

**TÜRKİYE
JEOLOJİ KURUMU
BÜLTENİ**

**BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY
OF TURKEY**

Cilt: XVII — Sayı: 1

Vol: XVII — No. : 1

1974

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Şubat - 1974 - February

İÇİNDEKİLER—CONTENTS

- E. AKYOL** : **Laevigatosporites haardti (B. POT. et VEN.) TH. ve Tipi Üzerine Bir Biyometri Araştırması.**
Une étude biométrique sur *Laevigatosporites haardti* (R. POT. et VEN.) TH. et PF.1
- O. BAYSAL** : **Kırka Borat Yataklarındaki Kil Mineralleri Üzerine Ön Çalışma.**
Preliminary Results of Investigations on Clay Minerals of Kırka Borate Deposits of Turkey 17
- T. LÜNEL** : **A Preliminary Study of the Tertiary Volcanic and Sedimentary Rocks, Gümele, Eskişehir.**
Eskişehir, Gümele Çevresindeki Tersiyer Volkanik ve Sedimanter Kayaçlarda Bir Ön Çalışma..... 31
- İ. ÖZKAYA** : **Güneydoğu Anadolu Sason ve Baykan Yöresinin Stratigrafisi.**
Stratigraphy of Sason and Baykan Areas-SE Turkey. 51
- B. SALANCI** : **Bi-Sb-S Sisteminde Deneysel Araştırmalar.**
Experimentelle Untersuchungen im System Bi-Sb-S. 73
- Y. SAVAŞÇIN** : **Beiträge Zur Frage der Genese Westanatolischer "Andesite" und "Basalte".**
"Andezit" ve "Bazalt" Jenesi Sorununa Katkıları..... 87
- İ. TEKKAYA** : **The Bovidae Fauna of Middle Sinap of Turkey.**
Türkiye Orta Sinap Bovidae Faunası 173
- E. ÇATAL - Z. DAĞER** : **Toros Bölgesi Permienine Ait Yeni Bir Colaniella Türünün Tanımı.**
Description of a New Colaniella Species from the Permian of Taurus Region 187

Türkiye Jeoloji Kurumu bu sayının basılmasına yardımcı olan Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü'ne teşekkürlerini sunar.

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU

(The Geological Society of Turkey)

P. K. 464 Kızılay - ANKARA

28. DÖNEM KURULLARI (1973 - 1974)

Yönetim Kurulu (Executive Committee)

Mehmet Akartuna (İÜFF)	Başkan (President)
Mehmet Ayan (MTA)	İkinci Başkan (Vice President)
Selçuk Bayraktar (MTA)	Genel Sekreter (General Secretary)
Aydın Balta (DSİ)	Sayman (Treasurer)
Yavuz Erkan (HÜ)	Kitaplık Üyesi (Librarian)
Özcan Aksoy (MTA)	Yayın Üyesi (Publications)
Özgen Erev (TPAO)	Sosyal İlişkiler Üyesi (Social Affairs)

Disiplin Kurulu (Disciplinary Committ

İhsan Ketin (İTÜ)	Başkan (Chairman)
Fuat Baykal (İÜFF)	Üye (Member)
Ahmet Can Okay (İÜFF)	Üye (Member)

Denetleme Kurulu (Controllers)

Gani Uncugil (MTA)	Başkan (Chairman)
Gültekin Günay (DSİ)	Üye (Member)
Alp Arslan Can (MTA)	Üye (Member)

Bilimsel Ve Teknik Kurul (Scientific And Technical Committee)

Başkan (Chairman): **Teoman Norman (ODTÜ)**

Üyeler (Member): Ergüzer Bingöl (MTA), Cahit Çoruh (TPAO), Tandoğan Engin (MTA),
Necdet Özgül (MTA), Sezer Özil (DSİ), Cemal Öztemür (MTA),
Ali Öztürk (AÜFF), Berkin Salanc (HÜ).

Yayın Kurulu (Publication Committee)

Başkan (Chairman): Özcan Aksoy (MTA)

Üyeler (Member): Erdoğan İnal (MTA), Özcan Özmumcu (TPAO),
Gökçen Talay (MTA).

**LAEVIGATOSPORITES HAARDTI (R. POT. VE VEN.)
TH. VE PF. TİPİ ÜZERİNE
BİR BİYOMETRİ ARAŞTIRMASI**

**Una étude biometrique sur Laevigatosporites haardti
(R. POT. et VEN.) TH. et PF.**

*Erol Akyol
Maden Tetkik Ve Arama Enstitüsü*

ÖZ. — *Laevigatosporites haardti*, düşey dağılımı geniş olan monolet bir spordur. Biz, ona stratigrafik bir değer kazandırmak amacıyla, bir biyometri araştırması yaptık.

Bunun için, Tersiyer'in çeşitli katlarına ait numuneler seçtik. 100 birey boyu ölçerek, her numunenin Quételet poligonunu bulduk. Araştırmamızın başında, Tersiyer'in bir katından alınmış numunelerin poligonlarında bir benzerlik, ayrı katlarından alınmış olanlarınkinde de bir farklılık olacağını ümit ediyorduk. Fakat ölçü sonuçları, iki numunenin poligonları arasında bir benzerlik varsa, bunun rastlantıdan başka bir şey olmadığını ortaya koymuştur. O halde biyometri, yüzde değeri çok yüksek *Laevigatosporites haardti* içeren numunelerin yaşlarını saptayabilme konusunda, bize yardımcı olamamıştır.

Bu sonuç, değişik numunelerde bulunan *Laevigatosporites haardti*'lerin, değişik ekoloji koşullarında yetişmiş olmalarına, zaman sürecinde bu koşulların değişmesine ve nihayet, morfografik bir spesiyes olan *Laevigatosporites haardti* adı altında toplanan sporların birçok bitki familyası tarafından üretilmesine bağlanabilir.

RESUME. — *Laevigatosporites haardti* est une espèce de spore monolète à l'extension verticale très large Nous avons fait une recherche biometrique, dans le but de lui faire gagner une valeur stratigraphique.

Pour cela, nous avons choisi des échantillons appartenant aux différents étages du Tertiaire. Ayant mesuré la longueur de 100 spécimens, nous avons dresser les polygones de Quételet de chaque échantillon. Nous espérons que nous observerions une confirmité entre les polygones des échantillons de même étage et une différence entre ceux de différents étages. Mis les résultats obtenus nous montre que si les polygones de deux échantillons ressemblent, ceci n'est que du pur hasard. Il est donc impossible que la biométrie nous aide à dater les échantillons, contenant de *Laevigatosporites haardti*, de pourcentage très élevé.

Ce résultat peut être liés aux différentes conditions écologiques, dans lesquelles se sont épanouis les Laevigatosporites haardti des différents échantillons, aux changements de ces conditions dans le temps et enfin, à ce que Laevigatosporites haardti soit une espèce morphographique reproduite par des végétaux appartenants aux plusieurs familles.

A — LAEVIGATOSPORITES HAARDTI (R. POT. ve H. VENITZ 1934) P. W. THOMSON ve H. PFLUG 1953:

Polypodiaceae ve Marattiaceae (Asplenium, Athyrium, Aspidium, Thalypteris) familyalarına bağlı bitkilerce üretilen sporlar, morfografi sınıflandırmasında, A, C. İBRAHİM 1933 (7)' in tanımladığı Laevigatosporites genusuna dahil edilmiştir. Gösterdikleri morfoloji özellikleri ile de, ilk kez R. POTONIE ve H. VENITZ 1934 (16) tarafından, Sporites haardti adı altında tarif edilmiştir. Çeşitli araştırmacılar, bağlı oldukları bitki familyalarını gözönünde tutarak, saptadıkları formları, Polypodiumsporites haardti ((G. RAATZ 1937 (17)), Polypodiaceasporites haardti ((R. POTONIE 1951 (14) ve F. THIERGART in R. POTONIE 1956 (15)) adlarını kullanarak yayınlamışlardır. Fakat, spor ve pollen tanımlamalarında, sporo ve pollenomorfaların morfoloji yapılarına dayanan sınıflandırma kullanılmasından yana olan araştırmacılar arasında, ilk kez P. W. THOMSON ve H. PFLUG 1953 (18), bu formları Laevigatosporites haardti adı altında toplamıştır.

Bu sporlar bir monolet marka taşırlar (Lev. : I, bütün şekiller). Ekvator görünüşünde, proksimal kenarı düz (Lev.: I, Şek.: 2, 6, 8, 13, 19, 21, 22), dışbükey (Lev.: I, Şek.: 3) ve çoğu kez içbükey (Lev.: I, Şek.: 4, 5, 10, 12, 14, 16, 17, 20), distal yüzey kenarı ise dışbükeydir (Lev.: I, bütün şekiller). Bu nedenle sporun, oval veya tamamen bir fasulya ya da böbreğe benzeyen görünüşü vardır. Kutup görünüşünde ise, şekilleri elipse benzer (Lev.: I, Şek.: 1, 7, 11, 15, 18). Eksinleri ince veya biraz kalın (en fazla 2 mikron) olabilir. İnce eksinli formlarda, genellikle katlanmalar görülür. Katlanmalar, spora düzgün olmayan şekiller kazandırabilir (Lev.: I, Şek. : 9) ; Monolet markaları ince ve düzdür, uzunluğu, elips büyük ekseninin 2/3'ü kadardır. Eksin yüzeyi düz (laevigat, Lev.: I, Şek.: 1, 2, 6, 9), camsı düz (Lev.: I, Şek.: 4, 5, 7, 10, 11, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 21, 22) veya çok ince noktalanmalıdır (infrapunctat, Lev.: I, Şek.: 3, 8, 13, 19, 20). Boyları, 20-60 mikron arasındadır.

B — AMAÇ:

Laevigatosporites haardti'nin holotipi Miyosen yaşlıdır ((bkz. (16)). Çeşitli araştırmacılar, Miyosen'den başka, Tersiyer'in diğer serilerinde, Kretase'de, Jürasik'te ve Lias'ta da bu spora rastlamışlardır. Türkiye'de ise, B. AĞRALI, E. AKYOL ve Y. KONYALI (1) tarafından Kelkit - Bayburt Lias ve Dogger'inde, E. NAKOMAN (8, 9, 10, 11, 12, 13) ve E. AKYOL (2, 3, 4) tarafından da çeşitli Tersiyer sedimentlerinde bulunmuştur. O halde, bu tipin düşey dağılımı çok geniştir.

Bugüne dek, Türkiye kömürlü Tersiyer'i numuneleri üzerinde yaptığımız rutin çalışmalarda, nadiren de olsa, mikroflora içeriğinin %98'i *Laevigatosporites haardti*'den oluşmuş numuneler gördük. Pek doğaldır ki, bu tip numunelerin yaşını saptayabilmemiz olanaksızdı. Bu durumu göz önünde tutarak, bu spora, biyometri yoluyla stratigrafik bir değer kazandırıp kazandıramıyacağımızı araştırdık.

Araştırma, çeşitli numuneler içinde bulunan *Laevigatosporites haardti* sporlarından 100 bireyin boylarını ölçmek ve dolayısıyla, Quételet poligonlarını saptamak yoluyla yapılmıştır. Bu numuneler arasında, aynı yaşta olanlara ait biyometri eğrileri arasında bir benzerlik, değişik yaşlı olanlarıkinde de bir farklılık olabileceğini düşündük. Bu şekilde, Tersiyer'in her katının sabit biyometri grafiklerini ortaya çıkarmak istedik.

C — BİYOMETRİ ÇALIŞMALARI:

1 — Numunelerin seçimi:

Böyle bir araştırmayı gerçekleştirebilmek için, incelenecek numunelerin yaşlarının kesin olarak saptanabilmesi ve numunelerin içerdiği *Laevigatosporites haardti* sayısının, kolayca 100 birey görebilecek kadar bol olması gerekiyordu. Bu nedenle, mikroflora yönünden zengin ve aynı zamanda, mikroflorasının %15-70'ini *Laevigatosporites haardti*'nin oluşturduğu numuneleri seçtik. Olanaklarımıza göre en uygun olanlar, Orta Eosen yaşlı Bayat - Çorum ve Artova - Tokat, Alt Oligosen yaşlı Şile - İstanbul, Alt Miyosen yaşlı Örencik - Çanakkale ve Çayırılı - Erzincan, Orta Miyosen yaşlı İskilip - Çorum ve Çivril - Denizli ve Üst Miyosen yaşlı Orhaneli Bursa ve Tunçbilek - Kütahya numuneleri idi. Daha sonra göreceğimiz nedenlerden dolayı, Gölbaşı - Ankara'da yapılan 6 numaralı sondaj numunelerini de inceledik.

2 — Çalışma tekniği:

Her numuneden bir, *Laevigatosporites haardti* yüzdesi düşük olanlardan ise iki veya üç lâm hazırlanmıştır. Ölçüler, Leitz marka mikroskopun Ortholux tipi ile gerçekleştirilmiştir. Çalışma mikroskopumuzun, sadece 10 x büyütmeli oküllerinde mikrometre bulunmaktaydı. Bu durumda, ölçülerin yeteri kadar duyarlı olabilmesi, yüksek büyütmeli objektif kullanmamıza bağlı idi. 100 x büyütmeli olanlar, çalışmamızı güçleştiren immersiyon yağını gerektirdiği için, 63 x büyütmeli objektifi yeğ ettük. Bu şekilde, ölçülerimizde 1.7 mikron (mikrometreli okülerde iki çizgi arası) düzeyinde bir duyarlılık sağlayabildik.

3 — Yaş saptamaları ve biyometrik ölçü sonuçları:

Bayat - Çorum ve Artova - Tokat numunelerine, Orta Eosen yaşını, aşağıda listesini verdiğimiz spor ve pollenlere dayanarak verdik:

Bayat-Çorum:

Laevigatosporites discordatus PF.

Punctatosporites paleogenicus KRUTZSCH

Verrucatosporites favus (POT.) TH. ve PF.

Verrucatosporites saalensis KRUTZSCH

Extrapunctatosporis pseudofoveolatus NAKOMAN

Leiotriletes adriennis (POT. ve GELL.) KRUTZSCH

Baculatisporites primarius (WOLFF) TH. ve PF.

Cicatricosisporites dorogensis POT. ve GELL.

Cingulatisporites vitiosus (KRUTZSCH) NAKOMAN

Monocolpopollenites zievelensis PF.

Monocolpopollenites minor KEDVES

Monocolpopollenites areolatus (POT.) TH. ve PF.

Triatriopollenites excelsus (POT.) TH. ve PF.

Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.

Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.

Tricolpopollenites henrici (POT.) TH. ve PF.

Tricolpopollenites microhenrici (POT.) TH. ve PF.

Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.

Tricolpopollenites densus PF.

Tricolporopollenites villensis (TH.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.

Artova - Tokat:

- Leiotriletes adriennis* (POT. ve GELL. KRUTZSCH)
Leiotriletes microadriennis KRUTZSCH
Echinatisporis minutus AKYOL (yayınlanmak üzere)
Cicatricosisporites dorogensis POT. ve GELL.
Cingulatisporites vitiosus (KRUTZSCH) NAKOMAN
Inaperturopollenites dubius (POT. ve VEN.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites emmaensis (MÜRR. ve PF.) TH. ve PF.
Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites excelsus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.
Subtriporopollenites simplex (POT. ve VEN.) PF. ve TH.
Subtriporopollenites constans PF.
Subtriporopollenites intraconstans PF.
Inratriporopollenites instructus (POT. ve VEN.) PF. ve TH.
Tricolporopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites villensis (TH.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH.
Tricolporopollenites microiliacus PF. ve TH.

Bu numunelerde bulduğumuz yüzer *Laevigatosporites haardti* üzerinde aldığımız ölçülerden elde edilen Quételet poligonları şekil 1 a ve b'de görülmektedir. Bayat numunesinde 32 ve 37.5 mikronlarda 2, diğer numunede ise, 34, 39 ve 42.5 mikronlarda 3 maksimum noktası bulunmuştur.

Şile - İstanbul nümunesinde :

- Verrucatosporites alienus* (POT.) PF. ve TH.
Verrucatosporites favus (POT.) PF. ve TH.
Verrucatosporites scutulum NAKOMAN
Monocolpopollenites tranquillus (POT.) TH. ve PF.
Monocolpopollenites areolatus (POT.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites magnus (POT.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites dubius (POT. ve VEN.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites hiatus (POT.) TH. ve PF.
Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites excelsus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.
Subtriporopollenites simplex (POT. ve VEN.) PF. ve TH.
Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.

Polyporopollenites undulosus (WOLFF) TH. ve PF.
Tricolpopollenites microhenrici (POT.) TH. ve PF.
Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites megaexactus (POT.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites steinensis PF.
Tricolporopollenites kruschi (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites genuinus (POT.) TH. ve PF. spor ve pollenleri bulunmuş ve Alt Oligosen yaşı saptanmıştır. Bu numunenin poligonu 2 maksimum noktalı olup, bunlar 34, 37.5 mikronlardadır (Şek. L e).

Alt Miyosen'i, Çayırılı - Erzincan nümunesinde,
Leiotriletes microadriennis KRUTZSCH
Baculatisporites primarius (WOLFF) TH. ve PF.
Monocolpopollenites minor KEDVES
Inaperturopollenites hiatus (POT.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites emmaensis (MÜRR. ve PF.) TH. ve PF.
Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites rurensis PF. ve TH.
Triatriopollenites myricoides (KREMP) TH. ve PF.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.
Intratrisporopollenites pilosus PF.
Tricolpopollenites densus PF.
Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.
Ovoidites ligneolus POT.
Ovoidites parvus (COOK, ve DETT.) NAKOMAN
 Örencik - Çanakkale numunesinde ise,
Leiotriletes microadriennis KRUTZSCH
Inaperturopollenites dubius (POT. ve VEN.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites incertus PF. ve TH.
Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites pseudorurensis PF.
Triatriopollenites rurensis PF. ve TH.
Triatriopollenites myricoides (KREMP) TH. ve PF.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.
Subtrisoropollenites simplex (POT., ve VEN.) TH. ve PF.
Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.
Polyporopollenites undulosus (WOLFF) TH. ve PF.

Polyporopollenites stellatus (POT. ve VEN.) TEL ve PF.

Porocolpopollenites vestibulum (POT.) TH. ve PF

Tricolpopollenites densus PF.

Tricolpopollenites microhenrici (POT.) TH. ve PF.

Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites villensis (TH.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites pseudocingulum (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites megaexactus (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites kruschi (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH. tipleri belgelenmektedir. Saptanan maksimum noktaları (Sek. 1 d ve e), ilkinde 29, 34, 41, ikincisinde ise 37.5, 41 mikronlardadır.

İskilip - Çorum nümunesinde,

Punctatosporites ellipsoideus PF.

Baculatisporites primarius (WOLFF) TH. ve PF.

Monoporopollenites gramineoides MEYER

Inaperturopollenites hiatus (POT.) TH. ve PF.

Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.

Pityosporites labdacus (POT.) TH. ve PF.

Triatriopollenites rurensis PF.ve TH.

Triatriopollenites bituitus (POT.) TH. ve PF.

Triatriopollenites myricoides (KREMP) TH. ve PF.

Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.

Subtriporopollenites simplex (POT. ve VEN.) TH. ve PF.

Intratriporopollenites instructus (POT. ve VEN.) TH. ve PF.

Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.

Polyporopollenites undulosus (WOLFF) TH. ve PF.

Polyporopollenites stellatus (POT. ve VEN.) TH. ve PF.

Tricolpopollenites densus PF.

Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites villensis (TH.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites megaexactus (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH.

Tricolporopollenites irregulatus NAKOMAN

Periporopollenites multiporatus PF. ve TH.

Ovoidites parvus (COOK. ve DETT.) NAKOMAN

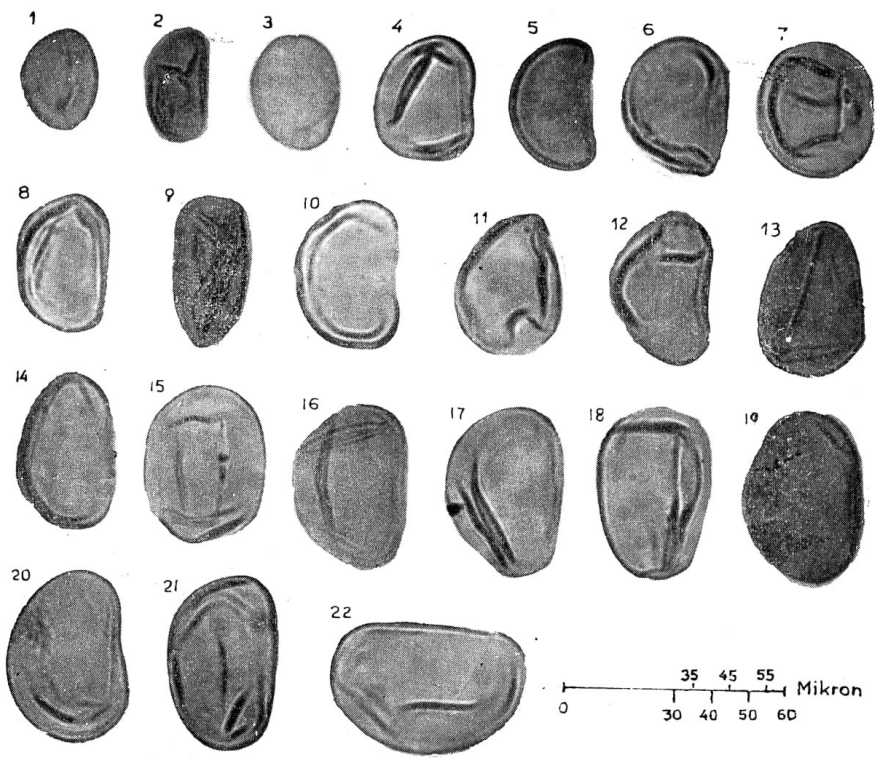
Çivril - Denizli nümunesinde de,
Inaperturopollenites nobilis WEYL., PF. ve MUEL.
Pityosporites microalatus (POT.) TEL ve PF.
Triatriopollenites rurensis PF. ve TH.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.
Subtriporopollenites simplex (POT. ve VEN.) TH. ve PF.
Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.
Tricolpopollenites densus PF.
Tricolpopollenites microhenrici (POT.) TH. ve PF.
Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.
Tricolpopollenites microhenrici (POT.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites microreticulatus PF. ve TH.

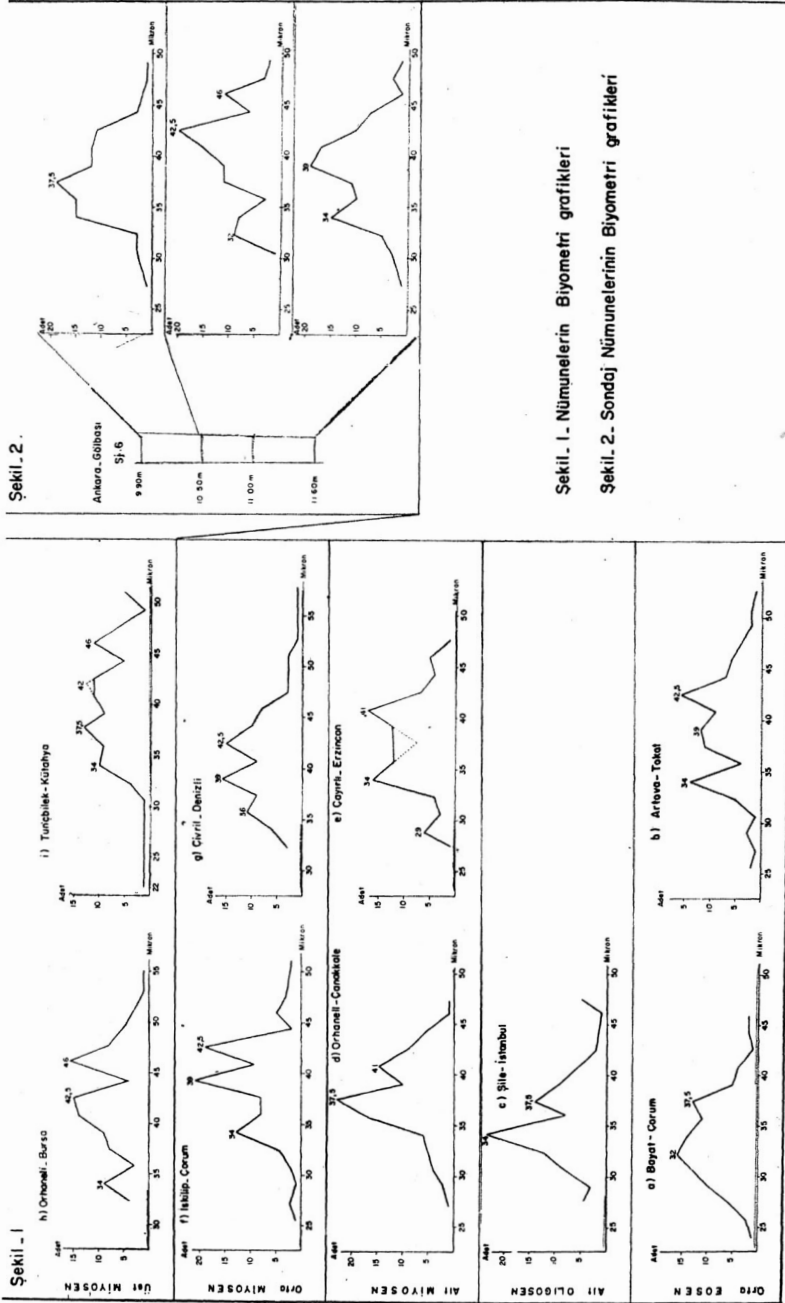
Ovoidites ligneolus POT. toplulukları bulunmuş ve Orta Miyosen yaşı verilmiştir.

Maksimum noktaları, İskilip numunesinde 34, 39, 42.5, Çivril nümunesinde ise 36, 39, 42.5 mikronlardadır (Şek. 1 f ve g).

Üst Miyosen yaşı verdiğimiz Orhaneli - Bursa nümunesinde,
Inaperturopollenites hiatus (POT.) TH. ve PF.
Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.
Pityosporites labdacus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites rurensis PF. ve TH.
Triatriopollenites myricoides (KREMP) TH. ve PF.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.
Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.
Tricolpopollenites densus PF.
Tricolpopollenites liblarensis (TH.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites pseudocingulum (POT.) TH. ve PF.
Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.
Tunçbilek - Kütahya numunesinde ise,
Baculatisporites primarius (WOLFF) TH. ve PF.
Inaperturopollenites hiatus (POT.) TH. ve PF.
Inaperturopollenites nobilis WEYL., PF. ve MUEL.
Pityosporites microalatus (POT.) TH. ve PF.
Pityosporites labdacus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites rurensis PF. ve TH.
Triatriopollenites bituitus (POT.) TH. ve PF.
Triatriopollenites coryphaeus (POT.) TH. ve PF.

Levha: I





Subtriporopollenites simplex (POT.ve VEN.) TH. ve PF.

Polyvestibulopollenites verus (POT.) TH. ve PF.

Polyporopollenites undulosus (WOLFF) TH. ve PF.

Tricolporopollenites densus PF.

Tricolporopollenites villensis (TH.) TH. Ve PF.

Tricolporopollenites cingulum (POT.) TH. ve PF.

Tricolporopollenites megaexactus (POT.) TH. ve PF. tipleri saptanmıştır.

Bunlardan birincisine ait Quételet poligonunda, 34, 42.5, 46, diğerine ait olanda da, 34, 37.5, 42, 46 mikronlarda maksimum noktaları bulunmaktadır (Şek. 1 h ve i).

4 — Ölçü sonuçlarının istatistik yöntemlerle incelenmesi:

Yaptığımız ölçülerden alınan sayısal sonuçlar, çizelge 1'de topluca gösterilmiştir.

Çizelge 1

Boy Mikron cin- sinden	Orta Eosen		Alt Oligosen	Alt Miyosen		Orta Miyosen		Üst Miyosen				
	Bayat	Artova	Şile	Çayırılı	Örencik	İskilip	Çivril	Orhaneli	Tunç- bilek	Gölbasi-ANKARA Sondaj no. 6		
	ÇORUM	TOKAT	İSTAN- BUL	ERZİN- CAN	ÇANAK- KALE	ÇORUM	DENİZLİ	BURSA	KÜTAH- YA	9.90 10.50 m	10.50 11.00 m	11.00 11.60 m
22.1									1			
23.8	1								1			
25.5	2								1			
27.2	6	1	4	1	1	2			1	1		1
28.9	10	3	3	6	2	1			1	2		2
30.6	13	1	8	3	4	2			1	3	1	3
32.3	16	5	12	4	5	4		4	4	3	9	5
34.0	14	14	23	16	6	13	6	9	10	15	8	15
35.7	11	4	8	12	17	8	11	3	8	15	3	10
37.4	13	11	14	12	23	8	9	8	13	19	11	11
39.1	5	12	9	12	10	21	16	9	9	12	11	19
40.8	4	9	7	17	15	9	9	14	11	12	15	17
42.5	1	16	2	7	9	19	15	15	11	11	20	10
44.2	2	7	4	4	6	2	10	4	5	3	6	7
45.9	2	6	1	5	1	5	8	16	11	2	11	1
47.6		4	5	1	1	3	3	8	6	1	3	3
49.3		2				2	3	5	1	1	2	1
51.0		2					3	3	5			
52.7		1					1	1	1			
54.4							1	1	1			
56.1							1	1	1			
57.8							1	1	1			

Bu çizelge, Hacettepe Üniversitesi, Bilgi İşlem Merkezi'ne verilmiş ve burada A. KUTSAL¹ yönetiminde, istatistik yöntemlerle incelenmiştir.

Her nümunenin saptanan, ortalama, standart hata ve standart sapma değerleri çizelge 2'de belirtilmiştir.

Çizelge 2

Nümuneler	Varyans sayısı n	Ortalama değer \bar{x}	Standart hata $S\bar{x}$	Standart sapma S
Bayat	100	33.78	0.45	4.54
Artova	100	33.32	0.57	5.69
Şile	100	36.02	0.49	4.87
Çayırılı	100	37.57	0.46	4.56
Örencik	100	37.84	0.40	3.96
İskilip	100	38.79	0.48	4.82
Çivril	100	41.34	0.53	5.30
Orhaneli	100	42.01	0.52	5.16
Tunçbilek	100	39.83	0.60	6.02
Gölbaşı sj. 6 9.90-10.50m	100	37.77	0.41	4.09
Gölbaşı sj. 6 10.50-11.00m	100	40.15	0.45	4.51
Gölbaşı sj. 6 11.00-11.60m	105	38.34	0.43	4.37

"Dağılışı, benzer ortalama ve varyans değerleri olan, kuramsal normal dağılışa uygundur" varsayımının irdelenmesi için, önce kuramsal normal dağılışı saptanmış ve ikinci olarak da, örnek ve kuramsal normal dağılışlar arasında istatistik yönden önemlilik olup olmadığı, Khi kare analizi ile araştırılmıştır. Sonuçlar, çizelge 3'te toplanmıştır.

Bu çizelgeden de anlaşılacağı gibi, Şile, İskilip ve Gölbaşı sondajı 10.50-11.00 m'lere ait nümuneler, yüksek Khi kare değerleri göstermişlerdir. Khi kare, Şile nümunesinde 34.0, İskilip nümunesinde 39.1 ve 42.5, sonucunda ise 42.5 mikronlarda çok yüksek değerlere ulaşmış-

(1) Sayın Prof. Dr. Alâattin Kutsal'a, bu istatistik çalışmayı yönetmesinden ve ayrıca bana gösterdiği ilgi ve yakınlıktan dolayı teşekkür ve şükranlarımı sunarım.

Çizelge 3

Nümuneler	Serbestlik derecesi SD	Tablodaki Khi kare değeri x^2_{\uparrow}	Saptanan Khi kare değeri x^2_H	Önemli olup olmadığı
Bayot	6	12.59	2.788	(önemsiz)
Artova	7	14.07	8.694	-
Şile	6	12.59	13.276	(önemli) ⁺
Çayırli	6	12.59	10.152	-
Örencik	6	12.59	8.54	-
İskilip	5	11.07	19.06	+
Çivril	7	14.07	8.62	-
Orhaneli	6	12.59	6.01	-
Tunçbilek	8	15.51	11.43	-
Gölbaşı sj. 6 9.90-10.50 m	5	11.07	5.53	-
Gölbaşı sj. 6 10.50-11.00m	6	12.59	13.84	+
Gölbaşı sj. 6 11.00-11.60 m	7	14.07	7.87	-

tır. Birinci nümunedeki 34.0 ve üçüncü nümunedeki 42.5 mikronlarda yı-
ğışma, ikincide ise, 39.1 ve 42.5 mikronlarda iki başlıklı söz konusudur.

Bunlardan başka, nümuneler ikişer ikişer ele alınmış, iki ortalama
değer arasındaki fark, iki ortalama değer arasındaki farkın standart ha-
tası ve t değerleri de saptanmıştır. 198 serbestlik derecesinde %5 t'nin
bilinen değeri 1.96'dır. Bulunan t değerlerinin, 1.96'dan büyük olanları
önemli, küçük olanları da önemsiz şeklinde sınıflandırılmıştır.

Alman sonuçların yorumu bize bırakılmıştır. Sonuç bölümünde
sunduğumuz yoruma esas olan çizelge 4'te, saptanan tüm t değerlerin-
den, yalnızca bizi ilgilendirenler görülmektedir.

D — SONUÇ:

Çalışmalarımız, dokuz nümunedeki yararlanılarak yapılmıştır. Bu
tip bir araştırmada, incelenen nümune sayısı ne kadar çok olursa, doğru
sonuca o kadar yaklaşılmış olur. Bu nedenle nümunelerimiz, sayıca az

olarak nitelendirilebilir. Fakat araştırma sonucunun istediğimiz amaca ulaşmaması, incelemelerimizi daha çok sayıda nümune üzerinde sürdürmemizi engellemiştir.

Dokuz nümunenin Quételet poligonları arasında, düşey yönde (değişik yaştaki numuneler arasında) beklediğimiz farklılıklar bulunmakla beraber, yatay yönde (benzer yaştaki nümuneler arasında) hiçbir benzerlik görülmemektedir. O halde biyometri, Laevigatosporites haardti'ye stratigrafik değer kazandırabilme konusunda, bize yararlı olamamıştır.

Bunun nedenlerini üç bölümde toplayabiliriz:

1 — Botanik neden:

Herhangi bir canlı türünün, sayısal değerlerle ölçülebilir bir özelliğini simgeleyen Quételet poligonu sabittir ve bir başlıdır.

Araştırmamızda, Laevigatosporites haardti'nin sayısal değerlerle ölçülebilir özelliği olarak, elips şeklindeki sporun uzun eksen boyunu seçtik, ölçülen tüm Laevigatosporites haardti bireyleri, yazımızın başında da belirttiğimiz gibi, birden fazla bitki türünün ürünleridir.

Bu durum, yapılan istatistik araştırmada da ortaya çıkmaktadır.

İstatistik yöntemlerle elde edilen t değerlerinin 1.96 dan küçük, yani önemsiz olanlarından bizi ilgilendirenlerin, çizelge 4'te gösterildiğine daha önce işaret etmiştik. Biz, önemsiz t değeri gösteren nümune topluluklarında bulunan Laevigatosporites haardti sporlarının aynı, önemli t

Çizelge 4

Nümune kombinezonu	t değeri
Bayat-Gölbaşı (11.00-11.60 m)	0.5143
Artova-Tunçbilek Artova-Gölbaşı (10.50-11.00 m)	0.6158 1.1476
Çayırılı-Örencik Çayırılı-Gölbaşı (9.90-10.50 m)	0.4502 0.3329
Çivril-Orhaneli	0.8960

değeri gösteren nümune topluluklarında bulunanların da ayrı bir bitki türü tarafından üretildiklerini düşünüyoruz. Böylece,

Bayat ve Gölbaşı (11.00-11.60 m) nümunelerinde bulunan sporların, Artova, Tunçbilek ve Gölbaşı (10.50-11.00 m) nümunelerinde bulunan sporların,

Şile nümunesinde bulunan sporların,

Çayırılı, Örencik ve Gölbaşı (9.90-10.50 m) nümunelerinde bulunan sporların,

Çivril ve Orhaneli nümunelerinde bulunan sporların aynı bir bitki türüne ait olduklarını kabul ediyoruz. Bu beş grup birbirleriyle kombine edildiğinde ortaya çıkan t değerleri önemli olduğundan, bu nümunelerde bulunan sporları, beş ayrı bitki türünün ürettiği anlaşılır.

İskilip nümunesindeki iki başlılık, hibrid (melez) bir bitki türünün veya iki ayrı bitki türünün varlığına işarettir.

Bu şekilde, incelenen 12 numunede görülen *Laevigatosporites haardti* sporları, 5, 6 veya 7 bitki türünün ürünleri olmalıdır.

2 — Ekolojik neden:

Ekoloji koşullarının bir bölgeden diğerine değişik olması, bir canlı türünün boyu üzerinde, Quételet poligonu maksimum noktasını değiştirebilecek derecede etkindir. Ayrı nümuneler içinde bulunan *Laevigatosporites haardti* sporlarını üreten bitkiler, değişik ekoloji koşullarında yaşamışlardır.

3 — Zaman nedeni:

Ekoloji koşulları, bir zaman süreci içinde de, benzer şekilde etkili olurlar. Araştırmamızın başında bu etkinin, Tersiyerin bir katından diğerine geçilince belirginleşebileceğini düşünmüştük. Kısa süre sonra, zaman sürecinin, aynı kat içinde bile önemli olduğunu gördük. Bunu kanıtlayabilmek için de, Ankara - Gölbaşı'nda yapılmış 6 numaralı sondaj numunelerinin bir bölümünü inceledik.

Günümüz turbalıklarında, bir yılda, ortalama 0.5 mm kalınlığında turba oluşmaktadır ((in M. GIGNOUX (5)). Bu veriye göre, 100 yılda 5 cm kalınlığında turba meydana gelir. Turba, üzeri tabakalarla örtül-

düğünde, basınç etkisi ile, kalınlığının 4/5'ini kaybeder ((GOTHAN in M. GIGNOUX (5)). Bu genel fikirden yararlanarak, 1 cm kalınlığında kömür oluşabilmesi için, 100 yıl geçmesi gerektiğini kabul edebiliriz.

Üst Miyosen yaşlı bir kömür damarı kesmiş olan örnek sondajımızda, seçtiğimiz inceleme düzeyleri (metrajlar için bkz. şek. 2), bu hesaba göre, alttan üste doğru, sırasıyla, 6 000, 5 000 ve 6 000 yılda çökelebilmıştır. Her düzeyden oluk nümune alındığından, örneğin ilk düzeye (11.00-11.60 m) ait Quételet poligonu, 6 000 yıllık *Laevigatosporites haardti* birikiminin boy grafiğini yansıtmaktadır. Grafikler incelenince (şek. 2), üç düzeyin Quételet poligonları arasında, hiçbir benzerlik bulunmadığı görülür.

Son söz olarak şunu da belirtelim ki, bu üç nedenin, bir numunede, tek tek değil, üçü bir arada etkili olduklarını unutmamak gerekir.

Yayına verildiği tarih: 20.XII.1973

KAYNAKLAR

- 1 — Ağralı, B., Akyol, E. ve Konyalı, Y. (1965), Bayburt bölgesinde Dogger mevcudiyetinin palinolojik yolla ispatı, M.T.A. Enst. Derg., no. 65, pp. 42-53, Ankara.
- 2 — Akyol, E. (1964), Türkiye Tersiyer kömürleri palinolojik etüdlarına dair başlangıç, I.M.T.A. Enst. Derg. no. 63, pp. 29-42, Ankara.
- 3 — (1971), Microflore de l'Oligocène inférieur récoltée dans un sondage près d'Avcıkoru, Şile - İstanbul. Pollen et Spores, v. XIII, no. 1, pp. 117-133, Paris.
- 4 — (?) Bayat (Çorum) baseni Eosen'inin palinoloji incelemesi ve Karakaya - Emirşah arasında korelasyon denemesi, Yayına verilmek üzere.
- 5 — Gignoux, M. (1960), Géologie stratigraphique, Masson Cie, Paris.
- 6 — Guilliermond, A. ve Mangelot, G. (1946), Biologie végétale, Masson Cie, Paris.
- 7 — İbrahim, A. G. (1933), Sporenformen des Aegirhorizontes des Ruhrreviers, Diss. Thèse, Berlin.
- 8 — Nakoman, E. (1966), Contribution à l'étude palynologique des formations tertiaires du bassin de Thrace. I-Etude qualitative. Ann. Soc. Géol. Nord, T. LXXXVI, pp. 65-107, Lille.
- 9 — (1966), Eosen yaşlı Sorgun linyitlerinin sporo-pollinik etüdü, M.T.A. Enst. Derg., no. 67, pp. 69-88, Ankara.

- 15 — Synopsis der Gattungen der Sporae Dispersae, Teil I. Beih. Geol. Jh., H. 23, Hannover.
- 16 — ve Venitz, H. (1934), Zur Mikrobotanik der miozänen Humodils der niederrheinischen, Buch. Abh. Inst. Paläobot. Petrog. Brennst. t. 5, pp. 5-54.
- 17 — Raatz, G. (1937), Mikrobotanisch - Stratigraphisch Untersuchung der 17 — Braunkohle des Muskauer, Bogens. Abh. Preuss. Geol. Land. N.F., t. 183, pp. 1-48.
- 18 — Thomson, P. W. ve Pflug, H. (1953), Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs, Palaeontographica, Abt. B, Bd. 94, Stuttgart.

KIRKA BORAT YATAKLARINDAKİ KİL MİNERALLERİ ÜZERİNE ÖNÇALIŞMA

Preliminary Results of Investigations on Clay Minerals of Kırka Borate Deposits of Turkey

Orhan Baysal

Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara

ÖZ. — Türkiye borat rezervlerinin yarısından fazlasını içeren Kırka borat yataklarından alınan killi kayaç numuneleri röntgenografik, kimyasal ve diferensiyel termik yöntemleriyle incelenmiştir.

Halen yürütülmekte olan ayrıntılı araştırmaların temelini teşkil eden bu önçalışma sonucu; söz konusu yataklardaki kilmineralinin bir Mg-montmorillonit olduğu saptanmıştır. Bu mineral 'hektorit', 'sapanit', 'stevensit' ve 'gassulit' minerallerinden biri olabilir. Her ne kadar numunelerde Li saptanmış, Kaliforniya orijinli hektoritlerin DTA eğrileri ile benzerlik bulunmuş, dolayısı ile 'hektorit' olma ihtimali belirmiş ise de, yürütülen ayrıntılı incelemeler sonucu durum ancak kesinlik kazanabilecektir.

ABSTRACT. — More than half of the total borate reserves known in Turkey are concentrated in Kırka (Eskişehir) Region. Clay fractions of marl samples taken from this deposit are investigated by using X-Ray Diffraction, Differential Thermal Analysis and chemical techniques.

According to preliminary results of our investigations the clay mineral found in Kırka is a Mg-Montmorillonite. It may be Hectorite, Saponite, Stevensite or Gassulite. Although the presence of Li has been detected in these samples and the similarity of DTA curves to those of the original Californian Hectorite indicates the presence of mineral Hectorite, final decision can be reached after completion of more detailed studies.

GİRİŞ

Kırka borat yataklarının bulunduğu yöre Neojen oluşumları ile örtüldür. Bunlar, daha çok dikey tektonik hareketlerle meydana gelen göllerde çökelmiş, laküstr-vulkanik fasiyes tortullarıdır. İnceleme sahasında izlenen Neojen oluşumlarında litolojik ayrı özellik gösteren beş tortul seri saptanmıştır (Baysal, 1972). Tabandan yukarıya doğru bu litostratigrafik seriler sırayla şu şekildedir:

- (5) Üst-Kalker Serisi
- (4) Kil-Marn Serisi
- (3) Borat Serisi
- (2) Marn-Kil Serisi
- (1) Alt-Kalker Serisi.

Bu ön çalışmada marn-kil, kil-marn ve borat serisinin içinde bandlar, aradolgu maddesi halinde yer yer izlenen kil minerallerinden söz edilecektir. Numuneler sondaj karotlarından, kısmen de açık ve kapalı işletmelerden alınmış olup sistematik değildir. Yataklarda izlenen kil mineralleri hakkında genel de olsa bir yargıda bulunabilmek için, yayılımları karakteristik durum arzeden 13 numune alınmış, bunların kimyasal, X-ışınları difraksiyon ve differensiyel termik analizleri yapılmıştır. Şurası muhakkaktır ki, böyle büyük bir yatağın kil-mineralojisi açısından incelenmesinde 13 numune çok yetersizdir. Bu nedenle, 1973 yılında sistematik numuneler toplanarak Dr. Gürol Ataman ile birlikte ayrıntılı kil-mineralojik araştırmalara başlanmıştır. Bu arada da ilk araştırmalar sonucu elde edilen bulguların, çok sınırlı da olsa, bir ön çalışma şeklinde yayınlanması uygun görülmüştür.

Yukarıda belirtilen borat serisinin taban ve tavanında, keza içinde yer yer almalıklı bandlar halinde gözlenen killi kayalar muhtelif oranlarda da ima karbonat içerir. Nomenklatürde kil ve karbonattan müteşekkil bu tip kayalara farklı ölçüt ve sınırlara göre çok çeşitli isimler verilmektedir. İncelenen numunelerde bileşenlerin tane boyu saptanamayıp, ancak onların kantitatif mineralojik bileşimi kontrol edildiğinden, isimlendirmeler tamamen bu ölçüte göre yapılmıştır. Karbonat ve kil yüzde sınırları olarak Füchtbauer ve Müller (1970) tarafından teklif edilen sınırlar benimsenmiştir. Yazar, ifadede kolaylık sağlamak için, bu sınıflandırmada adı geçen kil, kalkerli kil, killi marn ve kalkerli marn bileşimindeki kayaları "killi kayalar"

ismi altında toplamış, kil kalkerli ise düşük kil yüzdesi nedeniyle kalkerlerin içinde ifade etmiştir (bak. Baysal, 1972).

Yataklarda gözlenen killi kayaçlar; kalkerli marn, killi marn ve kalkerli kil bileşimine sahiptir. İncelemelerde kil olarak tanımlanabilecek bir killi kayaca rastlanmamıştır. İzlenen killi kayaçlar inceleme sahasında muntazam bir yayılım, keza istiflenme göstermemektedir. Buna rağmen genel olarak ifade etmek gerekirse tabanda yer alan serinin alt kesimlerinde daha çok kalkerli marnlara rastlanır. Üst seviyelere doğru kil yüzdesi nisbeten artmakta dolayısıyla killi marnlara, daha sonra da kalkerli killere geçilmektedir. Kalkerli killer çok dar bir seviyede bulunmakta olup sık sık kesiklilik göstermektedir. Kil yüzdesinin üst seviyelere doğru artması nedeniyledir ki, yatakların tabanında bulunan killi kayaç serisine 'marn-kil serisi' ismi verilmiştir.

Yatakların tavanında ise durum tamamen tersidir. Yer yer kesiklilik gösteren ince bir kalkerli kil seviyesi ile başlayan tavandaki killi kayaç serisi kil yüzdesinin devamlı azalması neticesinde killi marn üzerinden kalkerli marna dönüşür. Dolayısıyla bu seri 'kil marn serisi' olarak isimlendirilmiştir.

Borat serisinin içinde daha çok killi marn ve kalkerli kil seviyelerine rastlanır. Fakat bunlarda kaba da olsa yukarıda belirtildiği gibi bir istiflenme mevcut değildir. Birbirine geçişlere veya müstakil almaşıklı bandlara, hattâ kesikliliklere sık sık rastlanır Borat minerallerinin arasında bulunan aradolgu maddesi de keza killi marn ve kalkerli marn bileşimindedir.

Kil minerallerinin supmikroskopik büyüklükte olması, her zaman olduğu gibi onların mikroskopik incelemelerle saptanmasını imkânsız kılmıştır. Bu nedenle, yatakların muhtelif yerlerinden alınan kil ve marn türleri ayrı ayrı kimyasal analize tabi tutulmuş ve ayrıca X-ışınları difraksiyon, diferensiyel termik yöntemleriyle incelenmiştir.

Muhtelif killi kayaç numunelerinin kimyasal bileşimi, aynı zamanda bunların içerdikleri karbonat ve silikat kısımlarının kantitatif değerleri Tablo l'de görülmektedir¹. Karbonat kısmı, kimyasal analizler sonucu sap-

(1) Kimyasal analizler M.T.A. Enstitüsü laboratuvarlarında yapılmış olup, Na, K, Li alev-fotometresi; B yaş kimyasal; CO₂ gaz-volumetrik; diğerleri X-ışınları floresans yöntemi ile saptanmıştır.

tanmış, bunların orijinal numune analizleri ile arasındaki fark silikat kısmı olarak kabul edilmiştir. Kalıntı minerallerin genellikle az miktarda olması sebebiyle, silikat kısımları için hesaplanan bu değerler yaklaşık olarak kil kısımlarının kimyasal bileşimini yansıtmaktadır. Hesaplamalarda B_2O_3 yüzdesi kilin içinde kabul edilmiştir.

Burada şu hususun belirtilmesi gerekir ki, yazar, laboratuvar olanaksızlığı nedeniyle seçmiş olduğu killi kayaç numunelerinin kil kısımlarını başlangıçta ayıramamıştır. Dolayısıyla orijinal numunelerin kimyasal analizlerinden kil kısımlarının kimyasal bileşimini hesaplamak suretiyle elde etmeye çalışmıştır. X-ışınları difraksiyon ve differensiyel termik analizler ise bilâhare kil mineralojisi yöntemleriyle ayıklanıp temizlenmiş kil kısımlarından yapılmıştır.

KİMYASAL ANALİZLER

Yataklardan toplanan orijinal kil, marn numunelerinin kimyasal analizleri yapıldıktan sonra yine kimyasal analizlerle numunelerde karbonat kısmına bağlı Ca, Mg ve Fe miktarı saptanmıştır. Bu analizlerin ışığı altında, silikat kısımlarının bileşimi %100'e tamamlanarak hesaplanmıştır. Bu tip hesaplamadan gaye, bilhassa kil kısmına bağlı elementleri ortaya çıkarmaktır. Zira silikat kısmının ekserisi, hattâ birçok numunede hemen hemen tümü kil kısmından ibarettir. Silikat kısımlarının hesaplanmış bileşimi Tablo 2'de görülmektedir. Bunların temelini teşkil eden orijinal marn ve kil numunelerinin kimyasal bileşimi ise Tablo 1'de verilmiştir.

Tablo 2'deki değerlerin kontrolünde; Mg elementinin özellikle kil mineraline bağlı olduğu, keza Li ve B elementlerinin kil minerali ile yakından ilgili bulunduğu açık olarak görülmektedir. Ayrıca bir taraftan Al ve Ca tenörü, diğer taraftan Al, Na, K tenörleri arasındaki kaba paralellik silikat kısımlarının hiç değilse bazılarında kalıntı supmikroskopik silikatların (feldispatların) mevcut olduğunu ortaya koymaktadır. Aynı zamanda, su yüzdesinin kalıntı supmikroskopik silikat (feldispat) içerdiği tahmin edilen numunelerde özellikle düşük olması da bu yargıyı doğrular niteliktedir. İleride belirtileceği üzere, numunelerin bazılarında (Şekil 1, No. I) az miktarda illit saptanmıştır. Bu numunelerin bileşiminde görülen Al ve K tenörlerinin bir kısmı şüphesiz illit'e bağlıdır.

TABLO: 1 — KİLLİ KAYAÇLARIN VE İÇERDİKLERİ KARBONAT, SİLİKAT KISIMLARININ KİMYASAL BİLEŞİMİ

No	NUMUNE Türü	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	B ₂ O ₃	CO ₂	+H ₂ O	Toplam
K/1	Karbonat Kısmı	—	—	0.10	—	28.02	6.28	—	—	—	—	—	29.85	—	64.25
	Silikat Kısmı	19.70	0.60	0.70	0.02	0.88	7.12	eser	0.28	0.61	0.38	0.73	—	4.91	35.93
	Kimyasal Bileşimi	19.70	0.60	0.80	0.02	28.90	13.40	eser	0.28	0.61	0.38	0.73	29.85	4.91	100.18
K/4	Karbonat Kısmı	—	—	0.10	—	18.71	1.35	—	—	—	—	—	16.27	—	36.43
	Silikat Kısmı	37.50	4.40	0.85	0.12	3.79	6.55	eser	0.44	1.60	0.30	1.32	16.27	7.05	63.92
	Kimyasal Bileşimi	37.50	4.40	0.95	0.12	22.50	7.90	eser	0.44	1.60	0.30	1.32	16.27	7.05	100.35
K/5	Karbonat Kısmı	—	—	0.20	—	28.16	5.46	—	—	—	—	—	30.04	—	63.86
	Silikat Kısmı	20.00	0.90	0.45	0.07	0.79	6.74	eser	0.10	0.16	0.07	0.52	—	6.17	35.97
	Kimyasal Bileşimi	20.00	0.90	0.65	0.07	28.95	12.20	eser	0.10	0.16	0.07	0.52	30.04	6.17	99.83
K/6	Karbonat Kısmı	—	—	0.15	—	24.63	1.30	—	—	—	—	—	21.62	—	47.70
	Silikat Kısmı	30.50	3.60	0.95	0.15	0.79	8.40	eser	0.18	0.48	0.10	0.95	—	6.44	52.54
	Kimyasal Bileşimi	30.50	3.60	1.10	0.15	25.42	9.70	eser	0.18	0.48	0.10	0.95	21.62	6.44	100.24
K/7	Karbonat Kısmı	—	—	0.10	—	12.66	0.45	—	—	—	—	—	10.81	—	24.02
	Silikat Kısmı	44.70	6.00	2.20	0.24	4.74	7.60	0.05	0.58	2.95	0.41	0.88	—	5.91	76.26
	Kimyasal Bileşimi	44.70	6.00	2.30	0.24	17.40	8.05	0.05	0.58	2.95	0.41	0.88	10.81	5.91	100.28
K/8	Karbonat Kısmı	—	—	0.05	—	28.92	2.95	—	—	—	—	—	26.52	—	58.44
	Silikat Kısmı	24.50	0.70	0.25	0.04	1.25	6.85	0.01	0.28	0.56	0.41	0.77	—	6.22	41.84
	Kimyasal Bileşimi	24.50	0.70	0.30	0.04	30.17	9.80	0.01	0.28	0.56	0.41	0.77	26.52	6.22	100.28
K/9	Karbonat Kısmı	—	—	—	—	32.25	8.13	—	—	—	—	—	35.00	—	75.38
	Silikat Kısmı	15.15	0.45	eser	0.02	0.25	4.87	—	0.34	0.09	0.23	0.43	—	3.35	24.88
	Kimyasal Bileşimi	15.15	0.45	eser	0.02	32.50	12.70	—	0.34	0.09	0.23	0.43	35.00	3.35	100.26
K/10	Karbonat Kısmı	—	—	0.20	—	27.45	5.81	—	—	—	—	—	30.85	—	63.81
	Silikat Kısmı	20.50	1.40	0.50	0.05	0.85	5.89	eser	0.32	0.88	0.21	8.42	—	5.22	36.24
	Kimyasal Bileşimi	20.50	1.40	0.70	0.05	28.30	11.70	eser	0.32	0.88	0.21	8.42	30.85	5.22	100.05
K/11	Karbonat Kısmı	—	—	0.15	—	31.24	7.90	—	—	—	—	—	35.08	—	74.37
	Silikat Kısmı	14.80	1.45	0.60	0.07	0.75	3.75	eser	0.31	0.13	0.18	0.64	—	3.20	25.88
	Kimyasal Bileşimi	14.80	1.45	0.75	0.07	31.99	11.65	eser	0.31	0.13	0.18	0.64	35.08	3.20	100.25
K/12	Karbonat Kısmı	—	—	0.10	—	28.69	6.95	—	—	—	—	—	29.70	—	65.44
	Silikat Kısmı	19.80	0.40	0.45	0.02	1.15	5.70	0.05	0.37	1.43	0.38	0.50	—	4.65	34.90
	Kimyasal Bileşimi	19.80	0.40	0.55	0.02	29.84	12.65	0.05	0.37	1.43	0.38	0.50	29.70	4.65	100.34
K/13	Karbonat Kısmı	—	—	0.10	—	30.65	7.05	—	—	—	—	—	31.30	—	69.10
	Silikat Kısmı	19.60	0.35	0.40	0.02	0.85	4.15	0.06	0.21	0.57	0.28	0.52	—	4.20	31.21
	Kimyasal Bileşimi	19.60	0.35	0.50	0.02	31.50	11.20	0.06	0.21	0.57	0.28	0.52	31.30	4.20	100.31

TABLO: 2 — KİLLİ KAYAÇLARIN SİLİKAT KISIMLARININ HESAPLANMIŞ KİMYASAL BİLEŞİMİ

Orjinal nümune		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	SrO	Na ₂ O	K ₂ O	Li ₂ O	B ₂ O ₃	+H ₂ O	Toplam
No.	T ü r ü													
K/1	Kalkerli Marn	54,84	1,67	1,95	0,05	2,45	19,82	eser	0,78	1,70	1,05	2,03	13,66	100,00
K/4	Killi Marn	58,68	6,88	1,33	0,19	5,92	10,25	eser	0,69	2,50	0,47	2,06	11,03	100,00
K/5	Kalkerli Marn	55,61	2,50	1,25	0,19	2,21	18,74	eser	0,28	0,44	0,19	1,44	17,15	100,00
K/6	Killi Marn	58,06	6,85	1,81	0,28	1,50	15,99	eser	0,34	0,91	0,19	1,81	12,26	100,00
K/7	Killi Marn	58,62	7,87	2,88	0,31	6,21	9,97	0,07	0,76	3,87	0,54	1,15	7,75	100,00
K/8	Kalkerli Marn	58,57	1,67	0,60	0,09	2,99	16,37	0,02	0,67	1,34	0,98	1,84	14,86	100,00
K/9	Kalkerli Marn	60,90	1,81	eser	0,08	1,00	18,87	eser	1,37	0,36	0,92	1,73	13,46	100,00
K/10	Kalkerli Marn	56,58	3,86	1,38	0,14	2,34	16,25	eser	0,88	2,43	0,58	1,16	14,40	100,00
K/11	Kalkerli Marn	57,18	5,60	2,31	0,27	2,90	14,50	eser	1,20	0,50	0,69	2,48	12,37	100,00
K/12	Kalkerli Marn	56,73	1,15	1,30	0,06	3,29	16,33	0,14	1,06	4,10	1,09	1,43	13,32	100,00
K/13	Kalkerli Marn	62,80	1,12	1,28	0,06	2,72	13,30	0,19	0,67	1,83	0,90	1,67	13,46	100,00

X-IŞINLARI DİFRAKSİYON ANALİZLERİ

Seçilen numunelerden elde edilen kısımlar ($\text{Ø} < 2$ mikron) kil mineralojisi yöntemleriyle ayıklanıp temizlenmiş ve X-ışınları difraksiyonu ile araştırılmıştır. Analizlerde ilk önce 2 mikrondan küçük kil kısımlarının difraksiyonu çekilmiş, daha sonra numuneler etilen-glikol ile muamele edilerek ve 500°C 'de ısıtılarak ayrı ayrı difraksiyona tabi tutulmuştur. Elde edilen müşterek diyagramlardan dört tanesi Şekil 1'de görülmektedir. Yapılan bütün analizler numunelerin montmorillonit ailesinden bir kil minerali içerdiğini ortaya çıkarmıştır. Ayrıca birkaç numunede, montmorillonit'in yanısıra az miktarda illit'in de mevcut olduğu görülmüştür. Örneğin Şekil 1'deki I nolu numunede küçük bir illit piki ($d = 9,9$) görülmektedir.

