekilde saptanmasıdır.



Düşey gerilim konturları

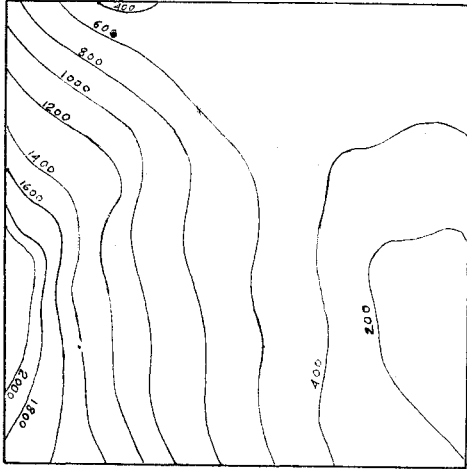


Maksimum gerilim konturları

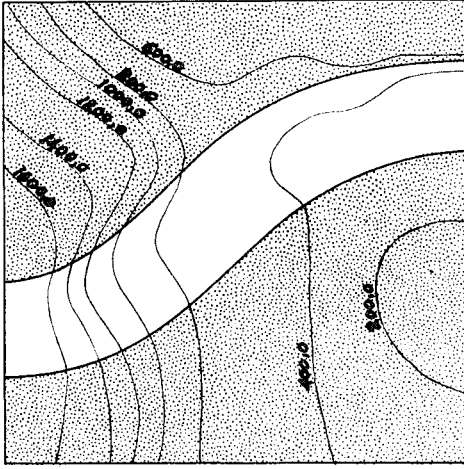


Maksimum makaslama gerilimi konturları

Şekil 6: Düz bir topoğrafya altındaki elastik-heterojen bir ortamda gravite gerilim bileşenlerinin dağılımı



Elastik homojen



Elastik heterojen

gekil 8: Yapısal-tektonik modelde maksimum makaslama gerilimlerinin dağılımı

## SONUÇLARI

1) Yapısal - jeolojik bir ortamın uygun ölçekli bir matematiksel modeli hazırlanarak; malzeme özellikleri ve sınır koşulları için öngörülecek uygun varsayımlarla, ortamdaki gerilm ve yerdeğm dağılımları, sonlu-elemanlar yöntemi ile analitik olarak saptanabilir.

2) Bu dağılımlardan; ortamdaki litolojik heterojenliğin ortamın deformasyon moduna olan etkisi, kritik gerilim birikim noktaları, olası kırılma yüzeylerinin yer ve doğrultuları, ortamdaki deformasyon ve yenilme mekanizması saptanabilir.

3) Sonlu-elemanlar yöntemi uygulanmasında, model ortamının fiziksel özellikleri ve sınır koşulları için öngörülen varsayımların, gerçek jeolojik ortam için geçerli olması ve bu varsayımlara dayanılarak elde edilen sonuçların doğru olarak yorumlanmaları gerekir.

4) Sonlu-elemanlar yönteminde içerilen denklemlerin ve matematiksel çözümleme yöntemlerinin özellikleri; ve matematiksel modelde içerilen üçgen eleman sayısının çokluğu, sonlu-elemanlar yönteminin uygulanmasında, bilgisayardan yararlanmayı gerektirir.

5) Bilgisayarı ve sonlu-elemanlar yöntemini yerbilimlerinin çeşitli sorunlarına uygulama olanakları çok geniştir. Bu uygulamalardan elde edilecek sonuç-

lar, yerkabuğunun fiziksel yapısının saptanmasında büyük ölçüde yararlı olabilir.

Yayma verildiği tarih: Aralık, 1974

## DEĞİNİLMİŞ BELGELER

Clough, R. W., 1965: The Finite Element Method in Plane Stress Analysis: Proc. Am. Soc. Civil Engrs., p. 129-378.

Howard, J. H., 1966: Bull. Geol. Soc. America, Vol. 77, p. 1247.

Livesley, R. K., 1964: Matrix Methods in Structural Analysis: Pergamon Press.

Robinson, I. S., 1966: Structural Matrix Analysis for the Engineer: John Wiley and Sons.

Turner, M. J., Clough, R. W., Martin, H. C. and Topp, L. X., 1956: Journal of Aeronautical Sci., n. 23, p. 805.

Voight, B. and Samuelson, A. C., 1969, On the Application of Finite-Element Techniques to Problems Concerning Potential

Distribution and Stress Analysis in the Earth Sciences: Pure and Applied Geophysics (Pageoph), Vol. 76, p. 40-55.

Zienkiewicz, O. C., 1967: Finite Element Method in Structural and Continuum Mechanics: McGraw-Hill.

Zienkiewicz, O. C., 1964: Stress Analysis: John Wiley and Sons.



# Kirkkavak Fayı: Batı Toroslar İle Köprüçay Baseni Sınırında Kuzey-Güney Doğrultu Atımlı Fay

*L'accident de Kirkkavak: Un décrochement nord-sud a la limite du Taurus occidental et de la depression du Köprü Çay'*

JEAN F. DUMONT et ERDAL KEREY *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara* '•••••

ÖZ: Batı Toroslar ile Köprü Çay baseni arasındaki sınır, hiç değilse bu sınırın kuzey-güney doğrultusunu aldığı bölgede tektonik bir sınırdır. Bu bölgede bu sınıra Kirkkavak fayı adı verilmiştir. Bu fay Miyosen'de bir doğrultu atımlı fay olarak çalışmıştır. Miyosen'den sonra ise aynı hat boyunca bir kompresyon hareketi görülmektedir. Fayın, doğrultu atımlı olduğu yer güneyde Burmahan ile kuzeyde Deliömer kayası arasında görülebilir. Dikleşmiş tektonik; ekaylar batıdaki Burdigaliyen marınların doğudaki Trias şeyllerinden ayırır. Tektonik ekayların konumu fayın sağ yönlü doğrultu atımlı fay olduğunu belirtir.

(1) Travaux relatifs au projet d'Etude du Taurus Moyen (Orta Toros Projesi), Departement de GSologie, M.T.A.

Aynı sınır bir bindirme olarak Deliömer Kayası kuzeyinde görülmektedir. Burada Batı Torosların Mezozoik yaşlı kırçtaçları Miyosen serisinin üstüne itilmiştir.

**RESUME:** La limite entre le Taurus occidental et la depression du Köprü Çay est tectonique, au moins dans la partie de direction nord-sud, que nous nommerons l'accident de Kirkkavak. Cette limite correspond a un décrochement qui a fonctionné pendant le Miocene. Sur le trace de ce décrochement se superpose une phase de compression posterieure au Miocene. La partie où l'accident est décrochant s'observe entre Burmahan au Sud et le Deliömer Kayası au Nord. Des failles tectoniques verticales s'apparentent les marnes du Burdigalien à l'Ouest des shales triasiques à l'Est. La disposition des failles tectoniques suggere un décrochement de composante dextre. La partie chevauchante apparait au Nord du Deliömer Kayası où les calcaires mesozoïques du Taurus occidental viennent reposer sur le sommet de la serie miocene.

**INTRODUCTION**

Au Nord-Est du golfe d'Antalya, le rebord sud du plateau anatolien est entaillé par une longue depression nord-sud comblee de sediments miocenes, où coule le Köprü Çay. La depression du Köprü Çay est bordée à l'Est par les unites carbonatées du Taurus occidental, qui la dominent de plus de 1000 metres. La limite entre les deux domaines est rectiligne depuis le Kartoz Dağ au Nord jusqu'aux environs de Burmahan au Sud.

**DONNEES ANCIENNES**

Le caractere rectiligne de la limite ouest du Taurus occidental est connu par les travaux de M. Blumenthal (1951). Neanmoins, aucune interpretation n'en a été donnée, et les calcaires du Taurus occidental étaient supposés s'enfiler normalement sous le Miocene, bien que quelques failles aient été reconnues (M. Blumenthal, 1951, 1963).

**STRUCTURE DE LA LIMITE: L'ACCIDENT DE KIRKKAÇAK**

Les travaux recents ont montrés le caractere continuellement tectonique de cette limite. Au Sud (environs de Kirkkavak) une étroite bande jalonnée d'ecailles tectoniques limite le Miocene du Trias moyen. Au Nord (Kartoz Dağ et Dumanlı Dağ) le Miocene est redressé verticalement contre le Trias carbonate. C'est ce contact continuellement tectonique entre le Miocene à l'Ouest et le Taurus, occidental à l'Est (fig. 1) que nous nommons l'accident de Kirkkavak. La nature de cet accident change entre le Sud et le Nord, ce que nous allons voir maintenant.

**PARTIE SUD DE L'ACCIDENT DE KIRKKAÇAK**

Entre les shales triasiques de la formation de Kirkkavak (Trias moyen) à l'Est et le Miocene marneux (Burdigalien) à l'Ouest apparait une étroite bande jalonnée de nombreuses petites arêtes calcaires. Celles-ci correspondent à des ecailles tectoniques de calcaire tectonique, qui sont intercalées de shales

triasiques ou de marnes miocenes. La coupe du bord sud de la gorge de Kirkkavak montre que ces brèches appartiennent à la base de la serie miocene. Le ciment des brèches est marin (traces de grands foraminifères), et leur partie supérieure est intercalée de gres, marnes et calcaires miocene.

Le caractere tectonique de cette limite est clairement montré par le

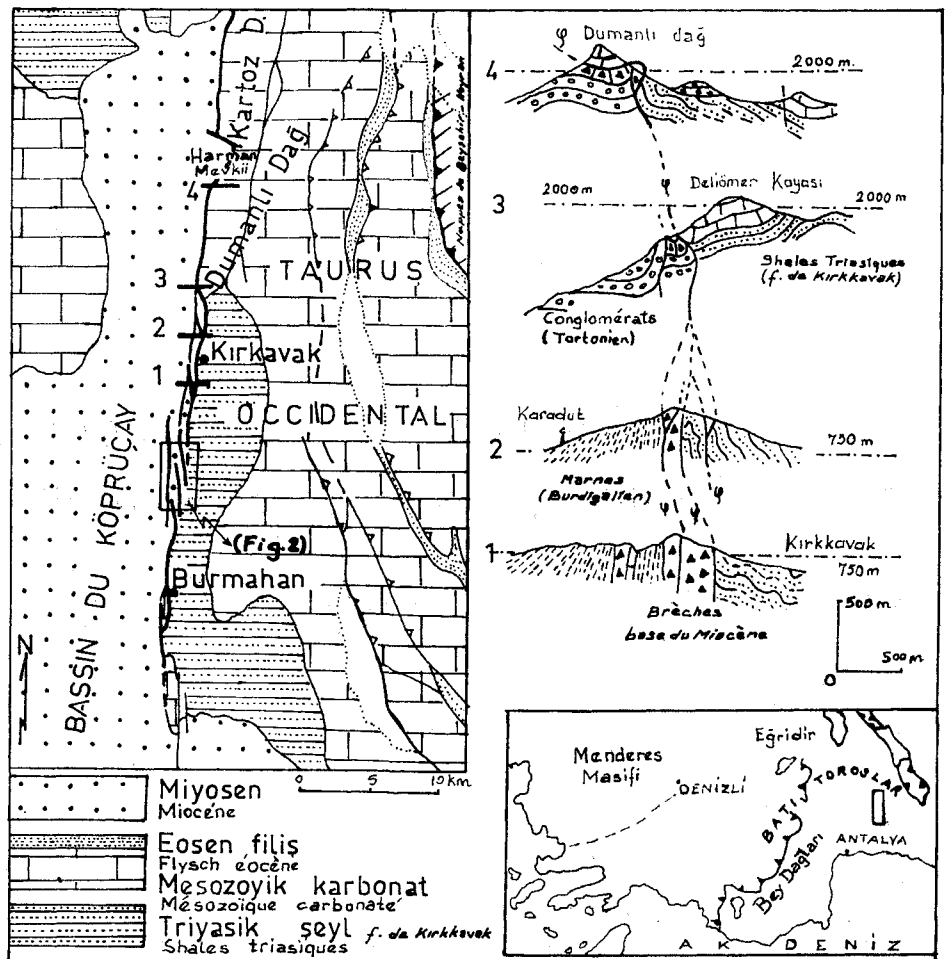


Fig. 1 — Carte de l'accident de Kirkkavak (Kirkkavak fayının haritası)





ney kenarı, Muzvadi ile Güzelsu arasındaki hat).

Bu kırık durumun açıklamasında ilil farklı tektonik olay sonucu oluşmuş olan Kırkkavak fayı bir örnek olarak gösterilebilir.

Yayın tarihi Aralık, 1974

#### DEĞİNİLMİŞ BELGELER

Bizon» G. Biju Buval, B. Letouzey» J. Monod, O. Özer, B. Öztümer, E. et Poisson, A., 1974: Nouvelles précisions stratigraphiques concernant les bassins tertiaires du Sud de la Turquie (Antalya, Mut, Adana): RIEF, A9.29 (3), 306-327, Paris,

Blumenthal, M., 1951: Recherches géologiques dans le Taurus occidental dans l'arrière-pays d'Alanya: M.T.A., série T>, n 5, Ankara»

Blumenthal, M>, 1968- Le système structural du Taurus Nord Anatolien\*. in Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, Mém. Soc. Géol. France» Paris,

# Bulancak Sfaleritlerinde Eser Element Dağılımına ve Renge Etkiyen Etmenler

*Factors controlling trace element distribution and colour of Bulancak Sphalerites*

ÖMER AKINCI *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

ÖZİ Dofu Kamdente Cevher Zonu içinde yeralan bakirli ve piritli zuhurların yapısal kontrol altında oldukları bilindiklerinden Bulancak güneyindeki Sülfid damarlarının hem yapısal özelliklerini hem de sfaleritlerdeki eser element miktar ve dağılımını araştırmak amacıyla Darıköy - Tekmezar yöresinin ayrıntılı jeolojisi incelenerek elektron mikrogrub analizleriyle F, Mn ve Cd miktarları saptanmıştır.

Tapılan çalışmalar manganezce zengin sfaleritlerin bölgede KB-GD, demir ve kadmiyumca zengin sfaleritlerin ise KD-GB yönlü bir zon boyunca ki bunlar bölgedeki egemen iki kırık sisteminin yönleridir, yer aldıklarını göstermiştir. Siyaha kadar koyulukta renkli sfaleritlerin düşük demir yüzdeleri, sfaleritin rengi ile içerdiği miktarı arasında doğrudan doğruya bir bağıntının olmadığı ortaya koymaktadır.

ABSTRAKT; As the copper and pyrite deposits of the Eastern Pontus ore province are known to be structurally controlled, structural characteristics of the sulphide veins and the Fe, Mn and Cd content and the distribution of these elements in sphalerites of Southern Bulancak area (Giresun, Turkey) were investigated by means of detailed geological studies and electron microscope analysis.

It is shown that Krich sphalerites lie on a NW-SE trending zone while Fe, trending zone. These trends correlate with two dominant fracture systems in the area. The low Fe-Content of the dark brown/black coloured sphalerites show no direct relationship between the colour and the iron content.

## GİRİŞ

İnceleme konusu olan sfalerit örnekleri Bulancak güneyinde yer alan Danköy, Tekmezar, Küçükdere, İnce ve Yayımlık köyleri civarında bulunan sülfid damarlarından toplanmıştır. İncelenen sahadaki egemen kırık sistemi, birçok çalışmacılar tarafından ortaya konmuş olan KB\*GD ve KD-GB yönlü Dofu pontidler egemen kırık sistemiyle uyumluluk gösterir. Ordu ve Trabzon vilayetleri arasında sahil dağlarının kırık örneklerini hava fotoğraflarından inceleyen Kronberg (1970) in bulunduğu sonuçlar daha önce elde edilen verileri doğrulamaktadır. Tokel (1973) e göre, KB-GD yönlü faylan oluşturan yapısal hararetler Liyas'da başlayarak zamanımıza kadar devam etmiştir. Schultee - Westrum (1961) Tirebolu civarında günümüzde devam etmekte olan hareketleri ortaya çıkarmıştır. Tekrarlanan yapısal hareketler sonucunda çalışma sahası güneyindeki porfiritik dasit alanında ufak ölçekte de görülen Horst ve Graben yapıları meydana gelmiştir. Eğimleri düşey ile yarı düşey arasında değişen egemen eklem takımları inceleme sahasındaki KB-GD yönlü ana fay ve damarlara ağı yukarı paraleldir ve yönleri Ardahan dereden Küçükgüre deresine dofru tedrici bir değişim gösterir.

Dofu Karadente Cevher bölgesinde pirit cevherleşmesinin KD-GB, bakırların ise KB-GB yönlü kin Wan tercih ettiği (Gümü, 1970), her iki kırık sisteminin kesitli yerlerde bakır zenginleşmesinin olabileceği ileri sürülmüştür (PoUak, 1961),

## BULANCAK DAĞIĞI ÜZERİNDEKİ SÜLFİD DAMARLARININ ÖZELLİKLERİ

İnceleme alanındaki sülfid damarlarının özellikleri aşağıdaki şekilde özetlenebilir:

- 1, Damarlar, Sarıdiken dere « Küçükdere kavşağından Kuloflu MahaUeai yönünde ulanan 8 km\* geniş, 7-8 km\* uzun bir cevherlepae Zonu içinde yer alırlar.
- 2, Bu KD-GB yönlü cevherleşme zonu içinde M takriben birbirine paralel damarların egemen dofrultusu KB « GD'dur, Damakların genel olarak dizilimleri eşlenik bir damar sistemi görünüşündedir. Yer yer görülen aralı ve aşamalı damarlar da egemen damar dofrultusuna paralel dizilirler, inceleme alanında muhtelif büyüklükte, aralı ve aşamalı faylar da görülebilir,
- 3, Hernekadar damarlar aralı ve aşamalı görünüşlü ise de damarların duru kalınlık ve mineral topluluğu dikkate alındığında düzenli olmadıkları ortaya çıkar. Merceksel killi, çip ve daralmalar halinde devam eden paralel damar topluluklarının birbirlerine cevherersiz damarcıklarla bağlandıkları mikro ölçüde el numunelerinde görülmüştür. Ayrıca damarın Marnı kesişme noktalarında zenginleşmeler olmaktadır. Bu duruma bölgesel ölçüde tekrarlanabilir,
- 4, Breşlenmiş kayaç parçalarının cevherde gimentolandığı damar zonlarında breglenme en olası özellikler-

dendir. Kabuklanma da olağan olarak görülebilir. İnce damarların çoğu kuvars damarlarından ibarettir. Kuvars gang minerali olarak hemen hemen incelenen her numunede içeriklidir.

5. Büyükgüre dere ve Ardahan dere mecrası boyunca mostra veren damarların büyük bir kısmı kalkopirit bakımından zengindir. Bu kalkopiritce zengin zon genel olarak Armutlu tepe - Yomasapağı - Darıköyden geçen araba yolu ile Ardahan dere arasında kalan alanı kapsar. Bu alanda Alt Bazik Seri yaygın bir şekilde porfiritik dasit formasyonu ile örtülüdür. Bu zonun dışında damarlar çok metallidir (Şekil 1).

### Sfaleritin Optik Özellikleri

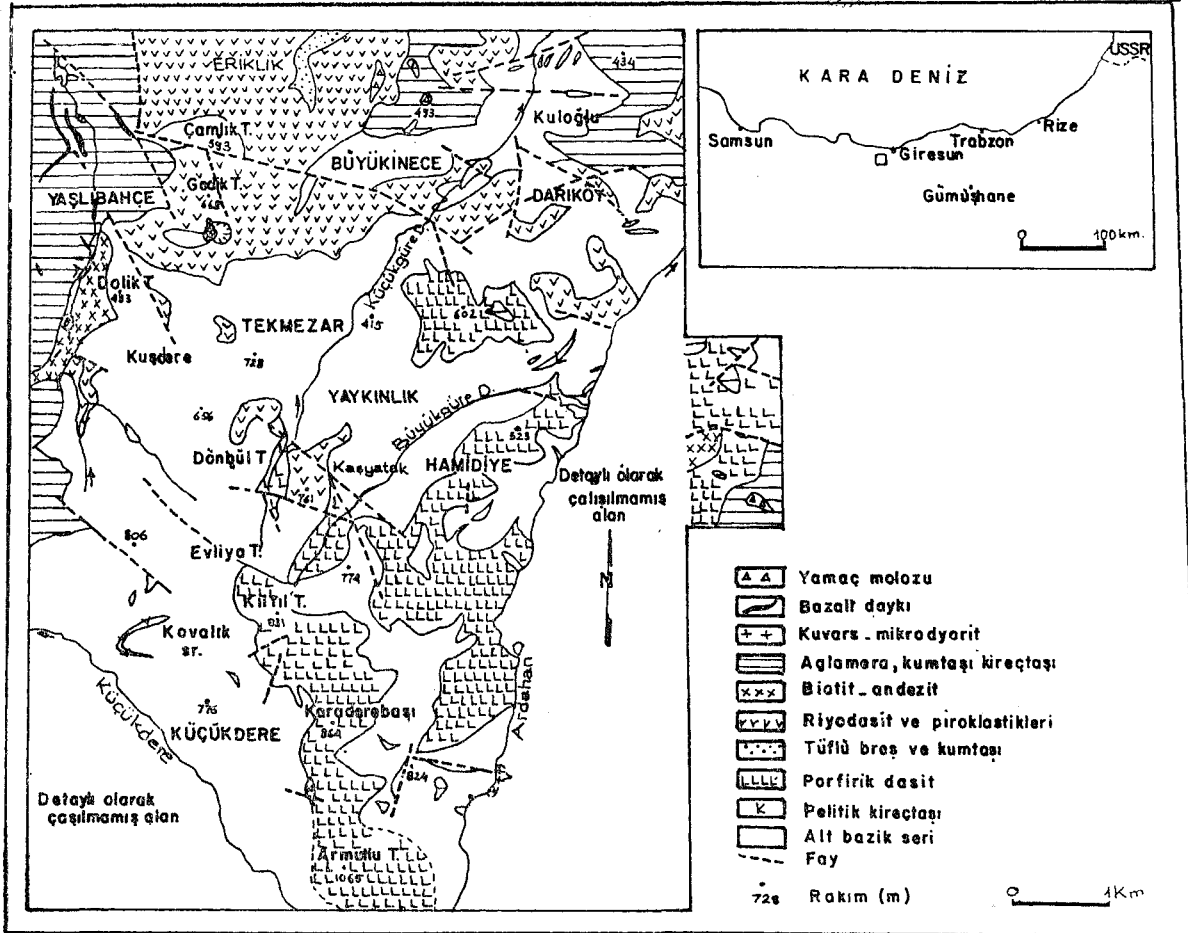
Sfalerit çok metalli damarlarda egemen mineral olup yarı öz şekilli veya şekilsiz taneler, yahut da yenmiş, ornatılmış şekillerde kaba taneli bir dokuya sahip bulunur. Tane büyüklüğü, 50 ile 800 mikron, ortalama olarak 300 ilâ 500 mikron arasındadır. Dilinim çizgileri ve şeritli ikizlenme asitle dağlama yoluyla ortaya çıkarılmıştır. Genellikle ışığı geçirir durumdadır, fakat 0.5 mm. kalınlığındaki iki yüzü parlatılmış kesitlerde bile ışığı geçirmeyen örnekler de bulunmaktadır. Renkleri beyazımsı sandan bal rengine, koyu kahverenginden

siyaha kadar değişir ve kırmızımsı kahverenkli zayıf iç yansımalar gösterir.

Breşlenmiş tanelerin oluşum sonrası kuvars ile çimento-landığı da görülebilir. Parlak kesitlerde incelenen bütün sfalerit örneklerinin oval şekilli kalkopirit ayrıntı damarları, emülsiyon tipli kapanımlar, ayrıntı şeritleri, şeritçik ve ayrılma damarları içerdiği görülmüştür. Bazı örnekler kaba karışmazlık (ummixing) durumundadırlar. Ekseriya galena, tetraedrit - tenantit, limonit, serüsit, dolomit, kovellin ve kuvars damarlarıyla katedilirler.

### SFALEKİTLERİN ESER ELEMENT ANALİZM3Rİ

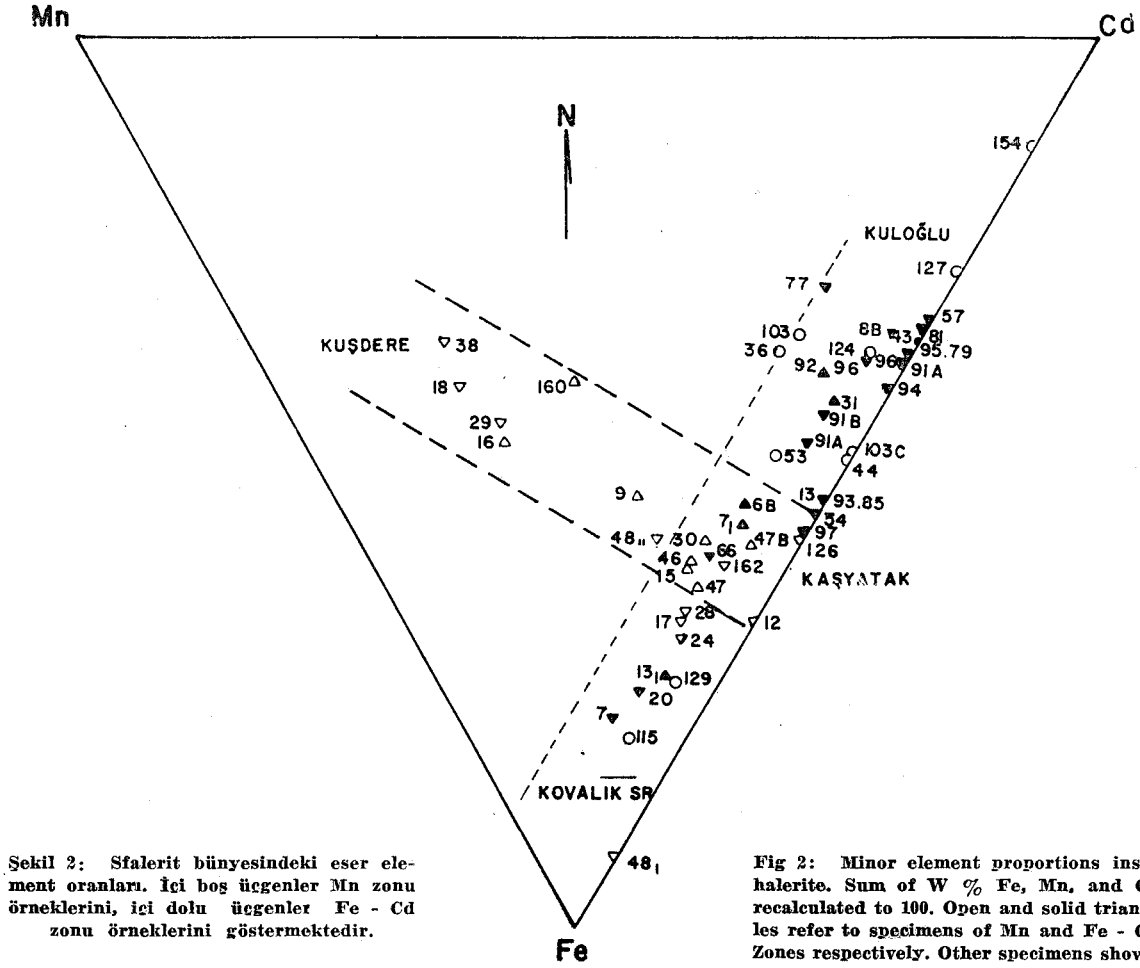
Damar örneklerinden konsantre edilerek hazırlanan sfaleritlerin eser element dağılımı Cambridge-Geoscan Mk. II model elektron mikroprobu ile incelenmiştir. Analiz yöntemi bir başka makalede (Akıncı, 1975) açıklandığından tekrar edilmeyecektir. Analizi yapılacak sfalerit taneleri sentetik reçine içinde kalıplandıktan sonra mikroprob numune taşıyıcısı ölçülerine uygun şekilde 0.5 cm. çapındaki silindirler halinde kesilmiştir. Bu şekilde hazırlanmış 25 değişik numune mikroprob çalıştırma düzeni bozulmadan analiz edilebilmektedir. Ayrıca analiz edilecek yerleri mürekkeple işaretlenmiş, 37 mm. çapındaki standard parlak kesitlerde analizler için kullanılır.



Şekil. 1 \_ Darköy\_Tekmez (Balıncak) Jeoloji Haritası

Örnek Numarası	Lokasyon	Yükselti (MS)	Zn	S	Fe	Mn	Cd	Sfalent rengi
6 B	SARIDİKEN DERE	660	66.85	32.17	0.51	0.08	0.38	Amber - kırmızımtrak kahverengi
7 (1)	"	595	66.18	32.80	0.72	0.09	0.50	Sarı - açık kahverengi
7 (2)	"	595	64.51	32.75	2.01	0.22	0.40	
30	"	590	66.38	32.66	0.65	0.11	0.39	
31	"	580	66.00	32.70	0.41	0.05	0.54	
8 B	KIŞLA CAMİSİ DERE	690	65.69	32.32	0.49	0.04	0.91	Koyu kahverengi
8 Y	"	690	66.64	32.22	0.70	0.11	0.36	Sarı
28	KOVALIK SR.	780	66.19	32.59	0.92	0.10	0.40	Koyu, kırmızımtrak kahverengi
29	"	625	65.38	32.52	0.97	0.82	0.45	Kırmızımtrak kahverengi
24	KIŞLA MAH.	760	65.38	32.65	1.18	0.12	0.46	
126	YAYKINLIK	570	65.83	32.70	0.74	n.d.	0.57	
9	"	705	65.58	32.71	0.72	0.26	0.41	
12	KORNALI DERE							
	DOĞU YAMACI	565	67.11	31.81	0.93	n.d.	0.49	
13 (1)	KORNALI DERE	585	66.21	32.75	0.64	n.d.	0.59	Koyu kırmızımtrak kahverengi
13 (2)	"	585	66.80	32.37	1.17	0.09	0.37	"
160	"	540	66.22	32.59	0.57	0.46	0.44	
20	"	530	65.62	32.67	1.12	0.11	0.30	
162	"	430	64.76	32.72	1.06	0.11	0.62	
17	KORNALI DERE							
	BATI YAMACI	625	65.98	32.57	1.14	0.12	0.48	Koyu, kırmızımtrak kahverengi
16	"	600	65.66	32.64	0.87	0.67	0.37	
15	"	590	66.21	32.27	0.95	0.15	0.50	"
18	"	540	65.55	32.54	0.83	0.92	0.42	
46/2	ŞİŞPELİT DERE	600						
46/1	"	600	66.30	32.45	0.82	0.14	0.44	Kırmızımtrak, koyu kahverengi
48 (1)	"	505	64.83	32.75	2.28	n.d.	0.20	Koyu kahverengi - siyah
48 (2)	"	505	66.08	32.65	0.78	0.19	0.41	
47	"	540	66.96	32.23	0.52	0.06	0.26	"
47 A	"	530	65.91	32.69	0.68	0.06	0.45	"
54	DAMYATAĞI DERE	525	67.33	32.20	0.34	u.d.	0.30	Açık kahverengi
57	"	365	66.75	32.50	0.24	n.d.	0.52	Kırmızımtrak, koyu kahverengi
53	GEDİK T. BATISI	470	66.69	32.37	0.54	0.09	0.53	Koyu kahverengi - siyah
36	DÖNBÜL T. BATISI	580	67.12	32.25	0.26	0.10	0.38	Koyu kahverengi
37	KUŞDERE	515	66.55	32.62	0.30	0.18	0.42	
38	"	500	66.20	32.00	0.67	0.90	0.37	Koyu kahverengi
44	GONURCA DERE	620	66.24	32.86	0.48	n.d.	0.53	
43	"	580	66.71	32.32	0.31	u.d.	0.60	Kırmızımtrak - koyu kahverengi
42	"	550	67.19	32.15	0.05	0.09	0.20	Kırmızımtrak kahverengi
66 (1)	TAMYANI D (İNECE)	360	65.60	32.70	1.37	0.06	0.39	
66 (2)	"	360	66.30	32.70	0.70	0.10	0.40	Açık, kırmızımtrak kahverengi
77	KÜÇÜKGÜRE D.	180	67.00	32.50	0.20	0.09	0.42	Sarı, açık kahverengi
96	"	160	66.48	32.55	0.40	0.05	0.65	
81	KULOĞLU (KARAYALAK)	280	66.72	32.22	0.37	u.d.	0.75	Amber, kırmızımtrak kahverengi
79	KULOĞLU	280	66.66	32.38	0.39	n.d.	0.68	Sarı, açık kahverengi
85 (1)	SİNEKLİ D. (DARIKÖY)	190	66.27	32.53	1.07	n.d.	0.30	
85 (2)	"	190	66.00	32.55	0.73	n.d.	0.68	Amber, koyu kahverengi
103 C	"	405	66.58	32.55	0.48	n.d.	0.55	
103	"	395	66.79	32.57	0.24	0.09	0.39	
102	DARIKÖ Y	440	66.20	33.00	0.38	n.d.	0.38	
91 A(1)	YK. ÜZÜMLÜK	320	66.29	32.60	0.52	0.06	0.57	
91 A(2)	"	320	66.10	32.59	0.50	n.d.	0.84	Sarı, açık kahverengi
91 B	"	310	66.38	32.65	0.46	0.05	0.57	
93	ORTA ÜZÜMLÜK	270	65.81	32.56	0.70	n.d.	0.65	
92	"	260	66.30	32.64	0.47	0.09	0.68	Kırmızımtrak kahverengi
94	AŞAĞI ÜZÜMLÜK	220	66.20	32.66	0.51	n.d.	0.76	Kahverengi
95	"	170	65.79	32.56	0.66	n.d.	1.18	Amber, kırmızımtrak kahverengi
97	"	160	66.41	32.58	0.67	n.d.	0.53	Amber, koyu kahverengi
115	BÜYÜKGÜRE D.	300	65.12	32.87	1.68	0.12	0.33	
127	ARDAHAN DERE	260	66.37	32.58	0.27	n.d.	0.75	
129	"	245	65.62	32.72	1.02	0.06	0.33	
124	"	165	66.14	32.71	0.34	0.04	0.57	
164	AKKÖY MADENİ		65.98	32.77	0.13	n.d.	0.89	Siyah, koyu kahverengi

Çizelge 1: Sfalerit örneklerinin mikroprob analizleri ve renkleri.



Şekil 2: Sfalerit bünyesindeki eser element oranları. İçi boş üçgenler Mn zonu örneklerini, içi dolu üçgenler Fe - Cd zonu örneklerini göstermektedir.

Fig 2: Minor element proportions in sphalerite. Sum of W % Fe, Mn, and Cd recalculated to 100. Open and solid triangles refer to specimens of Mn and Fe - Cd Zones respectively. Other specimens shown by open circle.

miştir. Bazı özel durumlarda iki yüzü parlatılmış kesitler de (Disc wafers) renk bandlarındaki Mn, Cd, ve Fe değişimini incelerken hem ışığı geçirme hem de geriye yansıtma özelliğinden faydalanmak için hazırlanmıştır. İki yüzü parlatılmış kesitler prob analizleri için, analiz yapılacak alanın hemen altında bol miktarda kalkopirit ayrıntı damarları ve emülsiyon tipli kapanımları içerme olasılığına sahip sfalerit numuneleri için faydalı bulunmuştur.

Değişik damarlardan toplanmış 61 sfalerit örneğinin Zn, Fe, Mn, Cd ve S analizleri Çizelge 1'de verilmiştir. Çizelgeden görüleceği üzere sfaleritlerin Fe, Mn ve Cd miktarları sırasıyla %0.05 - 2.28, %0.04 - 0.92 ve %0.20 - 1.18 arasında değişmektedir.

### Eser Element Dağılımına Etki Yapan Etmenler

• % ağırlık olarak Çizelge 1'de verilen Fe, Mn ve Cd değerleri inceleme alanındaki dağılım örneğini görmek üzere, Şekil 2'deki üçgen diagrama aktarılmıştır. Bu elementlerin olağan olarak sfaleritin yapısına girip birim hücre kenarını arttırdıkları bilinmektedir. (Kullerud, 1953; Sorokin et al, 1970).

Şekil 2'den anlaşılacağı üzere ilk bakışta bu elementlerin düzensiz bir şekilde dağıldığı söylenebilir fakat örneklerin

aldığı yerler, yükseltmeler ve homojenleşme ısıları dikkate alınır (Akıncı, 1974) Manganezce zengin sfaleritlerin KB dan (Kuşdere) GD'ya (Kaşyatak) doğru hemen hemen Kaşyatak Fayı'na paralel bir zon boyunca yer aldığı ve Mn değerlerinin KB'dan GE'ya doğru azaldığı söylenebilir. Fe ve Cd bakımından zengin sfaleritlerin ise buna dik bir zonda sıralandığı görülür.

Şurasını belirtmek yerinde olurki bu bariz zonlanma örneği yapısal bir kontrolü gösterecek şekilde KB-GD ve KD-GB yönündeki ana iki kırık sistemine bağlılıkla açıklanabilir. Bununla beraber Eriyiklerin ısı, yükselme kanallarına yakınlık da Fe, Cd ve Manganezin dağılımında egemen kırık sistemleri kadar etkili olmuştur denebilir.

Bazı örneklerde (7, 13, 48) sfaleritin Fe miktarının, prob analizi yapılan bir taneden diğer bir taneye bariz bir şekilde değiştiği saptanmıştır. Böyle numuneler iki zonun kesiştiği yerlerden gelmiş olması dolayısıyla mi yoksa Godovikov ve Ptitsyn (1966) tarafından açıklandığı üzere sfaleritin içerdiği FeS'in eriyiğinin ilksel bileşimine bağlılığından mı ileri geldiği henüz açıklanamamıştır. Yukarıda adı geçen yazarlara göre aynı sıcaklıklarda diğer demir sülfid mineralleri sfaleritle beraber oluşsa bile, hidrotermal yeniden kristalleşme sonucu değişik miktarlarda FeS içeren sfalerit oluşabilir.

Schroll (1953) belli bir elementin miktarın veya bir mineralin yapısına girebilecek iki elementin oranını (1) ısı ve basıncı, (2) bölgesel etmenler, (3) Cidar kayanın ve intrüzif, kayanın tipiyle ilgili etmenlerin etkilediğini ileri sürmüştür.