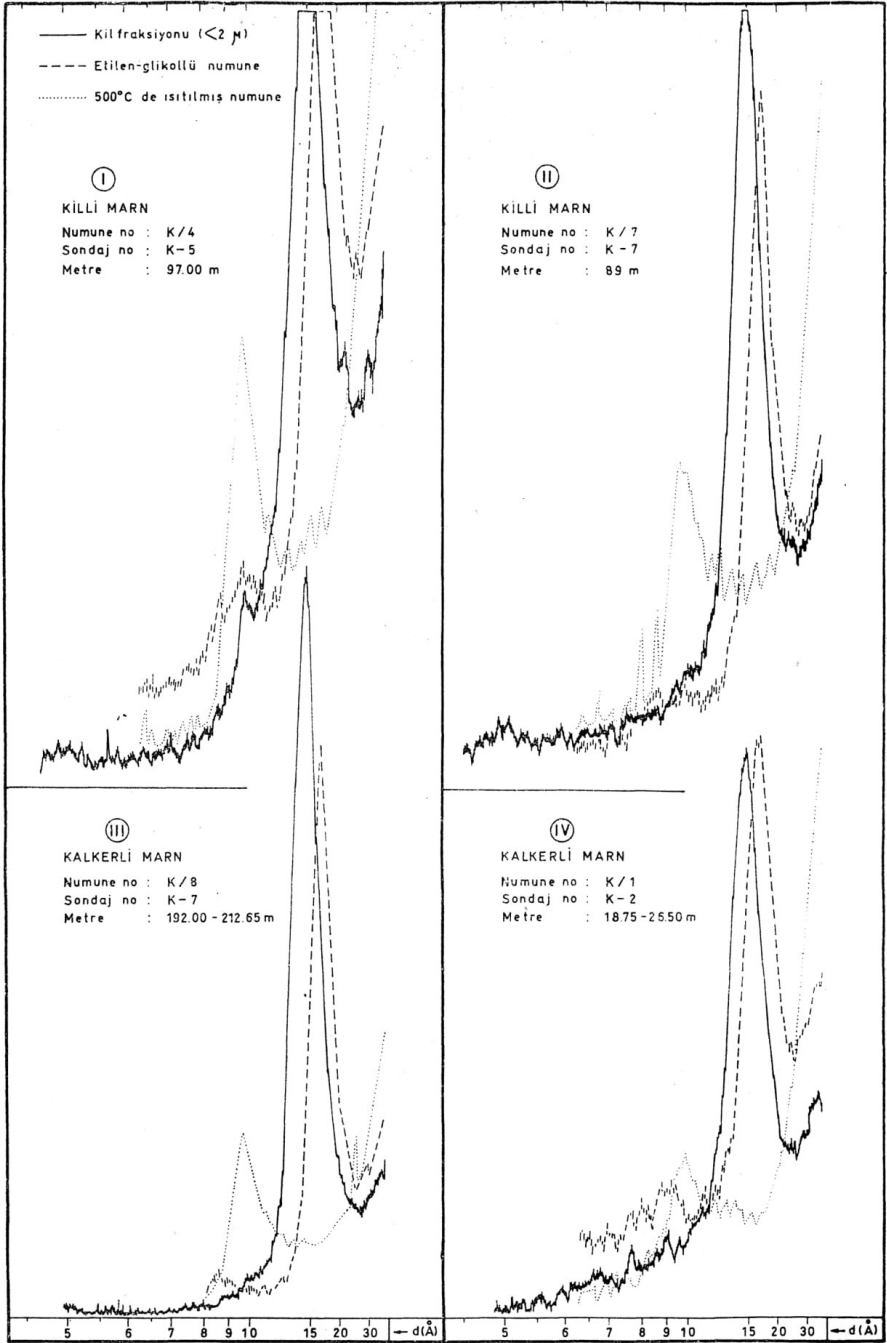
DİFFERENSİYEL TERMİK ANALİZLER

Differensiyel termik analizler, dakikada 10°C 'lik bir sabit ısıtma hızı ve hassasiyetin 100 mikrovolt = 50 bölüm olduğu koşullarda yapılmıştır. Numunelerin bu şekilde 1000°C 'ye kadar ısıtılması ile uğradığı termik dehidratasyon ve dekompozisyonların endotermik ve ekzotermik pikleri otomatik olarak bir rekorder ile elde edilmiştir.

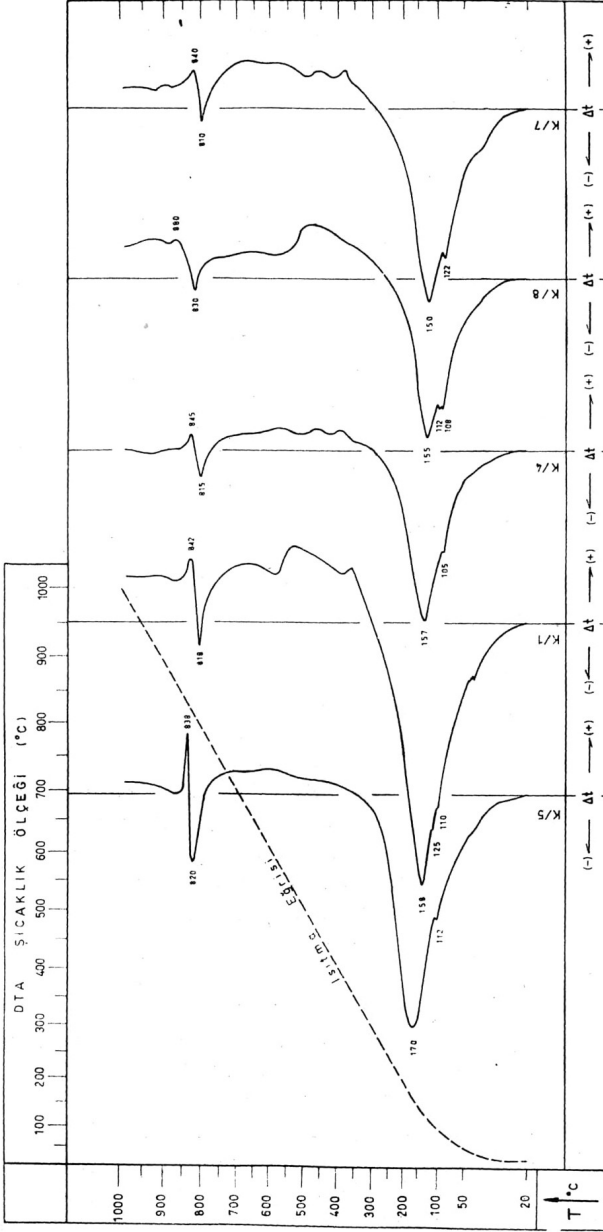
Elde edilen DTA eğrilerinde genellikle 110°C civarında ve hemen onu takiben $150-170^{\circ}\text{C}$ arasında yer alan endotermik reaksiyonlar dizisi bulunmaktadır (Şekil 2). Yüksek sıcaklıkta; 820°C civarında bir endotermik reaksiyonun hemen ardından $840-880^{\circ}\text{C}$ 'de bir ekzotermik reaksiyon görülmektedir.

İlk endotermik reaksiyonlar fillosilikat yapısındaki yapraklar arası hidratasyon suyunun buharlaşmasıyla oluşmaktadır. Yüksek sıcaklık endo- ve ekzotermik ($820-880^{\circ}\text{C}$) reaksiyonlarla ise sıra ile kristal kafesteki (OH)- iyonları kafesi terketmekte ve yeni kristallenmeler meydana gelmektedir.

Analizlerde zaman zaman $300-700^{\circ}\text{C}$ arasında küçük ekzotermik reaksiyonlar tespit edilmiştir. Bunların, mineralin kristal yapısına giren organik maddelerden ileri geldiği tahmin edilmektedir. Bunlar asitlerle vs. yapılan muamelelerle yıkanamamıştır. İleride özel çözücüler kullanılarak bunların mineralden ayrılmasına ve kafese nasıl girdiğinin saptanmasına çalışılacaktır.



Şekil: 1 — Mg-Montmorillonitlerin X-ışınları difraksiyon diyagramları
 (Rad.: $\text{CuK}\alpha$; Filtre: Ni).



Şekil: 2 — Mg-Montmorillonitlerin DTA eğrileri. Isıtma hızı: 10°/dak.; hassasiyet: 100 mikrovolt = 50 divizion; Termoküpt: Pt/Pt+Rh; Termik inert madde: Al_2O_3 .

Elde edilen differensiyel termik bulgular Hector (Kaliforniya) orijinli hektorit'e (Li içeren Mg-montmorillonit veya saponit) ait olanlarla büyük uyumluluk göstermektedir (Grim ve Kulbicki; 1961). Keza Orhun (1965) tarafından Bigadiç kolemanit ocaklarından alınan ve 'hektorit' olarak saptanan numunenin DTA eğrisiyle kaba da olsa bir paralellik kurmak mümkün olmuştur. Orhun (1965) tarafından elde edilen DTA eğrisinde 820°C'deki endotermik reaksiyon yaklaşık 780°C'de olup 840-880°C'deki ekzotermik reaksiyon mevcut değildir. Bu durum, muhtemelen ölçmelerin 50°C'de bir yapılması gibi yöntem ve değerlendirme hatasından ileri gelmektedir. Zira 50°C'de bir ölçmek suretiyle örneğin 820 ve 840°C'lerdeki endo ve ekzotermik reaksiyonların saptanması çoğunlukla mümkün olamaz.

BULGULARIN SENTEZİ

Yukarıda izah edilen kil minerali Mg içermesi ve montmorillonit ailesinin kristalografik, termik özelliklerini göstermesi bakımından burada Mg-montmorillonit olarak nitelendirilecektir. Nomenklatürde daha ileriye gitmek şu anda mümkün değildir. Zira bu mineral hektorit, saponit, stevensit ve gassulit minerallerinden biri olabilir. Her ne kadar numunelerde Li saptanmış, Kaliforniya orijinli hektoritlerin DTA eğrileri ile benzerlik bulunmuş, dolayısıyla hektorit olması ihtimali belirmişse de, kesinlikle saptayabilmek ve bu dört mineralden birinin ismini verebilmek için, mineralin strüktüründeki tetraeder ve oktaederlerin kimyasal yapısının atom ağı seviyesinde bilinmesi gerekir. Dr. Gürol Ataman ile beraber sürdürülen ve Türkiye borat yataklarındaki kil minerallerinin ayrıntılı incelenmesini öngören çalışmalar sonucu bu durum tamamen kesinlik kazanacaktır.

Borat serisinin üstünde, gerek makroskopik görünümleri, gerekse yataklardaki yayılımları diğer kil ve marn serilerinden farklı, dolayısıyla borat serisinin takibinde kılavuz niteliğinde olan iki ince örtü tabakasına sık sık rastlanır. Bunlardan borat serisinin hemen üstünde yer alan mavi-yeşil, onun üstündeki ise gri renktedir. Yapılan mikroskopik, X-ışınları difraksiyon ve differensiyel termik analizler mavi-yeşil kısmın fazla miktarda uleksit, montmorillonit, az miktarda da illit ve dolomitlen müteşekkil olduğunu göstermiştir. Uleksit genellikle büyüklükleri

en fazla mercimek ve nohut mertebesinde olan küçük konkresyonlar halindedir. Üstteki gri kısım ise çok fazla dolomit, daha az montmorillonitten ibarettir.

Her iki numunenin kimyasal analizleri ve silikat kısımlarının hesaplanmış değerleri Tablo 3'te sunulmuştur. Tabloda görüldüğü gibi, bu numunelerdeki kil minerali de Mg bakımından zengindir, yani Mg-montmorillonittir. Fakat daha önce belirtilen numunelere oranla, bunlarda Al, Na, K ve Ca tenörleri oldukça yüksek, buna karşılık H₂O tenörü ise nisbeten düşüktür. Netice olarak söylenebilir ki, bu kısımlar, bilhassa mavi-yeşil renkli kısım, rezidüal supmikroskopik silikatlar (feldispatlar) bakımından oldukça zengindir. Bu rezidüal silikatların, mevcut analiz değerlerine göre, daha çok anortoklas, dibit, sanidin gibi alkalifeldispat, kısmen de plajyoklas olması gerekir. İleride ayrıca belirtileceği üzere, bu kısımlarda kül mertebesindeki piroklastik material (volkanik küller vs.) fazla hidrolize olmamış, durumlarını nisbeten daha fazla koruyabilmişlerdir. Bunun neticesi olarak da daha az kil minerali oluşabilmiştir.

TABLO: 3 — BORAT SERİSİNİN ÜSTÜNDEKİ ULEKSİT VE DOLOMIT İÇEREN KİLLİ KAYAÇLARIN KİMYASAL BİLEŞİMLERİ

	Uleksit içeren mavi nümune		Dolomit içeren gri nümune	
	I ¹	II ²	I ¹	II ²
SiO ₂	29,44	49,81	11,70	43,50
Al ₂ O ₃ + TiO ₂	7,34	12,42	1,21	4,50
Fe ₂ O ₃	1,52	2,57	0,41	1,52
CaO	9,24	2,87	24,54	6,73
MgO	7,97	9,82	22,52	23,42
Na ₂ O	4,24	2,94	1,40	5,20
K ₂ O	4,00	6,77	0,55	2,03
B ₂ O ₃	17,57	6,04	0,83	3,07
CO ₂	4,78	—	34,82	—
+ H ₂ O	14,10	6,76	2,70	10,03
Toplam	100,20	100,00	100,68	100,00

(1) Orijinal nümunenin kimyasal bileşimi.

(2) Silikat fraksiyonunun hesaplanmış kimyasal bileşimi.

OLUŞUMU

Caillere et al. (1953) yaptıkları denel çalışmalar sonucu kil mineral-
lerinin silis ile brüst yapısı arasındaki bir reaksiyonla oluştuğunu göster-
mişlerdir. Daha sonra Esquevin (1958) bir balon içine akıttığı Na-silikat ve
Zn-asetat çözeltileri yardımıyla, oktaedrik boşluklarında Zn iyonu içeren
montmorillonit ve kaolinit ailesinden kil minerallerinin sentezini $\text{pH} = 7-9$
arasında gerçekleştirmiştir. Yine aynı araştırmacıya göre; $\text{pH} < 8$ olduğun-
da Zn-kaolinit, $\text{pH} > 8$ olduğunda ise Zn-montmorillonit daha bol teşekkül
edebilmektedir. Ayrıca NaCl'ün sentez çözeltilisinde bulunması, montmo-
rillonitik mineralin daha kolay oluşmasını mümkün kılmakta ve villemite,
kalamine gibi Zn-minerallerinin oluşmasını geniş ölçüde önlemektedir.
Esquevin'e göre; NaCl'ün çözeltide bulunduğu sırada, sentez ortamına Zn
çok hızlı ilâve edilirse, kalamine oluşmaya başlamakta ve montmorillonit
sentezi maskelenmektedir. Şu halde sentez ortamında Zn gayet seyreltik
olarak bulunmalıdır.

Esquevin (1958) Mg-, Al-, Ni-, Fe^{2+} -, Fe^{3+} - ve Co-montmorillonitler-
inin aynı koşullar altında sentez edilebileceğini, stevensit-saukonit tipinde
montmorillonitlerin oluşabileceğini de ayrıca göstermiştir.

Harder (1965; Harder ve Flehming, 1967) yapmış olduğu denel ince-
lemelerde; 0,4-2,0 ppm SiO_2 içeren seyreltik sulu çözeltilerden Al, Fe, Mn,
Mg, vs. hidroksitleriyle 20°C 'de silisitin çökeldiğini görmüştür. Oluşan
hidroksit-silisit çökeleği röntgenamorf olup %90'a kadar SiO_2 içermek-
tedir. Yine aynı yazara göre; demirhidroksit-silisit çökeleği sulu çözeltide
bir ay bekletildiğinde, röntgenamorf demirhidrosidin yanında kuvars ve
kristobalit oluşmaktadır.

Harder (1969) 30 ppm SiO_2 ve 30 ppm MgO içeren sulu çözeltilerden
çökelttiği jelleri $\text{pH} = 10$ ve 20°C sıcaklıkta bir ay bekleterek montmorillo-
nit ailesinden bir minerali sentetik elde etmiştir. Deneyler KCl içeren sulu
çözeltilerde (30 ppm SiO_2 , 3 ppm Al_2O_3 , 30 ppm MgO ve %1 KCl) uygu-
landığında; elde edilen jeller $\text{pH} = 8,5$ ve 60°C 'de bekletildiği zaman illit
refleksiyonları göstermektedir.

Bütün bu denel araştırmalar göstermektedir ki, kuvars ve kil-mineral-
leri röntgenamorf metal-hidroksitleri yardımıyla düşük sıcaklıklarda ve pH
 $= 8$ gibi yüksekçe değerlerde oluşabilmektedir.

Kırka inceleme sahasında, volkanik faaliyetler neticesinde piroklastik
materialler mevcut fay çatlaklarından zaman zaman püskürerek göl sula-

rına karışmışlardır. Trakitik karakterde olan bu piroklastikler kül mertebesinde olup volkanik cam tozları bakımından zengindir. Bu malzeme bazik ($pH > 8,5$) göl suyunda Ataman ve Beseme (1971) tarafından belirtildiği gibi, granülometrik inceliği, camsı yapısının termodinamik kararsızlığı ve ortamın bazik olması nedeniyle hidrolize ('akuatolize') olup çözünmüştür. Göl sularına karışan silis, Mg, kısmen de Al yukarıda belirtilen deneylerde olduğu gibi, P-T koşullarının çok düşük olmasına rağmen kil mineralini (Mg-montmorillonit) oluşturmuştur.

Yataklarda kil minerali olarak hemen hemen daima montmorillonit'e rastlanması Harder (1969) tarafından elde edilen denel neticelerle izah edilebilir. Baysal (1973) tarafından açıklandığı üzere; göl sularının pH'sı daima 8,5'ten yüksek kalmış ve sıcaklık koşulları ise genellikle 30-40 °C arasında değişmiş, asla 60°C'ye ulaşmamıştır. Keza ortamda K konsantrasyonunun genellikle fazla olmadığı da kimyasal analizlerden görülmektedir. Bütün bu koşullar Harder (1969) tarafından montmorillonit oluşumu için bulunan sonuçlarla uyuşmakta, illit'in oluşmasını imkânsız kılmaktadır.

Yataklarda yer yer saptanan illit, yazara göre pür diajenetiktir, yeni oluşum değildir. Zira lokal ve ikinci plânda oluşumlar halinde rastlanmaktadır. Keza, Correns (1935) tarafından ileri sürüldüğü gibi, muhtelif mikaların bozunma ('alterasyon') artıkları da olması biraz zayıf ihtimaldir. Bunlar daha çok montmorillonit'in kristal kafesinde Mg'un yerine K'un adsorbe edilmesiyle oluşmuşlardır. Gereken K kapılar sulardan ziyade, rezidüel K-feldispatlardan gelmiştir. İllite hemen hemen daima rezidüel silikatlarca zengin montmorillonit serilerinin, keza tüfitik materialin içinde rastlanması bu yargıyı kuvvetlendirmektedir (bak. Baysal, 1972). Plajioklaslar, ortoklas ve albit'ten daha az kararlıdır. Dolayısıyla piroklastiklerin göl sularına karışmasını müteakip ilk önce hidrolize olup parçalanmışlardır. Bunun için gerek marnlarda, gerekse kısmen hidrolize olmuş tüfitlerde plajioklas türü gözlenmemiştir. Daha sonra albit ve nihayet ortoklas gibi K-feldispatlar hidrolize olmuştur. İşte bu nedendir ki, supmikroskopik rezidüel silikatları içeren marn ve killerde daha çok K-feldispatların bulunması gerekir. Bunlar da ileri evrelerde kısmen parçalanarak lokal illit oluşumları için K kaynağını teşkil etmişlerdir. Bu arada rezidüel silikatlardan mikaların da aynı şekilde rolü muhakkak olmuştur, fakat bu ikinci derecede kalmıştır. Keller (1963) buna benzer montmorillonit orijinli illit oluşumlarını Kolorado plâtosundaki Morrison formasyonlarının üyelerinde izlemiştir. Keza Whitehouse ve McCarter (1958) montmorillonit süspansiyonunu deniz

suyu ile muamele etmiş ve üç sene sonra illit, klorit minerallerinin oluştuğunu gözlemiştir.

Yayına verildiği tarih: 24.10.1973

REFERANSLAR

- Ataman, G. ve Beseme, P., 1971, Découverte de l'analcime sédimentaire en Anatolie du nord-ouest (Turquie): Minéralogie, genese, parageneses. -Chem. Géol. (baskıda).
- Baysal, O., 1972, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının mineralojik jenetik incelenmesi.
- _____ 1973, Sarıkaya (Kırka) borat yataklarının oluşumu Türkiye Madencilik Bilimsel ve Teknik III. Kongresi, ss. 255-277.
- Caillere, S., Henin, S., Esquevin, J., 1953, Recherches sur la synthèse des minéraux argileux. Bull. Soc. Franc. Miné. Crist., 76, s. 300.
- Correns, C. W., 1935, Über die Bestandteile der Tone. Z. Geol. Ges., 85, s. 706-1296.
- Esquevin, J., 1958, Les silicates de Zinc étude de produits de synthèse et des minéraux naturel. Doc. es Sci., Paris, 85 s.
- Füchtbauer, H. und Müller, G., 1970, Sedimente und Sedimentgesteine, Sediment-Petrologie, Teil II. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 726 s.
- Grim, R. E. and Kulbicki, G., 1961, Montmorillonite : High temperature reactions and classification. The Amer. Min., vol. 46, s. 1329-1369.
- Harder, H., 1965, Experimente zur 'Ausfaellung' der Kiselsaeure. Geochim. Cosmochim. Acta, vol. 29, s. 429-442.
- Harder, H. und Flehming, W., 1967, Bildung von Quarz aus verdünnten Lösungen bei niedrigen Temperaturen. Naturwiss., vol. 54, s. 140.
- Harder, H. 1969, Illit- und Montmorillonit-Synthese bei niedrigen Temperaturen. Naturwiss., vol. 56, s. 279.
- Keller, W. D., 1963, Diagenesis in clay mineral —a review—. Clays Clay Minerals, Proc. Nat. Conf., Clays Clay Minerals, 11, s. 136-157.
- Orhun, O., 1965, Yurdumuzda bulunan önemli kaolin ve killerin differensiyel analizi. Kimya Müh. Odası, 1. Kimya Müh. Teknik Kongresi Bülteni, s. 107-112.
- Whitehouse, U. G. and McCarter, R. S., 1958, Diagenetic modification of clay mineral types in artificial sea water. Clays Clay Minerals, Proc. Nat. Conf. Clays Clay Minerals 51, s. 81-119.

A PRELIMINARY STUDY OF THE: TERTIARY VOLCANIC AND SEDIMENTARY ROCKS, GÜMELE, ESKİŞEHİR

Eskişehir, Gümele Çevresindeki Tersiyer Volkanik ve Sedimanter Kayaçlarda Bir Ön Çalışma

Taylan Lünel

Middle East Technical University, Department of Geological Engineering
Ankara

ÖZ. — Seyitgazi-Eskişehir antiklinoriumu'nun çok fazla deforme olmuş ve metamorfizmaya uğramış kayaçlarının kuzey-kuzeybatısında bulunan sedimanter ve volkanik kayaçlar incelenmiştir. Karasal ve gösel fasiyesde meydana gelen Tersiyer sedimanter kayaçlar Güney Eskişehir küvetinde olunmuşlardır. Karasal fasiyesi meydana getiren kayaç birimlerini kaba kumtaşları, kumtaşları, bitki kalıntıları ihtiva eden kil ve marnlar ve serpantinit blokları taşıyan bazal konglomerası teşkil etmektedir. Gösel fasiyes ise genellikle killi ve tüflü kalkerler, kalkerler, marnlar, konglomeralar ve tüflerden meydana gelmiştir. Küvetteki en eski sedimanlar ve piroklastikler Alt Miosen'de oluşmuşlardır. Yataya yakın konumlanmış bazik-intermediyar lav akıntıları Pliosen yaşlı olup Altüst Neojen sedimantasyon kesikliğinde meydana gelmiştir. Üst Neojen sedimanter kayaçları intermediyar-basaltik volkaniklerin üzerinde ince bandlar şeklinde bulunurlar. Bu birim marn ve kalkerlerden meydana gelmiştir. Alt Miosen'de asid volkanik faaliyetler neticesinde meydana gelen sillar (unwelded tuffs) oligomikt konglomeralardan evvel teşekkül etmiştir. Bu volkanik aktivite muhtemelen kesikli ve kısıtlı olarak devam etmiş ve tüflü kalkerleri meydana getirmiştir. Pliosen yaşlı bazik-intermediyar (benmoreit) volkanik kayaçlar, gösel fasiyesde meydana gelmiş sedimanter ve piroklastik kayaçların oluşmasını ve erozyonunu müteakiben teşekkül etmişlerdir.

Sillar, benmoreit, tüflü kalker ile dolomitik ve kalsitik konglomeraların matris ve çimentoları üzerinde petrokimyasal yönden ayrıntılı olarak çalışılmış ve bu kayaçların petrojenezini üzerinde bazı teklişler ortaya konmuştur.

ABSTRACT. — The sedimentary and volcanic rocks occurring north-northwest of highly deformed and metamorphosed rocks of Seyitgazi-Eskişehir anticlinorium are discussed in this paper. The Tertiary sedimentary rocks of terrestrial and lacustrine

fades were deposited in the Southern Eskişehir cuvette. Terrestrial fades consist of grits, sandstones, clays and marls with plant remains and a basal conglomerate with serpentinite boulders. Lacustrine fades on the other hand, are mainly made of argillaceous and tuffaceous limestones, limestones, marls, conglomerates and tuffs. These oldest sediments and pyroclastics of the cuvette were formed during the Lower Miocene. Pliocene volcanic rocks consist of flat-lying basic-intermediate lava flows and occur at the Lower-Upper Neogene sedimentation break. Upper Neogen sediments or found as thin bands over the intermediate basaltic volcanic rocks and consist of marls and limestones. The acid volcanic activity of Lower Miocene age which produced the unwelded tuffs (sillar) occurred prior to the deposition of the oligomict conglomerate formation and probably continued to a lesser extent giving rise to the tuffaceous limestones. The basicintermediate (benmoreite) lava flows of Pliocene age followed, the formation and erosion of these sedimentary and pyroclastic rocks of the lacustrine fades.

The sillar, benmoreite, tuffaceous limestone and the matrices and cements of dolomite and calcareous conglomerates are studied, in detail, petrochemically and some suggestions are made to explain their petrogenesis.

INTRODUCTION

In the course of geological investigation of metamorphic and igneous rocks occurring within Subren - Karaalan - Yukarıçağlan triangle of Eskişehir Country, the author mapped a small area that consists of Young Tertiary volcanic and sedimentary rocks, which overlie the older igneous and metamorphic formations.

The area is situated about 13 km. SSW of Eskişehir. The average elevation is about 950 meters above sea-level, and the area slopes gently down towards the north.

The part of Eskişehir area discussed in this work forms part of the younger Tertiary rocks which lie unconformably over the older metamorphic and igneous rocks probably of Lower Paleozoic or Pre-Paleozoic age. These older rocks constitute a small part of the Central Anatolian Shield.

The general geology of the Eskişehir district (Figure 1 and 2) is considerably complex due to several phases of tectonic deformation and several stages of metamorphism. There are seven main stratigraphical units : (1) retrogressive low grade (epizonal) metamorphic rocks forming the basement, (2) igneous intrusives emplaced in metasediments and metavolcanics, (3) Permo-Carboniferous limestones and volcanics, (4) Jurassic-Creta-

In the area under consideration only units 1, 2, 5 and 7 were observed. Except for the Tertiary rocks all the older units have suffered complex deformation. All the phases of deformation appear to have affected the pre-Tertiary rocks whereas the Tertiary rocks are only affected by normal faulting.

TERTIARY SEDIMENTARY ROCKS

GİRİŞ

The Tertiary sedimentary rocks around Eskişehir are deposited in cuvettes bordered by highly deformed older series, consisting generally of metamorphic and igneous rocks. The formation of the cuvettes is thought to have been occurred during the close of the Mesozoic.

Signs of early Paleocene sedimentation are found in the northern cuvettes, while near the borders of the eastern cuvettes the deposits are of Eocene and Oligocene age. The earliest sediments of the southern Eskişehir cuvette were formed during Lower Miocene (Kupfahl, 1954).

There are two types of sedimentary facies found in the southern Eskişehir cuvette. The terrestrial facies occur on the northern side. The lacustrine facies, on the other hand, is developed further south and overlaps the terrestrial facies. The junction of the change of facies is obscured by thick piles of Pliocene lava flows, between Kızılitler and Yukarıçağlan (Figure 2).

The members of the terrestrial facies do not occur in the mapped area, but were observed along road cuttings a few kilometers south of Eskişehir. The rocks are red and yellow coloured grits, sandstones, clays and marls with plant remains. A basal conglomerate rests on and contains boulders of serpentinite.

The members of the lacustrine facies consist of limestones, argillaceous limestones, tuffaceous limestones, tuffs, marls and conglomerate horizons. The conglomerates occurring in the lacustrine facies are cemented with carbonates while those of the terrestrial facies are cemented with clays and hydrous iron oxides. Within the conglomerates of the lacustrine facies meerschaum bearing horizons occur, which may be of economic importance. The meerschaum was originally formed

in magnesite-opal veins, in serpentinite by the action of hydrothermal solutions and later eroded and redeposited in certain horizons of the conglomerate formations.

Pre-Tertiary rocks are strongly deformed. There are nine phases of deformation of which the first four have isoclinal folds (Lunel, 1967). Tertiary rocks on the other hand, are only affected by one normal fault. The strike of the vertical fault plane is N50°E, with an estimated minimum southeast downthrow of about 20 meters (Figure 3).

Tertiary deposits are found as almost undisturbed flat-lying strata. Hence their deposition is indicated as being later than the major Alpine movements.

PETROGRAPHY

The conglomerate can be divided into two types according to their cementing materials: calcareous and dolomitic conglomerate. The calcareous conglomerate (TL 212) contains fragments of glaucophane schists, quartzite, Lawsonite-quartz schist, hornblende gabbro and serpentinite, with detrital quartz, plagioclase, lawsonite, glaucophane, epidote and chlorite. The cement consists of micro-crystalline calcite, sometimes concentrically deposited around pebbles, with a few patches of goethite. Recrystallization has occurred along fractures and around some pebbles (Plate 1).

The dolomitic conglomerate (TL 162) contains pebbles of serpentinite, quartzite, spilite and meerschaum with detrital quartz, chlorite, feldspar, epidote, glaucophane and grains of opaque ore probably with high nickel content. The cement is microcrystalline dolomite.

Limestone proper has not been found in the mapped area but it was observed in the vicinity of Akpınar. The limestone northeast of Gümele is a tuffaceous limestone (TL 179) displaying a well developed graded bedding which is made of volcanic material. The rock is formed of collapsed pumice fragments, sub-angular glass fragments and broken quartz crystal with a cement of microcrystalline calcite. About 40 per cent of the rock consists of pyroclastics.

COMPOSITION

Chemical analyses of the calcareous (TL 212) and dolomitic (TL 162) conglomerate and the tuffaceous limestone (TL 179) with a composite analysis of 345 limestones (Clarke, 1924) are given in Table 1.

TABLE: 1 — CHEMICAL ANALYSES OF THE SEDIMENTARY AND PYROCLASTIC ROCKS

Analyses	TL.179	A	TL.162	TL212	B
SiO ₂	44.49	71.10	18.13	16.76	5.19
Al ₂ O ₃	8.57	13.70	3.45	2.56	0.81
TiO ₂	0.05	0.08	0.15	0.14	0.06
Fe ₂ O ₃	0.61	0.98	1.79	1.49	0.54
FeO	0.00	0.00	0.13	0.02	
MgO	0.39	0.62	16.01	1.96	7.90
CaO	23.19	2.85	23.35	40.76	42.61
Na ₂ O	1.08	1.73	0.13	0.06	0.05
K ₂ O	2.62	4.19	0.49	0.62	0.33
MnO	0.04	0.06	0.04	0.09	0.05
P ₂ O ₅	0.10	0.16	*	0.56	0.04
H ₂ O	2.90	4.53	3.30	3.96	0.56
CO ₂	16.78		33.55	30.69	41.58
Total	100.82	100.00	100.52	99.67	99.72
S	162		298	729	1100
Cl	871		178	125	200
Se	*		*	*	5
V	74		31	140	15
Cr	182		258	374	10
Co	*		5	16	4
Ni	18		444	206	12
Rb	171		38	22	5
Sr	146	*	802	390	500
Zr	55		55	19	20
Sn	35		34	45	4
Cs	2		1	1	
Ba	351		153	136	100
La	8		10	4	6
Ce	54		46	51	10

Niggli Values

si	132.1	413.6	34.3	33.7	8.9
al	15.0	47.0	3.9	3.0	0.8
fm	3.2	10.0	48.0	8.3	20.9
c	73.7	17.7	47.3	87.8	77.9
alk	8.1	25.3	0.8	0.9	0.4
ti	0.11	0.35	0.21	0.21	0.08
p	0.13	0.39	0.00	0.48	0.03
k	0.61	0.61	0.71	0.87	0.81
mg	0.54	0.54	0.94	0.71	0.96

C.I.P.W. Norm

q	24.0	38.4	12.4	9.2	3.0
or	15.5	24.8	2.9	3.7	2.0
ab	9.1	14.6	1.1	0.5	0.4
an	8.3	13.1		4.5	
c	0.9	1.5	2.7	0.1	0.4
opx	1.0	1.5	5.3	4.9	1.0
ilm	0.1	0.1	0.3	0.2	0.1
mt			0.1		
hm	0.6	1.0	1.7	1.5	0.5
ap	0.2	0.4		1.3	0.1
cc	38.2		41.7	69.8	76.0
mag			29.2		15.7

Standard Katanorm

Q	27.0	36.7	13.6	13.0	4.2
Or	19.4	26.5	4.3	5.7	3.3
Ab	12.2	16.6	1.7	0.8	0.8
An	10.5	14.1		7.6	
Cord	3.3	4.8	11.9		1.9
En	0.1	0.1	4.0	8.5	1.2
Mt	0.1	0.2	0.6	0.4	0.2
Hm	0.5	0.6	1.4	1.4	0.5
Cp	0.3	0.3		1.7	0.1
Ru	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1
Cc	26.6		34.0	60.7	70.6
Mag			28.3		17.3

TL 179. Tuffaceous limestone.

TL 162. Matrix of the dolomitic conglomerate.

TL 212. Matrix of the calcareous conglomerate.

A. Recalculated to 100% from TL 179 after combining CO₂ with CaO to give pure calcite.

B. Composite analysis of 345 limestones (Clarke, 1924).

The major oxides of the two conglomerate matrices show significant variations only in MgO and CaO which are due to the varying proportions of dolomite and calcite. A comparison of two matrices* with an average limestone show a large difference in SiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$, P_2O_5 and H_2O contents. The first three oxides are present in large quantities as silicates: epidote, chlorite, lawsonite and hydrated iron oxides. The high P_2O_5 content is due to detrital apatite derived from metamorphic rocks. The H_2O is largely contained in clay and serpentine minerals.

The trace element distribution between two different matrices is significant in S, V, Cr, Co (high in TL 212) and Ni, Sr, Zr, La (high in TL 162). In the samples under discussion contributions from three major rock types control the trace element composition of the matrices, namely peridotite (high in Sr, Cr, Co, Ni); blue-schists (high in V, Cr, Co) and greenschists (high in Sr, Zr, La). Of these peridotite fragments are present in both matrices while the blueschist fragments are present only in TL 212 and the greenschist fragments are present only in TL 162.

A comparison of the two matrices with an average limestone shows large differences in V, Cr, Ni, Rb, Sn and Ce. These high values of the trace elements, as explained previously, are due to detrital minerals and rock fragments derived from metamorphic and ultramafic rocks. The carbonate composition of the normative cement in TL 162 is $\text{Co}_{5.4-6}\text{Mag}_{45-4}$, i.e., within the field of dolomite, while that of TL 212 is almost pure calcite. An interesting feature is the appearance of anorthite molecule in the norm of TL 212 which is probably due to the abundance of detrital lawsonite.

Recognition, under the microscope, of pyroclastic fragments in the tuffaceous limestone (TL 179) correlates well with chemical analysis which shows high silica, alumina and alkalis and high Cl, Rb, Zr and Ba. In TL 179, high V, Cr, Sn and Ce values are probably due to derived metamorphic and ultramafic rock materials in the same way as they are in the matrix of calcareous conglomerate (TL 212).

(*) Analyses of the conglomerates (TL 162 and TL 212) were conducted on the matrix and cement. The pebbles were extracted from the starting material. In the text matrix denotes detrital mineral grains, microscopic rock fragments, and cementing material.

DISCUSSION

The conglomerate horizon occurring in the lacustrine facies have an essentially carbonate cementing material. In the neighbourhood of the blueschists and marbles; namely northeast of Gümele, east of Sübren and around Yukarıçağlan; the composition of the cementing material, in the rudaceous rocks is calcite. This is the predominant feature of the early sedimentation in this area and which subsequently resulted in the precipitation of pure limestone. However, in the neighbourhood of the ultramafic rocks, especially southwest of Gümele, the composition of the cementing material is dolomite. The weathering and leaching of the serpentinized ultramafic rocks are probably the cause of the presence of Mg^{++} ions in localized depositional areas. This probably led to the formation of dolomitic cement.

Study of the rocks pebbles of the rudaceous rocks indicates that their transportation did not correspond over long distances, and they were probably derived from nearby outcrops. These rocks can be classified as oligomict conglomerates.

Tuffaceous limestone, northeast of Gümele, displays well developed graded bedding structure consisting of subangular pyroclastic detrital fragments, which also probably show that they have not been transported far. The source of these volcanic material is presumably the series of volcanic activities which gave rise in their early stages to the unwelded tuffs (sillar) and then continued on a smaller scale to produce tuffaceous limestones. The turbulent flows comprised of solid and viscous volcanic material and volcanic gases were probably responsible for the graded bedding in this area as they settled in the carbonate deposition basin. Hence, in order to establish this, the CO_2 in the analysis of tuffaceous limestone is combined with CaO to give pure calcite, as in the matrix of the calcareous conglomerate, the remaining material is presumably mostly pyroclastic material. Therefore, if the calculated calcite is subtracted from the rock analysis and the result is recalculated to 100 per cent some notion of the chemical composition of the pyroclastic material can be obtained (Table 1.A). Such a calculation gives a chemical composition remarkably close to that of sillar (Table 2; TL 521). The comparison of the trace elements also points to similar conclusion, i.e., that the pyroclastic material incorporated in the tuffaceous limestone has probably originated from a later volcanic activity of similar composition to that which produced the earlier sillar horizon.

Field evidence also supports this view, as it was found that, in the lower part of the conglomerate layers northwest of Gümele, pieces of the sillar occur among the derived pebbles of the conglomerate; on which lies the tuffaceous limestone, northeast of Gümele. The pyroclastic material present in the tuffaceous limestone cannot have been derived from the sillar because the sillar (910 m) occurs at lower elevations than the tuffaceous limestones (980 m) and a thick layer of conglomerate separates the two formations.

The laboratory work together with field evidence collated in this study suggests that the main acid volcanic activity which produced sillar occurred prior to the deposition of the conglomerate formation and continued on a smaller scale to produce tuffaceous limestone.

TERTIARY VOLCANIC ROCKS

The west-northwest part of the mapped area consists mainly of flat-lying acid and intermediate-basic volcanic rocks which rest unconformably on a blueschist-ultramafic-greenschist complex.

They consist of two types of major flows; acid unwelded tuffs (sillar) and intermediate-basic lava flows, benmoreite. The benmoreite lies directly on top of the sillar in the western part of the area. The contact is generally covered with talus. The sillar shows silicification and becomes more compact near the contact. The benmoreite is vesicular and amygdaloidal at its lower contact.

The intermediate-basic lava flows are observed lying on top of the limestones of lacustrine facies, 3.5 kilometers southsoutheast of Kızıltler (Figure 2), and also over oligomict conglomerates, northwest of Gümele.

The age of the sillar is determined to be Lower Miocene, while that of the intermediate-basic lava flows is suggested to be Pliocene (Kupfahl, 1954).

These rocks are of local economic importance since they supply a large proportion of local construction needs. The intermediate-basic volcanic rocks are used for cobbles and road metal, while sillar is widely used for building stones which are supplied as large blocks from a quarry 1.5 kilometres northwest of Gümele.

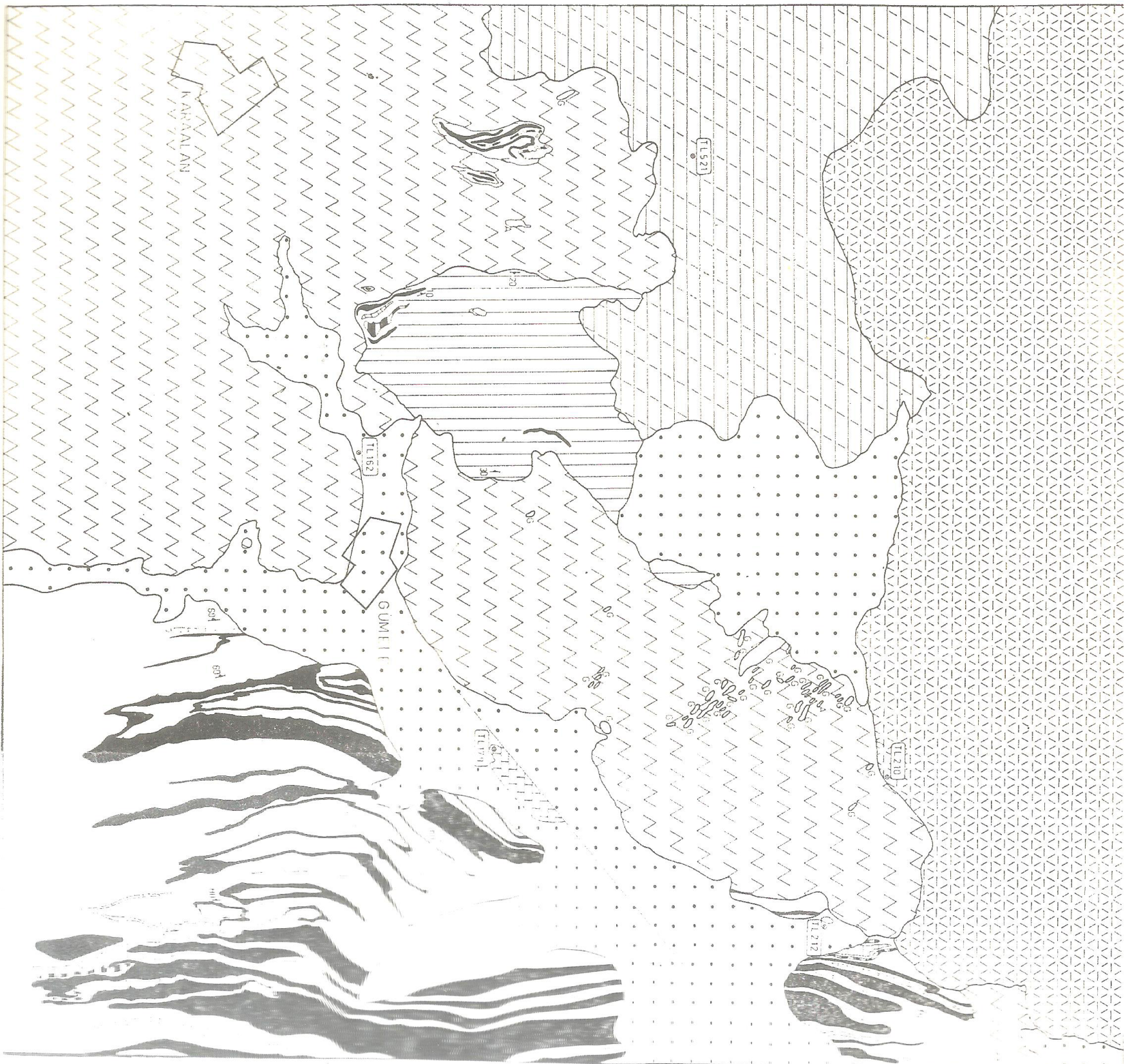


Fig 3 GEOLOGICAL MAP OF SÜDREN KARAIŞALI-GÜMÜŞTEPE-YÜKARICAĞLAN AREA,ESKİŞEHİR COUNTY,TURKEY



SILLAR

This is a pink, porous rock with a very low specific gravity. There are well rounded grit, chert and serpentinite fragments embedded in a soft, streaky, glassy matrix. Partly leached, very soft, white patches observed in the rock are collapsed pumice fragments.

Petrography

The sillar has a vitrophyric texture with 7.3 per cent phenocrysts and therefore can be classified as a vitric-tuff. A modal analysis of TL 521 shows 4.1% plagioclase, 2.0% biotite, 0.8% quartz, 0.4% opaque and 92.7% glass. Plagioclase, An₃₂, is euhedral, twinned and sometimes strongly zoned with sodic margins. Strongly pleochroic, euhedral biotite with inclusions of zircon; a little, magmatically corroded quartz; slightly altered magnetite, and many collapsed and partially devitrified pumice fragments occur. The accessory minerals are apatite and zircon. Secondary calcite is present. The matrix consists of glass with broken shards (Plate 2.A), There is no evidence of welding.

Composition

Chemical analyses of the sillar, TL 521, and an average calc alkali rhyolite, A, are given in Table 2. The sillar is unusually rich in MgO and

TABLE: 2 — CHEMICAL ANALYSES OF THE VOLCANIC ROCKS

Analyses	TL 521	A	TL 210	B	C	D
SiO ₂	70.57	73.66	56.59	51.33	57.50	57.97
Al ₂ O ₃	13.76	13.45	18.24	18.04	17.33	18.56
TiO ₂	0.18	0.22	1.23	1.10	0.79	1.06
Fe ₂ O ₃	1.26	1.25	3.16	3.40	3.78	1.82
FeO	0.33	0.75	3.81	5.70	3.62	4.81
MgO	1.87	0.32	2.88	6.01	2.86	1.95
CaO	1.58	1.13	5.98	10.07	5.83	3.32
Na ₂ O	1.67	2.99	4.22	2.76	3.53	6.74
K ₂ O	4.45	5.35	2.95	0.82	2.36	2.79
MnO	0.11	0.03	0.12	0.16	0.22	0.24
P ₂ O ₅	0.04	0.07	0.45	0.16	0.30	0.54
H ₂ O	4.26	0.78	0.80	0.45	1.88	0.18
CO ₂	0.36		0.52			
Total	100.44	100.00	100.95	100.00	100.00	100.08

S	222		67	
Cl	1000		281	
Sc	5	5	8	38
V	41	20	134	250
Cr	*	4	85	200
Co	2	1	12	50
Ni	10	0.5	97	150
Rb	357	150	154	30
Sr	243	285	661	465
Zr	177	180	435	150
Sn	9	3	4	1
Cs	5	5	2	1
Ba	1247	600	1349	250
La	50	25	63	10.5
Ce	98	46	131	35

Niggli Values

si	384.3	420.5	171.0	125.1	181.3
al	44.2	45.3	32.5	25.9	32.2
fm	22.3	11.8	30.1	40.0	32.6
e	9.2	6.9	19.4	26.3	19.7
alk	24.3	36.0	18.0	7.8	15.5
ti	0.74	0.94	2.80	2.02	1.87
p	0.09	0.17	0.58	0.17	0.40
k	0.64	0.54	0.32	0.16	0.31
mg	0.68	0.23	0.43	0.55	0.41

C.I.P.W. Norm

q	38.8	33.1	5.5	2.4	11.4	
or	26.3	31.6	17.4	4.8	14.0	16.68
ab	14.1	25.3	35.7	23.4	29.9	56.59
an	5.3	5.2	22.1	34.4	24.3	11.95
c	4.3	0.9				
opx	4.7	0.8	9.2	15.5	8.8	
cpx			1.1	11.7	2.0	0.68
ilm	0.3	0.4	2.3	2.1	1.5	2.13
mt	0.9	1.8	4.6	4.9	5.5	2.55
hm	0.6					
ap	0.1	0.2	1.0	0.4	0.7	1.34
cc	0.8		1.2			

Standard Katanorm					
Q	34.4	30.4	4.1	1.4	10.2
Or	27.9	32.3	17.5	4.9	14.3
Ab	15.9	27.4	38.0	25.0	32.5
An	5.7	5.3	22.2	34.7	25.1
Cord	13.5	2.5			
Wo			0.7	5.9	1.1
En	0.6		8.0	16.7	8.1
Hy		0.3	3.9	6.8	3.4
Mt	1.1	1.3	3.3	3.6	4.1
Hm	0.2				
Cp	0.1	0.1	0.9	0.3	0.6
Ru	0.1	0.2	0.9	0.8	0.6
Ce	0.5		0.7		

TL 521. Sillar.
 TL 210. Benmoreite.
 A. Average calc-alkali rhyolite (Average of 22 analyses; Nockolds, 1954).
 B. Average 'central' basalt (Nockolds, 1954, p. 1021).
 C. Average augite andesite (Average of 33 analyses; Daly, 1953, p. 16).
 D. Benmoreite, trachyte trending towards mugearite (Macdonald and Katsura, 1964).

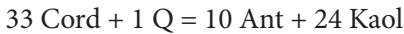
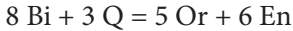
H₂O. This is probably due to microscopic inclusions of serpentine minerals derived from the serpentinized peridotite intrusion and also to the presence of hydrous alteration products of the matrix and pumice fragments. The low alkali and high water content of the rock, when compared with a typical calc-alkali rhyolite, suggests that leaching of alkalis may have taken place. This is strongly supported by the large $t' = \text{al} - (\text{alk} + \text{c}) = 10.7$, value which results from the removal of alkalis leaving excess alumina. This excess of alumina is not the result of contamination by sedimentary rocks as the constituents Fe and Ti do not show any appreciable increases.

On the basis of the trace elements the sillar is similar to a typical granitic rock as regards Sc, Cr, Co, Sr, Zr and Cs; but V, Ni, Rb, Sn, Ba, La and Ce values are high. High nickel is probably due to finely divided serpentinite contamination. High content of the rest of the trace elements are probably characteristics of the sillar. The K/Rb ratio (104) shows that TL 521 falls into the zone of Rb enrichment of Taylor (1965, p. 144, Fig. 1).

Discussion

The acid vitric tuff, TL 521, according to its essential chemical characteristics falls into the quartz-latitude division of Rittmann (1952).

An attempt has been made to determine the composition of the glass, by subtracting 4.1% plagioclase (An_{32}), 2.0% biotite and 0.8% quartz from the standard katanorm, using the following formulae



The composition of the unaltered part of the glassy matrix is probably, thus $Q_{43.5}Or_{34.4}Ab_{16.8}An_{5.3}$ Biotite-Antigorite-Kaolinite variant of the katanorm has 2.0% biotite, 3.3% antigorite and 9.8% kaolinite. Therefore, it can be inferred that about 11 per cent of the glassy material is altered.

Recalculation of the quartz, albite and orthoclase in C.P.I.W. norm to 100 per cent and plotting it in the anhydrous SiO_2 - $NaAlSiO_4$ ($NaAlSi_3O_8$)- $KAlSiO_4$ ($KAlSi_3O_8$) system, at atmospheric pressures (Schairer, 1950), gave a maximum value of 1200 °C for the liquidus temperature; while in the quarternary system of SiO_2 - $NaAlSiO_4$ - $KAlSiO_4$ - H_2O , at 5000 bars of water pressures (Luh, Jahns and Tuttle, 1964), gave a value of 770°C for the temperature of the liquidus. Since no independent estimate of pressure is available no definite estimate of liquidus temperature for the calculated composition can be made.

The petrographic study indicated that the matrix is made of glass with broken shards with no evidence of welding. According to Boyd (1961, p. 387) "the minimum temperature at which rhyolite glass will weld, determined experimentally is approximately 600°C". Therefore, it can be suggested that the sillar was formed from clouds of volcanic ash whose temperature was below 600 °C.

BENMOREITE

This is a dark porphyritic rock with elongated vesicles, occurring at the base of the intermediate-basic lava flow. Amygdules consist mainly of zeolites and calcite. The middle part of the lava flow is more massive and has olivine phenocrysts. The elongated tubular vesicles lie in a northeast-south-

westerly direction and are not vertical, but plunge 70° to the northwest. This suggests that the flows came from northwest.

There are well developed, closely spaced joint systems probably originated during the cooling of the lava flows.

Petrography

The texture is intergranular-porphyritic with euhedral iron rich olivine phenocrysts which invariably have an altered iron-richer rim. Alteration products of the rims consist of a hematite-limonite mixture. Plagioclase and clinopyroxene phenocrysts are very rare, and are generally confined to the groundmass. Clinopyroxene phenocrysts have no iron-rich rims and are free from alteration (Plate 2JB).

The groundmass consists of interlocked andesine-labradorite (An_{54}) microliths, prismatic clinopyroxene, a little olivine with minute magnetites, interstitial sanidine and very little quartz. The accessory mineral is apatite. Secondary calcite is present. A modal analysis of TL 210 shows 70.8% feldspar (including microliths and interstitial alkali feldspar), 5.7% olivine, 13.5% clinopyroxene, 1.3% calcite, 1.1% apatite and 7.6% opaques (including the altered iron-rich rims of the olivine phenocrysts).

Composition

Chemical analysis of the intermediate-basic rock, TL 210, an average "central" basalt, B (Nockolds, 1954), an average augite andesite, C (Daly, 1933), and benmoreite 'trachyte trending towards mugearite', D (Macdonald and Katsura, 1964) are given in Table 2.

The chemical analysis of the TL 210 closely resembles the average augite-andesite and benmoreite, rather than the average "central" basalt. Compared with augite-andesite, TL 210 shows a remarkable resemblance in the major oxides; Al_2O_3 , TiO_2 and Na_2O slightly higher in TL 210 whereas SiO_2 and H_2O is slightly higher in augite-andesite. The differences, in the major oxides, between benmoreite and TL 210 lies in Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO and Na_2O . Higher MgO , CaO and lower Na_2O is most probably due to more basic character of TL 210. The sum of the iron oxides content (Fe_2O_3+FeO) in the two rocks is very similar, however, due to the oxidation

of the rims of the olivines in TL 210, the proportions of FeO: Fe₂O₃ show large variations between the TL 210 and benmoreite.