Bu makalenin yazarı sfaleritin içerdiği demir miktarını etkileyen etmenleri daha önce şöyle özetlemiştir (Akıncı, 1970):

1. "Sugaki and Tashiro (1957) ve Donnay and Kullerud (1958) tarafından açıklandığı üzere kalkopirit ile sfalerit arasındaki katı eriyik etkisi; Sonraki yazarlara göre %10 arasındaki kalkopirit 600° C ZnS bünyesinde çözülerek sfaleritin içerdiği demir miktarını etkiler. Diğer taraftan 500°C'de ZnS in Cu<sub>2</sub>S içinde katı eriyik olarak bulunabilme olasılığı ağırlık yüzdesi olarak 1.5, Cu<sub>2</sub>S in ZnS içinde katı eriyik olarak bulunabilme olasılığı %0.1'den azdır. (Craig and Kullerud, 1973).
2. Isı; Isı yükseldikçe daha fazla demir çözünür.
3. Kısmi basınç; artan P<sub>e</sub> ile birlikte piritinden ziyade pirit sfalerit ile birlikte oluşur.
4. Toplam basınç; Kullerud (1953) deneysel olarak basıncın FeS'in ZnS içinde çözünürlüğünü azalttığını kanıtlamıştır".

Birinci ve ikinci etmenler Bulancak'da sfalerit, pirit ve kalkopirit arasındaki olağan dokusal bağlantıyı sonuçlamıştır. En yüksek Fe ve Mn değerleri cevherli eriyik mecraları olarak görev yapan KB - GD yönlü faylar boyunca yer alan numunelerde içerik olduğundan (Akıncı, 1974) ısı etmeninin bu kırıklar boyunca etkili olduğu ortaya çıkmaktadır. Genel olarak bütün bu etmenler hidrotermal sistemlerde olağan özelliklerdir.

### Renk Bandlarının Eser Element Analizleri

Sıvı kapanım incelemesi için hazırlanmış, iki yüzü parlatılmış bir sfalerit numunesinin beyazımsı sarıdan kırmızıya kadar değişen renk bandlarını içerdiği görülerek prob analizi yapılmıştır. Ortalama Fe, Mn ve Cd miktarları sırayla 300 ilâ 490 ppm., 300 ilâ 520 ppm., 900 ilâ 2500 ppm. olarak bulunmuştur. Analizin ilginç yönü en yüksek Fe ve Cd miktarlarının açık renkli alanlarda bulunmuş olmasıdır. %0.13 Fe içeren Akköy madeni sfaleritinden sıvı kapanımlar incelenmesi için hazırlanan iki yüzü parlatılmış; 0.5 mm. kaim numunenin ışığı hiç geçirmediği görülmüştür.

### Sfaleritin Rengi Üzerine Düşünceler

Uzun zamandanberi sfaleritin rengine başlıca demirin etki ettiği ve koyu renklerin yüksek miktardaki demirden ileri geldiği ileri sürülmüştür. Mavi ve kırmızı renk dalga aralığında az miktardaki Co<sup>2+</sup> iyonundan ileri gelen emilmenin düşük miktarda demir içerik sfaleritlerin sarı rengini verdiği kanıtlanmıştır (Slack et al, 1966, 1967). Renk ayrıca ışığın emilmesi sonucu olarak elektronik geçişmeler (transitions) yüzünden de meydana gelebilir. Örneğin eser miktardaki Fe<sup>2+</sup> + iyonu mor ve çivit renklerini emerek bunun tamamlayıcısı olan sarı rengi verebilir.

Roedder ve Dwornik (1968) değişik renklerdeki ince bantlı, kolloform bir sfalerit örneğinin elektron mikroprob

ile analiz ederek demirin bu bandlarda %0.2'den 2.9'a kadar çıktığını kanıtlamıştır.

Baker IH (1960) sfaleritteki kalkopirit ayrıntı damlacıklarının renk değişmelerine sebep olduğunu açıklamıştır.

Bu makalenin yazarı (1970) sentetik olarak hazırlanmış, değişen miktarlarda %23.48'e kadar demir içeren sfaleritlerde; demirin sfaleritin rengine olan etkilerini incelemiş göze çarpan bir renk değişiminin olmadığını kantitatif olarak kanıtlamıştır. Renk değişimi ancak saf sfalerit ile en çok Fe içeren sfalerit arasında farkedilebilmektedir.

### SONUÇLAR

İnceleme alanındaki sülfid damarları 3 km. geniş, 7 km. uzun, KD-GB yönünde uzanan bir cevherleşme zonunda toplanmıştır. Egemen damar doğrultusu KB-GD dur. Tekmil damar boyunca cevherleşme düzenli değildir. Örgülü sistem olarak da, vasıflandırılabilecek aralı ve aşamalı damarlarda breşlenme olağandır.

Sfaleritlerin Fe, Mn ve Cd analizleri inceleme alanında egemen iki kırık sisteminin yapısal etkilerini ortaya çıkarmıştır. Manganazce zengin sfaleritler KB-GD yönlü, demir ve kadmiyumca zengin sfaleritlerin buna dik yönlü bir zon boyunca yer aldığı kanıtlanmıştır. Hernekadar sfaleritlerin rengi sarıdan siyaha kadar değişmekteyse de, en yüksek demir miktarı %2.28 bulunmuştur ki, bu da demir miktarı ile sfaleritin rengi arasında doğrudan doğruya bir bağlantının olmadığını ortaya koymuştur.

### TEŞEKKÜR

Yazar çalışmaları yöneten İngiltere'nin Durham Üniversitesi öğretim görevlilerinden Mr. Phillips'e ve aynı üniversitenin öğretim görevlisi Dr. A. Peckett ve Mr. R. Hardy'e yardımlarından ötürü teşekkürü bir borç bilir.

Bu çalışmalar için NATO araştırma bursunu veren Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumuna teşekkür etmek isterim. Mesai arkadaşların Saym Dr. T. Engin ve I. Hende'nin de makalenin hazırlanmasındaki emekleri dolayısıyla ayrıca teşekkür ederim.

Tavıma verildiği tarih: Ocak 1975

### DEĞİNİLMİŞ BELGELER

- Akıncı, Ö., 1970: The effect of iron substitution on the cell size, reflectivity and colour of sphalerite: M.Sc. Thesis, University of Durham, England. Unpublish.
- ....., 1974: The geology and mineralogy of copper, lead, zinc, sulphide veins from Bulancak, Turkey: Ph. D. Thesis, University of Durham, England. Unpublished.
- ....., 1975: On the Discovery of Betekhtinite in the Bulancak (Giresun-Turkey) sulphide veins: MTA Derg., 85, (Baskıda).
- Baker III, A., 1960: Chalcopyrite blebs in sphalerite at Johnson Camp, Arizona: Econ. Geol., 55, 387-398.
- Barton, P. B., Jr. and Toulmin, P. III., 1966: Phase relations involving sphalerite in the Pe-Zn-S system: Econ. Geol., 61, 815-849.
- Craig, J. R., and Kullerud, G., 1973: The Cu-Zn-S system: Mineral Deposita (Berl.) 8, 81-91.
- Donnay, G., and Kullerud, G., 1958, High temperature chalcopyrite: Carnegie Inst., Wash. Yearbook 57. 246.
- Godovikov, A. A. and Ptitsyn, A.B., 1966: Entry of iron into sphalerite during hydrothermal recrystallization: Dokl. Akad. Nauk SSSR, 166, 102-105.

- Gümüg, A., 1970: Türkiye Metalojenisi: MTA yayın no. 144.
- Kronberg-, P., 1970: Doğu Karadeniz dağlarının (Kuzeydoğu Türkiye) tektoniği hakkında veriler: MTA Derg., 74, 57-65.
- Kullerud, G., 1953: The FeS-ZnS system, a geological thermometer: Norsk. Geol., Tidsskr., 32, 61-147.
- Pollak, A., 1961: Karadeniz sahilinde Giresun vilâyeti dahilinde Lahanos cevher yatakları: MTA Derg., No. 56, 40-52.
- Eoder, E. and Dwornik, E. J., 1968: Sphalerite color banding: Lack of correlation with iron content: Am. Mineralogist, 53, 1523-1529.
- Schroll, E., 1953: **Über Minerale und Spurelemente, Vererzung und Entstehung der Blei-Zink-Lagerstätte Bleiberg-Kreuth, Kärnten in Österreich:** Mitt, der Österr. Mineral. Gesellschaft, Sonderheft, 2, 1-60. Y.f,hIJ
- Schultze-Westurm, H. H., 1961: Das geologische Profil des Aksudero bei Giresin-Ein Beitrag zur NE anatolischen Mineralprovinz; MTA Derg., 51, 63-71.
- Skinner, B. J. et al., 1959: Effects of FeS on the Tjnitcell edge of sphalerite: a revision: Econ. Geol., 54, 1040-1046.
- Black, G. A., et al., 1966: Optical absorption of tetrahedral Fe<sup>+3</sup> ("d<sup>5</sup>) in cubic ZnS, CdTe, and MgAUO<sub>2</sub>: Phys. Eev., 152, 376.
- , 1967: Far infrared optical absorption of Fe<sup>+2</sup> in ZnS.. Ibid, 155, 170-177.
- Sorokin, V. I., et al, 1970: Variation of the ao parameter with the content of iron in sphalerite obtained under hydrothermal conditions: Geochem. Int., 4, 361-363.
- Sugaki, A. and Tashiro, C, 1957: **Thermal studies on the skeletal crystals of chalcopyrite in sphalerite:** Sci. Eepts. Tohoku Univ. Ser. III, 5, 293-304.
- Tokel, S., 1973: The stratigraphical and volcanic history of the Gümüşhane Area, North-East Anadolia: Ph. D. Thesis, University Collage London, Dept. of Geology, unpubl.

# Erzincan—Refahiye Bölgesindeki Kireçtaşı Olistolitlerinin Sedimentolojisi<sup>(1)</sup>

*Sedimentology of the Limestone Olistoliths of the Erzincan ~ Refahiye Area, Eastern Anatolia*

CENGİZ KESKİN *Araştırma Merkezi Gurubu Başkanlığı, TPAO, Ankara*  
SUNGU L. GÖKÇEN ve EMEL, AKKOŞ *Yerbilimleri Bölümü, Hacettepe Üniver sitesi, Ankara*

**ÖZ:** Orta Jurasik-Alt Kretasenin epikontinental/platformal ve kısmen havzasal kökenli kireçtaşları, çağdaş ofiyolit kütleleriyle birlikte Üst Kretase zamanındaki çekim kaymaları (= tektonik kaymalar) ile tortul tekne ve çanaklara (= basenler) sürüklenmişler ve günümüzde ofiyolit karmaşıkları içinde değişik boyuttaki kireçtaşı tepeleri halinde korunan kireçtaşı olistolitlerini oluşturmuşlardır.

Bu kireçtaşlardaki diyajenez ve epijenez değişikliklerini dinamometamorfik süreçler izlemiş ve mermerleşmiş kireçtaşları ve/veya kataklastik ezilme breşleri meydana gelmiştir. İlkel tortul dokularını korumuş kireçtaşlarının varlığı değişkeyci etkilerin yüzlek (= sathi) ve sınırlı olduğuna kanıt sayılmıştır.

Erzincan - Rehafiye bölgesindeki (Divriği 141 a3 ve b4 paftaları) bu tip olistolitlerden sistematik olarak alınmış örnekler ayrıntılı sedimanter petrolojik yöntemlerle incelenmiş ve bu kireçtaşlarında "Tortul mikrofasiyesler" olarak; a) Kireç çamuru, b) Pelletli kireç çamuru, c) Çamur destekli "kireç vaketası", d) Tane destekli "istiftane taşı" mikrofasiyesleri, "Metamorfik mikrofasiyesler" olarak; e) Ortaç metamorfik "yan mermerleşmiş kireçtaşları", f) Billurlu metamorfik" mikrosparitik ve daha kaba billurlu mermerler" ve g) Kataklastik metamorfik (ezilme breşleri mikrofasiyesler ayırtlanmıştır.

**ABSTRACT:** Epicontinental and partly basinal limestones of the Middle (?) Jurassic-Lower Cretaceous together with penecontemporaneous ophiolitic masses had been slumped down in to the sedimentary troughs and/or basins by the gravity slides in Upper Cretaceous time and, originated the limestone olistoliths which are preserved as multi-sized limestone mounds in the present ophiolitic complexes.

The diagenetic and epigenetic changes in those limestones had followed by the dynamo-metamorphic activities wicli caused generation of the martolized limestones and/or crush breccias. The prensence of the primary deposiitonal texture in the limestone olistoliths are concluded as clues of the modifying effects were superficial and limited.

In the limestones of the study area (Rehafiye) which is one of those areas characteristics by ophiolitic olistoliths, following microfacies are discerned; a) Lime mud, b) Pelletoid lime mud, c) Mud supported (Lime wackestone), d) Grain supported (Pack-grainstones) as "Sedimentary microfacies" and, e) Intermediate metamorphic (partly mar.blized limestones), f) Crystalline metamorphic (crush breccias) as "metamorphic microfacies".

## GİRİŞ

"Erzincan - Rehafiye Bölgesi Sedimanter Jeoloji I: Olistolit, Türbidit ve Olistostrom Fasiyesleri" adlı yayının (Gökçen, 1974) bir devamı niteliğinde olan bu makale; kireçtaşı olistolitlerinden alınan örneklerin mikrofasiyes özelliklerine dayanarak, olistolitlerin içinde buldukları ofiyolit kütlelerinin yerleşme

zamanı ve mevcut tektonik konuma önce yayımlanmış olandan daha ayrıntılı bir yorum getirmek amacıyla yazılmıştır.

Bu çalışmada, inceleme alanındaki ofiyolitik karmaşık içinde çoğun doğu-batı doğrultusunda uzanan kireçtaşı mostralarından alınan 120 örneğine ince kesitlerinde petrografi ve mikropaleon-

toloji analizleri yapılmış, ayrıca bir kısım örneklere nokta sayımı, tane boyu analizi gibi sedimanter petrolojik istatistik işlemler uygulanmıştır. Ayırtlanan mikrofasiyesler yardımı ile birbirinden farklı konumdaki olistolitler arasındaki ilişkiler saptanmıştır. Karbonat petrografisinde Folk (1962, 1965), Dunham (1962), Wolf (1965) sınıflama ve

(1) Bu makale, yazarlardan S. L. Gökçen'in yürütmekte olduğu, "Erzincan - Rehafiye bölgesi Sedimanter Jeolojisi" projesinin II no.lu yayımıdır.

(2) Bu projenin örnekleme, yazarlardan S. L. Gökçen tarafından 1972 -1974 yılları arasında yapılmıştır.



kavramlarından yararlanılmıştır. İncelenen bölgedeki kumlu tortul istife ve kayalıklara ait diğer sedimantolojik veriler de yakın bir gelecekte yayınlanacaktır. (Ataman ve Gökçen 1975, Gökçen 1975).

#### TEŞEKKÜR

Yazarlar; saha çalışmalarını yürüten S. L. Gökçen'e yapılan yardımlardan ötürü, M.T.A. Enstitüsü Genel Direktörlüğü ve Sivas Bölge Müdürlüğü ile Refahiye Yatılı Bölge Okulu Müdürlüğüne, Paleontolojik tayinleri yapan Bn. M. Serdaroglu, Dr. N. Gökçen ile (M.T.A.) Doç. Dr. T. Güvenç'e (E.Ü.), incelemenin fotomikrograflarını çeken Y. Güneri ve H. Oktay (T.P.A.O.) ve saha yardımcıları Asis. Y. Müh. M. M. Evirgen, L. Gülen, A. Şahbaz ve Y. F. Sütçüye (H.Ü.) şükranlarını sunarlar.

#### OLİSTOLİTLERİN" KONUMU VE LİTOLOJİSİ

İnceleme alanındaki olistolitler, doğu batı yönünde başlıca dört kuşak halinde sıralanmaktadır (Şekil 1). Bunların boyut ve konumları ile makrosedimantolojik açıdan gruplaşmalarına ait bilgi ve tartışma Gökçen (1974) tarafından daha önce verildiğinden burada tekrarlanmamıştır. Ancak bu çalışmada mikroskop ayırtımsındaki verilere ağırlık verildiğinden, önceki incelemede (Gökçen, 1974) "masif ve kristalize görünümü" olanlar ve "detritikler (kalsit ve kalkarenitler)" şeklindeki gruplamadan daha ayrıntılı ayırtlamalara, doğal olarak, inilmiştir.

Kireçtaşlarında yapılan mikroskop incelemeleri başlıca dört tipin etkin olduğunu göstermiştir. Bunlar; bolluk oranına göre sırayla a) Mikritik kireçtaşları, b) Sparitik kireçtaşları, c) Mermerler, d) Kataklastik breşlerdir. Ancak mikrofasiyeler ayırtlamrken ara tiplerinin belirlenmesiyle daha ayrıntılı bir as bölümlenmeye gidilmiştir.

İlksel çökeltme dokusunu koruyan kireçtaşlarının, ofiyolit karmaşığı içinde jeoloji süresi boyunca karşıkışıya kaldıkları fiziksel ve kimyasal etkenlerle, uğradıkları değişimler şu şekilde şematize edilebilir.

Şemadan da anlaşılacağı gibi kireçtaşları dereceli olarak mermerleşmiş, mermerler de devam eden koşullar altında breşlere dönüşmüşlerdir. Fakat kireçtaşlarının veya yarı mermerleşmiş kireçtaşlarının da doğrudan doğruya breşlendiği örnekler de saptanmıştır.

Söz konusu kireçtaşlarında diyajenez ve ötesinde kazanılan özelliklerin, ilksel dokunun tanınmasına olanak bırakmayacak düzeye ulaştığı ve/veya yeni dokunun daha etkin olduğu örnekler "metamorfik mikrofasiyeler", ilksel dokunun korunabildiği kireçtaşları da "tortul mikrofasiyeler" bölümleri içinde toplanmışlardır.

#### TOKTULI MİKROFASİYESE.ER

"Tortul Fasiyesi" ve "Tortul mikrofasiyesi" değımleri hakkında açıklama ve tanımlamalar jeoloji literatüründe bulunabilir (örneğin; Moore, 1949, p. 32; Keskin, 1966, p. 130). Bu incelemede yarı nicel yöntemler uygulanarak ayırtlanan mikrofasiyeler; a) Kireç çamuru mikrofasiyesi, b) Pelletli kireç çamuru mikrofasiyesi, c) Çamur destekli mikrofasiyesi, d) Tane destekli mikrofasiyesi olup altta sırayla sunulacaktır.

#### Eireç Çamuru Mikrofasiyesi

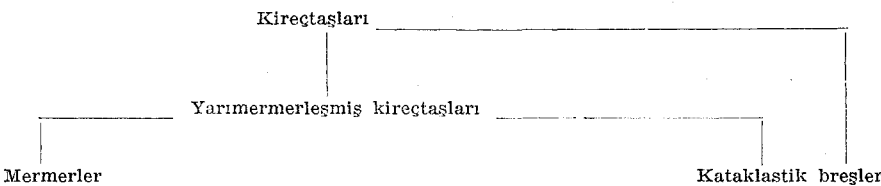
Bu mikrofasiyesi, mikritleri ve küçük oranda fosilli mikritleri içerir. Mikritler için, kapsanan kil boyu karadan türemiş (?) gerece bağımlı olarak griden koyu griye kadar değışen renkler gözlenmiştir. Bu mikrofasiyesi içinde fosilli mikritler çok azdır, gözlemler bir iki örnek ile sınırlıdır. Mollusk ve Foraminiflere yorulabilecek bir kaç parçacık vardır. Doku, diyajenetik ve metamorfik etkenlerden korunabildiği ölçüde kolay tanınır. Bu kireç çamurları derince, sakin sularda çökeltmiş olmalıdır (Irwin, 1965'in X zonu). Bu ortam için karakteristik olabilecek kalsiferil (sferoidal pelajik foramlı?) fosilli mikrit örneği (Mikrofoto Levha 1-1), Üst Jürasik - Alt Kretase'nin pelajik kireçtaşları için tipik bir örnektir. Bu tip kireçtaşı olistolitleri, içinde mikritlerle birlikte buldukları derince bir çanağın karbonat ürünleri olmalıdır.

Kireç çamuru mikrofasiyesi kireçtaşları diyajenez-epijenezden dinamometamorfizmaya kadar devam eden işlemlerin etkilerine maruz kalmışlardır. Dokularında; kırılanma, bunu izleyen en az iki faz halinde damar dolgusu spari kalsit, otijenik ornaticı (= ranplasman) kuvars, basınç izleri taşıyan epijenetik ile metamorfik kalsit billurlar (gözlü - porphyroid; birleşik - coalescive), basınç erimesi ve silitolitik yollar görülür. Kataklastik breşlenmeye kadar giden basınçlarla kazanılan dokular "Metamorfik mikrofasiyeler" bölümünde ayrıca ele alınacaktır. Söz konusu epijenik ile metamorfik değışimlerin bu mikrofasiyesi içindeki belirlenmesini yansıtan mikrofotolar Levha 1 mikrofoto 2, 3 de sunulmuştur.

Kireç çamuru mikrofasiyesi inceleme alanının daha çok, batı ve ortasında yer alan Hörmeklitaş, Beyaztaş, Merambaba, Şaşlıbaba, Yassıttaş, Çarkıtağın tepelerde mostra veren megaolistolitlerde görülmüştür. (Şekil 1).

#### Pelletli Kireç Çamuru Mikrofasiyesi

İlk bakışta mikritik kireçtaşları ile benzeşen bu mikrofasiyesi, farklı bir ortamın ve işlemlerin ürünü olan kireç çamurları ile aynı kökenli pelletli - fosilli mikrit ve seyrek pel-biyomikritleri içerir. Bu mikrofasiyesinin en önemli bileşim bileşeni (= compositional constituents) alg yaygılarının (= algal mats) sinjenetik diyajenezine (= early diagenesis, Wolf, 1965 b) oluşmuş kireç çamurları (algali mikritler) ve kısmen belirgin alg pelletleridir. Bu mikrofasiyesi içinde gözlenen pelletlerin, aynı ortamda yaşayan Mollusk ve Crustacea'lerin dışkılarından oluşmuş olabilecekleri de gözden uzak tutulmamalıdır. Bu mikrofasiyesinde toplanan pelletli kireç çamurları içinde, yeniden biçimlenmenin etkisiyle, pelletlerin iyi seçildiği örnekler vardır (Levha 1, 4). Allokem olarak Mollusk kavkı parçaları, bentonik Foraminiferler görülebilir. Ancak bu bileşenlerin pelletlere oranla hacim bakımından daha etkin olduğu kireçtaşları, ayrı bir mikrofasiyesinde toplanmışlardır. Pelletlerin, algal zarflı tanelerle birlikte ve tane destekli olarak buldukları kireçtaşları da başka bir mikrofasiyesi olarak ayırtlanmıştır. Fakat, Pelletli çamur mikrofasiyesi ile hem çamur destekli vake taşlarının oluşturduğu mikrofasiyesi arasında, hem de tane des-



teklî istif ve tane taşlarından oluşan mikrofasiyes arasında ortaç/geçiş tipleri de vardır.

Pelletli kireç çamuru mikrofasiyesi, kireç çamuru mikrofasiyesinin aksine çok sığ ve sakin sularda çökelmiş olmalıdır (Irwin, 1965'nin H zonu). Bunlar büyük bir olasılıkla bir set (resif?) arkasında kalmış lagünün ürünüdür.

Bu mikrofasiyesin kireçtaşlarında da diyajenetik, epijenetik metamorfik işlemlerin etkileri ve ürünleri gözlenebilmiştir. Tortul dokunun giderek daha ileri evrelerde tüm olarak değiştiğinin saptandığı örnekler vardır.

Pelletli kireç çamuru mikrofasiyesi en yaygın olarak inceleme alanının batısındaki Koçkırıntaş tepe megalositolitinden alınan örneklerde görülmüştür.

#### Çamur Destekli Mikrofasiyesi

Bu mikrofasiyeye "kireç vake taşı mikrofasiyesi" (= biyokalkarenit) de denilebilir. Genel olarak Mollusk, Ekinid kavkı parçaları ve alglerin hakim olduğu seyrek biyomikritler (kireç vake taşları) ile temsil olunmuşlardır. Mikrofasiyesin belirgin özelliği dokuda tane desteğinin bulunmamasıdır. Çamur desteğini oluşturan hamur (ortokem) pelletli olabilir veya böyle bir özellik göstermeyebilir. Algler % 40-45 arasında volumetrik bir bolluğa ulaşabilmişler, alglerin diyajenetik ürünlerinden olan mikritik kireç çamuruna katkı bu mikrofasiyes içinde geçerli olmuştur. Mollusk'dan Rudistler ve Gastropodlar bileşen olarak belirgindirler, ve %5-20 arasında volumetrik bir değer gösterirler İri bentonik Foraminiferler %10, ufak bentonik foraminiferler %5 kadar bir bollukla bileşim bileşimlerine katılmışlardır. Bu mikrofasiyes de dokusal olgunluğa ulaşmamış kireçtaşlarında oluşmuştur. Kireç çamurunun % 55-85 arasında bir değer gösterdiği saptanmıştır. Kireç çamuru içinde %30-35'e varan yeniden billurlaşma sparikalsit gözlenebilmiştir. Bu mikrofasiyeye ait ince kesit örnekleri Levha I; 5, 6 ve Levha II; 1, 2'de verilmiştir.

İnceleme alanındaki çamur destekli ve pelletli kireç çamuru mikrofasiyesleri arasında çökelme ortamı yönünden bir benzerlik vardır. Bu iki mikrofasiyeste toplanan kireçtaşlarının da, içerdikleri biyojenetik bileşenler ve kireç çamurunun dokusal etkinliği gibi özellikleriyle sığ ve sakin sularda çökelmiş oldukları söylenebilir.

Bu mikrofasiyeste toplanan kireçtaşları da, olistolitlerin jeoloji süreci içinde uğradıkları tektono-sedimenter olayların sonucunda, epijenetik ve dinamometamorfik değişimlere uğramışlardır. Sertleşmiş kireçtaşlarının kırıklanmalarını izleyen farklı kalınlık ve dokudaki kalsit damarı takımları ile bunlardan dokunun içine doğru cephe veya gözlü bilurlar şeklinde gelişen spari-kalsit en etkin yeniden biçimlenme (= rekrystalizasyon) ürünü olarak gözlenmiştir. Yerine göre boşluklar içine pasif çökelme, kovucu, tahribedici cinsleri mevcuttur. Basınç etkili olduğunu gösteren dokusal kanıtlar saptanmıştır. (Levha II; 3, 4).

Bu mikrofasiyes incelenen numunelere göre, çalışma alanının en güneyinde yer alan mezoolistolitlerde (Molla Ahmet batısı) yoğunluk kazanır. Ancak diğer fasiyeslerle karışık bir şekilde de, inceleme alanı kireçtaşı olistolitlerinde de bulunur.

#### Tane Destekli Mikrofasiyesi

İstif ve tane taşlarının yer aldığı mikrofasiyes olup, Folk (1962) sınıflamasına göre oo-pel-biyosparitler ile istiflenmiş biyopelmikritlerle temsil edilmiştir. Mikrofasiyesin birleştirici niteliği tane desteğinin oluşturduğu çatının varlığıdır. Ük bakışta ortokemi sparit ve mikrit gibi ortam yönünden farklı kabul edilen iki parametresinin oluşturduğu kireçtaşlarının aynı mikrofasiyes içinde toplanmış olması yadırganabilirse de ayrıntılı incelemenin ortaya koyduğu eş-türümsel nitelikler böyle bir eleştirmeye yeterli görülmüştür.

Örneğin: R. n - 3.7 nolu örneğin petrografi tayini; Algli, Mercanlı, Mollusc kavkı parçalı, nadir foraminiferli istiflenmiş biyomikrittir. Bu örnek içinde yeniden biçimlenme ile ortokemin bir kısmı sparikalsite dönüşmüş ve doku "psödobiyosparit" görünümü kazanmıştır. Yakınındaki R H - 3-8 nolu örnek ise; çok iri bir Gastropod kavkısı içinde; korunmuş, yüzlek oolit (onkolitik ?) istiflenmiş pelmikrit mevcut iken, kavkının dışında ise oosparit gözlenmiştir.

Her iki örnek ve aynı örneğin iki farklı bölümü de tane desteklidir ve aynı tortul ortamdaki çökelme koşulları altında oluşmuşlardır. Ooolit (onkolit) ve pelletlerin oluşumuna alglerin direkt ve indirekt etkileri görülmüştür. Benzer Mollusklar da her iki örnekte de vardır.

Özetle allokemlerin bir çatı oluşturabilecek bir bolluğa ve kısmen de olsa sparikalsitin pasif çökelme ürünü olabileceği enerji koşullarına ulaşabildiği bir ortamda çökelmiş ve biyota bileşenleri bakımından da büyük benzerlik gösteren bu kireçtaşlarını tek bir mikrofasiyes içinde toplamanın türümsel (= kökensel) bakımdan daha anlamlı olacağı kabul edilmiştir.

Bu mikrofasiyesdeki allokemler içinde biyojen bileşenler olarak algler % 10-50 arasında volumetrik bir değer gösterirlerse de, zarflı tanelere (algal oolit ve pizolitler - onkolitler) katkıları da dikkate alındığında en önemli parametreyi oluşturdıkları ortaya çıkar. Alglerden sonra ikinci derecedeki bolluğu % 30-35 ile Mollusklar sağlar. Bunlar Lamelli-branchlar (çoğunlukla rudistler) ve Gastropod kavkı parçaları halinde görülmüştür. Ekinodermata'dan Ekinid plak ve diken parçaları olağandır. Krinoid stemlerine nadir olarak rastlanmıştır. Mercan parçalarından tanımlanabilirler az da olsa mevcuttur (Levha II, 5). Bu mikrofasiyeste bentonik iri ve ufak foraminiferler de görülür ancak volumetrik olarak % 10'dan fazla bulunmamıştır. Fosillerin yanı sıra allokemlerden pellet ve oolitler (ender pizolitler) önemli bileşim bileşenleridir. Bu mikrofasiyes içinde % 10-70 arasında volumetrik bir önem taşıyan zarflı tanelerin kökeni hakkında bir tartışmanın aktarılmasından yarar umulmuştur. Bathurst (1971) bu konuda, ana çizgileri altta verilen ayrıntılı bir tartışma yapmıştır:

"Oolitlerin kökeninde organik katkıyı seksen yıldan beri tartışma konusu eden çalışmalar vardır CLinck, 1903; Rothpiete, 1892; Wethered, 1890, 1895; Earley, 1938; Cayeux, 1935; Nesteraff, 1955 b, 1956 a; Newell et. al, 1960; Shearman ve Skipwith, 1965 gibi). Bu çalışmalarda alglerin oolitlerin oluşumundaki rolü incelenmiştir. Bakterilerin kalsiyum karbonat zarflarının çökmesindeki katkıları da araştırılmıştır (Vaughan, 1914 b; Monaghan ve tytle, 1956; Lolon, 1957 a, b). Oolitlerin inorganik durulma ile koloidal süspansiyonlardan büyüdüğünü kanıtlamaya çalışanlar (Bucher, 1948) olmuşa da, oolitlerin aragonit çamurlarından çok uzaklardaki tortul ortamlarda, farklı koşullarda çökeldikleri saptanmıştır (Newell ve Bigby, 1957).

Oolitlerin denizler dışında, sıcak su kaynaklarına, maSara ve madenler gibi fotosentez işlemine olanak bulunmayan yerlerde oluşması bunların aşırı doygun çözümlerden inorganik yoldan duruldukları görüşünü kuvvetlendirmiştir. Oolitlerin inorganik büyüme için zorunlu koğullar Cayeux (1935) tarafından, yüksek ısı, CaCO<sub>3</sub> ca doygun eriyiğin bol olarak saklanması, çalkantı ve bir çekirdek kaynacı olarak belirlenmiştir. Daha

sonraları Donahue (1965)\* m air ar a o ol illeri üzerindeki bilgisine ve şahsen yaptığı laboratuvar deneylerine dayanarak şu dört koşulu saptamıştır:

- 1) CaCO<sup>3</sup> çözeltisinin ağırlık doyumuna,
- 2) Kıvrımlı çekirdek sağlanması\*
- 3) Tanelerin çalkalanması.
- 4) Bir tatlan» kabı.

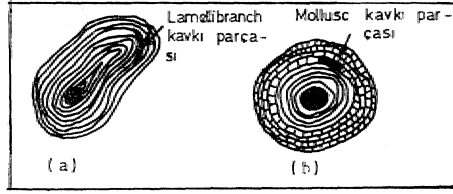
Bunlar» aktüel oolit sıklıklarında çalışmış Hling (1954), Newell e\*, al, 1960; Shearman w aftadaslannea- da paylaşılan koşullar olmuştur\* Olamam, koşullarında ağırlık doyum t öz eltiler i tindeki çalkalan nının. düzenli zarfların büyümesi için JEomnlı olduğu ka- imi edilmişse de, enerjinin. bulunmadığı la- günlerde de oolitlerin gelişmesi (Bathurst, 1967 a), yukarıdaki araştırmâeılarea saptanan. görüsü, yani öğütlerin büyümleri için çö- zelttiler de serbestçe askıda. İm İlnmaları zo- ranlıluğunun, tartılmaya sokmaktadır.

Diğer taraftan Sheorman ve diterleri (1971) eski oolitlerin önce aragonit bir çekirdek üzerine sarılara aragonit zarflardan oluştuğunu daha sonra aragonitin kalsite dönüşümünde ışınal çubukçu billurlar kaşandığını saptamışlardır. Uyguladıkları inceleme metodu ile oolit sarflarının yapımındaki organik gerecin, (müslaj), İör erime ve yeniden çökme işlemlerinde, oolitın esas birimini nasıl koruduğunu ortaya koymışlar- dır.\*

Buraya kadar<sup>1</sup> sıralanmış/özetlenmiş bütün bu bilgilerin ve tane destekli/mikrofasiesleki zardı tanelerde gözlenen özelliklerin senteziyle şu görüşlere ulaşılmıştır:

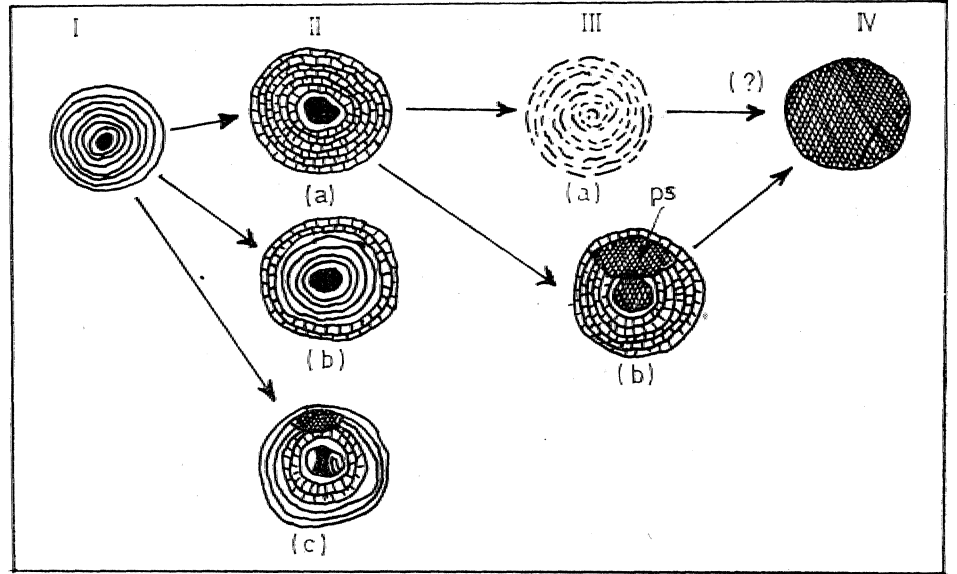
Tane: destekli mikrofasies içindeki zarflı tanelerin, büyük bir çoğunluğu, onkolitlerin dört tipinden biri olan oolitelere girmektedir (Wolf, 1965 b, s. 15.), Bunların, kalınlığı 10 mikronu talan, koyu renkli mikritik zarfları., çoğun bir pellet çekirdek, üzerinde düzenli eşmerkezil halkalar oluşturmaktadırlar. Oolitlerin maksimum boyları 2000' mikrona çıkmakta ise- de 1000 mikronu bulanları daha çoktur. Konsantrik halkalar arasında ışınal kalsit billurları görülür. Ancak bunlar fiziko-Mmyasa! işlemler sonucu, olarak, çökelmiş aragonit zarflarının daha sonra kalsite dönüşmesiyle kazanılanlar gibi (ör.g. Shearman ve diğerleri., 1970) olmayıp» aşağıda açıklanan biyo-fizikoMmyasal olaylar dizisinin ürünü oldukları, kanısına varılmıştır.

Çalkantının çekirdeği, oluşturan her hangi bir taneyi (pellet, fosil,, kırıntı v. b.) zaman, zaman askılı duruma getirebildiği bir ortamda, kabuk bağlayıcı ma- vî-yeşil algler (blue-green algal) çekirdek etrafında düzenli zarflar şeklinde büyümüşlerdir. Bu algler yapışkanlık özellikleri nedeniyle ortamda mevcut



Şekil 2: a) Zarflı tane (onkotü) içindeki solmuş Lamelliliran eh kavkı parçası (BII-S.1S). b) Oolitik bir onkolit içinde düzenli halkalar içinde kalmış bir Mollusk kavkı parçasının gelişimi (gelem zarfı). Belirtilim (BII-3.1).

yani doğrudan doğruya algler tarafından salgılanmış kalsitik kabukların parçalanmasıyla, oluşmuş algal mikritleri ve/veya o' sırada, doyum çözeltiden (sudan) itibaren, yoğunlaşan aragonit billurların üzerlerinde, toplanmışlardır. Bu sırada ortamdaki enerjinin alg' halkalarını aşındırıp yok, edebileceği bir düzeye ulaşmamış olması gereklidir. Oluşan bu zarflar<sup>1</sup> oldukça, düzenli koyu renkli mikrit halkaları olup, her halkaya, temel oluşturan organik algal doku (müslaj) daha koyu, olarak görülmektedir. Bu hipotezi kanıtlayan iki zarflı tane (onkolitik oolit) halkalar arasına haps olmuş yani, tanenin üzerine yapıştıktan sonra, algal, halkaların yeniden oluşmasıyla zarflar içinde, kalmış kavkı parçaları gözlenmiştir. (Şekil 2).



Şekil 3: Onkolitlerin alfai zarflı dokudan itibaren diyajenezle fazlamadığı dokusal özellikler. I) Mci safhada soğun bir pellet çekirdek Maşerine • sanlmii algal mikrit Barüan; (II) mci safhada ilksel diyajenezEin tüm taneyi etkilediği (a), sadece dut .Kaflanti 'etdleyebldiği (b), is zarflarda etkili olduktan sonra algal EarOann devam etliği durunt (c), m net. safhada diyajenerii ilerlemesiyle zarflı dokunun pıhtılı Mr goffinnm kazanması (a), (b) d© ise ps ile gösterilen alanda tane küçülmesi (grain dimmution) işlemi ile kapanılan psSdomikrit (aldatıcı mikrit) görftüyor. IV met safhada tüm if yapısı miteritteşmiş. bir sarflı tane görftüyor. Bra. olayların görüldüğü BII-3.13 nolm nuntmenini bir' kısırımı gösteren • mikrofoto .Lerka H., 6\*da Yerilni,gitr,."/>

Bu ortamda, alglerin sağladığı, biyojen kalsiyum karbonat oluşumu, ile birlikte,, çökmeden itibaren devam eden diyajenez koşulları da etkili olmuştur. Bu koşulların zarflı taneler üzerindeki farklı dokusal etkilerini gösteren örnekler numuneler içinde gözlenebilmiştir (Şekil 3).

Wolf un (1965 b) onkolit tiplerinden, "parçacık" (= lump), "çevresel kabuk" (= circum crust) ve "kabuk bağlama" (= encrustation) Örnekleri de olağandır. Ayrıca, gerçek anlamda, intraklastlara da rastlanmıştır (Levha m, 1), ancak, bunlar %10'nu geçmeyen volumetrik bir maksimum gösterebilirler.. Diğer taraftan, büyük bir' Çoğunlukla alg kökenli olan, pelletler %5-65 arasında, değişimler göstermişlerdir. Bu mikrofasiyes içinde allokemlerden başka,, yuvarlaklaşmış, çakıl-kaba kum boyu volkanik; kaya (diyabaz, spilit) ile kum boyu kırıntılı kuvars az Ga, olsa görülmüştür. Ayrıca, bu çakıllar üzerinde algal "kabuk bağlama" ve "çevresel kabuklar" in geliştiği,, bazı kuvars kumlarının, algal "parçacıklar" içinde hapsoldüğü gözlenmiştir (Levha IH, 2),..

Tane destekli mikrofasiesde ortokem, çoğunlukla sparikalsit çimentosundan oluşmuştur., iyi boylanmış ve yıkanmış tane taşlarında % 30-35 volumetrik değere ulaşan» gözenek, dolgusu, pa-

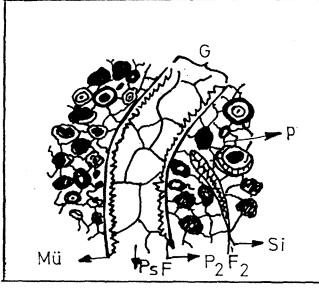
sif durulma ürünü gerçek ilksel sparikalsit mevcuttur. Ayrıca mikritik kireç çamuru hamurundan itibaren yeniden biçimlenme ile kazanılan psödospa (aldatıcı sparikalsit) saptanmıştır. Mikritik kireç çamurunun ortokemi oluşturduğu tane destekli kireçtaşlan (istif - taşları) da bu mikrofasiyesinde az da olsa yer almışlardır.

Tane desteğine rağmen, kireç çamurunun korunmasının nedeni bazı hava içi biyolojik engellerin varlığı olabilir. Diğer bir yaklaşım da sıklaşma ile kazanılan psödo tane desteğidir ki böyle bir olasılık bu mikrofasiyesi için pek önemli görülmemiştir.

Tane destekli mikrofasiyesinin çökeltme ortamının saptanması örneklerin olistolit mostralarından toplanması nedeniyle ilkel konularının korunamaması olması, diyajenetik, epijenetik ve dinamometamorfik olayların maskeleyici etkilerinin de dikkate alınması gerektiği için oldukça güçtür. Ancak alglerin etkinliği, sparikalsit çimento, tane desteği, kırıntılı gereç, zarflı taneler gözlemediği için, y zonuna (Irwin, 1965) yakın, alg yığınakları civarında ve gelgit kanalları içinde çökmüş bir kireçtaşı ile tanımlanan bu mikrofasiyesinin oluştuğu ortaç bir ortamın varlığı düşünülebilir.

Bu mikrofasiyesinin örnekleri üzerinde yapılan kantitatif doku çalışmaları; boyanmanın orta iyiden kötüye ( $g_1 = 0,6 - 1,7$ ), yuvarlaklaşmanın yarı köşeliden - çok iyi yuvarlaklaşmışa (oolitler değerlendirme dışı), yıkanmanın iyiden kötüye kadar değiştiğini ortaya koymuştur, özetle, dokusal olgunluğun olgunlaşmaktan - yarı olgunlaşmış arasında değiştiği saptanmıştır (Akkuş, 1973, Tablo 1, 2).

Bu fasiyesinin örneklerinde çökeltme sırasında ve sonrasındaki değişim işlemlerine örnek oluşturan bir dizi bulgu gözlenmiştir. Çökeltme sırasında, alglerin yardımı ile oluşan onkolitik oolitlerin zarflarında beliren yeniden biçimlenmenin bir safhasından sonra oluşuma devam eden yeni zarflar görüldüğü gibi, yeniden biçimlenmenin ufalan (tane küçülmesi) tipleri de görülmüştür. Aragonitik kovukdolgununun terslenmesi döneminde, organik gereç üzerini kaplayan algal zarfın (müsülaj) kavkının formunu koruduğu, aragonitik Gastropod kavkılarında aragonitin kalsite dönüşümünün kavki içinde beliren boşluğa pasif çökeltme biçiminde olduğu saptanmıştır. Bu gözlemler bir şematik şekil üzerinde açıklanmıştır (Şekil 4).



Şekil 4: Gastropod (G) kavkısının aragonite dönüşümü ile sparikalsite dönüşümü (Tüm kavkının bir bölümü çizilmiştir). Kavkının dış yüzeylerini kaplayan algal zarf (Müsülaj - Mü); aragonitik kavkının dış formunu koruyarak çözülmesiyle oluşan boşluğa pasif olarak çökelen taban kontrollü, lifli sparikalsit (P.F.)s daha sonra çökelen düzensiz tertiplenmiş belirsiz eşitli sparikalsit (P.E.). Zarflı taneler arası pasif kavak dolgusu sparikalsit (P). Daha sonra gelişen boşluk dolgusu silis (Si).

Diyajenezin diğer belirtileri olarak, ornacı yeniden biçimlenme (= rampasman) değişik fazdan kalsit damarları, sıklaşma ve basınç erimesi sonucu oluşan stilolitik yollar (kontaklar) olmaktadır.

Bu mikrofasiyese giren kireçtaşlarında da diyajenezi izleyen epijenez ve dinamometamorfizmanın dereceli etkilerini içeren örnekler gözlenmiştir (Levha IH, 3, 4, 5, 6).

Tane destekli mikrofasiyese çoğunlukla inceleme alan batısındaki Taşbaşı Tepe megaolistolitinde, Kerdağ ve Osman-tepe yöresindeki mezoolistolitlerinden alınan örneklerde rastlanmıştır (Şekil 1).

#### METAMORFİK MİKROFASİYESLER

Bu çalışmadaki uygulamanın daha iyi anlaşılabilmesi için "metamorfik fasiyesi" değeriminin jeoloji literatüründeki kullanımlarının gözden geçirilmesi gerekli görülmüştür.

"Metamorfik fasiyesi - Mineral fasiyesi: Belli kimyasal bileşim, billurlaşma veya yeniden billurlaşma gözönüne alınmaksızın, benzer basınç ve ısı koşulları altında daima aynı mineral grubuna sahip kayalar içerir" (Eskola, P. Norsk. Geol. Tidsskr. p. 146, 1920; Glosary of Geology, AGI, 1962'den).

Diğer taraftan benzer bir terim olarak "diyajenetik fasiyesi" bütün tortul kayaları içermek üzere, diyajenez sırasında, pH, Eh, ısı ve mevcut gereçler gibi ortamsal kontrol deyimleriyle ifade edilmiş belli bir diyajenetik ortamla ilgili bir mineral topluluğu olarak tarif edilmiştir (Packham and Crook, 1960). Jeoloji literatüründe "glokonit fasiyesi" gibi kullanışlarda vardır (Teodorowich, 1961). Benzer bir biçimde "dolomit diyajenetik fasiyesi" de yazarlardan C. Keskin tarafından kullanılmıştır (Keskin, 1967).

Bu incelemede; diyajenezi izleyen, epijenez ve dinamometamorfizma süreçleri sonucu ilkel tortul dokularını büyük ölçüde kaybetmiş kireçtaşlan "metamorfik mikrofasiyesler" kapsamı içine alınmışlardır. Bu genellemeyi zorunlu kılan gözlem ve yorumlar şunlardır:

Kireçtaşlan çökeltme sırasında ve çökeltmeden hemen sonra sindiyajenetik (çökeltme fazında) ve anadiyajenetik (sıklaşma - olgunlaşma fazında) olaylar geçirmişlerdir. Sindiyajenetik işlemler fosil gereçlerdeki kararsız aragonitin kararlı kalsite dönüşümü, bir kısım kavkılann iz haline gelecek kalsiyum karbonat minerallerinin tortul içi akışkanlara geçmesini sağlarken, organik maddelerin bozunması da, değişik koşullar altında tortul içindeki jeokimyasal dengeyi etkilemiştir. Anadiyajenetik işlemler ise tortullann sıklaşmasını ve olgunlaşmasını sağlamıştır. Bu aşamada fosilleşen deniz suyu, konsantrasyonunun artımı ile çimentolanma işlemi olarak ortaya çıkmıştır. Bu aşamanın epidiyajenezi içine alacak şekilde geliştiğini kabul edenler varsa da, tarafımızdan epidiyajenez; diyajenezin diyastrofizma veya östatik faz sonrası olan kısmı için kullanımı şeklinde benimsenmiştir.

Bahis konusu kireçtaşlan jeoloji sürecinde bir olasılıkla su üstüne çıkmışlar ve epidiyajenetik (epijenetik) olaylara (çürüme ve yağmur suyu etkileri) maruz kalmışlardır. Ayrıca bu fazın en azından iki kez tekrarlanmış olması olağüstü düşünülebilir.

Ofiyolitik kütleler arasında ve çökeltme kaymasıyla havza içine taşınmalarının sırasında ise, kireçtaşlanın karşılaştıkları basınç ve ısı gibi etkenler bahis konusu olistolitlerin mineral kapsamı ve dokularını gerçek metamorfizma koşullarının oluşturduğu bir biçime sokamamış (Metamorfik mineral, şist dokusu), ancak iyice sertleşmiş bu kayaları sür-

tünme yüzeylerinde ve • basınca maruz; kalan kısımlarda paralanmış ve: gelişen çatlak sistemlerini takibeden sparikalsit mozayıklarını oluşturmuş diğer bir deyimle değişen oranlarda mermerleşmeler meydana getirmiştir. Metamorfizma» mn bu 'dinamik çeşidi, daha ileri safhada kayayı., koşulların etkin, olduğu, kısımlarda kataklastik breş görünümüne sokmuştur. Ayrıca «basınçla oluşan kayına düzlemleri, ve civarında metamorfik kalsit ikizlenmeleri de gelişmiştir.

Çökelmeden sonra bugünkü konumuna geçene^ dek., kireçtaşlarının tortul dokusunu tanınmayacak derecede etkileyen, tüm işlemlerin ürünleri arasında, diyajenez, epijenez ve dinamometamorfizmanın kesin sınırlarını çizmek olanağı bulunamamıştır. Bu bakımdan tortul niteliklerini koruyamayan bu kireçtaşlarını "metamorfik fasiyeler" • adı altında, toplamak pratik bir yol kabul edilmiştir..

Bahis konusu metamorfik kireçtaşları şu inikrofasiesler içinde toplanmıştır:

- e) Ortaç metamorfik. mikrofasies (yarı mermerleşmiş. Mreçtaşlan),.
- f) Billurlu, metamorfik mikrofasies (Mermerler).
- g) Kataklastik. metamorfik mikrofasies (Ezilme breşleri).

### Ortaç<sup>1</sup> Metamorfik Mikrofasiesi (Tan MeFinerleşmeler<sup>1</sup>)

Bu. mikrofasies içinde çok az; da olsa ilkel (tortul dokularına- ait, kalıntılan koruyabilmiş, yarı. mermerleşmiş 'kireçtaşları toplanmıştır. Hemen, bfitün tortul mikrofasieslerdeki kireçtaşlarının bu metamorfik, mikrafasiyese dönüşmüş olanları mevcuttur. Fasiyes örneklerindeki en belirgin dokusal özellik, çoğun kesişen takımlar halinde, birbiri ardından gelişmiş çatlaklar boyunca oluşan spari kalsit damarları ile bunlardan, kayanın, içine doğru ilerleyen, yeniden biçimlenme kalsit mozayığı 'cep-heleridir. Bu; kireçtaşları içinde en, az dört farklı kalsit damarı fazı., bir o kadar da farklı boy ve biçimde sparikalsit mozayığının olduğu saptanmıştır. Sparikalsit 'billurlarında, tane boyunca, çok inceden, çok kabaya kadar değişen bir menzil gösterdiği gözlenmiştir.,

Bu mozayıklarda çoğunluğu Mpidi-otöpik-ksenotopik olanlar oluşturur. Aynı ince kesit içinde farklı fazların ürünü

olan ve boy» biçim., renk bakımından. değişiklikler sunan sparikalsit. mozayıkları görülmüştür..

Ortaç metamorfik mikrofasiyese ait bir örneğin, mikrofotografı Levha, IV, 1 de görülmektedir.,. Bu mikrofasies inceleme alanındaki kireçtaşı olistolitlerinin tertiplendiği, dört kuşakta da bulunmasına rağmen, çoğunlukla doğudaki Yanıkdere vadisinin iki yamacında, mostra veren, mega olistolitten alınan örnekte saptanmıştır (Şekil 1).

### Billurlu Bfemorfik Mflorofasiyes. - (Menneorler)

Bu mikrofasies billurlaşmış, diğer bir' deyimle • mermerleşmiş kireçtaş^any-la temsil olunmuştur.. Ancak bu mikrofasies içinde de genel görünüm, bakımından, "mikrospartler" ve. "daña kaba billurlu spartler" olmak üzere iki alt mikrofasies ayrıtanmıştır,

Mikrospartler çoğunlukla afanitik boydaki (mikritik) kireçtaşlarının, metamorfik etkenler nedeniyle çok ince billurlu (İS mikrona kadar) sparikalsit moaayığına dönüşmesiyle oluşmuştur. Bu kireçtaşlarının., mikroskobun küçük objektiflerinde mikrit sanılması olasılığı vardır. Ancak yeterli büyütmelerde:, çok ince kalsit bulurlarının gelişmesiyle oluşan, mikrospart mozayığı belirgindir. Bu mikrofasies içinde basınçların, oluşturduğu dinamik metamorfizma nedeniyle gelişmiş., dağınık tüysü görümlü çokuzlan, belirginleştiği sparikalsit kırış-leri gözlenmiştir. İncelenen örnekler içinde az rastlanan bir' mikrofa&iyes olmuştur.'

Daha kaba billurlu spari tier (mermerler): Bu alt mikrofasies içinde de; orta tane boyu, (6.2-25© mikron),. egitli hipidiyotoplk spari tier; kaba (250-1000 mikron.), eşitli ksenotopik spartler.; orta-kaba porfiroid tertiplenmen 'ksenotopik spartler; çok kaba (1-4 mm), eşitli hipidiyotopik; spartler gibi çeşitli dokusal görünümler sunan mermerler saptanmıştır (Levha IV, 2, 3)..

Bil mermerler içinde, de değişik zamanlarda gelişmiş ve-farklı tane boyu., tertiplenme (= fabrik) ve renk. gibi nitelikler bazen aynı ince: kesit içinde göslenebilmiştir. Kalsitin yanı sıra nadir de olsa "otffenek"? öhedral kuvars billurları mevcuttur. Değişik fazların ürünleri olarak; kalsit billurlarında büyüme,

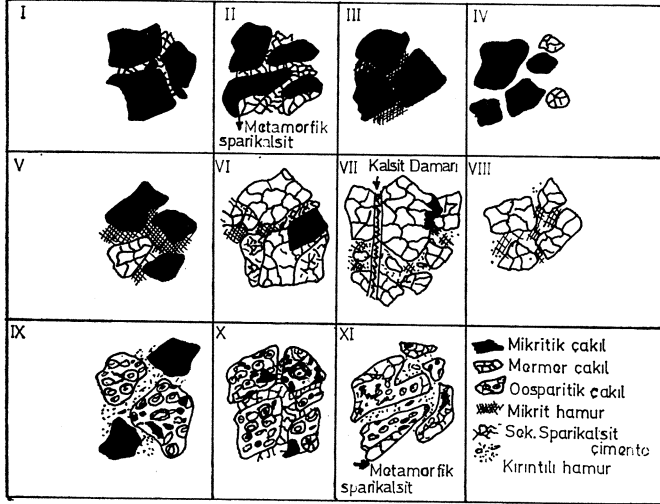
basınç erimesi» 'kayına düzlemleri, ikiz ve çpkuzlanmalar gelişmiştir. Ayrıca birbirini kesen ve dokusal bakımdan farklar gösteren ve: dört faza kadar' çıkan kalsit damarlarının olduğu da saptanabilmiştir. Mermerleşmeyi takibeden. basınçların kataklastik paralanmaya kadar ulaştığı kısımlarda breşlenmeler' olağan, olup- .bu dokusal değişimi kazananlar ayn bir mikrofasies, kapsamına alınmışlardır.

İtem.eri.erin içinde toplandığı billurlu metamorfik fasiyese ait, kireçtaşları genellikle inceleme: alanının güneyindeki daha küçük olistolit mostralarında yoğunluk kazanmaktadır (Şekil 1).

### KataMastik Meatnorfik Mkrofasiy^s (ESZüne Breleri)<sup>1</sup>

Metamorfik mikrofasieslerin en ileri safhasını bu grupta, toplanan ezilme breşleri oluşturmaktadır. Ancak'ayrıca olarak mermerleşmeğe uğramış kireçtaşlarından oluşmuş kataklastik breşler' de: gözlenmiştir..

Bu, mikrofasies kapsamına giren breşlerin mikroskop incelemelerinde, breşi oluşturan kataklastik, tane\* cinsi hamur/veya çimentonun 'varlığına göre on bir tip doku, saptanmış ve bir tablo halinde-sunulmuştur (Şekil 5).. Bu tabloda, mikritik kireçtaşı çakılları arasında sekonder sparikalsit çimentonun bulunduğu (Tip I), yine aynı bileşimde fakat çakıllar içinde dinamometamorfik kalsit billurlarının olduğu (Tip II).., mikritik çakıllar «arasında mikritik har murun yer aldığı (Tip m), mikrit hamurlu ancak mermer çakılların da birlikte bulunduğu (Tip IV), mikrit ve mermer çakılların, kırıntılı ve mikritik bir hamur içinde bulunduğu (Tip V), yarı mermerleşmiş ve tüm mermerleşmiş kireçtaşı çakıllarını kapsayan. (Tip VI), mermer' çakılları arasında çok kırıntılı ve az mikritik hamurun bağlayıcı, olarak bulunduğu (Tip VH), mikritin hamurda, kırıntılara etkin, olduğu tip (VEH), mikritik ve oospartitik çakılların kırıntılı 'bir hamurla, birleştirildiği (Tip IX), oospartitik çakıllar arasında spari' tik bir çimentonun bulunduğu. (Tip X) ve mermerleşme .gösteren, oospartitik çakılların kırıntılı bir hamur içinde yer aldığı (Tip XI) doku tipleri görülmektedir.



Şekil 5: Kataklastik mikrofasiyeste doku tipleri.

Bu tiplere göre sınıflanan kataklastik ezilme breşlerine ait örneklerin %55'inin VII nei tipte toplandığı diğer tiplere ise %2-6 arasında bir dağılım rastladığı görülmüştür. Bu etkin doku tipini (Tip VII) gösteren iki örnek Levha IV, 4, 5'de IX nolu doku tipine ait bir örnekle Levha IV, 6'da sunulmuştur.

Kataklastik mikrofasiyeste giren kireçtaşları, tüm inceleme alanına yayılan bir dağılım gösterirlerse de dokusal olarak % 55-60 mm mermer çakıllı olmasından da anlaşılacağı üzere, billurlu metamorfik mikrofasiyesinin yoğun bulunduğu güneydeki olivitlere vergilidir (Şekil 1).

#### KİREÇTAŞI OLİSTOLİTLERİNİN YAŞI

İncelenen kireçtaşı olivitlerinin yaşına ait tayinler bir önceki çalışmada da kaydedilmişti (Gökçen 1974). Taşbaşı tepe ve Koç kırınış tepesinden alınmış üç örnekte foraminiferlerden; *Protopenoplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp. alglerden *Dasycladaceae* Solonoporeacea familyası genüslerinin tamamlandığını belirterek olivit malzemesinin Üst Dogger (orta Jurasik) yaşlı ("kökenli") olduklarının saptandığını kaydetmiştir.

İncelemenin bu bölümünde yaptırılan tayinlerde;

Örnek No

RH-3.1

Alglerden:

*Girvanella* sp. (Levha V, 1)

Foraminiferlerden:

*Trocholino* sp. (Levha V, 2)

*Pseudoeulammina* sp. (?) (Levha V, 3)

Yaş: Üst Jurasik - Alt Kretase

Rn-3.7

Dasycladaceae Alglerinden:

*Salpingoporella* sp. (Levha V, 4)

Foraminiferlerden:

*Trocholina* sp. (Levha V, 5)

Yaş: Üst Jurasik - Alt Kretase

RVn a-1.6

Alglerden:

*Cayeuxia* sp. (Levha V, 6)

Üstte görülen fosillere dayanılarak olivitlerin Orta Jurasik-Alt Kretase yaşlı-kökenli oldukları kesinlik kazanmıştır.

#### BÖLGE OLİSTOLİTLERİNİN JEOLOJİ EVRİMİ

İnceleme alanındaki kireçtaşı olivitlerinin;

(1) Ofiyolitik Karmaşık/Melanj (Serpantin, radiolarit ve olivitli zengin fasiyes),

(2) Ofiyolitik örtü/klipler (Peridotit, piroksenit ve diyabazı zengin fasiyes),

olmak üzere başka iki ayrı konumlu fasiyes içinde yer aldıkları belirtilmiştir (Gökçen, 1974, Levha I).

Genel bir bakışta, kireçtaşı olivitlerinin daha büyük mostralalarının (mezoolivitlerinin) 1'inci fasiyes içinde, daha küçük olanlarının da (mezoolivitlerinin) ise 2'nci fasiyes içinde yer aldıkları görülür.

Yapılan incelemeler sonucunda olivitleri oluşturan kireçtaşlarının ilksel tortul doku özelliklerini koruyabilmeleri, yani dinamometamorfizmadan etkilenme dereceleri, yukarıdaki ofiyolitik fasiyeslere göre kesin bir ayırma olanak vermemekte ise de, 2'nci fasiyeste yer alan mezoolivitlerdeki mermerleşme ve ezilme breşlenmelerinin yoğunluk kazandığı görülmektedir.

Bu gözlemler, dinamik etkenlerin küçük kütleler üzerinde daha büyük bir olasılıkla etkili olduklarını kanıtlamaktadır.

Mikrofasiyes incelemeleri ve saptanan mikrofasiyeslerin bölgedeki coğrafyasal dağılımları göz önüne alınırsa, inceleme alanındaki kireçtaşı olivitlerinin jeolojî evrimi şu şekilde özetlenebilir:

Kireçtaşı olivitlerinin içinde bulunduğu ofiyolitik karmaşıkların oluşumunun; Orta Jurasikten başlayıp Alt Kretaseye kadar devam ettiği, deniz dibi ofiyolitik magma yerleşimi kütleleriyle ara tabakalı kireçtaşı ve marnlardaki fosil tayinleriyle saptandığı daha önce de kaydedilmiştir. ("Boccolletti et al, 1966, Artan ve Sestini, 1971'den). Ofiyolitlerin yerleşim zamanını belirleyen benzer gözlemler Güneydoğu Anadolu'daki etek kıvrımları kuşağında tarafından yapılmıştır. Ofiyolitik kütlelerin kabuk hareketleriyle kazanılan tortul çanaklara doğru çekim kaymasıyla hareketi Üst Kretase'de olmuş olmalıdır. Bu hareketle, Üst Kretase fleşlerinin olduğu tortul çanaklara yönelen bu kütleler bazen, şelfin aşağı bükülmesiyle kırılıp yuvarlanan çağdaş veya çanağın bir kısmının dibini oluşturan daha yaşlı, platformal (epikontinental) kar-

(1) Tayinler Dos. Dr. Tuncer Güvenç (E. Ü. Jeoloji Bölümü, İzmir) tarafından yapılmıştır.

bonat örtülerini, çok iriden itibaren de-  
ğişen boyutlardaki kireçtaşı blokları  
halinde tortul çanak, ve teknelerin içine  
sürüklenmişlerdir. Sürüklenen bu sertleş-  
miş kireçtaşları, havza içinde çok derin-  
lere inip büyük basınç ve yüksek ısı ile  
karşılaşmadıkları için, metamorfizma  
minerallerinin oluşmasına ve tüm bir  
doku ye bileşim değişimine maruz kal-  
mamışlardır. Ancak sertleşmiş oldukları  
için, kırılıp çatlatılmışlar ve Mr kısmı  
yeniden biçimlenme ile mermerleşe-  
bilmişlerdir.

Çekim kaymasının devamı" sırasın-  
da ve/veya İliş havzasının orojenik ba-  
sınçlarla sıkışıp yüzeye yükselmeleri»  
hatta şariyay örtüleri halinde Tersiyer  
tortulları üzerine, itilmeleri sırasında,  
daha da sertleşmiş oldukları için para-  
lanıp, yeniden çimentolanmalarla özel-  
likle temas yüzeylerinde ezilme breşlen-  
meleri kazandıkları anlaşılmaktadır.,

#### SONUÇLIAB-

1) Kireçtaşı, olistolitleri örnekleri-  
nin mikroskop incelemeleri; bir kısım  
kireçtaşlarınınm' tortul dokularını korur-  
larken, diğerlerinin birbirini izleyen di-  
yajenez, epljenez' ve metamorfizma et-  
kileriyle dokusal değişimlere uğradıkları-  
rını göstermiştir,

2) tikel doku özelliklerini, koruya-  
Men kireçtaşları; türfimsel (= köken-  
sel) niteliklerin dikkate alındığı, 'Tor-  
tul Mikrofasiesler"- de, değişime uğra-  
yanlar da, bu değişimin cins ve şiddet-

ini yansıtan "Metamorfik Mikrofasie-  
yesler" de toplanmıştır.

3) Mikrofasies ayırımları ve  
önemli mikroskobik özellikler» haritaya  
işlenmiş, ayrıca, mikrofoto. ve çizimler  
aracılığı ile gözlemlere sunulmuştur.

4) Tortul mikrofasieslerden "tane  
destekli mikrofasies" içinde bol olarak  
rastlanan zarflı tanelerin oluşumu, irde-  
lenmiş ve bazı yeni görüşler metinde  
açıklandığı şekilde saptanmıştır,

5) Olistolitlerin oluşum ve bağlı  
yerleşme yaşları hakkındaki, yakın geç-  
mişteki, görüşlere uyum sağlayan yeni  
gözlemler yapılmıştır.

Yayıma verildiği tarih: Ocak, 1975

#### DEĞİNİLMİŞ BS2LGELER

- Akkus, E. 1973: Rehafiyeye (Erzincan) Böl-  
gesi I-41-as ve b\* paftaları, ana ofiyolit  
karmaşığı kireçtaşlarının petrolojisi (Dip-  
loma Çalışması): H. Ü. Müh. Fak. Yer-  
bilimleri Bölümü, Ankara, 26 s.
- Artan, Ü., ve Sestini, G., 1971: Sivas - Zara  
- Beypmarı bölgesinin jeolojisi: M.T.A.  
Enst Dergisi, sayı 76 s., 80-97.
- Ataman G. ve Gökçen, S. Lr. 1975: Erzincan  
- Rehafiyeye Bölgesi Sedimanter Jeolojisi  
III Kumlu istif kil fraksiyonu mineralo-  
jisi (hazırlanmakta).
- Bathurst, R.G.C., 1971: Carbonate sediments  
and their diagenesis: Developments in  
Sedimentology 12, Elsevier pub. Co., pp.  
©20.
- Dunham, R. X., 1962: Classification of car-  
bonate rocks according to depositional  
texture: Am. Assoc Petroleum Geologists  
Mem. No. 1, p. 108-121.
- Folk, R. X., 1962: Spectral subdivision of li-  
mestone types: Am. Assoc. Petroleum  
Geologists-, Mem. No. 1, p. 62-84.

———, 1965: Same aspects of recryst-  
tallization in ancient limestones: S. 13.P.M.  
special publication, No. 13, p. 14-48.

Gökçen, S. Lr., 1974: Erzincan' - Rehafiyeye  
Bölgesi Sedimanter Jeolojisi I: Ölistolit,  
Türbidit ve Olistostrom. Fasiesleri: Ha-  
cettepe Fen., Müh., Bilm. Dergi No. 4,  
s. 178-205.

Gökçen, S. L., 1975: Erzincan - Rehafiyeye  
Bölgesi Sedimanter Jeolojisi IV: Bölge  
klastiklerinin petrolojisi ve sedimantolo-  
jisi (hazırlanmakta)\*

Irwin M. L., 1965: Crustal theory of epeiric  
clear water sedimentation Am. Assoc.  
Petroleum Geologists Bull. Vol. 49,  
p. 445-449.

Keskin C., 1966: Microfasies Study of the  
F'marhisar- Reef "Complex; Revue de la  
Faculte des Sciences de l'Universite d'Is-  
tanbul, Serle B, Tome XXXI, Fasc. 3-4.  
p. 109-146.

Keskin, C., 1967: Çelikli saası Karbonatları-  
nın Mikrofasies ve diyajenez İncelemesi,  
T.P.A.O. Baporu 397 (Basılmamış).

Larsen, G., and Cilingar, G. V., 1967: Diage-  
nesis in Sediments: Developments in sedi-  
mentology 8, Elsevier Pub. Co. pp., "551.

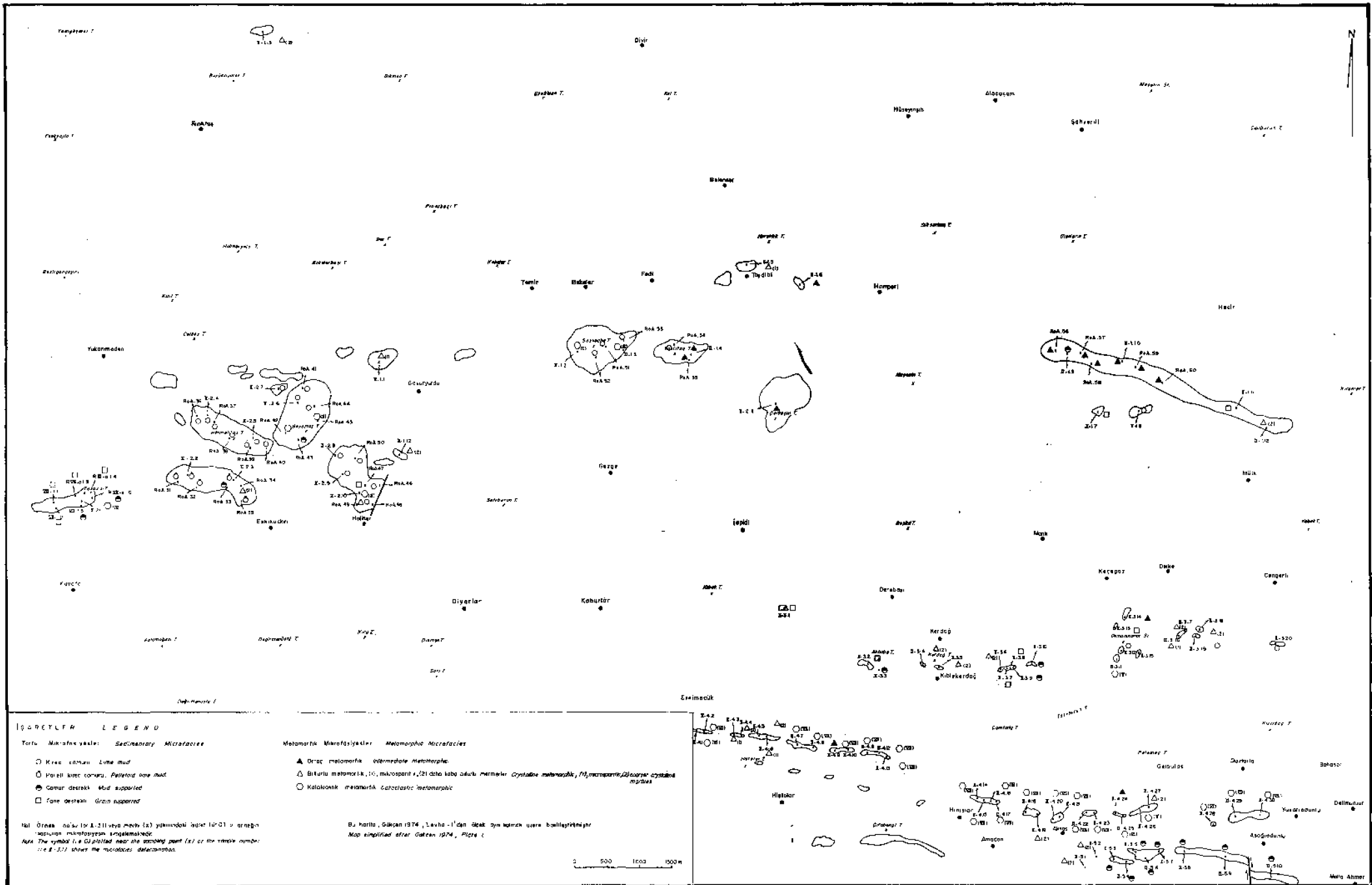
Moore, E. - C.; 1949: Meaning of fades: Geol.  
Soc America Memoir 39, p. 1-24.

Packham, G. H., and Crook, K. A. W., 1960:  
The principle of diagenetic fades and  
some of its implications: The Journal of  
Geology Vol. 68., no. 4, p. 392-407.

Teodorowich, G. I., 1961: Authigenic mine-  
rals in Sedimentary rocks: Consultants  
Bureau, New York, - N. Y., 120 pp.

Wolf, K. H., 1965 a, Petrogenesis and Paleo-  
environment of Devonian algal limestones  
of New South Wales: Sedimentology., Vol.  
4, 113-178.

———, 1965 b: Gradiational Sedimen-  
tary products of Calcareous Algae: Sedi-  
mentology Vol. 5» 1-37.



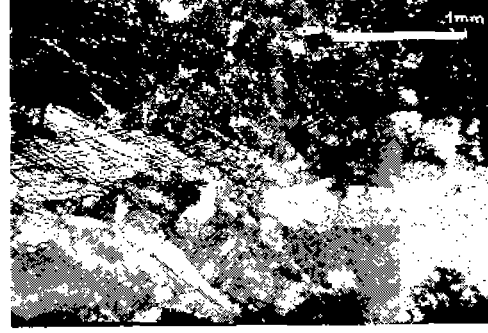
Şekil 1: İzoleme alanı oluştulmuş örnek ve mikrofales dağılım haritası  
 Figure 1: The sample and microfacies distribution map of the studied area





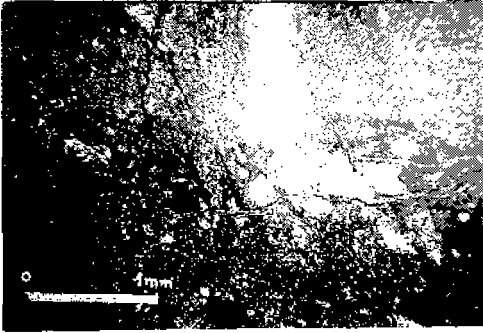
1

Kalsiyumlu (çok küçük sferoidal foramlı) "ks" baskılı mikrit. Kest. sön. 1000-kalın kalsit damarı takımları ve içinde koyu renkli gercik bükümlü sülüsözül çollar belirgin. Kırsak camuru mikrofasiyesi, H-13.



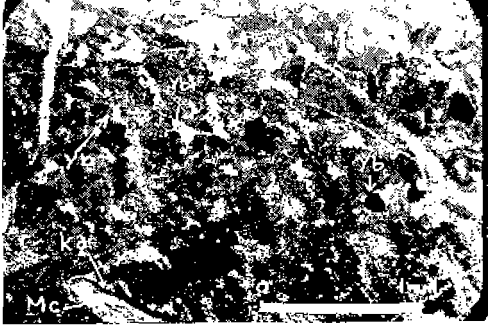
2

Mikrit içinde elastikla dinamo metamorfizma ile oluşmuş kaba kalsit bilyeleri, dilinimler belirgin. Düz polarize ışık. Kırsak camuru mikrofasiyesi, ROA 54.



3

Mikrit içinde, epijenetik-olnamosmetamorfik, eksenlerle oluşmuş sparrikalsit bilyeleri. Çapraz polarize ışık. Kırsak camuru mikrofasiyesi, ROA 44.



4

Seyrek algal (?) pelmikrit, yeniden bilyeleşme spırı (yb) alanlarında pelletler belirgin, nadir Mollusk (Mc) kavrak parçası, parçanın etrafında kabuk bağlayıcı alg zarfı (ka) mevcut. Pelletli kırsak camuru mikrofasiyesi, ROA 32.



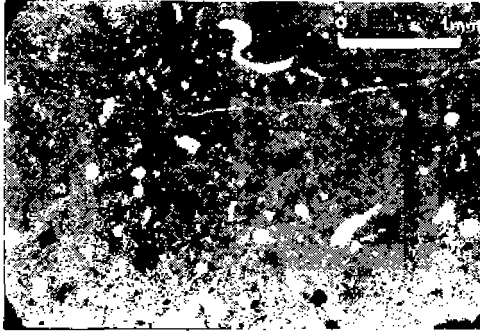
5

Algeli, kavrak parçalı seyrek biyomikrit. Kalsit damarlarından itibaren gelişmiş yeniden biçimlenme ürünü sparrikalsit (yb) illolemi de kısmen etkilenmiş. Camur destekli mikrofasiyesi, ROA 33.