The trace elements show the analysed benmoreite from Eskişehir area is poorer in Sc, V, Cr, Co and Ni than an average basalt, while Rb, Sr, Zr, Ba, La and Ce are higher than average basalt, and is supported by plots of Ni: Co, Fe: Co, and Mg: Co (Taylor, 1965, pp. 172-3, figures 8&9) in which TL 210 falls into the late differentiation region of basaltic rocks.

Discussion

The classification of TL 210 based on the feldspar microliths (An₅₄) and interstitial alkali feldspars places the rock in the olivine bearing trachy-basalt division, however, according to Rittman's classification based upon the chemistry of the rock, TL 210 falls into the trachy-andesite group. Na₂O+K₂O versus SiO₂ plot shows that both benmoreite and TL 210 fall into the late differentiates region of the alkali basalt series, where TL 210 is somewhat closer to tholeiite-alkali basalt division (Tilley et. al. 1964, p. 78, Figure 6).

Despite the presence of 5.7 per cent modal iron rich olivine there is no normative olivine but quartz is however present in the calculated norms. Alteration of the iron-rich rims of the olivine and appearance of a little quartz in the interstitial material and secondary calcite is probably the cause of this abnormality; but if all Fe₂O₃ is assumed as FeO, the normative quartz content falls down to 0.1% (Tilley, Yoder and Scharier, 1965 (65), p. 80). Now there is 2.1% wollastonite, 8.0% enstatite and 10.5% hypersthene in the calculated norm. Therefore, total pyroxene becomes 20.6 sum of the observed modal olivine and clinopyroxene (19.2%) per cent which has approximately the same numerical value as the Considering the fact that both phenocrysts of Fe-rich olivine and interstitial quartz occur together in the rock, the standard katanorm is recalculated to its iron rich olivine-quartz variant. Hence, after subtracting 5.7% Fo₄₃* from the norm, the variant has 2.1% wollastonite, 4.8% enstatite and 6.2% hypersthene; i.e., pigeonite as pyroxene; 2.4% fosterite, and 3.3% fayalite; i.e., hortonolite as olivine; and 1.9% free quartz. The composition of the leucocratic material, including the plagioclase microliths, calculated to 100 per cent, thus, is Q_{2.4}Or_{22.0}Ab_{47.7}An_{27.9}.

(*) Fo₄₃ is calculated from the basis.

Recalculation of the orthoclase-albite-anorthite in the C.I.P.W. norm to 100 per cent and plotting it in the anhydrous $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ system at atmospheric pressures (Franco and Scharier, 1951) gave a maximum value of 1365°C for the liquidus temperature, while in the quarternary system of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O at 5000 bars of water pressure (Yoder, et. al., 1957) gave a value of 1010°C for the liquidus temperature.

Investigations into the melting relations in volcanic rocks carried out by Tilley, Yoder and Scharier (1964) led to the conclusions that there are correlations between liquidus temperatures of the volcanic rocks and their total alkali content ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) and iron enrichment; represented as $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ ratio. An attempt in the determination of the liquidus temperature from these relations was carried out by plotting TL 210 in previously mentioned composition-temperature diagrams (Tilley et. al. op. cit. pp. 72-9, Figures 1, 2 & 7). Referring to TL 210's late differentiate alkali basalt character, total alkali content of TL 210 gives 1135°C on 'Hebridean trend' and 1150°C on 'Hawaian trend', while that of iron enrichment value gives 1170°C on 'Hebridean trend' and 1185°C on 'Hawaian trend'.

However, comparison of the liquidus temperatures estimated from anhydrous and hydrous orthoclase-albite-anorthite systems with that of the liquidus temperatures obtained from iron enrichment and total alkali contents indicate that the benmoreite from Eskişehir was probably formed from a melt whose liquidus temperature was approximately between 1100 - 1150°C under water pressures less than 5000 bars.

The prominence of olivine (hortonolite) as phenocrysts and the plotting of TL 210 on the "plagioclase on liquidus" limb of the trend probably suggests that olivine crystals are inherited crystals. This would also explain the abnormality found in the standard norm calculations.

SUMMARY AND CONCLUSIONS

The Tertiary sedimentary rocks of terrestrial and lacustrine facies are deposited in the Southern Eskişehir Cuvette border d by highly deformed older series, consisting generally of metamorphic rocks of green and blueschist facies, and mafic and ultramafic rocks of probably Lower Paleozoic or pre-Paleozoic age.

The members of the terrestrial facies are red and yellow coloured grits, sandstones, clays and marls with plant remains. A basal conglomerate rests on and contains boulders of serpentinite. The members of the lacustrine facies, consist of limestones, argillaceous limestones, tuffaceous limestones, tuffs, marls and conglomerate horizons. The matrices and cementing materials of two oligomict conglomerates, a tuffaceous limestone, as well as two different extrusive volcanic rocks (a sillar and a benmoreite) are petrochemically studied.

The oligomict conglomerates are dolomitic or calcareous, according to their cementing material. Calcareous conglomerates are dominant; with decreasing amount of detrital material they pass into pure limestones. However, in the neighbourhood of the ultramafic rocks, possibly due to the presence of Mg^{++} ions in localized depositional areas, dolomite becomes the cementing material. The chemical composition, especially the trace element distribution of the matrices, are controlled by contributions from the source rocks represented by the three major rock units; peridotite, blueschists and greenschists.

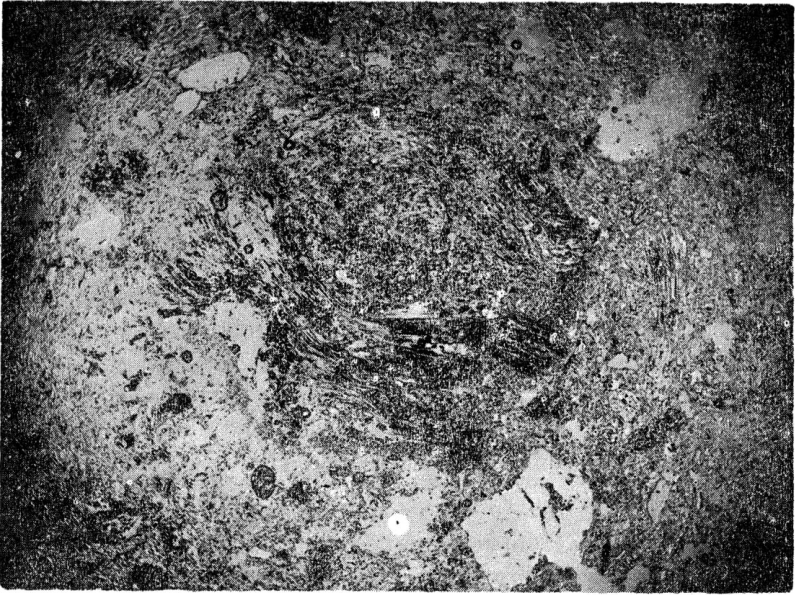
The tuffaceous limestone displays a well developed graded bedding structure, with subangular pyroclastic detrital fragments. The turbulent flows comprised of solid and viscous volcanic material and volcanic gases were probably responsible for the graded bedding in these rocks. The estimated chemical composition of the pyroclastic material is remarkably close to that of a sillar, which strongly suggests that they are a product of a later volcanic activity of similar composition to that of the earlier sillar producing one.

The sillar has a vitrophyric texture with plagioclase, biotite and quartz phenocrysts. The glassy material is made of collapsed pumice fragments and broken shards. There is no evidence of welding which suggests that the sillar was formed by settling from clouds of volcanic ash, whose temperature was below $600^{\circ}C$.

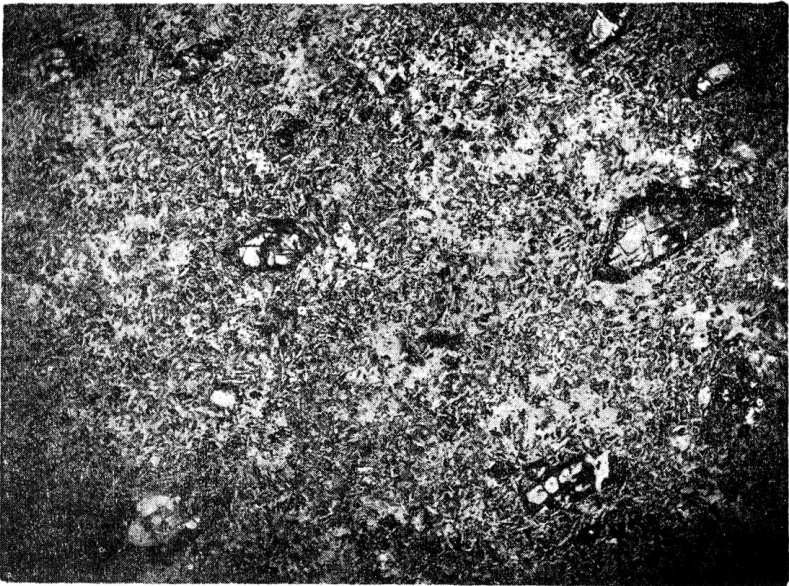
The benmoreite is a porphyritic rock with elongated vesicles. The phenocrysts consist of iron rich olivine and very rarely plagioclase and clinopyroxene. The essential chemical characteristics of the benmoreite show that it falls into the late differentiate region of the alkali-basalt series. Benmoreite from Eskişehir was probably formed from a melt whose liquidus temperature was between $1100-1150^{\circ}C$, under water pressures less than 5000 bars.



Plate: 1 — Hand specimen of the calcareous basal conglomerate (TL 212), showing concentrically arranged microcrystalline calcite around the pebbles.



A. Photomicrograph of sillar (TIL 521), showing collapsed and partially devitrified pumice fragments. The matrix consists of glass with broken shards. Magnification 13X.



iS. Photomicrograph of benmoreite (TL210), showing phenocrysts of olivine with iron rich rims. The groundmass consists of interlocked labradorite micro-liths, prismatic clinopyroxene, a little olivine and minute Mack magnetites. Magnification 13X.

Plate: 2 — Photomicrographs of the volcanic rocks, TL 210 and 521.

The sequence of deposition observed in the Sübren - Karaalan -Yukarıçağlan Triangle, which constitutes a small part of the Souther Es-kişehir Cuvette, started with a major acid volcanic activity. The formation of oligomict conglomerates and tuffaceous limestones followed this outburst. The source of these volcanic materials in both sillar and tuffaceous limestone was presumably a series of similarly composed acid volcanic activities which gave rise in their early stages to the unwelded tuffs (sillar). This volcanic activity ceased for a time, as no pyroclastic material was observed in the matrix or the cementing material of the oligomict conglomerates, and then continued on a smaller scale to produce tuffaceous limestones in a carbonate deposition basin.

Following the formation and erosion of sedimentary and pyroclastic rocks of the lacustrine facies of Lower Miocene age, basic intermediate lava flows of Pliocene age were probably extruded from fissures west-northwest of Yukarıçağlan and spread over both these lacustrine facies and terrestrial facies occurring further north.

Thin bands of Upper Neogene sedimentary rocks consisting of marls and limestones were laid down after the close of the volcanic episode.

ACKNOWLEDGEMENTS

The author wishes to thank Professor P. C. Phillips and Dr. B. E. Leake for the opportunity to carry out the laboratory work of this study in the University of Bristol during 1963-67. Thanks are due to Dr. T. Norman and Dr. G. Hendry for their critical review of the initial manuscript and for their helpful suggestions in its improvements.

The research was supported by a National Research Grant from the Mineral Research and Exploration Institute, Ankara, Turkey, which is also gratefully acknowledged.

Manuscript received: 15.11.1973

REFERENCES

- Boyd, F. R., 1961. Welded tuffs and flows in the Rhyolite Plateau of Yellowstone Park, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 72, 387.
- Clarke, F. W., 1924. The data of geochemistry. U.S. Geol. Surv. Bull. 770.
- Daly, R. A., 1933. *Igneous rocks and the depths of the earth.* McGraw-Hill, New York.
- Franco, R. R. & Schairer, J. F., 1951. Liquidus temperatures in mixtures of the feldspars of soda, potash and lime. *J. Geol.* 59, 259.
- Kupfahl, H. G., 1954. 55/4 ve 56/3 paftalarının löveleri hakkında yapılan jeolojik inceleme hakkında rapor. M.T.A. Report, No. 2247 (unpublished).
- Luth, W. C., Jahns, R. H. & Tuttle, O. F., 1964. The granite system at pressures of 4 to 10 k. bars. *J. Geophys. Research.* 69, 759.
- Lünel, T., 1967. *Geology of Sübren - Karaalan - Yukarıçağlan Area, Eskişehir Country, Turkey.* Unpublished Ph. D. Thesis.
- MacDonald, G. A. & Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrology* 5, 82.
- Nockolds, S. R., 1954. Average chemical composition of some igneous rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 65, 1007.
- Rittmann, A., 1952. Nomenclature of volcanic rocks. *Bull. Volcanology, Ser. II,* 12, 75.
- Schairer, J. F., 1950. The alkali feldspar join in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 . *J. Geol.* 58, 512.
- Taylor, S. R., 1965. The application of trace element data to problems in petrology, physics and chemistry of the earth. 6, 133.
- Tilley, C. E., Yoder Jr., H. S. & Schairer, J. F., 1964-5. Melting relations of volcanic tholeiite and alkali rock series. *Yb. Carnegie Instn. Wash.* 65, 69.
- Yoder Jr., H. S., Stewart, D. B. & Smith, J. R., 1957. Ternary feldspars. 56, 206.

GÜNEYDOĞU ANADOLU SASON VE BAYKAN YÖRESİNİN STRATİGRAFİSİ

Stratigraphy Of Sason and Baykan Areas-SE Turkey

İsmail Özkaya O.D.T.Ü.
Jeoloji Mühendisliği Bölümü
Ankara

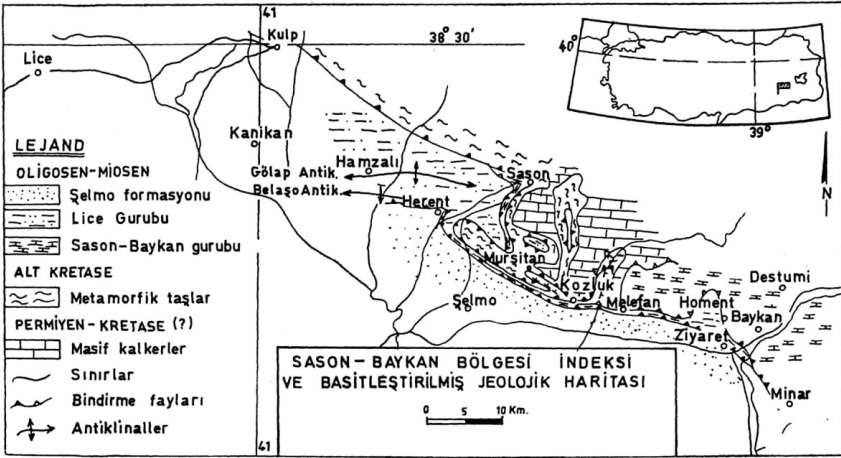
ÖZ. — Düşük dereceli metamorfik kayalar, kristalin kalkerler jeosenklinal sedimanlar ve şelf sedimanları bölgenin stratigrafisini oluşturur. Bitlis masifinin örtü metamorfiklerini meydana getiren ve metamorfizma yaşı Alt Kretase olan bir gurup yeşil şist, kuvarsit, kalkşist ve kristalin kalker masif bir kütle halinde güneye doğru Eosen-Miosen yaşlı jeosenklinal sedimanlar üzerine devrilmiş durumdadır. Bitlis masifi güneyinde bir önçukurda (foredeep) çökelmiş ve marn, fliş, klasik, kalker, serpantin ve spilitten ibaret bu jeoesenklinal sedimanlarsa daha güneydeki Tersiyer şelf sedimanları üzerine iki ayrı şaryaj dilimi halinde taşınmıştır.

ABSTRACT. — Low grade metamorphic rocks, crystalline limestones, geosynclinal and shelf sediments constitute the stratigraphy of the region. A group of greenschists, quartzites, calcschists, and crystalline limestones constitute the metamorphic cover of Bitlis massif and are thrust southward onto geosynclinal sediments. The age of metamorphism is Lower Cretaceous. The geosynclinal sediments consist of marl, flysch, clastic rocks, limestones, serpentines, and spilites, deposited in a foredeep, south of Bitlis massif during Eocene to Miocene times. These are, in turn, displaced southward as two distinct thrust sheets onto shelf sediments of Tertiary age.

GİRİŞ

Güneydoğu Anadolu şelf zonu, daha kuzeydeki Toros orojenik zonundan, İskenderun'dan Hakkâri'ye kadar uzanan bir şaryaj hattı ile ayrılmaktadır. Alp tektoniğinin tipik özelliklerini yansıtan bu kuşak gerek stratigrafik ve gerekse yapısal bakımdan ilginç problemler taşımaktadır. Bu problemlerin bir kısmına çözüm getirebilmek amacıyla, kuşağın ki-

lit noktalarından biri sayılabilecek Sason-Baykan sahasında (Şekil 1) iki sene süren bir çalışma yapılmıştır. Bu çalışma esnasında 600 km² lik bir yerin 1/25.000'lik jeolojik haritası çizilmiş, çeşitli stratigrafik kesit ve yapısal ilişki gözlenmiş, toplanan bir grup numunenin mikropaleontolojik ve petrografik etüdü tamamlanmış ve iki spilit numunesinin de radioaktif yaş tâyinleri yaptırılmıştır.



Şekil: 1 — Araştırma bölgesinin konumu ve jeolojisi.

Saha Bitlisin güneybatısında, Sason, Bahemdan, Kozluk ve Melefan ile sınırlanır; Bitlis masifi güney etekleri ile daha güneydeki Diyarbakır ovası sınırında yer alır. Kuzeydeki ortalama 1500 2000 metre yüksekliğindeki engebeli araziden, daha güneydeki ortalama 800 metre yüksekliğindeki düzlüklere geçiş, kuzeydeki kenar kıvrımları (foothills) bölgesinden güneydeki şelf zonuna geçişi yansıtır. Bu iki jeolojik bölgeyi ayıran şaryaj hattı aynı zamanda fizyografik bir sınır da teşkil eder.

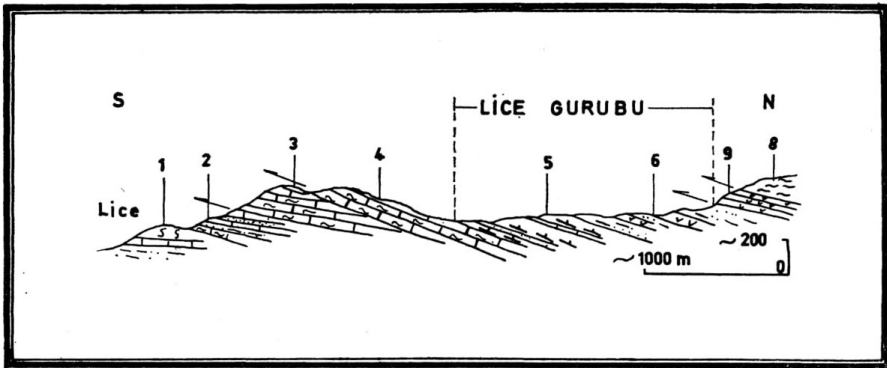
STRATİGRAFİ İSTİFİ

Otokton şelf sedimanları bölgenin güneyindeki kenar (marginal) basende teşekkül etmiştir. Allohton sedimanlarsa daha kuzeydeki jeosenklinal basinin teşekkülleridir. Bitlis masifi önünde teşekkül eden ve güneydeki şelf zonundan Hazro yükselimi ve onun doğu uzantısı boyunca ayrılan kuzeydeki jeosenklinal Eosen sonunda çökmeye başladı-

ğundan Eosen sonrası sedimanları kuzeyden güneye doğru yani otokton ve allokton sedimanlar arasında belirgin fasiyez değışmeleri göstermektedir. Bu nedenle bölgenin stratigrafisi, allokton metamorfik blok, otokton şelf sedimanları ve allokton jeosenkinal sedimanlar olarak üç ayrı kısımda mütalâa edilecektir.

ALLOKTON METAMORFİK BLOK

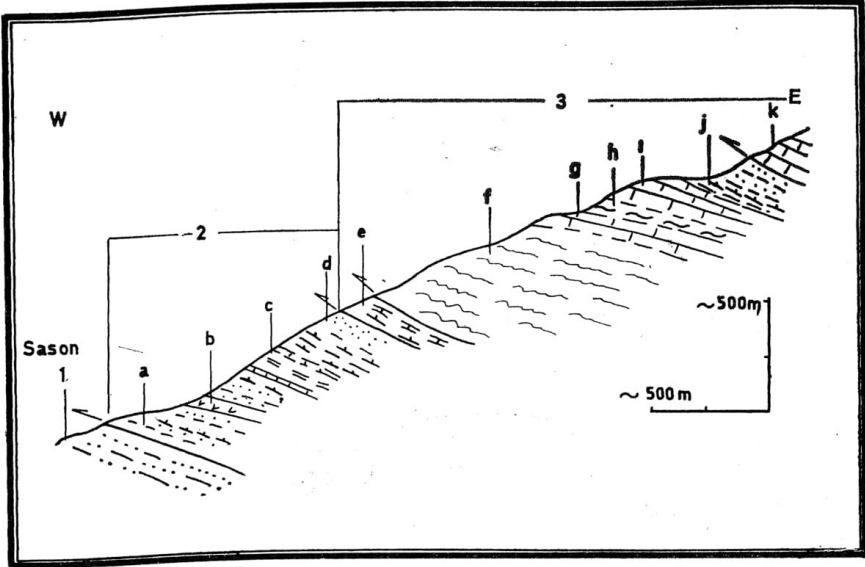
Çalışılan arazinin kuzeyinde Paleozoik gnaysları, amfibolit ve granitleri Bitlis masifinin çekirdeğini teşkil eder (Yılmaz, 1970). Bir grup Alt Kretase yaşlı yeşil şist fasiyezinde metamorfik kayaç bu çekirdeği örterler. Sason-Baykan bölgesinde Bitlis masifi örtüsünü teşkil eden bu düşük dereceli metamorfik taşlar 500 - 700 m kalınlığında bir blok halinde güneydeki ön çukur (foredeep) sedimanları üzerine devrilmiştir. Bu blok içersinde tektonik bir dilim halinde metamorfize olmamış Üst Kretase - Paleosen yaşlı sedimanlar bulunmaktadır. Bu allokton blokun en üst kısmını ise 200 - 300 m kalınlığında, Tolun'a göre (1960) Permien yaşlı masif kristalin kalkerler teşkil eder.



Şekil: 2 — Lice kuzeyi şematik jeolojik kesiti.

1. Sedimanlar içersinde bir serpantin kaması. 2. Kumtaşı, marn ve şeyl arabantlı biomikrit. *Miogypsina* sp., *Lepidocyclina* sp., *Elphidium* sp., *Amphistegina* sp., *Globigerina* sp., *Bolivina* sp., *Orbulina* *universa* ihtiva etmektedir. 3-4. Krem renkli, kalın tabakalı, yer yer kumtaşı ve marn aratabakalı biomikrit. *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Textularia* sp., *Globigerina* sp., *Miolepidocyclina* sp. ve alg ihtiva eder. 5. Kalker arabantlı *Globigerina* ve *Globorotalia* ihtiva eden marnlar. 6. Yer yer split mercekleri ihtiva eden yeşil grovvak ve şeyl münavebesinden ibaret fliš. 7. Marn ve split serisi. 8. Metamorfik kayaçlar.

Bu allokton blokta aşağıdan yukarıya doğru genel istiflenme şu şekildedir: Kuvartsit - klorit - şist grubu, kalkşistler ve masif kalkerler grubu, metamorfize olmamış sedimanlar ve şaryaj nedeniyle kalkşist ve kristalin kalker grubunun tekrarı (Şekil 3).



Şekil: 3 — Sason doğusundan jeolojik kesit.

1 Lice grubunun açık yeşil kalkerli klastikleri. 2. Sason-Baykan grubu: a Marn ara tabakalı Sason flişinin grovvak ve şeylleri. b. Spilit merceği. Mutlak yaşı 33-2 milyon sene ile Oligosene tekabül eder. c. Siyah mikrit, kırmızı şeyl ve marn münavebesi. Globigerina sp. ve Globorotalia sp. ihtiva eder. d. Kırmızı kumtaşları. 3. Allokton blok: e. Arka çukur sedimanları; kırmızı marnlar f. Yeşil şistler ve kuvartsitler. g. Kristalin kalker, h. Kalk-şistler. i. Kristalin kalker. j. Arka çukur sedimanları; kırmızı marn ara tabakalı yeşil grovvaklar. Globigerina sp. ve Globorotalia sp. ihtiva etmektedir. k. Kalk-şist ve kristalin kalkerler.

Metamorfik Kayaçlar

600-700 m kalınlığında kuvartsit, yeşilşist ve kalkşistler allokton blokun metamorfik taşlarını teşkil ederler. Yeşil şistler değişen bir kompozisyona sahiptir ve seçik yapraklanma gösterirler. Klorit, kalsit, kuvarz, feldspar, muskovit, kloritoid, aktinolit ve pistasitten oluşurlar. Kuvartsitler kuvars, mika, feldspar ve apatitten müteşekkildir. Kalkşistler esas olarak kalsit, serizit, klorit ve az miktarda talk, epidot, sfen, feldspar

ve aktinolitlen ibarettir. Kalkşistler açık renkli ve yapraklıdır. Metamorfik taşların aşağıdan yukarıya doğru dizilimi; yeşilşist, kuvarsit, kalkşist şeklindedir. Kuvarsit ve yeşil şistler münavebelidir. Kalkşistler daha ziyade kalker ara bantlıdır.

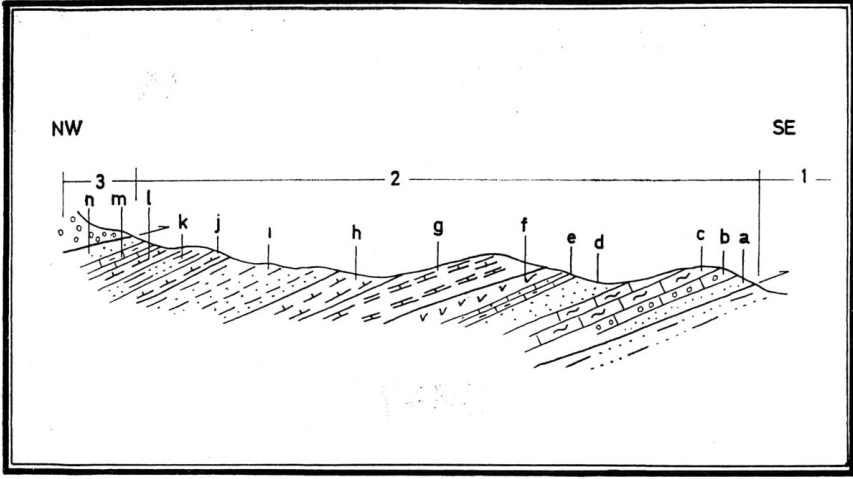
Masif Dolomitik Kalkerler

Metamorfik taşlar 200-300 m kalınlığında masif gri-siyah renkli, eklemli, kalsit damarlı, fosilsiz, kristalin ve yer yer dolomitik bir kalker kitleleriyle örtülmüştür. N. Tolun (1960) bu kalkerleri Permien yaşlı kabul etmektedir. Ancak arazi gözlemleri bu kalkerlerin hiç olmazsa üst kısımlarının Kretase yaşlı olması ihtimalini ortaya çıkarmaktadır. Muşritan köyü kuzeyinde Kortalo tepe civarında, Sason kuzeybatısındaki Kuringis köyü kuzeyinde bu kalkerler yaşları Üst Kretase tahmin edilen yeşil kumtaşları ve kırmızı marnlara geçişlidir. Kandiltepe güneyinde allokton sedimanların bir kısmını teşkil eden kalkerli, sıkı, gri renkli kumtaşları, ara ara kalın gri masif kalker bantları ihtiva ederler. Nümülitli Eosen kalkerleri bu kumtaşlarının ve marnların en üst seviyesini teşkil etmektedir. Şeyfethettin tepe güney yamaçlarında ise masif kalkerler doğrudan doğruya Nümülitli Eosen kalkerleri ile örtülüdür. Aynı durumu Kozluk batısında izlemek mümkündür.

Arka Çukur ve Ara Çukur Sedimanları

Bu grup marn, grovvak, silişleşmiş kayaçlar, spilit ve kalkerlerden ibarettir. 100-200 m kalınlığındadır. Tektonik bir dilim halinde metamorfik taşlar arasında bulunur (Şekil 3) ve en iyi Sason doğusunda izlenebilir. Tektonik karışıklığa rağmen, allokton blokun dizilimi için de aynı izafi pozisyonda bütün bölgede takip edilebilir.

Ayrıca Rabat ve Binuni köyleri kuzeyinde allokton metamorfik blok üzerinde kalıntılar (outlier) halinde marn ve kalkerlerden ibaret sedimanlar bulunmaktadır. Tektonik karışmadan dolayı gerek tektonik sediman diliminde gerek bu kalıntılarda istiflenme tesbit etmek güçtür. Alınan numuneler yaş tayini için yeterli değildir. Sason doğusunda şekil 3'te j ile işaretlenen noktadan alınan numuneler Globigerina ve Globorotalia taşırırlar. Belav köyü kuzeyinden alınan bir numune Discocyclina sp., Lituola sp., Gaudryina sp., Kathina sp., Cibicides beaumontiana, Bulimina sp., Globorotalia aragonensis, Globorotalia aequa, Globorotalia sp. ihtiva eder ve Paleosen - Alt Eosen yaş vermektedir. Rabat köyü kuzeyinde metamorfikler



Şekil: 4 — Mamla köyü kuzeyinde jeolojik kesit.

1. Lice grubu; açık yeşil kumtaşları. 2. Sason-Baykan grubu: a. Kırmızı kumtaşları. b. Kalker matriksli ve kalker elemanlı konglomera. c. Krem renkli mikrit. Burada fosilsiz olmakla birlikte daha doğuya bol *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp. ve *Alveolina* sp. ihtiva eder. Orta Eosen yaş vermektedir ve Midyat kalkerini eşiti kabul edilmektedir. d. Kırmızı kumtaşları. e. *Globigerina* ve *Globorotalia*'lı siyah mikrit. f. Spilitler, mutlak yaşı 35.6 milyon sene ile Oligosen'e tekabül etmektedir. g. Kırmızı marnlar. h. Gri marnlar. i. Sason flişinin grovvak ve şeyl münavebesi. j. Kırmızı marnlar. k. Açık yeşil kalker matriksli, kaba kumtaşları. Lice grubundaki kumtaşlarının aynıdır. l. Kırmızı marnlar. m. Kumlu kalkerler. Kesitin doğusundan alınan bir numunede Prof. Orville Bandy tarafından *Lepidocyclus* sp. tayıni yapılmıştır. 3. Karatepe kırmızı masif konglomeraları.

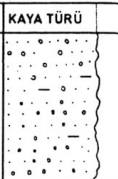
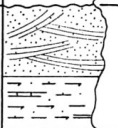
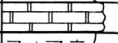
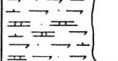

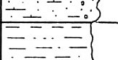

üzerinde bir kalıntı (outlier), kırmızı ve gri renkli marnlar ve üstte krem renkli kısmen kristalin biomikritten ibarettir. Bu biomikritten alınan bir numunede *Nummulites* sp., *Discocyclus* sp., *Operculina* sp., *Alveolina* sp., *Rotalidae* sp. ve *Globorotalia* sp. fosilleri mevcuttur ve Orta (Üst?) Eosen yaş vermektedir. Ayrıca Lice grubu içerisinde bol miktarda taşınmış (reworked) Üst Kretase fosilleri mevcuttur. Lice grubunun kumtaşlarını ve konglomeralarını kuzeyden taşınmış metamorfik ve sedimanter kayaç parçaları teşkil ettiğine göre bu fosillerin de kuzeydeki arka çukur sedimanlarına ait olması gerekir.

Tolun (1960) Bitlis masifi üzerinde kalıntı (outlier) olarak bulunan sedimanları, belirttiği *Globotruncana* gibi fosillere dayanarak, Üst Kretase - Paleosen'e ithal etmektedir. Tolun'a göre bu kalıntıların en üst

seviyesini Midyat kalkerleri eşiti Nümülitli ve Discocyclinalı Eosen kalkerleri teşkil etmektedir.

OTOKTON ŞELF SEDİMANLARI

Bölgedeki otokton şelf sedimanları Paleosen - Alt Eosen yaşlı Antak kırmızı klastikleri, Orta - Üst Eosen yaşlı Midyat kalkerleri, Oligosen - Miosen yaşlı Germik, Silvan ve Şelmo formasyonlarıdır. Şelmo formasyonu Pliosen - Pleistosen yaşlı Lahti klastikleri ile örtülmüştür (Şekil 5).

SİSTEM	FORMASYON	Kalınlık	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
PLİOSEN PLEİSTOSEN	LAHTI	500m		a	
	ŞELMO	400m		b	i
OLİGOSEN - MİOSEN	SİLVAN	100m		c	
	GERMİK	250m		d	
	EOSEN	MİDYAT	200m		
EOSEN	GERCÜŞ	200m		f	j
	PALEOSEN	GERMAV	1000m		g
				h	l

Şekil; 5 — Güneydeki otokton şelf sedimanlarının stratigrafik sütunu.

a. Gri, kalın tabakalı, kalker ve kil matriksli, kaba taneli az konsolide kumtaşı ve konglomera. b. Kırmızı ve gri münavebeli, orta boylamalı, yer yer çapraz tabakalanmalı kumtaşı. c. Gri, yer yer kırmızı, jipsli, dolomitik, kumlu şeyl, marn ve kalker serisi. d. Krem renkli, alglı, fosilli resif kalker. e. Gri, kırmızı, şeyl, marn, dolomit ve kumtaşı ara tabakalı evaporitler. f. Krem renkli, kalın tabakalı, yer yer dolomitik, mikrit, biomikrit veya biosparit. g. Kırmızı kumtaşı, marn, konglomera. h. Genellikle gri, şeyl; kumtaşı ve resif kalker ara tabakalı. i. Amphistegina sp., Elphidium, Operculina, Amphistegina, Eponides, Uvigerina, Cibicides, Nonion, Robulus, Globigerina, Globigerinoides. j. Rotalia, Amphistegina, Assilina, Operculina, Discocyclina, Nummulites, Alveolina. k. Tekstülarid, Miliolid ve Radiolaridler. l. Rotalia, Lockhartia, Loftusia, Globigerina, Globorotalia.

Antak Formasyonu

1000 -1500 m kalınlığında yer yer marn, şeyl ara tabakalı kırmızı kumtaşları ve konglomeralardan ibarettir. Gölap ve Belaşo antiklinalleri çekirdeğinde Midyat kalkerleri altında görülür. Yalnız en üst 100-150 metresi yüzeye çıkmaktadır. Sondaj neticeleri bu klastiklerin Üst Kretase yaşlı ofiolitleri örttüğünü göstermektedir. Gölap antiklinali yöresinde, Antak formasyonu güneye doğru Sinan ve Garzan resif kalkerlerini ihtiva eden Germik formasyonuna yanal geçişlidir. Germik formasyonu Üst Kretase yaşlı Raman kalkerlerini örter ve Alt Eosen yaşlı Gercüş kırmızı klastikleri ile örtülür.

Midyat Kalkerleri

Bölgede 100-200 m kalınlığında orta ve kalın tabakalanmalı, yer yer dolomitik intrasparit, biomikrit niteliğinde bir sığ deniz kalkeridir. Yer yer bol bentonik fosil ihtiva eder. Güneydoğu Anadolu'da yaygın bir sığ deniz fasiyezi olarak tezahür eden Midyat kalkerleri bölgede Gölap ve Belaşo antiklinalleri çekirdeğinde yüzeye çıkar.

Oligosen Miosen Yaşlı Kenar Baseni (Marginal Basin) Sedimanları

Germik, Silvan ve Şelmo formasyonları: Gölap ve Belaşo antiklinalleri güneyinde Midyat kalkerlerini, hafif bir açısız diskordansla, 20-300 m şeyilli marnlı Germik evaporitleri, 30-50 m Silvan resif kalkerleri ve 200-600 m'lik Şelmo evaporit ve kırmızı-gri kumtaşları örter. Evaporitler kırmızı-gri renkli marn şeyl, dolomitik kalker ara tabakalıdır. Silvan kalkerleri krem renkli, algı, biomikrit - biosparit niteliğinde resif kalkerlerdir. Şelmo üst üyesinin kumtaşları tipik kırmızı ve gri münavebesi ve yer yer çapraz tabakalanma gösterir. Kaba, kalker matriksli, litik grovvak ve arkoz niteliğindedir. Silvan kalkerleri yalnız Gölap-Belaşo antiklinalleri gibi Oligosen'de veya daha önce teşekkül etmiş yükselimler yöresinde mevcuttur. Germik formasyonu ve Şelmo formasyonunun alt üyesini teşkil eden evaporitler güneye doğru kalınlaşır ve doğuya doğru kaybolur. Baykan güneyinde Dodan antiklinali çevresinde Midyat kalkerleri doğrudan doğruya kırmızı-gri münavebeli kumtaşları ile örtülür. Batıya doğru Germik evaporitleri kaybolur ve Hazro yükselimi yöresinde Silvan kalkerleri Midyat kalkerlerini diskonformite ile örterler. Gölap yöresinde Silvan kalkerinden alınan bir

numunede *Amphistegina*, *Elphidium*, *Textularia*, algae ve bryozoa mevcuttur. Gerek Germik gerek Silvan ve Şelmo formasyonları bölgede inceleme yapmış çeşitli çalışmacılar ve kurumlar tarafından Miosen yaşlı kabul edilmektedir. Righi ve Cortesini (1964) Germik formasyonunu muhtemel Oligosen yaşlı kabul etmektedir. Kanımıza göre bu yazarların görüşü doğrudur, ancak yaş tâyini için yeterli fosil bulunmayışı nedeniyle bu Eosen sonrası sedimanlarını Oligosen - Miosen olarak mütalâa ediyoruz.

Lahti klastikleri (Pliosen - Pleistosen) : Şelmo formasyonu açısıl bir diskordansla 400-500 m kalınlığında karasal Lahti klastikleri ile örtülüdür. Aradaki diskordans güneye doğru kaybolur. Lahti klastikleri zayıf boyalmalı, kalın tabakalı, matriksi killi ve kalkerli, gri renkli konglomera ve kaba kumtaşlarından ibarettir. Komponentleri çeşitlidir ve Miosen sonu orojenezini izleyen safhada kuzeyden taşman metamorfik kayalar ve jeosenklinal sedimanların parçalarından oluşur. Lahti klastiklerinin kuzey sınırı şaryaj ön hattına paraleldir. Bu durum Lahti formasyonunun şaryaj hâdisesinden sonra çökeldiğini ortaya koyar.

Fırkı klastikleri: Gölüp antiklinali kuzeyinde Lice grubunun grovvakları, kalınlığı 100 ile 300 m arasında değişen, kalın tabakalı, açık yeşil renkli, kalker matriksli kaba kumtaşları ve konglomeralar tarafından örtülür. Fırkı klastikleri olarak adlandırılan bu formasyon Lahti formasyonunun eşiti olup, Pliosen-Pleistosen yaşlı tahmin edilmektedir.

Oligosen - Miosen Yaşlı Alloktan Jeosenklinal Sedimanlar

Bu grup bölgede iki ayrı şaryaj dilimi teşkil etmektedir. Alttaki dilim 1000-1500 m kalınlığında olup yeşil renkli marn grovvak ve şeyllerden oluşur. Bu inceleme de Lice grubu olarak anılmaktadır. Üstteki dilim 1500-2000 m kalınlığındadır ve kırmızı marn klastik, yeşil fliš, spilit ve serpantinlerden ibarettir. Bu inceleme de Sason - Baykan grubu olarak isimlendirilmiştir.

Lice grubu Oligosenden itibaren Bitlis masifi önünde çökmeye başlayan bir ön çukurun güney dış cidarlarında çökelen sedimanlardan oluşur. Sason - Baykan grubu ise aynı basenin Lice grubuna göre daha kuzeydeki öjeosenklinal niteliğindeki iç çeperlerinde çökelen sedimanlardan oluşmaktadır. Bu ön çukur, daha güneydeki Germik - Şelmo kenar baseninden Hazro - Gölüp yükselimleri boyunca uzanan doğu batı yönlü bir menteşe ile ayrılmaktadır.

Lice grubu: Genellikle yeşil renkli, 1000-1500 m kalınlığında altta marn, şeyl, üstte şeyl ara tabakalı grovvaklardan müteşekkildir (Şekil 6). Hazro - Gölap menteşe zonundan kuzeye gidildikçe sığ deniz fasiyezinden, derin deniz fasiyezine geçilir. Bölgenin batısında menteşe zonu üzerindeki Gölap antiklinali kuzey kanadında Silvan kalkerlerini örter. Burada alt kısımlar kötü tabakalanmalı 400 m kalınlığında açık yeşil kalker, tebeşirli resif kalker ve kumtaşı ara tabakalı şeyl ve marnlardan ibarettir. Resif kalker ara tabakaları bentonik fosillidir. 600-700 m kalınlığındaki üst kısımlar ise kaba taneli şeyl, kalker ve konglomera ara tabakalı kumtaşlarından oluşur. Gölap antiklinali kuzeyinde Tuzluk köyü

SİSTEM	FORMASYON	kalınlık	KAYA TÜRÜ	AÇIKLAMA	FOSİLLER
PLEİSTOSEN PLİOSEN	FIRKI	200- 300 m		a	
OLİGOSEN - MİOSEN	LİCE	570 m.		b	i
		1100 m.		c	
		530 m.		d	
	SİLVAN GERMİK	50 m. 50 m.		e	k
EOSEN	MİDYAT	150 m.		f	j
PALEOSEN	ANTAK	1500 m.		g	
ÜST KRETASE	OFİYOLİTLER			h	

Şekil: 6 — Lice-Baykan jeosenküinal baseni güney dış cidarı sedimanlarının stratigrafik sütunu.

a. Açık yeşil, kalın tabakalı, kalker matriksli kaba kumtaşı ve konglomera. b. Yeşil, gri tabakalı, kil ve kalker matriksli, orta boylamalı, konglomera, şeyl ve marn ara tabakalı kumtaşı. Üst zonlarda kırmızı konglomera ve spilit mercekleri ihtiva eder. c. Yeşil, gri, yer yer tabakasız, kalker ve kumtaşı arabantlı şeyl ve marnlar. d. Krem renkli, alglı, bentonik fosilli, yer yer tebeşirli resif kalker. e. Kırmızı, şeyl, dolomit, marn, kumtaşı ara tabakalı evaporitler. f. Krem renkli, yer yer dolomitik, bentonik fosilli neritik kalker. g. Kırmızı, masif, şeyl ve marn ara tabakalı kaba kumtaşı ve konglomera. h. Serpantin, spilit, fliš, marn, çört karışımı. i. Amphistegina sp., Miogypsina sp., Rotalia, Heterostegina. k. Neoalveolina, Eponides, Dentalina, Globigerina sp. Globorotalia sp. j. Tritaksia, Praerhapydionina (?), Archaias (?), miliolid ve ophthalmidler.

yöresinde Lice grubunun üst zonlarında geniş bir spilit ve ayrıca kırmızı konglomera ara tabakaları mevcuttur. Lice grubundan bu bölgede alınan numunelerde şu fosiller tesbit edilmiştir: *Amphistegina* sp., *Textularia*, *Operculina*, *Elphidium*, *Neopalveolina* sp., *Rotalia*, *Archaias*, *Dentalina*, miliolidler, bryozoonlar, ophthalmididler. Grubun üst sınırı şaryajla belirlenir.

Menteşe zonundan uzaklaştıkça Lice grubu sığ deniz fasiyezinden derin deniz fasiyezine geçer. Alttaki marnların rengi koyulaşır ve *Globigerina* ve *Globorotalia* gibi planktonik fosillerle karakterize olur. Üstteki kumtaşları ise daha ince taneli daha ziyade kil ve klorit matriksli zayıf boylanmak grovvaklara dönüşürler. Grovvakların ince düzgün tabakalar halinde şeyllerle münavebe göstermeleri Lice'ye tipik bir fliş özelliği kazandırır.

Menteşe zonunu teşkil eden Hazro yükseliminin 10 - 15 km kadar kuzeyinde Lice kasabası vardır. Bu kasabanın daha kuzeyinde Lice grubu güneye doğru ters faylanma yüzünden yüzeye çıkan Midyat - Silvan kalkerlerini örter. Bu bölgede 1500 metreden fazla kalınlık gösteren grup altta planktonik foraminifer ihtiva eden gri renkli marnlar ve üstte yeşil grovvak-şeyl münavebesinden ibaret olan flişten oluşur (Şekil 2). Marnlar tipik planktonik foraminifer muhtevaları, killi matriksleri ve konkoidal kırılmaları ile karakterize olur. Grovvaklar orta boylanmalı, köşeli kuvarz, feldspar taneleri ve killi bir matriksten oluşur. Alttaki marnlar yer yer kalın tabakalı olmakla birlikte yer yer de siltli ve kumlu marn tabakaları münavebesi gösterir. Üstteki fliş içerisinde yer yer spilit ve kırmızı marn mercekleri mevcuttur. Grubun üst sınırı burada da şaryajla belirlenmektedir. Bu bölgede Lice grubunun altındaki Midyat - Silvan eşiti sığ deniz kalkerlerinden alınan numunelerde su fosillere rastlanmıştır: *Lepidocyclina* sp., *Miogypsina* sp., *Amphistegina* sp., *Textularia* sp., *Globigerina* sp., *Mioplepidocyclina* sp. Bu fosiller alt Miosen yaş vermektedir.

Lice grubunun yeşil şeyl marn ve grovvakları daha doğuda Ziyaret ve Baykan bölgelerinde birkaç km atımlı bir şaryajla Şelmo formasyonu üzerine bindirmiş durumdadır. Lice grubunu tektonik bir dokanakla örten ve litolojisi ile Lice'den kolayca ayrılabilen Sason - Baykan grubu altında mostra verir. Lice grubunun kalınlığı burada 1360 metre civarındadır. Daha önce birçok araştırmacı (Arni, 1939, Tolun, 1960, Altın-

lı, 1966) bu yeşil şeyl ve grovvakları, içlerindeki Globotruncana stuarti, Globotruncana linnei gibi indeks fosillerine dayanarak Üst Kretase-Paleosene ithal etmişlerdir. Gerçekten de Lice grubu burada Globotruncana gibi Üst Kretase ve Discocyclina, Nümmülites gibi Eosen fosilleri ihtiva eder. Bu fosiller taşınmış (reworked) dır ve Lepidocyclina, Miogypsina, Operculina, Eponides gibi Oligosen-Miosen yaş veren fosillerle birlikte bulunur. Bu durum ilk olarak O. Özdemir ve H. Oktay (1968) tarafından tesbit olunmuştur. Bizim Ziyaret kuzeyinden aldığımız bir numunede taşınmış Discocyclina bulunmuştur. Baykan kuzeyinden alınan bir başka numunede ise Lepidocyclina sp., Globi-gerina sp., Operculina sp., Eponides sp. tesbit edilmiştir.

Sason-Baykan grubu: Ayrılmamış çeşitli formasyonlardan oluşur. Marn, fliş, konglomera, serpantin ve spilitlerden ibarettir; altta Lice grubu, üstte metamorfik blok arasında bir tektonik dilim halinde bulunur (Şekil 7) ; kendi içersinde ekaylıdır. Sason yöresinde kalınlığı az olmakla beraber daha doğuda Melefan ve Baykan yöresinde 2000 metreyi bulur. Sason ve Kozluk bölgesinde tektonik karışma da fazla olduğundan, bozulmamış tipik kesitler daha ziyade Melefan ve Baykan yöresinde görülebilir. Çabuk yanal fasiyez değişmeleri göstermekle beraber grubun şaryajlı alt ve üst kontağı arasındaki dizilimi şu şekildedir (Şekil 4 ve 7) : Altta, kırmızı klastikler, marnlar, serpantinler; tabanı yer yer konglomeratik krem renkli bir kalker tabakası; spilit, serpantin, çört ve kumtaşı ara tabakalı kırmızı ve gri marnlar; yeşil fliş yer yer spilitli kırmızı marn, kumlu kalker ve klastikler. En alttaki kırmızı klastikler marn ve şeyi ara tabakalı kumtaşı ve konglomeradan ibarettir. Kumtaşları köşeli, zayıf boylamak kuvartz, feldspar ve kaya parçacıkları, hematit taneleri ve demir oksitli bir matriksten oluşur. Konglomeralar polijenik elemanlı ve siltli demir oksit matrikslidir. Elemanları kuzeyden taşınmış metamorfikler, kristalin kalkerler, kırmızı marnlar vb.'dan teşekkül eder. Bu kalkerleri örten 5-20 metre kalınlığındaki kalker tabakası Midyat kalkerlerine özdeş olup kalın tabakalı, eklemli, dayanıklı ve krem renkli bir biomikrit intrasparit özelliğindedir. Bentonit foraminifer fosilleri, intraklastlar, alg parçaları, az miktarda kuvartz, feldspar taneleri ve sparlı mikritik bir matriksten oluşur. Yanal olarak mikritten biomikrite, intramikrite veya biosparite geçmekle birlikte, arazideki görünümü tekdüze

SİSTEM	FORMASYON	Kalınlık	KAYA TÜRÜ	A Ç I K L A M A	FOSİLLER	
OLİGOSEN - MİOSEN	ALLOKTON SASON - BAYKAN GURUBU	300 m.	KARATEPE	a	m	
				b		
				c		
				d		
		200 m.	SASON (FLİŞ)	e	o	
				f		
				100 m.		g
				150 m.		r
				0-200 m.		h
				20 m.		s
EOSEN	ALLOKTON SASON - BAYKAN GURUBU	30 m.	i	t		
		30 m.				
		30 m.				
		30 m.				
PALEOSEN	ALLOKTON SASON - BAYKAN GURUBU	1000?	n			

Şekil: 7 — Lice-Baykan jeosenkline, öjeosenkline iç çeperleri sedimanların stratigrafik sütunu.

a. Masif kırmızı kumtaşı ve konglomeralar; yer yer marn ve kırmızı şeyl ara tabakalı. b. Kumlu, killi kalker, kırmızı şeyl, marn ve kumtaşı serisi. c. Açık yeşil, kalker matriksli, Lice kumtaşlarına özdeş kaba kumtaşı ve konglomeralar. d. Planktonik foraminiferli, gri veya kırmızı marn. e. Koyu yeşil 5-20 cmlik grovvak ve şeyl, marn münavebesi. Grovvaklar ince, köşeli, zayıf boylamalı, kuvarz, feldspar, mika, manyetit ve killi, kloritli matriksten müteşekkil. f. Planktonik fosilli, konkoidal kırılma gösterir gri marn. g. Planktonik fosilli, kırmızı marn; yer yer mikrit, çört, kumtaşı, bantları ihtiva eder. h. Piroksen ve labrodorit fenokristalleri, plajiolklas mikrolitleri ve matriksten müteşekkil yastık yapısı gösterir spilit veya serpantin. i. Siyah mikrit. j. Kırmızı kumtaşı. k. Krem renkli mikrit veya bentonik fosilli biomikrit-biosparit. l. Kalker konglomerası. n. Kırmızı kumtaşı, konglomera ve marn serisi. Yer yer geniş serpantin kütleleri üzerindedir, m. *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Globorotalia aragonensis* (?), *Lepidocyelina*, *Nonion* (?), *Rotalia*. o. *Globigerina* sp., *Globorotalia* sp., *Globorotalia aragonensis* (?). s. Bu spilitlerden alınan numunelerin yaş tayıni 35.6 m.s. vermektedir. t. Burada fosilsiz. Daha doğuda *Orbitolides*, *Nümmülites*, *Alveolina*, *Discocyclus* sp., *Alveolina pasticillata*, *Valvulinida* ve *miliolidler* ihtiva eder.

ve karakteristiktir. Kalkerin tabanında yer yer, kalker elemanlı ve kalker matriksli bir konglomera mevcuttur. Birim kuzeye doğru yer yer, siyah renkli kumlu intrasparit ve killi siyah mikrit fasiyezine geçer. Bu kalker içersinden Ziyaret kuzeyinde Homent köyü ve Baykan güneyinde Dodan köyü yöresinden alınan numunelerde *Nümmülites* sp., *Alveolina pasticillata*, *Discocyclina* sp., *Alveolina* sp., *Valvulinida*, *Orbitolites* sp. ve miliolidler bulunmuştur. Kalker birimini örten marnların kalınlığı 100-250 m kadardır. Altta kırmızı üstte koyu gri renkli iki kısımdan ibarettir. Memla köyü kuzeyinde marnların altında kırmızı kumtaşları ve ince bir siyah mikrit tabakası mevcuttur. Homent köyü civarında ise marnların altında siyah mikrit ve üstünde 1-2 metrelik bir çört tabakası mevcuttur. Gerek Melefan ve Memla kuzeyinde gerek Baykan kuzeyinde alttaki kırmızı marnlarla beraber yaygın ve 5-300 m kalınlıkta split ve serpantin mercekleri mevcuttur.

Marnlar orta kalınlıkta (20-60 cm) tabakalıdır ve konkoidal kırılma gösterir. Mikroskop altında ihtiva ettikleri *Globigerina* ve *Globorotalia* gibi planktonik foraminiferler ve killi kalkerli ve demir oksitli bir matriksle karakterize olur. Marnlarla birlikte bulunan siyah mikritlerde planktonik foraminifera ihtiva ederler. Melefan kuzeyinde marnların altındaki kırmızı kumtaşları köşeli zayıf boylamak kuvarz, feldspar, hematit taneleri ve demir oksitli kalker ve killi bir matriksten ibarettir. Splitler camsı bir matriks, plajyoklas mikrolitleri ve labrodorit ve piroksen fenokristallerinden ibarettir. Bariz yastık yapısı gösterirler. Marnlar içersinde düzgün tabakalar halinde bulunan çörtler çok ince kuvarstan müteşekkildir. İnce kalker tabakaların silişleşmesinden husule gelmiştir. Bu husus Ziyaret ve Baykan kuzeyinde gözlenebilir. Homent köyü kuzeyinde marnların en üst seviyesinde bir çört tabakası, Destumi köyü güneyinde ise aynı stratigrafik seviyede bir kalker tabakası mevcuttur.

Daha önce Baykan yöresindeki marnlarda *Globotruncana* gibi Üst Kretase index fosillerinin mevcudiyeti ileri sürülmüştür (Arni, 1940, Tolun, 1960). Memla ve Homent köyü yörelerinde bu marnlardan alınan numunelerde (şekil 4, g birimi) *Globorotalia aragonensis* (?), *Globorotalia* sp., *Globigerina* sp. ve *radiolaria* tâyin edilmişse de fosillerin kısmen kristalize olması ve tâyinlerin ince kesitlerden yapılması sıhhat derecesini düşürmektedir. Memla kuzeyinde marnlarla birlikte bulunana

spilitlerden alınan numunelerin (şekil 4, f birimi) Amerika'daki jeokron laboratuvarlarında yapılan yaş tâyinleri 35.6 milyon yıl ile Oligosen vermektedir. Otokton ve allokton sedimanların stratigrafik korrelasyonu da bu marnların Oligosen yaşlı olması gerektiğini göstermektedir.

Marnların 100-400 metre kalınlığında Sason flişi olarak isimlendirilen 5-20 cm'lik ince düzgün tabakalı grovvak şeyl münavebesinden ibaret koyu yeşil renkli bir fliş örtmektedir. Grovvaklar ince taneli kuartz, feldspar ve killi kloritli bir matriksten ibarettir. Ayrıca az miktarda biyotit, opak mineraller ve zirkon mevcuttur. Fliş içerisinde akıntı ve kayma izleri ve türbit akıntılardan ileri gelen dereceli tabakalanma mevcuttur. Sason doğusunda Sason flişi içerisinde bir spilit merceğinden alınan numunenin radioaktif yaş tâyini 33.2 milyon yıl yani Oligosen vermiştir.