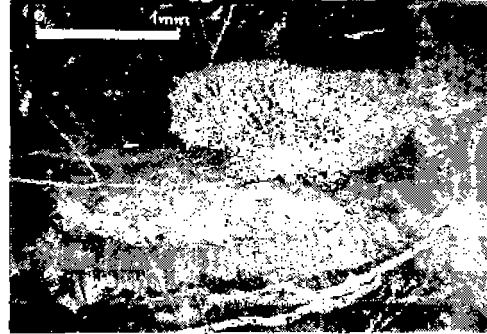


6

Mollusk kavrak parçalı seyrek biyomikrit. Basınca oluşmuş mikro bük bükçükleri oklarla gösterilmiştir, yeniden bilyeleşme alanları (yb) mevcut. Camur destekli mikrofasiyesi, ROA 33.



1  
Gastrupod kavrak parçası seyrek biyomikrit. Kirec camuru hamuru içinde koyu renkli opak gerece belirgin. Camur destekli mikrofasiyes. VII-1.5.



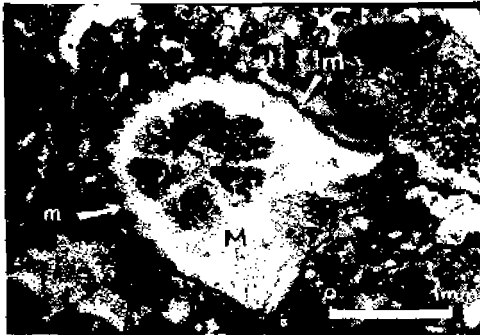
2  
Lamellibrans (Rudist) kavrak parçası seyrek biyomikrit. Capraz polarize ışık. Camur destekli mikrofasiyes. RII-5.4.



3  
Camur destekli mikrofasiyes içinde yeniden biçimle ürünü sparikalisit içinde basuc taneleri belirgin. Capraz polarize ışık. RII-5.3.



4  
Camur destekli mikrofasiyes içinde Rudist (R) kavrak parçası konfağında tahribetle yeniden biçimleme (yb) ürünü sparikalisit ve kavrak üstünde kabuk bağlayıcı ağı (a) (müsilaj). Capraz polarize ışık. RII-5.5.



5  
İstiflenmiş pelmikrit içinde Mercan (M) parçası parçanın sınırları koyu renkli ok işaretleriyle gösterilen müsilajın (m) Dönü-jenez süresinde aragonitik merzın iskeletinin çözülmesi sırasında fosilin formuna koruyucu, düzensiz homomorfik kalsitin bu boyutğa çık-kelmesine olanak sağladığı düşünülebilir. Tane destekli mikrofasiyes. RII-3.10.

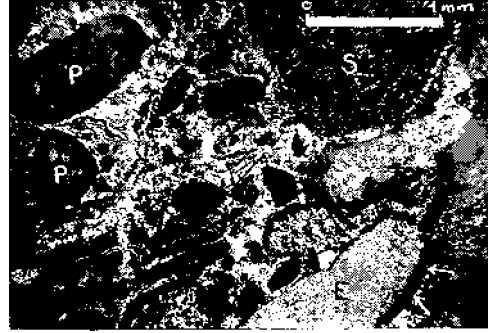


6  
İstiflenmiş biyo-omikrit, Şekil 3'ün II nci faz (a) de belirtilen onkolitik oolit b ile, I nci fazda belirtilen onkolitik (O) ile, IV nci fazda belirtilen (ane de (IV) gösterilmiştir). Numunede sıklıkla ile parçalanmış onkolitik oolit parçaları (pe), yeniden biçimlenme sparikalisiti (yb) ile işaretlenmiştir. Tane destekli fasfies. RII-3.13.



1

Boylanmış, intraklastik oospirit de intraklastik (I), ve spirikalsit çimentonun allokemler üzerinde tabanlı enbühsü insüsal büyüme spori (S), allokemleri tahribedici spori (S) görülmektedir. Tane destekli mikrofasiyes, VII-1.1.



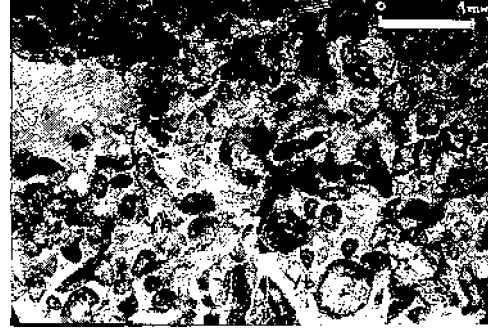
2

Boylanmamış biyosparit, (S) split çakılı, "parçacık" (P) Ekinid parçası (E) etrafında alg zarfı ok işareti ile gösterilmiştir. Çapraz polarizan ışık, tane destekli fasiyes, R-VII a 1.3.



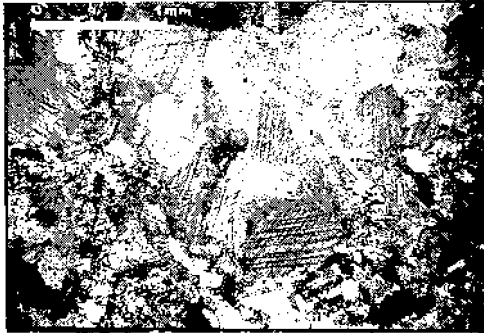
3

Mollüskül, (M) Ekinidli (e), oolitli (O) köth yıkılmış onkolit sporit, basıncı azalmışla oluşmuş stibolit (S) içinde opak gereç. Tane destekli mikrofasiyes, II-1.7.



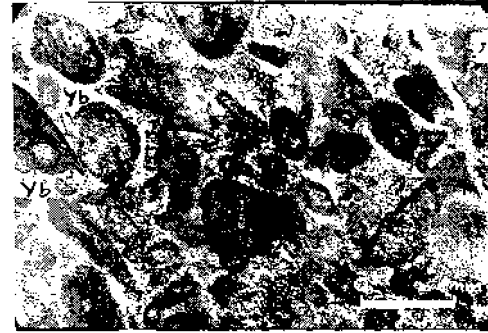
4

Foraminiferli, Mollusk karkı parçalı yeniden billurlanmış, istiflenmiş Pelmikrit yeniden billurlanma sporumu (yb) bir çok allokemli hayal haline getirmiş olduğu görülmüştür. Tane destekli mikrofasiyes, II-1.11.



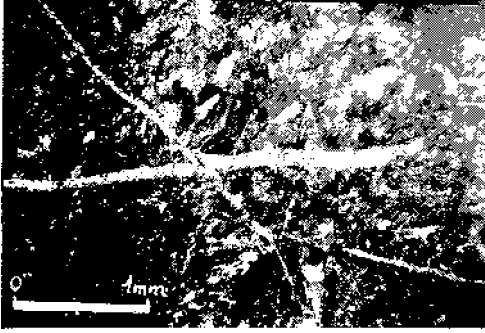
5

Tane destekli mikrofasiyeste, dynamometamorfik mermeryleşme ile oluşmuş kaba billurlu spirikalsit mozayığı. Çapraz polarize ışık. III-5.2.

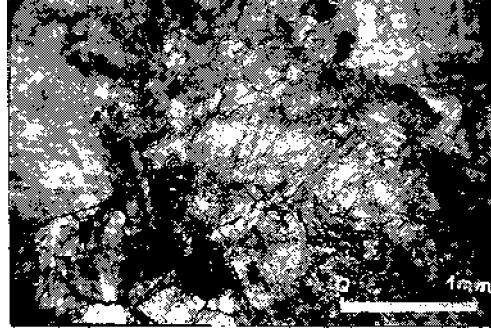


6

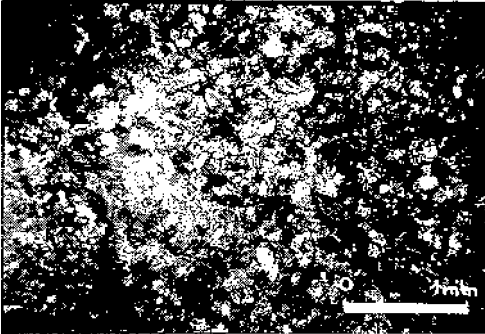
Algli istiflenmiş biyomikritte, yeniden billurlanma (yb) ile kararmış psödo spirikit görünüm. Tane destekli mikrofasiyes, ROA. 47.



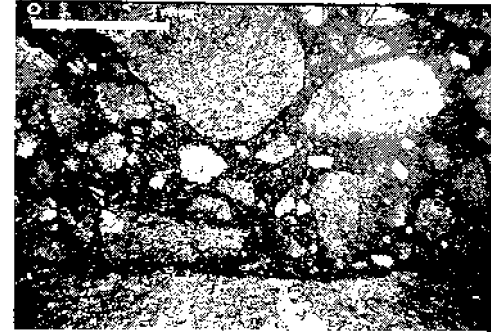
1  
Yarı mermereleşmiş kireçtaşı mikrofasi içinde yeniden birleşen ürün-  
nli sparikalsit mozayığı ve keskin kalsit demuruları. Düz polarize ışık.  
ROA 55.



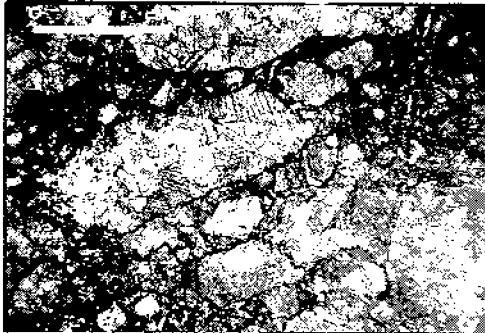
2  
Mermer; orta-kaba billurlu, porfirotopik tertiplenmiş senozoitik spar-  
rikalsit mozayığı. Çapraz polarize ışık. Billurlu metamorfik fasies,  
II-1.12.



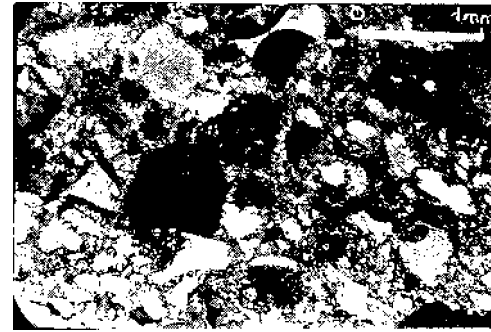
3  
Mermer, orta billurlu, eşitli hipidiotopik sparikalsit mozayığı. Çapraz  
polarize ışık. Billurlu metamorfik fasies: XII-4.5.



4  
Mermer breşi. İnce billurlu mermer çakılı, kalsitik kırıntılı az mik-  
ritik hamurlu ezilme breşi (Tip VII). Düz polarize ışık. Kataklastik  
metamorfik fasies, RII-4.12.



5  
Mermer breşi. Orta-kaba billurlu mermer çakılı, kalsitik kırıntılı az  
mikritik hamurlu ezilme breşi (Tip VIII). Düz polarize ışık. Katak-  
lastik metamorfik mikrofasiyes. RII-4.30.



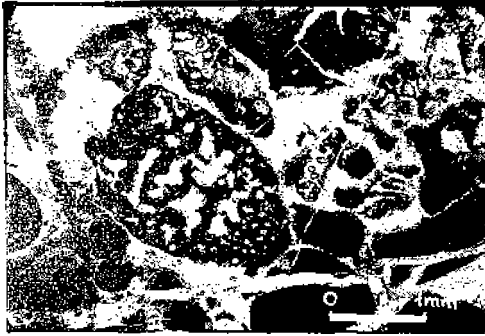
6  
Oospartlık ve mikritik çakılı, kırıntılı ve mikritik hamurlu ezilme  
breşi. (Tip IX). Kataklastik metamorfik mikrofasiyes. II.2.1.



1  
Tane destekli mikrofasiyes içinde *Girvatella* sp. RII-3.1.



2  
Tane destekli mikrofasiyes içinde bir oolitin çekirdeği olarak (T) *Trocholina* sp., RII-3.1.



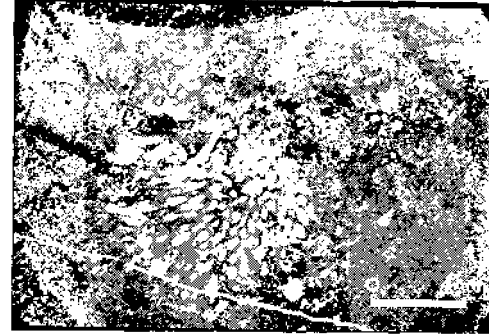
3  
Aynı mikrofasiyes içinde, *Pseudoryclammina* sp., RII-3.1.



4  
Tane destekli mikrofasiyes içinde *Salpingoporella* sp. (S), RII-3.7



5  
Aynı mikrofasiyes içinde *Trocholina* sp. (T), RII-3.7.



6  
Carbon destekli mikrofasiyes içinde *Goeuxia* sp. RVII. a-1.3.

# Çankırı—Kalecik Bölgesi Karasal Neojenin Biostratigrafi Araştırması

*Biostratigraphic Research of the Continental Neogene of the Çankırı - Kalecik Region*

İBRAHİM TEKKAYA, ZEKİ ATALAY, MUSTAFA GÜRBÜZ ENGİN ÜNAY, MUTLU ERMUMCU

*Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara*

**ÖZ:** Çankırı ile Kalecik arasında geniş alan kaplayan Neojen havzasının stratigrafisinin aydınlatılmasına çalışılmış, bu amaçla omurgalı faunası kullanılmıştır. Polen incelemeleriyle de istifin doğruluğunun kanıtlanması yoluna gidilmiştir.

Neojen bölgede Orta Miyosen ve Alt Pliyosen serileriyle temsil edilmektedir. Miyosen serisi iki fosilli seviye bulundurulur. Alt seviyede *Amphitherium aurelianense* CUVIER, *Miomeryx flourensianus* LARTET, *Listriodon splendens* MAYET, üst seviyede *Amphicyon major* BLAINVILLE, *Trilophodon angustidens* CUVIER, *Pliosende* ise, *Trilophodon pentelicus* LARTET, *Hipparion gracile* KAUP, *Gazella gaudryi* SCHLOSSER, *Paleoreas lindes-mayeri* GAUDRY, *Tragoceros amaltheus* ROTH et WAGNER gibi karakteristik fosil temsilcileri ele geçirilmiştir. Bulunmuş olan bu fosiller Türkiye'yi Asya ve Avrupa ile tür birliğine götürebilmektedir.

Bölgedeki Neojen gölünün sınırları çizilebilmiştir.

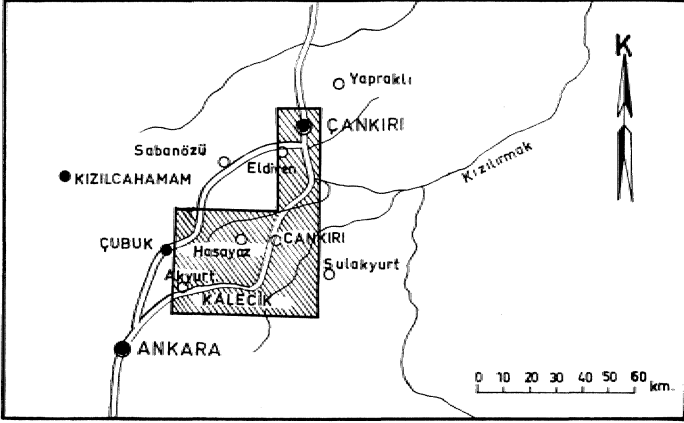
**ABSTRACT:** The stratigraphy of the Neogene basin between Çankırı and Kalecik has been studied by vertebrate fossils and pollen determinations.

In the region studied Neogene is represented by the Middle Miocene and Pliocene series. The Middle Miocene series consists of two fossiliferous parts. The lower part of this is characterized by *Anchitherium aurelianense* CUVIER, *Miomeryx flourensianus* LARTET, *Ustriedon splendens* MAYET, and the upper part by *Amphicyon major* BLAINVILLE, *Trilophodon angustidens* CUVIER fossils. *Trilophodon pentelicus* LARTET, *Hipparion gracile* KAUP, *Gazella gaudryi* SCHLOSSER, *Paleoreas lindes-mayeri* GAUDRY, *Tragoceros amaltheus* ROTH et WAGNER are collected from the Lower Pliocene series. The Neogene lagoon is bordered by this studies. The correlation of the species found in Turkey with those of Asia and Europe shows that the similar species existed in these places.

## GİRİŞ

Bu çalışma Çankırı ile Kalecik arasındaki bölgenin karasal Neojen stratigrafisinin aydınlatılması amacıyla 1973 yılında yapılmıştır. Çalışma bölgesi Ankara'nın doğusunda bulunmaktadır (Şekil 1). İdris dağı'nın kuzeydoğu bölümü ile Uludağ sirtlarını ve bu sirtları çevreleyen Hasayaz senklinealini, Termeçay havzasını, Kalecik, Çandır-Çankırı arasındaki çukur alanı içine almaktadır. Bölgede geniş yayılım gös-

teren Neojen çökelleri daha önce çalışmış olan araştırmacılar tarafından katlarına ayrılmamış ve 1/100 000 ölçekli jeolojik haritasına geniş anlamda "Neojen" olarak işlenmiştir (Erol, 1955; Baykal, 1943). Bölgenin karasal Neojen stratigrafisinin aydınlatılmasında, kayaların haritaya alınmasının yanı sıra omurgalı fosillerin incelenmesinin de gerekliliği göz önünde tutularak bu çalışma yapılmıştır.



Şekil 1: Bulduru Haritası

## NEOJEN SISALGRAFTSI

## Orta Miyosea Üst Seviye

Üst Eoseni temsil eden kızıl kıymıştaşı, konglomeralı, jipsli kayaların üzerinde, omurgalı faunasıyla belirgin, kırmızı ve yeşil renkli Miyosen, karasal çökelleri uyumsuz olarak oturmaktadır.

Çandır Formasyonu. Bu birim,, üstüne gelen jipsli ve jipsiz çökellerden fosilleri ve litolojisiyle ayırt edilebilmiştir. Kırmızı ve yeşil maralıdır. Marlın içinde kil, kumlası, ince Mum ve bol kireçtaşı bulunmaktadır. Birimin, talınlığı 150 m., dir. Bu formasyon iki seviyede incelenebilir.,

1) Alt Seviye: Kırmızı renkli, killi,, ince kumlu, bol kireçtaşı ve jipsiz marlı bir seri ile temsil edilir.,

%) "Üst Seviye: Yeşil renkli, killi, ince kumlu, bol kireçtaşı ve marlıdır. Bu seri üst seviyelerine doğru jips billurları taşımaktadır...

Çandır formasyonu Hırsızderesi'nin doğusunda, Çandır bucağının, kuzey ve güneyini de serpantinler üzerine oturur ve Çandır kuzeyinden Afşar'a geçer. Karkın köyü kayalıklarında Eosen, filişleri ve serpantinlerin, Hasayaz havzasında. Alçatag, Yılanlı köylerinde ve. Kumartaş-Bozundüzü'nde Paleozoik, şistlerinin,, Gündoğmuş ve Karahacı 'köylerinde serpantinlerin, Gökçeören köyünde ise filiş VB kırmızı kumlu, konglomeralı, jipsli birimlerin üzerine uyumsuz olarak gelmektedir... Çankırı'ya doğru Tem.eyeni.ce ve Satılar köyünün doğusunda beyaz marlı, jipsli birimlerin, altında kaybolurlar. Babas köyü yakınlarına doğru ise, gevşek yapıli yeşil, kırmızı serilerle uyumsuzluk gösterirler.

Çandır bucağı, Hırsızderesi'nde açılan, iki fosil yatağın' da bulunan ve seriye kesin olarak yaş verebilecek, fosiller şu şekilde sıralanabilir:

Yatak: Alt Seviye. - Sirapitheas alpani TEKKAYA, Progenatta gilardi MAJOR, AmpMcyon major BLAIMVILLE, Blesioğido »p., BseadaelnnB» aff. quadridentatus B-LAINVILLE, Machaivodus sp., Mnstela pentelieo GAUDRY, Trilophodon angustidens CUVIBR var, minors Aceratfaefinn tetradadylm LtARTET, Hispanatbesrium grımmi HBIS.SIG, üst-plodoa spfenâems MAYET,? AmpMtragas sp., Fatootragus sp.» Gazella deperdita GERVAIS, Mleiroiieryx .fiourensianus LARTET.

Yalak B: Üst Seviye. Ailoptox anatoUensis ÜNAY ve ŞEN<sup>1</sup> Cüicetodon sp., Progenatta gilardi MAJOR, AmpMcyon major RLAINVILLE-, Mostela pentelice GAUDRY» Trilophodon angustidens CUVIER var., minor» AnjMtheziımı aureallanense CUVIER, Aceratlierliını tetradactylm LARTET, Hispanatlierium grımmi HBISSIG, Llstriodoiı splendens MAYET, Triceromeryx sp., Gazella deperdita GERVAIS, BDCromeryx flonrensianus LARTET, FrocerviliıB sp.» Profaragoceros sp.» Hypsocmtus sp., PalecvtraguB sp., Orycteropiğ sp., •

Her iki, yataktan çıkan bu fosiller,, Çandır Formasyonunun Orta. Miyosen'in üst. seviyesine ait olduğunu göstermektedir. (Ozansoy, 1957; 1965, 1970; Lewis, 1934; Leakey, 1960; Gregory-Hellman-Le.wis» 1938; Genet-Vergin, 1963; 1969; Zittel, 1925; Mayet, 1908; Richard, 1946.; Pavlović, 1969; Vereschagin, 1967; Dawson, 1961; Young,, 1931; Stehlin-Schaub, 1951; Sehaub, 1925; Bergounioux-Crouzel, 1973; Colbert, 1939; Deperet, 1,887; Frick, 1926; Günaburg, 1966; Ginsburg^Teli-santunes, 1968; Helbing, 1928; Roman-Viret, 1934).

Çandır<sup>1</sup> çökellerinde bulduğumuz fosil anthropoid, alt çenesi bugüne dek Türkiye'de rastlanılmamış bir cinsin temsilcisidir... Günümüze 'kadar yapılan araştırmalarda» bu cinsin temsilcileri yalnızca Hindistan'daki Siwalik serilerinde Pliyosen yaşta ele geçmiştir. Çandır anthropoid! yeni bir tür olup daha yaşlı bir seviyede bulunmuştur<sup>2</sup>. Ayrıca, bu çökellerde Alloptok cinsinin yeni bir türüne de rastlanılmıştır. Bu cins şimdiye kadar bir tek türle temsil edilmekteydi.

Gündoğmuş - Elifder.esi ve. Karahacı - Söğütlüpinar\*da kırmızı ve yeşil marıllar arasındaki linyit oluşumlarından, alınan, örneklerin palinolojik .spektralannın bazıları şunlardır: ,L>6%atusp<>rites baaardt (POT., VEN-) TEL PF..., dngnlasporfltes 'inarxiimeieisls 'MÜRR. PP., Pt^ospoites micfoalatus (POT.) TH... PF?... »iatriopollenites. blıtdıtd» (POT?) TH. PF., PolyvesfilMilopollenites^ v©:ns (POT.) TH.. PF., -Tricolpopoilenites miopotonrici (POT.) TH.. PF..i Saptanmış olan bu spor nites iticrohenrici (POT.) TH.. PF.s Saptanmış olan bu spor ve polenlere, göre bu birimlere Orta Miyosen yaşı. verilmiştir. Dolayısıyla, bu görüş Çandır<sup>1</sup> Formasyonuna verilen, yaş des-tekler niteliktedir.

## Alt Pliyosen

Bölgede Pliyosen serisi, geniş yayılım gösterirler., Faunasına dayanılarak. Miyosen serisinden, ayırt edilebilinen Pliyosen göl çökelleri, kapsadıkları karakteristik fosillere göre farklı seviyelerle temsil edilmiştir. Altta 'bulunan kırmızı, yeşil, çok az jipsli (Orta. Miyosen) birimin üzerine uyumsuz olarak koyu yeşil,, yer' yer maviye çalan, killi, kireçtaşlı, ince komin» maralı bir birim .gelmektedir. •

Bu birim Elmapınan, Çandır - Hırsızderesi ve Angittepe\*-üe görülmektedir. Kalınlık 20-30 m dir.

Eilmapınan. dolaylarında, Probosddien defansı, Gaasella boynuz parçası ve tayini yapılamayan bir kalça kemiği ile alt çene parçası bulunmuştur. Angittepe'de aynı birim içinde GazeDa gandryı SCHI/>SSER'e ait bir metakarp parçası saptanmıştır. Bu fosillere dayanılarak .bu seviyenin. Alt Pliyosenin alt seviyesini temsil ettiği anlaşılmıştır.

(1, 2) Bu konularla ilgili yayınlar baskıdadır.

(3) Palinolojik tayinler Nesrin Koçak, tarafından yapılmıştır.

Bu birimin dışındaki Pliyosen serisi iki kısımda incelenebilir:

1) Kırmızı, beyaz maralı jipsli birim: Ankara - Çankırı asfaltının doğusunda görünür. Termeyence ve Çankırı arasında çok geniş alanlara yayılır. Ayrıca, Kızılırmak havzası, Elmapınarı, Bozkır dağları ve Çankırı dolayındaki Acısu Irmağı çevresinde görülür. Kalınlıkları 300-400 m dir. Bu birimde aşağıda belirtilen köylerde omurgalı fosil yatakları saptanmıştır:

Çankırı - Yeniköy - Yarmatepe Yatağı: Litolojisi kırmızı renkli, killi, ince kumlu, kireçtaşı, jipsli ve marnlıdır. Bu fosil yatağında, Trilopnodon pentelicus LARTET, Hippation gracile KAUP, Paleotragus sp., Helladotherium sp., Gazella gaudryi SCHLOSSER, Gazella sp., Protoryx cf. erassicornis ANDREE, Paleoreas lindermayeri GAUDRY, Tragoceros amaltheus ROTH et WAGNER, Cervus sp., temsilcileri bulunmuştur.

Çankırı - Yeniköy - Kaynaktepe Yatağı: Beyaz renkli, killi, kireçtaşı, ince kumlu, jipsli ve marnlıdır. Bu yatakta Diceros paghygnafhus WAGNER temsilcisi ele geçirilmiştir.

Bu iki yataktan çıkan fosillere göre bu birimler Pikermien yaşadıkları (Ozansoy, 1957, 1965; Zittel, 1925; Gaudry, 1862; 1867; Mecquenem, 1924; Gervais, 1848, 1852; Tekkaya, 1974).

2) Kırmızı ve beyaz marn, kumtaşı birimi: Antoara-Çankırı asfaltının batısında görülürler. Marnlar Kalecik yakınlarında kırmızı renkli, ince kumlu ve killidir. Bu seri Hasayaz havzasında Minkati, Kuyucak ve Koyunbaba köylerinde beyaz marn ve kumtaşı ardalanmalı birimlerle yanal geçişlidir. Kalınlıkları 250-300 m dir. Bu seride Hasayaz ve Minkati köyleri arasında Testudo sp., Gazella gaudryi SCHLOSSER, Yüzbeyli köyünde ise, beyaz marnlar arasında Paleotragus sp. a ait Pliyosen yaşta etraf kemiği parçaları saptanmıştır.

Kırmızı, beyaz marnlı ve kumtaşı birim Hasayaz, Minkati, Yüzbeyli, Şemseddin ve Demirtaş köyleri arasında yayılırlar. Termeyence havzasında kırmızı, beyaz marnlı, jipsli birimlerle yanal geçişlidir.

Alt Pliyosen serileri kuzeybatıda Gündoğmuş köyünde andezit ve bazaltların, batıda Ravlıkızıği'nda Paleozoik metamorfik şistlerinin, güneyde Kalecik yakınlarında serpantinlerin, kuzeydoğuda Mahmutlar köyünde Alt Eosen filişlerinin, doğuda Uyurca'da Üst Eosenin kızıl kumlu, konglomeralı, jipsli birimlerinin üzerinde uyumsuzdur.

#### NEOJEN PALEOCOĞRAFYASI

Bölgede Neojen devrinde genellikle karasal rejim egemendir. Neojen gölünün sınırları kuzeyde Han çili, güneyde Kalecik, kuzeydoğuda Hamzalı, doğuda Çankırı, güneybatıda Ravlıkızıği köyüne kadar uzanır.

Neojen gölü iki aşamalı olarak açıklanabilir.

#### Orta Miyosen Gölü

Kuzeybatıda Gündoğmuş, batıda Kelbolasm ve Karahöyük, kuzeyde Satlar, güneyde Çandır ve doğuda Karkm köylerine kadar uzanmıştır. Gölün sınırları daha geniş olabilir, fakat tatlı su rejiminin sürdüğü Pliyosende, Pliyosen oluşumları Orta Miyosen çökellerini örtmekte ve gölün kesin sınırları çizilememektedir.

Bölgede karasallaşma ilk kez Orta Miyosen'de başlamış, Orta Miyosen'in üstüne doğru Karkm köylerine kadar uzanmıştır. Gölün sınırları daha geniş olabilir, fakat tatlı su rejiminin sürdüğü Pliyosen'de, Pliyosen oluşumları Orta Miyosen çökellerini örtmekte ve gölün kesin sınırları çizilememektedir.

Bölgede karasallaşma ilk kez Orta Miyosen'de başlamış, Orta Miyosen'in üstüne doğru büsbütün karasal rejim egemen olmuştur. Gölün kuzeydoğusunda bulunan tortulların linyitli olması, bu bölgenin gölün sığ ve bataklık kısımlarını oluşturduğunu göstermektedir.

Ük önceleri, gölün tatlı su gölü olduğu, bu göl tortulları içinde bulunan tatlı su mollusklerinden anlaşılmaktadır.

Çandır bucağının Hırsızderesi bölgesinde bulunan omurgalı fauna topluluğunun çoğunluğu bölgenin bozkır iklimine sahip olduğunu gösteriyorsa da, bunların arasında bulunan Trilophodon angustidens ve Paleotragus sp. gibi savan faunası temsilcilerinin de bulunması çevrede seyrek ağaçlı ve bol otlu savan tipi bitki örtüsünün de varlığını göstermektedir.

Bu devrin sonuna doğru jipslerin oluşması, az yağışlı ve kurak bir iklimin, devrin sonuna doğru egemen olmaya başladığını ortaya koymaktadır. Bunun sonucu olarak da gölün suları çekilmiştir.

Gölün kuzeydoğusunda, kırmızı yeşil marnlar üzerine gelen ve onlarla karışık durumda bulunan andezit tüflerinin varlığı gölün gelişiminin son safhalarına doğru, bu bölgede volkanik olayların arttığını açıklamaktadır. (Erol, 1955; Yücel, 1954; Lahn, 1945).

#### Alt Pliyosen Gölü

Bu gölün çökelleri bölgede geniş yayılım gösterirler. Güneyde Kalecik, kuzeyde Hançılı, kuzeydoğuda Hamzalı, güneybatıda Ravlıkızıği'na kadar izlenebilirler.

Pliyosen gölünde, doğu kısımda tabanda yeşil renkli, killi, ince kumlu, marnlı bir birim ile bunun üstünde kırmızı marnlı, bir birim ile bunun üstünde kırmızı marnlı, jipsli, killi, kumlu ve beyaz renkli, marnlı bir birim ve son aşamada ise, tabakalar halinde jipsler vardır. Gölün doğusunda hakim olan jips batıda hemen hemen hiç oluşmamıştır. Çünkü bu bölgede serpantin eşikleri dolayısıyla göle ulaşan tatlı akarsu ve derelerin etkilerinin olduğu düşünülebilir.

Pliyosen gölünün ilk aşamasındaki çökellerde bulunan omurgalı fauna ile molluskler, bu aşamada iklimin, canlıların yaşamına uygun olduğunu, son aşamalarında ise, jipslerin tabakalar halinde çökmesi, artık tam bir kurak iklimin egemen olduğunu açıklar.

Pliyosen gölünün en derin yerleri Hasayaz ve Termeçay havzası arasındadır çünkü en kalın Pliyosen çökelleri bu bölgede bulunmaktadır. Gölün linyit oluşumlarını kapsayan kısımları ise bataklık ve sığ yerlerdir.

Alt Pliyosen çökellerinde ters faylar ve yatık senklinalerin oluşması (Terme-Yeniköy, Eskiköy dere yatağı dolaylarında) bu devirde tektonik hareketlerin arttığını ve dolayısıyla topoğrafyanın engebe kazandığını ortaya koymaktadır.



## SONUÇLAR

Neojen, todlgede Orta Miyosen ve Alt Pliyosen foratasyonlarıyla temsil edilmektedir. Miyosen, serileri iki fosilli seviye ile temsil, edilir: Alt. seviyede Andütihetium anrelianşn»e, 90.crom.eryx flom^nsiaıms, Usteiodan. splendens üst .seviyede İse, Amphicyon major, Xrflophodon angustidens gibi karakteristik fosiller bulunmuştur. Bunlardan başka, Türkiye'de şimdiye kadar bulunmamış bir primat temsilcisi ile AUoptox cinsinin yeni bir ttrü ele geçirilmiştir. Türkiye, karasal Neojen için jklavuz olabilecek nitelikte memeli fosilleri saptanabilmiştir, Bulunan fosil temsilciler Asya ve Avrupa arasında Türkiye'nin köprü olma niteliğini o- zaman da korumuş olduğunu ortaya çıkarmıştır., Bunun sonucu, Türkiye'nin Asya ve Avrupa ile. biostratigrafik karşılaştırmasına gidilebilmiş ve Türkiye'nin, en .azından Miyosen'den Alt Pliyosen sonuna kadar Asya ve Avrupa arasındaki yeri biyolojik ortam bakımından ortaya çıkarılmıştır.

Bölgedeki Neojen .gölünün, sınırları çizilebiniştir.

Yayıma verildiği tarih: Ocak» 1975

## DEĞİNİLMİŞ BELGEİJSR

- Bay kal, F., 1943, Kırıkkale - Kalecik, ve Keskin - Bâlâ mıntıkala-rındaki jeolojik ettdler: M.T.A. Rap, No. 1448.
- Bergounioux, F. M. et Cronzel, F. C., 1973, Amphicyon major BLAIN-VIIALB din mioc-Ğie moyen. de Sansarı (Gers.): Ann. de Paleon., t 59, fas. I, pp. 3-76, 47 fig., Paris.
- Blumenthal, II. 1945,, Bolu civarı ile Aşağı Kızılırmak mecrası arasındaki kuzey Anadolu silsilelerinin jeolojisi: M.T.A. yayını seri B, No. 13, Ankara.
- Colbert., EL H., 1939; Caravora of the Tung" GUT formation of Mongolia: Bull. Amer. Mus. Nat. Hist., t, 76,, pp., 47-81, 19 fig. New York.
- Dawson, II. B., 1961, Ön two Ochotonids (Mammalia, Lagomorpha) from the later Tertiary of Inner Mongolia; Amer. Mus. No'vit., No. 2061» 15 p., 7 fig., New York.
- Deperet, C EL, 1887, Kecherches sur la. succesion des faunes de ver-tébrés miocene de Vallée dw Rhone: pLXIII, Lyon.
- Erol, O., 1955, Kalecik - Hasayaz - Termecay civarı jeolojisi hakkında rapor,, M.T.A. Rap. No. 282.
- FHck, -C. H., 1926, The Hemicyonae and. an American Tertiary': Bull. Amer. Mus., Nat.. Hist., t. 56. New York.,

- Gaudry, A., 1862-67, Animaux fossiles et geologic de L'Attique, 75 pi, Savy... edit., Paris,
- Genet, V. E., 1963,, lies singes actuels et fossiles: Boubée,, In-8<sup>c</sup>, Paris.
- , 1969, La. rec&erche du primate ançe'tre de L'Homme: Boubée in,-8<sup>o</sup>, Paris..
- Ginsburg, L.» 1966, Les Amphicyon des Phosphorites du quercy: Ann. de Paleont., t. III,, pp. 1-144, 21 fig., Paris.
- Glnsburg, L. et Telles, A. M., 1968, Amphicyon giganteus» carnassier geant du Miocene» ibid., t, LIV, pp., 1-32, 31 fig.. I pi.
- Gregory» W. K. - Hellman,, 11. - Lewis, G. E., 1938-, Fossil Antropoids of the Yale-Cambridge India expedition of 1935,, Carnegie Inst., Washington..
- Helbing, H., 1928, Garnivoren .aus dem lliocen von Ravensburg und Georgensgtind, Eel.. Geol. Helv.» t. 21,, .Bale..
- Lahn, EL, 1945-, Anadolu'da Neojen ve 4, zaman volkanizması: T, Coğr. Derg.. Sayı VII-VIII,, s., 32-49, Ankara-
- Leakey,, Li. S. B., 1960, Adam's ancestors: New York.
- Lewis,, G. EL» 1934, Preliminary notice: of Man-li'ke apes from India: Amer. Jour. Sci., v. 227» part I,
- ilayet, L. 1908, Etude des Mammifères des Faluns de la Touraine: Ann.. Univ. -Lyon, N.S. I, 24,,
- Meoquenem, de R., IÖ24, Contribution a l'etude des fossiles de Maragha: Ann. Pal. t. XIII, Paris.
- Ozansoy, F.» 1957, Türkiye Tersiyer' memeli faunaları ve stratigrafik revizyonları: M.T.A. Der. 49, Ankara.
- , 1965, Etude des gisement continentaux et des Mammifères de Cœozoique de Turquie: Mem. Nat. Mus.. Hist, de France. PavloviCp WL B.» 1968, Anales Gr^ologiques de: la peninsula Balkanique, Tom. 34, Belgrad.
- Hichard, M., 1946, Les gisement des Mamnaaflares tertiaires: Mem. Soc. Géol. de France,, Nou. serle.» Mem. No. 52.
- Roman, F. et Viret, J., 1934, 'La faune de Mammifères du Burdigalien de la Romieu (Gers.): Mem. Soc. Gœi. de France,, N.S., 9 (2-3), 67 p., 25 fig., 12 pi. •
- Schaub, S., 1925, Hamstertigen Nagetiere des Tertiars und Ihre lebenden Verwandten: Abh.- Schw. Pal. Ges. 45.
- .Stehlin, BL G. - Schanb, S., 1951, Die Trigonodonfie der Simplificidentaten Nager: Schw. Pal.. Abh. Bd. 67.
- Tekkaya, İ.» 1974, The Bovidae fauna of Middle Sinap at Turkey: Bull. Geol. Soc. Turkey» C.' X¶II» s. 1 Ankara.
- Young, C. C. 1931, On a new Ochotonid from North Suiyuan: Bull. Soc. Geol. China, v. IX, fas. 3.
- Yücel» T., 1954, Deveci dağlan», .Kalecik arasında Kuzey Anadolu dağları, ile te Anadolu intikal alanının, jeolojisine dair rapor: M.T.A. Rap. No. 1312,
- Vereschagln, N. K., 1967, The Mammals of the Caucasus a history of the evolution of the fauna, Israel.
- Zittel, K. A., 1925, Text-book of Palaentology, London: Macmillan and Co., limited St. Martin's Street, London.