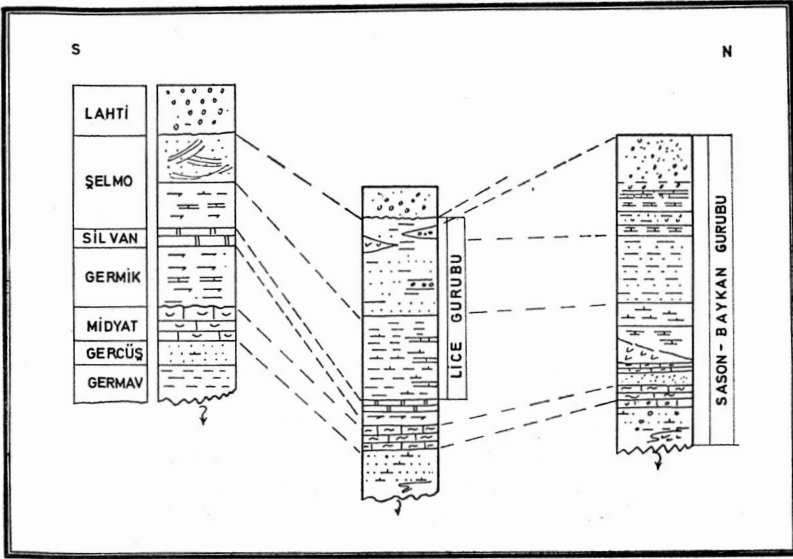
Sason yöresinde Sason flişi Lice grubunu doğrudan doğruya tektonik bir kontakla örter. Sason flişi altındaki stratigrafik seviyeler bu bölgede yoktur.

Sason flişini, kalınlığı 200-400 arasında değişen bir marn, kırmızı şeyl ve silttaş, kumlu intrasparit, siyah mikrit ve kırmızı konglomeralardan ibaret bir seri örter. Serinin Sason flişi ile dokanağı Sason yöresinde dereceli, Melefan yöresinde ânidir. Seri Melefan kuzeyinde daha çok kırmızı konglomera ve kumlu kalkerlerden oluşur. Burada en üstteki kalın masif konglomeralara karatepe ismi verilmiştir. Sason yöresinde ise hâkim litoloji kırmızı marn, kırmızı gri şeyl ve silttaş, siyah mikrit ve kumlu intrasparit interkalasyonudur. Seri Sason batısında, Dereköy - Permusköyü arasında kalın ve yaygın spilit mercekleri ihtiva eder. Serinin marn ve mikritleri Globigerina ve Globorotalia ihtiva eder. Konglomeralar polijenik elemanlı, demir oksit ve demir silikat (?) matriksli masif kütleler halinde tezahür eder. Bu seri içerisindeki kumlu kalkerlerden Melefan kuzeyinde Gemazen tepeden alınan bir numunede ve Prof. Orville Bandy tarafından *Lepidocyclina* tâyini yapılarak Alt Miosen yaşı verilmiştir. Daha önce de belirtildiği gibi, gerçekten de daha doğuda serinin stratigrafik olarak daha alt bir seviyesinde litoloji olarak Lice grubunun kum taşlarına özdeş yeşil renkli, kaba, kalker matriksli bir kumtaş seviyesi bulunmaktadır (Şekil 4, k birimi).

Sason-Baykan grubunun en temsili kesiti Melefan kuzeyinde Memlaköyü civarındadır (Şekil 4, 6).

KORELASYON VE SEDİMANTASYON TARİHÇESİ

Allohton jeosenklinal sedimanlar, otokton şelf sedimanları arasında litostratigrafik bir korelasyon mümkün olmuştur (Şekil 8). En alttaki kırmızı klastikler Antak (Paleosen, Alt Eosen) formasyonuna, üstteki krem renkli neritik kalkerler ise Midyat kalkerlerine tekabül etmektedir. Krem renkli kalkerlerin üzerine gelen yer yer kırmızı kumtaşı, mikrit, çört, split ve serpantin ara tabakalı marnlar ise Lice grubunun şeylli, marnlı, kalkerli alt kısmına, o da Germik, Silvan ve Alt Şelmo formasyonlarına tekabül etmektedir. Sason flişi ise Lice grubunun üst grovvak ve şeyllere eşdeğerdir. Bunun da üst Şelmo'nun klastiklerine tekabül etmesi gerekir. Grubun en üst seviyesindeki marn, şeyl, kumlu kalker ve konglomera serisi Lice grubunun yer yer kırmızı marn ve konglomera ihtiva eden en üst zonlarına tekabül etmesi gerekir.



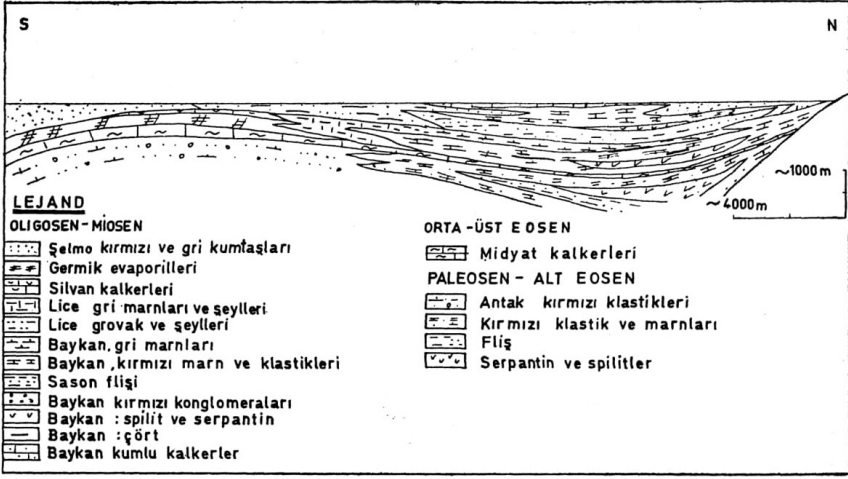
Şekil: 8 — Kuzeydeki allohton jeosenklinal sedimanlarla, güneydeki otokton şelf sedimanlarının şematik litostratigrafik korelasyonu. Yukarıda gösterilen üç stratigrafik kulonun geniş izahı şekil 5, 6 ve 7'de verilmiştir.

Dikkat edilecek husus yaşlarla ilgilidir. Görüleceği gibi, Midyat kalkerri Orta ve Üst Eosen yaşlı olmakla beraber, Sason - Baykan grubu içindeki eşiti Orta Eosen yaşlıdır. Lice grubu Alt ve Orta Miosen olmakla birlikte Sason fliši Oligosen yaşlıdır. Şelmo üst kumtaşları ise Lice'den daha gençtir ve Üst Miosen hatta Pliosene yaşlı kabul edilmektedir. Bu durumu şu şekilde izah etmek gerekir: Sason-Baykan grubu içersinde konglomeraların elemanları kuzeyden taşınmış metamorfik kayaç, marn, kalker, serpantin, spilit vb.'dan oluşur. Bu, bölgenin tektonik gelişmesi esnasında basen ekseninin, kuzeydeki yükselmelerin sonucu olarak, tedricen güneye kaymış olduğunu gösterir. Kuzey kanadın yükselmesi ve basen ekseninin güneye kaymasıyla birlikte, sedimantasyon da tedricen güneye kaymıştır; öyle ki, aynı basen içinde daha kuzeyde çökelen sedimanlar kuzey kanadın yükselmesiyle su yüzüne çıkıp erozyona uğrayarak tekrar taşınmış ve daha güneyde çökmüştür. Böylelikle sedimantasyonun güneye kayması, güneye doğru zaman - transgresif ünitelerin husule gelmesine sebep olmuştur. Taşman malzeme miktarının basen tabanının çökmesiyle kompanse edilemediği hallerde de, sedimanların taban seviyesi (base level) üzerinden daha güneye taşınmaları da ayrıca zaman - transgresif ünitelerin husule gelmesine sebep olmuş olabilir.

Miosen sonu diastrofismasından önce bölgedeki stratigrafik ilişkilerde, Germik, Silvan ve Şelmo formasyonlarının evaporit, resif kalker ve kırmızı kumtaşlarından, Lice grubunun yeşil şeyl, marl ve grovvaklarına, oradan da, Sason - Baykan grubunun spilit ve serpantinli marn ve flišine geçişleri kuzeye doğru deniz derinliğindeki artışı ve dengeli şelf zonundan, dengesiz hızla çöken öjeosenklinal zona geçişi işaret etmektedir (Şekil 9).

Evaporit deposisyonu kurak iklim positif Eh, yüksek pH, düşük enerji, akıntısız, durgun ortam şartlarını gerektirmektedir. Kırmızı gri kumtaşları geçiş (transitional) ortamlarda basenin çökme hızının düşük ve malzeme sağlanması hızının yüksek olduğu safhalarda, değişken Eh ve pH şartları altında çökler (Krumbein ve Sloss, 1963). Eh'in artıdan ekskiye değişmesi, kırmızı ve gri renk münavebesinin husule gelmesine sebep olmuştur.

Silvan resif kalkerleri, yüksek enerjili littoral - infralittoral ortamları da, yüksek pH, positif Eh şartları altında, malzeme temininin az olduğu hallerde çökler.



ŞeMİ: 9 — Lice-Baykan jeosenklinealinin Miosen sonu diastrofizmasından önceki fasiyez ve tektono ortamsal ilişkilerini gösterir şematik kesit.

Yukarda bahsedilen ortamlar, orta derecede dengeli kenar basenlerinde ve jeosenklineali kenar basenden ayıran menteşe zonunda husule gelir.

Lice'nin kalker interkalasyonlu, tabakasız şeyl ve marınları, littoral sublittoral ortamlarda, düşük pH, negatif Eh şartlarında ve basen çökme hızının orta derece, klastik materyal temini hızının düşük olduğu safhalarda çökelmiştir. Yine Lice grubunun kalkerli kaba kumtaşları ise aynı şartlarda fakat materyal temini hızının yüksek olduğu sonraki safhada çökelmiştir. Bu şartlarsa jeosenklinallerin orta derecede çökme hızına sahip dış cidarlarında husule gelebilir.

Sason-Baykan grubunun Globigerina ve Globorotalia gibi planktonik fosil ihtiva eden siyah mikritleri ve marınları, sublittoral batiyal ortamlarda düşük enerji, yüksek pH ve negatif Eh şartları altında, basen tabanı çökme hızının malzeme temini hızından yüksek olduğu safhada çökelmiştir. Kırmızı renkli marınlara renginin kökeni meçhuldür. Marınlara çökmesi, husule gelen deniz altı volkanizmasıyla ilgili olabilir. Deniz suyu, volkanik faaliyet nedeniyle magnezyum ve demirce zenginleşmiştir. Derinlik sebebiyle organizma yokluğu ise, oksitlenen demirin tekrar redüksiyona uğramasını önlemiş ve kırmızı renk husule gelmiştir. Sason fliş aynı sublittoral batiyal ortamda aynı şartlar altında çökme ve materyal temini hızının yüksek olduğu safhada çökelmiştir. Flişin ritmik

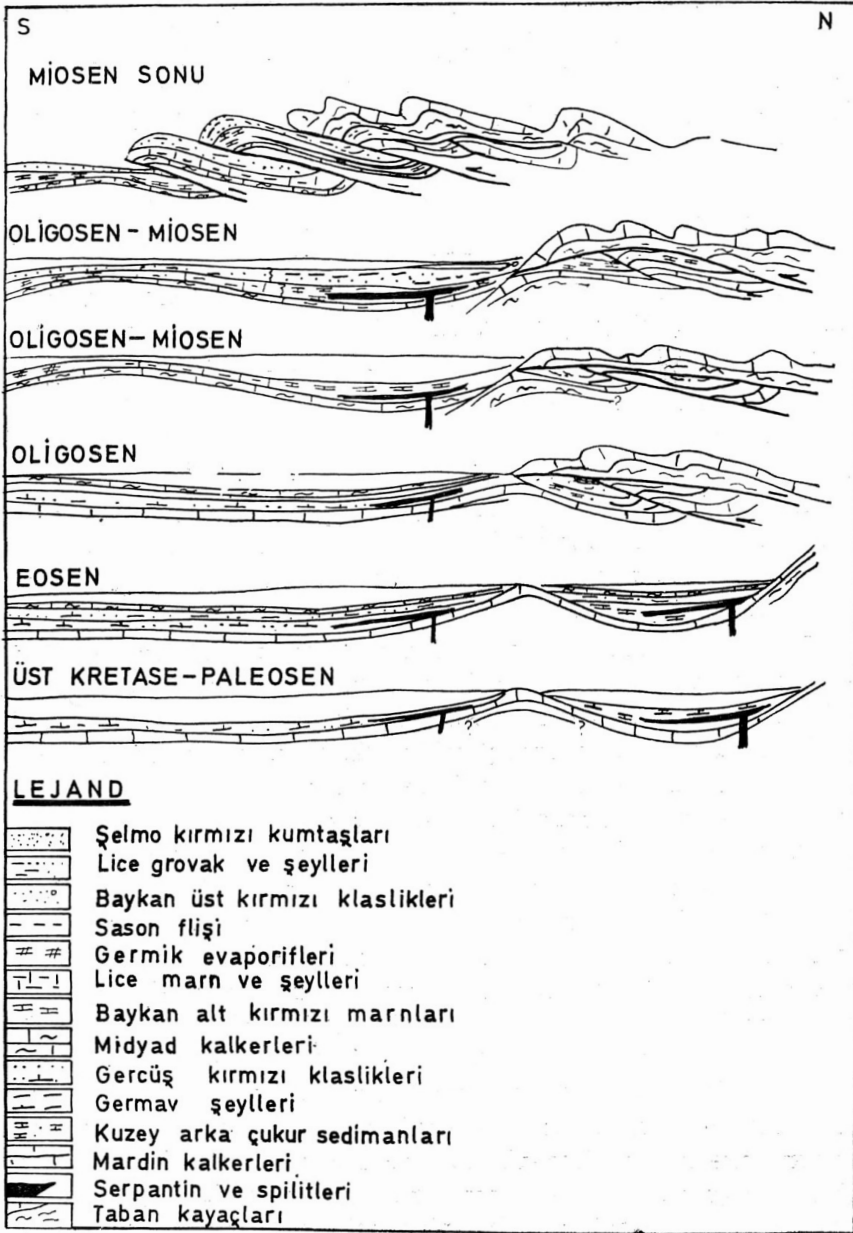
çökmesinden ve tedricî tabakalanmasından (graded bedding) deniz altı türbid akıntıları sorumlu olabilir. Gerek yukarda bahsedilen şartlar, gerek deniz altı volkanizması ve serpantinlerin varlığı, gerek deniz altı çekim kaymalarının mevcudiyeti, Sason - Baykan grubunun öjeosenklinal şartlar altında çökeldiğini göstermektedir.

Sason - Baykan grubunun en üst üyesini teşkil eden kırmızı klastiklerse littoral - neritik ortamda pozitif Eh ve yüksek pH, düşük çökme ve yüksek materyal temini hızı şartları altında çökelmıştır. Bu şartlar, jeosenklinallerin hızla yükselen arka masif yanındaki iç cidarlarında oluşabilir (Krumbein ve Sloss, 1963).

Midyat kalkerlerinin çökmesinden sonra Hazro yükselimi kuzeyinde dengeli şelf şartları yerlerini jeosenklinal şartlara terketmiştir (Şekil 10). Kuzeydeki Üst Kretase - Eosen yaşlı arka çukur sedimanları Oligosen başındaki şaryaj hâdisesi neticesi metamorfikler ve kristalin kalkerlerle örtülmüş ve bölge su yüzüne yükselmiştir. Oligosen başında kuzeydeki bu yükselme Bitlis masifi önünde bir ön çukur (foredeep) teşekkülüyle eşlik etmiştir.

Bölgenin Eosen sonrası sedimantasyon tarihi bir ön çökme ve daha sonraki yükselme safhası olarak iki kısımda mütalâa edilebilir. İlk çökme safhasında daha ziyade klastik olmayan ve daha ziyade klastik sedimanların çökeldiği iki faza ayrılabilir. İlk fazda kuzeydeki hızla çökelen jeosenklinal basende Globigerina ve Globorotalia ihtiva eden marnlar, mikrit, çört, çökemiş, spilit ve serpantinler husule gelmiştir. Güneydeki yavaş çöken kenar baseninde ise şeylli dolomitik evaporitlerle resif kalkerler çökelmıştır. Bu ilk fazdan sonra kuzeydeki bölgelerde yükselmeler husule gelmiş ve basene bol miktarda klastik materyal akmaya başlamıştır. Bu safhada kuzeydeki ön çukurda koyu yeşil, tedricî tabakalanma gösterir grovvak şeyl münavebesinden ibaret fliş çökemiş, güneydeki kenar baseninde ise kırmızı ve gri münavebeli kumtaşları çökelmıştır. Bu iki baseni ayıran menteşe zonu ise, en az çökmeye maruz kalmış ve burada ince, sığ deniz resif kalkerleri, kalkerli evaporitler çökelmıştır. Jeosenklinal basenin güney dış kenarında çökelen Lice grubunun kalker, şeyl, marn ve grovvakları şiddetli çökmeye maruz öjeosenklinalden, güneydeki kontinental transisyonal kenar basenine geçişi temsil etmektedir.

Çökme devresinin son safhalarında malzeme temini hızı azalmış ve fliş yer yer volkanizmalı kırmızı marn, şeyl ve kalkerlerle örtülmüştür.



Şekil: 10 — Sason - Baykan bölgesinde Kretase'den Miosen sonuna kada sedimantasyon devrelerini gösterir diyagram.

İkinci safha, yani yükselme devresinde ise kuzeyde şiddetli bir yükselme başlamış, ancak güneydeki basende bu yükselmeyi karşılayacak çökme husule gelmemiştir. Böylece, düşük çökme ve yüksek malzeme temini hızı kırmızı klastiklerin çökmesine sebep olmuştur.

Daha önce belirtildiği gibi yükselme kuzeyde başlayıp tedricen güneydeki sahaları etkilediği için kuzeydeki benzer litolojideki sedimanlar güneydeki eşlerinden daha yaşlıdır. Yani litostratigrafik birimler güneye doğru zaman-transgresiftir.

Miosen sonunda ise bölge diastrofizmaya uğramış ve kuzeyde, arka çukur sedimanlarını tektonik bir dilim halinde taşıyan metamorfikler güneydeki Oligosen - Miosen yaşlı sedimanlar üzerine devrilmiştir. Bu sedimanlar da biri Lice grubundan, biri Sason -Baykan grubundan oluşan iki ayrı şaryaj dilimi halinde daha güneydeki kenar baseni sedimanları üzerine devrilmiştir.

SONUÇLAR

Varılan neticeler bölgedeki allokton jeosenklinal sedimanların yaşlarında yapılan değişikliklerle ilgilidir. Daha önce Arni (194.0), Temple ve Perry (1962), Altınlı (1966), İlhan (1967) gibi araştırmacılar bölgedeki allokton jeosenklinal sedimanları Üst Kretase-Paleosen yaşlı kabul etmişler ve yapısal durumu buna göre yorumlamışlardır. Ancak, arazi etüdları, allokton sedimanların otokton sedimanlarla litostratigrafik korrelasyonu, paleontolojik ve radioaktif yaş tayinleri, bölgedeki allokton sedimanların Üst Kretase-Paleosen değil, Oligosen - Miosen yaşlı olduğunu göstermiştir. Buna göre Sason-Şaykan grubu Alt Eosen - Miosen yaşında olup Gercüş, Midyat, Germik, Silvan ve Şelmo formasyonlarının eş değeri olmaktadır. Ayrıca Lice grubunun Hazro kuzeyinde sınırlı bir post-tektonik basen sedimanları olmayıp (Righi ve Cortesini, 1964, Altınlı, 1966), Eosen sonrası Bitlis masifi önünde oluşan bir önçukurun (foredeep) güney dış kanatlarında çökelen sedimanlar olduğu ve güneyde Germik, Şelmo formasyonları, kuzeyde ise Sason -Baykan grubunun üst marn ve fliši ile eşzaman bulunduğu anlaşılmıştır.

Böylece Türkiye'de öjeosenklinal şartların ve ilişik deniz altı mağmatik faaliyetin Paleosende son bulmamış olduğu, yer yer Miosen sonuna kadar devam ettiği ortaya çıkmaktadır.

Varılan diğer bir sonuç da, bu tür jeosenklinal basenlerde sedimentasyonun geçirdiği safhalarla ilgilidir. Sedimentasyon önce klastik olmayan bir fasiyeyle başlamakta ve klastik bir fasiyeyle devam etmektedir. Diastrofisma ve yükselme arka masiften başlamakta ve güneye doğru ilerlemektedir.

Buna bağımlı olarak jeosenklinal basen daralmakta ve sedimantasyon şelf yönüne doğru kaymaktadır. Bu da zamanla transgresif serilerin husule gelmesine sebep olmaktadır.

Bölgedeki etüdlar jeosenklinal safhada yer çekimi kayması mevcudiyetini göstermektedir. Sason fliši içinde 1-2 km boyunda iki kristalin kalker bloku mevcuttur. Ayrıca etüd sahası dışında, Baykan'ın hemen doğusunda; Baykan grubu içinde 500-1000 m boyunda kalker ve marndan müteşekkil, arka çukur sedimanları grubuna ait ekzotik bir blok (olistolit) mevcuttur. Ancak bu örnekler dışında, deniz altı yer çekimi kayması bölgede ikinci derecede önemli bir hâdise olarak görülmektedir.

TEŞEKKÜR

Bu araştırma esnasında bana her türlü yardım ve ilgiyi göstermiş olan, Türkiye Petrolleri Anonim Ortaklığı ve Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu'na teşekkürlerimi sunarım.

Yayına verildiği tarih: 5.11.1973

KAYNAKLAR

- Altınlı, İ. E., 1966. Dofu ve Güneydoğu Anadolu'nun jeolojisi. MTA Dergisi, No. 66, 67.
- Arni, P., 1940. Siirt garbında, Başor çayı mıntıkasında Bitlis dağları cenubî silsilelerinin jeolojik müşahedeleri. MTA Dergisi No. 4/21.
- İlhan, E., 1967. Toros-Zagros folding and its relation to Middle East Oil fields. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v. 51, No. 5.
- Krumbein, W. C. ve Sloss, L. L., 1963. Stratigraphy and Sedimentation. Freeman, London.
- Özdemir, O. ve Oktay, H., 1968. V. bölge şaryaj sahasında açılan Gemik-1, Bölükönak-1, Alıçlı-1, Yazpınar-1 ve Meşelik-1 kuyuları ile ilgili rapor. TPAO rapor No. 382 (basılmamış).
- Righi, M. R. ve Cortesini, A., 1964. Gravity tectonics in foothills structure belt of southeast Turkey. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v. 48.
- Temple, P. G. ve Perry, K J., 1962. Geology and oil occurrence, southeast Turkey. Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull. v. 46, No. 9.
- Tolun, N., 1960. Stratigraphy and tectonics of southeastern Anatolia. İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi Bull., Seri B, v. 25.
- Yılmaz, O., 1971. Etüde petrographique et geochronologique de la region de Cacas (partie meridionale de massif de Bitlis, Turquie). Universite Scientifique et Medical de Grenoble, Fransa (basılmamış doktora tezi).

Bi-Sb-S SİSTEMİNDE DENEYSSEL ARAŞTIRMALAR

Experimentelle Untersuchungen im System Bi-Sb-S

Berkin Salancı

Hacettepe Üniversitesi, Yerbilimleri Enstitüsü, Ankara

ÖZ. — Pb-Bi-Sb-S dörtlü sisteminin deneysel araştırılması mineraloji ve maden yatakları açısından önemlidir. Bu projenin "kapsamında olmak üzere, Bi-Sb-S sistemi 500° C de ve bu üçlü sistemin Bi_2S_3 - Sb_2S_3 kesidi tam eriyik fazından 300° C ye kadar denetlenen konsantrasyon ve sıcaklık koşulları altında araştırımıştır. Bi-Sb-S sisteminin tek katı sülfid fazı, uç bileşenleri Bi_2S_3 ve Sb_2S_3 olan (Bi, Sb) $_2S_3$ sınırsız katı çözelti fazıdır. Bu fazın C_0 hücre parametresi izomorf çözdüğü her %1 mol. Sb_2S_3 için 0,0015A° küçülmekte ve fazın çeşitli üyelerinin bileşimlerinin max. \pm %2 mol, Sb_2S_3 ile saptanmasını sağlamaktadır. Doğada ise bizmutinit (Bi_2S_3) ve antimonit (Sb_2S_3) arasındaki katı çözelti muhtemelen sınırlıdır, zira horobetsuit ($45Bi_2S_3, 55Sb_2S_3$) ile antimonit arasında bu serinin üyelerine bugüne kadar rastlanılmamıştır.

Doğal oluşumlara uygulanması mümkün olabilecek faz ilişkileri açısından, Bi-Sb-S sisteminin sıhhatli yorumlanabilmesi için, sistemin çeşitli izoterm kesiflerinin araştırılması gereklidir.

AUSZUG. z Die experimentelle Erfassung des quaternären Systems PB-Bi-Sb-S ist von mineralogischlagerstättenkundlicher Wichtigkeit. Im Rahmen dieses Vorhabens wurden das System Bi-Sb-S bei 500°C und der Bi_2S_3 - Sb_2S_3 Schnitt innerhalb dieses ternären Systems von völliger Schmelze bis 300°C herab unter kontrollierten Bedingungen untersucht.

Die einzige im System Bi-Sb-S existierende feste sulfidische Phase ist (Bi, Sb) $_2S_3$, eine lückenlose Mischkristallphase zwischen Bi_2S_3 und Sb_2S_3 . Ihr c_0 -Parameter nimmt bei jedem isomorph gelösten 1 Mol. % Sb_2S_3 um 0,0015 A° ab und ermöglicht die Bestimmung der Zusammensetzung verschiedener Glieder dieser Phase mit max. \pm 2 Mol. % Sb_2S_3 . In der Natur ist jedoch diese feste Mischkristallphase anscheinend nicht unbegrenzt; zwischen $45Bi_2S_3, 55Sb_2S_3$ (Horobetsuit) und Sb_2S_3 (Antimonglanz) wurden nämlich bis heute keine Glieder dieser Serie beobachtet.

Um aus dem System Bi-Sb-S sichere Schlussfolgerungen im Hinblick auf die mögliche Anwendung der Phasengleichgewichte auf natürliche Vorkommen ziehen zu können, muss das System noch bei verschiedenen Temperaturen untersucht werden.

GİRİŞ

AMAÇ

Literatürde "Pb-Sb, Bi-Sb, Pb-Bi ve Pb-Bi-Sb-sulfomineralleri" olarak tanımlanan minerallerin sayısı oldukça kabarıktır. Lillianit, giessenit, bursait, cosalit, cannizzarit, galenobismutit, yenerit, boulangérit, semseyit, robinsonit, zinkenit, horobetsuit, kobellit, titinait ve ustarasit bunlara örnek olarak verilebilir. Bu mineraller uzun zamanlardan beri mineralogların ilgisini üzerlerine çekmişler, fakat bileşimlerinin ve birbirleriyle ilişkilerinin çok karmaşık olması nedeniyle çözüm bekleyen bir sorun olarak kalmışlardır.

Mineral tanımlayıcı çalışmalarda bu mineraller hakkında çok kere kesin olmayan, farklı ve birbirleriyle çelişen görüşler ileri sürülmektedir. Tartışmalar özellikle, bu minerallerin bileşimleri, kısmen birbirleriyle özdeş mi yoksa bağımsız birer mineral mi oldukları ve kısmen var olup olmadıkları konusunda toplanmaktadır. Üstelik bu minerallerin bazılarının varolabilmeleri için, bileşenlerinde "tanımlandıkları gruba (örneğin Pb-Bi-sulfomineralleri) " isim veren elementlerden (örneğin Pb, Bi ve S) başka elementlerin de gereklilikleri kesinlikle bilinmemektedir. Analizlerde bulunan ve "yabancı" olarak nitelenen diğer elementler çeşitli usullerle formüllere sokulmamışlar ve dolayısıyla basitleştirilmiş formüllerle tanımlanmışlardır.

Bu minerallerin maden yataklarındaki yerleri ve oluşumları hakkında bilinenler de genellikle pek fazla değildir. Bu konuda nisbeten iyi tanımlanan mineraller azınlıktadırlar ve bunların oluşumları ise hidrotermal ile pegmatitik safha arasında yer almaktadırlar.

Adı geçen sulfominerallerin ve aralarındaki ilişkilerin aydınlığa kavuşması için deneysel yönden yapılan araştırmalar ise mineral tanımlayıcı mineralojik çalışmalara (kimyasal, mikroskobik, fiziksel, röntgenografik ve strüktürel) kıyasla daha geri kalmışlardır. Deneysel çalışmaların büyük bir kısmı, sulfominerallerin elde edildikleri sentezlerdir. Bu sentezlerde sıcaklık ve konsantrasyonların genellikle denetlenmemiş olmaları nedeniyle de, sentetik minerallerin duraylılık (stabilite) sınırları ve katı çözeltileri (solid solition) saptanmamışlardır. Deneysel sistem araştırmalarından bugüne kadar elde edilen bulgular ise eksik ve yetersiz olmalarının yanı sıra, birbirleriyle de pek bağdaşamamaktadırlar ve dolayısıyla

amaçlarına (minerallerin duraylılık sınırlarının, bileşimlerinin ve birbirleriyle ilişkilerinin saptanması) arzu edilen derecede ulaşamamışlardır. Bu konuda ayrıntılı bilgi Salancı (1965), Salancı & Moh (1969, 1970) ve Garvin (1973) tarafından verilmiştir.

Görülüyor ki, Pb-Bi, Pb-Sb, Bi-Sb ve Bi-Pb-Sb sulfominerallerinin birbirleriyle ilişkilerine deneysel yönden ışık tutmak için Pb-Bi-Sb-S sisteminin kantitatif araştırılması gerekmektedir. Öngörülen böyle bir araştırmanın gerçekleşmesi ise her şeyden önce bu dörtlü sistemin üç maddeli yanıl sistemlerinin araştırılmasıyla mümkündür ve Bi-Sb-S sistemi bu araştırmalar zincirinin (Salancı, 1965; Salancı & Moh, 1969, 1970) bir halkasıdır.

Bu çalışmada, adı geçen Bi-Sb-S sisteminin deneysel araştırılmasına katkıda bulunmak amacıyla sistemin 500° C izoterm kesiti ve bu üçlü sistemin Bi₂S₃-Sb₂S₃ kesidi de tam eriyik fazından (775°C'nin üzerinde) 300°C'ye kadar, denetlenen çeşitli konsantrasyon ve sıcaklıklarda modern metodlarla incelenmişler ve faz denge ilişkileri saptanmıştır.

ÖNCEKİ ÇALIŞMALAR

Mineral Tanımlamaları

Bugüne kadar tanımlanan "Bi-Sb sulfomineralleri", (Bi,Sb)₂S₂ genel formülü ile çeşitli oranlarda izomorf Sb₂S₃ çözen bizmutinitlerdir. Hayase (1965) tarafından Horobetsu'da (Hokkaido, Japonya) bulunan ve horobetsuit ismi verilen "mineral" de (Bi,Sb)₂S₃ bileşimindedir ve Bi₂S₃:Sb₂S₃ oranı 9:11 ile 13:7 arasında değişmektedir. Bu "mineralin" mikroskobik ve röntgenografik özellikleri bizmutinit ile antimonitinin özellikleri arasında yer almaktadır. Bu nedenle Hayase, horobetsuitin Bi₂S₃ ve Sb₂S₃ arasında bir çözelti kristali olduğunu belirtmektedir. Springer (1969) farklı lokalitelerden alınmış çeşitli bizmutinit ve antimonitlerin analizlerini incelemiş, sonuç olarak bizmutinitlerin %42 mol. kadar antimonu çözdüklerine ve horobetsuit ile bu sınırın %55'e ulaştığına, antimonitlerin ise hiç bizmutinit çözmediklerine işaret etmiştir. Springer'e göre, doğada antimonit ile bizmutinit arasında bir sınırsız katı çözelti serisi bulunmamaktadır.

D¹⁶uzay grubunda kristalleşen (Bi,Sb)₂S₃ çözelti kristallerinden bağımsız ve dolayısıyla kendine has özellikleri bulunan başkaca Bi-Sb-sulfomineraline bugüne kadar rastlanılmamıştır.

Saf bizmutinit ve antimonit ile antimon, bizmut ve kükürt tüm morfolojik, mikroskobik ve röntgenografik özellikleri literatürde çok iyi saptanmış ve bilinen mineraller olmaları nedeniyle burada ayrıca tanımlanmaları gereksizdir.

Deneysel Çalışmalar

Takahashi (1920) "BiS-Sb₂S₃" sistemini araştırarak, bu iki bileşik arasında sınırsız katı çözeltili olduğunu saptamıştır. Fakat Bi-S sisteminde BiS formülü bir bileşik mevcut değildir. Bu nedenle, incelenen sistemin Bi₂S₃-Sb₂S₃ olduğu tahmin edilmektedir. Takahashi, çeşitli oranlardaki "Bi₂S₃" ve SbS karışımlarını açık porselen potalarda ve bunsenbeki üzerinde eritmiş ve bunların soğuma eğrilerini incelemiştir. Kullanılan metod ile doğru sonuçlara ulaşmak da olanaksızdır, çünkü numuneler buharlaşarak madde kaybına (özellikle kükürt) uğrayacakları ve oksidlenecekleri gibi, reaksiyon sıcaklıkları da küçük hata sınırları içinde saptanamayacaklardır.

Nitekim sistemin uç bileşiklerinin erime noktaları için bile çok düşük değerler (Sb₂S₃ için 494°C. "BİS" için 680°C) bulunmuştur.

Vogel & Maessenhausen'da (1950) Bi₂S₃ ve Sb₂S₃ karışımlarını açık tüplerde, fakat azot gazının "koruyuculuğunda" eritmişler ve bunların termik analizlerine dayanarak Bi₂S₃ ile Sb₂S₃ arasında sınırsız (ve solidus eğrisinde maksimum veya minimum olmaksızın) katı çözeltili serisi bulunduğunu saptamışlardır. Çalışma özellikle kondanse fazların dissosiyasyon hızı ve dengelerinin incelenmesini amaç edinmiştir. Mineralojik ve özellikle röntgenografik araştırmalara yer verilmemiştir. Bi-Sb-S sistemi deneysel incelenmemiş, yalnız teorik görüşler belirtilmiştir.

Bu makalenin laboratuvar araştırmalarının tamamlanmasından kısa bir süre sonra ve yazardan bağımsız olarak, Springer & Laflamme (1971) Bi₂S₃-Sb₂S₃ sistemini 200°C - 800°C arasında araştırmışlardır. Numuneler kapalı tüpler içinde "koşulları dondurma metodu" ve D.T.A. ile incelenmişlerdir. Yazarlara göre Bi₂S₃ ve Sb₂S₃ arasında sınırsız katı çözeltili serisi mevcuttur. Röntgenografik olarak yalnız, bazı reflekslerin her iki uç arasında kompozisyona bağlı olarak değiştikleri belirtilmektedir.

ARAŞTIRMA YÖNTEMİ

Tüm sentez çalışmalarında ağırlık %'leri 99,999 olan antimuan, bizmut ve kükürt ile bunlardan termik sentezlerle elde edilen Bi₂S₃ ve Sb₂S₃ kullanılmıştır. Bi₂S₃ ve Sb₂S₃'ün saflıkları mikroskobik ve röntgenografik olarak

denetlenmiştir. Bu maddeler, yapılması arzu edilen deneyde kullanılacak numunenin bileşimine göre belirli oranlarda karıştırılmışlardır. Karışımlar kapalı, gaz boşluğu minimuma indirilmiş ve havası boşaltılmış kuvars tüplerde faz dengesi kuruluncaya kadar ısıtılarak reaksiyona sokulmuşlardır. Reaksiyonu hızlandırmak ve zamanı kısaltmak amacıyla, numunedeki kristallerin öğütülerek küçültülmeleri için gerekli hallerde deneye ara verilmiştir. Deney süresinin bitiminde veya deneye ara verildiği zaman numuneler buzlu suya (0°C) atılarak deney koşulları dondurulmuştur ("koşulları dondurma metodu" = Quenching = Abschrecken). Açılan numuneler makroskobik, mikroskobik ve röntgenografik olarak incelenmişlerdir.

Numuneler $\pm 0,02$ mg duyarlılığında bir terazide, tüm ağırlığı en aşığı 300 mg olmak üzere tartılmışlardır. Sentezlerde, özel hazırlanmış, ısıyı $\pm 2^\circ\text{C}$ 'de uzun süre sabit tutan ocaklar kullanılmıştır.

Kısaca özetlenen bu metodlar, ana çizgileriyle Kullerud & Yund'un (1962) çalışmalarına dayanmaktadır.

Ayrıca, özel hazırlanmış bazı numuneler D.T.A. ile araştırılmışlardır. Burada reaksiyon sıcaklıkları kuvarsin 573°C 'deki modifikasyon değişikliğine göre değerlendirilmişlerdir.

TEŞEKKÜR

Bu çalışmanın laboratuvar araştırmaları 1970 yılında Heidelberg Üniversitesi Mineraloji-Petrografi Enstitüsü Deneysel Laboratuvarlarında, Pb-Sb-S sisteminin araştırılmasının yanısıra ek bir ön çalışma olarak yapılmıştır.

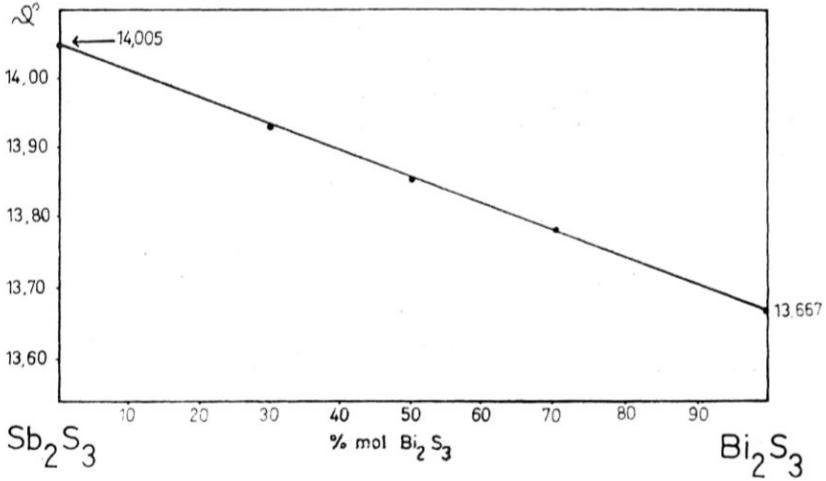
Yazar, kendisine araştırma olanağını hazırlayan laboratuvar şefi Prof. Dr. G. H. Moh'ya, araç ve gereçlerinin kullanılmasına izin veren Alman İlmî Araştırmalar Kurumu'na (Deutsche Forschungs-gemeinschaft'a), burs veren Almanya Baden-Württemberg Eyaleti Ekonomi Bakanlığına ve röntgenografik bulguları elektronik beyinde değerlendiren B. Nuber'e (Heidelberg üniversitesi Kimya Enstitüsü Röntgen Laboratuvarı) teşekkür eder.

Bi-Sb-S SİSTEMİNİN ARAŞTIRILMASI DENEYSEL SONUÇLAR

B₂S₃-Sb₂S₃ Kesidi

Bu kesidin T-x (sıcaklık-konsantrasyon) diyagramında (Şekil 1) Bi₂S₃ ve Sb₂S₃ sınırsız katı çözümleri meydana getirmektedirler, diğer bir de-

yimle her iki bileşik birbirleri içinde sınırsız çözünebilmektedirler. $(Bi+S-b)=1$ olmak üzere $(Bi,Sb)_2S_3$ formüllü bu faz ilerde kısaca M (Monosulfid çözeltisi) simgesiyle belirtilmiştir. Sistemin solidus eğrisi, Bi_2S_3 'ün erime noktasından ($775\pm 5^\circ C$) başlayarak uzamış S harfi şeklinde Sb_2S_3 'ün erime noktasına ($559\pm 3^\circ C$) kadar alçalmaktadır.



Şekil: 1 — Bi_2S_3 - Sb_2S_3 kesidinin T-x faz diyagramı. Diğer bir faz olarak (v) tüm faz kombinasyonlarında her zaman yer almaktadır ve sistemin basıncı sabit değildir.

$300^\circ C$ 'nin üstündeki deneylerde başlangıç maddesi olarak belirli oranlarda yalnız Bi_2S_3 ve Sb_2S_3 karışımları kullanılmıştır. Deneylerde faz dengesi, numunelerin solidus eğrisine uzaklıklarına göre birkaç saat ile üç-dört ay içinde kurulurken, $450^\circ C$ 'nin altındaki sıcaklıklarda çok daha uzun süreler gerekmektedir. Deney süresini kısaltmak amacıyla $450^\circ C$ 'nin altındaki numunelere reaksiyon hızlandırıcı (çözgen ve iletken) olarak bol kükürt ilâve edilmiştir. Buna rağmen $300^\circ C$ 'deki numunelerde, yaklaşık iki aylık deney sonunda dahi homojen bir $(Bi,Sb)_2S_3$ fazı elde edilememiştir. Bi_2S_3 ve Sb_2S_3 tamamen reaksiyona girmişler, fakat formülü numunenin bileşiminde tek $(Bi,Sb)_2S_3$ fazı yerine, $(Bi,Sb)_2S_3$ 'ün, bileşimleri farklı çeşitli üyeleri oluşmuştur. Deneylere ara verildiğinde yapılan röntgenografik denetlemelerde ise, dengenin sürekli ilerlediği saptanmış ve deney süresinin uzatılması (yaklaşık 4-5 ay) ile homojen bir $(Bi,Sb)_2S_3$ fazının oluşacağı kanısına varılmıştır. Nitekim Springer & Laflamme (1971) $200^\circ C$ 'de

dahi çözeltilinin sınırsız olduğunu ısıtma süresini uzatarak ve numunelere KCl, LiCl, vb. eriticiler ilâvesiyle saptamışlardır. Bi_2Sb_3 ile Sb_2S_3 'ün izotip ve hücre boyutlarının birbirlerine çok yakın oldukları (bak. tablo 2) göz önünde tutulursa, bu çözeltili belki de daha düşük sıcaklıklarda da duraylıdır. Fakat bu durumun saptanması çok uzun süreleri gerektireceğinden, düşük sıcaklıklarda hidrotermal koşullar altında

($\text{H}_2\text{O}+\text{H}_2\text{S},+\text{NH}_4\text{Cl}$, vb.) araştırmalar yararlı, ilerde yapılması gereken ve öngörülen işlemlerdendir.

Solidus eğrisinin üstünde ve üzerindeki bazı numunelerde M ve/veya sülfid eriyişinden (L_m) başka ayrıca eser miktarda (maksimum %1) L_m (Bi-Sb metal eriyişi) yer almaktadır. Sb_2S_3 bakımından zengin numunelerde izlenemeyen L_m , numunelerde Bi_2S_3 konsantrasyonu arttıkça çoğalmaktadır. Aynı gözlem Vogel & Maessenhausen (1950) tarafından da yapılmıştır. Bu, buhar basıncının izin verdiği oranda sülfid eriyişiindeki (L_m) Bi_2S_3 'ün dissosiyasyonundan ileri gelmektedir. Böylece buhar fazı kükürtçe zenginleşirken kondanse kısım da metalce zenginleşmektedir. Kükürt ilâvesiyle buhar fazındaki kükürt basıncının artırılması veya deneyin, buhar fazını ortadan kaldırmaya yeterli basınç altında yapılması (altın tüpler içinde) L_m 'in dissosiyasyonunu önleyecektir.

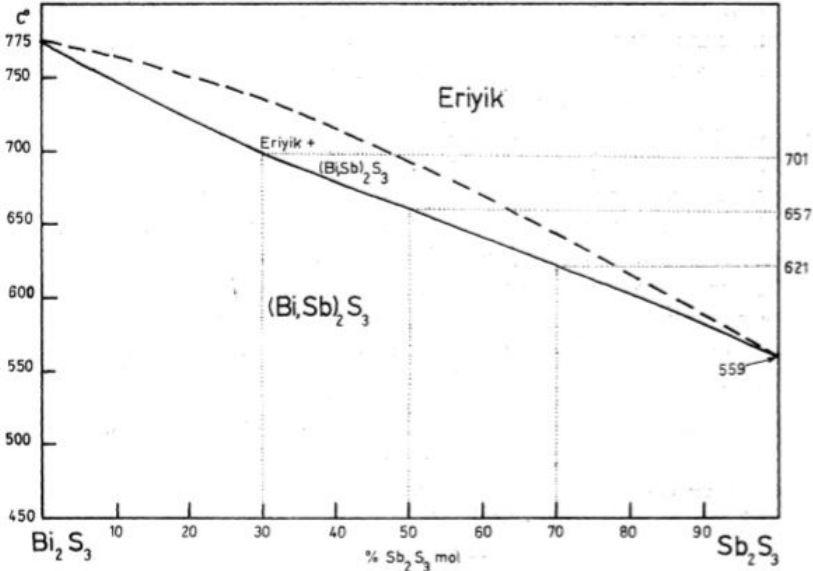
Sistemin, koşulları dondurma metodu ile saptanan solidus eğrisiayrıca D.T.A. deneyleriyle de denetlenmiştir. Bu deneylerde çeşitli konsantrasyonlarda homojen $(\text{Bi,Sb})_2\text{S}_3$ kullanılmıştır. Her iki metodla elde edilen değerler birbirlerini doğrulamaktadırlar (bak. tablo 1). Likidus eğrisinin (eriyik eğrisi) küçük hata sınırları içinde saptanması ise gerçekleşmemiştir. Gerek ısıtma ve gerek soğutma sırasında, aşırı soğuma, aşırı ısınma ve piklerin çok geniş ve düzensiz olmaları nedeniyle oldukça farklı değerler elde edilmiştir. Aynı numunenin tekrarlanan deneylerinde bile çok farklı değerler bulunmuştur.

TABLO: 1 — SOLİDUS EĞRİSİNİN KONSANTRASYON - SICAKLIK

TABLO GELECEK

Bi-Sb-S Sisteminin 500°C İzoterm Kesidi

500°C'de elementlerden bizmut ve kükürt (L_s) sıvı, antimuan ise katı haldedir. Bizmut eriyişi %54±1 atoma kadar antimuan, antimuan ise en fazla %8±1 atom bizmut çözebilmektedir (Sb_{ss}). Kükürdün, antimuan çözeltisi (Sb_{ss}) içinde çözünebilir oranı, buradaki 400-500 mglık numunelerle ölçülemeyecek kadar küçüktür. Saf bizmut eriyiği % 3,5±0,5 atoma kadar, bizmut-antimuan eriyiği (L_m) ise 6±1 atoma kadar kükürt çözebilmektedir. Adı geçen fazlardan (L_s , L_m , Sb_{ss}) başka bu izotermde ayrıca, Bi_2S_3 - Sb_2S_3 kesidinde belirtilen $(Bi,Sb)_2S_3$ fazı (kısaca M_{ss}) ve her faz kombinasyonunda her zaman varolan buhar fazı yer almaktadır. Bu fazların birbirleriyle faz denge ilişkileri şekil 2'de izlenmektedir. $(Bi,Sb)_2S_3$ fazı sistemin kükürt tarafında yalnız kükürt eriyiği ile, metal tarafında, Bi_2S_3 'ce zengin üyeleri L_m ile, Sb_2S_3 'ce zengin üyeleri ise Sb_{ss} ile dengededirler. $(Bi,Sb)_2S_3$ fazı yalnız tek bir bileşiminde L_m ve Sb_{ss} ile aynı anda dengededir ki, $(Bi,Sb)_2S_3$ 'ün bu bileşimi kesin olarak saptanmamıştır, fakat Sb_2S_3 oranı % 40±10 moleküldür.



Şekil 2 — Bi-Sb-S sisteminin 500°C kesidindeki faz denge ilişkileri. Univariant bölge: $M_{ss} + L_m + Sb_{ss}$. Divariant bölgeler: $M_{ss} + L_s$, $M_{ss} + L_m$, $M_{ss} + Sb_{ss}$, $L_m + Sb_{ss}$. Her bölgede duraylı olan buhar fazı ayrıca belirtilmemiştir. Kesik çizgiler o bölgenin sınırlarının kesin saptanmadığını göstermektedir (metne bak).

(Bi,Sb)₂S₃ FAZININ TANIMLANMASI

Mikroskopik özellikler

Bu fazın uç üyelerinin (Bi₂S₃ ve Sb₂S₃) mikroskopik özellikleri literatürde çok iyi araştırılmış ve tanımlanmışlardır. Birbirlerine çok benzeyen bu özelliklere burada değinmek gereksizdir. (Bi,Sb)₂S₃ fazının diğer üyelerinin mikroskopik özellikleri de, bekleneceği gibi, bu iki uç arasında konsantrasyona bağlı olarak sürekli değişmektedir. Bu nedenle, (Bi,Sb)₂S₃ fazının çok geniş olmayan Bi₂S₃:Sb₂S₃ oranları ile sınırlanmış üyelerini, alışlagelmiş mikroskopik özelliklere dayanarak tanımlamak ve birbirlerinden ayırdetmek mümkün değildir. Bu konuda kimyasal aşınma metodları ile de çok geniş sınırlar içinde bir kıyaslamadan ileri gidilememektedir. Örneğin, Stance zengin olanlar KOH çözeltisiyle daha fazla aşınmaktadırlar. Kantitatif mikroskopik ölçüler (belirli yüzeylerin ışığı yansıtma güçlerinin veya sertliklerinin ölçülmesi, vb.) belki iyi sonuçlar verebilir, fakat pratik bir metod değildirler.

D.T.A. Verileri

(Bi,Sb)₂S₃ sınırsız katı çözelti fazının farklı bileşimdeki üyelerinin erime sıcaklıkları farklıdır ve fazın bir ucundan diğerine doğru sürekli değişmektedir (Solidus eğrisi). Uç üyelerin erime sıcaklıkları arasındaki fark 216°C'dir. D.T.A. deneyleriyle erime noktaları ise maksimum ±10°C'lik bir hata ile saptanmışlardır. Yapılan hesaplara göre, (Bi,Sb)₂S₃ fazının üyeleri D.T.A. yardımıyla, bileşimlerinde maksimum (solidus eğrisinin eğiminin en az olduğu kısımda) ±%6 mol. Bi₂S₃ (veya Sb₂S₃) hata ile tanımlanabilmekte ve birbirlerinden ayırdedilebilmektedirler.

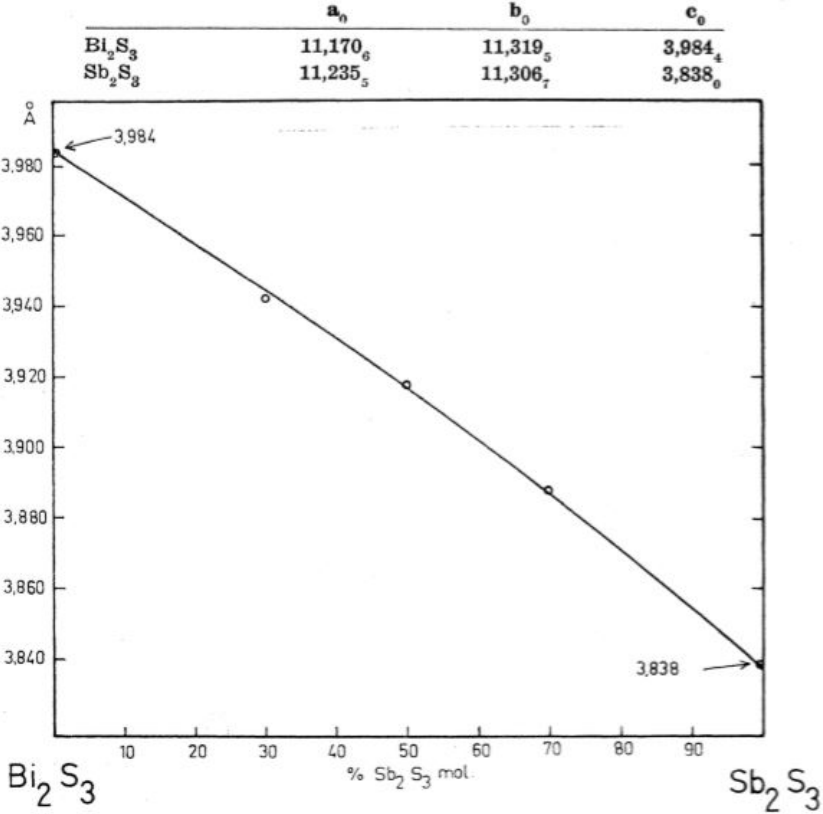
Röntgenografik Veriler

(Bi,Sb)₂S₃ fazının çeşitli üyelerinin kantitatif tanımlanmaları yolunda en iyi sonuçlara röntgenografik metodlarla ulaşılmıştır. Uç üyelerinin (Bi₂S₃ ve Sb₂S₃) röntgenografik bulguları (θ açıları, d-değerleri ve hücre boyutları) ASTM karteksindekilere uymaktadır. Röntgenografik araştırmalarda difraktometre şeritleriyle çalışılmış, Cu ışınları kullanılmış ve ölçümler metalik silisyum refleksleri ile kalibre edilmiştir.

Hücre parametrelerinin hesaplanmasında yapılan hatalar a₀ için max. ±0,0046 Å, b₀ için ±0,0030 Å ve c₀ için ±0,0015 Å'dür. (Bi,Sb)₂S₃ içinde

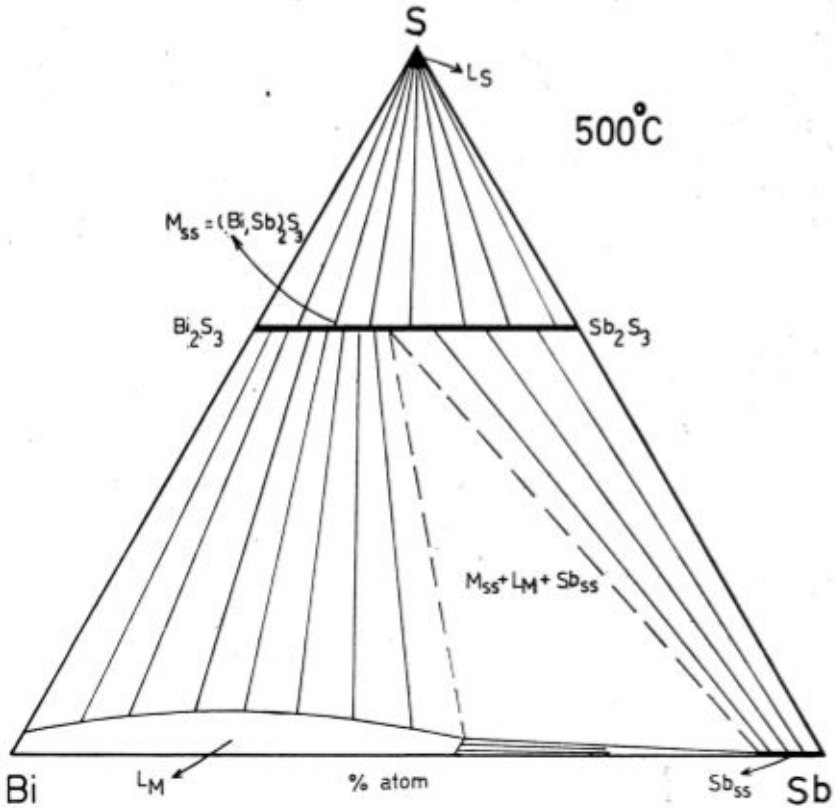
çözünen her %1 mol. Sb_2S_3 için a_0 yaklaşık 0,0006 A büyümekte, b_0 0,0001 A ve c_0 0,0015 A küçülmektedir (bak. tablo 2). c_0 değerinin hesaplanmasıyla, fazın farklı üyelerinin bileşimleri max. $\pm\%2$ mol. Sb_2S_3 (veya Bi_2S_3) hata sınırları içinde saptanabilmektedir. c_0 parametresinin konsantrasyona bağlı değişimi şekil 3'te izlenmektedir, a_0 ve bilhassa b_0 parametresinin konsantrasyona bağlı değişmesi o kadar küçük ve bu değişime kıyasla parametrelerin hesaplanmasındaki hatalar o derece büyüktür ki, değişimler $(Bi,Sb)_2S_3$ fazının çeşitli üyelerini kantitatif tanımlayacak nitelikte değildirler (a_0 ile yaklaşık $\pm\%7$, b_0 ile yaklaşık $\pm\%23$ mol. S_2S_3).

TABLE: 2 — $(Bi, Sb)_2S_3$ FAZININ UÇ ÜYELERİNİN HÜCRE



(D¹⁶_{2h}Pbnm) BOYUTLARI

Bu çözelti serisinin tanımlanmasında bazı röntgen reflekslerinin ϑ° açılardan de yararlanılabilmektedir. Bunlar, konsantrasyona bağı olarak bir uçtan diğere değerlerinde nisbeten büyük farklar gösteren reflekslerdir. Örneğin, difraktometre diyagramlarından ölçülen $\vartheta^\circ 021$ açısının her iki uç arasındaki değerlerinin farkı 0,388 olup, değışim bir doğru boyunca dır (bak. şekil 4). $\vartheta^\circ 021$ açısının ölçüm hataları ise max. $\pm 0,012'$ dir. Bu refleksin ölçülmesiyle, (Bi,Sb)₂S₃ fazının farklı üyelerinin bileşimleri hata sınırı yaklaşık $\pm \%3$ mol. Bi₂S₃ (veya Sb₂S₃) olmak üzere saptanabilmektedir.