# Bitlis Dolayının Yapısı ve Metamorfizması

## *The Structure and Metamorphism of the Bitlis Area*

AYDOĞAN BORAY *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.*

ÖZ: Güneydoğu Türkiye'de Toros dağlarında 84 km\* genişliğinde bir alanın yapısı ve metamorfizması incelenmiş, Bitlis kenti dolayındaki bu alanın 1/10000 ölçekli jeolojik haritası yapılmıştır. Fosil bulunamayan metamorfik kaya birimleri arasındaki stratigrafik ilişkiler son derece karmaşık olup açıklanamamıştır. Metamorfik kayaların yapısal ve petrografik özelliklerine göre iki birlik ayırtlanmıştır. Bu birliklerde üç deformasyon aşaması ile progresif ve retrogresif metamorfizma aşamaları ayırtlanmıştır.

İlk deformasyon aşamasında bölgesel yapraklanma meydana gelmiş olup tabakalanmaya hemen hemen paraleldir. İkinci aşamada hem yapraklanma hem de tabakaların kıvrılmış olup yersel olarak yeni bir yapraklanma gelişmiştir. Açık kıvrımlar ve başlangıç durumunda kalmış yersel bir yapraklanma üçüncü deformasyon aşaması sonunda meydana gelmiştir. Bölgesi metamorfizma yeşilist fasiyesinin biyotit ve granat zonlarında olup yaşı tartışmalıdır. Alpin yaşlı bindirmeler ve bindirme zonlarındaki dinamik metamorfizma çok belirgindir. Bitlis masifindeki metamorfik olayların yaşı Bitlis dolayından ve komşu sahalardan elde edilen veriler ışığında tartışılmıştır.

ABSTRACT: The structure and metamorphism of an area of 84 km<sup>2</sup> lying on the Taurus mountains of South-East Turkey was studied. The country around the city of Bitlis was mapped on 1/10 000 scale. The stratigraphical relations of the metamorphic rock units are quite obscure. Two major rock units mainly composed of unfossiliferous metamorphic rocks are distinguished on the basis of structural and petrographic evidences. Three deformation phases accompanied with progressive and retrogressive metamorphism were distinguished.

In the first phase, penetrative foliation which is subparallel to original bedding, has been produced. In the second phase both bedding and foliation have been deformed by tight folding. Open folds and an incipient foliation have developed in the third phase. The rocks are metamorphosed to the biotite and garnet grade of the greenschist facies. The age of this metamorphism is still debatable. Intense thrusting of Alpine age and dynamic metamorphism in these thrust zones are observed. Dating of the metamorphic events in the Bitlis massif are discussed in the light of data obtained from Bitlis and adjacent areas.

### GLBİŞ

Güneydoğu Türkiye'de Toros dağlarında bulunan metamorfik ve magmatik kayalardan meydana gelmiş bir kütle Bitlis masifi olarak bilinmektedir. Bu masifin jeolojisi çoğunlukla genel jeoloji çalışmaları düzeyinde yapılmıştır (Tolun, 1960; Altınlı, 1966). Yazar 1969-1971 yılları arasında Bitlis kenti dolayında 84 km\* genişliğinde bir alanın deformasyon ve metamorfizma aşamalarını araştırmıştır. Çalışmalar Bitlis masifinin ya-

pısı ve metamorfizmasına ışık tutmak amacıyla yapılmıştır (Boray, 1973). Bu çalışmalar sırasında farklı kaya türlerinin tanımlayacak, yapısal sorunlara çözüm getirecek yerlerden örnek alma yöntemi uygulanırken alanın 1/10 000 ölçekli jeolojik haritası yapılmıştır (Şekil 1). Kayaların ayrıntılı petrografisi, yapıların özellikleri mikroskop ve saha ölçeklerinde araştırılmıştır. Petrolojik çalışmalar için optik ve kimyasal analiz yöntemleri, yapısal jeoloji için stereog-

ram yöntemleri uygulanmış yapısal gelişimin metamorfizma ile ilişkileri araştırılmıştır. Çalışmanın sonunda yazar ayırtladığı deformasyon ve metamorfizma aşamalarının tek bir orojenez ürünü olduğu görüşünü benimsemiş ve bu olaylar için Permiyen öncesi bir yaş düşülmüştür.

Son yıllarda Bitlis masifinde bazı sahalarda yapılan çalışmalar (Yılmaz, 1971; Hail, 1974) masifin yapısı ve metamorfizması hakkında ayrıntılı ve yeni

bilgiler vermektedir. Bu çalışmacılardan Caeas dolayında çalidan Yılmaz (1971) izotopik: yaş tayinlerini de kullanarak Bitlis- dolayındaki kayalarla benzer metamorfik fasiyesteki kayalar için iki farklı metamorfizma düşünmekte ve bunlar için, de Ordovisiyen ve Üst Kre-tase yaşını, önermektedir. Mutki dola-yında çalışmış olan Hail (1974) Alpin hareketlerle glokofantik yeşil şist fasi-yesinde metamorfizma olmuş kayaların, ve bir tektonik melanjin varlığını gös-termiştir.

Bu çalışmaların getirdiği, yeni veriler ışığında yazar bu yazısında kendi çalışması.mn sonuçlarına kısaca yer verirken Bitlis: masifinin, metamorfizması ile ilgili sorunları tartışmaktadır, Bitlis, dolayına ait ayrıntılı bilgilere Boray (1973) de yer verilmiştir.

### STBAXİGBAFT VE YAPISAL JEOLJİ

İnceleme alanı içinde bulunan kaya birimlerini büyük bir çoğunluğu meta-morfiktir. Radioaryalı metaçört dışında diğer kayalarda fosil bulunamamıştır. Az, metamorfik birimlerden yeşiltaş.. ve milonitin yaşı saha verilerine ve komşu sahalardaki, çalışmalara (Hail, 1974.) dayanarak saptanabilmiştir. İleri dere-cede metamorfik kayaların yaşları sap-tanamamıştır.

Birimlerin büyük ölçekte gösterdiği istiflenmenin, tektonik olaylarla, meydana geldiği ortaya konmuştur. • İlksel iliş-kiler kalınlığı. 1-1.00 cm. arasında bulun-an şist seviyeleri ve tabakalar arasın-da korunmuş olup -bunlardan elde edilen veriler de kıvrımlanma ve metamorfiz-ma dolayısıyla genel stratigrafik duru-mu göstermeye yeterli değildir. Bu du-rumda yaşı bilinmeyen metamorfik ka-yalarda metamorfizma dereceleri ve pet-rografik özellikleri esas alınarak iki ana birlik ayrırtlanmıştır. Bu birliklerden da-ha çok metamorfik olanı alt birlik, için-deki bazı kaya birimlerinde tortul yapı-larında korunduğu daha az metamorfik olan birlik üst birlik olarak adlandırıl-mıştır.

İnceleme alanı içinde görülen ve ayrırtlanan birimlerinin olası istiflen-mesi ve görünür kalınlıkları Çizelge •! de gösterilmiştir.

Alt ve üst birliklerdeki kaya birim-lerinde bulunan, metamorfik yapıların sahada ve mikroskopla incelenmesi bir-den fazla, yapraklanmaların, çizgisellik-lerin, ve: değişik özellikteki, kıvrımların varlığını ortaya koymuştur. Bu yapıla-

un her birinin bir' deformasyon aşama- &\*mı sonucunda meydana geldiği bugün >bilinen bir gerçektir (Ramsay, 1967)

Ayrılabilen.. âformasyon aşamaları eskiden, yeniye doğru B<sub>1</sub>» D<sub>2</sub>» D<sup>^</sup>ve bu aşamalara karşılık gelen, yapraklanma-lar S<sub>1f</sub> S<sub>2</sub>, S<sub>3</sub> şeklinde gösterilmiş olup S<sub>0</sub> tabakalanmadır. Benzer şekilde: çizgi-sellikler I<sub>1f</sub> 1<sup>^</sup>, L<sub>3</sub> kıvrımlarda F<sub>a</sub>, - P<sub>2</sub>, F<sub>3</sub> simgelenmişlerdir.

Alt birlikte D<sub>1</sub> sonunda F<sub>1</sub> ve. S<sub>1</sub> meydana gelmiş olup- bölgeseldir. S<sub>x</sub> yapraklanması ölçmeleri KB-GD ve: KD-GB yönler göstermektedir (Şekil 1). D<sub>2</sub> aşaması için. veriler özellikle yapraklan-manın kıvrılmasından, türemiş yapılarda görülmekte olup- bu aşamada da yersel olarak S<sub>2,0</sub> gelişmiştir. Bazı mikro kıvrımlar' dışında alt birlikte. D<sub>3</sub> için veri-ler' yok denecek, kadar azdır..

Yaş	Yaklaşık kalınlık metre	Kaya birimleri	
Kuvarterner - Günümüz	50	Lav ve ignimbirit	
Mezozoyik - Tersiyer	10	Radiolaryalı metaçört	
	5	Glokofanlı milonit	
	40	Aktinolitçe zengin yeşiltaş	
Mezozoyik ve öncesi metamorfizler	Üst Birlik	120	Gri kireçtaşları
		20	Klorit kalsist, klinozoyisit mikasist, sisti kuvarsit
		10	Şistli kuvarsit
		30	Filit ve pelitik şist
		5-10	Banlı mermer
		120	Kuvarsit ve kuvarsit feldispat şistler
		60	Rekristalize kireçtaşı
	100	Filit ve pelitik şist	
	Alt Birlik	5-50	Mikalı kuvarsit
		200	Pelitik şistler, albit epidot amfibolit
		25	Granatlı mikasistler
		100	Albit kuvars mikasistler
		100	Albit mikasistler, hornblend şistler, mermer

Çizelge 1: Bitlis dolayında kayaların olası istiflenmesi ve görünür kalınlıkları. Genelleştirilmiş istif: Kayaların kronolojik yönü saptanamamıştır.

Kaya Türü	ÜST BİRLİK			
	Jeolojik Olaylar			
	Cökeltme	D <sub>1</sub>	D <sub>2</sub>	D <sub>3</sub>
Kireçtaşları	So	*S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	S <sub>1</sub> kıvrımlanması	?
Mermerler	So	*S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	S <sub>2</sub> , L <sub>2</sub>	S <sub>1</sub> kıvrımlanması
Kuvarsit ve Şistler	So	*S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	*S <sub>2</sub>	?
Filit ve pelitik şist	-	S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	S <sub>2</sub> , L <sub>2</sub>	S <sub>3</sub> gelişme başlangıcında
ALT BİRLİK				
Mermer	So	S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	S <sub>1</sub> kıvrımlanması	?
Kuvarsitler	So	*S <sub>1</sub>	?	?
Granatlı mikasistler	-	S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	S <sub>2</sub> , L <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> kıvrımlanması
Mikasist ve hornblend şistler	-	S <sub>1</sub> , L <sub>1</sub>	S <sub>2</sub> L <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> kıvrımlanması

(-1) Korunmuş ; (\*) İy gelişmemiş i (f) Bulunamamış

Çizelge 2: Bitlis; dolayında düzlemsel ve fitzgisel (S - İ) srapılann kayalardaki gelişimi



Üst birlikte metamorfizmanın düşük dereceli oluşu dolayısıyla kuvarsitlerde tortul yapılardan dalga kırışıklıkları ve çapraz tabakalanma korunmuştur. Bu birlikteki kayaların çoğunluğunun tortul kökenli olduğu saptanmıştır. Fillit ve pelitik şistlerde metamorfik yapılar iyi gelişmiştir. Bölgesel yapraklanma  $D_1$  sonucu meydana gelmiş olup tabakalanmaya hemen hemen paraleldir.  $D_2$  aşamasında bölgesel yapraklanma  $S_1$  ve  $S_0$  kıvrılmış ve yersel olarak  $S_2$  gelişmiştir. Açık ve mikro kıvrımlar ve gelişmesi başlama durumunda kalmış  $S_3$ ,  $P_3$  aşamasının sonucu olarak meydana gelmiştir (Şekil 2). Düzlemsel ve çizgisel (S-L) yapıların alt ve üst birliklerdeki gelişimleri çizelge 2'de gösterilmiştir.

Alt ve üst birliklerin birbirleri ile olan dokanaklarının faylı olduğu görülmüştür. İnceleme alanı kuzeyinde KB-GD yönlü bir bindirme dokanağında üst birliğin altında görülen alt birlik sahanın güneyinde KD-GB yönlü bir bindirme ile üst birliğin üzerinde bulunmaktadır. Üst birlik içindeki birimlerin pek çoğunun dokanaklarının faylı oluşu bu birliğe, özellikle sahanın güneydoğusunda faylanmış bloklardan meydana bir karmaşık görünüşünü kazandırmaktadır. İçerisinde Üst Kretase yaşlı birimlerin varlığı bu bloklu yapının Alpin yaşlı olduğu göstermektedir. Bu bloklanmanın üst birlik kayalarında görülen metamorfizmadan sonra olduğu yönünde veriler son derece fazladır (Boray, 1973). Üst birlik içinde bazı yerlerde fillat ve pelitik şistlerle faylı dokanaklarda Mezozoyik-Tersiyer yaşlı yeşiltaş blokları bulunmaktadır. Ayrıca

bu birlikteki kireçtaşı, kuvarsit gibi dayanımlı birimlerin yanal olarak devamsızlığı ve bloklu görünüşü pek çok yerde izlenmektedir. Ancak bu tür bloklanmanın post-metamorfik olduğunu söylemek için yeterli veriler yoktur.

#### METAMORFİZMA

Metamorfik fasiyes sınıflamasına esas olan mineral parajenezlerine göre alt birliğin kuvars-albit-epidot-almandin asfasiyesinde metamorfizma olduğu görülmüştür. Bu fasiyes Winkler (1967)'e göre yeşilşist fasiyesinin bir asfasiyesi, Turner (1968)'e göre ise yeşilşist ile amfibolit fasiyesleri arasında bir geçit fasiyesidir. Üst birlik ise aynı yazarların yeşilşist fasiyesinin kuvars-albit-epidot-biyotit asfasiyesinde metamorfizma olmuştur. Bu asfasiyesler Barrovian türü metamorfizmanın biyotit ve almandin zonlarına karşılık gelmektedir. Yeşilşist fasiyesinin basınç ve ısı (P-T) şartları yaklaşık olarak bilinmektedir (Winkler, 1967). Ancak asfasiyesler veya indeks mineral zonlarının P-T şartları bu minerallerin duraylılıklarına ait veriler henüz eksik olduğundan güvenilir şekilde bilinmemektedir.

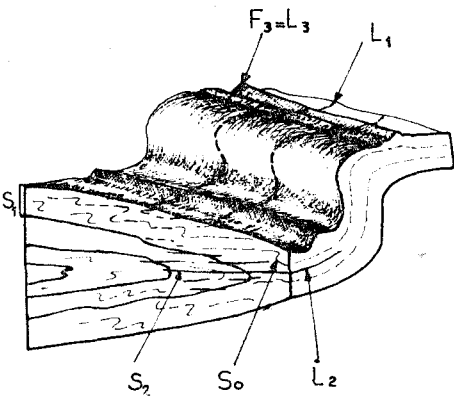
İnceleme alanında ayırtlanan birliklerin P-T şartları, petrolojik çalışmalar sonucu saptanan parajenez ve indeks minerallere dayanarak bulunan metamorfik fasiyezlerin P-T şartlarına ait veriler kullanılarak araştırılmıştır. Alt birlik kayalarının metamorfizma ısısının  $500^{\circ}\text{C}$  veya daha fazla; üst birlik kayalarının ısısının ise  $400^{\circ} - 500^{\circ}$  olması gerekmektedir. Basınç ise muhtemelen 4 kb veya daha yüksek olmalıdır.

#### SONUÇLAR VE TARTIŞMALAR

Bitlis masifi olarak adlandırılan karmaşık yapı kütlesinde ilişkileri tektonik olaylarla düzenlenmiş iki birliğin varlığı gösterilmiştir. Bu birliklerde birden fazla deformasyon ve metamorfizma aşamaları ayırtlanmıştır. Bununla beraber bu deformasyonların tek bir orojenezdeki deformasyonun değişik aşamalarını mı yoksa farklı iki orojenez mi ait olduğu açıklanamamıştır. Ayırtlanan metamorfizma aşamalarının da tek bir orojenezde mi yoksa iki ayrı orojenez sırasında mı meydana geldiği sonucu çözümlenememiştir. Bu konuda en büyük engel kayaların ilksel yaşlarının bilinmemesi ve sözü edilen birliklerin dokanaklarının faylı oluşudur.

Yazarın Bitlis dolayında ayırtladığı birlikler batıda komşu sahada da benzer şekilde faylı dokanaklarda görülmektedir. Burada bir de metamorfize olmuş tektonik melanj bulunmuştur. Melanjda okyanus kabuğuna ait kayalar çoğunluktadır (Hail, 1974). Daha batıda Cacas dolayında ise Yılmaz (1973) eski temel ve epimetamorfik örtü olarak adlandırdığı alt ve üst birliklere litolojik ve metamorfik benzerliği görülen birliklerin normal ilişkili olarak bir uyumsuzluk dokanağında bulunduğunu belirtmektedir. Bu durumda yukarıda sözü edilen verilere göre Bitlis masifinde üç metamorfizma fasiyesinde birlik bulunmaktadır. Bunlardan glokofanitik yeşilşist fasiyesinde metamorfizma olmuş birliğin içinde Üst Kretase - Paleosen fosilleri bulunmuştur (Hail, 1974). Fosillerle yaşı saptanamayan metamorfik birliklerden Bitlis dolayında bulunanlar yeşilşist fasiyesinin granat ve biyotit zonlarında metamorfizma olmuş olup aralarında bir metamorfik fasiyes boşluğu yoktur. Zonlar arasındaki sınır (izograd) birliklerin dokanağı ile çakışmaktadır. Alt ve üst birliğin Cacas dolayındaki karşılıkları ise almandin - amfibolit fasiyesinde ve yeşilşist fasiyesinin klorit zonunda metamorfizma olmuş olup aralarında biyotit zonu bulunmamaktadır. Fasiyesler arasındaki sınır bir uyumsuzluğa karşılık gelmektedir.

Metamorfik fasiyesler arasında boşluk tek bir metamorfizma olayı halinde aradaki sınırın faylı bir dokanak olmasını gerektirir. Bitlis dolayında birlikler arasında metamorfik fasiyes boşluğu olmaması ve isogradların litolojik sınırları takip etmesi dolayısıyla saha gözlemleri de dikkate alınarak birlikler arasında faylı bir dokanak ve tek bir metamorfizma kabul edilmiştir. Metamorfik fasiyes boşluğu diğer bir şekilde iki farklı metamorfizma olayının olması halinde oluşabilir. Bölgede bölgesel Alpin metamorfizmanın varlığı gösterildiğine göre (Hail, 1974) Bitlis masifi kayaları için bugün iki ayrı metamorfizmadan etkilenmiş olduğunu kabul etmek uygun düşmektedir. Ancak bu durumda ikinci metamorfizma değişik basınç ve ısı şartlarında oluşmuş metamorfizmalar şeklinde meydana gelmiş olup Alpin yaşlıdır. Alt birlik ve eski temel olarak tanımlanan birlikler iki ayrı metamorfizma geçirmiş olmaktadır. İki ayrı metamorfizmanın olduğu yorumu Bitlis sahası kuzeyinde alt ve üst birlik arasındaki sınırın bir bindir-



Şekil 2: Düzlemsel ve sızgisel yapıların  $D_1$ ,  $D_2$  ve  $D_3$  ile etkilenmiş bir yapı üzerinde basitleştirilmiş görünümü.  $F_1$ ,  $F_2$  ve  $F_3$  eksenleri kabaca aynı yönlü olup  $F_a$  eksenine bunlara diktir.

me olmasını gerektirmez bu sınır *bir* uyumsuzluk yüzeyi olabilir.

İlksel yağları bilinmeyen metamorfik kayalar genellikle sığdeniz çökellerinden oluşmuş olup kıtasal kabuk malzemesi türündedirler. Eldeki isotopik yaş saptamaları dikkate alınarak bu kayalar için Prekambriyen ilksel yaşı ve Ordovisiyen metamorfizma yaşı önerilmesine karşın (Yılmaz, 1971) Bitlis masifinin bulunduğu Güneydoğu Anadolu'da tektonizmadan az etkilenmiş birliklere bakıldığında veriler bu metamorfizma için Paleozoyik öncesi bir metamorfizmaya uygun düşmektedir. Çünkü buralarda Kambriyen'den sonra Alpin hareketler dışında büyük ölçüde de magmatizma ve metamorfizmayı gösterir bir orojenik hareketin varlığı görülmemektedir.. Bu açıdan bakıldığında Bitlis ma-

sifi metamorfizma yaşları farklı iki birliğin karmaşığı şeklinde gözükmektedir. Bu metamorfizmaların olduğu Alp ve Alp öncesi orojenezlerdeki deformasyon en az iki ve daha fazla deformasyon aşamaları şeklinde oluşmuştur.

#### TEŞEKKÜR

Araştırma M.T.A. Bnstitüsü'nün sağladığı malî olanaklarla İngiltere'de University College London'da yapılmıştır. Yazar bu kuruluşlara ve çalışmalarında yardımlarını gördüğü meslektaşlarına, özellikle Dr. R. Mason'a teşekkürü bir borç bilir.

**Yayına verildiği tarih:** Ocak, 1975

#### DEĞİNİLMİŞ BELGELER

Altınlı, I. E., 1966, Doğu ve Güneydoğu Anadolu'nun Jeolojisi, M.T.A. Bül., 66, 35-74.

Boray, A., 1973, The structure and Metamorphism of the Bitlis Area, South-East Turkey, University of London, Yayınlanmamış doktora tezi.

Hall, R., 1974, The Structure and Petrology of an Ophiolitic Melange near Mutki, Bitlis Province, Turkey, University of London, Yayınlanmamış doktora tezi.

Ramsay, J. G., 1967, Folding and Fracturing of Rocks, Mcgraw-Hill, New-York.

Tolun, N., 1960, Stratigraphy and Tectonics of Southeastern Anatolia, Rev. Fac. Sci. Univ. Istanbul, Serie B, No. 25.

Turner, F. J., 1968, Metamorphic Petrology, Mineralogical and Field Aspects, Mcgraw-Hill, New-York.

Winkler, H. G. F., 1967, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer Verlag, New-York.

Yılmaz, O., 1971, Etude Pétrographique et Géochronologique de la Région de Cacas, Univ. Grenoble, Yayınlanmamış doktora tezi.

# Harşit—Köprübaşı (Tirebolu) Bakır-Kurşun-Çinko Madeninde Çinko-Kadmiyum Oransal Bağlantısının İstatistik Yöntemlerle Saptanması

*Statistical Determination of the Zn/Cd relation for the Harşit - Köprübaşı (Tirebolu) Cu - Pb - Zn Mine*

ETHEM ACAR ve ÖMER AKINCI *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.*

**ÖZ:** Harşit - Köprübaşı maden yatağı, kadmiyum yönünden ekonomik bir defer taşımaktadır. Yapılan çalışmada, bu yataktaki Zn-Cd oranları arasında doğrusal bir ilişkinin var olduğu, - istatistiksel olarak saptanmıştır. Bu bağıntıdan yararlanarak, % Zn saptandığı zaman, Cd tenörü hakkında bir değer elde etmenin olanaklı olduğu ortaya konmuştur.

**ABSTRACT:** A linear correlation was found between Cd content and zinc wt % as a result of 77 ore specimen analyses for Harşit - Köprübaşı (Tinebolu) mine. Since the cadmium can be an economic by-product, its concentration can be calculated (using the linear relationship) from the content of Zn present in the flotation stage.

## GİRİŞ

MTA Enstitüsü tarafından, 1970 yılından beri etüdüleri yapılmakta olan Harşit - Köprübaşı maden yatağındaki sondaj karot örneklerinin spektral analizleri sonucunda, eser element olarak kadmiyumun varlığı bilinmekte ve rezerv hesaplarında dikkate alınarak değerlendirilmektedir (Acar ve Novoviç, 1972).

Harşit - Köprübaşı maden yatağında, mineral parajenezi olarak Sfalerit, galenit, tetraedrit, kalkopirit, tennantit, burnonit, pirit, realgar, kovellin, azurit, serüsitve limonit bulunmaktadır. Gang mineralleri kuvars ve baritten oluşmaktadır (Acar ve Ronçevic, 1970; Vujanovic, 1972; Akın, 1974).

Kurşun - Çinko cevherlerinde, sfalerit bünyesine bağlı olarak, Cd, Ga, Ge ve İn gibi eser elementlerin bulunabileceği bilinmektedir (Demirsoy, 1972). Harşit - Köprübaşı'ndaki cevher minerallerinin spektrografik analizlerinde, kadmiyumun varlığı saptanmıştır (Acar, 1974; Aytekin, 1973).

Söz konusu maden yatağındaki 8 adet sondajın karotlarından alınan 77 örneğin kimyasal ve spektral analizleri sonucunda, elde edilen Zn ve Cd değerleri aşağıda sunacağımız çalışmada, istatistiksel olarak değerlendirilmiştir. Bu istatistiksel çalışmalar, Devlet İstatistik Enstitüsü'nde programlanarak bilgisayar ile hesaplanmıştır.

İstatistiksel değerlendirmeye girmeden önce, sfalerit ve kadmiyumun kristal kimyası ilişkileri konusunda, bir öz bilgi aşağıda verilmektedir.

## SFALERİT VE KADMIYUMUN KRİSTAL KİMYASI YÖNÜNDEN İLİŞKİLERİ

Sfalerit, yüzeyleri merkezlenmiş küp yapısında olup, Zn atomları birim hücrenin yüzey merkezleri ve köşelerinde yer alır. Bu yapıda Zn tetraheder düzeninde dört S iyonu tarafından; S ise, dört Zn iyonu tarafından çevrilmiştir.  $Zn = 4$  ve  $a_0 = 5.4093 \text{ \AA}$  dir (Skinner et al, 1959).

Sfaleritin yapısında Zn teorik olarak % 67 yi kapsar. Fakat doğal sfaleritlerde ZnS, PeS, CdS ve MnS ile di-yadoki karışımlar yapar. Bu yüzdesi, %26.2 ye kadar çıkabilir. %10 dan fazla Fe içeren sfalerit türlerine Marmatit ve Kristofit adı verilir. Doğal sfaleritlerde %4-5 e varan Mn ve Cd saptanmıştır (Deer, Howie, Zussman, 1967). Sfaleritin kadmiyum ile karışımı sınırsızdır. Fakat doğadaki ZnS oluşumu sırasında yüksek Mn ve Cd, Wurtzit oluşumuna yolaçabilir. Wurtzit (Sehalend-blende) hegzagonal sfalerit olup saf sfaleritin 1020 °C üstündeki polimorfudur.

Grenokit hegzagonal CdS minerali olup Wurtzit ile izotiptir. (Bu minerale Harşit - Köprübaşı'nda rastlanmamıştır) Yeşil sarımtırak kabuklar halinde Grenokit, kadmiyum bakımından zengin sfalerit minerallerinin oksidasyon zonuunda bozunuma uğraması sonucu oluşur (Ftamdohr, Strunz, 1967).

## SONDAJ KABOTLABI SPEKTRAL ANALİZLERİNİN İSTATİSTİKSEL DEĞERLENDİRİLMESİ

İstatistiksel değerlendirmenin bu

bölümü, inceleme bölgesinden toplanmış örneklerin, lâbratuar analizleri sonucu elde edilmiş olan Zn ve Cd değerleri arasında ne gibi bir matematiksel ilişki olduğunun araştırılmasına ayrılmıştır. Bu amaçla Zn ve Cd arasındaki korelasyon katsayısı hesaplanmış, bu sayı 0.98 olarak bulunmuştur. Hesaplanan bu katsayı bize iki değişken arasında (Zn ve Cd) pozitif ve kuvvetli bir ilişkinin varlığını göstermektedir.

H-3, 4, 8, 12, 13, 37 ve HG-2, 3 sondajlarından alınan toplam 77 örnekte, Zn yüzdelерinin aritmetik ortalaması %3.72 ve standart sapması 3.69 olarak bulunmuştur. Yine aynı şekilde Cd analizlerinin aritmetik ortalaması 0.0349 (349 ppm) ve standart sapması 0.0362 (362 ppm) olarak hesaplanmıştır.

Zn analiz değerleri ile Cd arasındaki doğrusal bağıntı, en küçük kareler yöntemine göre bilgisayar ile aşağıdaki şekilde hesaplanmıştır.

$$Y = 0.00959 X - 0.00082$$

$Y = ax + b$  şeklinde ifade edilebilen bu denklemde (x) yüzde cinsinden Zn olup, (y) de yüzde cinsinden Cd değeridir.

Yukarda bulduğumuz bağıntının tüm madene uygulanıp uygulanamayacağı, regresyon doğrusunun toplam değişimin ne kadarını temsil edeceğine bağlı olduğundan, hesaplama sonucu toplam değişiminin %95 ini bulduğumuz regresyon doğrusunun kapsadığı görülmüştür.

Bu çalışmadan sonra tamamlanmış olan H-11, 14, 15, 16, 19 numaralı sondajlardan alınan 40 örneğin analiz de-

gerlerine, elde edilen bağıntıyı denemek üzere,  $yf$  testi uygulanmıştır. Zira, regresyon doğrusundan her değer uzaklıklarının ortalaması, gerçek değerlerle bizim bulduğumuz yaklaşık değerlerin arasındaki ayrıcalığın, analizimizin sağlıklı olabilmesi için küçük olması gerekmektedir.

$$\chi^2 = \frac{(O - E)^2}{E} = 0.199$$
 olarak bulunmuş, yayınlanmış cetvellerden faydalanarak,

$\chi^2_{n-1} = 51$  ve  $\chi^2_{n-2} = 24$  elde edilmiştir.

Yukardaki denklemde

O = analiz değerini

E = grafikten bulunan değeri,

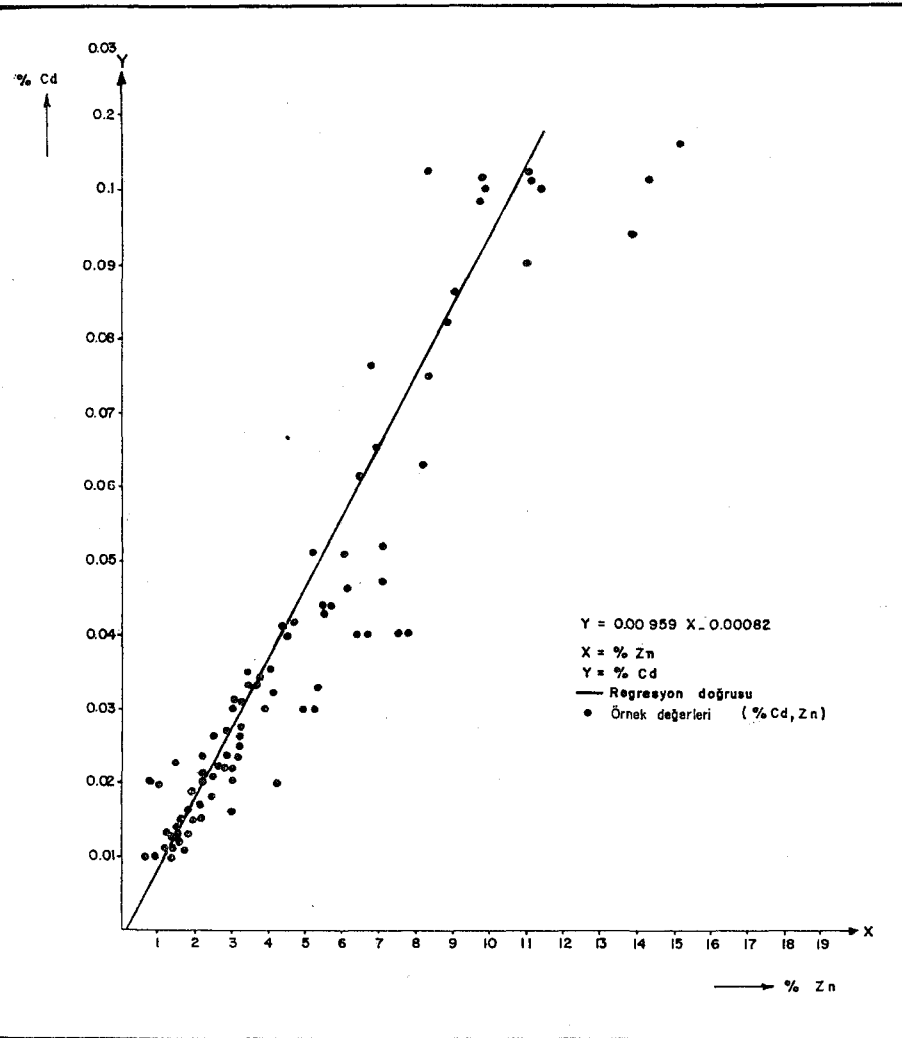
temsil etmektedir.

#### SONUÇLAR

$\chi^2$  testi sonucuna göre şekil 1'den yararlanılarak bulunan çinko değerleri karşılığı olan (yaklaşık) kadmiyum değerleri ile, kimyasal analiz sonucu elde

edilen (gerçek) kadmiyum değerleri birbirine son derece yakındır.

% Zn	Doğrusal bağıntıdan elde edilen % Cd değerleri
0.50	0.0040
1.00	0.0088
1.50	0.0136
2.00	0.0184
2.50	0.0232
3.00	0.0280
3.50	0.0327
4.00	0.0375
4.50	0.0423
5.00	0.0471
5.50	0.0519
6.00	0.0567
6.50	0.0615
7.00	0.0663
7.50	0.0711
8.00	0.0759
8.50	0.0807
9.00	0.0855
9.50	0.0903
10.00	0.0951
10.50	0.0999
11.00	0.1047



Şekil 1: Harsit - Köprübaşı madeninde Zn ile Cd arasındaki doğrusal bağıntı.

11.50	0.1095
12.00	0.1143
12.50	0.1191
13.00	0.1239
13.50	0.1287
14.00	0.1335
15.00	0.1431
16.00	0.1527
17.00	0.1623
18.00	0.1719
19.00	0.1815
20.00	0.1911

Çizelge 1: Harsit - Köprübaşı madeni Zn-Cd oransal bağıntısı

Çizelge 1'de %0.5 ilâ %20 arasındaki Zn değerlerine karşılık gelen % Cd değerleri doğrusal bağıntıdan hesaplanarak bulunmuştur.

Bu sonuçların Harsit - Köprübaşı madeninde yapılacak maden üretimi ve yüzdürme çalışmalarında, yalnız çinko analizleri yapılarak kadmiyum değerlerinin bulunmasında kullanılabileceği gerçeği ortaya çıkmıştır.

#### TEŞEKKÜR

Bu istatistiksel çalışmanın hazırlanmasında yardımlarını gördüğümüz Devlet İstatistik Enstitüsü programcılarında Ali Etensel ile MTA Enstitüsü'nden Dr. Ömer Çelenk'e teşekkür etmeyi ödev sayarız.

Yayma verildiği tarih: Ocak, 1975

#### DEĞİNİLMİŞ BELGELER

- Acar, E., 1974, Doğu Karadeniz bölgesi Giresun ili dahilindeki bazı bakır-kurğuneinko madenlerinin iz elementler yönünden önemi: MTA Derg. No: 82, s. 136-146.
- \_\_\_\_\_, Ronçeviç, G., 1970, Tirebolu Hargit-Köprübaşı baritik polimetallik zühuru detay etüd raporu: MTA Deri. Rap. No: 4382 (yayınlanmamış)
- \_\_\_\_\_, Novovic, T., 1972, Giresun - Tirebolu Hargit - Köprübaşı bakır-kurğuneinko madeni jeolojik araştırma ve ön rezerv etüd raporu; MTA Maden Etüd Arşivi (yayınlanmamış)
- Akın, H., 1974, Die buntmetall-komplex erzlagerest aette Harşit-Köprübaşı provinz Giresun Turkey; Technischen universitat, Berlin.
- Aytekin, T., 1973, Karadeniz bölgesi bakır ve bakıra bağlı kurğun-çinko potansiyeli ve bu potansiyelin vrediği imkânlar: Maden Müh. Odası yayınları. Cilt 12, Sayı: 2.
- Demirsoy, S., 1972, Maden yataklarının değerlendirilmesinde hangi elementler rol oynar: Maden Müh. Odası yayınları No: 8.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, I., 1967, Hock Forming Minerals, volume five nonsilicates: Longmans, 371 s.
- Ramdohr, P., Strunz, H., 1967, Lehrbuch der Mineralogie: Stuttgart.
- Ramsdell, L., 1961, Journal of the mineralogical society of America, Washington, D. C.
- Skinner, B. L., et al, 1959, Effects of FeS on the unit-cell edge of sphalerite: a revision: Econ. geol. v 54, s. 1040-1046.
- Strunz, H., 1966, Mineralogische tabellen 4 auflage, Leipzig.
- Vujanovic, V., 1972, Köprübaşı cevher zühuru (kuzey doğu Anadolu): MTA Derg. No: 79, s. 17-21.



# Filyos Vadisinin ve Dolayının Jeomorfolojisi

## *Geomorphology of the Filyos Valley and adjacent Areas*

YILMAZ GÜNER *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.*

**ÖZ:** Filyos vadisinin jeomorfolojik özelliklerini ortaya çıkartarak bölgenin jeolojik yapısının aydınlatılmasına katkıda bulunmuş amacıyla çalışılmıştır.

Bölgede yaygın olarak bulunan akarsu sekilerinin epirojenik hareketlere bağlı olduğu, bölgede günümüzde çok parçalanmış bir eski peneyenin varlığı, bölgede çok sayıda bulunan heyelanların başlıca nedeninin bitki örtüsü tahribi olduğu ortaya konmuştur.

Çeşitli çevre sorunları taşıyan bölgenin jeomorfoloji haritası ilk defa bu çalışma sırasında yapılmıştır.

**ABSTRACT:** Study of the geomorphological features of an area in Northern Anatolia furnished some critical data to better understand Quaternary development of Northern Anatolia. Investigation of numerous river terraces leads to the conclusion that the area suffered severe epirogenic movements during Quaternary. The presence of a heavily dissected old peneplain has been proven. The presence of the valey slopes strongly convex upward and the summit plains also indicate the important role played by epirogenic movements in Quaternary shaping of the area.