Şekil: 4 — (Bi, Sb)₂S₃ fazının $\vartheta^\circ 021$ açılarının Bi₂S₃ konsantrasyonuna bağı değışiml.

SONUÇ VE ÖZET

Mineraloji ve maden yatakları açısından önemli Pb-Bi-Sb-S sistemindeki faz ilişkilerinin aydınlığa kavuşabilmesi için bu dört maddeli sistemin üç maddeli yanal sistemlerinin deneysel araştırılmış olması gereklidir. Üç maddeli bu sistemlerden biri olan Bi-Sb-S sisteminin tanımlanmasına katkıda bulunmak amacıyla, bu sistemin 500°C izoterm kesidi ve sistemin Bi_2S_3 - Sb_2S_3 kesidi de tam eriyik fazından 300° C'ye kadar sıcaklıklar arasında, denetlenen sıcaklık konsantrasyon koşulları altında araştırılmıştır.

Bi-Sb-S sisteminde $(\text{Bi,Sb})_2\text{S}_3$ formülü ile yalnız bir katı sülfid fazı yer almaktadır ki, bu Bi_2S_3 - Sb_2S_3 arasında bir sınırsız katı çözelti (solid solution) fazıdır. c_0 - hücre parametresi izomorf çözdüğü her %1 mol. Sb_2S_3 için 0,0015 Å küçülen bu fazın üyelerinin bileşimleri, D.T.A. ile max. \pm %6, c_0 parametresinin bulunmasıyla max. \pm %2 ve θ °021 refleksinin ölçülmesiyle de max. \pm %4 mol. Sb_2S_3 (veya Bi_2S_3) hata sınırları içinde saptanabilmekte ve üyeler birbirlerinden ayırdedilebilmektedirler. Doğada ise, bizmutinit (Bi_2S_3) ve antimonit (Sb_2S_3) arasındaki katı çözelti, bugüne kadar elde edilen bulgulara göre muhtemelen sınırsız değildir, zira 45 Bi_2S_3 . 55 Sb_2S_3 (Horobetsuit) ile antimonit arasında bir katı çözelti boşluğu vardır. Bu boşluk, Springer & Laflamme'nin de (1971) işaret ettikleri gibi, bizmutun antimuana kıyasla genellikle daha önce yataklanmasıyla açıklanabilir. Ancak bu görüş, Bi_2S_3 - Sb_2S_3 sistemindeki katı çözeltinin 200°C'nin altında da sınırsız olduğunun saptanması halinde daha geçerlidir.

Bi-Sb-S sisteminde $(\text{Bi,Sb})_2\text{S}_3$ fazının metalik fazlarla ilişkilerinin ve bu ilişkilerin maden yataklarına muhtemel uygulanmalarının sıhhatli yorumlanabilmesi için, sistemin çeşitli sıcaklıklarda araştırılması gereklidir.

Yayına verildiği tarih: 4.12.1973

BIBLIYOGRAFYA

- Garvin, P. L., 1973. Phase Relations in the Pb-Sb-S System: *N. Jb. Miner. Abh.*, 118, 3, 235-267.
- Hayase, K., 1965. Minerals of bismuthinite-stibnite series with special reference to horobetsuite from the Horobetsu Mine, Hokkaida, Japan: *Miner. X*, 1, 4, 189-197.
- Kullerud, G. & Yund, R. A., 1962. The Ni-S system and related minerals: *J. Petrol*, 3, 126-175.
- Salancı, B., 1965. Untersuchungen am System Bi_2S_3 -PbS: *N. Jb. Miner. Mh.*, 12, 384-388.
- Salancı, B. & Moh, G. H., 1969. Die experimentelle Untersuchung des pseudobinären Schnittes PbS- Bi_2S_3 innerhalb des Pb-Bi-S-Systems in Beziehung zu natürlichen Blei-Wismut Sulfosalzen: *N. Jb. Miner. Abh.*, 112, 1, 63-95.
- Salancı, B. & Moh, G. H., 1970. The Pseudo-binary Join Galena-Antimonite, PbS- Sb_2S_3 : *N. Jb. Miner. Mh.*, 11, 524-528.
- Springer, G., 1969. Naturally occurring compositions in the solid-solution series Bi_2S_3 - Sb_2S_3 : *Miner. Mag.*, 37, 294-296.
- Springer, G. & Laflamme, J. H. G., 1971. The System Bi_2S_3 - Sb_2S_3 : *Canad. Miner.*, 10, 5, 847-853.
- Takahashi, Y., 1920. Metallographische Untersuchung über das System, Wismutsulfid und Antimonsulfid: *Mem. of Coll. Sei. Kyoto Imp. Univ.*, 4, 47-50.
- Vogel, R. & von Maessenhausen, W., 1950. Über das System Wismutsulfid-Antimontrisulfid, Bi_2S_3 - Sb_2S_3 : *Z. Metallkunde*, 41, 75-80.

BEITRÄGE ZUR FRAGE DER GENESE WESTANATOLISCHER “ANDESITE” UND “BASALTE”*

Batı Anadolu “Andesit” ve “Basalt” Jenezi Sorununa Katkılar

Mehmet Yılmaz Savaşçın

Geologisches Institut der Universität Ege, Izmir-Türkei
(Ege Üniversitesi - Jeoloji Kürsüsü, Bornova-Izmir)

ZUSAMMENFASSUNG. — Es wurden drei Haupttypen von Effusiva herausgestellt und ihre relative Altersbeziehung im Untersuchungsgelände geklärt.

Typus Alpha, bisher als “Andesit” bezeichnet ist Quarzlätit, Er bildet Staukuppen ähnliche Stockvulkane. Der Gehalt an Biotit ist merklich, grosse Einsprenglinge die Riegel.

Typus Beta, bisher als “Basalt” bezeichnet, ist ebenfalls Quarzlatit. Er Bildet Decken. Biotite und andere Minerale mit leichtflüchtigen Gemengteilen fehlen. Die Plagioklasse sind insgesamt basischer, der Zonarbau aber normal. Auffällig ist hier auch die grosse Anzahl distink verschiedener Pyroxene.

Typus Gama bildet ebenfalls Decken. Der Anteil an Glas ist sehr hoch, alle Minerale sind im Verhältnis zum Gesamtchemismus des Gesteins wieder basisch. Früher wurden diese Gesteine als “Porphyrite” bezeichnet. Die korrekte Bezeichnung wäre Hyalorhyolith.

Die drei Hauptphasen Werden durch Tuff-Phasen getrennt, die in ihrem Mineralbestand folgenden Eruptionsphase entsprechen.

Im Rahmen der benachbarten Vulkanite gesehen, kann man zwei distinkt Verschiedene Magmen - Entwicklung erkennen. Eine, die vom “Basaltfeld” in das Rhyolithfeld führt und die der Entwicklung eines anatektisch zumindes beeinflussten Magmas am besten entspricht. Die zweite geht, in Richtung des Phonolitfeldes und repräsentiert wohl die mehr oder weniger normale Entwicklung eines alkali-olivin-basaltischen primären Magmas.

(*) Diese Arbeit wurde vom November 1969 bis Juli 1972, im Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Tübingen, unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. W. Weiskirchner als Dissertations thema angefertigt. Die mündliche Prüfung fand am 23.8.1972 statt.

Bu çalışma Kasım 1969 - Haziran 1972 tarihleri arasında Tübingen Üniversitesi Mineraloji-Petrografi Enstitüsü'nde, Prof. Dr. W. Weiskirchner'in yönetiminde tamamlanmıştır. Sözlü sınav 23.8.1972 tarihinde verilmiştir.

ÖZ. - Üç esas olarak ayırdedilen efusiflerin nisbi yaş bağıntıları inceleme sahasındaki verilere göre açıklanmıştır. Şimdiye dek "Andesit" olarak adlandırılan Alfa tipi volkaniklerin inceleme sahasındaki mineral parajenezleri bunların Quarzlatit olduklarını gösterir. Sıkışma kubbelerine (Staukuppen) benzer şekilde oluşurlar. Biyotitce zengin büyük kıristaller yaygındır.

Bu güne kadar "Basalt" diye tanımlanan Beta-tipi dediğimiz kayaçlar da bir evvelki Alfa-tipin eş kimyasında olup esasen Quarzlatitdirler. Yayılmaları örtü şeklindedir. Biyotit veya uçuşkan elemanlı başka bir minerale raslanmaz. Alfa-tipinden daha bazik yapıda olan plajioklaslar normal zonlu yapıları ile de bir farklılık gösterirler.

Gama-tipi olarak adlandırdığımız üçüncü tür ise, örtü şeklinde oluşmuş akışkan camsı eruptiflerdir. "Porphyrit" olarak tanınan bu volkaniklere hiyaloriyalit demek daha doğru olacaktır.

Çevredeki öteki volkanikler de gözönünde tutulduğunda, anatektik ve primer alkali-olivinbasaltik gelişmeleri belirleyen iki ayrı dönüşüm ortaya çıkar.

EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

Weite Gebiete der Türkei werden von nachkratezischen Effusiva verschiedener Zusammensetzung und verschiedenen, z.T. noch nicht genau bekannten Alters bedeckt. Während in Westanatolien der Vulkanismus selten bis in das Quarter hinein anhielt, setzte er sich in der Mittelund Osttürkei bis in historische Zeiten fort. Die zahlreichen Thermalquellen (über 500), von denen einige im Osten noch im Solfataren-Stadium sind, und die hochthermalen in der Westtürkei, die in den E-W gerichteten Graben eingelagert sind (Erentöz und Ternek, 1968), sind die Ausklänge dieses Vulkanismus. Die Bewohner der westanatolischen Küste benützten die vulkanische Gesteine auch, wie bereits die Hetiter früher im Mittelanatolien, für ihre Städtebau. Einige Beispiele dafür sind: Berga- ma, Assos, Erythrae, Kadifekale, Larisa, Temnos, wobei die zwei letzten sich innerhalb des Untersuchungsgebietes befinden.

Die meist auf neogenen Süßwassersedimenten gelagerten "andesitischen" Effusiva der Ägäis waren um die Jahrhundertwende zum ersten Mal Ziel der Untersuchungen vieler Forscher. Als eine der ältesten Arbeiten kann man, die von Hamilton und Strickland (1848) nennen; in ihr wurde versucht, die vulkanischen Gesteine lithologisch und zeitlich zu klassifizieren. Das jüngste Vulkangebiet, Kula im westlichen Kleinasien, mit frischen Lavadecken und gut erhaltenen Kratern, war auch für Washington (1894:1900) interessant. Der Name Kulait wurde von ihm für

einen hornblendehaltigen, ziemlich basischen "Basalt" eingeführt. Auch die "Augitandesite" von Izmir sowie "Dacite" aus Pergampon sind von ihm untersucht worden (1897). Milch (1903) beschreibt die Ergussgesteine nördlich von Ankara und unterschied "Dacite", "Andesite", "Tuffe", und "Basalte".

Im Rahmen seiner Dissertation über die Eruptiva NW-Kleinasiens kam André (1905) zu interessanten Ergebnissen; in fast allen Eruptiva bei Ayvahn sind Tridimitblattchen, sowie in den "Doleriten" von Apollonia bei Soma rote, 1 mm grosse Olivine von ihm beschrieben worden. In unmittelbarer Nähe unseres eigenen Arbeitsgebietes, zwischen den Flüssen Bakirgay und Gediz "Kaikos und Hermos" fand er "Pyroxenandesite", die ihrem äusseren Aussehen nach den "Basalten" ähneln (Develit (?) bei Aliaga). Daneben fand er auch echte "Basalte", die bei Gävurevler an der Qandarh-Bucht augitreicher, bei Saricalar unweit Soma und bei Kizzi-assari (?) als Necks, aber auch säulenförmig abgesondert vorkamen. Während die "Basalte" aus Kizzi-assari als olivinfrei bis olivinarm beschrieben werden, sind die "Pyroxenandesite" aus Dumanhdag bei Foga olivinführend. Ausserdem werden "porphyritische Gesteine mit Hypersthen" nördlich von Izmir und "Suldenite"* , "Basalte", "Hornblendandesite" sowie olivinhaltige "Dacite" von Karadag bei Bergama beschrieben.

Frech (1914) berichtet über verschiedene "Andesitarten" und seltene "Basalte" der ägäischen Provinz, sowie über "Trachyte" aus Afyonkarahisar und berühmte Opalvorkommen aus Simav.

Philippson (1918) erwähnt ebenfalls "andesitische Gesteine" sowie "Dacite, Rhyolite und verschiedene Tuffe" neben selteneren Typen wie "Porphyriten und Suldeniten" in der Nähe des Untersuchungsgeländes. Nach ihm ist es immer nur für enge Bereiche möglich, eine zeitliche Reihenfolge der verschiedenen Gesteinstypen aufzustellen, über grössere Bereiche ist es nur möglich, petrographische Provinzen zu unterscheiden.

Lahn (1945:1957) findet im Raum der Ägäis häufig die Reihenfolge "Rhyolith-Trachyt-Andesit-Basalt" jeweils mit korrespondierenden Tuffen und Agglomeraten. Er fand jedoch zusätzlich, dass die "Basalte" sowohl ältere als auch jüngste Necks der gleichen Serie bilden können.

(*) "Suldenit" = ein Granogabro-Porphyr.

Auch glasige Effusiva werden von ihm im Hangenden beobachtet. Einen generellen Überblick und eine Zusammenfassung über die vulkanischen Produkte bieten die Arbeiten von Grützner (1908), Westerveld (1952), Ketin (1961).

Als kennzeichnend für zentral-und westannatolische Verhältnisse beschreibt Nebert (1960) für die Gegenden nördlich und westlich Tavganh, zunächst explosive und effusive Tätigkeiten, gefolgt von postvulkanischen SiO_2 - und Bor-Förderungen. Die rhyodacitischen Kerne der sialischen Magmen, welche in Antiklinalbereiche beim Gördes eingedrungen sind (Nebert, 1961), wurden dabei petrographisch kaum behandelt.

Akartuna (1962) unterteilt die neogenen Vulkanite aus der Umgebung Izmir in: a) saure "Rhyolithe, Rhyodacite, Andesite", b) "Basalte mit Augit und Olivin", c) "Tuffe und Agglomerata" ohne jedoch auf ihre Petrographie näher einzugehen. Gjelsvik (1962) deutet den tertiären Vulkanismus der Biga-Halbinsel als sialische Subsequenz. Nach seinen Beobachtungen handelt es sich nicht um eine einfache Differentiation, sondern um eine rhythmische Wiederholung von "Andesiten" und "Daciten", welche mit dem "Basalt" - Extrusionen am Ende kratonischer Verhältnisse andeuten soll. Die juvenil-simischen Differentiale von Yamanlar —nördlich von Izmir— sind liegende "Dacite", welche später durch goldhaltige hydrothermale SiC-Vreiche Gänge durchschnitten werden (Dora, 1964). Zum Schluss folgen "Andesite" und jüngste "Andesitgänge".

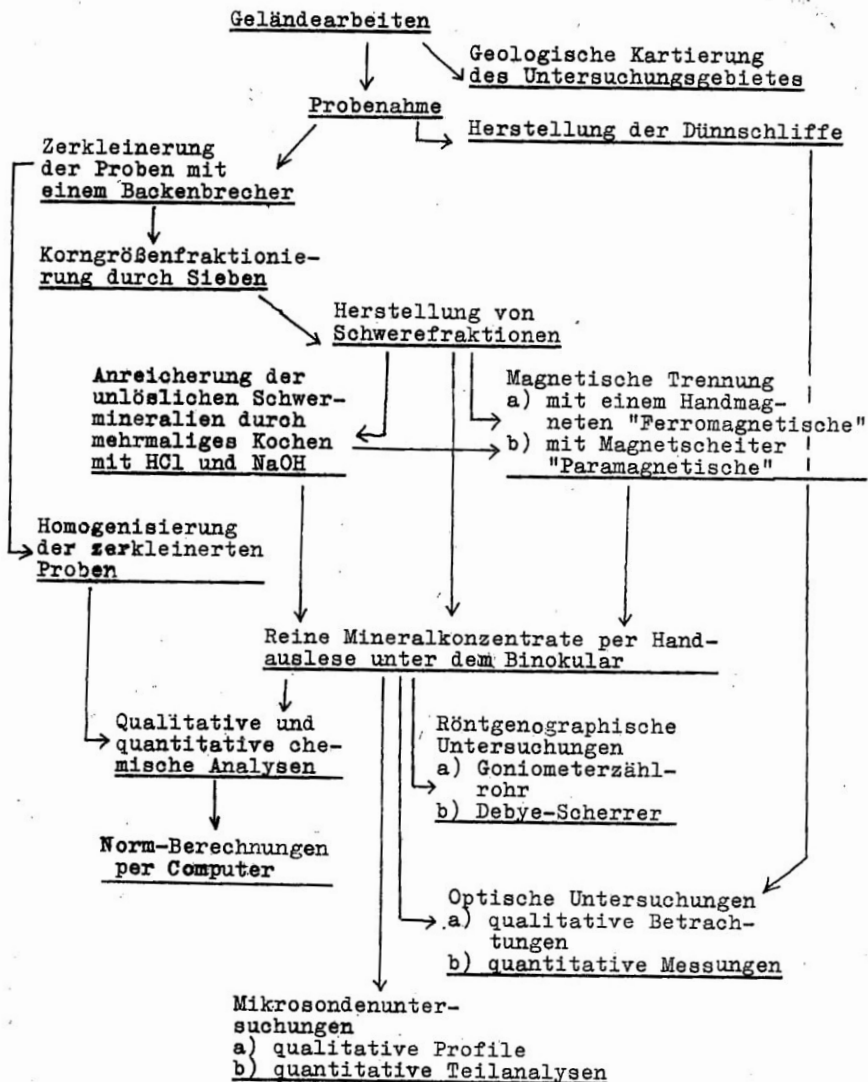
Wie man aus bisher gesagten ersieht, sind die Vulkanite Westanatoliens bis vor einigen Jahren entweder im Rahmen geologischer Arbeiten nur erwähnt, oder aber im Laufe lagerstättenkundlicher Arbeiten nur flüchtig petrographisch untersucht worden. Ziel der vorliegenden Untersuchung sollte es sein, zur petrologischen Interpretation der vulkanischen Erscheinungen in Westanatolien beizutragen. Als erstes taucht hier die Frage nach den wahren Gesteinstypen und ihren genetischen Zusammenhänge auf. Danach kann man Aussagen über die Altersabfolge und die Förderwege der auftretenden Vulkanite erhoffen. Eine klassifikation aller auftretenden Effusiva sowie allgemeingültige genetische Interpretationen dürften allerdings noch mehrere solcher Arbeiten in verschiedenen Gebieten benötigen.

Die durch die jüngste Tektonik hervorgerufene Mosaikstruktur erschwert die Erkundung einer durchgehenden Reihenfolge selbst auf kürzeste Entfernung, um so mehr, als geologische Spezialkartierungen fehlen.

UNTERSUCHUNGSMETHODEN

Der Gang der Untersuchungen ist auf der nächsten Seite schematisch dargestellt. Ausführliche Beschreibungen dazu sind teilweise im Text sowie bei Krause (1969) zu finden.

Schematische Darstellung der Untersuchungsmethoden



GEOLOGIE

GEOLOGISCHER BAU WESTANATOLIENS

Von Brinkmann (1966; 1968; 1971; 1971a) wird Westanatolien in folgende Einheiten eingeteilt (Abb. 1):

Im Norden sind die Pontiden und im Süden die Tauriden, die normalen alpinotypen Orogene, deren Hauptfaltungszeiten im Westen etwa im Eozän-Oligozän für die einen, Ende Miozän für die anderen liegen. Das Menderes Massiv grenzt im Süden an die Tauriden. Es handelt sich hier um einen präkambrischen Gneiskern, der von einem 5-10 km mächtigen Kristallin alt-paleozoischen bis liassischen Alters umgeben ist. Der ganze Komplex ist metamorphisiert, wobei der Grad der Metamorphose nach aussen hin abnimmt. Dieser alte Schild ist heute eine ohne merkbare Faltung und Orogenese flach aufgewölbte Kuppel, die, wahrscheinlich dank der dicken Sialschicht, fast frei von jungvulkanischen Erscheinungen geblieben ist. Das gilt zumindest für den mittleren Kern. Die im Norden angrenzende Izmir - Ankara Zone war eine Eugeosynklinale mit größeren Wassertiefen und steilen Rändern; ihre Füllung besteht aus jurasischen und Kreideradiolariten, basischen Vulkaniten und Flysch. Sie wird auch wegen der an ihrer Füllung beteiligten mesozoischen Ophiolithe Mof genannt. Die Faltung fand vor dem Untereozän statt. Dieser Geosynklinaltrog sowie einige andere Tieftröge Anatoliens mit Ultrabasiten, deuten auf eine Ausdehnung der Kruste und das Emporsteigen von Mantelmaterial.

Wichtig für die vorstehende Arbeit ist die nordanatolische Schwelle, nördlich des eben beschriebenen Mof-Trogs. Der aus Phylliten, Grünschiefer und Marmoren bestehende kristalline Untergrund ist älter als Ordovizium. Sie wurde im Unter-Karbon hochgehoben. Dabei kam es zu Granitintrusionen. Die Schwelle sank dann wieder, vor allem im Süden, ab. Während Teile bis heute als Gebirge erhalten geblieben sind, sanken andere Teile im Jung-mesozoikum wieder bis zur angrenzenden Geosynklinale ab. Die bis heute flachgebliebene Schwelle war vom oberen Karbon an bis zur unteren Trias eine Scheide zwischen dem kontinentalen Norden und dem marinen Süden. Brinkmann verbindet diese von ihm herausgestellte Einheit im Osten mit dem Transkaukasischen, im Westen mit dem Serbo-inazedonischen Massiv, auf welchen jungtertiä-

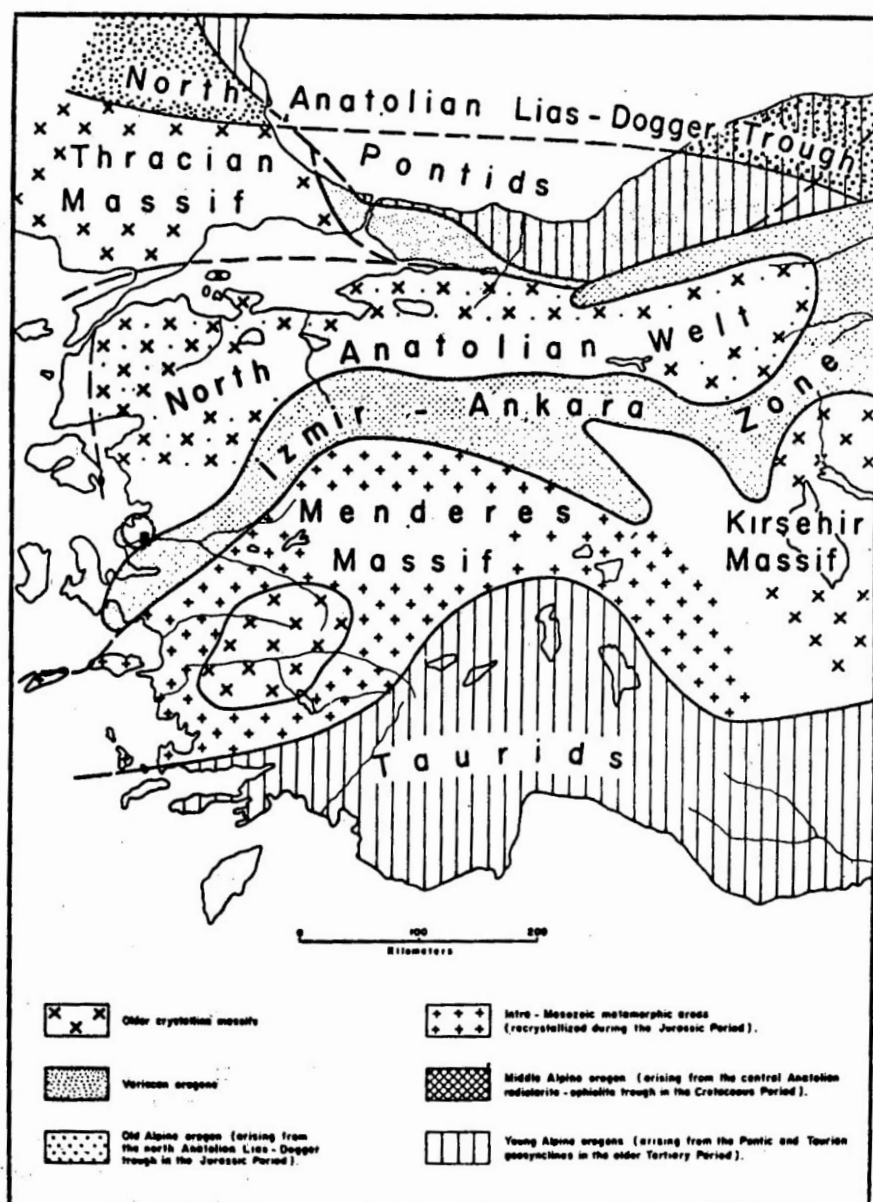


Abb. 1 — Geologische Gliederung Westanatoliens (Brinkmann, 1971).
Untersuchungsgebiet.

re Vulkangebiete weit verbreitet sind. Eine allgemeingültige, lückenhafte Schichtfolge für die Südflanke der Schwelle ist folgendermassen aufgebaut (Brinkmann, 1971 a):

500 m	Andesite und Tuffe	Unter-Pliozän
100 m	Süsswassermergel, Kalke, Sandstein, Konglomerate	Ober-Miozän
500 m	Helle, dickbankige Kalke	Ober-Jura
300 m	Dunkle, feinkristalline gebankte allg. Fusulinenkalke mit Sandstein	Mittel-Perm
1000 m	Grauwacken, Schiefer mit Radiolarit und Diabaseinsch altungen	Ober-Karbon
	Phylite	Präkambrium?

Zu demselben Ergebnis kommen auch andere Autoren aus den benachbarten Gebieten der Vardar-Zone (Besenecker, 1968) oder auch aus den unserem Arbeitsgebiet naheliegenden Gegenden.

Die Tektonik ist sehr vielgestaltig. Obwohl sehr oft von jung-tertiären Faltungen oder gefaltetem Neogen die Rede ist (Phlippson, 1918); (Yalçınlar, 1957), ist das tektonische Gemastbild der Schwelle das eines Bruchfaltengebirges mit NNE bis EW streichenden Deckgebirge. NNE-SSW bis NE-SW streichende Tektonik tritt hier bereits seit der Trias auf (Brinkmann, 1971a). Dieselbe Streichrichtung gilt auch etwa für den Izmir - Ankara Tieftrog (Abb. 1) und das ostägäische Faltengebirge (Phlippson, 1918). Auch enorme Mengen vorwiegend jungtertiärer vulkanischer Massen liegen parallel zu den genannten Streichrichtungen (Lahn, 1957); (Nebert, 1960); (Kalafatçioğlu, 1961); (Ronner, 1962); (Dora, 1964). In dieser Zeit setzt sich die Bruchtektonik, den früheren Richtungen folgend, begleitet von vulkanischen Aktivitäten fort. In ihrem Verlauf wurden neogene Schichten steil auf gerichtet, lokal gefaltet und auch in verschiedene Höhen gebracht. Im Spättertiär tritt dann eine zusätzliche Streichrichtung NW-SE senkrecht zur bereits vorhandenen auf (Phlippson, 1918). Schliesslich tritt als jüngste tektonische Einheit (Jung-Pliozän bis Alt-Quartär) der Einbruch der Ägäis auf und prägt mit seinem E-W gerichteten Graben die heutige Landschaft (Brinkmann, 1971).

GEOLOGIE DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Eine in sich geschlossene Einheit bildend, bedecken die jungen Vulkanite zwischen Menemen und Manisa, nördlich des Flusses Gediz, der entlang dem nach ihm benannten Gediz-Graben fließt, eine Fläche von 20 bis 25 km². Die anderen morphologischen Grenzen dieses Vulkankomplexes sind: im Westen die Çandarlı-Bucht, im Nordwesten der Fluss Bakırçay, im Osten die Akhisar-Ebene und im Südosten der Kumçay, ein nach NESW gerichteter Arm des Gediz Flusses. Auf Grund der erwähnten späteren tektonischen Dislokationen liegen Sedimente und darauf lagernde Vulkanite in sehr unterschiedlichen Höhen; zum Teil sind sie stark gekippt. Einerseits wird es dadurch sehr erschwert eine vulkanische Abfolge durchgehend zu untersuchen, andererseits aber wird es so ermöglicht, die liegenden Deckgebirge zu beobachten. Es liegen hier unmittelbar auf mesozoischen Kalken neogene Konglomerate und darüber weit verbreitete limnische Ablagerungen obermiozänen Alters (Philippson, 1918); (Yalçınlar, 1957). Die gleichen Autoren verweisen auch auf die diskordante Lagerung der neogenen Sedimentation. Im Laufe dieser Entwicklungen (Süßwasserkalke, Braunkohle usw.) treten dann etwa ab dem Unter-Pliozän effusive und eruptive Massen auf, die in der Türkei im Tertiär wohl kaum fehlen (Brinkmann, 1971). Sie förderten zum Schluss, bis zum Ende des Neogens, SiO₂-reiche sowie wertvolle borhaltige Lösungen zutage. Die letzten Zeugen dieses Vulkanismus sind die an spätektonischen Ereignisse (EW-Grabenbildungen) gebundenen Thermalquellen (Pınar, 1948). Auch alle anderen tektonischen Elemente sind hier vertreten. Eine allgemeingültige Altersstellung kann noch nicht gegeben werden. Die Anfangs- und Endzeiten analoger vulkanischer Phasen sind offensichtlich gebietsweise unterschiedlich. Radiometrische Altersbestimmungen fehlen. Trotzdem gilt fast überaü Jung-Miozän bis Pliozän als Hauptaktivitätszeit. Philippson (1918), der selbst innerhalb von Süßwasserneogenen Diskordanzen angibt, beschreibt aus einer naheliegenden Gegend stehende dunkle Tuffe mit Gängen und Lagern von Pyroxenandesiten, sowie darüber ungestört flachliegende, helle Bimssteintuffe mit "Hornblendeandesiten" oder "Basalte".

Die frühtertiären Vulkane werden aus dem Untersuchungsgebiet i.w.S. nicht beschrieben. Folgende Ergebnisse aber sind von Interesse; Chaput (1936) fand in der Gegend von Manisa Vulkanite, deren Liegen-

des und Hangendes neogene Süßwasserablagerungen sind. Nach Nebert (1960) liegt die Hauptaktivitätszeit für das Gebiet Tavşanlı am Ende des Miozäns nach den Braunkohleablagerungen; die postvulkanischen Tätigkeiten aber liegen bereits im Pliozän. Auch Dora (1964) kommt unmittelbar südwestlich des Untersuchungsgebietes (bei Yamanlar) zu den selben Ergebnissen. Gjelsvik (1962) fand auf der Biga-Halbinsel zwei verschiedene Epochen von "andesitisch-dacitischen" Eruptionen, die durch eine Erosionsphase voneinander getrennt sind. Während die unteren Massen alt und kaolinitisiert sind, erscheinen die oberen als frische "Andesite und Agglomerate".

Doruk (1969) untersuchte die Mikrofauna gerade in der für uns in Frage kommenden Gegend. An Gesteinen fand sie Mergel, Sande, Konglomerate, Kiesel- und Süßwasserkalke; ab dem unteren bis mittleren Panonien treten die ersten Tuffe, dann die jüngeren "andesitischen Vulkanite" auf.

Über die zeitliche Dauer der vulkanischen Aktivitäten können noch keine genaueren Angaben gemacht werden. Lahn (1957) und Zaruvebeli (1970) geben für das Auftreten der jüngsten Eruptiva EW-Richtungen an.

Das eigentliche Untersuchungsgebiet, etwa die südlichste Ecke des erwähnten Vulkankomplexes, liegt einige Kilometer östlich von Menemen, nördlich Izmir, an der Nordseite des Gedizflusses. Gerade dort kommen sehr verschiedene Vulkanite nebeneinander vor. Es beschränkt sich im wesentlichen auf das Kartenblatt 1:2500 (K 18 d₂). Im Auftrag des M.T.A. Institut/Ankara wurde dieses Blatt geologisch kartiert; danach wurden für die petrographischen Untersuchungen gezielt Proben entnommen. Es würde zu weit führen und wäre wenig nützlich im Rahmen der vorliegenden Arbeit, das ganze Kärtiergebiet zu beschreiben; Deshalb beschränken wir uns zweckmässigerweise auf ein Teilgebiet, welches einige Dörfer umfasst (siehe Abb. 1 sowie Geologische Karte Anhang 1).

BESCHREIBUNG DER LAGERUNG DER EINZELNEN GESTEINSEINHEITEN

Die verallgemeinerte Gesteinsfolge ist in Abb. 2 dargestellt. Die einzelnen Gesteinseinheiten seien von unten nach oben wie folgt beschrieben:

SEDIMENTE

Im Liegenden der vulkanischen Gesteine findet man jungtertiäre Sedimente; es sind stark gestörte Quarzsande, Mergel und Kalke. Sie wurden freundlicherweise von Frl. Doruk mikropaläontologisch untersucht. Dabei fand sie in Kalken *Ilyocypris gibba*, einen Begleiter des Leitfossils für das Unter-Panonien.



Abb. 2 — Idealprofil des Untersuchungsgebietes.

Im Süden liegen diese Sedimente zehn bis zwanzig Meter über N.N. (Kepir Tepe). Acht bis zehn Kilometer nördlich, beim Dorf Bozalan, trifft man dieselben Schichten in einer Höhe von vierhundert Metern an. Dies zeigt die Intensität und Bedeutung der andauernden Tektonik, welche auch die darüberliegenden jüngeren vulkanischen Gesteine erfasst. Sehr steile Schichten mit 40-60° Einfallen liegen manchmal neben flachen, ungestörten oder gar gekippten Schichten. Jung angelegte, tektonische Täler, die während und nach der vulkanischen Haupt-Phase entstanden sind, enthalten auf beiden Hängen verschiedene Gesteinstypen mit unterschiedlichen Fallrichtungen. Dadurch wird das Erkennen der Abfolge der Eruptiva erschwert. Hinzu kommt noch die Überdeckung des Anstehenden an tieferen Lagen der Täler durch schnell erodierte Produkte, wie z.B. Schuttkegel (siehe Profile Anhang 2).

Es sind wieder dieselben tektonischen Richtungen wie in der ganzen Ägäis; NE-SW bis NNE-SSW als älteste, senkrecht dazu NW-SE bzw. NWW-SEE und E-W Grabenbildung als jüngste Einheit. Fast alle Täler verlaufen nach den ersten beiden Richtungen, wobei die Täler der älteren Richtung tiefer geschnitten sind.

PHÄNOANDESITISCHE GESTEINE, TYPUS ALPHA.

Östlich vom Dorf Yeni Süleymanh erstrecken sich einige NE - SW angeordnete Hügel von geringeren Höhen, etwa 200 bis 250 m über N.N.. Es sind von Süden nach Nordosten: Yaratepe, Sologankaya, Musallaağazi, Kuzukoncası, Suluktepe, Samankaya, Sekiktepe, Devetepe. Es handelt sich um durch die Verwitterung und Abtragung zum Teil herauspräparierte, neckartige Stockvulkane bzw. deren Förderungscentren. Mit anderen Worten, entlang einer tektonischen Linie konzentrieren sich hier Vulkan-Schlote. Südlich, ausserhalb unseres Kartierungsgebietes, erstreckt sich diese Hügelkette in der gleichen Richtung weiter, bis zum Golf von Izmir. Es handelt sich dort aber weitgehend um die "dadtischen" Staukuppen der Yamanlar Kette, die keinen Zusammenhang mit Süswassersedimenten erkennen lassen. Diese Hügel bilden natürlich keine weiträumigen Decken. Die den Gipfel büdenden Schichten sind dicke Platten, deren Ausbreitungsfläche max. 0.8 bis 1.2 km² betragen.

Alle diese Gesteine haben porphyrische Textur, in der die grösseren Einsprenglinge bis 1 cm und teilweise noch grösser sind; sie machen die Hälfte des Gesamtgesteins aus. Sie verwittern wie Tiefengesteine in Form richtungsloser Blöcke, zum Teil mit einem Durchmesser von einigen Metern. Ähnliche Verhältnisse sind auch bei den grösseren "Andesitstöcken" aus anderen Gegenden wie Bergama oder Kadifekale/Izmir zu berichten. Mikroskopisch oder mit blossem Auge kann kein Fluidalgefüge erkannt werden.

Die tieferen Hänge dieser Phäno-subvulkanischen Hügel sind von Schuttkegeln überdeckt, die durch die Verwitterung und das Herunterfallen des gleichen Gesteins entstehen, und im eigenen Mehl, wohl auch gelegentlich zusammen mit vadosen Restlösungen, verkittet sind. Es ist aber schwierig zu sagen, ob diese sogenannten "Agglomerate", wie man sie in der Türkei ganz allgemein nennt, überall Schuttkegel einer sekundären Sedimentation sind. An manchen Stellen könnte es sich um primäre Blockströme handeln. Vielleicht kann man sagen, dass die Blockströme eher aus einheitlichen, eckigen und grösseren Gesteinsstücken, ohne grossen Anteil an feinkörnigem Material, bestehen, während die echten Schuttkegel mehr gerundete Stücke, bisweilen verschiedener Gesteine von ungleicher Grösse und hohem Gehalt an feinkörnigem Material aufweisen. Auch müssten die Blockströme Tuff und die Schuttkegel

zermahlene Komponenten in grösseren Mengen als Bindemittel bzw. Grundmasse enthalten. Jedenfalls sind diese Kriterien nicht immer ausreichend für eine deutliche Unterscheidung, und beide Arten können lokalbedingt nicht immer eindeutig auseinandergehalten werden, da ihre Bildung ohne weiteres nebeneinander einhergehen könnte. Die den beschriebenen Stockvulkanen entsprechenden Tuffe wurden nirgends gefunden. Es scheint fast ausgeschlossen, dass diese Tuffe einer Erosion anheimfielen. Beim Profil Nr. II (siehe Anhang 2) ist zu erkennen, dass alle Tuffe jünger sind als diese phänoandesitischen Gesteine. Auch darf man nicht unbedingt erwarten dürfen. Im Profil Nr. I (siehe Anhang 2) eines grossen Vulkankomplexes abspielt. Zeitmarken wird man hier nicht unbedingt erwarten dürfen. Im Profil Nr. I (siehe Anhang 2) von Eski Süleymanlı sieht man einen Flussgeröllhorizont inmitten der liegenden Sedimente. Diese 0.05 bis 0.20 m grossen Gerolle bestehen aus nichts anderem als ähnlichen vulkanischen Gesteinen wie die, welche hier behandelt werden. Sie stammen aus früheren Zyklen des gleichen Vulkanismus, der sehrwahrscheinlich weiter nördlich aktiv war. Diese obenerwähnten phänoandesitischen Gesteine sind auch ausserhalb des Kartierungsgebietes in ganz Westanatolien sehr weit verbreitet. Auf Grund ihrer typischen andesitischen Textur unter dem Mikroskop werden sie vorerst als Typus Alpha bzw. wie bisher als "Phänoandesit" bezeichnet.

PHÄNOBASALTISCHE GESTEINE, TYPUS BETA

Die nordwestlichen Hänge der vorher erwähnten Hügelkette sind deutlich steiler eingeschnitten. Diese Hänge stellen den SE- Hang des NE-SW gerichteten postvulkanischen Tales von Süleymanlı Bach (Süleymanlı Deresi) dar. Der Gesteinstyp auf dem NW-Hang dieses Tales zeigt ein völlig anderes Bild. Es handelt sich hier um weit verbreitete Deckenformen mit vertikal säuligen Absonderungen, also eine typische Basaltdecke. Dementsprechend werden solche Decken als Typus Beta bzw. wie bisher als "Phäno-basalt" bezeichnet. Auch diese Decken hegen heute zum Teil stark gestört, so dass es sehr schwierig ist, verschiedene zusammengehörige Deckeneinheiten zu erkennen.

Wegen der plattigen Absonderung senkrecht zu den Säulen bilden die Verwitterungsreste solcher Decken gerundete Brocken von 20-40 cm Durchmesser. Das frische Gestein ist schwarz glänzend. An frischen

Handstücken kann man relativ kleine Einsprenglinge mit bloßem Auge kaum mehr deutlich erkennen. Unter dem Mikroskop ist die Fließstruktur auffällig.

Um die Abfolge der Eruptiva zu untersuchen, bieten die Talprofile einige Anhaltspunkte. Der linke NW-Hang des Profils Nr. II (siehe Anhang 2), oder das Schnittbild von Devetepe (Profil Nr. III, siehe Anhang 2) sprechen eindeutig dafür, dass der Typus Alpha älter ist; dann folgten Tuffe und Typus Beta Gesteine. Besonders bei Devetepe wird ersichtlich, dass die phänoandesitischen Gesteine vom Typus Alpha des Hügels später vom NW her mit Tuff und darauffolgenden phänobasaltischen Gesteinen des Typus Beta zum Teil überdeckt worden sind.

Für die liegenden Gesteine vom Typus Alpha beim Profil Nr. H gibt es mehrere Erklärungsmöglichkeiten. Wahrscheinlich war der Hügel Dökük Tepe schon ursprünglich ein subvulkanischer Schlot bzw. Stockvulkan, der dann von späteren Spaltenergüssen vom Typus Beta überdeckt wurde. Eine Intrusion zeitlich nach der Bildung des Typus Beta ist möglich, scheint jedoch angesichts fehlender Kontakterscheinungen unwahrscheinlich.

TUFFE

Ein schönes Profil für den Typus Beta und die folgenden vulkanischen Erscheinungen ist im Tal zwischen dem Dorf Görece und dem östlich davon befindlichen Hügel Alakarpşı aufgeschlossen (siehe Profil IV). Die liegende Tuffserie —Görece Tuff Profil (GTP) genannt— hat eine Mächtigkeit von etwa 10-20 Metern. Diese Tuffe überdecken eine weite Fläche mit kleineren Verwerfungen, flach nach Süden einfäugend.

RHYOUTISCHE PECHSTEINE, TYPUS GAMA

Nach der darüberfolgenden Typus Beta Decke sowie der dünnen Tuffserie darüber, tritt wieder ein neuer Gesteinstyp auf, welcher auch, wie die vorherigen Alpha und Beta nicht nur lokal, sondern auch weit verbreitet in vielen Vulkangebieten Westanatoliens vorkommt.

Das Gestein ist gewöhnlich braun-violett, mit einem Stich ins Rötliche und zeigt verschiedene helle und dunkle Varietäten. Eine ausgesprochene Fluidaltextur sowohl im Makro- als auch im Mikrobereich, ein

sehr hoher Anteil an glasiger feinkristalliner Matrix mit eingelagerten Einsprenglingen, sowie ein eckig spröder Bruch, sind die charakteristischen Merkmale.

Mehrere Hänge und Hügel im Arbeitsgebiet bestehen aus diesem Gestein. Kleine Biegungen, Fältelungen und Staufaltungen, gebildet aus einigen cm dicken Fliessspalten des genannten Gesteins, sind als primäre Entstehung während des Fliessvorganges zu deuten (siehe Photo 1). Die eingelagerten, länglich ovalen Gasblasen sprechen für eine durch Gasreichtum dünnflüssig gewordene, erstarrte Lava.

Betrachtet man die geologische Karte im Anhang, so sieht man im Norden zwei Hügelketten. Beginnend am ionischen Festungshügel von Görece (Görece Kalesi 550 m ü. N.N.) sind Çerkeçam, Çiçekliçam und die darauffolgenden nördlicheren Hügel (621 mü. N.N.) wieder NE-SW angeordnet. Die zweite Hügelkette streicht senkrecht dazu und ist deutlicher ausgeprägt. Sie widerspiegelt die NW-SE Richtung der jüngeren tektonischen Einheit. Es sind die folgenden Hügel: Domuzkaya 698 m, Çiçekliçam, Burçak Tepe 390 m, Taş Tepe. Diese Kette zeigt sehr wahrscheinlich die Richtung dieser jüngeren Spalteneruptionen. Das bestätigen auch die Neigungsrichtungen der dünnen Fluidalplatten, soweit postvulkanische Tektonik sie nicht erfasste.

Es wurden aber nicht nur Ströme zutage gefördert, sondern auch eckige, feste Blöcke des gleichen Gesteins. Die Festung Görece ist auf so einem Blockstromhügel erbaut. Das eher wie melaphyrischer Pechstein denn Porphyrit aussehende glasige Eruptivgestein überdeckt Teile der früheren Tuffe und Phänobasalte. An manchen Stellen gehen diese spröden, glasigen Gesteine allmählich in eine mehr porphyritische Textur mit grossen Feldspateinsprenglingen über (Alakarpsı bei Profil IV Anhang 2 oder Bucaktepe). Dann sind sie von phänoandesitischen Gesteinen des Typus Alpha schwer zu unterscheiden. Diese Einheit wird vorerst Typus Gama genannt, wobei bei den Bezeichnungen Alpha, Beta, Gama keine für ganz Westanatolien gültige Klassifizierung unterstellt werden soll. Erwähnenswert ist noch, dass die liegenden Tuffe (GTP) bisweilen faustgrosse Einschlüsse vom Typus Gama Gestein enthalten, welches im selben Profil im Hangenden vorkommt (Profil IV). Demgegenüber enthalten die oberhalb des Typus Beta liegenden Tuffe nur Gerölleinschlüsse von kalkig sandigen Sedimenten und dem Typus Alpha ähnlichen Ge-

steinen.

Höher gelegene Berge im Nordwesten des Kartenblattes bestehen aus noch jüngeren Schlackenlaven und Pechsteinen. Sie haben immer nur lokalen Charakter. Häufig sind auch junge hydrothermale Erscheinungen.

PETROGRAPHISCHE UNTERSUCHUNGEN

TYPUS ALPHA

Die bisher als "Andesit" bezeichneten Gesteine sehen hinsichtlich ihrer Farbe und dem Anteil an Einsprenglingen sehr verschieden aus. Überwiegend sind sie grau, manchmal bräunlich bis weinrot, als Folge der Oxydation der eisenhaltigen Minerale. Auf der rechten Seite der Strasse des Dorfes Süleymanlı nach Telekler stehen die randlichen Ausläufer des Schlothügels Kuzugoncası als sehr frische Gesteine an. Hier wurde die Probe (KSA) entnommen, deren Entnahmestelle in der anhängenden geologischen Karte gekennzeichnet ist. Sie wurde als Prototyp besonders intensiv untersucht.

Idiomorphe weisse Plagioklas-, sowie schwarzglänzende Biotit-einsprenglinge, jeweils bis zu 1 cm Grösse, sind in einer grauen Grundmasse eingebettet. Die chemische Analyse des Gesteins und die daraus errechneten Daten sind in den Tabellen 1, 2 und 7 zusammengestellt. Der sialische Charakter sowie eine mittel-kalkalische Sippe kommen dabei deutlich heraus. Die Niggli-Werte entsprechen dem normal quarzdioritisch bis dioritischen Magmentyp (siehe Tab. 2). Die nach verschiedenen Normen im Streckeisen-Doppeldreieck (Abb. 14) gefundenen Namen sind in der Tabelle 7 angegeben. Das Nomenklaturproblem wird zusammen mit anderen Proben später behandelt. Nach der approximativen Schnellmethode von Rittmann handelt es sich um einen Rhyodacit bis Dacit. Unter dem Mikroskop wurde auf dem Integrationstisch folgender modaler Mineralbestand gefunden:

Plagioklas An ₄₅₋₅₀	34.2
Pyroxene	13.3
Biotit	3.5
Magnetit (Einsprenglinge)	2.0
Grundmasse	47.0

Die kryptokristalline Grundmasse besteht schätzungsweise zu 40-50% aus Plagioklas An_{30-40} . Die leistenförmigen Kristalle sind maximal 60-80 μ gross. Daneben erkennt man noch 30-35% rekristallisiertes Glas, überwiegend monokline Pyroxene, sowie 6-8% Magnetit. Um diese Werte zu vergleichen wurde die Niggli-Katanorm unter Berücksichtigung der vorhandenen Mineralien errechnet. Sie ist in Tabelle 7 dargestellt. Röntgenographisch wurde in der Grundmasse Cristobalit sowie Quarz nachgewiesen, der unter dem Mikroskop an einigen Stellen in Form kleiner korrodierter Körner erkennbar ist. Alkalifeldspat wurde durch Anfärben wahrscheinlich gemacht. Etwas Hämatit, Biotit und andere akzessorische Mineralien (siehe weiter unten) sind auch in der Grundmasse nur sehr sporadisch vertreten. Fluidaltextur ist nicht erkennbar. Sehr feine Risse und Spalten im Gestein sind von Ablagerungen SiO_2 -reicher Lösungen erfüllt. Der Unterschied zwischen dem modalen Mineralbestand und der Niggli-Katanorm kann vielleicht dadurch erklärt werden.

Beschreibung der einzelnen Mineralien

Rhombischer Pyroxen. — Etwa 35% der Pyroxene sind idiomorphe, dickprismatische Orthopyroxene von dunkelbrauner Farbe. Die Korngrösse schwankt von etwas kleiner als 60 μ bis zu über 1200 μ , mit einem Häufigkeitsmaximum zwischen 200 bis 600 μ . In den Fraktionen unter 120 μ beträgt der Anteil an rhombischen Pyroxenen nur noch etwa 5-7%. Zwillinge sind selten. Zonarbau ist nicht erkennbar. Dies deutet auf eine ausgeglichene Kationenverteilung, die auch bei der Aufnahme eines Mikrosondenprofils bestätigt wurde. Eine auffällige Erscheinung ist, dass fast alle rhombischen Pyroxene sehr viele kleine Apatite, einige opake Magnetitkörner sowie kleine Einschlüsse von Glas enthalten (siehe Photo 2); sie sind parallel den Wachstumsformen angeordnet.

2V α ist relativ klein (45-55°). Das kann nach Tröger (1969, S. 382) durch einen erhöhten Sauerstoffpartialdruck bedingt sein.

Pleochroismus:

$n\alpha$ — bräunlich

$n\beta$ — hellgelblich-bräunlich

$n\gamma$ — grün-gelblich

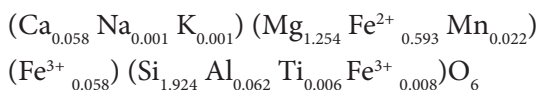
$n\alpha$ 1.6945

$n\beta$	1.7049	± 0.0010
$n\gamma$	<u>1.7080</u>	
$n\gamma - n\alpha$	0.0135	

Daraus ergibt sich die chemische Formel:

Chemische Analyse:

SiO ₂	51.80	CaO	1.40
Al ₂ O ₃	1.45	Na ₂ O	0.04
TiO ₂	0.25	K ₂ O	0.06
Fe ₂ O ₃	2.17	H ₂ O ⁺	0.24
FeO	19.10	H ₂ O ⁻	0.11
MnO	0.71	Co ₂	0.02
MgO	22.66	P ₂ O ₅	0.311
			<hr/>
			100.321



Alle diese Angaben entsprechen einem bronzitischen Hypersthen (siehe Abb. 10). Die d-Werte sind in der Tabelle 3 zusammengestellt.

Klinopyroxen. — Die restlichen 65% der Pyroxene sind von 30 bis 1200 μ , Korngrösse variierende, dunkelgrüne, idiomorphe, prismatische Körner. Das Korngröszenmaximum liegt zwischen 400-630 μ . Der Anteil in der Grundmasse ist nicht bedeutend. Charakteristisch sind wieder Einschlüsse von kleinen Apatit-Säulen in grossen Mengen, die parallel (001) oder parallel den Wachstumsformen angeordnet sind (siehe Photo 3). Ausserdem sind noch einige Magnetite, Glastropfen und als Verwitterungsprodukt Karbonatkörner eingeschlossen.

Der Pleochroismus ist schwach :

- $n\alpha$ — gelblich-hellbräunlich grün
- $n\beta$ — hellgrün
- $n\gamma$ — bräunlich hellgrün

Auslöschungsschiefe:

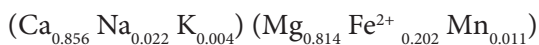
40-42 $n\gamma : c$ $2V\gamma = 45-50^\circ$

Zwillingsbildungen nach (100) und (122) sind beide zum Teil polysynthetisch. Auch Verwachsungen zum Teil mit rhombischem Pyroxen sind häufig.

Chemische Analyse:

SiO ₂	51.56	CaO	21.30
Al ₂ O ₃	1.87	Na ₂ O	0.34
TiO ₂	0.36	K ₂ O	0.08
Fe ₂ O ₃	2.26	H ₂ O ⁺	0.27
FeO	6.49	H ₂ O ⁻	0.06
MnO	0.36	CO ₂	0.
MgO	14.56	P ₂ O ₅	<u>0.27</u>
			99.78

Die daraus errechnete chemische Formel entspricht:



Es handelt sich um salischen Augit, nahe an der Diopsid - Grenze (siehe Abb. 10).

Der deutlich tholeiitische Charakter des Gesteins wird durch Si_{1.924} : Al_{0.062} und Si_{1.930} : Al_{0.070} in beiden Pyroxenen ersichtlich (vergl. Träger 1969, S. 377). Die Bestimmung der Lichtbrechung brachte stark variierende Werte. Es wurde jeweils ein Kristallkorn zersplittert und alle drei Brechungsquotienten an den Splittern desselben Kornes mit der Immersionsmethode bestimmt. Folgende Werte wurden an verschiedenen Körnern mehrmals gefunden:

n_α 1.6775 1.6815 1.6830 1.6830 1.6830 1.6915n_β 1.6870 1.6905 1.6935 1.6900 1.6930 1.7010n_γ 1.7150 1.7141 1.7220 1.7171 1.7215 1.7230

Es gilt ± 0.0010 für alle Werte.

Die Kristalle mit den höchsten Lichtbrechungswerten (Spalte 6) waren frei von Apatiteinschlüssen.

Die Spaltbarkeit der Pyroxene ermöglicht leicht eine sehr genaue Bestimmung von n_{β} . Dabei gab es manchmal kleinere Abweichungen zwischen verschiedenen Splintern des gleichen Kristalls. Um eine Übersicht über die Verteilung der Lichtbrechungsweite zu bekommen, wurde bei rund 90 verschiedenen homogenen Kristallen jeweils nur n_{β} gemessen. Die Ergebnisse sind in Abb. 3 so dargestellt, dass mit 1.6900 beginnend, alle gefundenen Werte so zusammengefasst wurden, dass die oben erwähnte Genauigkeit erreicht wurde. Deutlich inhomogene Kristalle wurden nicht berücksichtigt.

Im Verlauf der soeben beschriebenen Untersuchungen wurden Ent-

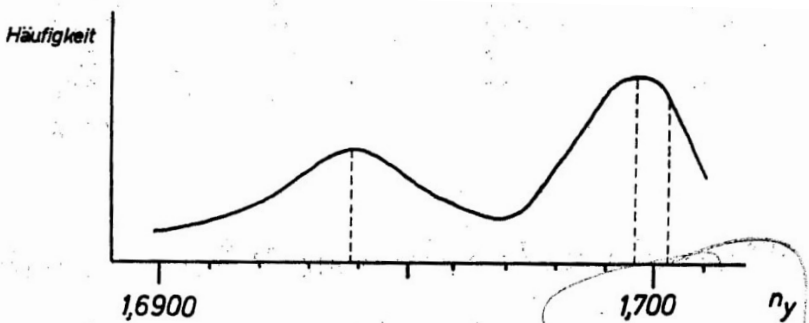


Abb. 3 — Häufigkeitskurve der gemessenen n_{β} -Werte der Klinopyroxene aus der Probe KSA - Typus Alpha.

mischungen // (100) gefunden und mit der Mikrosonde untersucht. Die Homogenität der Verteilung von Ca, Mg und Fe ist nicht so deutlich wie bei den Orthopyroxenen, aber noch immer beachtlich. Nur entlang der Spaltrisse im Bereich von etwa 4-6 μ Dicke sind starke Mg und Ca Abnahmen zu beobachten. Dementsprechend dürfte es sich dabei um Verwitterungskarbonate in Form von Ca: Mg Mischkristallen handeln. Manche Kristalle zeigen bevorzugt in den mittleren Partien von 8-12 μ Dicke Entmischungslamellen// (100). Diese werden bei der Mikrosondenuntersuchung als Ca-arme Komponente erkannt. Besonders schön ist dies in der Abb. 4 und dem dazugehörigen Photo zu erkennen. Das Kristallkom ist leider etwa in der Mitte abgebrochen (gestrichelte Linie in der Zeichnung).

Der unreine, innere Kern und der klare Rand sind gut zu erkennen.

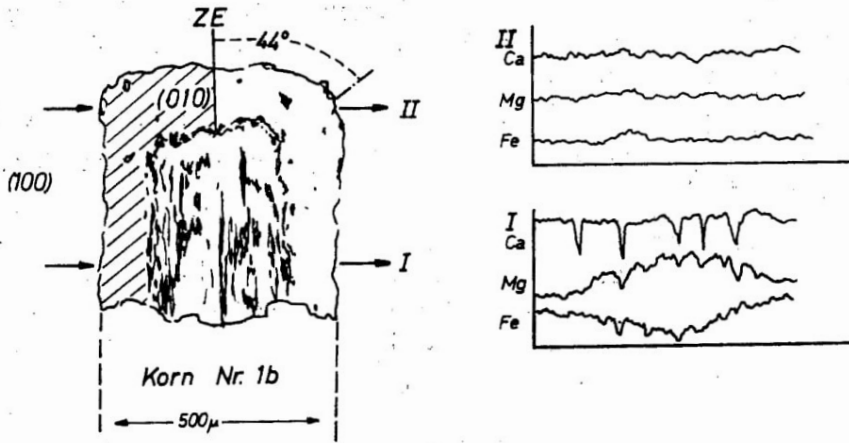


Abb. 4 — Mikrosondenprofil eines Klinopyroxens der Probe KSA - Typus Alpha.

I und II sind die beiden mit der Mikrosonde aufgenommenen Profile. Der entmischte Fe-arme bzw. Mg-reiche Kern und der homogene Aussenrand könnten durchaus dem entsprechen, was schon bei der Verteilung der Lichtbrechung festgestellt wurde. Der grösste Teil der Klinopyroxene ist aber homogen und nur gelegentlich von dünnen Entmischungslamellen durchzogen. Mit anderen Worten, sie entsprechen meistens der homogenen äusseren Zone des obigen Beispiels.

Abgesehen von der Entmischung gibt es also zwei verschiedene Wachstumsphasen: Die detritischen, Mg-reicheren alten Körner mit deutlichen Entmischungserscheinungen und die später homogenisierten oder aber neugewachsenen Zonen bzw. Kristalle, die als Fe-reichere Mäntel den alten Kern umhüllen können. Daher fallen vielleicht auch die chemisch und optisch bestimmten Schwerpunkte im Pyroxendreieck nicht ganz zusammen (siehe Abb. 10).

Bei den Splittern eines Kristalls wurden verschiedene Entmischungskomponenten beobachtet: Orthopyroxen, Klinopyroxen, Pigeonit.

Titanomagnetit. — In den Fraktionen 60-200 µ, waren Titanomagnetite angereichert. Sie sind etwas oxidiert. Gewöhnlich sind sie xenomorph. Eine chemische Analyse ergab: 7.1% TiO_2 und 1.56% MgO .

Es handelt sich also um Titanomagnetite. Entmischungserscheinungen wurden nicht beobachtet. Die d-Werte sind in der Tabelle 4 angegeben.

Plagioklas. — Er tritt in Form idiomorpher, dickprismatischer Einsprenglinge, praktisch nur ab 400 μ , bis zu einigen mm Korngrösse auf.

2V γ 75-85°

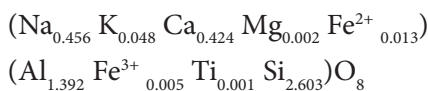
$n\alpha$	1.553	
$n\beta$	1.555	± 0.001
$n\gamma$	<u>1.558</u>	
$n\gamma - n\alpha$	0.005	

Fast alle Kristalle sind verzwillingt. Bevorzugte Zwillingsgesetze sind Albit und Albit + Karlsbader. Seltener treten auch Karlsbad, noch seltener Periklinzwillinge auf. Karbonatkörner, etwas Apatit und Magnetit sind als kleine Einschlüsse zu finden.

Chemische Analyse:

SiO ₂	57.48	MgO	0.05
Al ₂ O ₃	26.06	CaO	8.82
TiO ₂	0.006	Na ₂ O	5.24
Fe ₂ O ₃	0.17	K ₂ O	0.88
FeO	0.36	H ₂ O ⁺	0.42
MnO	0.015	H ₂ O ⁻	0.71
		P ₂ O ₅	<u>0.038</u>
			100.249

Daraus ergibt sich die chemische Formel



Es entspricht

Ab — 48.8

An — 45.1 Mol %

Or — 5.1

Auch die maximale Auslöschungsschiefe, $n\alpha : c = 32^\circ$ führt zu demselben Ergebnis:

Andesin mit An : 45-50.

Spalten und Risse sind bisweilen von SiO_2 -reichen Lösungen verheilt worden und mit Chalzedon erfüllt. Viele dieser Risse gehen durch die Kristallfläche bis in das Nebengestein hinein.

Charakteristisch für die Plagioklase der Stockvulkane mit Gesteinen vom Typus Alpha ist der ausgeprägte Zonarbau mit Verunreinigungs-zonen. Diese bestehen aus verschiedenen, kleinen Mineralkörnern, die parallel den Wachstumsformen angeordnet sind. Sie können während des Wachstums gelegentlich einige Male wiederholt werden, oder aber auch den ganzen inneren Kern des Kristalls beherrschen. In der Regel aber befinden sie sich nahe dem Kristallrand, treten also erst gegen Ende des Wachstums als sehr ausgeprägte Zonen auf, nicht selten von einigen dünneren Vorläufern im inneren Teil angekündigt (siehe Photo 5 und Abb. 5). Mit der stärksten Vergrößerung unter dem Mikroskop sind kleine Glastropfen von einigen μ , Dicke und mit dunklen Kernen als häufigste

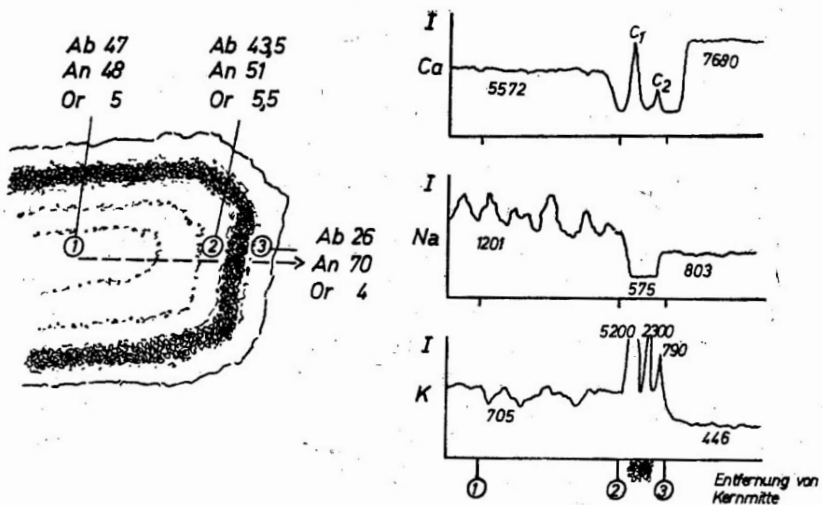


Abb. 5 — Ergebnisse der Mikrosondenmessung an einem Plagioklas der Probe KSA - Typus Alpha. 1, 2 und 3 sind die Stellen der quantitativen Messungen. Der Pfeil zeigt die Lage des gemessenen Profils der Ca, Na und K, welches rechts dargestellt ist. C_1 und C_2 sind Karbonateinschlüsse.

Komponente dieser Zonen zu erkennen. Daneben erkennt man etwas karbonatisierte, tonige oder opake Körner der gleichen Grössenordnung. Der äussere Rand des Kristalls ist dann immer klar und durchsichtig.

Der Zonarbau und die geschilderten Aggregate wurden mit der Mikrosonde untersucht. Die Ergebnisse sind in Abb. 5 dargestellt.

Es handelt sich um einen sehr unregelmässigen Zonarbau. Von der Kernmitte nach aussen hin nimmt der An-Gehalt zuerst langsam zu (Punkt 1 und 2 der Abb. 5). In der breiten, unreinen Zone sinkt der Ca-Gehalt ab, wobei aber einige kalzitische (?) Körner auffallen (C_1 und C_2). In der äusseren, frischen Zone steigt dann der An-Gehalt stark an (Punkt 3). Na und K verlaufen umgekehrt. Beide zeigen im inneren Kern eine sehr unregelmässige Verteilung. In der unreinen Zone durchfährt man K-reiche Stellen, wohl Glastropfen. Sie enthalten etwa das 7 bis 8-fache an K_2O wie der Kristall. Dies würde etwa Or - 35 bis 45 entsprechen. Am äusseren Rand sinkt dann der Gehalt an Ab und Or ab.

Ähnliche Plagioklase wurden von Doe et al. (1969) in den "Contaminationsbasalten" gefunden. Im Laufe der Aufstiegsprozesse eines stockartigen Vulkans sollte der Zonarbau den langsamen, die unreinen Zonen den schnellen Abkühlungsgeschwindigkeiten entsprechen.

Der normale Zonarbau wird als Folge des Kristallisations-Differenzierungs Vorganges betrachtet und bedingt eine An-Abnahme nach aussen hin. Demgegenüber entsprechen die unreinen Zonen den Zeiten der Reaktion des Magmas mit Sedimenten. Dabei tritt eine schnellere Abkühlung und dementsprechend auch ein schnelleres Wachstum auf. Durch diese Reaktionen wurden erhebliche Mengen Kalke und Sedimente resorbiert. Daraus resultierte ein alkali-armes Magma, welches für die Ca-Zunahme nach aussen hin verantwortlich ist. Da der durch Differentiation bedingte Zonarbau und die Reaktion mit resorbierten Gesteinen Hand in Hand auftreten, bzw. während des Wachstums abwechselnd vorkommen, zeigen die Kristalle sehr oft wechselnde Kationenverteilungen. Solche Plagioklase erfordern dementsprechende Magmen, die relativ langsam unter Resorption von Sedimenten aufsteigen.

Biotit. — Die idiomorphen Kristalle sind in den 200-800 μ , Korngrössenfraktionen angereichert; sie sind frisch, bisweilen mit Sanidin, Magnetit und Hämatit verwachsen.

2Va 8-10°

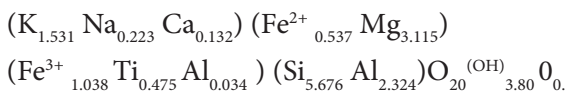
n α	1.601	
n β	1.653	± 0.001
n γ	1.654	

Dunkelrötlich-brauner Pleochroismus und seltene sagenitische Verwachsungen weisen auf einen hohen Ti-Gehalt hin. In der Analyse deuten ein OH-Unterschuss, hoher Fe³⁺-Gehalt und im Röntgendiagramm niedrige d_{0.60}-Werte (siehe Tab. 5) auf eine beachtliche Oxybiotitumwandlung hin.

Chemische Analyse:

SiO ₂	38.77	CaO	0.84
Al ₂ O ₃	13.69	Na ₂ O	0.80
TiO ₂	4.27	K ₂ O	8.20
Fe ₂ O ₃	9.50	H ₂ O ⁺	3.90
FeO	4.41	H ₂ O ⁻	0.17
MnO	0.082	CO ₂	0.44
MgO	14.27	P ₂ O ₅	0.136

Chemische Formel: -



Mg/Fe = 3.115/1.575 = 66.5/33.4 entspricht einem Meroxen, wobei die Lichtbrechung durch den hohen Ti-Gehalt und die Oxybiotitumwandlung etwas in die Richtung Lepidomelan erhöht ist.

Der Biotit ist ein charakteristisches Mineral für die Typus Alpha - Vulkanite des Untersuchungsgebietes. Die stärker verwitterten Nachbarhügel enthalten noch mehr Biotite. Ihr mattroter Saum aus Fe³⁺-Oxydhydraten bedingt die rötliche Farbe der phänoandesitischen Gesteine. Demgegenüber enthalten die phänobasaltischen vom Typus Beta nur in ihren untersten Tuffen Biotite.

Das Auftreten der Biotite in diesen Vulkanstöcken und deren Oxydation bzw. Umwandlung zu Oxybiotit spricht für einen Abkühlungsprozess,

ohne Abtrennung der leichtflüchtigen Gemengteile, ohne Abschreckung, sowie bei nicht konstant bleibenden T. und p. Bedingungen. Das wurde auch bei der vorher beschriebenen Plagioklasbildung bereits angedeutet.

Akzessorische Minerale. — Zirkon: Die prismatischen Kristalle sind bis 100 μ gross, immer idiomorph, durchsichtig, farblos oder rosa gefärbt. Genauso wie die Pyroxene enthalten sie oft Einschlüsse von Apatit.

Apatit: Es sind kurzprismatische, idiomorphe Säulen in der Grösseordnung von 40-80 μ , farblos oder hellgrau durchsichtig.

$$n_0 - 1.636$$

$$n_e - 1.633$$

Nach den Lichtbrechungswerten handelt es sich um einen F-Apatit. Manche Kristalle sind anormal schwach zweiachsig.

Hornblende: Es sind maximal 400-500 μ , grosse, glänzend braune Kristalle.

Starker Pleochroismus.	$2V\alpha = 50-55^\circ$
n_α 1.6863	hellgelb grün
n_β 1.7010 \pm 0.0010	hellgrünlich braun
n_γ 1.7050	dunkelrötlich braun
$n_\gamma : c = 18-21^\circ$	

Es handelt sich um einen Barkevikit.

Ihnenit: Einige korrodierte, rundliche Körner sind schwarz glänzend und nicht grösser als 60 bis 80 μ .

TUFFPROFIL (GTP) VON GÖRECE

Das etwa 10-15 m mächtige, liegende Tuffprofil von Görece (siehe Profil IV und die geologische Karte am Ende dieser Arbeit) überdeckt ein Areal von einigen km^2 des Untersuchungsgebietes. Dem äusseren Aussehen nach sind manche Tuffschichten, wie in einigen anderen Gebieten Westanatoliens auch, beim ersten Blick etwas schwierig von Süsswasserkalken zu unterscheiden. Meistens aber verraten die z.T. faustgrossen Schlackeneinschlüsse oder glitzernden Kristalleinsprenglinge, sei es Biotit, Sanidin oder

Hornblende, die vulkanische Herkunft. Unglücklicherweise wird aber auch in der Türkei manchmal in der Fachsprache "Kalktuff" als Ausdruck für Süßwasserkalke verwendet. Es scheint indes Übergänge zwischen "Kalktuffen" und echten Tuffen zu geben.

Das Profil von Görece ist aus mehreren unterschiedlich dicken Schichten aufgebaut. Sie sind sowohl in ihrem Aussehen unterschiedlich, als auch bezüglich ihrer Komponenten qualitativ verschieden zusammengesetzt.

Die fünf wichtigsten Schichten (GTP 1 bis 5 von unten nach oben) wurden petrographisch untersucht. Auf Grund ihrer Bedeutung wurde die unterste Schicht gesondert besprochen (GTP 1), während die restlichen vier (GTP 2 bis 5) zusammen behandelt werden.

Alle fünf Schichten bestehen im Wesentlichen aus drei Komponenten:

1. Einzelne Minerale.
2. Komponenten vulkanischer Herkunft, nämlich: leichte Kumulate dioritischer Zusammensetzung, entgaste poröse Schlacken, mikrokristalline Lavafetzen mit hohem Glasanteil und zum Teil porphyrisch, Bruchstücke vorangegangener Phasen sowie Lapilli.
3. Matrix.

Bevor mit der Beschreibung dieser einzelnen Schichten und Gruppen begonnen wird, soll hier schon erwähnt werden, dass in keiner der fünf unterschiedenen Schichten der Tuffserie Sedimentgesteinseinschlüsse gefunden wurden,

Tuffbank (GTP 1)

Die liegende und mächtigste Tuffschicht ist ein sehr sprödes, schwachverfestigtes Gestein, ohne auffällige Schlackeneinschlüsse von hellgrauer bis weisser Farbe. Neben stark verwitterten und dadurch von der Matrix schwer unterscheidbaren, bisweilen einige cm grossen bimsartigen Einsprenglingen, sind vereinzelt Biotite und Feldspäte mit blossen Auge zu erkennen. Unter dem Binokular wurden 84% Grundmasse sowie 16% Einsprenglingskristalle (Biotit, Sanidin, Plagioklas usw.) gezählt. GTP 1 ist die mineralreichste der fünf untersuchten Schichten (siehe Abb. 6).

	GTP 1	GTP 2	GTP 3	GTP 4	GTP 5
weiße verwitterte Flächen		3-5	13-15	30-35	25-30
poröse entgaste Schlacken	<0,5	25-30	15-25	8-10	4-5
porphyrische glasige Lavafetzen	1-2	10-12	15-20	10-16	30-35
feinkörniges Material (Asche, Glas, Ton Mikrokristalle)	65-70	20-25	2-14	2-14	14-16
Glastropfen	++	++++	0,5-1%	4-5%	0,5%
Wollastonit	+++	+++	0,5%	3-4%	1-2%
Biotit	3-5%	1-2%	0,5-1%	0,5%	+?
Amphibol	++++	++++ (Klein)	2-3% (groß)	0,5%	++
Plagioklas	4-5%	12* bis 600µ	sehr >10-14% Plag Sandin	>10-12%	>5-7%
Sanidin	12-16%	6-8%	groß	klein	
Pyroxen	+++	1-2% Ortho > Klino	4-5% Ortho > Klino	1-2% Klino > Ortho	1-2%
Zirkon	++				
Apatit	+++++	+++	+	+	+
Ilmenit	1-3%	++	+++	++	+
Magnetit		++	+++	++	+

Abb. 6 — Modaler Bestand der fünf untersuchten Tuffschichten.

Beschreibung der einzelnen Minerale

Sanidin. — Nach der Schwerentrennung wurde die Schwerefraktion 2.50-2.60 der Korngrößen 0.400 bis 1.200 mm unter dem

Beschreibung der einzelnen Minerale

Sanidin. — Nach der Schwerentrennung wurde die Schwerefraktion 2.50-2.60 der Korngrößen 0.400 bis 1.200 mm unter dem Polarisations-

binokular mit Hilfe einer Flüssigkeit mit $n = 1.530$ von den noch vorhandenen Plagioklasen durch Auslesen getrennt. Dickprismatische oder Rhombenförmige, klar durchsichtige, idiomorphe Kristalle herrschen vor. Sie sind sehr frisch. Ihr Korngrößenbereich geht von kleiner 60 μ bis über 2000 μ , Das Häufigkeitsmaximum liegt bei 800-1200 μ .

Optische Daten		Triklinität nach Goldsmith
$2V\alpha = 8$ bis 12°		u. Laves
AE // 010		
$n\alpha =$	1.519	$= (d_{131} - d_{\bar{1}31}) \cdot 12,5$
$n\beta =$	1.525 \pm 0.001	$= (2.9882 - 2.9785) \cdot 12,5$
$n\gamma =$	<u>1.526</u>	$= 0.12$
$n\gamma - n\alpha$	0.007	Das bedeutet 12% Trinklinität

Chemische Analyse:

SiO ₂	64.62	MgO	0.010
Al ₂ O ₃	18.77	CaO	0.55
TiO ₂	0.05	Na ₂ O	3.27
Fe ₂ O ₃	0.15	K ₂ O	12.00
MnO	0.005	P ₂ O ₅	<u>0.17</u>
			99.44

	Mol %	Gew. %
An	2,5	2,7
Ab	28,5	27,3
Or	69,0	70,0

Daraus ergibt sich die chemische Formel:



Auch mit der Mikrosonde wurden sehr ähnliche Werte ohne wesentliche Abweichungen unter den Körnern gefunden*:

(*) Alle quantitativen Mikrosonden-Ergebnisse sind ohne Korrekturrechnungen gewonnen, da sehr gut passende Standards herangezogen wurden.

	Korn Nr. 11e	Korn Nr. 11c			
K ₂ O	12.42	12.40	entspricht etwa	Or —	70.10
Na ₂ O	3.50	3.40	”	”	Ab — 28.00
CaO	0.38	0.38	”	”	An — 1.90

Die geringe Triklinität der Sanidine kann durch schnelle Abkühlung und metastabilen Strukturzustand bei niedrigen Bildungstemperaturen erklärt werden; da der Si/Al Ordnungsprozess durch Wasserdampfdruck beschleunigt wird (McKenzie, 1957), kann p-H₂O nicht sehr hoch gewesen sein.

Alle obenstehenden Daten sprechen für einen Ab-armen und fast An-freien Alkalifeldspat, genauer Hochsanidin.

Plagioklas. — Im Gegensatz zu den Sanidinen sind es relativ kleine trübe Körner. Im allgemeinen sind sie unrein, hypidiomorph bis xenomorph. Die maximale Anhäufung der Körner liegt in der Komgrößenfraktion 400 bis 600 μ . Grössere und kleinere Individuen sind selten. Besonders gut sind sie unter dem Polarisationsbinokular in einer Flüssigkeit mit entsprechender Lichtbrechung zu untersuchen. Ein erheblicher Teil sind hypidiomorph weitergewachsene Plagioklase. Die inneren unreinen Kerne zeigen Auflösungserscheinungen entlang den Spaltrissen// (010). Die Aussenpartien dieser Kerne sind korrodiert und von kleinen Einschlüssen, wie Biotit, umhüllt. Nach aussen hin werden sie von frischem, durchsichtigem Material als Randzone abgelöst. Unter dem Mikroskop sieht man, dass nicht alle Körner diese zweite Wachstumsphase mitgemacht haben. Dann liegt nur der korrodierte Kern vor, wie auf Abb. 7b oder Photo 7 zu sehen ist.

Die optischen Untersuchungen an zerbrochenen Einzelkörnern ergaben basischeren Charakter für die Kernzonen (Labradorit) und saureren (Andesin), für die klare Randzone.

Optische Daten:

	Kernzone	Umrandung
n α	1.555-1.556	1.5525
n β	1.559-1.560	1.5553
n γ	1.564 -1.566	1.5595

Labradorit	Andesin
Maximale Auslöschung	2Vγ — 50-60°
na : c = 35-37°	frisch, rein,
An 60-62	z.T. Zonarbau
unrein, laggestreckte	

Auflösungen // (010)

Chemische Analyse:

SiO ₂	54.67	MgO	0.12
Al ₂ O ₃	27.34	CaO	9.40
TiO ₂	0.22	Na ₂ O	5.38
Fe ₂ O ₃	0.63	K ₂ O	1.03
MnO	0.005	P ₂ O ₅	0.150

Daraus ergibt sich die chemische Formel:



	Mol %	Gew. %
Ab	47.2	46.0
An	46.6	47.7
Or	6.0	6.3

Bei der orthoskopischen Beobachtung der Dünnschliffe zeigen die Albitzwillingslamellen der zonargebauten Na-reicheren Aussenzonen nach aussen hin eine kontinuierliche Abnahme der Auslöschungsschiefe. Diese entspricht einer Schwankung des An-Gehaltes von An₄₂ für den äusseren Rand bis An₅₅ an der Grenze der beiden Zonen. Unabhängig davon ergaben die Messungen für den basischeren Kern An₆₂ (siehe Abb. 7).

Auch bei Messungen mit der Mikrosonde wurden der Licht-brechung entsprechende Schwankungen des Chemismus der ver

CaO	11.38	entspricht etwa 54 Gew. % An
Na ₂ O	5.10	entspricht etwa 42 Gew. % Ab basischer Kern
K ₂ O	0.77	entspricht etwa 4 Gew. % Or
CaO	9.84	entspricht etwa 47.8 Gew. % An
Na ₂ O	5.60	entspricht etwa 42.0 Gew. % Ab saure
K ₂ O	1.00	entspricht etwa 5.4 Gew. % Or Randpartie

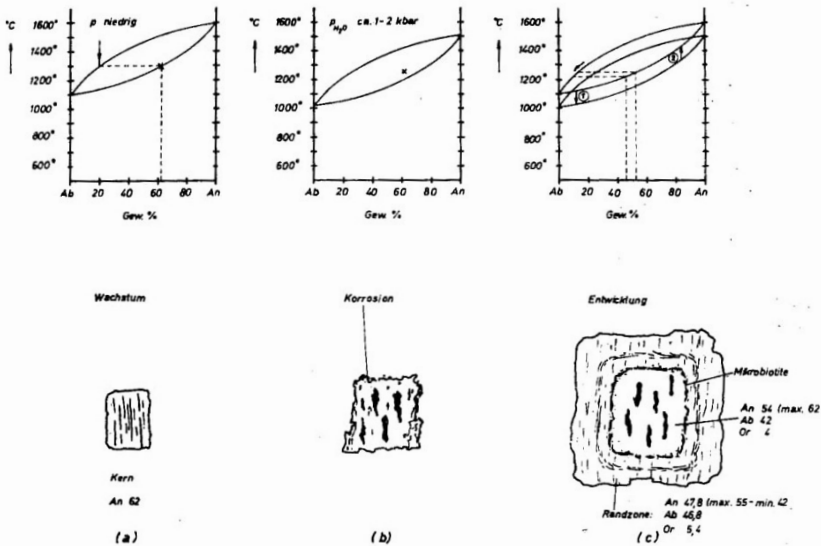


Abb. 7 — Ablauf des Wachstums eines Plagioklaskristalls aus (GTP); zwei Wachstumsphasen von einer Korrosionszone getrennt.

Die sauren Partien sind auch merklich Or-reicher. Nach der chemischen Pauschalanalyse sollten saure Partien überwiegen. Unter dem Mikroskop herrschen aber die korrodierten labradoritischen Kerne vor. Es müssen wohl für die chemische Analyse vorwiegend frisch aussehende Körner, also mit relativ dicken saueren Aussenzonen, ausgesucht worden sein.

Bei den Plagioklasen lassen sich deutlich zwei verschiedene Wachstumsphasen unterscheiden. Nachdem die zuerst gewachsene Phase instabil geworden ist, bilden sich andere Minerale, dann erst geht die Kristallisation der Plagioklase —jetzt saurer geworden— weiter, wobei ein Teil der älteren Labradorite orientiert weiterwachsen. Diese Beobachtungen kann man petrographisch folgendermassen deuten (siehe Abb. 7):

Zuerst beginnt im Magma die Kristallisation basischer Plagioklase (An_{62}). Dabei herrschten relativ hohe Temperaturen.

Man kann hier also noch keine Koexistenz mit Alkalifeldspat erwarten. Die Schmelze wird ärmer an CaO und Na_2O , während K₂O, FeO, MgO sowie leichtflüchtige Bestandteile sich anreichern.

Gleichzeitig steigen die Plagioklase als leichtere Kristalle in der Schmelze hoch, wo sie mehr den leichtflüchtigen Bestandteilen ausgesetzt sind. Dabei kommt es zu einer Erhöhung des Druckes, wodurch die Liquidus - Solidus - Kurve des Ab-An-Systems nach tieferen Temperaturen hin verschoben wird (Abb. 7b). Dadurch geraten die zuerst gebildeten basischen Plagioklase wieder in den Liquidus-Bereich. Sie erleiden eine Korrosion, welche im Dünnschliff deutlich zu erkennen ist. Die Änderung des Chemismus der Schmelze im Laufe der Kristallisation trägt zu diesem Prozess bei.

Die Anreicherung von K_2O , FeO und H_2O sowie erhöhter Druck führen zur Biotitbildung, welche FeO und erhebliche Mengen K_2O und H_2O aus der Schmelze entfernten. Die Mikrokristalle der neugebildeten Biotite lagern sich gelegentlich an den korrodierten Rändern der labradoritischen Plagioklase als Saum an (Abb. 7c). Diese, durch erhöhten Wasserdampfpartialdruck verursachte Biotitausscheidung dauert solange an, bis der innere Druck wieder abnimmt, sei es infolge der Öffnung, also Eruption, oder dem Eindringen der Gase ins Nebengestein. Gleichzeitig ändert sich der Chemismus der Restschmelze. So haben die Plagioklase nun die Möglichkeit, mit dem restlichen CaO und einem Teil des Na_2O als saurer Andesin, teilweise zonar um die alten Kerne orientiert, weiter zu wachsen. K_2O' wird jetzt anstelle im Biotit im Alkalifeldspat (Sanidin) individualisiert, der neben Ab-reichem Plagioklas sich abzuscheiden beginnt. Die Zusammensetzung der Alkalifeldspäte bleibt mehr oder weniger konstant, die der Plagioklase ändert sich, wie der Zonarbau zeigt. Es müssen sich Änderungen in p und/oder T abgespielt haben.

Die neuesten Arbeiten von Seck (1971; 1971 a) ermöglichen Aussagen über p , T und den Chemismus bei der Kristallisation koexistierender Plagioklas-Alkalifeldspat-Paare. Auf Grund der z.T. erheblichen Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung der Plagioklase ist aber die Anwendungsmöglichkeit der genannten Arbeiten hier leider nur beschränkt. Bei der Annahme, dass die Ab-reichsten, jüngeren Plagioklase (Ab etwa 55-60) im Gleichgewicht mit Sanidin zusammen ausgeschieden sind, kommen wir in dem Diagramm von Seck (1971 a) für ein Plagioklas (Ab 60) —Alkalifeldspat (Ab 28)— Paar, zu einer Bildungstemperatur von $825^\circ C$ bei 1 kBar.

Der Vergleich mit dem experimentell gefundenen isotherm- isobaren Schnitt wieder für $825^\circ C$ bei 1 kBar des Systems Ab-Ob- An- H_2O der genannten Arbeit bestätigt diese Annahme. Im Gegensatz zu anderen iso-

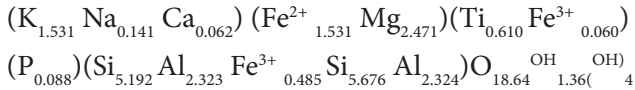
therm-isobaren Schnitten bei 650° bzw. 750°C und 1 kBar, befindet sich das genannte Feldspatpaar (Plagioklas $Ab_{60}Or_6$; Alkalifeldspat $Ab_{28}An_{2.5}$) nur bei 825°C und 1 kBar im Stabilitätsfeld der ternären Feldspäte, wo auch die Konoden sich nicht schneiden.

Der für den Druck gefundene Wert von 1 kBar ist nicht ganz eindeutig. Der hohe An-Gehalt im Alkalifeldspat erfordert hohe Temperatur und geringen Druck (Seck, 1971). Dafür spricht auch die geringe Triklinität. Der Wasserdampfpartialdruck war nämlich nicht hoch genug, um den Si/Al-Ordnungsprozess zugunsten der triklinen Symmetrie zu beschleunigen. Demnach ist anzunehmen, dass man mit 1 kBar vom tatsächlichen Wert nicht weit entfernt sein wird. Es stellt sich aber die Frage, ob die Alkalifeldspatbildung unbedingt die ganze Zeit über neben einem koexistierenden Plagioklas stattfand. Es sollte damit gerechnet werden, dass die Sanidine auch nach dem endgültigen Ende des Wachstums der Plagioklase noch weiter wuchsen, während die Plagioklase auch in ihrer chemischen Zusammensetzung erhaltengeblieben sind. Beobachtungen an Körnerpräparaten von Sanidinen unter dem Mikroskop lassen diesen Gedanken aufkommen; Zonarbau scheint nämlich bisweilen angedeutet zu sein.

Biotit. — Die Kristalle, z.T. mit Durchmessern von einigen mm sind im Handstück mit bloßem Auge zu erkennen. Mit Ilmenit zusammen machen sie etwa 6% der gesamten Masse aus, und nur diese zwei repräsentieren die dunklen Gemengteile der untersten Tuffschicht (siehe Abb. 6). Die schwarz glänzenden Blätter mit einem Stich ins rötlich dunkelbraune sehen sehr frisch aus. Weder optisch noch röntgenographisch konnte irgendeine Verwitterung, Zersetzung oder Umwandlung festgestellt werden.

Chemische Analyse:

SiO ₂	35.47	CaO	0.42
Al ₂ O ₃	13.54	NaO	0.49
TiO ₂	5.44	K ₂ O	8.08
Fe ₂ O ₃	4.91	H ₂ O ⁺	5.50
FeO	12.48	H ₂ O ⁻	0.81
MnO	0.131	CO ₂	0.63
MgO	11.36	P ₂ O ₅	<u>0.348</u>
			99.609



Mg/Fe = 2.471/2.076 bzw. 54.34/45.66. Danach handelt es sich hier um einen Ti-reichen Meroxen, der nahe beim Lepidomelan liegt. Bedingt durch den hohen Ti-Gehalt fällt der chemisch bestimmte Annitgehalt Fe/Fe + Mg = 0.456 bzw. Annitts_{45.6} nicht mit dem optisch bestimmten zusammen, während der $d_{0.60}$ -Reflex gut übereinstimmt (siehe Wones, 1963 und Tab. 5 "d-Werte für Biotit"). Die Lichtbrechung ist also etwas höher, als dem Mg/Fe-Verhältnis der chemischen Analyse entspricht.

Optische Daten:

$n_\alpha = 1.6040$	$2V\alpha = 10 \text{ bis } 14^\circ$
$n_\beta = 1.6564 \pm 0.0010$	starker Pleochroismus
$n_\gamma = \underline{1.6565}$	α — hellbraun
$n_\gamma - n_\alpha 0.005$	γ — dunkelrotbraun

Die Untersuchungsergebnisse ermöglichen folgende Aussagen und Vergleichsmöglichkeiten mit dem Biotit der Probe KSA Typus Alpha:

Der hohe (OH)-Gehalt des Biotits aus Tuff gegenüber dem (OH)-Unterschuss von Biotit aus KSA in der chemischen Analyse deutet hier auf einen hohen Wasserdampfpartialdruck. Da aber der Fe³⁺-Gehalt gering ist, kann der Sauerstoffpartialdruck nicht zu hoch gewesen sein. Die Gleichgewichtsparagenese mit Ihnenit bekräftigt diese Annahme. Die Zunahme des Fe²⁺-Gehaltes und die Abnahme des Mg-Gehaltes gegenüber dem Biotit der KSA-Probe (Typus Alpha) und das reziproke Verhalten des Si-Gehaltes entspricht dem Übergang vom basischen KSA zum saureren GTP (Winter, 1967). Da aber der Mg-Gehalt der Biotite höher ist, als man von solchen sauren Tuffen erwarten kann, muss mit einigermaßen hohem f_{O_2} und Übersättigung an H₂O gerechnet werden (Wones und Eugster, 1965). Die Frische der Biotite ohne jegliche Zerfalls- oder Umwandlungserscheinungen, das Fehlen von Magnetit oder Hämatit im Biotit des Tuffes, erfordern einigermaßen konstantbleibende T. und f_{O_2} -Bedingungen, da sonst durch die Erhöhung von T Magnetit-, und durch die Erhöhung von f_{O_2} Hämatitbildung zu erwarten wäre, was

beim Biotit aus Typus Alpha der Fall war (siehe Fig. 4 Wones und Eugster, 1965, S. 1244). Auch die geringe Oxybiotitbildung ist durch konstantbleibenden f_{O_2} und Abschreckung erklärbar.

Wenn wir die Fig. 4 und Fig. 3 (Fe_3O_4 , Fe_2O_3 Puffer von Wones und Eugster, 1965) zugrunde legen, kommen wir für die Biotitentstehung beim Tuff zu einem Bereich von 700-800°C und 1-2 kBar Druck; der Sauerstoffpartialdruck ($\log f_{O_2}$) liegt bei -10 bis -15 . Diese Werte entsprechen gut den beim Sanidin - Plagioklas - Paar gefundenen. Die Biotitausscheidung muss jedoch nicht unbedingt nur auf die Zeit zwischen den beiden Plagioklaswachstumsphasen beschränkt gewesen sein. Plausibler ist die Annahme einer später fortdauernden Hauptkristallisation gleichzeitig mit Ilmenit. Die T-, p- und f_{O_2} -Werte liegen für den KSA-Biotit etwas höher. Nimmt man aber an, dass die beiden Proben wegen stark abweichender $Fe^{3+}/Fe^{2+} + Fe^{3+}$ -Verhältnisse der Biotite voneinander, kein gemeinsames oder vergleichbares System mit ähnlichen f_{O_2} gehabt haben, sondern jedes für sich abgeschlossen war, kommt man ungefähr zum gleichen Ergebnis, wie es bei der Geländebetrachtung oder bei dem verschiedenen Plagioklaswachstum der Fall war.

Die Daten der Röntgenaufnahme und die Paragenese mit Ilmenit schliessen die Möglichkeit einer hydrothermalen Hydrobiotit -, Umwandlung aus, so dass der gesamte OH-Anteil primärer Entstehung ist. So wird auch das durch OH-Überschuss verursachte negative Ladungsdefizit durch Ersatz des Si^{4+} durch Fe^{3+} ausgeglichen.

Ilmenit. — Mit 1 bis 2% ist der Ilmenit in der untersten Tuffschicht vertreten. In den oberen Partien der Tuffserie ist er höchstens als akzessorischer Gemengteil in Korngrößen von etwa 60 μ , vorhanden. Bei den Eruptiva fehlte er; als Ti-Träger wurde dort nur Titanomagnetit gefunden.

Die Kristalle sind sehr frisch, schwarz glänzend, mit gut ausgebildeten (1011), (0001) Flächen, idiomorph und im Durchschnitt 200 bis 300 μ gross. Interessant ist ein deutlich wahrnehmbarer Magnetismus, der auf einen relativ hohen Fe_2O_3 -Anteil zurückzuführen sein dürfte. Das bedeutet wiederum, dass die Bildungstemperatur deutlich über 650°C lag. Noch deutlicher wird der hohe Fe_2O_3 -Gehalt der Ilmenite, wenn man das Röntgendiagramm betrachtet. So sind alle Peaks der kleineren d-Werte

aufgespalten. Der Abstand zwischen den beiden Spitzen eines Peak-Paares macht 0.003 bis 0.007 Å aus. Es handelt sich jeweils um einen Fe_2O_3 -reichen Ilmenit und einen Ti-reichen Hämatit, wobei der erstere überwiegt (siehe Tab. 4). Die d-Werte beider Komponenten weichen von denen der reinen Endglieder ab (vgl. Berry und Thompson, 1962). Der Fe_2O_3 -Anteil muss so hoch sein, dass es trotz Abschreckung bei der Eruption zu einer beginnenden Entmischung kam. Der hohe Fe_2O_3 -Gehalt weist auf eine hohe Bildungstemperatur hin, gleichzeitig belegt er einen hohen Sauerstoffpartialdruck (vgl. Lindsley, 1962-63). Diese Befunde stehen in guter Übereinstimmung mit dem bereits früher gesagten.

Neben diesen vier ausführlich besprochenen, wichtigsten Mineralien sind noch vereinzelt Amphibol, Wollastonit, Apatit, Zirkon, Pyroxen in der untersten Tuffschicht akzessorisch zu finden. Sie sind in den höheren Tuffschichten mit gleichen Eigenschaften reichlicher vertreten und werden deshalb später gemeinsam behandelt.

Material vulkanischer Herkunft. — Entgaste Schlacken sind im GTP 1 so gut wie gar nicht zu finden. Als Basis der Tuffserie und so auch als Anfang der Eruptionsfolge stammt das Material dieser Schicht aus dem obersten Teil des emporsteigenden Magmas. Die erstmalige, explosive Druckentlastung bei Beginn der Förderung bedingt ein Zersplittern des Materials. So findet man hier auch den höchsten Anteil an feinkörnigem Material, während entgaste Schlacken, wie erwähnt, fehlen (siehe Abb. 6).

Auffällig sind Bruchstücke von Leichtkumulaten, die, wie der Name sagt, die leichten Minerale des Tuffes enthalten (Plagioklas und Sanidin, aber auch etwas Biotit und nicht selten Glas). Die Durchmesser dieser Bruchstücke schwanken zwischen 0.2 - 2.5 cm. Die Mengenverhältnisse der einzelnen Minerale variieren besonders hinsichtlich des Biotit-Gehaltes. Alle Komponenten sind wesentlich kleiner als die entsprechenden Einsprenglinge im Tuff, nämlich 60-200 μ . Man könnte diese Bruchstücke auch nach ihrer Korngrösse und ihrer Gestalt als "schlackige Kristallapilli" bezeichnen. Bisweilen sind diese Lapillis deutlich von einem Biotitkern beherrscht.

Röntgenographisch unterscheiden sich die beiden Feldspäte der Leichtkumulate von den Einsprenglingen. Die Sanidine haben eine grössere Triklinität (131-131) als die Einsprenglinge und treten mengenmässig

etwas zurück. Die Plagioklase entsprechen einem sauren Andesin: $n\alpha = 1.490$, $n\gamma := 1.555 \pm 0.001$, $2V\alpha$ ist gross. Bisweilen zeigen sie Umhüllungen von einem hellblaugrauen Glas. Es kann nicht gesagt werden, ob es sich dabei um eine Rekristallisation oder aber um unvollständiges Wachstum, bedingt durch eine plötzliche Abkühlung, handelt; die zweite Möglichkeit erscheint plausibler.

Beide Feldspäte (vor allem Sanidin) sind auch in den feinsten Fraktionen des Tuffes angereichert. Sie stammen dort höchstwahrscheinlich aus solchen Leichtkumulaten, die während der Eruption oder bei der Aufarbeitung der Probe zerkleinert worden sind. Obwohl einige Hämatitschüppchen in diesen Bruchstücken und auch frei vorkommen, sind es doch nicht so viele, dass man eine thermische Zersetzung der Biotite für die Entstehung der kleinen Sanidinkristalle alleine verantwortlich machen könnte. Es handelt sich wohl zum grössten Teil um die zuletzt ausgeschiedenen Feldspäte, die kurz vor der Tuffförderung auskristallisierten (Matrix).

Im übrigen ist es auch nicht ausgeschlossen, dass die Leichtkumulate unter anderen p-T-Bedingungen im Magma schwimmend wuchsen, als die eigentlichen Einsprenglinge. Im Vergleich zu den darüberliegenden Tuffschichten sind auch die dichten Lavafetzen ohne Entgasungsporen mit hohem Glasanteil hier sehr schwach vertreten. Es sind lediglich einige schwarze mattglänzende Fetzen von ein bis zwei cm Durchmesser zu finden. Die Glasmatrix ($n = 1.515 - 1.520$) ist teilweise in Tonminerale umgewandelt. Als Einsprenglinge enthalten sie überwiegend Plagioklase mit einer Korngrösse bis zu 150μ . Röntgenographisch sind diese ähnlich wie die Plagioklase aus den Leichtkumulatbruchstücken. Daneben kommt wieder ein stark trikliner Sanidin und etwas Biotit, sowie Magnetit vor.

Hellmilchig-trübe bis graue Fetzen sind etwas grösser, frischer und bestehen ebenfalls überwiegend aus Glasmatrix ($n = 1.513 - 1.516$), Sanidin, etwas Andesin und röntgenographisch feststellbarem Quarz. Es überwiegt demnach bei helleren Fetzen Sanidin, während die schwarzen mehr Plagioklas mit Magnetit und Biotit enthalten.

Die hellbläulich-grau gefärbten, mehr oder weniger kugeligen Körner von $100-300 \mu$, Durchmesser sind Glastropfen ($n = 1.512 - 1.516$)

von perlig frischem Glanz. Sie treten akzessorisch auf und zeigen schalige Verwitterung. Unter dem Mikroskop zeigen sie Spannungsfelder und nicht selten 10-30 μ , grosse Sanidin - Plagioklas - Biotit - Apatit- und Pyroxen - Mikrolithe. Einige grössere Glastropfen haben braun getrübe Schlieren.

Matrix. — Bei der Fraktion kleiner 60 μ , herrschen Sanidin, Biotit und etwas Plagioklas vor. Sie machen zusammen mehr als 50% aus. Hinzu kommen noch erhebliche Mengen Montmorillonit sowie vulkanische Asche. Die Entstehung des Montmorillonits ist zum grössten Teil auf die Verwitterung bimsartigen Materials und der Asche zurückzuführen. Im frischen Handstück tritt das bimsartige Material flächenhaft, deutlich heller als die Matrix auf. Apatit und Ilmenit wurden auch gefunden.

Die in der Abb. 6 angegebenen Mengenprocente sind bei solchen Pyroklastika sehr ungenau anzugeben. Dennoch kann nur die Benennung (kristallreicher Aschen-Tuff von saurem Chemismus) für die GTP 1 in Frage kommen. Vom Mineralbestand her ist er, bei allen notwendigen Einschränkungen, wohl als Rhyodacit-Tuff zu bezeichnen.

Tuffserie GTP 2-5

Wegen ihrer prinzipiellen Ähnlichkeit scheint es zweckmässig, die folgenden vier Bänke der Tuffserie gemeinsam zu behandeln. Zunächst wird kurz das äussere Aussehen der einzelnen Schichten beschrieben. Dabei sei auch auf die Abb. 6 verwiesen.

Die Bank GTP 2 scheint frischer, stärker verfestigt und feinkörniger als die darunterliegende GTP 1 zu sein. Die Farbe ist merklich heller. Spezifisch für GTP 2 sind die hellbraun bis weinrot gefärbten porösen Schlacken, die hier ihren höchsten Anteil im Profil erreichen. Die Korngrössen dieser Schlacken variieren von einigen mm bis zu faustgrossen Blöcken. Einsprenglinge sind selten.

GTP 3 ist durch ein porphyrisches Aussehen gekennzeichnet. Als Einsprenglinge treten nicht nur dickprismatische (0.2-1.0 cm Grösse) Amphibole auf, sondern vor allem einige cm grosse poröse Schlacken, dichte Lavafetzen und flächenhaft verteilte, weisse Verwitterungsbildungen. Sie sind wie bei GTP 2 in einer grau gefärbten Matrix eingebettet.

Bei GTP 4 ist eine deutliche Abnahme der porösen Entgasungsprodukte festzustellen. Die Schichtung ist deutlich ausgeprägt.

GTP 5 stellt die letzte Phase der Tuffe dar. Diese Tuffbank befindet sich unmittelbar unterhalb einer Decke vom Typus Beta (siehe Profil TV, Anhang 2). Der Unterschied vom deutlich explosiven Eruptionsmechanismus bei der Förderung des Aschentuffes GTP 1 zu dem merklich weniger explosiven Schlackentuff GTP 5 wird durch die Lagerung der zahlreichen schwarzen, glasigen Lavafetzen schon im Handstück deutlich. Auch der Verfestigungsgrad erreicht hier einen Höhepunkt.

Diese Beobachtungen zeigen, besonders wenn man die Abb. 6 noch hinzuzieht, einige Regelmässigkeiten, die Rückschlüsse auf den Förderungsmechanismus zulassen.

Unmittelbar nach der Förderung von GTP 1, bei welcher die Entgasung so stark war, dass es zu einem Zerplatzen und Zersprätzen des Materials kam, das sich dann in den feinsten Fraktionen anreicherte, nimmt der Anteil an porösen Schlacken deutlich zu, um aber nach oben hin bald wieder abzuklingen. Der Anteil an dichten, nicht entgasten Lavafetzen —dabei sei es dahingestellt, ob die Schmelze bereits gasarm war oder doch nur so gasarm, dass die Entgasung phänomenologisch nicht mehr festzustellen ist— nimmt nach oben hin im Profil zu.

Diese Beobachtung ist wohl am plausibelsten so zu interpretieren, dass im Laufe der Tuffförderung der Innendruck abnahm. Dabei scheint es, ausweislich des angestiegenen Gehaltes an Glas, auch zu einem Ansteigen der Temperatur gekommen zu sein. Beides aber ist für die folgende Phase der Förderung von deckenförmigen Ergüssen der Phase vom Typus Beta nötig.

Wir sind der Ansicht, dass diese Interpretation auch von den nun zu besprechenden Eigenschaften der Minerale gestützt wird.

Beschreibung der einzelnen Minerale

Feldspäte. — Wie aus Abb. 6 ersichtlich wird, nimmt der Gehalt an Plagioklas nach oben zu, der an Sanidin ab. In der hangenden Typus Beta-Decke dieser Tuffserie fehlt der Alkalifeldspat ganz. Dafür nimmt der Anteil kalireicher Glastropfen in höheren Tuffpartien zu. Die Sanidine unterscheiden sich weder röntgenographisch noch optisch von denen der liegenden Tuffbank GTP 1. Sie sind aber wesentlich grösser (fast immer über 600μ) als die früheren Sanidine. Das mag daran liegen, dass sie mehr

Zeit zum Wachsen hatten.

Die Hauptmenge der Plagioklase bleibt in jeder Hinsicht über die ganze Tuffserie hindurch die gleiche; das gilt auch für die hangende Deckeneruption (BDT). Nach den oberen Schichten hin nimmt aber der Anteil an xenomorphen Plagioklasen, die nur aus dem früher beschriebenen, inneren Kern bestehen, zu, und ihre Körpergrößen nehmen ab.

Pyroxene. — Es treten Ortho- und Klinopyroxene auf, meist eisenreichere Mischkristalle. Ihre Korngrösse schwankt gering. Im Durchschnitt liegt sie um 200 μ . Die grösseren Kristalle, fast nur Klinopyroxene, kommen bevorzugt in den Schlacken oder Lavafetzen als porphyrische Einsprenglinge vor. Etwa gleiche Pyroxene mit grösserem Variationsbereich der chemischen Zusammensetzung, sowie steigenden Korngrößen erlangen bei der hangenden Deckeneruption (BDT) ihre maximale Bedeutung. Deshalb werden die v Pyroxene der Tuffe erst später zusammen mit denen aus BDT ausführlicher besprochen.

Biotit. — Menge und Frische der Biotite nehmen nach oben hin ab. Gleichzeitig nehmen Magnetit und Ilmenit zu. Eine erhöhte Oxybiotitbildung ($d_{060} = 1.539$) und eine Fe-Zunahme bis zum Lepidomelan wird röntgenographisch deutlich (vgl. Tab. 5). Eine thermische Zersetzung der Biotite zeichnet sich hier ab.

Amphibol. — Die säuligen bis dickprismatischen Kristalle sind nach (001) gestreckt. Eine hellgelblich-bräunliche Farbe mit einem Stich ins olivgrüne ist auffällig.

$$2V\alpha = 40-50$$

Pleochroismus

α — gelblichbräunlich

γ — hellgelblichgrün

$$n\alpha = 1.6880$$

$$n\beta = 1.7040$$

$$n\gamma = \underline{1.7080}$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.0200$$

Mikrosonden-Teilanalyse

$$\text{SiO}_2 \quad 44.3$$

$$\text{CaO} \quad 9.7$$

$$\text{FeO} \quad 12.0$$

$$\text{MgO} \quad 14.3$$

$$\text{TiO}_2 \quad 0.3$$

$$\text{MnO} \quad 0.4$$

$$\text{K}_2\text{O} \quad 0.0$$

Die optischen, sowie röntgenographischen Daten entsprechen einem barkevikitischen Hastingsit mit hohem Fe^{2+} -Gehalt und entsprechender Bildungstemperatur. Die braune Färbung weist wohl auf eine beginnende Umwandlung in Oxyhornblende.

In den beiden unteren Schichten, GTP 1 und 2, dominieren die Biotite, während die Amphibole als kleinere Kristalle (150-200 μ) nur akzessorisch auftreten. In GTP 3 steigt der Gehalt an Amphibolen sprunghaft an. Sie liegen hier als Einsprenglinge, im Durchschnitt 400-600 μ gross, vor. Weiter oben (GTP 4 und 5) nehmen Biotit und Amphibol mengenmässig ab und kommen nur noch als vereinzelte Einsprenglinge vor. Damit wird sowohl eine Temperaturzunahme, als auch ein sinkender Wasserdampfpartialdruck verdeutlicht.

Ilmenit. — Nur in der Gleichgewichtsparagenese der GTP 1 sind sie deutlich angereichert. In den oberen Partien erreichen die seltenen Kristalle nur bisweilen Grossen von 80 μ .

Magnetit. — Die ebenfalls nur in geringen Mengen auftretenden Magnetite sind ab GTP 2 Durchläufer mit Korngrössen kleiner als 80 μ .

Zirkon. — Zirkon ist in geringen Mengen nur in der untersten Bank GTP 1 zu finden. Sein Aussehen ist dem des Zirkons aus KSA völlig identisch.

Apatit. — Von Apatit gibt es zwei verschiedene Varietäten. Die eine bildet kurzprismatische, idiomorphe Kristalle von 40-60 μ Grösse, durchsichtig, jedoch von grauen, trüben Schlieren durchzogen. Anormal schwach 2-achsig oder 1-achsig optisch negativ;

n_e	1.637	± 0.001
n_o	1.634	

Diese Werte weisen auf einen F-Apatit hin. Er hat, eben wie der Zirkon, grosse Ähnlichkeit mit den Apatiten aus KSA und ist nur in der untersten Tuffbank GTP 1 zu finden.

Die andere Art bildet langprismatische, idiomorphe, klar durchsichtige Kristalle, die sich, im Gegensatz zu der ersten, durch die ganze Tuffserie hindurchziehen und auch in der untersten Schicht überwiegen.

Er ist l-achsig negativ

$$n_e \quad 1.6395 \pm 0.0010$$

$$n_o \quad 1.6370$$

Das entspricht einem (F, OH) -Apatit

Es ist demnach die erste Varietät, ebenso wie der Zirkon, zu einem Zeitpunkt entstanden, da das Magma von KSA und der Serie GTP, wenn schon nicht identisch war, so doch gewisse genetische Beziehungen ermöglichte. Die zweite Varietät ist für die Tuffphase spezifisch und weist gleichzeitig auf einen erhöhten Wasserdampfpartialdruck hin.

Wollastonit (?). — Die vollständig zersetzten Kristalle erreichen erst kurz vor dem Ende der Tuffförderung (GTP 4) ihre maximale Anreicherung im Profil. Da sie aber zu einer Mischung aus optisch unterscheidbarem Opal und Chalcedon und später auch noch teilweise in Tonminerale umgewandelt worden sind, können keine genaueren Angaben gemacht werden. Nur das faserigstengelige Aussehen der dicken Prismen verrät die wahrscheinliche Entstehung des Wollastonit. Als einziges Kontaktmineral weisen sie darauf hin, dass das Magma mit Kalken reagiert haben muss.

Material vulkanischer Herkunft. — Interessant sind hier die bräunlichen, aber auch bläulichen bis schwarzen Glastropfen, die bei GTP 1 schon kurz erwähnt wurden. Sie kommen sowohl als freie Tropfen (400-600 μ), als auch als nicht entgaste Kerne von verschiedenem bimartigen Material vor. Verwitterung, Rekristallisation, spannungsdoppelbrechende Partien sowie kleinste Mineraleinschlüsse sind charakteristisch. Die Lichtbrechung nimmt im Profil von unten nach oben zu,

$$\text{GTP 1} \quad 1.512 - 1.516$$

$$\text{GTP 2} \quad 1.520 - 1.530$$

$$\text{GTP 5} \quad 1.540 - 1.542$$

und ist jeweils etwas niedriger, als die Lichtbrechung der Glasmatrix der Schlacken und Fetzen der entsprechenden Schicht. Mitt abnehmendem Sanidingehalt nach oben hin werden diese Glastropfen zahlreicher. Bei GTP 4 erreichen sie ihre maximale Häufigkeit. Ihre Abnahme in GTP 5 ist wohl darauf zurückzuführen, dass sie hier zu Lavafetzen verschweisst

sind. Die verwitterten Körner sind dunkelbraun, ohne Glanz und von feinkörnigem Aussehen; ihre Identifizierung ist dann schwierig.

Mikrosonden - Teüanalyse eines Glastropfens aus GTP 4:

SiO ₂	72.6	FeO	1.5
CaO	0.9	TiO	0.1
Na ₂ O	2.5	MgO	0.1
K ₂ O	6.5		

Diese Abschreckungsprodukte K-reicher Schmelzen könnte man auch, je nach Gestalt, als kryptokristalline dichte Glas-oder Bims- lapilli bezeichnen.

Die schwammartig porösen Schlacken mit rötlichen Farbtönen, sowie die dichten, glasigen, schwarz-violett bis grau gefärbten Lavafetzen ohne Poren wurden bereits beschrieben. Auch ihre Beziehung zu der Art der Tuffförderung —gasreich, hoher Wasserdampfpartialdruck und daher explosiv die einen, gasarm, hohe Temperatur, zur Verschweissung tendierend die anderen— wurde erwähnt.

Die optische und röntgenographische Untersuchung dieser beiden Produkte zeigen aber sehr geringe bis gar keine Unterschiede. Sie enthalten immer jeweils die gleichen Minerale. Die sanidingehalte in den Schlacken und Fetzen sind gering und werden nach oben hin im Profil noch geringer. Plagioklas herrscht immer vor. Beide Feldspäte liegen in ihrer Korngrösse gewöhnlich unter 200 µ. Amphibole sind in den mittleren Schichten des Profils meistens als Einsprenglinge in den Fetzen und Schlacken zu finden. Biotit ist seltener. Die grossen Ortho- und Klinopyroxeneinsprenglinge zeigen Ähnlichkeit mit den freiliegenden Kristallen im Tuff und den der darüberfolgenden Deckeneruption.

Die porösen Schlacken sind stärker montmorilonisiert als die glasreichen dicken Fetzen, welche stellenweise von einer Chalcedonkruste überzogen sind. Hellere Varianten beider Arten ohne Schwermineraleinsprenglinge, bzw. mit Spuren vom Quarz im Röntgendiagramm, kommen nur in den beiden unteren Schichten des Profils vor. Das scheint ein Beweis dafür zu sein, dass es sich nicht um Einschlüsse früherer Förderpha-

sen handelt, sondern um Bildungen der jeweiligen Tuff-Phase. Sie kommen auch nebeneinander in verschiedenen Mengenverhältnissen vor, und zeigen nicht selten Übergänge zueinander.