Geomorphological map of the studied area was accomplished during the present study.

## GİRİŞ

Bu çalışma Batı Karadeniz Bölgesi'nin tipik bir bölümünün jeomorfolojik özelliklerini inceleyerek bölgenin jeolojisinin aydınlatılmasına ışık tutacak veriler elde etmek amacıyla yapılmıştır. Filyos vadisinin Karabük ile Karadeniz arasında kalan kesimi ve bunun yakın çevresindeki alan çalışma sahası olarak seçilmiştir. Sözü edilen alan yer belirleme haritasında görülmektedir (Şekil 1).

Bu çalışma Cide ve Zonguldak ile sınırlı bir şeritte Kuzey Anadolu Fayı ile Karadeniz arasındaki alanı inceleyen jeolojik çalışmanın bir parçası olarak 1970 yılında yapılmıştır. Bu bakımdan jeolojik verilerle jeomorfolojik unsurlar arasında sıkı bir ilişki kurma olanağı elde edilmiştir.

Çalışmada hava fotoğraflarından çok yararlanılmış, önemli yer şekilleri hava fotoğraflarından tarandıktan sonra tahkikleri yapılmıştır.

Bu yazıda bölgenin yer şekilleri tanıtılmakta, yer şekilleriyle kaya türleri arasındaki ilişkiler belirtilmekte, Filyos vadisini etkileyen unsurlar tartışılmakta, bölgede çok sayıda bulunan heyelanların nedenleri ele alınmakta, tehlikeli heyelan bölgeleri belirtilmekte, Filyos vadisi boyunca yer alan çok sayıda akarsu sekilerinin kökeni tartışılmakta, doruk düzlüklerinin bağlı olduğu düşünülen eski yontukdüzler sorunu ele alınmaktadır. Bir bölümde de Filyos'tan etkilenen çevre sorunları ana çizgileriyle ele alınmakta, Filyosun sel, heyelan ve çevre kirlenmesiyle ilgili sorunlara değinilmektedir.

## BÖLGENİN JEOLJİSİNİN ANA ÇİZGİLERİ

inceleme bölgesinde Mezozoyik daha yaşlı kayaların yüzeylediği bir bölgeyle ayrılmış iki Eosen havzası vardır (Şe-

kil 1). Doğudaki Safranbolu - Karabük havzasında Eosen tabanda kireçtaşları ile başlamakta, kumlu killi seviyelerle devam etmekte, bunların üstüne kumtaşı konglomera ardalanmasından oluşmuş bir birim gelmekte, inceleme bölgesinde Eosenin en üst seviyelerinde ise tabandakine benzer özellikte kireçtaşları yer almaktadır. Eosen kayaları bu havzanın inceleme bölümünde, dar bir bölge dışında, çok küçük eğimlidir; hiç bir önemli kıvrımlama göstermez.

Çaycuma dolayındaki Eosen havzasında ise kumlu killi seviyeler yaygındır. Kireçtaşları belirgin seviyelerden çok, ince ara katkılar halinde bulunur. Çok sıkışık olmamakla beraber Eosen kayaları bu havzada kıvrımlı bir yapı gösterir. Kıvrım eksenleri Kuzeydoğu - Güneybatı doğrultusundadır.

İki Eosen havzası arasında kalan bölgede Paleosen - Üst Kretase yaşta ve daha yaşlı kayalar yüzeylenmektedir. Bölgede Üst Kretase derin deniz killi kireçtaşları, çörtler tuf ve lav akıntılarında oluşmuştur. Sıkışık dalımlı türde kıvrımlıdır. Üst Kretase ile Eosen arasında yer yer gelişmiş olan kumlu kireçtaşları ise Paleosen yaştaadır. Üst Kretasenin derin deniz çökelleri özelliğinde olan kayaları kil-kum taşı ardalanmasından oluşmuş fliş niteliğinde bir birim üzerinde bulunmaktadır. Bu flişin Apsiyen - Albiyen yaşta olduğu taşındığı ender fosillerden anlaşılmaktadır. Bu birim içinde yer yer kaba detritikleri bulunduran seviyelerin yaygın olmasına karşın bazı yerlerde kum katkısı azalmakta ve kireçtaşları egemen kaya türü olmaktadır. Fliş kireçtaşlarından oluşmuş çok sarp bir Paleotopografya örtmüş durumdadır. Apsiyen - Albiyen flişi çökelmeden önce blok faylanması sonucu sarp bir topografya oluşturmuş olan bu kireçtaşı Üst Jurasik - Alt Kretase yaştaadır. Balıksık güneydoğusunda Şimşirli dere dolayında Mantarlı tepe dolayında yaygındır ve güneye doğru uzanmaktadır.

Jurasikten daha yaşlı tortul kayalar inceleme bölgesinde ancak Bolkuş batısında Filyosun derin vadisinde yamaçlarda yüzeylenmektedir. Burada görülen hafif metamorfik, rekristalize kireçtaşlarındaki fosillerden bu grubun Devoniyen yaşta olduğu anlaşılmaktadır.

Granit, Bölgede Yenice batısında (Çalışma alanının güneybatı köşesi) geniş alan kaplamaktadır. Metamorfitlerin ufak yüzeylemeleri granit sahada parça parça korunmuştur. Diğer bir granit sahası da Bolkuş batısında Filyos yarma vadisinde ve insivrisi tepe dolayında bulunmaktadır. Devoniyenin hafif rekristalleşmesinin genç olaylara bağlı olduğu, granitin Devoniyenden daha yaşlı olduğunu düşündürmektedir.

## BÖLGENİN YER ŞEKİLLERİ

### Bağlık Alanlar

Çalışma sahasının Safranbolu - Karabük platosu ile Çaycuma - Gökçebey dalgalı düzlüğü dışında kalan bölgeleri dağlık alan özellikleri göstermektedir. Dağlık alanlar özelliklerine göre gruplandırılarak aşağıda incelenmektedir.

### TEPEDAĞ DOLAYI

Safranbolu güneyinde Araç çayı vadisi ile Soğanlı çayı vadisi arasında kalan, Tepedağ olarak adlandırılan bölge masa niteliğinde bir zirve düzlüğü bulundurmasıyla dikkati çeker. Bu doruk düzlüğü çok düşük eğimli kaim tabakalı kireçtaşlardan oluşmuştur (Şekil 1). Dağın geri kalan bölümü Eosenin kumtaşı katkılı killi seviyelerinden meydana gelmiştir. Tepe düzlüğünden çevredeki vadilere doğru eğimli olan yamaçlar genellikle çok duraysızdır; Tepedağ doruk düzlüğü ile Araç çayı vadisi arasında, Tepedağın Karabük bakan batı yamaçlarında ve Tepedağın güney yamaçlarında sayısız heyelan gelişmiştir, günümüzde de gelişmektedir. Bunların sonucu olarak özellikle batı ve güney kesiminde çok düzensiz yamaç eğimleri oluşmuştur.

### KARABÜK - YENİCE ARASI

Karabük ile Yenice arasında yer alan dağlık arazi inceleme bölgesinin en yüksek yerlerini oluşturur (Mantarlı tepe 1930 m, Çanakçı tepe 1540 m). Sık ormanlarla kaplı bu bölgede dandritik akaçlama en belirgin örnektir. Keskin kayalık dar sırtlar ve bunlar arasında yer alan "V" kesitli vadiler belirgin yer şekillerini oluşturmaktadır. Kireçtaşlarının bulunduğu yerlerde, kireçtaşları ile duraysız kaya türleri dokanaklarında sarp yarıklar gelişmiştir. Kireçtaşlarının çoğunlukta bulunduğu güney kesimlerde düden, dolin v.b. karsit şekilleri yaygındır.

### YENİCE DOLAYI

Yenice güneyinde ve güneybatısında yer alan dağlık bölge granitten ve yer yer de metamorfik kayalardan oluşmuştur. Dandritik akaçlama gelişmiştir. "V" kesitli vadiler ve kayalık sırtlar dikkati çeker. Vadi yamaçları belirgin şekilde dış bükeydir. Bu bölgede doruklarda ve bazen de yamaçlarda görülen düzlükler litolojik farklılığa bağlı olmadıkları için önemlidir. Bu konu yazının ileri bir bölümünde ele alınmaktadır.

Yenice batısında ve kuzeyinde yer alan dağlık bölge ise yaygın kil taşı bulundurması dolayısıyla düzensiz topoğraf-

yaya sahiptir. Burada çok sayıda büyük heyelan yer almaktadır.

Kıvrımlı mezozoyik arazisinin dayanımlı tabakaları kuestaları ve birbirine paralel uzanan sırtlan oluşturmaktadır. Bu bölgede kafesli akaçlama örneği gelişmiştir.

### GÖKÇEBEY GÜNEYİ

Bu bölge Yenice batısındaki dağlık alanın bir devamı niteliğindedir. Ancak burada morfolojik unsurlar düzenli bir devamlılık gösterirler. Kuestalann belirgin olarak değiştiği bu bölgede yamaç eğimleri düzenlidir. Vadiler yapısal etkisinden dolayı bakışsız "V" kesitlidir.

### Safranbolu - Karabük Platosu

Safranbolu - Karabük Safranbolu'nun kuzeyindeki ve doğusundaki bölge tabaka düzlemleri ile kontrol edilmiş güneye doğru çok düşük eğim gösteren bir plato niteliğindedir. Bu plato kanyon vadi özelliğinde derin vadilerle parçalanmıştır (225 m derinlikte kirpe dere vadisi; 200 m derinlikte yazıköy kuzeydoğusundaki kanyon vadi). Tabaka kontrolünden doğan çok sayıda yapısal seki vardır. Bunların özellikle kirpe deresi vadisinde güzel örnekleri görülmektedir. Platonun çok düşük eğimli yüzeyini oluşturan kireçtaşları kuzeybatıdaki dağlık bölgede birden bire dikleşir ve düzlük sona erer. Platonun güneyi ise Araç çayı vadisi ile sınırlanır.

### Gökçebey - Çaycuma Dalgalı Düzlüğü

Gökçebeyden başlayarak Karadeniz kıyısına dek birbirine paralel olarak uzanan yaygın sırtlardan ve bunlar arasında yer alan yayvan tabakalı vadilerden oluşmuş ve bölge genellikle farklı engebeli düzlükler niteliğindedir. Bunlar Eosenin kaya türü özellikleri ve geniş kıvrımlarıyla kontrol edilmektedir.

Vadilerde yer yer görülen alüvyonla boğulmalar kıyıya doğru daha belirginleşir. Perşembe vadisi, Kokaksu vadisi bu tür boğulmaların çok iyi görülebildiği yerlerdir. Vadi kesitleri düz tabanlı, bakışsız yamaçlıdır.

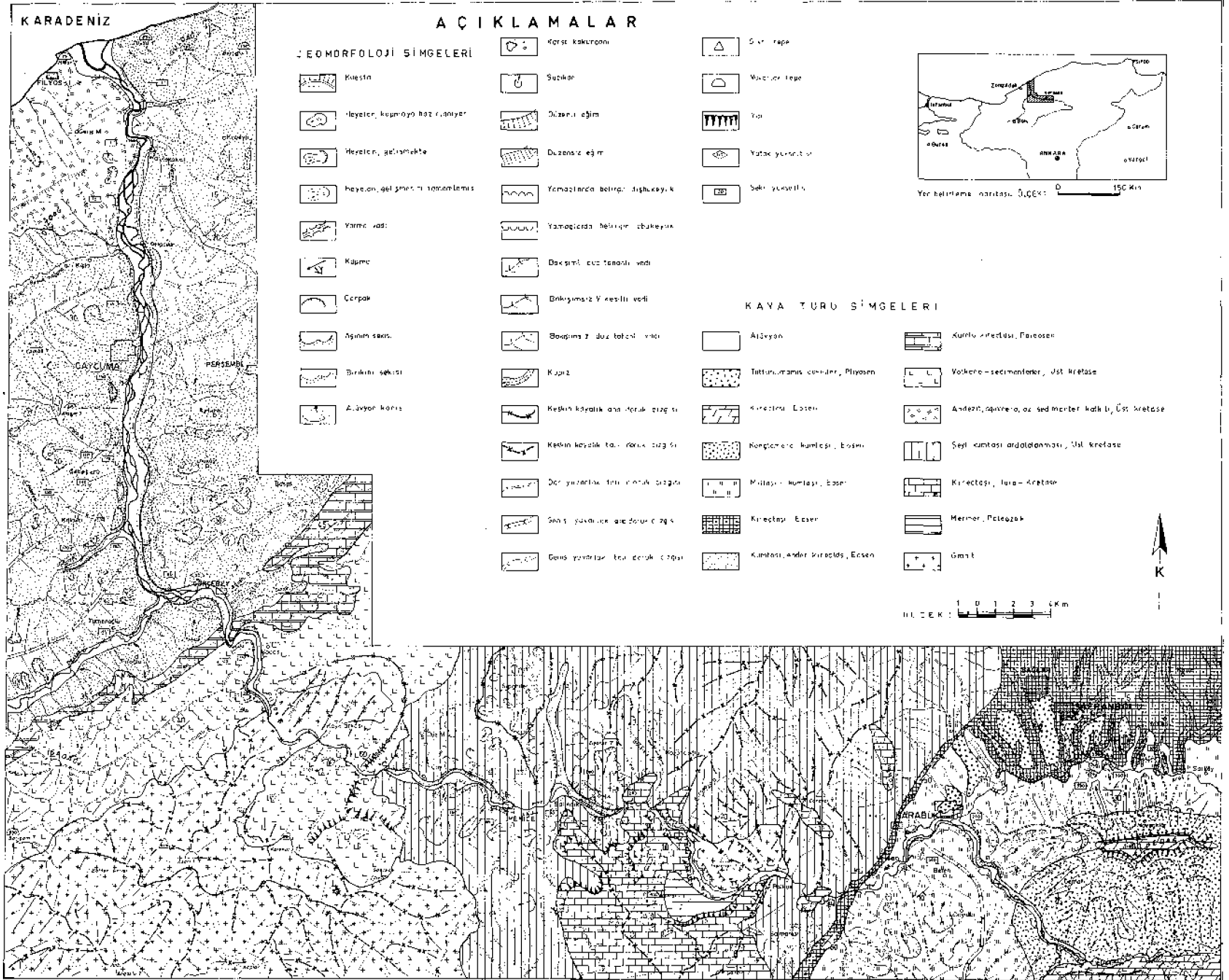
Bölgede yamaç eğimlerinin düşük olmasına rağmen, kil taşlarının bolluğu nedeniyle yer yer büyük heyelanlara rastlanmaktadır (Gebeşler Köyü dolay, Alarm tepe).

### Filyos Profili

Filyos profili incelendiğinde (Şekil 2) bazıları çok belirgin olan eğim kırıklıkları görülmektedir. Bunlardan en belirginini İbrahimce dere kavşağında yer alan granit dokanağma rastlamaktadır. Diğer önemli eğim kırıklığı ise Balıkısık - Bolkuş arasında yer alır. Bu bölge Filyosun dağlık araziye derin bir yarma vadi içinde geçerek nisbeten az engebeli Balıkısık sahasına kavuştuğu yere karşılık gelmektedir.

Eğim kırıklıklarının faylarla ilgili olmadığı, buna karşılık kaya türü farklılığı ile sıkı sıkıya ilişkili oldukları görülmektedir.

Profilde görülen gradyana bağlı olarak Filyos tabanında bazı kesimlerde, günümüzde, aşınma diğer kesimlerde ise birikme olayı meydana gelmektedir, önemli birikme alanı Gökçebey ile Karadeniz arasında yer alan bölüme rastlar. Burada Filyos yer yer Örgülü ırmak özelliği kazanmakta, sık sık yatak yatak değiştirmektedir. Getirdiği malzemenin büyük bir kısmını taşıyamıyarak geniş bir yatağa sermektedir.



Şekil 1: Samsun - Filyos ağzı arasındaki jeomorfoloji haritası

Karabük - Yenice arasındaki bölümde Filyos hızla akararak tabanını aşındırmaktadır. Filyosun tabanını aşındırdığının belirlendiği diğer bir bölüm de İbrahimce dere dolayındaki eğim kırıklığı bölgesidir. Burada Filyos çıplak kayalardan akar.

Nehrin özellikle hızlı aktığı yerlerde çarpaklar gelişmiş ve gelişmeye devam etmektedir.

Filyos vadisinde yamaç eğimleri kaya türünden çok etkilenmiş durumdadır. Karabük ile Balıkısık arasında yarma vadilerden geçtiği yerlerde özellikle metamorfik kayaların ve granitlerin oluşturduğu bölgelerde çok sarp olan yamaçlar oldukça duraylıdır. Balıkısık ile Yenice batısında Kayadibi arasındaki kesimde Apsiyen - Albiyen kilttaşları yaygın alanlar kapladığından vadi yamaçları duraysız ve heyelanlıdır.

Gökçebey güneyinde yer alan kuestalı yapılar Filyos dayanımlı tabakaları yarma vadiler yaparak dikine keser. Buna karşılık bu dayanımlı seviyeler arasında yer alan nisbeten dayanımsız kayalardan oluşan bölgelerde vadi genişlemekte, yamaç eğimleri azalmaktadır.

Filyos çayına gelen yan derelerin bazılarında alüvyon yelpazeleri (birikinti konileri) gelişmiştir. Bunlardan Balıkısık batısında Kelemen dere ağzında, Yenice batısında Çayderesi ağzında, Kabaklıdere ağzında, Perşembe kuruderesi dolayında gelişmiş alüvyon yelpazeleri önemlidir. Bunlar yan derelerin şiddetli yamaç aşındırması ile, bazen de heyelanlardan dolayı taşındıkları malzeme miktarının artması ile ilgilidir.

#### HEYELANLAR

İncelenen bölgede pek çok sayıda heyelanlı alan vardır. Bunlar kaya türleri ile kontrol edilmektedir. Safranbolu ve Karabük güneyinde Eosenin killi kumlu seviyelerinde ve Apsiyen - Albiyen kilttaşları bulunan yerlerde heyelanlar kümelmişlerdir. Bu heyelanlardan bir kısmı gelişmesini tamamlamış; bir kısmı ise günümüzde etkin durumdadır. Bazı bölgelerde ise heyelan başlangıcını haber veren yarıkların gelişmiş olduğu dikkati çeker.

Heyelanların bölgede çok hızlı bir şekilde sürdürülen bitki örtüsü tahribi sonunda giderek arttıkları izlenebilmektedir. Bitki örtüsünün tahrib edilmemiş olduğu bölgelerde bulunmayan heyelanlar aynı kaya türü üzerinde bitki örtüsünün tahrib edilmiş olduğu yerlerde süratle gelişim içindedirler. Buna örnekler Karabük - Safranbolu güneyinde, Tepedağ yamaçlarında Yenice'nin kuzeyinde Sipahiyer köyü dolayında çok belirgin olarak görülmektedir. Tepedağ dolayında yakın geçmişte sayıları onbeşe yakın olan yerleşme yerinden sadece Navsaklar köyü ve Cemalli köyü yerini koruyabilmiştir. Tepedağın güney yamaçlarındaki heyelanlar tabaka eğimlerinin yamaç eğimi yönünde oluşu nedeniyle çok daha hızlı gelişmiş hızla yayılmıştır. Tepedağın kuzeyinde ise yamaçlar tabaka eğimlerine ters yönde eğimli olduğundan heyelanlar güney yamaca oranla daha azdır ve genellikle yamacı derin yaran vadiler içinde gelişmişlerdir.

#### Heyelan Tehdidi Altındaki Bölgeler

Heyelan yapmaya elverişli yerlerde çoğu haritaya alınmamış heyelan tehlikesi gösteren çok sayıda bölge vardır. Bu bölümde ancak çok yakın bir gelecekte heyelan yapması olanaklı görülen bir kaç yerden söz edilecektir. Bu bölgelerin en önemlilerinden bir tanesi Tepedağ kuzeyinde Navsaklar köyü, bir diğeri Tepedağ güneybatısında Cemalli köyüdür. Göz-

lemlerimize göre Cemalli köyü bölgesi Karabük güneyinde Davıslar köyünün 5 km batısındaki tarım arazisi en geç bir iki yıl içinde heyelanla tahrib olacaktır.

Yenice kuzeybatısında, Cebeci köyünün kuzeyindeki mahalleler çok kısa bir zamanda boşaltılmaz ise heyelan bu bölgede can kaybına yol açabilecek konumdadır.

Devrek dere dolayında, Çaycumanın güneybatısında heyelanlar tarım arazisinin kaybına yol açacak ve ormanlık alanların zararına gelişecektir.

#### SEKİLER

Filyos vadisi boyunca çok belirgin olan çok sayıdaki seki dikkati çeker. Arazide seçilemeyen sekiler de hava fotoğraflarından saptanmış ve sahada tahkik edilmiştir. Bu sekiler Gökçebey - Karadeniz kıyası arasında Filyosun her iki yakasında devamlılık gösterecek şekilde, kaya arkası dolayında, Yenice yakın batısında ve doğusunda iyi korunmuş artıklar olarak görülmektedir. Bunun dışında Karabük dolayında, Araç çayı ve Soğanlı çayı boyunda sekiler seçilebilmektedir. Karadeniz kıyı bölgesinde sekilerin varlığına pek çok yazar değinmiştir (Ardel., 1943; Bilgin, 1963; Erinç, 1958; Erol, 1952; İnandık, 1958; Yalçınlar, 1958).

Bu yazarlar çeşitli yüksekliklerde sekiler ayıklamışlar ancak bunların oluşum nedenleri konusuna yeterince eğilmemişlerdir.

Çalışma sahasında eski nitelikleri kesin olarak saptanan bölgelerin yükselteleri bir ölçek dahilinde Şekil 2'de gösterilmiştir. Şekil 2'de izlenebildiği gibi birkaç seki seviyesi saptamak mümkün olmuştur, örneğin Balıkısık ve Yenice dolayında dört tane seki seviyesi sahada çok açık bir şekilde izlenebilmektedir. Sekilerin bazıları sadece aşınım sekileridir, birikme malzemeleri bulunamamıştır. Gözlenen sekiler çoğunlukla birikim sekileridir; fakat aşınım sekileri ile birikim sekileri belli seki seviyelerinde guruplaşmazlar; eşli seki (paired terraces) düzeni yoktur.

Birikim sekilerini oluşturan malzeme genellikle iyi boyanmamıştır. Oyu dolgu yapıları pek sıktır. Çakıllarda yuvarlaklık derecesi çok çeşitlidir. İri çakıllar genellikle kırtaştır; iri çakıllı bölümler içinde mercekse kesit gösteren ince kum cepleri vardır. Seki malzemeleri genellikle çok zayıf çimentolanmıştır. Birikim sekilerinin üst seviyeleri gevşek kum ve kilden oluşmuştur. Bu kesim tarıma elverişli olduğundan birikim sekilerin çoğu tarımda kullanılmaktadır. Sekilerin kaba malzemeli bölümleri ise yer yer yapı malzemesi olarak işletilmektedir (Şekil 1: Melise köyü güneybatısındaki seki).

#### Sekilerin Oluşumunun Tartışılması

Sekilerin oluşumunun yersel kıvrımlanma ve faylarla ilgili olmadığı güvenle söylenebilir. Epirojenik hareketlerin sekilerin gelişiminde rol oynadığını düşünmek mümkündür. İklim değişikliklerinin de seki oluşumuna neden olabileceği düşünülebilir. Çeşitli yüksekliklerde korunmuş uyumlu sekilerin salt iklim değişiklikleri ile açıklanması olanaksız görülmektedir çünkü denize yakın bölgelerde bile seki seviyeleri arasındaki paralellik bozulmamaktadır. Oysa duraylı bir kaide seviyesi söz konusu olsaydı seki seviyelerinin denize doğru birbirine yakınsamaları gerekirdi. Diğer yönden seki malzemelerinin buzul arası devirlerde akarsunun aşırı yükselmesi ile vadi doldurulması sonucu gelişmiş olmasının söz konusu

olabileceği göz önüne alınarak seki çakılları bu açıdan incelenmiştir. Sekileri oluşturan çakıllar arasında çizilmiş, parlatılmış, ezilmiş çakıllara rastlanmamıştır. Seki malzemelelerinin bölgeye çok uzak yerlere ait olmadığı da izlenmiştir. Sekilerin oluşumunda epirojenik hareketlerin büyük ölçüde etkin olduğu düşüncesi ise gerek sekiler arasındaki düzenli paralellikle, gerekse bölgede doruk düzlüklerinin varlığı ile kuvvetle desteklenmektedir. Epirojenik hareketlerin günümüzde de devam ettiği kıyıya yakın yan derelerin boğulmaya uğramalarından da anlaşılmaktadır.

#### YONTUKDÜZLER

Yenice batısında granit ve az metamorfik kayalardan oluşmuş dağlık alanda gerek doruklarda, gerekse yamaçlarda, düzlüklerin varlığından yazının ön bölümlerinde söz edilmiş idi. Bu düzlükler yükselteleri ve eğimleri kendi aralarında karşılaştırılmış eski bir topografyanın artıkları olup olmadığı araştırılmıştır. Bunun için düzlüklerin yükseklikleri konturlanarak eski düzlükler canlandırılmaya çalışılmıştır. Bu işlem sonunda yayvan sırtlardan oluşmuş ve parçalanaarak bugünkü rölyefe dönüşmüş eski bir rölyefin bulunduğu kanısına varılmıştır. 'Saptığımız çalışmalarda yükselteleri farklı olan düzlüklerin ayrı ayrı aşınma aşamalarına karşılık olarak kabul etmek için yeterli veri bulunamamış, buna karşılık bugünkü terim oldukça yayvan tepelerden, vadilerden oluşmuş tek bir peneplen yüzeyinin parçaları olmaları olasılığının daha fazla olduğu sonucuna varılmıştır. Günümüzde bu bölgelerdeki kesitlerinde yamaçlarının dış föküey oluşları da bölge bir gençleşmeye işaret olarak kabul edilebilir.

#### FİLYOSTAN ETKİLENER ÇEVRE SORUNLARI

##### Sel Tehlikesi

Özellikle beslenme bölgesinde çok sık olan bitki örtüsünün her geçen yıl süratle tahrib edilmesi sonucu Filyos çayı eskiye göre çok malzeme taşımak zorunda kalmakta ve taşıyarak yığıldığı malzemeden dolayı da çevreye yayılarak su baskınlarına sebep olmaktadır. Çaycuma dolayında yakın geçmişte büyük su baskınları olmuş, tarım arazisi büyük zarar görmüştür. Çaycuma vadisinde Filyosun taşıma gücünün çok azaldığı, sık sık yatak değiştirdiği göz önüne alınırsa bu bölgenin devamlı su baskınları tehlikesi altında olduğu anlaşılır. Yine çok fazla malzeme taşımak durumunda bulunan yan verilerinde ağız bölgelerinde taşkınlarla sebep olmaları mümkündür. Yan derelerin ağızlarındaki birikinti konilerinin varlığı geçmişte bu cins taşkınların olduğuna işaret eder.

##### Heyelan Sorunu

Filyosun ana vadisinde ve özellikle yan kollarında bitki örtüsünün tahribi, özellikle kil taşlarının bulunduğu duraysız bölgelerde heyelanlara neden olmakta heyelanlar giderek etkinliklerini artırmakta yeni heyelanların başlamasına yol açmaktadır. Heyelan sorunu Yenice ve Karabük dolayında önemli tehlike yaratmakta, birçok bölgelerde tarım arazisinin kaybına, yerleşme yerlerinin terkine yol açmaktadır.

##### Demiryolu ve Karayolu Sorunu

Zonguldak - Çankırı demiryolu Filyos vadsini izlemektedir. Yenice - Çaycuma karayolu ulaşımı da Filyos vadisinden sağlanmaktadır.

Karabük <- Yenice arasındaki yarma vadilerde oldukça duraylı bölgelerde büyük tünellerden geçen demiryolu bitki örtüsünün de fazla tahrib edilememiş olmasından dolayı önemli bir tehdit altında gözükmemektedir. Ancak gerek Bolkuş - Karabük arasında gerekse Balıkısık - Gökçebey arasında bitki örtüsünün tahribinin etkisiyle barayolu ve bilhassa demiryolu heyelan tehdidi altındadır. Yakın geçmişte olduğu gibi bu yollar heyelan nedeniyle sık sık ulaşım kapanma tehlikesi altındadır. Vadinin bu bölümünde kara ve demiryolu Filyosun yana kazması sonucu gerileyen vadi yamacı ve çarpakların etkisiyle de tehlikeye girmektedir. Bu sorun özellikle Yenice batısında Çay mahallesi, Beydere kavşağı, Badas kuzeybatısı ve Kokaksu istasyonu dolayında önemli olmaktadır. Filyosun bu çarpakları geriletmesi bazı yerlere japılmış yapay setlerle geciktirilmekte ise de bunların devamlı onarımı gerekmektedir.

##### Kirlenme

Filyos özellikle Karabük demirçelik fabrikası ve Karabük kenti tarafından çok aşırı bir şekilde kirlenmektedir. Bunun sonucu flora ve faunası tümüyle tahrip olmuş durumdadır. Akarsudan sınırlı sulama dışında başka bir şekilde yararlanılamamaktadır. Karabük'e kadar duru gelen sular buradan sonra gerek asılı malzemeden gerekse pis ve asitli sular ile kirlenir; dolayısıyla Filyos çayı bileşimi tanınmaz bir sıvı olarak akar.

##### SONUÇLAR

Çeşitli önemli çevre sorunları taşıyan bir bölgenin jeomorfoloji haritası ilk defa yapılmıştır.

Filyos çayı çevresinde büyük sorun olan heyelanların başlıca nedeninin bitki örtüsünün tahribi olduğu ortaya konmuştur.

Filyos vadisinde yer alan sekilerin oluşumunda başlıca etkenin epirojenik hareketler olduğu sonucuna varılmıştır.

Bölgede yontulmuş eski bir peneplenin varlığı ortaya konmuştur.

##### KATKI BELİRTME

Bu çalışma 1970-1971 yıllarında Zonguldak - Cide - İlgaz - Çerkeş arasında Kuzey Anadolu Fayı'nın özelliklerini aydınlatmak üzere yapılan çalışmalar kapsamında yürütülmüştür. Yazar, bu çalışmalar sırasında hazırlanmış olan jeoloji haritalarından yararlanmış, çalışmalarda görev almış olan Zeki Akyol, Kayhan Tütüncü ve Fuat Şaroğlu ile verimli tartışmalar yapmak olanağı bulmuştur. Yazar çalışmalarının çeşitli aşamalarında büyük Isatkısı olan Esen Arpat'a teşekkür eder.

Yayma verüdiâi tarih: Ocak, 1975

##### DEĞİNİLEN BELGELER

- Ardel, A., 1943, Trabzon ve civarının morfolojisi üzerine gözlemler. T. Cog. Dergisi, sayı 1, s. 71-81.
- Bilgin, T., 1963, Akçay batısında Akçay Pleistosen taraçaları. 1. Ü. Cog. Enst. Dergisi, cilt 7, sayı 13, s. 159-163.
- Erine, S., 1958 Karadeniz'in denizaltı morfolojisi, t. Ü. Cog. Enst. Dergisi, cilt 5, sayı 9, s. 103-114.
- Erol, O., 1952, Trabzon sekileri hakkında bir not. A. Ü. Dil ve Tarih Cog. Dergisi, cilt 10, sayı 1-2, s. 125-135.
- İnandık, H., 1958, Türkiye kıyılarına genel bakış, i. "Ü. Cog. Enst. Dergisi, cilt 5, sayı 9, s. 50-72.
- Yalçınlar, İ., 1958, Samsun bölgesinin Neojen ve Kuvaterner kıyı depoları, I. tt. Cog. Enst. Dergisi, cilt 5, sayı 9, s. 11-21.

# Türkiye'deki Bazı Önemli Genç Tektonik Olaylar<sup>(1)</sup>

*Some recent tectonic events in Turkey*

ESEN ARPAT ve FUAT ŞAROĞLU *Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.*

ÖZ: Depremlerin, korkunç tehdidi altında olan Türkiye'de depremlerle ilgili çalışmalar çok yetersizdir. Bu alandaki en büyük eksikliklerden biri elde gerekli nitelikte sismo-tektonik haritaların bulunmayışıdır. Bu çalışma sismo-tektonik harita yapımında kullanılacak bazı verileri iletme amacı ile hazırlanmıştır.

Doğu Anadolu Fayı'nın daha önce hiç incelenmemiş olan batı yarısının haritası yapılmıştır. Doğu Anadolu Fay Zonu'nun zaman zaman durgunluk gösteren diri faylardan oluştuğu, çok büyük depremlerin meydana geldiği ve geleceği bir zon olduğu, Arap bloğunun kuzeydoğuya doğru hareketi ile gelişmekte olduğu ve ölü Deniz Hay Sistemi'ne bağlantılı bulunduğu ortaya konmuştur.

Kuzey Anadolu Fay Zonu'nda Suşehri ile Erzincan arasındaki ve Havza Ue Taşova arasındaki bölümlerin fayları haritaya geçirilmiştir. Bu haritalar ile Kuzey Anadolu Fayı'nın depremler bakımından ne denli büyük bir tehlike taşıdığı bir kere daha ortaya konmuştur.

Büyük Menderes vadisinin güneye doğru eğilmekte olduğu kanıtlanmaya çalışılmış bu olayın Ege bölgesinin kabarmakta olduğu görüşünü desteklemekte olduğu ve bu yoklan oluşturulan tektonik model içinde Büyük Menderes vadisinin büyük deprem tehlikesi içinde olduğunun anlaşılacağı savunulmuştur.

Türkiye'de, günümüzde bilinenden çok daha fazla sayıda diri fay bulunduğu, diri fay özellikleri bu çalışmada ortaya çıkartılan Demirkazık Fayı, Ovacık Fayı ve Merzifon Fayı örnekleri ile bir kere daha kanıtlanmaya çalışılmıştır.

Aletsel çalışmalara başlanması gerekliliği üzerinde durulmuş ve bu amaçla, bu tür çalışmalar için elverişli olduğu düşünülen yerler önerilmiştir.

(1) Türkiye Jeoloji Kurumu ve Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü tarafından 1973 yılında birlikte düzenlenmiş olan "Cumhuriyetin 50. yılı yerbilimleri kongresinde sözlü bildiri olarak sunulmuştur.

**ABSTRACT:** Western half of the East Anatolian Fault Zone has been mapped for the first time. Its connection with the Dead Sea Fault System has been confirmed. Types and senses of the movements along the East Anatolian Fault Zone suggest northeasterly movement of the Arabian block rather than to the north.

Some parts of the North Anatolian Fault Zone have been mapped. These maps show clearly the great earthquake danger presented by the North Anatolian Fault Zone.

Southward tilting of the Menderes Massive has been documented. This tilting supports the view defending the active uparching of the central part of the Menderes Massive.

The presence of previously unknown active faults has been shown and the value of seismo-tectonic maps has once more pointed out in the light of these discoveries.

## GİRİŞ

Depremlerin korkunç tehdidi altında olan Türkiye'de depremlerle ilgili çalışmalar, özellikle nitelik bakımından, bu konudaki gereksinmeyi karşılamaktan çok uzak bir düzeydedir. Gerek depremleri önceden kestirme çalışmalarında gerekse depremlerin zararlarını azaltıcı çalışmalarda başvurulacak temel belgelerden olan sismo-tektonik haritalar konusunda ise Türkiye'de günümüze kadar yapılmış olan çalışmalar çok yetersizdir. Türkiye'deki en önemli diri (aktif) fayları bulduran Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun ve Doğu Anadolu Fay Zonu'nun ancak onda biri kadar bir bölümünün gerekli nitelikte haritaya alınmış olması bu konunun daha öte tartışılmasını gereksiz kılmaktadır. Bu konudaki büyük açığın ancak konu ile ilgili araştırmacıların tümünün göstereceği olağan üstü çaba ile kapanabileceği bu yazının yazarlarının inancındır.

Yazarlar Türkiye'de bazıları, önceden bilinen, bazıları da, önceden bilinmemekte olan diri faylar bulduran çeşitli bölgelerde kısa süreli çalışma olanağı bulmuşlardır. Bu çalışmalar sırasında hazırlanmış olan haritalar sismo-tektonik harita çalışmalarına katkı sağlanması amacıyla bu yazıda tanıtılmakta, kapsamları kısaca tartışılmakta ve çok ana çizgileri ile yorumları yapılmaktadır. Yazının ana amacı ise Türkiye'de şimdiye kadar bilinenden çok daha fazla sayıda diri fay bulunduğunu ortaya koymak ve dolayısıyla sismo-tektonik harita çalışmalarının Türkiye için önemini kanıtlamaktır.

İncelenmiş olan bölgeler, ana örüde ayrı başlıklar altında sunulmaktadır. Her bölümün düzeni incelenen bölgenin özelliklerine bağlı olarak değişik olmakla birlikte, bölümlerde genellikle belirgin faylar tanıtılmakta, bu fayların etkinlik dereceleri, hareket özellikleri in-

celenmekte, aletsel çalışmalara başlamak için elverişli yerler önerilmektedir.

## PALU - ANTAKYA ARASINDA DOĞU ANADOLU FAY ZONU

Yazarlar önceki bir çalışmalarında (Arpat ve Şaroğlu, 1972) inceledikleri, Karlıova - Palu arasında uzanan fay zonu'nun ölü Deniz Fay Sistemi ile bağlanma olasılığı üzerinde durmuşlardı. Bu yazıda ise bu fay zonu'nun Palu ile Antakya arasında yer (alan ve sözü edilen bağlantıyı sağlayan bölümü ele alınmaktadır. Yukarıda değinilen çalışmada Palu - Karlıova fay zonu için kullanılmış olan "Doğu Anadolu Fay Sistemi" adının fay zonu'nun bu yazıda ele alınan bölümü için de uygun olduğu düşünülmektedir.

İncelemenin önemli bölümü 1/3500 ölçekli hava fotoğrafları üzerinde yapılmıştır. Bu fotoğraflarda tanınan çok genç ve/veya diri faylar 1/25000 ölçekli topoğrafik haritalara işlenmiştir. Bilgiler 1/25000 ölçekli haritalardan 1/250000 ölçekli haritalara geçirilmiştir. Fayın Palu ile Sincik arasındaki bölümünü sahada doğrulamak olanağı elde edilmiştir.