Viele grössere Entgasungsschlacken sind im Inneren nicht mehr porös, sondern sie gehen nach innen zu allmählich in eine glasige Schliere über. Gleichzeitig geht die Farbe von aussen rot (Fe^{3+}) nach innen zu schwarz (Fe^{2+}) über. Auch dieser innere dichte Teil besteht grösstenteils aus Glas ($n = 1.520 - 1.540$) mit 20 bis 40 μ grossen Feldspatnadelchen, wie die anderen Fetzen auch. Die Lichtbrechung des Glasanteils ist sehr schwankend, sodass keine kontinuierliche Messung von Schicht zu Schicht durchgeführt werden kann. Der gesamte Eruptionsmechanismus stellt sich so dar, dass die frühen Phasen —sowohl innerhalb des Profils als auch innerhalb der einzelnen Phase selbst— unter einem besonders hohen Wasserdampfpartialdruck standen. Es muss schon während der Förderung zu Entgasungsprozessen gekommen sein (poröse Schlacken). Die späteren Produkte, teilweise auch aus tieferen Lavapartien kommend und ohne wesentlichen Gasanteil (dicke Fetzen), können sich dabei sehr wohl in der Tuffwolke miteinander gemischt haben. Einen analogen Vorgang kann man sich auch für Bims und Glastropfen vorstellen, welche, wie schon erwähnt, ebenfalls Übergänge zeigen. Die Mengenverhältnisse der beiden Komponenten ändern sich im Verlauf der Tuffförderung in Abhängigkeit von der Gasmasse und dem Druck kontinuierlich. So ist die erste Bank (GTP 1) ein Aschentuff, die letzte (GTP 5) schon ein Weldeduff.

Im Tuff profil treten immer wieder weisse Flächen auf; sie enthalten über 80% Montmorillonit, 10-20% Plagioklas (sauren Andesin) und geringe Mengen Glas, Sanidin, Biotit und Quarz. Es handelt sich um Verwitterungsprodukte folgender Komponenten :

1. Bimssteinbruchstücke mit Plagioklas- und Sanidinmikroliten (sehr häufig)
2. Leichtkumulate sowie hellere mineralreiche Glasfetzen —n kleiner 1.53— (selten)
3. Wollastonitumwandlungsprodukte, wie bereits früher beschrieben (selten).

Sehr auffällig sind dunkelrötlich-braun gefärbte faustgrosse Einschlüsse in den oberen Tuffpartien (GTP 3 - GTP 5). Sie bestehen zu 70-80%

aus einer glasig-kryptokristallinen Grundmasse mit rötlich-hellbraunen schlierigen Oxidationsfarben. In der Grundmasse liegen 60-200 μ , grosse Plagioklase (An_{15-20}) und Alkalifeldspatleisten fluidal angeordnet. Als Einsprenglinge findet man sowohl idiomorphe, zonargebaute aber auch korrodierte xenomorphe Plagioklase (An_{25-35}); auch tiefrötlich-braun verwitterte Biotite mit sagenitischen Entmischungen sind nicht selten. Sowohl diese sauren Plagioklase, als auch die Ti-reichen entmischten Biotite stehen mit den oberen Partien des Tuffprofils genetisch nicht in Zusammenhang, wie die Eigenschaften der Minerale zeigen. Sie scheinen Bruchstücke nicht anstehender, etwa dem Typus Gama entsprechender Phasen zu sein.

Matrix. — Die feinste Materie ist grundsätzlich nicht anders zusammengestellt als die vom GTP 1. Erkennbare Kristalle treten zurück. Dafür treten feinste Partikel der oben erwähnten Schlacken und Montmorillonit in der Vordergrund.

TYPUS BETA

Probe BDT

Da die unmittelbar über dem Tuffprofil GTP liegende phänobasaltische Decke im Profil IV nicht sehr frisches Gestein führte, wurde weiter südlich beim verlassenen Dorf Eski Süleymanlı aus dem Hang hinter der Moschee Gesteinsproben des gleichen Materials entnommen (Probe BDT, siehe auch geologische Karte im Anhang dieser Arbeit).

Das feste Gestein ist frisch und schwarzglänzend. Es zeigt das typische Bild einer Basaltdecke mit Abkühlungssäulen und plattiger Absonderung senkrecht dazu. Die Einsprenglinge des hypokristallin - porphyrischen Gesteins sind nicht gross genug, um mit blossem Auge identifiziert zu werden.

Die chemische Analyse zeigt nur geringe Unterschiede gegenüber der Probe KSA aus dem etwas östlicher gelegenen Stockvulkanhügel (siehe Tab. 1). Demnach sind auch hier wieder ähnliche Werte und Beziehungen, wie bei der Probe KSA. Normalquarzdioritisch-dioritischer Magmentyp nach Niggli, mittlerer kalkalkalischer Sippencharakter nach Rittmann, dunkler Rhyodacit bis Dacit nach der approximativen Schnellmethode Rittmann (für die weiteren Angaben siehe Tab. 1, 2, 7 und Abb. 14).

Im Gegensatz zu KSA ist unter dem Mikroskop eine sehr deutliche Fliesstextur zu erkennen. Folgender modaler Mineralbestand wurde auf dem Integrationstisch gefunden:

Einsprenglinge:	Grundmasse:		
Plagioklas —An ₅₅₋₆₀ —	26	Glas	35
Pyroxen	18	Plagioklas	30
Akzessorien	1	Pyroxen	13
Grundmasse	55	Magnetit	12
		Karbonatverwitterung	10

Die Minerale der Grundmasse sind grösser und leichter zu identifizieren als bei KSA. Die Stengeligen, langprismatischen Plagioklase der Grundmasse (An₃₅₋₄₅) sind im grau- bis braungefärbten Glas ($n = 1.480 - 1.520$) um die Einsprenglinge herum fluidal angeordnet. Mehr als 80% der Titanomagnetite sind als kleine Körner unter 60μ im Glas eingebettet. Daher sind sie in der Schwerefraktion $D < 2.90$, also in der Grundmasse, angereichert.

Die Klino- und Orthopyroxene der Grundmasse unterscheiden sich röntgenographisch nicht von den Einsprenglingen. Vor allem aber die Orthopyroxene ($n_\alpha = 1.689 - 1.695$, $n_\gamma = 1.700 - 1.702$) sind hier stark karbonatisiert. Chalcedon, karbonatische Verwitterungen wie bei KSA, einige Leichtkumulatsbruchstücke sowie röntgenographisch feststellbarer Sanidin gehören auch noch zur Grundmasse.

Beschreibung der einzelnen Mineralien

Pyroxene. — Es sind manche Ähnlichkeiten mit den Pyroxenen aus der Probe KSA vorhanden, sodass die Herkunft aus dem gleichen Magma wahrscheinlich ist; Apatiteinschlüsse, Entmischungen, Chemismus. Daneben bestehen aber auch wohl durch den Aufstiegsmechanismus bedingte Unterschiede zwischen den Pyroxenen der beiden Gesteinstypen. Diese sollen hier behandelt werden.

Die gleichen Pyroxene wie hier, nur etwas kleiner, kamen bereits in den liegenden Tuffschichten gleichsam als Vorläufer vor. Eine Ausnahme bilden die ferroaugitischen Pyroxene, die ausschliesslich in der Deckeneruption BDT, sowohl in der Grundmasse, als auch als Einsprenglinge zu finden sind.

1) Orthopyroxene:

Sie machen etwa 35-40% der Einsprenglingspyroxene aus und haben in ihrem Chemismus einen breiten Variationsbereich, im Gegensatz zu dem Orthopyroxen der Probe KSA. Schon bei der Auslese der Orthopyroxene unter dem Binokular kann man zwei verschiedene Arten unterscheiden.

Bei etwa achtzig Orthopyroxenkristallen wurde n_γ gemessen. Die Schwankungen bzw. maximale Anhäufungen sind in der Abb. 8 dargestellt, wobei die Werte wieder so zusammengefasst sind, wie es bei Abb. 3 geschah.

Es sind deutlich zwei Häufigkeitsmaxima mit allen möglichen Zwischenwerten zu erkennen. Bei den Maxima handelt es sich einmal um einen Hypersthen mit $n_\gamma = 1.702$, das andere Mal um einen Bronzit mit $n_\gamma = 1.686$.

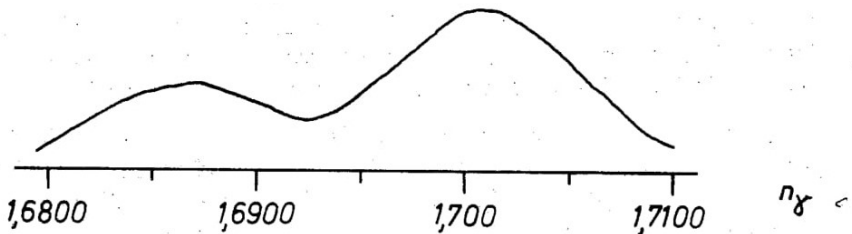


Abb. 8 — Verteilungskurve der gemessenen n_γ -Werte von Orthopyroxenen aus der Probe BDT (Typus Beta).

a) Hypersthen :

Die häufigen dunkelbraunen Kristalle sind hypidiomorph. Sie sind 40 bis 800 μ gross; ihre maximale Anhäufung liegt zwischen 300 bis 600 μ , Sie sind also kleiner und weniger idiomorph als es bei der Probe KSA der Fall war. Apatiteinschlüsse sind nicht so auffällig.

$$2V\alpha = 50-60^\circ$$

schwacher Pleochroismus

α — hellbraun

γ — gelblich grün-grün

Durchschnittliche Lichtbrechung:

n_α — 1.690

n_β — 1.697 ± 0.001

n_γ — 1.702

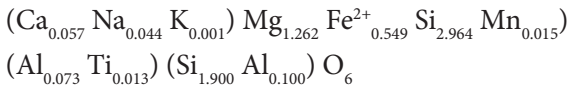
Die Schwankung der Lichtbrechungswerte innerhalb desselben Kristalls macht etwa 0.001 bis 0.002 aus, und ist deutlich zu messen.

Chemische Analyse von Hypersthen aus GTP 2 (I) und aus BDT (II):

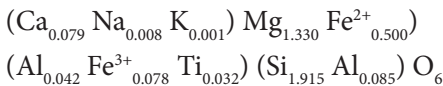
	I	II
SiO ₂	51.37	52.41
Al ₂ O ₃	4.06	2.97
TiO ₂	0.52	0.33
Fe ₂ O ₃	—	1.00
FeO	17.79	16.33
MnO	0.487	0.368
MgO	22.94	24.44
CaO	2.46	1.99
Na ₂ O	0.60	0.12
K ₂ O	0.06	0.03
P ₂ O ₅	—	0.02

Chemische Formeln:

I



II



Beide Pyroxene entsprechen einem, dem Bronzit nahe stehenden, Hypersthen (vgl. Abb. 8 und Abb. 10).

b) Bronzit:

Diese sind seltener als die Hypersthene, von welchen sie sich durch den helleren Farbton, geringere Grösse, und frischeres Aussehen (vermutlich wegen eines geringeren Fe³⁺-Gehaltes) unterscheiden.

Lichtbrechungswerte:

$$n\alpha = 1.6735-1.6740$$

$$n\beta = 1.6785-1.6820 \quad \pm 0.0010$$

$$n\gamma = 1.6825-1.6860$$

2V α = 55-65°; Pleochroismus schwach in Farbtönen von hellbraun; Apatiteinschlüsse sind sehr selten. Die Bronzite dominieren in der vorangehenden Tuffphase, ohne dass sie auf jene beschränkt wären, oder ohne dass die Hypersthene ausschliesslich in der darauffolgenden Deckeneruption vorkämen (vgl. die eben mitgeteilten Analysen). Eher handelt es sich in beiden Fällen um die gleiche Orthopyroxen-Kristallisation mit grossen Schwankungen im Fe:Mg Verhältnis.

Manche gelblich-hellbraune Bronzite zeigen unter der Binokular dunkelbraune Umhüllungen. Bei einer längerdauernden Kristallisation würden sie wahrscheinlich, wie die grösseren Hypersthene der Probe KSA, eine Homogenisierungs- bzw. einen Kationenausgleichsprozess erfahren, welcher durch eine frühzeitige Abschreckung infolge effusiver und eruptiver Tätigkeit nicht zur Wirkung kam.

Das ist ein weiterer Hinweis auf Unterschiede in den Aufstiegsmechanismen der Gesteine KSA und BDT. Bedingt durch die chemischen Schwankungen von Kristall zu Kristall, sowie auch innerhalb eines Kristalls haben die d-Werte keine bedeutende Aussagekraft mehr (siehe Tab. 3).

An drei verschiedenen Körnern wurden die Kationenverhältnisse mit der Mikrosonde quantitativ bestimmt. Korn 1 war ein Bronzit, Korn 2 ein Hypersthen und Korn 3 ein inhomogen aussehender Kristall.

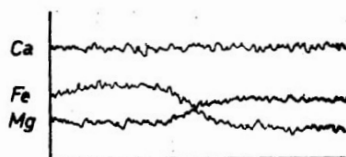
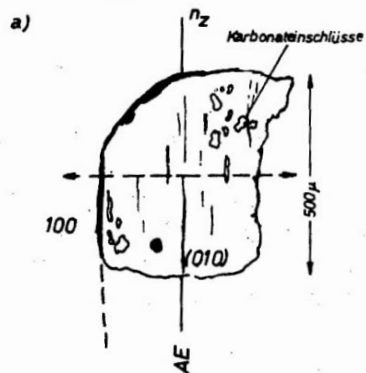
Die Ergebnisse lauten:

	1 (Korn Nr 4a) Gew %	2 (Korn Nr 5a) Gew %	3 (Korn Nr 8a und 8al) Gew %
CaO	1.81	1.70	1.60- 1.58
FeO	8.06	16.50	16.50-20:01
MgO	35.41	27.60	28.18 - 27.20

Wieder wurde mit gut angenäherten Standards gearbeitet, sodass ein Minimum an Fehlern zu erwarten ist.

Qualitative Profilmessungen mit der Mikrosonde sind in Abb. 9 dargestellt. Man erkennt, dass Eltnmischungen parallel (100) — wie nach dem Chemismus zu erwarten — kaum eine Rolle spielen, dass die Nachbarschaft der Spaltrisse relativ reicher an Fe und ärmer an Mg ist (wohl ein Effekt der Verwitterung), und dass es neben einem sprunghaften lokalen Ansteigen des Fe-Gehaltes auch kontinuierliche Änderungen gibt. Zonarbau ist nicht erkennbar.

Korn Nr. 5c1



Korn Nr. 8a

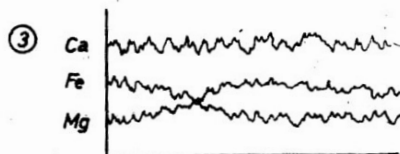
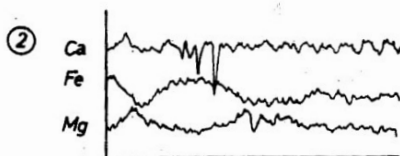
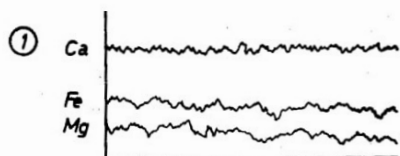
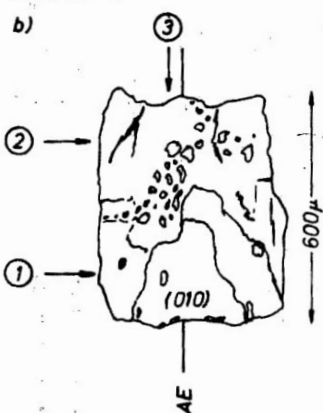


Abb. 9 — Mikrosondenprofile zweier Orthopyroxenkörner aus der Probe BDT. Das obere Korn (a) liegt auf (010). Das untere Korn (b) ist xenomorph. Die Pfeile durch (a) sowie 1, 2 und 3 bei (b) geben die Lage der Profile an.

2) *Klinopyroxene:*a) *Augit:*

Auch sie sind in ihrer chemischen Zusammensetzung variabler als die einigermaßen einheitlichen Augite der Probe KSA. Drei verschiedene Klinopyroxene konnten unter dem Binokular ausgelesen werden.

Den Hauptanteil der Klinopyroxene bilden olivgrüne Augite zwischen 30-1200 μ Korngrösse, in ihrer Menge derjenigen der Orthopyroxene gleichkommend. Es sind hypidiomorphe Kristalle mit schwachem Pleochroismus —hellgrün, gelblichgrün—

$$2V\gamma = 35-45^\circ$$

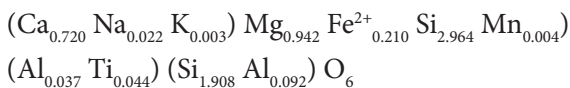
n_α	1.6890	
n_β	1.7025	± 0.0010
n_γ	1.7220	

wieder sind die Abweichungen der chemischen Zusammensetzung von Korn zu Korn festzustellen, wenngleich nicht so ausgeprägt wie bei den Orthopyroxenen. Teilweise undulöse Auslöschung, sowie ungleichmässige Farbenverteilung deuten ebenfalls auf Inhomogenität hin. Zwillinge nach (100) und (122) sind nicht selten. Unregelmässige Verwachsungen verschiedener Ortho- und Klinopyroxen- kristalle wurden im Dünnschliff mehrmals beobachtet. Apatiteinschlüsse sind hier nicht so häufig wie beim KSA. Zonarbau ist selten. Titanomagnetit, Plagioklas und Karbonate kommen auch als Einschlüsse vor. Entmischungen parallel (100) sind bisweilen undeutlich zu erkennen. Deutliche Entmischungerscheinungen wurden nur bei den beiden anderen Klinopyroxenen, die im Anschluss an diesen Augit besprochen werden, festgestellt.

Chemische Analyse:

SiO_2	51.29	MnO	0.197
Al_2O_3	3.00	MgO	16.99
TiO_2	0.55	CaO	18.06
Fe_2O_3	1.57	Na_2O	0.32
FeO	6.79	K_2O	0.05

Das führt zur chemischen Formel:



Es ist ein relativ Ca-armer Augit (siehe Abb. 10). Dies deutet auf eine höhere Bildungstemperatur.

Die Si:Al^{IV} Verhältnisse der bisher analysierten Pyroxene sind:

Si	Al ^{IV}		
1.924	0.062	Hypersthen	KSA
1.930	0.070	Augit	KSA
1.900	0.100	Hypersthen	GTP 2
1.915	0.085	Hypersthen	BDT
1.908	0.092	Augit	BDT

Ina Vergleich zum Pyroxen aus KSA tritt Al stärker hervor. Nach Tröger (1969, S. 377) ist es ein Pyroxen, welches für tholeiitische Gesteine eben noch typisch ist.

Mikrosonden-Untersuchungen ergaben folgendes:

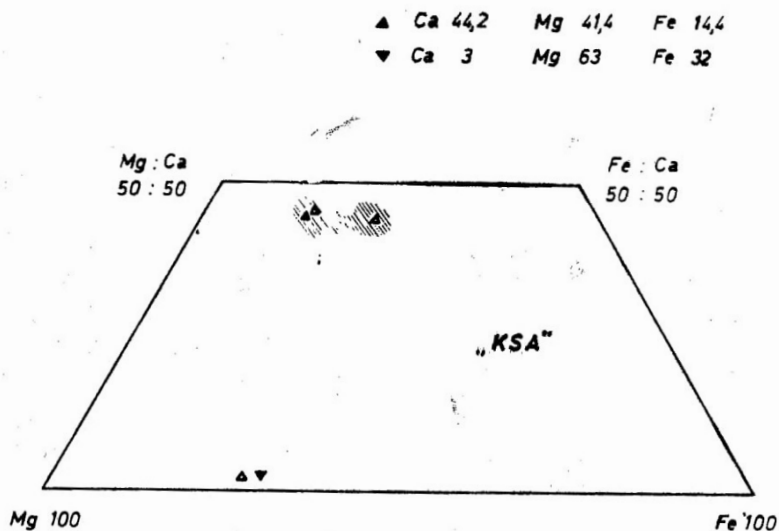
- einige sehr dünne Entmischungslamellen
- die Anreicherung von Fe und Mg entlang von Spaltrissen
- eine Fe:Mg Verteilung mit starken und unregelmässigen Schwankungen. Meist sind die Kristalle Fe-reicher. Dabei kann die Fe-Zunahme nach aussen hin kontinuierlich oder auch sprunghaft vor sich gehen.

- an zwei Stellen eines inhomogenen Kornes wurden drei Kationen quantitativ bestimmt.

Korn Nr	9a1	9a2
CaO	22.14	22.50
FeO	6.35	11.00
MgO	18.80	15.80

b) Weitere Klinopyroxene:

Ein wesentlicher und wohl auch entscheidender Unterschied zu den Pyroxenen aus der Probe KSA ist, dass bei BDT noch zwei weitere Klinopyroxene jeweils links und rechts vom Augitfeld, ohne scharfe Grenzen Vorkommen. Es sind dies ein diopsidisch- pigeonitischer und ein ferroaugitisch-ferropigeonitischer Pyroxen. Die Straffierten Gebiete in Abb. 10 zeigen ihre Zusammensetzungsbereiche. Die einen haben hellere, grünliche, die anderen dunkelgrüne bis schwärzliche Farbtöne im Vergleich zu den soeben behandelten olivgrünen Augiten. Beide zusammen machen etwa 15-20% der gesamten Pyroxenmenge aus. Sie sind etwas kleiner als die Augite, maximal etwa 600 μ .



- ◆ GTP2 Hypersthen
Ca 5 Mg 63 Fe 34
- BDT Hypersthen
Ca 4 Mg 66 Fe 30
- BDT Augit
Ca 37,7 Mg 48,4 Fe 14,3

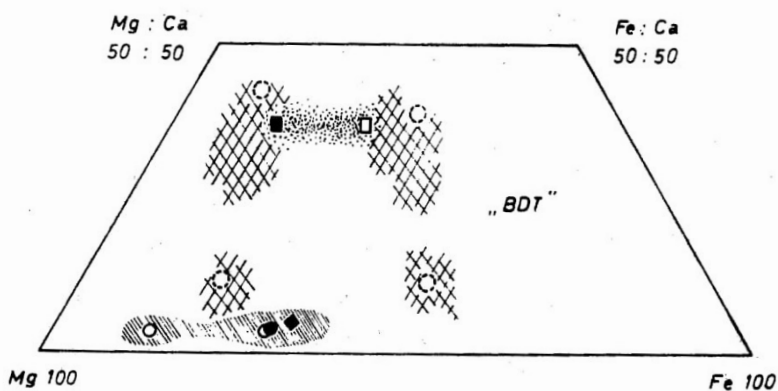


Abb. 10 — Lage der Pyroxene im Pyroxendreieck; gefüllte Signaturen entsprechen den Schwerpunkten der chemischen Analysen. Offene Signaturen sind die nach Tröger (1971, s. 81) optisch bestimmten chemischen Zusammensetzungen.

Die horizontalen Schwankungen im Pyroxendreieck sind wohl Effekte der normalen Kristallisationsdifferentiation, also ein Fe:Mg Austausch. Im Gegensatz dazu ist die vertikale Ausdehnung der beiden letzten Pyroxene, die Relation Ca: (Fe+Mg), als eine Effekt der Relation Kristall-Flüssigkeit bei der schnellen Kristallisation und Abschreckung zu verstehen. Ähnliche (Fe+Mg) :Ca Substitutionen bei den metastabilen Pyroxenen der Picture George Basalten aus Oregon, fanden Smith und Lindsley (1971) an den schnell abgekühlten Rändern "quench trend", wogegen sie im Inneren, in den langsam abgekühlten, dickflüssigen Partien wieder den Ersatz Fe:Mg fanden, eine Entwicklung, die sie "platonische Tendenz" nennen. So sind auch, vor allem bei den ferroaugitischen Pyroxenen, hier die stark ausgeprägten Entmischungen auffällig.

Röntgenographisch sind diese Entmischungen als doppelte oder breite Peaks bei den kleineren d-Werten erkennbar (siehe Tab. 3). Während die Augite oder Orthopyroxene meist gar keine oder nur eine schwache Entmischung parallel (100) zeigen, haben diese beiden extrem Fe-armen und extrem Fe-reichen Pyroxene neben parallel (100) eine zweite zusätzliche Entmischungsfläche parallel (001) (siehe Photo 6). Sie entsprechen etwa den Entmischungen, die Tröger (1969, S. 375) als Fall 3 und 5 beschreibt. Der Wirt ist in beiden Fällen monoklin. Ein fortgeschrittenes Entmischungsstadium wird nicht immer erreicht; meist erkennt man nur eine tropfenförmige Anordnung der entmischten Komponente. Um die Beziehungen genauer untersuchen zu können, wurde jeweils ein einzelner Kristall zersplittert. Die unten angeführten Pyroxenkomponenten wurden dabei unter den Splintern desselben Kristalls mikroskopisch mehrmals festgestellt. Die Ergebnisse sind für beide Pyroxenarten gleich, jedoch selbstverständlich mit unterschiedlichen Lichtbrechungen. Für Fe-arme Kristalle ergab sich:

a) Orthopyroxen

$$2V\alpha = 55-65^\circ$$

$$n\beta \leq 1.68507$$

b) Pigeohit

$$2V\gamma = 10-30^\circ$$

Die Achsenebene sowohl parallel als auch senkrecht (010), also Ca-arme und Ca-reiche Pigeonite.

c) Diopsid

$$2V\gamma \text{ gross}$$

$$n\beta > 1.685$$

Die Lichtbrechungsmessungen zeigen, dass alle drei Pyroxene ohne scharfe Grenzen im Pyroxendreieck nebeneinander existieren. Folgende Lichtbrechungsschwankungen für die beiden extremen Klinopyroxene wurden gemessen:

a)	b)
Fe-arme, diopsidisch- pigeonitische	Fe-reiche, ferroaugitisch. ferropigeonitische
$n\beta = 1.6845-1.6880$	$n\gamma = 1.7171 - 1.7280$
für beide gelten ± 0.0010	

Dazwischen liegen die Augite. Mikrosonden-Teilanalysen brachten entsprechende Werte:

a)	b)	
CaO	21.81	19.85
FeO	4.33	14.30
MgO	20.02	13.90

Mikrosonden - Profilmessungen brachten folgende Ergebnisse:

1. Die diopsidisch-pigeonitischen Pyroxene haben eine inhomogene Fe-Verteilung. Der Gehalt an Fe steigt meistens gegen den Kristallrand hin sprunghaft an.
2. Die Ferroaugite sind stärker entmischt, der Austausch vom Ca:(Fe+Mg) zwischen den breiteren Entmischungslamellen wird im Profil deutlich (siehe Abb. 11).

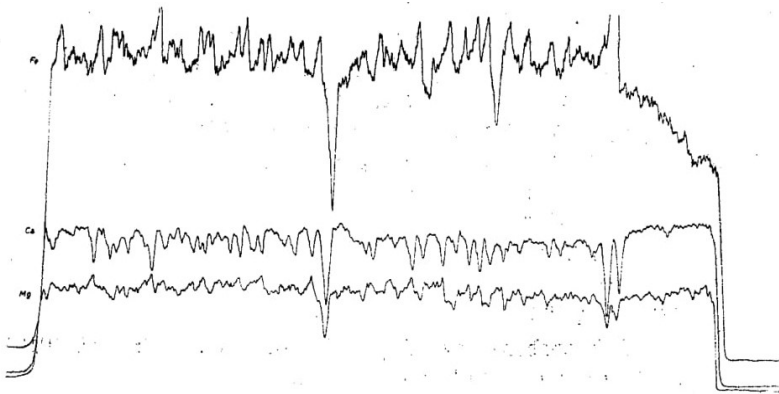


Abb. 11 — Mikrosondenprofil an einem ferroaugitischen Korn aus der Probe BDT. Die Länge der Meßstrecke beträgt etwa 400 μ . Der Austausch von (Fe + Mg) gegen Ca in den 8-14 μ breiten Lamellen ist deutlich zu erkennen.

Man erkennt, dass die Pyroxene dieser Probe, weder innerhalb eines einzelnen Kornes noch untereinander, ein chemisch homogenes Bild ergeben. Es wird sich deshalb nicht um im Gleichgewicht koexistierende Pyroxenpaare handeln. Kuno (1955) erwähnt einige Pyroxene aus der Pyroxenmischungslücke, die kryptoperthitische Verwachsungen verschiedener Phasen zeigen. Auch Yoder und Tilley (1962) fanden bei tholeiitischen Basalten aus Hawaii Pyroxene aus der Mischungslücke. .

Im Gegensatz dazu repräsentieren die Ca-reichen Augite und Hypersthene der Probe KSA mit weitgehend ausgeglichenen Kationenverhältnissen und auch einheitlichem Chemismus im Gleichgewicht koexistierende Pyroxenpaare. Dies wird in dem Pyroxendreieck der Abb. 10 veranschaulicht. Bei der Probe KSA stimmen die optischen und chemischen Schwerpunkte der Klinopyroxene etwa überein, wenn man dabei die Mikrosondenbefunde, sowie eine länger dauernde Wachstumsphase mit in Betracht zieht (Abb. 10 und Abb. 4).

Bei der Probe BDT sind diese Schwankungen sehr undurchsichtig, Man muss dabei berücksichtigen, dass die natürlichen Pyroxene Produkte von Vielstoff Systemen sind, dass also die Rolle der Alkali und Al-Beimengungen in ihrem Einfluss auf die Lichtbrechung nicht ausseracht gelassen werden darf und trotzdem mangels Bestimmungsmöglichkeiten nicht berücksichtigt werden kann. Auch wird gerade durch die starke Streuung des Chemismus zwischen und innerhalb von einzelnen Kristallkörnern —vor allem bei den Pyroxenen der Probe BDT— die Feststellung der chemischen und optischen Schwerpunkte erschwert.

Zusammenfassend stellt sich die Ausscheidungsfolge für die Pyroxene bei dieser Probe, und auch für GTP, so dar: Zuerst kristallisieren bronzitische Orthopyroxene, die im Laufe der Zeit Fe-reicher werden. Wahrscheinlich reagieren Teile davon später mit und in der Schmelze, wobei sie zum Pigeonit umgewandelt werden (Nakamura und Kushiro, 1970). Einige Pigeonite im Dünnschliff zeigen Orthopyroxeneinschlüsse und unregelmässige Verwachsungen mit ihnen (Abb. 12).

Anschliessend kristallisieren Augite und zwar zunächst pigeonitisch-dioptidische, Fe-ännere Klinopyroxene. Die Frage, ob diese frühen Fe-ärmeren Klinopyroxene alle direkt aus der Schmelze auskristallisiert und später entmischt wurden, oder aber ob Teile davon, wie eben erwähnt, Produkte

einer Reaktion (Hypersthen + Schmelze \rightarrow A Augit) sind, bleibt offen. Plausibler erscheint das Zutreffen beider Möglichkeiten. Schliesslich kommt es zur Ausscheidung von Ferroaugiten (vgl. Weiskirchher, 1967), die auch in der Grundmasse überwiegen.

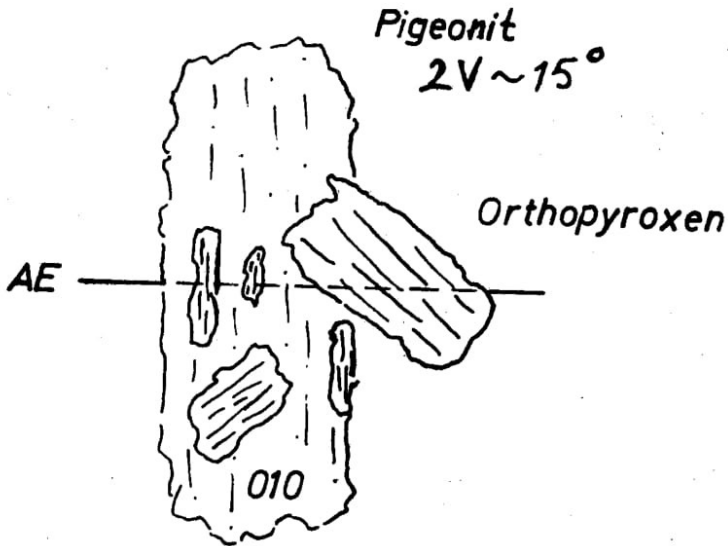


Abb. 12 — Orthopyroxen - Pigeonit - Verwachsungen bei der Probe BDT. Pigeonitlänge etwa 700 μ .

Da die extrem Fe-armen und extrem Fe-reichen Ca-haltigen Pyroxene im Laufe der Differentiationsprozesse nicht mehr mit der Schmelze im Gleichgewicht stehen, beginnen sie sich bei langsam vor sich gehender Abkühlung zu entmischen. Die Entmischungsprozesse dauern so lange, bis die Kristalle durch effusive oder eruptive Tätigkeit abgeschreckt, und in verschiedenen Entwicklungsstadien metastabil fixiert werden.

Die schnelle Kristallisation der Ferroaugite wird durch ihre zahlreichen Gaseinschlüsse unterstrichen. Sehr wahrscheinlich beginnt ihre Abscheidung erst nach der Tuffphase, da sie dort fehlen.

Gramse (1970) beschreibt ähnliche Phänomene für die Pyroxene der tholeiitischen Basalte, wo die Kristalle für längere Zeit weder mit der Schmelze, noch untereinander, im Gleichgewicht standen.

Plagioklas. — Die Plagioklase sind ähnlich denen der vorangehenden Tuff schichten; wieder sind es meistens korrodierte Kernzonen mit hin und wieder zonar weitergewachsenen Rändern. Es wurde kein einziger Plagioklas mit Verunreinigungs zonen gefunden, welche bei denen der Stockvulkane Typus Alpha so typisch waren. Die hypidiomorphen Kristalle sind kleiner als die vom KSA (Häufigkeitsmaximum bei 200-600 μ) und sehr unrein.

$$2V\gamma = 80-85^\circ$$

$$n\alpha = 1.556$$

$$n\beta = 1.559 \pm 0.001$$

$$n\gamma = 1.563$$

$$n\gamma - n\alpha = 0.007 \quad \text{An}_{50-55} \text{ LABRADORIT}$$

Auf Grund des Zonarbaues erhält man bei der Lichtbrechungsmessung zu niedrige Werte. Mit der Methode der maximalen Auslöschung kommt man zu Werten von An_{60} . Albit- und Albit + Karlsbader - Zwillinge sind vertreten. Wieder sind Auflösungserscheinungen parallel der c-Achse (siehe Photo 7 und 8) erkennbar; diese sind mit Glas aus der Grundmasse gefüllt. Titanomagnetit und Karbonate sind als Einschlüsse nicht selten, ebenso wenig Chalcedon - Adem entlang von Rissen.

Chemische Analyse:

SiO_2 53.97

Al_2O_3 27.18

TiOa 0.10

Fe_2O_3 0.96

MnO 0.018

MgO 0.13

CaO 11.86

Na_2O 4.16

K_2O 0.60

P_2O_5 0.044

99.02

Mit der Mikrosonde wurde

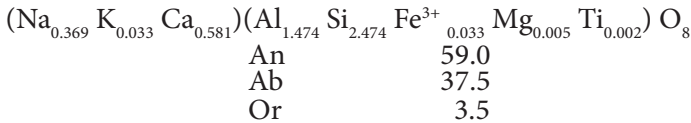
CaO 14.48

Na_2O 3.80

K_2O 0.45

gefunden, angesichts des Zonarbaues eine passable Übereinstimmung.

Chemische Formel:



Vergleicht man im Röntgendiagramm die Aufspaltung 131-131 mit 0.15 und das Reflexpaar 241-241, so ergibt sich aus dem Diagramm von Bambauer et. al. (siehe Tröger 1969, Abb. 250, S. 749), dass die Plagioklase der drei untersuchten Proben (KSA, GTP, BDT) in den Hochplagioklasbereich fallen. Dabei liegt aber der Plagioklas der Probe KSA an der Grenze zum Tiefplagioklas. Die Plagioklase der Proben GTP und BDT zeigen einen normalen Zonarbau. Im Gegensatz dazu zeigen diejenigen der Probe KSA inversen Zonarbau mit schnellen und langsamen Abkühlungsphasen und sprunghafter Ca-Zunahme am äussersten Rand infolge Resorption der draufliegenden Sedimente. Der An-Gehalt steigt von KSA An45, GTP An45-55 zu BDT An₆₀.

Weitere Minerale. — Von Titanomagnetit sind die Kristalle teilweise idiomorph und maximal 80 μ gross.

Eine chemische Analyse ergab:

TiO₂ 6.58

MgO 1.51

Siderit tritt meist als radialstrahlige Kugeln von 60 - 600 μ Durchmesser in der Grundmasse, teilweise auch als Spaltenfüllungen, in beachtlichen Mengen auf. Die Kugeln bestehen bisweilen aus mehreren Schalen verschiedener Zusammensetzung. Diese wohl hydrothermalen Blasenfüllungen sind ein weiteres Merkmal für die Gesteine vom Typus Beta.

Chemische Analyse:

CaO 14.10

MnO 0.72

MgO 6.02

FeO 39.06

TiO₂ Spuren

Die Apatite sind rauchtrübe, idiomorphe, dickprismatische Kristalle, selten grösser als 60 μ

n_E 1.635 Das führt

n₀ 1.632 zu einem
F-Apatit

Einige stark oxydierte Biotite, kleine Ilmenit-Kristalle und Leichtkumulatbruchstücke sind wohl die Restbestände der früheren Tuffphase.

Probe BDM (Typus Beta)

Einige hundert Meter nördlich vom verlassenen Dorf Eski Süleymanlı, im gleichen tektonischen Tal, in welchem die Probe BDT entnommen wurde, kreuzen sich zwei Störungsrichtungen NE/SW und NW/SE, wobei die zweite die Jüngere ist. An dem Schnittpunkt dieser beiden Störungen stehen steilgerichtete, sehr irische Felsen eines kleinen Förderungskanals als morphologisch jüngere Einheit an (Probe BDM, siehe geologische Karte im Anhang). Das Gestein ist dem Augenschein nach jünger als die 7 Deckeneruption BDT. Els ist die einzige Stelle des engeren Untersuchungsbereiches, wo phänobasaltisches Typus Beta Gestein nicht in Deckenform vorkommt, sondern in seinem Förderungsschlot. Im äusseren Aussehen unterscheidet es sich überhaupt nicht von dem anderen Typus Beta Gestein, ebensowenig unter dem Mikroskop. Das Gefüge ist ähnlich, die Fliesstextur nicht so ausgeprägt, die Mineralparagenese die Gleiche, nur die Farbzahl ist etwas höher.

Die stratigraphische Altersstellung dieses Schlotes lässt annehmen, dass es sich hier um eine etwas spätere Förderung des gleichen Differentiationsprozesses handelt, der auch das Gestein BDT lieferte. Die folgenden Untersuchungsergebnisse stützen diese Annahme.

Beschreibung der einzelnen Mineralien

Die Probe BDM enthält als einziges unter den untersuchten Gesteinen Olivin in Mengen von 0.5-1%. Els sind meistens sehr kleine, zum Teil noch idiomorphe Kristalle etwa 60 bis 400 μ gross. Die farblosen bis hellgrün-gelblichen Kristalle enthalten am äusseren Rand bisweilen winzige Einschlüsse von Magnetit.

$2V\alpha, \beta = 85-90^\circ$ AE// (100), hohe Doppelbrechung, schlechte Spaltbarkeit sowie:

n_α	1.660	
n_β	1.678 =	± 0.001
n_γ	<u>1.692</u>	
$n_\gamma - n_\alpha$	0.032	

sind die optischen Merkmale. Das entspricht einem Olivin mit etwa 12% Fayalit. Im Dünnschliff zeigen die Olivine Umwandlungen in bronzitische Orthopyroxene (Abb. 13).

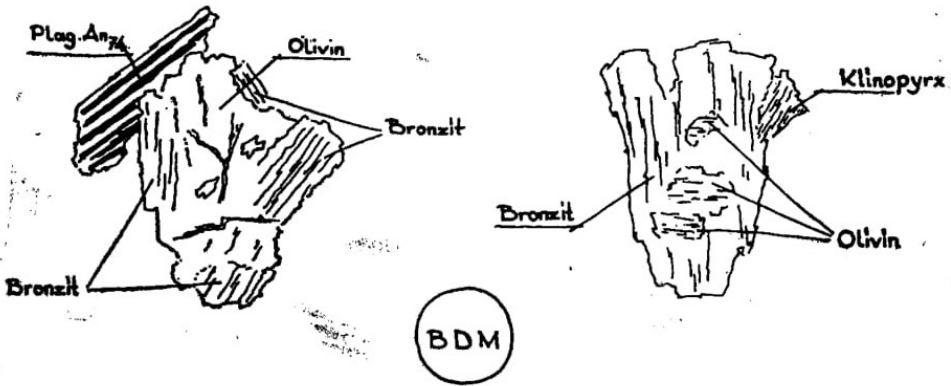


Abb. 13 — Umwandlung Olivin - Orthopyroxen bei der Probe BDM. Die Korngröße beträgt etwa 500 μ .

Nach Tröger (1969, S. 269) ist es eine "Hochtemperaturumwandlung", die wohl eine "Reaktion mit der an SiO_2 -reicher gewordenen Restschmelze" darstellt. Berücksichtigt man aber dabei, dass die chemischen Analysen der beiden Typus Beta-Proben BDT und BDM ziemlich gleich sauer sind (Tab. 1), so wird das Ungleichgewicht zwischen der Schmelze und den Olivinkristallen eindeutig. Also handelt es sich hier eher um eine Umwandlungsart infolge der chemischen Änderungen in der Schmelze, wobei die Temperatur eine gewisse Rolle gespielt haben kann. Auch die d-Werte der Debye-Scherrer Aufnahme enthalten einige Orthopyroxenreflexe (siehe Tab. 3).

Danach können wir jetzt das Vorkommen zweier verschiedener Orthopyroxene in den beiden Typus Beta Proben (BDT, BDM) wie folgt interpretieren. Die bronzitischen Körner sind die Reaktionsprodukte früher vorhandener Olivine. Solche Mg-reichen Orthopyroxene sind mengenmässig weniger vorhanden, als die Hypersthene und enthalten keine Apatiteinschlüsse.

Dafür sind kleinste Magnetite parallel c-Achse eingeschlossen. Da diese Orthopyroxene einen deutlich kleinen Achsenwinkel haben, geht die Umwandlung sehr wahrscheinlich in pigeonitisch-diopsidischen Klinopyroxenen weiter, welche auch frei von Apatiteinschlüssen sind.

Die Pyroxene sind die gleichen wie bei BDT. Entmischungserscheinungen sind nur bei ferroaugitischen Kristallen deutlich ausgeprägt. Die Fe-armen Pyroxene sind etwas reichlicher vertreten. Auf der anderen Seite haben manche Hypersthene und auch Augite eine um etwa 0.002 Einheiten höhere Lichtbrechung und so auch höhere Fe-Gehalte. Das hängt wohl mit der im Vergleich zu BDT längeren Kristallisationsdauer zusammen. Der höhere Eisengehalt ist dafür verantwortlich, dass diese Pyroxene mehr als die aus BDT von einer Goethit-Hämatitkruste umgeben sind. Auch Siderite treten auf. Sie enthalten:

CaO	4.70	FeO	39.24
MgO	3.44	TiO ₂ -Spuren	
MnO	0.52	(d-Werte siehe Tab. 4)	

Die Plagioklase bilden meist sehr kleine Kristalle, als Seltenheit bis max. 600 μ Korngrösse. Charakteristisch ist wieder eine Wachstumsform mit Auflösungen um einen Kern parallel (001) und zonares Wachstum nach aussen hin.

Entsprechend der gesamten Entwicklung von der Tuffphase GTP über die darauffolgende Deckeneruption BDT bis zur hier beschriebenen Probe BDM, werden die Plagioklase immer basischer. Es handelt sich bei dieser jüngsten Förderung um labradoritische Bytownite. Die Lichtbrechungswerte sind: .

n_{α}	1.5642		
n_{β}	1.5650	± 0.0010	Das entspricht einem
n_{γ}	1.5705		An ₆₇₋₇₀
$n_{\gamma}-n_{\alpha}$	0.0063		

Mit der Methode der maximalen Auslöschung kommt man bei den korrodierten Kristallerf zu Werten bis zu An₇₅. Solche Plagioklase sind bei tholeiitischen Gesteinen etwas unerwartet. Korrodierte Kerne weisen daher auf ein basischeres Stammagma hin.

Auch die Grundmasse hat wieder eine ähnliche Zusammensetzung mit 40% Plagioklas (An₄₅₋₅₅) und ebensoviel Glas ($n - 1.50- 1.54$) sowie mehr als 10% Verwitterungsbildungen.

TYPUS GAMA

Proben GK und OGB

Im Profil IV sind Tuffe über dem Typus Beta Gestein, die sich von der Serie GTP durch das deutliche Hervortreten von Fremdmaterial unterscheiden. Es sind grosse und kleine Bruchstücke von verschiedenen sandigen und kalkigen Sedimenten, sowie von porphyrischen Typus Alpha Gesteinen. Damit wird die stratigraphische Lage und der intrusive Charakter der Typus Alpha Gesteine bestätigt.

Diese hangende Tufflage zeigt den Beginn einer neuen Phase an, wobei durch einen weiteren Aufstieg des Magmas in die oberen Krustenteile grosse Mengen Gesteine des Deckgebirges teilweise assimiliert werden.

Nach dieser zweiten Tuffphase beginnt die Förderung einer pechsteinartigen, extrem glasigen Lava, entlang neuer tektonischer Richtungen (siehe geologische Karte). Die Lagerung und der durch den Gasreichtum bedingte fluidale Charakter dieses Typus Gama Gesteins wurde bereits im geologischen Teil beschrieben. Eine ähnliche Reihenfolge wie im Profil IV ist auch in vielen anderen Vulkangebieten Westanatoliens zu beobachten.

Diese "obsidianartige andesitische Glaslava", deren Bruchstücke Andrä (1905) in Tuffen bei Foga beschrieb, zeigt in unserem Gebiet auch ein ähnliches Bild. Einige Einschlüsse in den Tuffbänken GTP 3-5 erinnern so stark an ein Gestein vom Typus Gama, dass man unbedingt daran denken muss, dass derartige Gesteine im Verlaufe des vulkanischen Geschehens Westanatoliens nicht etwa immer einen gewissen Abschluss darstellen müssen, wie möglicherweise in unserem Gebiet, sondern eine sich wiederholende Phase ist nicht auszuschliessen.

Die untersuchte Probe GK vom Typus Gama kommt aus dem ionischen Festungshügel beim Dorf Görece (siehe geologische Karte). Im Streckeisen-Doppeldreieck liegt sie nach der Rittmann Norm in dem Rhyolith-Feld (Abb. 14). Sie besteht zu 90% aus kryptokristalliner bis glasiger Grundmasse. Die restlichen 10% sind Einsprenglinge:

1. von Sanidin,

der idiomorphe, zonargebaute Kristalle von maximal 1200 μ , Grösse bildet, und eine sehr deutliche Triklinität aufweist,

2. von Biotit,

der tiefrotlich-braun gefärbt ist und ausgeprägte sagenitische Entmischungen zeigt, sowie,

3. von Plagioklas,

der nach dem Röntgendiagramm überwiegt. Et ist klein, maximal 400 μ gross und dem aus dem Typus Beta ähnlich.

Diese extrem glasreichen Rhyolithe sind die Produkte einer sehr rasch ablaufenden Förderung. Starke tektonische Bewegungen haben mitgewirkt, wodurch die vorangehenden Tuffe ohne vollständig ablaufende magmatische Entwicklung und ohne merkliche Resorption des Nebengesteins rasch und explosiv gefördert wurden. Das anschliessend emporsteigende Magma war sehr heiss und hatte sehr wohl die Möglichkeit Fremdmaterial vollständig zu resorbieren. Diese gasreiche und dünnflüssige Schmelze wird, entlang der neuen tektonischen Störung, ohne merkliche Kristallisations-differentiation schnell eruptiert. Dadurch kommen unzählige viele, in dünnen Fliessplatten angeordnete kleine Gasblasen zustande.

In den gleichen Eruptionsrichtungen NW/SE, auf der Dorfstrasse 1,2 km nördlich vom Telekler beim Burçak Tepe ist ein Obsidiengang in der rhyolithischen Pechsteinmasse aufgeschlossen (Probe OGB siehe geologische Karte).

In diesem Gang befindet sich hellweisses, fluidaltexturiertes Gestein (OGB), neben schwarzem Obsidian (OGB Obs). Die hellweissen Gesteine sind kryptokristallin. Röntgenographisch wurde Quarz, Plagioklas und Sanidin in etwa gleichen Mengen nachgewiesen. Dagegen enthält der Obsidian gar keine nachweisbaren Minerale. Vielleicht wurde er noch später, im Anschluss an das helle Gestein, gefördert. Die Analysen beider liegen im Streckeisen - Dreieck im Alkalirhyolithfeld (siehe Abb. 14), Sie stellen die Schlussphase des Typus Gama Vulkanismus dar, möglicherweise bereits den Hydrothermalbereich erfassend. Ähnliche glasige Gesteine in verschiedenen Mengen und in unterschiedlicher Zusammensetzung (Opale, Christobalithhaltige Obsidiane usw.) kommen in nord-westlichen, höhergelegenen Hügeln häufig vor.

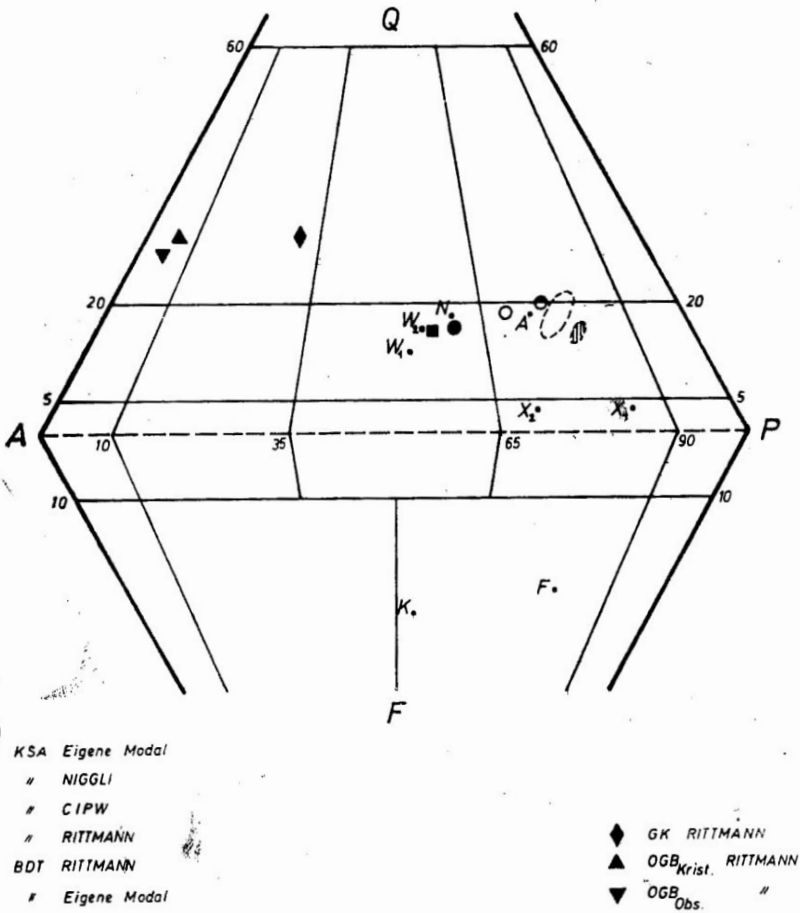


Abb. 14 — Lage der untersuchten Proben und einiger Vergleichs-analysen im Streckeisen - Doppeldreieck (Buchstaben Vergl. Tab. 1).

DIE ENTWICKLUNG DER GESTEINE

In den vorangegangenen Abschnitten waren die einzelnen Gesteine als selbständige Einheiten beschrieben worden. Wenngleich schon dabei die Unterschiede im Mineralbestand, vor allem aber in der Art der entsprechenden Minerale deutlich herauskamen, so wurde doch bislang auf die einzelnen Gesteine in ihrer Gesamtheit nicht eingegangen.

NOMENKLATUR

Entsprechend der Gepflogenheit beim Vergleich von Serien, von denen zunächst nichts anderes als ihr äusseres Aussehen bekannt ist, waren die einzelnen Gesteine einmal durch Kennbuchstaben für ihr Vorkommen, zum anderen durch griechische Buchstaben charakterisiert worden; diese sind die gleichen, welche auch auf türkischen geologischen Karten benützt werden.

Das Gestein der Probe KSA, Typus Alpha bezeichnet, ist mit dem identisch, was bisherige Bearbeiter türkischer Eruptiva als "Andesit" bezeichnet haben. Nach dem gefundenen Modalbestand würde es sich aber um einen Dazit bis Latitandesit handeln.

Bei dem relativ hohen Anteil an nicht auflösbarer Grundmasse scheint es aber richtiger, aus dem normativen Bestand den Namen herzuleiten. Wenn man die Rittmann-Norm verwendet, kommt man zu einem Quarzlatit, eine Verschiebung in ein Feld also, wie sie bei einer ungestörten und vollständigen Auskristallisation der gesamten Masse zu erwarten ist.

Die Gesteine der Probe BDT und BDM sind einander extrem ähnlich, um nicht zu sagen, sie sind identisch. Sie gehören dem Typus Beta an und wurden bisher als "Basalte" beschrieben. Hier ergibt der Mineralbestand Latitandesite, wenn man sich als Abgrenzungsprinzip die Farbzahl zu eigen macht. Schliesst man sich an die meist parallel laufende Zusammensetzung des Plagioklases an, so hätten wir hier einen Latitbasalt vorliegen. Bei der Berechnung der Rittmann-Norm kommt man wieder zu einem Quarzlatit, wobei man die Probe BDM als olivinführend bezeichnen muss.

Wie die Abbildung 14 zeigt, sind diese beiden Gesteine in ihrer Zusammensetzung nach der Rittmann-Norm praktisch identisch. Das gilt auch und erst recht für den Chemismus. Alle analysierten Proben sind nach Niggli als normal-quarzdioritisch zu bezeichnen.

Deutlich anders ist die Lage bei der Probe GK, die als Typus Gama bezeichnet wird. Im Gelände war dieser Gesteinstyp bisher als Porphyrit bezeichnet worden. Bei dem hohen Anteil an glasiger Grundmasse wäre hier nach dem modalen Bestand der Namen Hyalo-Basalt zu wählen,

ein Name, der erkennen lässt, wie wenig Sinn die Benennung nach dem modalen Bestand bei extrem glasreichen Laven ist. Wenn man die chemische Analyse als Basis der Nomenklatur wählt, so kommt man nach der Rittmann-Norm zu der Bezeichnung Rhyolith, wobei hier der Name Hyalo-Rhyolith gebraucht werden soll, wenngleich damit ein Mineralbestand vorgetäuscht wird, der nun einfach nicht zutrifft. Es sei daran erinnert, dass fast nur Plagioklase als Einsprenglinge auftreten. Nach Niggli entspricht der Magmentyp noch am ehesten dem granosyenitischen.

Die beiden Gesteine OGB sind ihrem Auftreten nach typische Gangbildungen und bisher aus Westanatolien nicht erkennbar beschrieben. Nach dem modalen Mineralbestand sind es eindeutig Obsidiane, nach der Rittmann-Norm ebenso eindeutig Alkali-Rhyolithe. Mit den oben genannten Bedenken sollte man sie als Hyalo - Alkalirhyolithe bezeichnen. Nach Niggli gehören beide dem Engadinergranitischen Magmentypus an.

In Tabelle 1 und 2 sind alle entsprechenden Analysen und Parameter zusammengestellt. Neben der chemischen Analyse werden dort die Niggli-Werte, die Rittmann-Werte und die CIPW-Werte mitgeteilt. Deshalb soll hier auf die Werte als solche nicht weiter eingegangen werden.

ENTWICKLUNG DER GESTEINE

Im Wesentlichen sind die Analysenwerte der Gesteine auf den ersten Blick von einer schier bedrückenden Gleichartigkeit. Das gilt besonders für die drei Gesteine vom Typus Alpha und Beta. Doch eine Eigenheit ist unverkennbar: Mit fordauerndem Vulkanismus werden die Förderprodukte immer saurer.

Wenn man die Niggli. Werte vergleicht, wird das besonders augenfällig. Da gleichzeitig al , alk und k sowohl mit der Dauer des Vulkanismus als auch mit si steigen, wäre dies eine Entwicklung, die durchaus der eines tholeiitischen Magmas entspräche, fm , c und ti sinken, ebenso mg . Auch diese Entwicklung passt zu einem derartigen Magma. Da aber dominant si steigt, gibt diese Feststellung nicht viel her.