Bir ön araştırma niteliğinde olan bu çalışmada fayın ancak belirgin özellikler gösteren bazı bölümleri üzerinde durmakla yetinilmiştir. Çok önemli bir deprem kuşağı olduğu anlaşılan bu fay zonu'nun çok daha ayrıntılı çalışmalarla ele alınması gerektiği açıkça bellidir.

## Fayların Tanımlanması

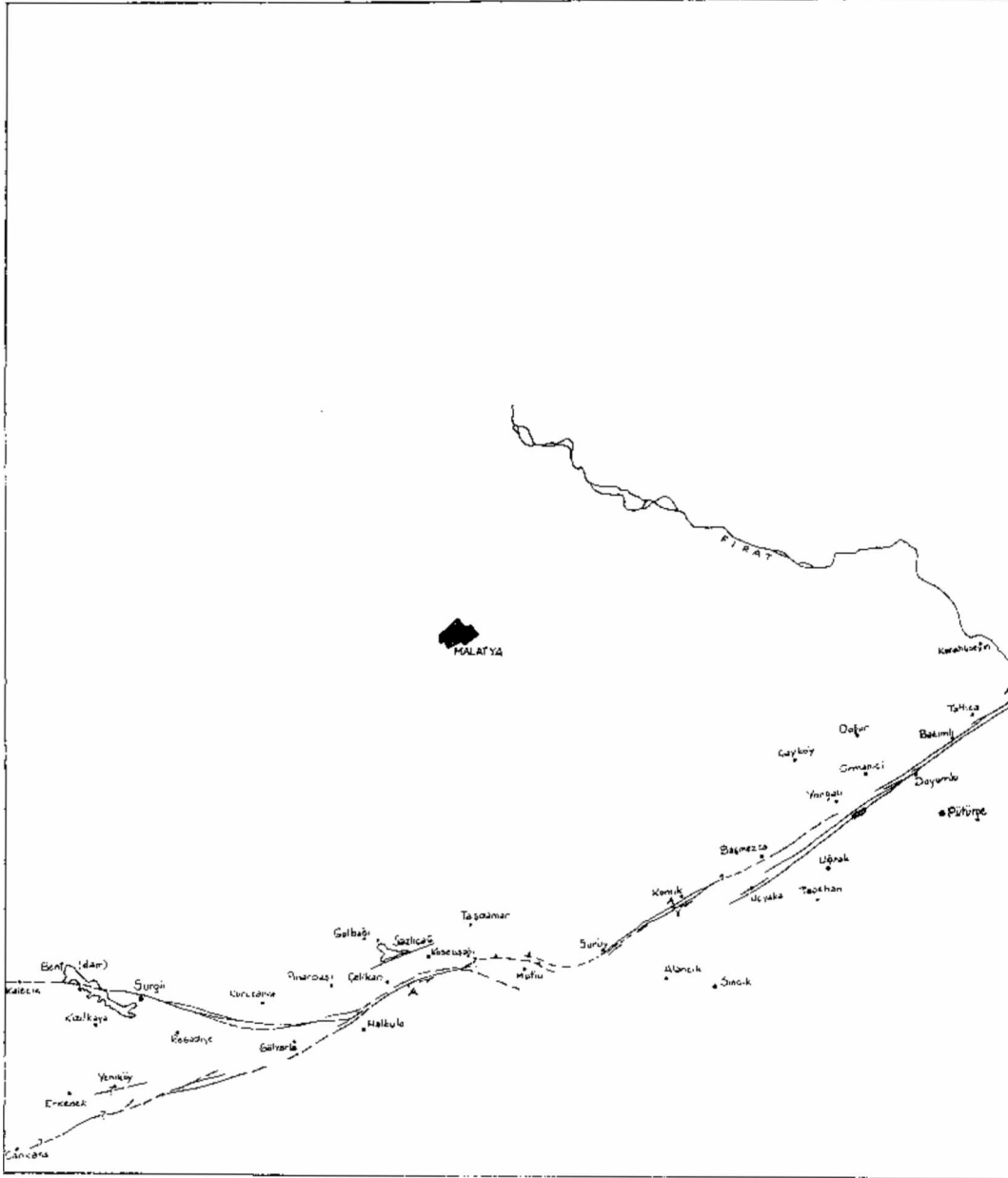
Palu - Sincik arasında Doğu Anadolu Fay Zonu. Bu bölümde diri fay izleri çok belirgindir (Şekil 1A). Bazı bölümlerde birden fazla sayıda fay birbirine hemen hemen koşut (paralel) olarak

uzanmaktadır. Genellikle bu faylardan bir tanesinin diğerlerine göre çok daha diri olduğu belirgin olarak izlenebilmektedir. Bu nitelikteki fay izlerini haritada diğerlerinden ayrı belirtmek yoluna kartografik zorluklardan dolayı gidilememiştir; ancak, bunları harita üzerine diğerlerinden ayırt etmede fay izinin devamlılığı geçerli bir ölçütdür. Yakın geçmişte etkinlik göstermiş olan fayların izleri daha kolay tanınabildiğinden bu özellik haritaya bunların diğerlerine göre daha devamlılık göstermeleri şeklinde yansımıştır.

Bu bölümdeki faylar doğrultu atım özelliği göstermektedir. Bu özellik, özellikle Sincik kasabasının kuzeydoğusunda Üçyaka ile Çevrimtaş köyleri arasında çok belirgindir. En diri fayda, yana kaymış akarsu yataklarında 1 km dolayında sol yanallı atım her türlü kuşuktan uzak olarak izlenebilmektedir. Sol yanallı atım bu derece belirgin olmamakla birlikte Hazar gölü ile Palu kenti arasında da egemen hareket olarak gözükmektedir. Hazar gölünün batısında yer alan 20 km lik bölümde ise çok yaygın alanlar kaplayan heyelanlar fay izini büyük ölçüde değişikliklere uğrattığından fayın atım özellikleri bu bölümde belirgin değildir.

Hazar gölü çevresinde eğim atımlı fayların bolluğu dikkati çekmektedir. Gölü bulduran çukurluk büyük ölçüde, bir çökme çukurluğu niteliğindedir.

Sincik - Gölbaşı arasında Doğu Anadolu Fay Zonu. Sincik kasabası ile Gölbaşı ilçesi arasındaki bölümde (Şekil 1A ve 1B) fay izini güvenilir olarak izlemek olasılığı bazı yerlerde bulunamamıştır. Sincik'in yakın batısında fayın ters fay niteliği kazanmış olması olasılığı vardır. Yanallı atımlı fay özelliği Sürgü'den geçen kolda belirgin olarak görülmektedir. Sincik'in batı - kuzey batısında gözlenen sıkışma bölgesinin sahada doğru-



Şekil 1A: Doğu Anadolu Fay Zonasında çoğu aktif olan genç faylar. Fayın batıya uzantısı ve batıda açıklaması için Şekil 1B'ye bakınız.  
 Fig. 1A: Young faults (most of them being active) of East Anatolian Fault Zone. See Fig. 1B for explanation of the symbols.





lanması yapılamamıştır. Ancak sol yanal hareketin egemen olduğu iki fay kolunun bu bölgede görüldüğü gibi bir doğrultuda en echelon düzende bir kayma yaptığı bölgede, gelişmesi beklenecek olan sıkışma ile hava fotoğraflarında izlenen olası sıkışmanın aynı özellikleri göstermesi bu gözlemdeki gerçelik payını artırmaktadır.

Gölbasi - Türkoğlu arasında Doğu Anadolu Fay Zonu. Gölbasi dolayında eğim atımlı fayların bolluğu dikkati çekmektedir. Daha batıya Türkoğlu'na doğru uzanan doğrusal fay izi ise belirgin olarak doğrultu atım özellikleri göstermektedir (Şekil IB). Ancak atım azdır ve atım yönünü kestirmek için gerekli veriler bulunamamıştır.

Maraş dolayında Doğu Anadolu Fay Zonu. Maraş'ın kuzeyinde yükselen dağın güney yamacında Maraş yönünde eğimli düzlemleri olan büyük eğim atımlı, çok sayıda genç fay görülmektedir. Bunlardan büyük olanlar haritaya geçirilmiştir.

Maraş - Antakya arasında Doğu Anadolu Fay Zonu. Maraş Antakya arasında pek çok sayıda normal eğim atımlı genç fay vardır (Şekil IB). Bunlardan bir kısmının tarihsel zamanlarda etkin oldukları çok taze olan izlerine dayanılarak ileri sürülebilir. Antakya ile Maraş arasındaki çukur alan iki yanından normal eğim atımlı faylarla sınırlanmış genç bir graben özelliğindedir. Grabenin batı sınırındaki faylar daha çok sayıda ve daha belirgindir. Toplam düşey atımın da batıda doğudakinden daha fazla olduğu anlaşılmaktadır.

Antakya'nın güneydoğusunda Kıyığören ile Sanbük köyleri arasında uzanan fayda eğim atım çok belirgindir. Buna karşılık yanal atım sezilememektedir. Fayın Suriye'de de devam ettiği görülmektedir.

## İnceleme Bölgesindeki Depremlerle İlgili Aletsel Veriler

Yayımlanmış olan episantr haritalarında Doğu Anadolu Fay Zonu'nda çeşitli magnitüde depremlerin kümelendiği görülmektedir. Ancak odak mekanizması ile ilgili çalışmalar bu zon için çok az sayıdadır. Zonun son yıllardaki sismik durgunluğu yanı sıra bölgenin depremlerini gerekli hassaslıkla kaydedecek sismograf ağının yetersizliği de bu eksikliğin önemli bir nedenidir. Yine bu nedenledir ki bölge depremlerinin

odak derinlikleri hakkındaki verilerin güvenilirlikleri çok azdır.

## Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Etkinliği

Zonun aletsel kayıtlarının var olduğu 20. yüzyıldaki durgunluğunun fay zonu etkinliği hakkında yanıltıcı fikir verdiği anlaşılmaktadır. Çünkü fay zonuındaki bazı izler o derece tazedir ki tarihsel zamanlardaki faylanmalara ait oldukları kesinlikle söylenebilir. Üstelik fayın sahada incelenen bölümünde fay zonu içinde pek çok sayıda kent harabesinin yer aldığı görülmüştür. Bunlardan bazıları büyük kentlere aittir. Tarihsel belgeleri inceleyerek bölgenin sismisitesini ele alan Ambraseys (1970, 1971) bu belgelere göre bu bölgenin zaman zaman büyük etkinlik kazandığını ileri sürmektedir.

## Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Komşu Sistemlerle İlgisi

Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Karlıova'da Kuzey Anadolu Fay Zonu ile birleştiği bilinmektedir (Arpat ve Şaroğlu, 1972). Fay sisteminin diğer ucundan Ölü Deniz Fay Sistemi ile birleştiği anlaşılmaktadır. Suriye'nin jeoloji haritasında (Dubertret, 1962) Antakya'nın güney doğusundaki faym Suriye'den güneye devam ederek ölü Deniz Fay Sistemi'ne bağlandığı izlenmektedir.

Anadolu'da Doğu Anadolu Fayı'nın Kuzey Anadolu Fayı dışında diğer bazı faylarla da bağlantılı olması olasıdır.

Maraş ile Çukurova arasındaki bölgede belirgin diri faylar hava fotoğraflarında görülememiştir; ancak, bazı ikinci derecede önemli diri fayların bu bölgede yer alması olasılığı gözden uzak tutulamaz.

Bu yazıda bir bölümü kısaca incelenen Ecemiş Fayı'nın da Doğu Anadolu Fayı'ndan tümüyle bağımsız olmaması olasılığı vardır.

Uzay fotoğraflarında çok belirgin olarak izlenen bir çizgisellik Malatya ovasının batısında kuzey - kuzey doğuya uzanmaktadır. Bu çizgiselliği hava fotoğraflarında incelemek fırsatı bulunamamıştır. Bu çizgiselliğin bir fay zonu karşılık olması durumunda Doğu Anadolu Fayı ile önemli bir ilişkisinin bulunması gerekecektir.

Elbistan güneyinde yer alan ve sol yanal atım gösteren önemli bir diri fay haritaya alınmıştır (Şekil IB). Bu fayın Doğu Anadolu Fayı'na bağlantısı doğru dan doğruya kurulamamıştır. Konu ayrıntılı incelenmeye gerek göstermektedir.

## Doğu Anadolu Fay Zonu Boyunca Atım

Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca atımın ne olduğu sorununa eldeki verilerin ışığı nedeniyle ancak kısaca değinilecektir.

Bingöl ile Karlıova arasında faym atımının 22 km kadar olduğu önceki çalışmada (Arpat ve Şaroğlu, 1972) belirtilmişti. Faym yeni incelenen bölümünde de atımın çok fazla olmadığı söylenebilir. Fayın karşılıklı bloklarında çoğunun aynı kaya birimleri yer almaktadır. Ayrıntılı bir saha çalışması yapılmamış olduğu için de fay atımı konusunda fay bloklarındaki kayaların ayrıntıları karşılıklı bloklarda birbirleri ile karşılaştırılarak bir sonuca gidilememiştir. Ancak Pütürge ilçesi'nin kuzeyinde akarsuların düzenli atımı ile fay zonundaki faylardan bir tanesinde 1 km sol yanal atım izlenebilmektedir. Birden fazla sayıda olan faylar tarafından atımın paylaşılmış olması kaçınılmaz olduğuna göre fayın atımı çok daha fazla olmalıdır. Fırat nehrinin fay zonundaki sol yanal ayrılması 15 km dolayındadır. Bunun ne kadarının fay boyunca atıma bağlı olduğunu kesin olarak söylemek zordur. Fakat söz konusu bölge sahada da incelenmiş ve fay dışında bu ayrılmayı gerektiren bir unsur görülememiştir olduğundan ayrılmanın tümünün fay atımı olması olasılığı da fazladır.

Maraş - Antakya grabeninde düşey atım konusunda önemli bir veri bölgedeki Kuvaterner volkanitlerinin günümüzde buldukları yükselti arasındaki farklardır. 400 m gibi oldukça yüksek bir düşey atım bu yoldan hesaplanabilmektedir.

Bu atımların fayın Üst Pliyosen - Kuvaterner'deki hareketlerine ait olduklarını ve bölgenin daha değişik kuvvetlerin etkisi altında bulunduğu daha önceki sürelerde faym nasıl davrandığı konusunda fazla bir fikir vermediklerini kabul etmek gerekir.

## Doğu Anadolu Fayı'nın Bölgesel Tektonik İçindeki Yeri

Doğu Anadolu Fayı'nın Ölü Deniz Fay Sistemi'ne bağlı olarak sol yanal atım gösterdiğine yazarlar önceki çalışmalarında değinmişlerdi. Bu çalışma ise bu hareketin ayrıntılarını bir ölçüde aydınlatmaktadır. Antakya - Maraş grabeninin eğim atımlı fayları göz önüne alındığında Doğu Anadolu Fayı'nı etkileyen kabuk hareketlerinin Arap bloğunun kuzeye hareketi ile açıklanamayacağı anlaşılır. Antakya - Maraş bölgesinin yakın jeolojik geçmişte önemli gerilim kuvvetlerinin etkisinde kalmış olduğu eğim atımlı fayların yanı sıra, bu bölgedeki Kuvaterner volkanizması ile de belgelenmektedir, (Hava fotoğrafları üzerinde kesin olarak tanınan genç lav akıntıları, bunların çıkış noktaları Şekil IB de gösterilmektedir). Antakya - Maraş grabenini oluşturan gerilim tektoniğini ve grabenin doğusundaki sol yanal hareketi sağlayabilmesi için Arap bloğunun bağlı hareketinin kuzeye doğru değil, kuzey doğuya doğru olması gerekir. Bu da Kuzey Anadolu Fayı ve Doğu Anadolu Fayı ile sınırlanmış Anadolu parçasının güneyden gelen sıkışmayı gidermek için batıya hareket ettiği görüşünün ayrıntılarına inilerek eleştirilmesi gerekliliğini ortaya koyar.

## Doğu Anadolu Fay Zonu'nun Yarattığı Çevre Sorunlarından Bazıları

Doğu Anadolu Fay Zonu diğer pek çok büyük fay zonları gibi yerleşme merkezlerinin yoğunluk kazandığı bir zondur. Yerleşme yerlerinin yanı sıra Kartalkaya ve Sürgü barajları fay zonu içinde kalmaktadır. Devlet kara yolları ve demir yolları da yer yer fay zonunu izlemektedir.

## Doğu Anadolu Fay Zonu'nda Öncelikle Yapılması Gereken Çalışmalar

Fay izlerinin belirginliği, tazeliği, boyutları ve tarihsel etkinliği göz önüne alındığında Kuzey Anadolu Fayı ile yarattığı deprem tehlikesi açısından eşdeğer olan Doğu Anadolu Fayı da gereken ilgiyi günümüze kadar görmemiştir. Ayrıntılı harita alımı ile başlayabileceği

düşünülen çalışmaların bir yandan da aletsel çalışmalarla izlenmesi gerekir. Bu alanda ilk aşamada bu zonun özellikle düşük magnitudlü depremlerini de değerlendirebilecek bir sismograf ağının kurulması, ulaşım bakımından çok elverişli koşullar taşıyan ve yoğun yerleşme yerleri olan Hazar gölü çevresinde, Hassa - İslahiye bölgesinde yüksek duyarlılıkta nivelman çalışmalarına başlanması, Hazar gölünün doğu ve batı uçlarında, Pütürge kuzeyinde yüksek duyarlılıkta triyagülasyon, trilaterasyon çalışmalarına başlanması, Bingöl'de, Palu'da, Hazar gölünün batı ucunda Sivrice'de, Sürgü barajında, Kartalkaya barajında, Kırıkhan'da, İslahiye'de kuvvetli hareket akselerografları yerleştirilmesi bir başlangıç olabilir.

## SUŞEHİRİ İLE ERZİNCAN OVASININ DOĞU UCU ARASINDA KUZAY ANADOLU FAY ZONU

Erzincan ovası ile Suşehri arasındaki bölgede 1939 yılının büyük depreminde yüzeyde çok belirgin yer değiştirmelerin meydana geldiği bilinmektedir. Ancak o tarihte zamanın koşullarından ötürü bu yer hareketleri gereken ayrıntıda haritaya alınmamıştır. Bu eksikliği gidermek amacıyla burada sonuçları sunulan çalışmada Kuzey Anadolu Fay Zonu'nun Erzincan ovasının doğu ucu ile Suşehri arasında kalan bölümünün pek çoğu diri olan genç fayları haritaya alınmıştır. Aynı zamanda bu faylar boyunca hareket özellikleri ana çizgileriyle izlenmiştir. Faylar 1/35000 ölçekli hava fotoğraflarında saptanmış, sahada doğrulaması yapılmıştır. Faylar hava fotoğraflarından 1/25000 ölçekli haritalara geçirilmiş, bu haritalardan da 1/100000 ölçekli haritalara aktarılmıştır. Suşehri'nin güney doğusundaki bir kaç tane, Ağvanis içinden geçen ve Ağvanis'in kuzeyinde yer alan 2 tane diriliği kuşkulu fay dışında haritaya yalnız yakın geçmişte etkin oldukları kesin olarak saptanabilmiş olan faylar alınmıştır.

Aşağıda fay zonunun Suşehri ovasındaki, Suşehri ovası ile Erzincan ovası arasındaki ve Erzincan ovasındaki bölümleri ayrı ayrı ele alınacaktır.

## Suşehri Ovasında Kuzey Anadolu Fay Zonu

Batı sınırı dışında Suşehri ovasında fay izi çok belirgindir (Şekil 2A). 1939 depreminde de oynamış olan en

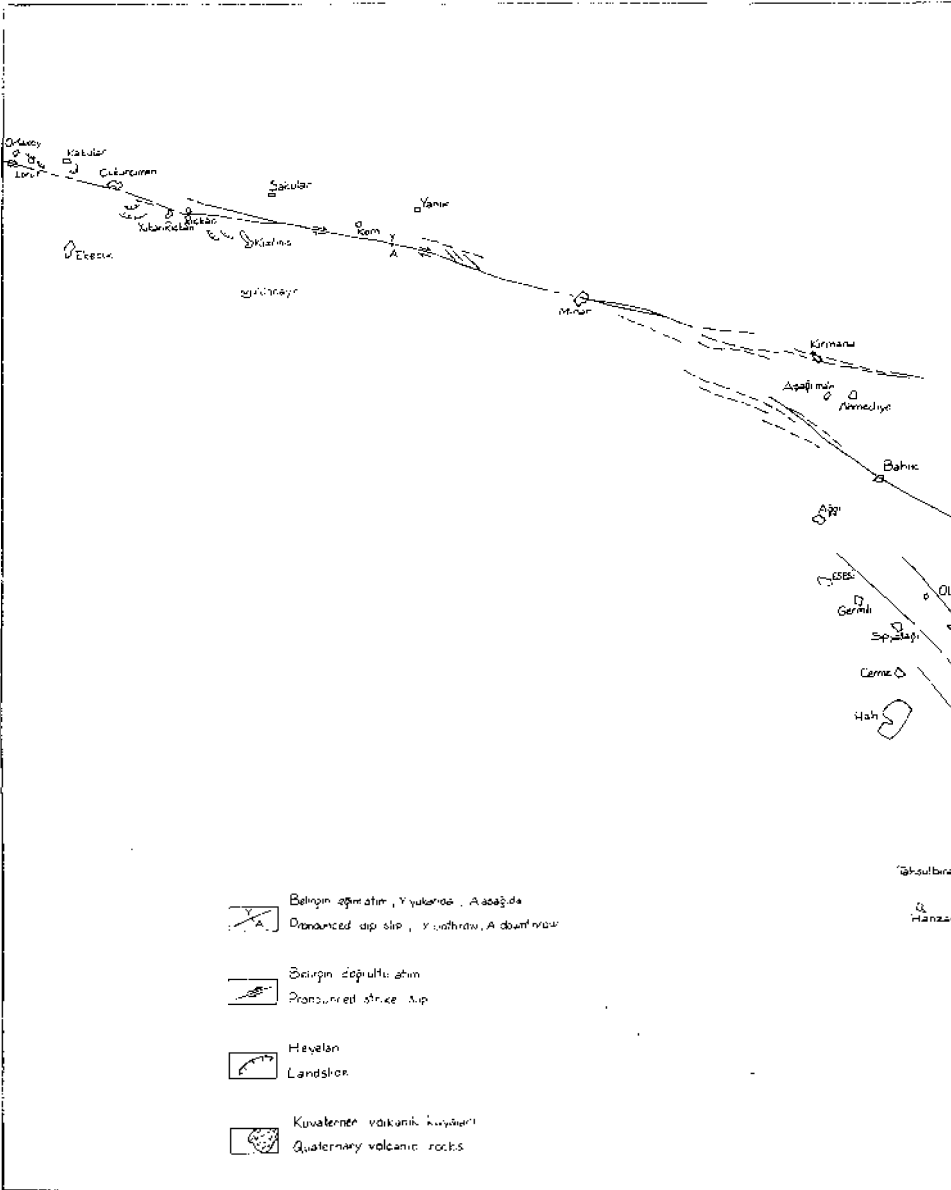
diri görünüşlü fay Suşehri'nin kuzey batısında Ağcağaç'dan güney batıya doğru uzanmakta, Küçükgüzel'den, Eymür çiftliğinden geçmektedir.

Suşehri ovasının güney sınırının faylı olması olasılığı fazladır; ancak, bu fayların diri olduklarına değgin veri yoktur, Kuvaterner'den yaşlı oldukları söylenebilir.

Diri fay boyunca doğrultu atımın çok kesin olarak görüldüğü yerler vardır. Suşehri'nin doğu-kuzey doğusundaki Tepeköy'ün 1 km kadar batısında ana yol kenarında 3 m lik sağ yanal atım ufak dere yataklarının tümünde görülmektedir. Yağlıçayır'ın kuzeyinde parçalanmış ve kaymış sırtlar 1 km den fazla bir sağ yanal atım göstermektedir. Yanal hareketin yanı sıra düşey hareketlerin de fay boyunca önemli olduğu anlaşılmaktadır. Kuzey bloğun güneye göre yükseldiğine değgin çok belirgin veriler vardır. Suşehri'nin yakın doğusunda Karaağaç köyünün güneyinde, daha doğuda Küçükgüzel köyünün batısında ve doğusunda, biraz daha doğuda Yağlıçayır köyünün kuzeyinde kuzey bloğun bağlı olarak yükselmiş olduğu çok belirgin olarak görülmektedir. Korunabilmiş olan fay dikliği genellikle 1 m kadar bir yüksekliğe sahiptir. Bu yüksekliğin 2 m ye yaklaştığı bölümler vardır. Düşey atımın belirgin olduğu bölümler genellikle fayı kesen ufak akarsuların yayvan vadilerinde rastlanmaktadır. Bu bölümlerin incelenmesi kuzey bloğun yükselmesinin değil de güney bloğun çökmesinin olasılığının daha fazla olduğunu ortaya koymuştur. Çünkü fayı kuzeyden güneye akarak geçen derelerin fayı geçtikleri yerlerde güney blokta kuzey sınırı fay dikliği olan bataklıklar gelişmiştir. Bu ancak güney bloğun faya doğru eğim kazanması ile olasıdır ki, kuzey bloğun yükselmesi ile bu eğilme-yi bağdaştırmak zordur. Bu eğilme çok daha kolay bir şekilde, güney bloğun çökmesi ile kazanılabilir. Diğer yönden bataklık oluşturan bu çukurluklar akarsu yataklarındaki gevşek malzemenin şiddetli sallanma ile yersel olarak oturması ile de açıklanamıyacak kadar derindir. Zaten fay çizgisinin aynı malzemenin oluşmuş kuzeyinde gelişmemiş olmaları da bu olasılığı ortadan kaldırmaktadır.

Kuzey Anadolu Fayı'nın Suşehri ovasındaki bazı bölümlerinde ana fay ile düşük açılarla birleşen ufak boyutlarda gerilim fayları dikkati çekmektedir. Bu tür faylar Küçükgüzel - Abbas-

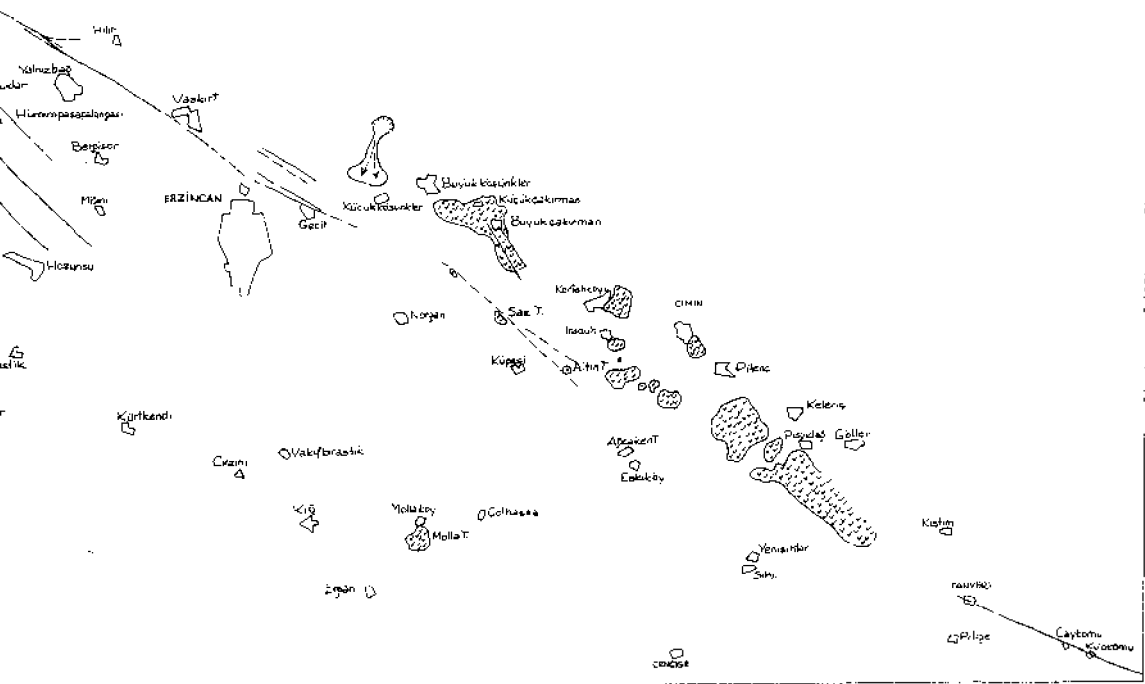
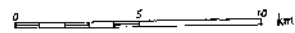




Sekil 2B: Erzurum ovasında Kuzey Anadolu Fay Zonu.

Fig. 2B: North Anatolian Fault Zone in Erzurum valley

Araç



çiftlik - Yağlıçayır arasında, Sevindik - Şeyhonağı anasında kümelenmiştir. Bunlar, konumları göz önüne alındığında ana fay boyunca gelişen sürümeden doğan ikincil stres ile ilgili faylar olarak nitelenebilirler.

### Suşehri Ovası ile Erzincan Ovası Arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu

Kuzey Anadolu Fayı Süşehri ovasının doğu ucundan çıktıktan sonra giderek sarplaşan bir bölgeye girmekte, Zevker doğusunda ise fay dağılık bir bölgeden geçmektedir, Mihar (Şekil 2B) dolayında ise Erzincan ovasına doğru yenden alçalmaktadır.

Mihar'la Ağvanis (Şekil 2A) arasında diri fay izleri çok belirgindir. Doğrultu atımlı faylara özgü, engel gölleri, ufak bataklıklar, yarılmış ve ötelenmiş sırtlar, çizgisel çukurluklar, yana kaymış dere yatakları gibi çeşitli şekillerin tümü bu bölgede güzel örnekleri ile sergilenmektedir. Sağ yan alım Tümekekar'm (Şekil 2A) yakın doğusunda, Kom (Şekil 2B) dolayında çok belirgin olarak görülmektedir. Kom'un güneyinde, özellikle güney doğusundaki derelerde sağ yan alım 100 m dolayındadır. Sarp dağılık bir arazi olan bu bölümde dik eğimli yan dere yataklarında görülen bu atımların son derece iyi korunmuş olması özellikle dikkati çekmektedir. Sağ yan alım Aşağı Baru (Şekil 2A) da 1,5 km dolayındadır; bir sırtın ötelenmiş iki parçası arasındaki uzaklıktır.

Güney bloğun kuzey bloğa göre alçalmış olduğu bu kesimde de belirgin olarak izlenmektedir. Tümekekar batısındaki bataklık Süşehri ovasında yukarı bölümde tanımlanan bataklıklara bütün özellikleri ile benzemektedir. 1939 depreminde de güney bloğun bağıl olarak alçalmış olduğu bu bölgenin köylülerince kesin olarak belirtilmiştir. Kom ile Mihar arasındaki yüksek dağılık alanda fayın dağın kuzeye eğimli yamacından geçtiği bölgede bile güney bloğun bağıl olarak alçalmış olması düşey hareketlerin yamaç eğimlerine bağlı tali kütle hareketlerinin sonucu olmadığını göstermektedir.

Bu bölümde fay zonunda sıralanan heyelanlar özellikle dikkati çekmektedir. Heyelanlar özellikle Zevker ile Kom

arasında gelişmişlerdir, özellikle Zevker dolayında bütün yamaçlar heyelanlıdır. Bu heyelanlar çok ezik bir zon oluşturmuş serpantin unu ve kilde gelişmişlerdir. Önemli heyelan bölgeleri fay zonu dışında da meydana gelmiştir. Çok önemli bir heyelan sahası Yağlıçayır kuzeydoğusunda Kelkit çayı kuzey yamacında yer almaktadır.

### Erzincan Ovasında Kuzey Anadolu Fay Zonu

Suşehri'nin kuzeyinden Mihar'a kadar kolaylıkla izlenen diri fay izi Mihar'm doğusunda belirginliğini giderek kaybetmektedir. Buna karşılık daha güneyde, Bahik üzerinden doğuya doğru giderek belirginleşen bir diri fay izlenebilmektedir. Bu iki ana fay arasındaki bağlantı faylarını güvenilir düzeyde ortaya çıkarmak çabaları başarılı olmamıştır. 1939 depreminde oluşan yarıkların bu bölgedeki yerlerini köylülerden öğrenmek fırsatı da elde edilememiştir. Ancak bu bölge üç km kadar genişlikte ezik serpantinden oluştuğundan bu bölgede belirgin kırıkların hiçbir zaman gelişmemiş olması olasılığı vardır. Bahik'den doğuya uzanan diri fay izi Erzincan ovasının alüvyonlarında belirginliğini kaybetmektedir. Yoğun tarımın buna neden olduğu anlaşılmaktadır. Erzincan'ın batısında, Hah köyünün kuzeyinde fotoğrafta çok belirgin olan doğrusal zayıflık zonları tarıma elverişli olmayan iri çakıllı alüvyon üzerinde yer almaktadır. Çok belirgin üç tanesi haritaya geçirilmiş olan bu kırıkların izleri ovanın tarım yapılan kesiminde kaybolmaktadır. Ana fay ovanın doğu çıkışı da tekrar belirginlik kazanmakta, Tanyeri'nden güney doğuya doğru uzanmaktadır.

Çok yüksek dağların dik yamaçları arasına sıkışmış olması Erzincan ovasının dikkati çeken önemli özelliğini oluşturmakta ise de bu dik yamaçlarla ova arasındaki fayların diri oldukları konusunda yeterli veri toplanamamıştır.

Çoğunluğu ovanın kuzey yarısında yer alan, genç faylara bağlı oldukları açıkça anlaşılan volkanik kümeler Erzincan ovasının genç tektonizmasının hemen göze çarpan diğer önemli unsurları olmaktadır.

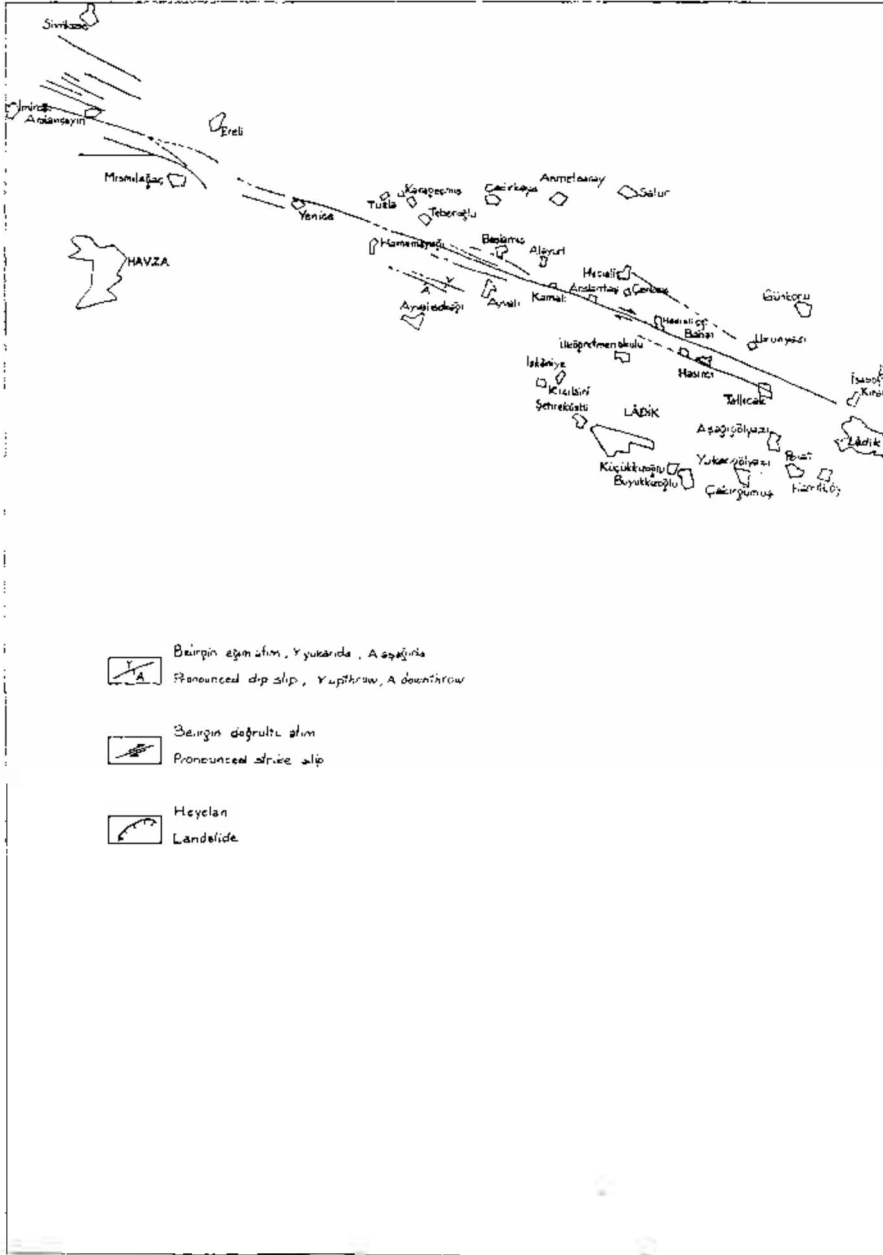
Bu volkanik kayalarda egemen tür trakitsi bir kayadır. AndezitBi bazaltlar çok daha az yer kaplamaktadır. Trakitsi kaya andojen domlar oluşturmuştur. Bu domlar genellikle ovanın alüvyon tabanı üzerinde yer almaktadırlar; bir kısmı da ovanın yamaçlarına yaslanmışlardır. Volkanizmanın çok genç olduğu her türlü kuşkudan uzak olarak görülmektedir. Erzincan'ın 10 km kadar doğusunda yer alan Saz tepe ve onun güney doğusundaki Altın tepe diri fay izi üzerinde yer almaktadırlar. Aynı kayadan oluşmuş bu tepelerin fay tarafındaki sınırları doğrusal ve faya koşuttur. Bu iki tepenin karşılıklı bloklarındaki bölümleri en genç fay ile ötelenmiş tek bir domdan gelişmiş olma olasılıkları fazladır. Bu durumda 3,5 km lik bir sağ yan alım söz konusudur. Volkanik şekillerin tazeliğine bakarak volkanizma yaşının 1/2 milyon seneden fazla olamayacağı kabul edilirse son yarım milyon senelik devre için ortalama > 0.7 cm/senelik bir hareket hızı hesaplanabilir.

### Aletsel Çalışmalar için Öneriler

Tarihsel belgelere göre Erzincan yöresi Türkiye'de depremler sonucu en büyük zarara uğramış olan bölgedir. 1939 depreminde bu bölgede 30 000 in üstünde olan insan kaybı da bu gerçeği bir kere daha belgelemiştir. Buna karşılık bölgede alınmış, konunun önemine uygun bir tedbir görülmemektedir. O kadar ki, Erzincan şehrinin diri faya en yakın binası (fay üzerinde olma olasılığı bile var) Erzincan'ın en yüksek binasıdır. Yedi katlı bu binanın askerî hastane binası olması da yukarıda ki savı tek başına kanıtlamaya yetmektedir.

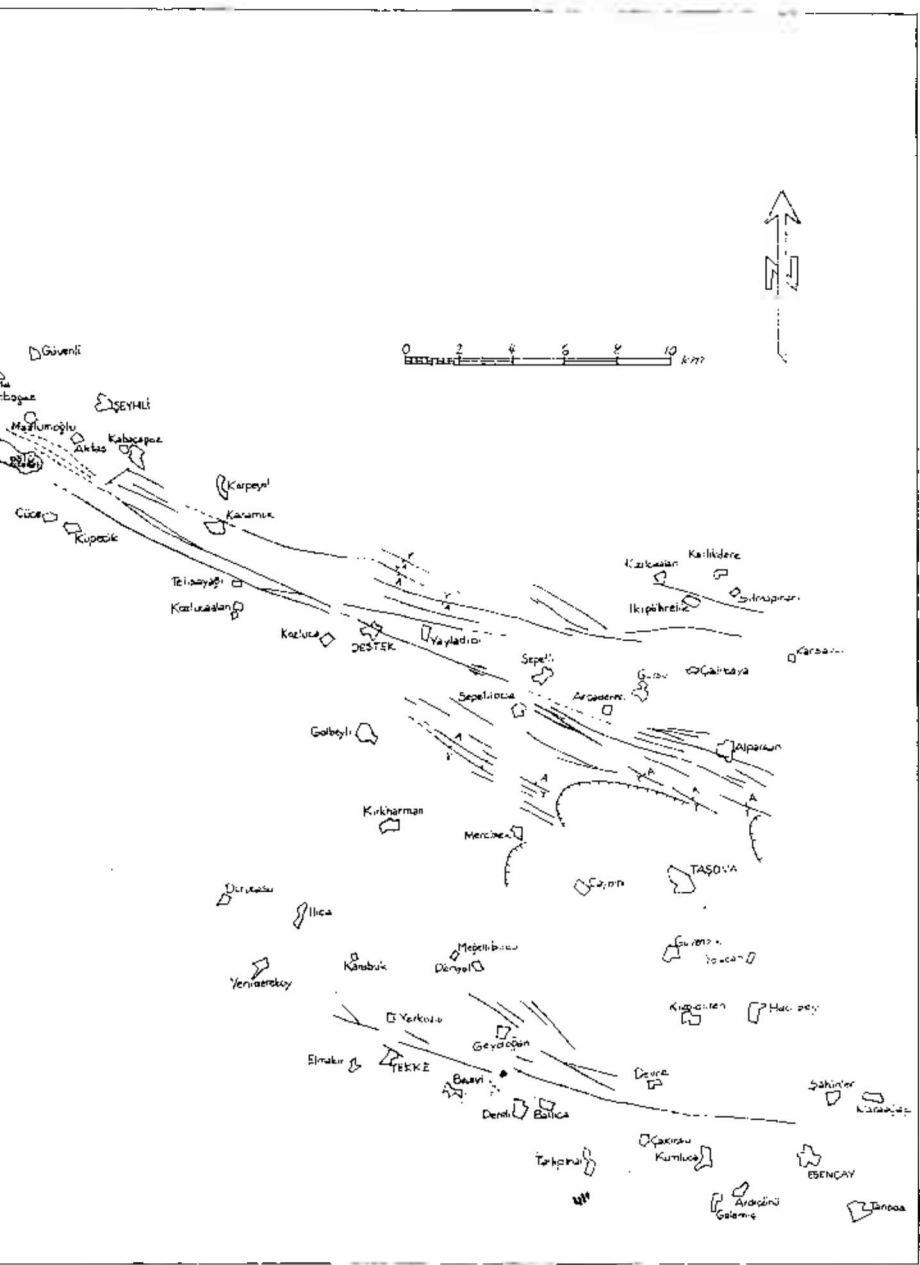
Mikrobölgeleendirme çalışmalarının yanı sıra Erzincan ve Süşehri ovalarında jeodezik çalışmalar yaparak fayın özelliklerini daha iyi tanımak yoluna bir an önce gidilmelidir. Erzincan kentinin kuzeyi, Esesi - Bahik arası, Yalnızbağ - Hıdır arası, Ağvanis - Süt gölü - Canköy bölgesi, Esenkaya - Küçükgüzel - Yağlıçayır - Abbasçiftlik bölgesi, Süşehri - Tepeköy - Karaağaç bölgesi bu tür çalışmalar için elverişli koşulları taşımaktadır.

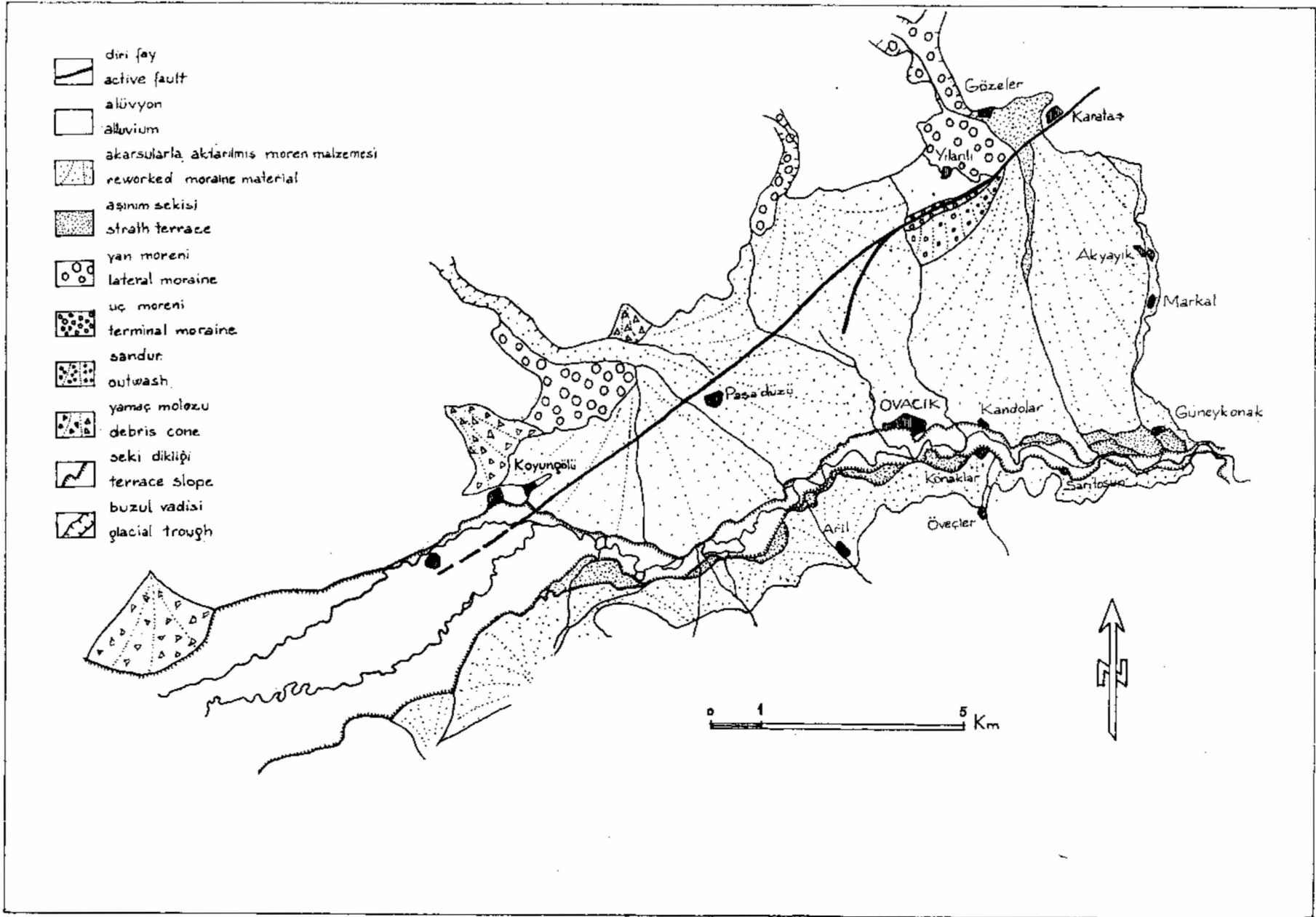
Küçükgüzel, Tümekekar ve Erzincan hastanesi kuvvetli hareket akselerograflarının yerleştirilebileceği yerler olarak gözükmektedir.



Şekil 3: Havza - Taşova arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu  
 Fig. 3: North Anatolian Fault Zone between Havza and Taşova







Şekil 4: Ovacık dişi fayı ve Ovacık dolayının Kuaterner oluşukları.  
 Fig. 4: Ovacık active fault and the Quaternary deposits of Ovacık plain.

### HAVZA - TAŞOVA ABASINDA KUZEY ANADOLU FAY ZONU

Havza ile Taşova arasında Kuzey Anadolu Fay Zonu 1/35000 ölçekli hava fotoğraflarında incelenmiş, gözlemlerin sahada doğrulaması yapılmıştır. Faylar V25000 ölçekli haritalara işlenmiş daha sonra 1/100000 ölçekli haritalara aktarılmıştır (Şekil 3).

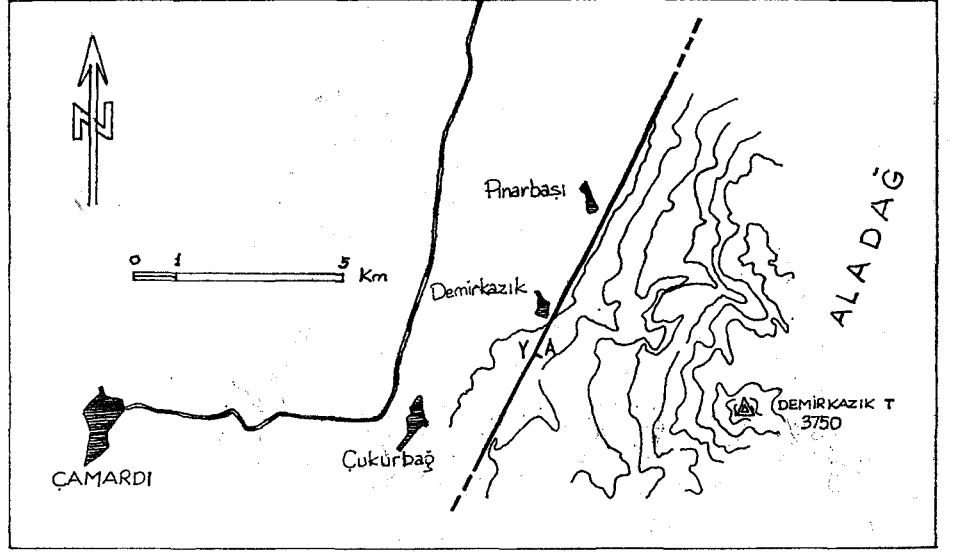
Fay zonu bu bölgede, yer yer, doğrultu atımın çok belirgin örneklerini gösteren fay parsaları taşımaktadır. Ladik kuzeyindeki Ayvalı ile Ladik gölü arasında uzanan diri fay pek çok engel gölü, atımlı sırtlar bulundurmaktadır. Daha doğuda Destek ile Sepetlioda arasında da fay doğrultu atımlı fayların belirgin özelliklerini taşımaktadır. Havza kuzeyinde fay izi doğudaki kadar belirgin değildir ve zon boyunca hareket birbirine koştur çok sayıda faya dağılmıştır. Bunlar arasında en etkin kol Aslançayırı köyünün içinden geçmektedir. Yenice - Ayvalı arasında fay zonunda geniş bir ezik bölge bulunmaktadır. Bu ezik zon fay boyunca yer yer heyelanlara yol açmıştır. Fay boyunca ezik zon Kamalı batısında çok parçalanmış Permiyen yaşta kireçtaşları ile, Hasırcı kuzeyinde kireçtaşı bloklu bir fay kili matrisi ile, Destek ile Ladik gölü arasındaki bölümden ezik yeşil şist zonu ile belirgindir.

Taşova'nın güneyinde ova kenarında çok sayıda genç fay bulunmaktadır. Bunlardan bazılarının diri olması olasıdır. Taşova ile Destek arasındaki şirtda yer alan çok sayıda normal eğim atımlı fayların diri oldukları anlaşılmaktadır.

-Destek dolayı, Ladik kuzeyi jeodezik; çalışmalar için elverişli koşulları taşımaktadır. Ladik kuzeyindeki ilköğretmen okulu ve Destek kasabası kuvvetli hareket akselerograflarının yerleştirilmedi için uygun yerler olarak görülmektedir.

#### OVACIK DIRİ FAYI

Munzur Dağı'nın güney eteğinde Ovacık ilçesi'nin kuzeyinde çok genç çökeÜeri kesmiş olan bir fayın taze izleri izlenebilmektedir (Şekil 4). Fay, Munzur Dağı'nda Kuvaterner'in buzul çağlarında çok etkin oldukları bilinen buzullara ait morenlerin akarsular ile aktarılma ve dağ eteğine serilme sonucu oluşturdukları konileri kesmektedir. Fay düz-



Sekil 5: Demirkazık diri fayı.  
Fig. 5: Demirkazık active fault.

leminin eğimi dikcedir; ancak, fay düzleminin güneye eğimli olduğu, Yılanlı ve Karataş köylarının arasındaki derenin yatağında görülmektedir. Ovacık'm kuzeyinde ana koldan ayrılan ve güneye doğru içbükey olarak güney batıya doğru uzanan kolun, bu özelliği de fayın güney doğu bloğunun alçalmış olması gerektiği görüşünü desteklemektedir. Paşadüzü ile Koyuğözü köyleri arasında fay izi kapalı, çukurluklar dizisi olarak belirmektedir.

Kafataş köyünün yakın güney batısında fay dikliği kuzeye bakmaktadır. Ancak bu bölgede hemen batıda dere içinde fay düzleminin güneye eğimli olduğu sezilmektedir. Bu durumda söz konusu bu diklik gerçek bir fay dikliği değil fay çizgisi dikliği olmalıdır. Hemen kuzey batıda geniş alan kaplayan bir aşınım sekisinin bu rölyef terslenmesinin nedeni olduğu anlaşılmaktadır.

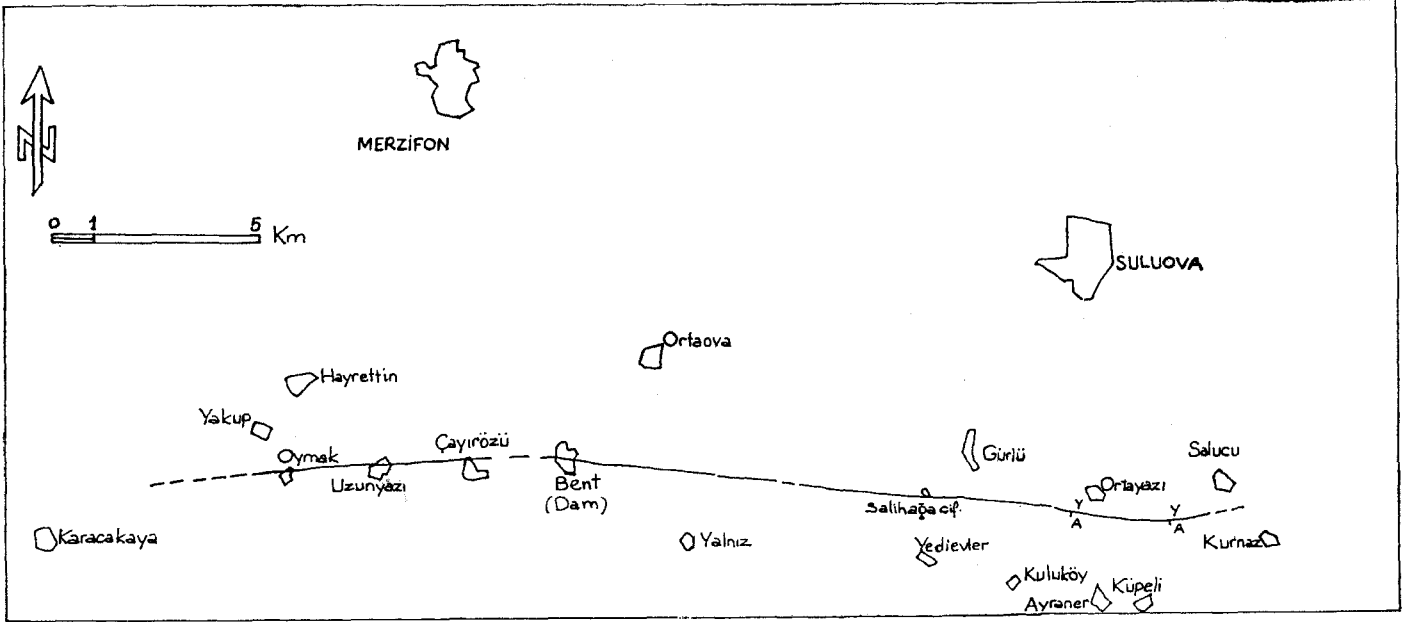
İncelenen fayın gerek kuzey doğuya gerekse güney batıya devamı belirgin değildir; ancak uzay-fotoğraflarında çok belirgin olan bir çizgisellik Kemalîye'den öteye uzanmaktadır. Bu çizgisellik ile inceleme konusu faym ilişkisi üzerinde çalışmak olanağı bulunmamıştır. Fay kuzey doğuda geniş bir heyelanlı zona girmekte ve Erzincan ovası doğu ucuna doğru uzanan bu zon içinde belirginliğini kaybetmektedir.

#### DEMÜTKAZINT DIRİ FAYI

Çukurova'nın batı sınırından kuzey doğuya Pozantı'ya oradan da Çamardı'na doğru uzanan, jeoloji yayınlarına "Ecemiş koridoru" adı ile geçmiş zonun sol yanal atımlı önemli bir fay zonu olduğuna genellikle inanılır. Ancak bu fay zonunun etkinliğini sürdürdüğü konusunda yayımlanmış veriye rastlanmamıştır.

Yazarlar Aladağ'm hava fotoğraflarını incelerken Ecemiş Koridoru'nun devamı üzerinde Çamardı'nın 10 km. kadar doğusunda Aladağ'm eteğinde çok genç bir fayın varlığını farketmişlerdir (Şekil 5). Sahada da incelemek olanağı bulunmuş olan bu fayda belirgin doğrultu atım saptanamamıştır. Fay düzlemi dağa doğru eğimlidir ve dağ tarafı alçalmıştır. Atım yer yer 5 m kadardır. Fay çok gençdir ve etek molozu üzerinde gelişmiş olan günümüzdeki akaçlamayı etkilemiş, akarsuların yollarını değiştirmiştir.

Fayın güney batıya devamı araştırılmışsa da çok belirgin bir genç iz görülememiştir. Kuzey doğuya uzantısını ise incelemek olanağı elde edilememiştir.



Sekil 6: Merzifon ovasının güney bölümündeki diri tay.  
Fig. 6: Active fault in the southern half of Merzifon plain.

### MERZİFON OVASI DIRİ FAYI

Merzifon ovasının hava fotoğraflarının incelenmesi sırasında ovanın güneyinde doğu batı gidişli çok genç bir fayın bulunduğu görülmüştür (Şekil 6). Kestiği sel yatakları dışında, fay ovanın en genç malzemelerinde bile kolaylıkla izlenebilmektedir. Fay dikliği genellikle gelişmemiştir. Fay dikliğinin gelişmemiş olduğu bölümlerde fay bir çizgisellik olarak gözükmektedir. Bu çizgisellik, fay zonu yeraltısuyla kapanladığından hava fotoğraflarında renkte bir koyuluk olarak belirlemektedir. Ancak özellikle doğu bölümde fayın normal eğim atımlı bir fay olduğu ve güney bloğun aşağıda bulunduğu görülmektedir.

Fay izi Kurnaz köyünden doğuda belirginliğini kaybetmektedir. Batı da ise fay dağlık bölgeye girmekte ve çok hızlı bir aşınmanın olduğu bu bölgelerde güvenilir bir şekilde izlenememektedir. Fayın Çorum kuzeyine doğru uzanmakta olması olasılığı vardır.

### BÜYÜK MENDERES VADİSİNİN GÜNÜMÜZDEKİ TEKTONİK ETKİNÜĞÜ

Ege bölgesinin orta bölümlerinin yükseldiğine, yükselen bu bölümlerde rift yapısının geliştiğine dair güçlü veriler bulunmaktadır (Arpat ve Bingöl,

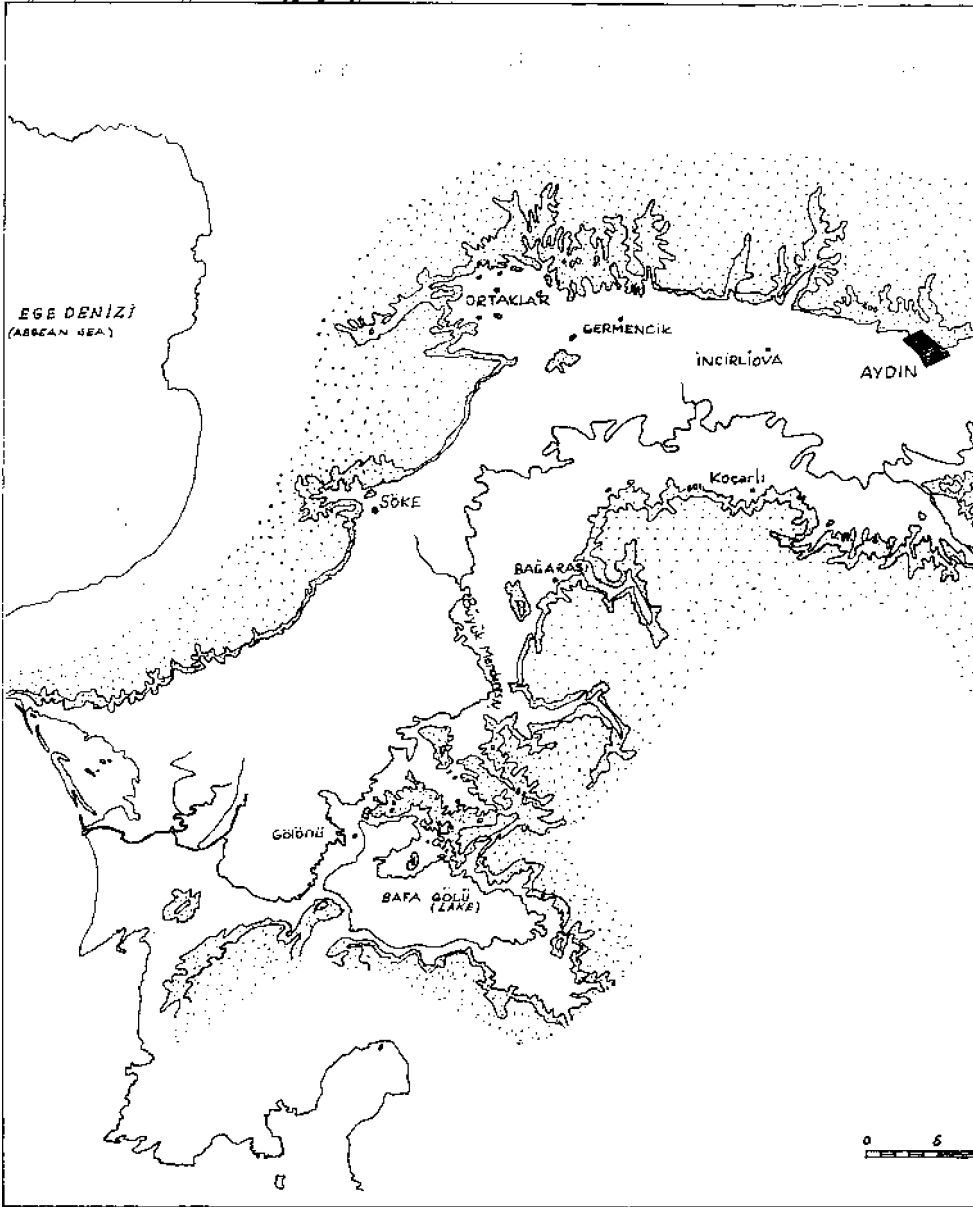
1969). Bu verilerin değerlendirilmesine göre Salihli - Alaşehir grabeni bu yükselmenin kabaca eksenini oluşturmaktadır.

Büyük Menderes vadisinin kabarmakta olan bölgenin güney yamacında yer alması öngörüldüğünden (Arpat ve Bingöl, 1969) Menderes vadisinin günümüzdeki özellikleri değerlendirilerek bu görüşteki gerçeklik payı araştırılmak istenmiştir. Bu amaçla vadinin Denizli yakınında Çubukdağ kasabası ile Ege denizi arasındaki bölümü incelenmiştir. Çalışmalar 1/35000 ve 1/60000 ölçekli hava fotoğraflarında yapılmış, sorunlu görülen yerler sahada kısa süreli olarak incelenmiştir.

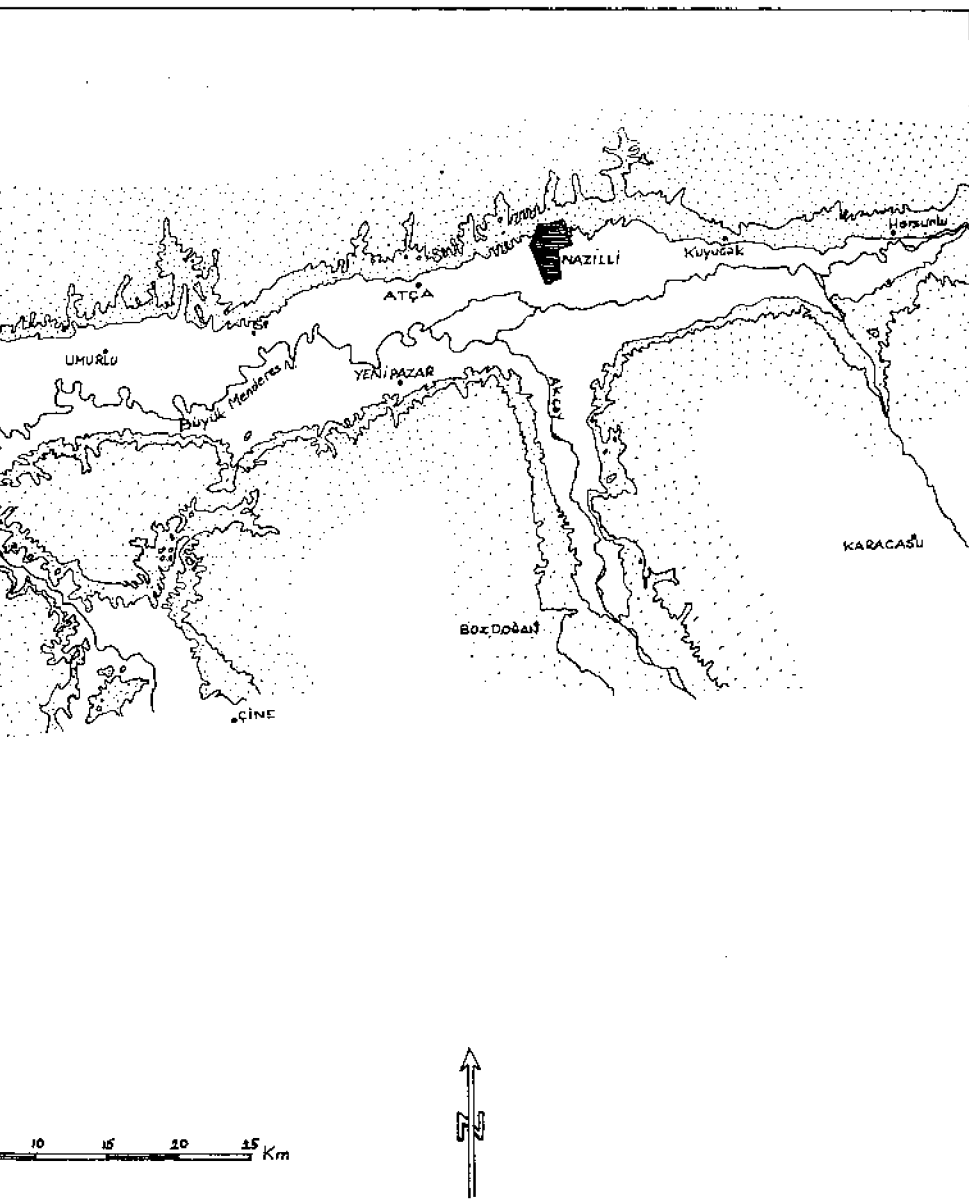
İlk dikkati çeken özelliği bu vadinin çok etkin bir graben olan Salihli - Alaşehir vadisine yakın benzerlik göstermesi olmaktadır. Salihli - Alaşehir grabeninde pek çok sayıda diri normal eğim atımlı fay vardır (Arpat ve Bingöl, 1969). Büyük Menderes vadisinde bu tür belirgin faylar ancak Nazilli'nin yakın kuzey batısında az sayıda izlenebilmiştir. Vadinin diğer bölümlerinde belirgin diri fay izlenememiş olması bu tür fayların alüvyonla kaplı sahada gelişmiş olması ve dolayısıyla fay dikliklerinin korunamaması ile açıklanabilirse de bu konuda yeterli veri toplanamamıştır. Vadinin güneyinde hiçbir önemli fay iz-

lenememiştir. Çine, Bozdoğan, Karacasu vadilerinde (Şekil 7) Neojen çökellerini sınırlayan fayların ise Neojen öncesi olduğu anlaşılmaktadır. Bunlara rağmen Menderes vadisinin etkinliğini günümüzde sürdüren tektonik kuvvetlerin etkisi altında olduğunu belirten bazı önemli veriler bulunmaktadır.

Büyük Menderes nehri, vadisi içinde, giderek güneye kaymaktadır. Diğer yönden vadinin batı yarısının doğuya göre yükselmekte olduğunu gösterir veriler vardır. Büyük Menderes nehri vadinin güney yamacına yakın akmaktadır (Şekil 7) ve giderek de yaklaşmaktadır. Nehrin günümüzde terk edilmiş eski yatakları bugünkü yatağa göre daha kuzeyde yer almaktadır. Nehrin zaman zaman vadinin güney yamacına çarparak aktığı bu yamaçta izlenen akarsu çarpaklarından anlaşılmaktadır. Nehrin zaman zaman güney yamaca iyice yaklaşmış olduğuna diğer bir delil de büyük, küçük yerleşme merkezlerinin tümüne yakınının ovanın kuzey yarısında yer almakta olmalarıdır. Kuzeyde yerleşme merkezlerinin ovanın alüvyonları üzerinde yer almasına karşın güneyde az sayıda olan merkezler yamaçlarda kurulmuştur. Yukarıda da belirtildiği üzere bu özellik nehrin zaman zaman güney yamaca dayandığına kanıt olarak ileri sürülebilir.



Sekil 7: Büyük Menderes nehrinin vadisi içindeki konumu gösterir harita.  
Fig. 7: Map showing the situation of Menderes river in its valley



Dikkati çeken diğer bir özellik menderesli örneğe adını vermiş olan Büyük Menderes nehrinin düzenli sinüs eğrileri çizmemekte oluşudur. Nehir, bükleri arasında, hemen dikkati çekecek kadar belirgin doğrusal uzanan oldukça uzun bölümler bulundurmaktadır. Bu özellik bir yönde gradyanın diğer yönlere göre daha yüksek olmasından ileri gelmiş olabilir. Bu açıdan bakıldığında güney batıya doğru bir eğim artmasının söz konusu olabileceği görülmektedir. Bu yöne doğru olan kolların daha uzun ve doğrusal olması da bu düşüncüyü desteklemektedir.

Menderes vadisinin deniz kıyısına yakın kısımlarında (son 35 km kadarlık bölüm) alüvyon boğulmasına uğradığı görülmektedir. Aynı olay yan vadilerde de (Bafa gölü dolayındaki vadilerle, Bağarası dolayındaki vadilerde) çok belirgin olarak görülmektedir. Ancak bu olay tektonik hareketlere fazla gerek duyulmadan deniz seviyesinde yükselme ile de açıklanabileceğinden tektonik olayların yorumunda pek kullanışlı gözükmemektedir. Fakat bu bölgede nehir daha, doğudaki bölümlerine göre 3 kat daha yüksek duvarlı bir yataktan akmaktadır. Nehrin bu derine kaçması bu bölgenin doğu kısımlara göre bağlı olarak yükselmesi ile açıklanabilir.

Nehrin güneye kaymasının kuzeyden gelen akarsuların çok malzeme getirmesine bağlı olmadığı bu akarsuların bu işlem için gerekli ölçüde fazla malzeme getirmediğinin açıkça görülmesiyle anlaşılmaktadır.

Yukarı bölümlerde sayılan veriler kullanıldığında inceleme konusu olan bölgenin çarpılmakta olduğu ve bağlı olarak yükselen kısmın kuzey ve kuzeybatı olduğu sonucuna varılır. Güneye doğru eğimin geçmişte daha da arttığı nehrin güney yamaçlara bir ara yaslanmış olduğunu gösteren verilere dayanılarak (kuzeye yaslandığına dair bir veri bulunamamıştır.) ileri sürülebilir. İyice güneye göç eden nehrin tekrar bir miktar kuzeye kayması belki de kuzeyde meydana gelen bir faylanma sonucu, ani olarak gerçekleşmekte ve nehir sonra yavaş yavaş güneye göç etmektedir. Elastik strain birikmesi ve zaman zaman stresin faylanma ile serbestle-

mesi şeklinde düşünülen bu model aşağıda sayılan olaylarla bağdaşmaktadır:

a) Nehrin zaman zaman güneye göç ettiğini gösterir yeterli veri bulunmamaktadır.

b) Az sayıda da olsalar diri fayların vadinin kuzey bölümünde yer almaktadır.

c) Ege bölgesinin merkezi kısımlarının kubbeleştiği çeşitli verilerle desteklenen bir görüştür (Arpat ve Bingöl, 1969).

Sismisitesi ile ilgili aletsel kayıtlar incelendiğinde Ege bölgesinin diğer grabenlerine oranla daha az etkin olduğu sonucu çıkabilecek bu vadinin de buna rağmen önemli yıkıcı magnitüde depremlere sahne olabileceği anlaşılmaktadır.

Vadide Aydın, Nazilli, Söke başta olmak üzere çok sayıda önemli yerleşme merkezi bulunmaktadır. Bölgede günümüzde etkili olan tektonik kuvvetlerin tanınması çabalarına aletsel çalışmalarla da katılmak gerekmektedir. Vadiyi enine kesen yüksek duyarlılıkta nivelman çizgileri kurulması ile aletsel çalışmalara başlamak verimli bir yol olarak gözükmektedir. Bu çizgilerden üç tanesi Söke ile Bafa gölü batısı arasında Söke - Milas yolu boyunca, Incirliova kuzeyinden Koçarlı'ya yol boyunca, Nazilli'den güneye yol boyunca kurulabilir. Doğu-batı yönde bir çarpılmanın varlığını araştırmak için de bir çizgi Aydın ile Söke arasında kurulabilir. Bölgenin en diri faylarının izlendiği Nazilli'ye bir kuvvetli hareket akselerografı yerleştirilmesi de yerinde bir tedbir olabilir. Söke çimento fabrikası da vadinin batı bölümünde yerleştirilebilecek bir akselerograf için elverişli bir yer olarak gözükmektedir.

## SONUÇLAR

Doğu Anadolu Fayı'nın batı bölümünün haritası ilk kez yapılmıştır. Bu bölümde sol yan atımlı ve normal eğim atımlı diri fayların bulunduğu ortaya konmuştur. Doğu Anadolu Fayı'nın Ölü Deniz Fay Sistemi'ne doğrudan doğruya bağlandığı gösterilmiştir. Doğu Anadolu Fay Zonu boyunca Maraş doğusunda genellikle sol yan atımın, Maraş ile Antakya arasında ise eğim atımın

egemen olduğu ortaya konmuş bu özelliğin Arap bloğunun kuzeye değil kuzey doğuya hareketi ile açıklanabileceğine değinilmiştir.

Kuzey Anadolu Fay Zonunun Havza - Taşova ve Suşehri » Erzincan arasındaki bölümlerinin önemli diri faylarının haritalara geçirilmesi sonunda bu fay zonunun ne denli büyük bir tehlike yarattığı bir kez daha ortaya çıkmıştır.

Merzifon ovasının güney kısmında, Aladağ'ın biati eteğinde, Munzur dağlarının güney eteklerinde önceden bilinmeyen diri fayların varlığı ortaya konmuş, bu tür bilinmeyen daha pek çok sayıda diri fayın Türkiye'nin çeşitli yerlerinde bulunmasının kuvvetli bir olasılık olduğu kanıtlanmıştır.

Türkiye için çok önemli bir tehlike olan depremlerle ilgili çalışmaların bir bölümünü aletsel çalışmaların oluşturacağı göz önünde tutularak bu tür çalışmalar için elverişli olduğu düşünülen yerler yazıda önerilmiştir.

## KATKI BELİRTME

Bu çalışma Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Jeoloji Şubesi'nin projeleri ile ilgili çalışmalar sırasında bir yan çalışma olarak gerçekleştirilmiştir. Doğu Anadolu Fayı ile ilgili saha çalışmaları sırasında Burhan Erdoğan ve Nebil Orkan ile verimli tartışmalar yapılmıştır. Yazarlar Nebil Orkan'a fay çizgilerinin hava fotoğraflarından haritalara geçirilmesi sırasındaki yardımlarından dolayı ayrıca teşekkür ederler.

Yayın verildiği tarih: Şubat, 1975

## DEĞİNİLMİŞ BELGELER

- Ambraseys, N. N., 1970, Some characteristic features of the Anatolian Fault Zone: Tectonophysics, 9, 143-165.
- , 1971, Value of historical records of earthquakes: Nature, 232, 375-379.
- Arpat, E. ve Bingöl, E., 1969, Ege bölgesi graben sisteminin gelişimi üzerine düşünceler: MTA Derg., 73, 1-9.
- Arpat, E. ve Şaroğlu, E., 1972, Doğu Anadolu Fayı ile ilgili bazı gözlemler ve düşünceler: MTA Derg., 78, 44-50.
- Dubertret, L., 1952, Carte géologique du Liban, Syrie et bordure des pays voisins, au 1:1000 000: Musé Hist. Nat., Paris.