Betrachtet man noch die steigende Tau-Zahl nach Rittmann, so scheint die Entwicklung doch eher von einer Resorption oder aber Mo-

bilisation granitischen Materials beherrscht. Das wird auch im Rittmann-Diagramm bestätigt. Da man diese Beziehung schon aus der Tabelle erkennen kann, wird auf eine graphische Wiedergabe verzichtet: Mit steigendem SiO_2 -Gehalt steigt der Sippenindex zwar nur gering, aber doch merklich an. Das ist das Verhalten eines Magmas, welches Ton und Granit in seiner chemischen Zusammensetzung immer ähnlicher wird.

Dieser Trend kommt auch sehr schön in Abb. 14, im Streckeisendiagramm, zum Ausdruck.

Zunächst kann man in diesem Diagramm eine Gesetzmässigkeit entdecken, die wohl bei Effusiva allgemeingültig ist. Der modale Bestand, der ja die zuletzt auskristallisierenden Minerale nicht berücksichtigen kann, einfach weil sie noch nicht auskristallisiert sind, liegt am weitesten rechts, dem Plagioklaspunkt am nächsten. Die Werte der Niggli-Norm liegen zwar schon weiter links, aber noch immer sehr nahe am modalen Bestand. Das liegt daran, dass man bei dieser Norm vom gefundenen Mineralbestand ausgeht und sie diesem anzupassen trachtet. Die C.I.P.W.-Werte liegen noch weiter in Richtung Alkalifeldspat und die Rittmann-Norm schliesslich nähert sich dem Alkalifeldspatpunkt am meisten.

Im Streckeisendiagramm ist die Entwicklung der vulkanischen Produkte besonders gut interpretierbar. Sie reicht vom Latit-Feld bis in das der Alkali-Rhyolithe. Eine solche Entwicklung scheint uns wieder nur dadurch erklärbar, dass grössere Mengen granitischer Gesteine verdaut wurden, denn der absolute Alkaligehalt der Alkalirhyolithe ist doch sehr gering.

Die Analysen einiger relativ nahe gelegener Vulkanite West-anatoliens —sie sind in der Tabelle 1 und 2 mit allen Angaben angeführt— sind in der Abb. 14 gleichfalls eingetragen, nämlich die Proben X 1 und X 2, W1 und W 2 sowie die Proben F und K. In diesem Falle haben wir eine —trotz der wenigen Analysen kann man das bereits sagen— völlig andere Entwicklung der vulkanischen Produkte. Die Entwicklung führt zu alkalireichen "Restschmelzen", ist also allgemein gesprochen alkali-olivinbasaltisch.

Wir haben also auf engstem Raum einerseits eine Magmentwicklung, die von Assimilation, höchstwahrscheinlich sogar Anatexis beherrscht wird und eine solche, wie sie für ein alkaliolivinbasaltisches Magma typisch ist.

Wenn es auch nicht bewiesen ist, so vermuten wir, dass die Unterschiede in Art und Chemismus der Plagioklase und der Pyroxene vor allem, in den Gesteinen vom Typus Alpha und Beta bei praktisch gleichem Gesamt-Chemismus der Gesteine zusammen mit dem Auftreten von Olivin in den spätesten Phasen (es sei hier nochmals an seine Umwandlung in Pyroxen erinnert, wohl durch die sich ändernde Zusammensetzung der Schmelze) ein Hinweis auf das mögliche Vorherrschen hybrider Magmen zu werten ist.

An dieser Stelle möchte ich meinen verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. W. Weiskirchner dafür danken, dass er, meiner Anregung folgend, mir dieses Thema aus meiner engeren Heimat stellte. Während meiner Untersuchung durfte ich mich seiner Unterstützung und Kollegialität erfreuen.

Eine wertvolle und unermüdliche Hilfe im Gelände und bei der Diskussion meiner Befunde hatte ich in Herrn Prof. Dr. R. Brinkmann.

Die Arbeit wurde dadurch ermöglicht, dass das M.T.A.-Institut, Ankara, meine Geländekartierung förderte und die Deutsche Forschungsgemeinschaft die daran anschließenden petrographischen Untersuchungen, die Inhalt der vorliegenden Arbeit sind, unterstützte. Die Türkische Forschungsgemeinschaft —TBTAk— stellte mir dabei ein Doktorandenstipendium zur Verfügung. Den entscheidenden Herren dieser drei Institutionen gilt mein besonderer Dank.

Izmir, 31.1.1973

Yayına veriliş tarihi: 31.1.1973

TABB. 1 — CHEMISCHE GESTEINSANALYSEN, QUANTITATIVER
MINERALBESTAND NACH DER RITTMANN-NORM, SIPPENINDEX,
TAU-WERT UND FARZAHLE DER UNTERSUCHTEN PROBEN

	KSA	BDT	BDM	GK	OGB (Mkr)	OGB (Obs)
SiO ₂	59.63	58.98	59.83	68.80	73.20	70.30
Al ₂ O ₃	15.87	15.76	15.70	15.50	14.00	14.00
Fe ₂ O ₃	3.98	1.27	1.47	2.83	1.35	1.10
FeO	1.58	4.07	3.67	0.43	0.35	0.64
MgO	3.11	3.58	3.46	1.21	0.24	0.05
CaO	6.03	5.89	5.75	1.71	0.84	0.96
Na ₂ O	3.00	2.69	2.73	3.82	3.28	2.94
K ₂ O	3.30	3.57	3.48	5.28	5.73	6.37
MnO	0.07	0.11	0.10	0.05	0.05	0.06
TiO ₂	0.68	1.00	0.84	0.47	0.31	0.24
P ₂ O ₅	0.31	0.31	0.305	0.12	0.05	0.06
CO ₂	0.44	1.46	0.94	0.05	0.05	0.05
H ₂ O+	0.94	1.43	1.38	0.23	1.03	3.52
H ₂ O-	0.82	0.10	0.10	—	—	—
	99.76	100.23	99.75	100.50	100.48	100.29

RITTMANN-Norm

Quarz	13.5	13.0		22.8	29.0	26.6
Sanidin	27.7	30.5		48.3	61.6	66.4
Plagioklas	42.4	39.1		19.4	4.7	3.2
Klinopyroxen	13.9	14.7		0.0	0.0	0.0
Magnetit	1.2	1.1		0.5	0.2	0.3
Ilmenit	0.7	1.0		0.1	0.3	0.2
Biotit	0.0	0.0		8.7	1.5	1.5
Apatit	0.6	0.6		0.2	0.1	0.1
Cordierit	0.0	0.0		0.0	2.7	1.7
Sigma	2.39	2.45		3.21	2.69	3.17
Tau	18.93	13.34		24.85	34.58	46.08
Farbzahl	16.4	17.4		9.6	4.7	3.8

TAB. 1a — CHEMISCHE ANALYSEN SOWIE RITTMANN-NORMEN DER VERSCHIEDENEN VULKANISCHEN GESTEINE AUS BENACHBARTEN GEBIETEN, ZUM VERGLEICH MIT DEN UNTERSUCHTEN PROBEN; W_1 , W_2 : WASHINGTON (1897) SÜDLICH VON IZMIR, X_1 , X_2 KTENAS (1928) HALBINSEL KARABURUN, F: FOÇA, A: ALIÇA; BEIDE LIEGEN WESTLICH VOM UNTERSUCHUNGSGBIET, N: NÖRDLICH IZMIR UND K: KULA. DIE LETZTEN VIER SIND MITTEILUNGEN VON HERRN DOZ. DR. E. İZDAR

	W_1	W_2	X_1	X_2	F	A	N	K
SiO ₂	60.68	61.93	52.98	55.04	45.56	59.28	61.18	47.77
Al ₂ O ₃	16.19	18.47	19.61	16.03	15.03	15.72	15.82	18.46
Fe ₂ O ₃	5.37	1.93	6.98	2.28	1.81	1.24	3.85	2.06
FeO	1.58	2.23	0.95	4.11	5.83	3.89	1.37	5.04
MgO	2.96	2.66	2.35	6.10	9.57	3.51	2.55	7.14
CaO	5.88	4.31	7.42	7.66	10.83	6.43	5.75	7.48
Na ₂ O	3.11	2.92	3.65	3.24	2.93	3.40	3.31	5.43
K ₂ O	3.95	3.92	2.09	2.57	2.08	2.37	3.28	3.36
MnO	—	—	0.14	0.12	0.15	0.10	0.06	0.14
TiO ₂	—	—	0.80	0.76	1.14	0.63	0.63	1.76
P ₂ O ₅	—	—	0.40	0.19	0.27	—	0.13	0.46
CO ₂	—	—	—	—	—	1.00	—	—
H ₂ O+	0.98	2.28	1.40	1.34	4.42	2.28	2.39	0.48
H ₂ O-	—	—	1.73	0.29	—	—	—	—
	100.70	100.65	100.31	99.73	99.62	99.68	100.32	99.59

RITTMANN-Norm

Quarz	10.7	13.7	3.1	2.6	—	15.1	14.7	—
Sanid.	34.5	32.4	12.3	20.2	13.7	17.6	28.2	23.8
Plag.	37.7	39.9	68.8	49.4	34.1	49.7	42.4	27.3
Klpyr.	15.4	—	12.8	25.3	27.5	13.5	12.6	15.2
Calcit	—	—	—	—	—	2.4	—	—
Ilmen.	—	—	0.9	0.7	0.9	0.7	0.6	1.5
Nephe.	—	—	—	—	8.8	—	—	19.5
Apatit	—	—	0.4	0.4	0.6	—	0.3	1.0
Cordi.	—	5.2	—	—	—	—	—	—
Sigma	2.82	2.47	3.30	2.80	9.80	1.91	2.39	16.20
Tau	888.88	888.88	19.55	16.83	10.61	19.86	19.86	7.40
Farbz.	17.1	13.9	15.8	27.8	43.3	17.6	14.7	29.4

TAB. 2 — NIGGLI-WERTE DER UNTERSUCHTEN PROBEN

	KSA	BDT	GK	OGB (Mkr)	OGB (Obs)
si	199.93	194.91	307.64	413.86	397.75
al	31.35	30.69	40.83	46.63	46.67
fm	30.20	32.33	19.38	9.66	8.42
c	21.65	20.85	8.19	5.09	5.82
alk	16.80	16.14	31.60	38.62	39.10
k	0.42	0.47	0.48	0.53	0.59
mg	0.51	0.55	0.42	0.21	0.05
ti	1.71	2.43	1.58	1.32	1.02
p	0.44	0.38	0.23	0.12	0.14
qz	32.73	30.37	90.46	167.38	148.94
k+	4.03	4.37	6.25	6.88	7.86

TAB. 2a — NIGGLI-WERTE DER VERGLEICHSANALYSEN

—Lokalitäten siehe Tab. 1a—

	W_1	W_2	X_1	X_2	F	A	N	K
si	194.88	220.35	155.67	149.71	100.71	195.86	213.41	111.59
al	30.63	38.72	33.95	25.69	19.58	30.60	32.51	25.41
fm	31.38	25.90	28.40	39.00	45.58	31.38	27.52	38.59
c	20.22	16.42	23.35	22.31	25.64	22.75	21.48	18.71
alk	17.77	18.96	14.31	13.00	9.21	15.27	18.48	17.29
k	0.46	0.47	0.27	0.34	0.32	0.33	0.39	0.29
mg	0.45	0.54	0.36	0.63	0.69	0.55	0.48	0.64
ti	0.00	0.00	1.77	1.55	1.89	1.56	1.65	3.09
p	0.00	0.00	0.26	0.22	0.25	0.00	0.19	0.45
qz	23.82	64.28	-1.55	-2.27	-36.11	34.79	39.49	-57.58
k+	4.71	4.71	2.56	3.07	2.53	2.91	3.98	3.88

TAB. 3 — d-WERTE EINIGER ORTHOPYROXENE UND VON OLIVIN

(beide BDM-Aufnahmen wurden mit Deb.-Sherrer-Verfahren durchgeführt)

KSA (Hyp)		GTP (Hyp)		BDT (Hyp)		BDM (Bronz)		BDM (Olivin)		
d	I	d	I	d	I	d	I	hkl	d	hkl
—		6.37		—		—			6.97	
4.57		4.57		—		—			5.09	(020)
—		—		—		4.41		(200)	4.04	Bronzit
4.04		—		—		4.02			3.87	(021)
3.32		3.33	10	—		3.31		(211)	3.73	(101)
3.18	100	3.18	90	3.175	100	3.17	I	(240) (221)	3.50	(111)
2.95	3	2.96	20	2.95	7	2.95		(231)	3.17	Bronzit
2.88		2.89	100	2.87	60	2.88	III	(160)	3.01	(121)
—		2.84	20	2.83	3	—			2.83	Bronzit
2.71	10	2.72	15	2.78	5	2.71		(241)	2.77	(130)
2.54		2.55	25	2.57		—			2.63	
2.51	15	—		2.54		2.53		(022)	2.54	(131)
2.48	15	2.48	20	—		2.49			2.46	(112)
—		—		—		2.39			2.31	(210)
—		—		—		2.25			2.26	(141)
2.12	15	2.13	15	2.16		—			2.16	(220)
2.10		2.11		2.14		2.10	II	(360)	2.02	(132)
—		2.06	7	—		2.06		(271)	1.86	(150)
2.03		2.03	10	2.03		2.02		(280)	1.75	(222)
1.99	18	2.00	15	2.00		—			1.64	(061)
1.96		1.97	18	—		1.96		(361)	1.62	(133)
1.79	20	1.74	12	1.77		1.78		(460)	1.60	(151)
1.53	30	1.53		1.54		1.52			1.49	(004)

TAB. 3a — d-WERTE EINIGER KLINOPYROXENE

KSA (Aug)		BDT (Pige)		BDM (Aug)		hkl
d	I	d	I	d	I	
3.23	80	3.21	100	3.23	V	(220) (021)
2.99	100	2.99	80	2.998		(201) (221)
2.94	80	2.93	60	2.93	I	(311)
2.89	50	2.89	40	—		(310)
—		—		2.81		(130)
2.56	70	2.550		2.56		(131)
		2.547	30			
2.51	40	2.516		2.51	II	(202)
		2.512	25			
2.29	20	2.285		2.28		(311) (400)
		2.280				
2.15		2.14		2.14		(112)
2.13		2.13	30	—		(331) (330)
2.10		2.10	20	—		(402) (421)
2.04		2.03	20	2.03		(402)

TAB. 4 — d-WERTE VON ILMENIT, TITANOMAGNETIT UND SIDERIT

GTP (Ilmenit)*			KSA (Titanomagn.)		
d	I	hkl	d	I	hkl
3.71	30	0112	2.96	12	002
2.73	100	1014	2.52	100	113
2.53	35	1120	2.09	40	004
2.227	25	1123	1.71	10	224
2.223	20		1.61	45	115, 333
1.860	25	0224	1.48	40	044
1.857	20				
1.716	53	1126	BDM (Siderit)		
1.713	30		Deb.-Sherrer-Ver.		
1.623	10	1232 0118	d	I	hkl
1.620	8		3.60	III	0112
1.501	10	2134	3.15	IV	
1.497	5		2.814	I	1014
1.466	8	3030	2.49		Hämat.
1.462	6		2.356		1120
			2.14		1123
			1.97		2022
			1.75	II	0118
			1.512		1232

(*) Vergl. Berry u. Thompson
(Hämatit und Ilmenit)

TAB. 5 — d-WERTE VON AMPHIBOL UND BIOTITEN

KSA (Biotit)		GTP1 (Biotit)		GTP4 (Biotit)		
d	I	d	I	d	I	hkl
9.95	100	9.96	100	10.04	100	001
4.98	5	4.99	6	5.01	4	002
3.31	80	3.31	85	3.33	90	003
2.62	5	2.63	1	2.63	3	200
2.49	10	2.50	14	2.50	16	004
2.31	4	2.44	3	2.44	3	
2.17	4	2.17	2	2.17	2	202
1.99	15	2.00	12	2.00	14	230 211
1.66	6	1.66	7	1.678	7	204
1.536	3	1.544	5	1.539	2	060

GTP3 (Amphibol)

d	I	hkl*
8.45		
8.40	100	110
3.37	15	131
3.26	50	240
3.18	50	440 421
3.12		
3.11	90	310
2.94	25	321
2.89	20	051
2.80		
2.79	60	330
2.74	15	441 630
2.70	50	251
2.59	10	161
2.54	10	621
2.52	10	202 022
2.38	20	
2.34	20	
2.16	20	361

(*) hkl vergl. Klein (1964).

TAB. 6 — d-WERTE DER FELDSPÄTE

KSA (Andesin)		GTP (Andesin)		BDT (labradorit)		hkl
d	I	d	I	d	I	
—		6.46	3	—		$\overline{110}$ 001 020
4.68	2	—		—		$\overline{021}$
4.04	12	4.05	15	4.04	18	$\overline{201}$
3.89	5	3.89	8	3.89	10	$\overline{111}$
3.75	14	3.76	20	3.75	24	$\overline{111}$
3.64	10	3.63	15	3.64 3.63	15	$\overline{130}$ $\overline{130}$ $\overline{131}$
3.47	4	3.47	7	3.42	15	$\overline{112}$ $\overline{221}$
3.37	7	3.37	7	—		$\overline{112}$
3.21	40	3.20	40	3.20	60	$\overline{040}$
3.18	100	3.18	100	3.18	100	$\overline{002}$
3.14	9	3.14	10	3.13	12	$\overline{220}$
3.01	8	3.02	10	3.01	10	$\overline{131}$
2.94	8	2.94	12	2.94	15	$\overline{041}$
2.93	8	2.93	12	2.93	12	$\overline{022}$
2.84	6	2.83	9	2.83	10	$\overline{131}$
2.65	5	2.65	3	2.65	5	$\overline{132}$
2.52		2.52		2.54		$\overline{241}$ $\overline{241}$
2.50	8	2.51	9	2.51	10	Die hkl-Indizes sind nach der ASTM-Kartei zusammengestellt
2.14	3	2.14	4	2.14	5	
2.12	4	2.12	4			
		2.10	5	2.10	4	
		1.88	8	1.88	5	
1.79	10	1.77	10	1.78	8	

TAB. 7 — VERGLEICHEN DES MODALEN BESTANDES MIT
VERSCHIEDENEN NORMEN

	KSA	BDT	KSA	BDT	KSA	KSA	BDT
	RITTMANN		CIPW		NIGGLI	Eigene Modal	
Quarz	13.5	13.0	14.55	11.72	16	10-16	9
Sanidin	27.7	30.5	19.50	21.10	15.4	10-16	10
Plagioklas	42.4	39.1	Ab 25.39	22.76	Ab 27.5	42	41
			An 20.09	20.39	An 20.7		
Orthopyroxen	—	—	4.93	11.13	0.8	7	10
Klinopyroxen	13.9	14.7	6.07	5.75	6.4	16	21
Biotit	—	—	—	—	7.5	3.5	—
Hämatit	—	—	1.67	—	—	—	—
Magnetit	1.2	1.1	3.35	1.84	4.3	5.5	5
Ilmenit	0.7	1.0	1.29	1.86	—	—	—
Rutil	—	—	—	—	0.5	—	—
Apatit	0.6	0.6	0.72	0.63	0.6	—	—
Farbzahl	16.4	17.4	18.03	21.21	20.1	32	36
Namen nach Streckeisen	Quarzlattit	Quarzlattit	Qz.-Latitandesit	Qz.-Latitandesit	Dacit bis Quarz- latitandesit	Dacit bis Quarz- latitandesit	Quarzlattitandesit

ÖZET

İzmir'in kuzeyinde Menemen civarındaki araştırma bölgesinin önce volkanolojik-jeolojik haritası yapılmıştır.

Üç esas tür olarak ayırđedilen efusiflerin nisbî yaş bađlantıları sahadaki verilere göre açıklanmıştır.

Şimdiye dek "Andesit" olarak adlandırılan Alfa-tipi volkaniklerin inceleme sahasındaki mineral parajenezleri, bunların Quarzlatit olduklarını gösterir. Bunlar sıkışma kubbelerine (Staukuppen) benzer şekilde oluşurlar. Bu nedenle uçuşkan elemanlarını kaybetmediklerinden, biyotitçe zengin oluşları ve büyük kristallerin bolluđu olađandır. Plajioklaslar ters zonlu (inverse Zonarbau) yapı gösterirler. Bu kalkerli sedimentlerin resorbe edilmesiyle açıklanabilecek bir görünümde-dir.

Bugüne kadar "Basalt" diye tanımlanan, Beta-tipi olarak adlandırdığımız kayaçlar da Alfa-tipi ile eş kimyasal yapıda olup esasen Quarzlatitdirler. Yayılmaları örtü şeklindedir. Biyotit veya uçuşkan elemanlı başka bir minerale rastlanmaz. Bu tür mineraller "fenobasaltik" lâvların öncüsü tüflerde bolca bulunur. Plajioklaslar da Alfa-tipinden daha bazik kimyada olup, zonlu yapıları normaldir. Bu kayaçlarda dikkati çeken bir başka özellik; piroksenlerin dağılımıdır. Alfa-tipinin homojen yapıdaki bir klino ve bir ortopirokseninin (Plutonik tendenz) yerine, burada ortaya çıkan çok sayıda çeşitli piroksenler, üçgende yatay ve düşey yayılım gösterirler (quench trend). Özellikle ortopiroksenlerin bariz iki konsentrasyon göstermesi (Bronzit ve Hipersten) bunlardan birinin evvelce magmada bulunan olivinlerin reaksiyonunun ürünü olarak yorumlanmasına sebep olmuştur. X-ışınlarında olivinin varlığı, ince kesitlerde de olivinden dönüşüm görülmektedir.

Gama-tipi olarak adlandırdığımız üçüncü esas tür de örtü şeklinde oluşmuş akışkan eruptiflerden meydana gelir. Bu kayaçların cam oranı oldukça yüksektir. İçinde bulunan mineraller, kayacın asidik kimyasına oranla burada da bazik yapıdadırlar. Şimdiye kadar "Porphyrit" olarak adlandırılan bu volkaniklere hiyaloriyolit demek daha uygun olacaktır.

Volkanik aktivitenin son safhasında obsidian damarları oluşmaktadır. Optik gözlemlerle incelenemeyecek küçüklükteki kriptomkristalin komponentli türleri de bulunan bu kayaçlara hiyal-alkaliryolit demek uygun olacaktır.

Bu üç esas türdeki volkaniklerin aralarına tüfler girmiş olup, her safhadaki tuf efusyonu ile yüzeye çıkan mineraller gelecek fazdaki türün bileşimini yansıtır.

Alfa-tipi kubbelerin tabanında haliyle tüflere rastlanmaz. Bunların üstüne gelen tüfler, yüksek basıncın güçlü patlamalarla birdenbire ortadan kalkması sonucu oluşan ince küllü, kristalce zengin tabakalarla başlarlar. Gerek mineral parajenezleri, gerekse yapılan ısı diyagramı karşılaştırmaları şu gerçeği ortaya koyar: Tüflerin ısıları giderek artmaktadır. Değişen mineral parajenezi ile beraber camsı tüflere dönüşüm (Welded-tuff) gaz basıncının ortadan kalkması sonucudur. İgnimbirit safhasına tam varmadan Beta-tipi lâvlara dönüşüm profil boyunca takip edilebilmektedir.

'Çevredeki diğer volkanikler de göz önüne alındığında, iki ayrı mağmatik gelişim ortaya çıkar. Bunların ilki "Basalt alanından" hareket ederek riyolite kadar uzanan bir oluşma süresince anatektik gelişimin etkisindeki bir magmayı, en iyi bir şekilde yansıtır. İkinci olay ise fonolitlere doğru değişim gösteren ve primer alkaliolivin-basaltik magmanın gelişimini andıran dönüşümdür.

Yukarıda belirtilen dönüşümler ve bazı kayaçlardaki minerallerin heterojen dağılımı, hibridik bir magma probleminin varlığını ortaya atabilecek niteliktedir.

LITERATURVERZEICHNIS

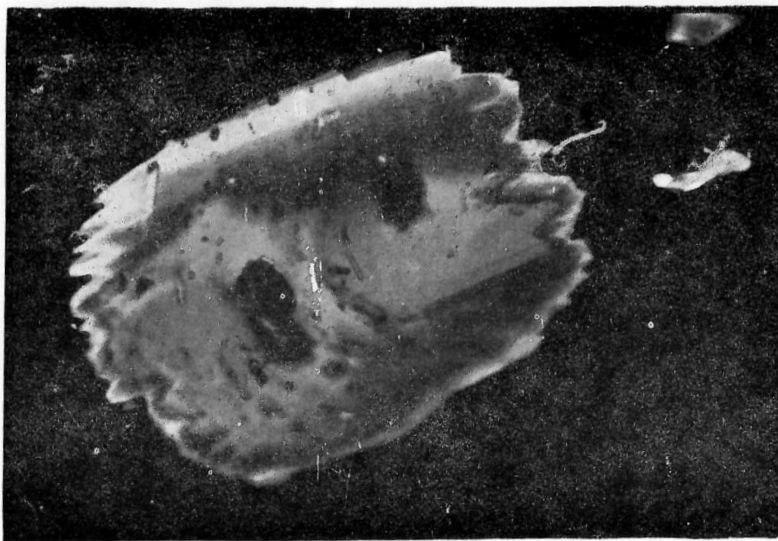
- Akartuna, M., 1962, On the geology of İzmir - Torbalı district. - Bull. M.T.A., 59, 11-19, Ankara.
- Andrà, E., 1905, Eruptivgesteine im nordwesten Kleinasiens. - Disert. Leipzig, 46 s.
- Berry, L. G. u. Thompson, R. M., 1962, X-ray powder data for ore minerals. - The Geol. Soc. Amer. Mem. 85.
- Besenecker, H. et al., 1968, Geologie von Chios (Ägäis). - Geol. et Palae., 2, 121-150.
- Brinkmann, R., 1966, Geotekt. Gliederung von Westanatolien. - N. Jb. Geol. Palae., Mh., 10, 603-618.
- Brinkmann, R., 1968, Einige geologische Leitlinien von Anatolien. - Geol. et Palae., 2, 111-119.
- Brinkmann, R., 1971, The geology of western Anatolia. - Geol. a. Histor. of Turkey, Tripoli, 171-190.
- Brinkmann, R. u. Izdar, E., 1971a, Excursion to Bergama and Kınık. - Geol. a. Histor. of Turkey, Tripoli, 505-508.
- Chaput, E., 1936, Voyages d'études géol. et geomor. en Turquie. - Mém. Inst. Français d'Archeol. de Stamboul, 1, Paris, v. 2, 312 s.
- Doe, B. R. u. Lipman, W. u. Hedge, C. E. u. Kuraswa, H., 1969, Primitive and contaminated Basalts. - Contr. Min. and Petr. 21, 142-156.
- Dora, Ö., 1964, Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Yamanlar-Gebirge (Westanatolien). - M.T.A. Yayın No. 116, 68 s. Ankara.

- Doruk, N., 1969, Biostratigraphie und Ostragot - Mikrofauna des Neogens im Gebiet İzmir - Menemen - Manisa. - unveröf. Diplomarbeit (türk.) İzmir, 46 s.
- Erentöz, D. u. Ternek, Z., 1968, Les sources thermomin. de la Turguie et l'étude l'énergie géothermique. - Bull. M.T.A. 70, 1-60, Ankara.
- Frech, F., 1914, Der Vulkanismus Kleinasiens und sein Verhältnis zu dem Gebirgsbau. - Peterm. Mtlg. 11, 165-172, 212-216, 270-278.
- Gjelsvik, T., 1962, Investigations of lead-zinc deposits in NW-Anatolia. - Bull. M.T.A., 61-70, 59, Ankara.
- Gramse, M., 1970, Quant. Untersuch. m.d. Elektronen-Mikrosonde an Pyroxenen aus Basalten u. Peridotit-Einschlüssen. - Contr. Mineral, and Petrol., 29, 43-73.
- Grützner, K. E., 1908, Beitr. z. Petrographie d. W. - Kleinasiens. - Dissertation, Leipzig, 81 s.
- Hamilton, J. W. u. Strickland, H. E., 1848, On the geology of the western party of Asia Minor. - Trans. Geol. Soc., London, 2, ser. VI.
- Kalafatçıoğlu, A., 1961, A geological study in the Karaburun peninsula. - Bull. M.T.A., 39-51, 56, Ankara.
- Ketin, I., 1961, Über die magmatischen Erscheinungen in der Türkei. - Bull. of Geol. Soc. of Turkey, 2, VII; 16-34, Ankara.
- Klein, C. J., 1964, Cumingtonite: A Chemical, optical and X-ray study. - Amer. Min. 49, 7, 8, 963-982.
- Krause, O., 1969, Die Melilith - Nephelinite des Hegaus. - Dissertation - Tübingen, 104 s.
- Kuno, H., 1955, Ion substitution in the diopsid-ferropigeonite series of clinopyroxenes. - Amer. Min. 1, 2, 70-93.
- Ktenas, M. C. A., 1928, Sur le volcan de Pashoura. Les laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Egée septentrionale. - Prak. Acad. Athen, 3, 226-249.
- Lahn, E., 1945, Le volcanisme Néogène et Quarternaire en Anatolie. - Türk Coğr. Derg. Sayı VII-VIII, Ankara.
- Lahn, E., 1957, Reports entre la répartition des roches volcaniques en Anatolie. - Rev. Geogr. Phys. et Geol. (2), Vol. 1, Fasc. 4, 221-228, Paris.
- Lindsley, D. H., 1962/63, Equilibrium relations of coexisting pairs of Fe-Ti oxides. - Annual rep. of the director of geophys. lab. Carneige-Inst., Washington.
- McKenzie, W. S., 1957, The crystalline modification of $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$. - Amer. J. of Sc., 225, 481-516.
- Milch, L., 1903, Die Ergussgesteine des galatischen Andesitgebietes. - N. Jb. Min. Geol. Pal., 110-165, t. 16.
- Nakamura, Y. u. Kushiro, I., 1970, Pigeonite andesite from Weiselberg. - Amer. Min., 1999-2015, 55.
- Nebert, K., 1960, Vergleichende Stratigr. u. Tektonik west- u. nördlich v. Tavşanlı. - Bull. M.T.A., 10-37, 54, Ankara.
- Nebert, K., 1961, Zur Kenntnis des Neog. Vulkanis. im Raume W.-Gördes. - Bull. M.T.A., 51-59, 57, Ankara.

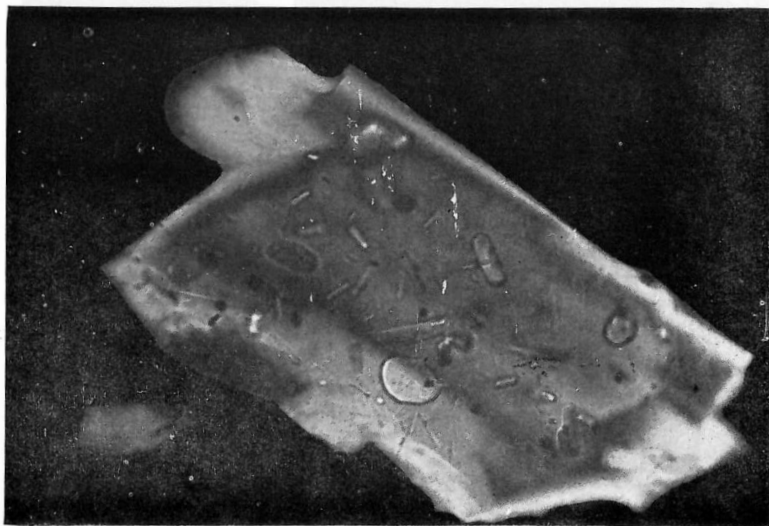
- Philippson, A., 1918, Kelinasien. - Hdb. d. reg. Geol., H. 22, Heidelberg, 318 s.
- Pınar, N., 1948, Ege bölg. tekt. sıcaksu ve madensuyu kayn. - Ist. Üniv. Fen Fak. Monogr. s. 12, 42 s.
- Ronner, F., 1962, Der Einbruch der Ova Sandıklı. - Bull. M.T.A., 71-91, .59, Ankara.
- Seck, H. A., 1971, Der Einfluss des Drucks auf die Zusammensetzung von Feldspäten. - Contr. Mineral, and Petrol., 31, 67-86.
- Seck, H. A., 1971a, Koexistierende Alkalifeldspate u. Plagioklase im System $\text{NaAl-Si}_3\text{O}_8\text{-CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$ bei Temp. von 650°C bis 900°C . - N. Jb. Miner. Abh., 115, 3, 315-345.
- Smith, D. u. Lindsley, D. H., 1971, Augite Crystallization Trends. - Amer. Min., 225-233, 56.
- Tröger, W. E., 1971, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil I-Bestimmungstabellen. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 188 s.
- Tröger, W. E., 1969, Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil II-Textband. - E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 822 s.
- Washington, H. S., 1894, On the Basalte of Kula. - Amer. J. Sc., 114-123, t. 47.
- Washington, H. S., 1897, On Igneous rocks from Symirna and Pergamon. - Amer. J. Sc. IV ser., 41-50, t. 3.
- Washington, H. S., 1900, Kulaite. - J. Geol. Chicago, t. 8, 610-620.
- Weiskirchner, W., 1967, Bemerkungen zum Hegau-Vulkanismus. - The Rhinegraben Progress Report 1967; Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, 139-141.
- Westerveld, J., 1952, Phases of neogene and quarternary volcanism in Asia Minör. - XX Congr. Geol. Inter. Mexico Secc I (I. Bd.), 103-119.
- Winter, H., 1967, Chemische u. opt. Untersuchungen an moldanubischen Biotiten. - Diss. - München, 67 s.
- Wones, D. R., 1963, Physical Properties of synthetic Biotites. - Amer. Min., 1300-1321, 48.
- Wones, D. R. u. Eugster, H. P., 1965, Stability of Biotite. - Amer. Min., 1228-1272, 50.
- Yalçınlar, I., 1957, Manisa Tersiyer serisinde strüktürel ve morfolojik araştırmalar. - Türk Coğ. Der. 17, İstanbul, 72-92.
- Yoder, H. S. u. Tilley, C. E., 1962, Origin of basalt magmas. - J. Petrol., 342-532, 3.
- Zaruvabeli, H., 1970, Zur Geologie des Gebietes nördlich Karşıyaka, Yamanlar-Gebirge. - Diplomarbeit - Hamburg, 67 s.



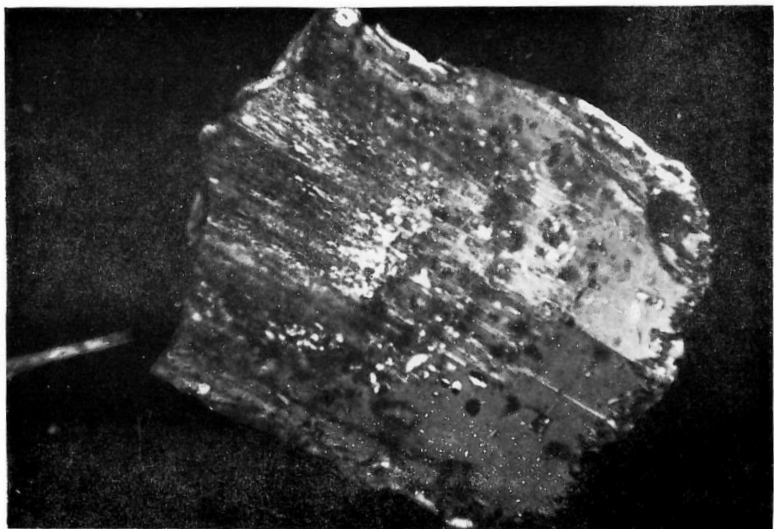
Photos: 1 — Dünne Fließplatten und Fältelungen - Typus Gama - Çiçekliçam.



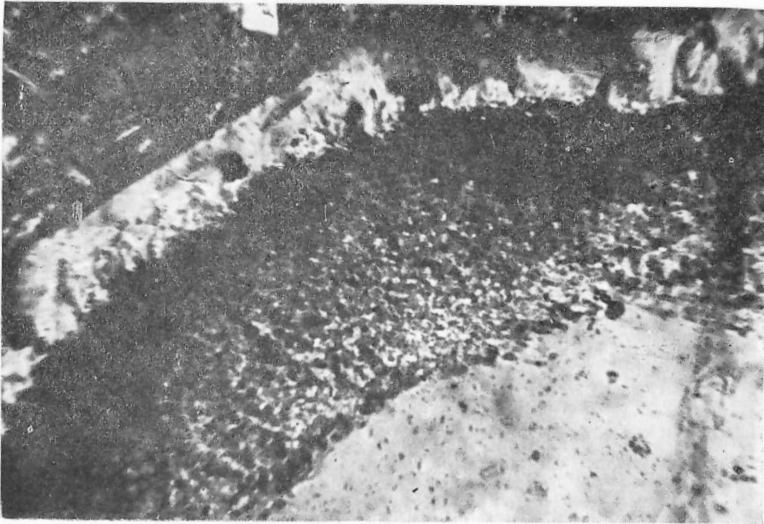
Photos: 2 — Hypersthensplitter, 300 μ , mit orientierten Apatiten - Typus Alpha - KSA.



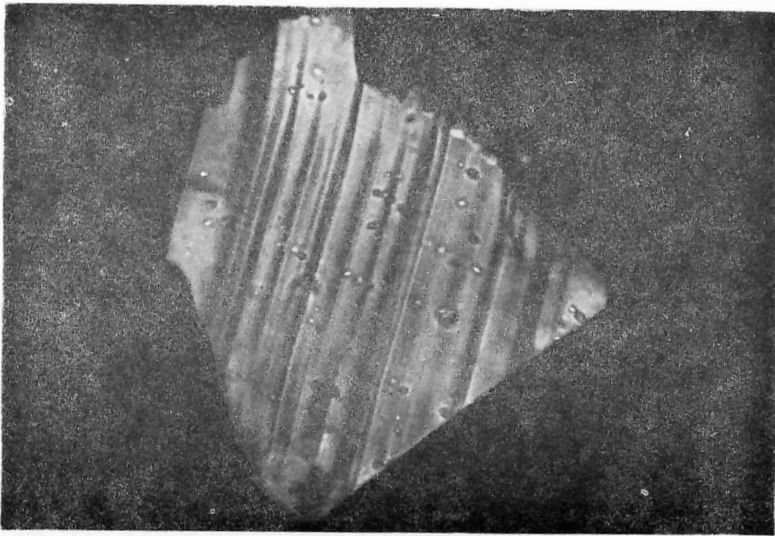
Photos: 3 — Apatiteinschlüsse im Augitsplitter, 400 μ . KSA.



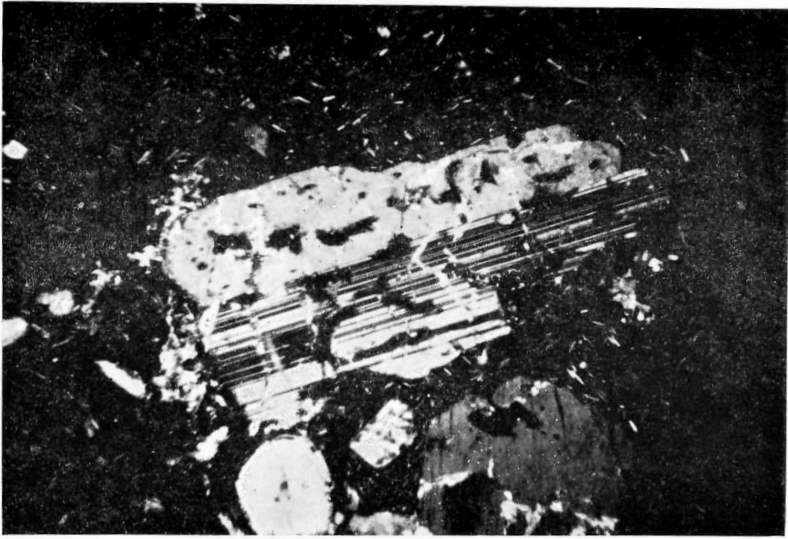
Photos: 4 — Augitkristall mit detritischem Kern. KSA Mikrosonde - Präparat 1b (siehe Abb. 4).



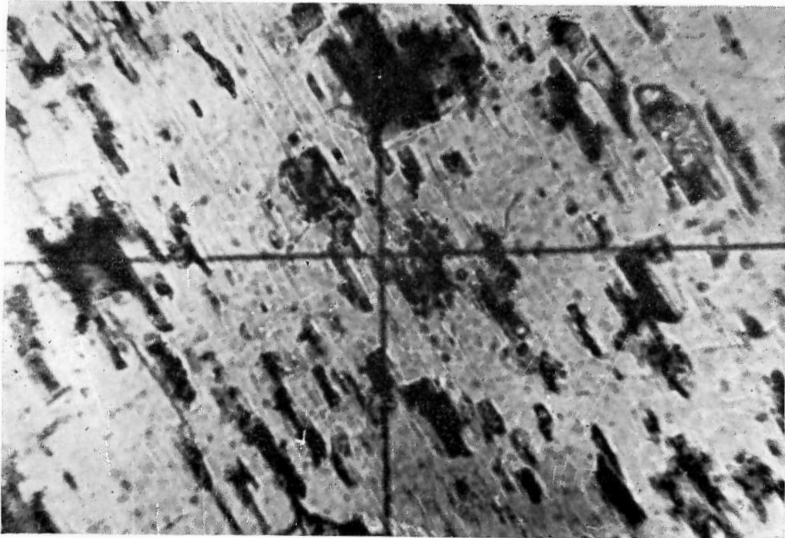
Photos: 5 — Plagioklas - Einsprenglinge - Typus Alpha - KSA - mit unreiner Zone.



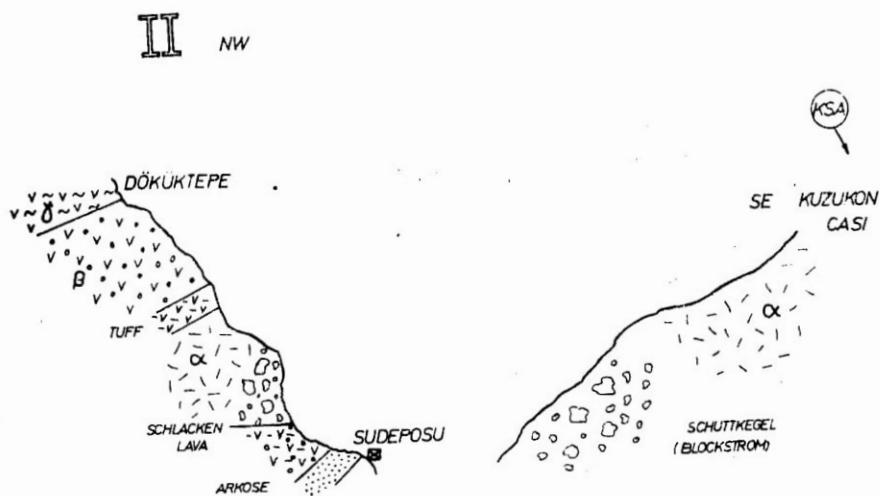
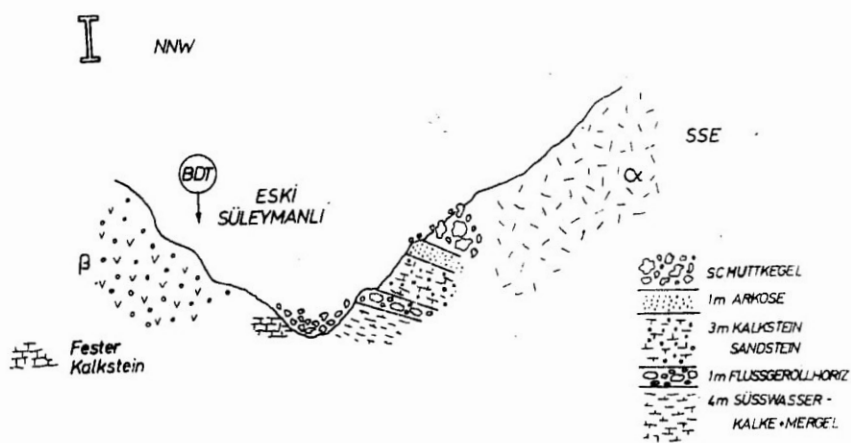
Photos: 6 — Ferroaugitsplitter - BDT - 100 μ , etwa auf (010) liegend. Entmischungstropfen sind parallel (100), Entmischungslamellen sind parallel (001), Der Winkel (001) : (100) = hier 101°.



Photos: 7 — Typus Beta - BDT - Plagioklas, 200 μ , praktisch nur korrodierte Kernzone.



Photos: 8 — Typus Beta - BDT - Plagioklas, 250 μ , Auflösungserscheinungen // (001).

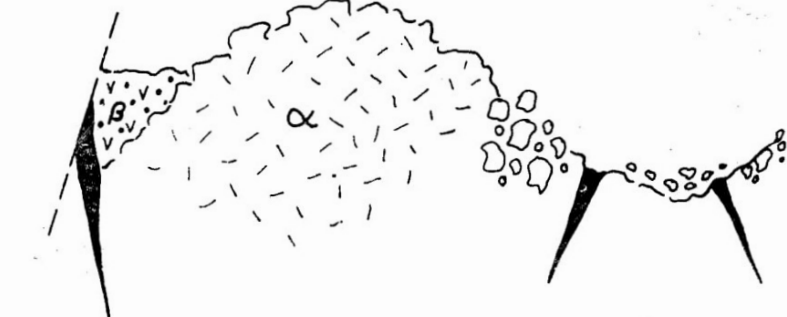


III

NNW

SEE

DEVETEPE



■ SiO₂ - Imprägnationen

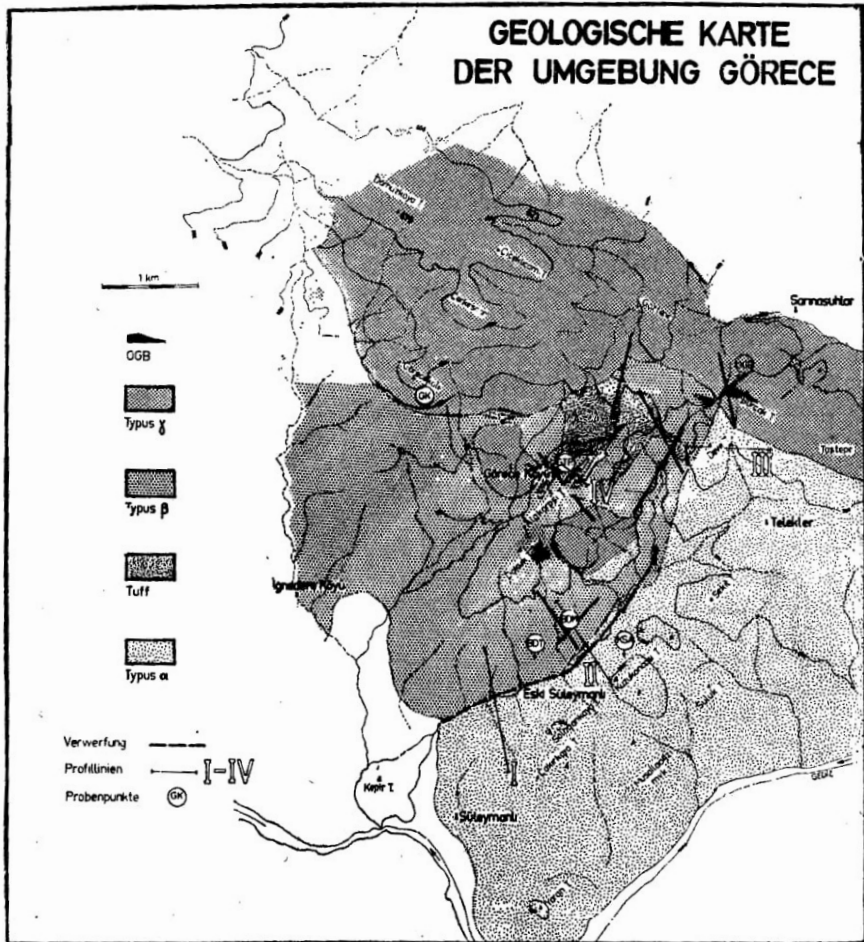
IV

NNW

SEE

ALAKARPSI





THE BOVIDAE FAUNA OF MIDDLE SINAP OF TURKEY

Türkiye Orta Sinap Bovidae Faunası

İbrahim Tekkaya
M.T.A. Enstitüsü, Ankara

ABSTRACT. — *The Bovidae fauna of the Middle Sinap are very interesting because, the representatives of this fauna are helpful in establishing further the association of species and genera between Europe and Asia. For this reason, the Bovidae fauna of the Middle Sinap are very important in correlating the faunal scale between east and west (Asia and Europe) are established by Palaeoreas, Pseudotragus, Tragoreas and Helicotragus. In addition to these, there is the association of species between Europe and Asia established by Pliotoryx carolinae Major, Pliotoryx longiceps Pilgrim and Hopwood, Gazella deperdita Gervais and Gazella gaudryi Schlosser. On the other hand, these representatives generally migrated from the middle Anatolia (Middle Sinap) to Aegean district and Asia.*

ÖZ. — *Orta Sinap Bovidae faunası çok ilginçtir. Çünkü, bu fauna topluluğu gerek Avrupa ve gerekse Asya genus ve spes birliğinin tesisinde büyük rol oynamaktadır. Bu sebepten Orta Sinap Bovidae faunası doğu ile batı arasındaki gerçek bir faunik skalanın kurulmasında ilgi çekicidir. Bu temsilcilerden Palaeoreas, Pseudotragus, Tragoreas ve Helicotragus ile doğu ve batı (Asya ve Avrupa) arasında genus birliği tesis edilmiştir. Pliotoryx carolinae Major, Pliotoryx longiceps Pilgrim ve Hopwood, Gazella deperdita Gervais ve Gazella gaudryi Schlosser ile de Avrupa ve Asya arasındaki spes birliği kurulmuştur. Bu nedenle Orta Sinap Bovidae faunası Türkiye için olduğu kadar Asya-Avrupa faunik birliğinin kuruluşunda da büyük önem taşır.*

INTRODUCTION

The Bovidae family discovered in the Middle Sinap series¹ was a very interesting development for Anatolian paleontology. This family is equally important for Asia and Europe because, these representatives of the Middle Sinap are Asiatic like Maragha fauna and European like Samos, Pikerme and Salonica fauna. There are 81 extinct genera of this family, but we dis-

(1) The detailed study on Middle Sinap faunas is in preparation.

covered 8 genera in the Middle Sinap series; one of them is a new genus, 15 species which belong to these genera and are distributed systematically in the following subfamilies:

Subfam, Bovinae

Palaeoreas brachyceras Ozansoy

Palaeoreas elegans Ozansoy

Subfam. Hippotraginae

Protoryx carolinae Major n. var.

Protoryx longiceps Pilgrim and Hopwood n. var.

Protoryx capricornis n. sp.

Pseudotragus parallelocornis n. sp.

Tragoreas sinapensis n. sp.

Subfam. Antilopinae

Helicotragus incarinatus Ozansoy

Sinapocerus ozansoyi n.gen. n.sp.

Gazella deperdita Gervais n. var.

Gazella ancyrensis Tekkaya

Gazella cf. ancyrensis Tekkaya

Gazella gaudryi Schlosser

Gazella sp.

Incertia sedis.

Qurliqnoria şenyüreki Ozansoy

Palaeoreas

The correlation was carried out morphologically, biometrically and graphically on the specimens of the Middle Sinap and the other representatives of the other areas of Turkey, Europe and Asia. We especially considered the stratigraphical periods and systematical points. In the light of present knowledge we investigated the association of species and genera, the faunal migration of the Middle Sinap and the other areas of Turkey, including Asia and Europe. In this way, the evolutionary continuity of the genus was determined.

According to published records, *Palaeoreas* is generally found in Thrace (Turkey) and in the other parts of Anatolia, in Aegean district and in France. *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry was found in Mont Léberon (France), in Salonica, in Pikermi and in Samos (Greece), in Thrace-Küçük-çekmece and Dardanelles in Turkey (Gaudry, 1862-67; Major, 1891; Pilgrim and Hopwood, 1928; Arambourg and Piveteau, 1929; Malik and Nafiz, 1933; Melentis, 1970; Gentry, 1971; Tekkaya, 1973b). There are new species in the Middle Sinap series in Anatolia. They are *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy and *Palaeoreas elegans* Ozansoy. Later, *Palaeoreas* sp. was found in Manisa, in Uşak, and at different places in and round Ankara (Ozansoy, 1957, 1965; Yalçınlar, 1946, 1947). *Palaeoreas* is not found in the other parts of Europe and Asia. For this reason, it has a very important place in the evolution of mammals. In our opinion, this genus lived during the Pliocene only in the Aegean area, in western and middle parts of Anatolia. It never occurred in the Miocene or in the upper Pliocene.

Protoryx

It lived in Pikermi, Samos and Salonica, in Greece, at Maragha in Iran, in Turkey and in China. *Protoryx carolinae* Major in Maragha and Salonica, *Protoryx carolinae* Major, *Protoryx hentscheli* Schlosser, *Protoryx carolinae* Major n. var. *laticeps*, *Protoryx* cf. *carolinae* Major and *Protoryx longiceps* Pilgrim and Hopwood was discovered in Samos. *Protoryx carolinae* Major was also found in China (Mecquenem, 1924, 1925; Andree, 1926; Pilgrim and Hopwood, 1928; Arambourg and Piveteau, 1929; Major, 1891; Bohlin, 1936; Schlosser, 1904; Gentry, 1971; Tekkaya, 1972). *Protoryx carolinae* Major was first discovered at Çobanpınar (Ankara), Turkey, by Ozansoy (1957, 1965, 1969). *Protoryx carolinae* Major n. var., *Protoryx longiceps* Pilgrim and Hopwood n. var., *Protoryx capricornis* Tekkaya were found by the author in the Middle Sinap series. Bohlin (1935), Teilhard and Trassaert (1938) uncertainly recorded this genus in China. According to Gentry (1971) some *Protoryx* and *Pseudotragus* species belonging to *Pachytragus laticeps* Andree can be noted as follows:

Protoryx carolinae Major (Mecquenem, 1924; Major, 1891)

Protoryx carolinae var. *laticeps* Andree (Andree, 1926)

Protoryx cf. *carolinae* Major (Schlosser, 1904)

Protoryx longiceps Major (Major, 1891)

Protoryx gaudryi Major (Major, 1891)

Protoryx hippolyte Major (Major, 1891)

Protoryx hentscheli Schlosser (Schlosser, 1904; Andree, 1926;

Pilgrim and Hopwood, 1928)

Protoryx hentscheli var. *tenuicornis* Andree (Andree, 1926;

Pilgrim and Hopwood, 1928)

Protoryx crassicornis Andree (Andree, 1926)

Protoryx carolinae var. *crassicornis* Andree (Pilgrim and Hopwood, 1928)

Protoryx longicemp Pilgrim and Hopwood (Pilgrim and Hopwood, 1928)

Protoryx laticeps Andree (Pilgrim and Hopwood, 1928)

Pseudotragus capricornis var. *hippolyte* (Pilgrim and Hopwood, 1928)

Protoryx has not been found in Europe and it was discovered only in the Aegean region, in Asia minor (Anatolia) and in Iran. However, this genus may have migrated from middle Anatolia or the area of comprising middle Anatolia to the Aegean district and Asia. *Protoryx* lived during the Lower Pliocene and it has never been found in the biozones of Miocene or the Upper Pliocene.

Pseudotragus

This genus is known in Samos, Muğla and China. *Pseudotragus longiceps* Andree, *Pseudotragus capricornis* Schlosser, *Pseudotragus capricornis* var. *hippolyte* Schlosser were found in Samos (Schlosser, *ibid*; Andree, *ibid*; Pilgrim and Hopwood, *ibid*). *Pseudotragus* cf. *longicornis* Pilgrim and Hopwood was first discovered in Muğla (Ozansoy, 1951, 1967).

In the Middle Sinap, we also found a new species which was called *Pseudotragus parallelocornis* n. sp. In our opinion, this species is very important for the Anatolia region because there exists only one representative, *Pseudotragus capricornis* Schlosser from China. And according to Gentry (1971), *Pseudotragus capricornis* Schlosser (Andree, 1926) and *Pseudotragus longicornis* Andree (Andree, 1926) belong to *Pachytragus crassicornis* Schlosser, It is unknown whether *Pseudotragus* lived in Europe or whether it lived only during the Lower Pliocene in the Aegean region and in Anatolia, For this reason, it is very interesting to show with this species the faunal association of these areas. This genus may have migrated from middle

Anatolia or the area of surrounding of the middle Anatolia to the southern part of Anatolia or Samos island and then to China.

Tragoreas

It was found in the Middle Sinap series, in Samos, in Sebastopol and in China. *Tragoreas sinapensis* n. sp. was discovered the first time in the Middle Sinap, in Turkey. There are *Tragoreas oryxiodes* Schlosser and *Tragoreas* sp. in Samos (Schlosser, 1904). Borissiak discovered a new species called *Tragoreas leskewitschi* Borissiak in Sebastopol, in 1914. ?*Tragoreas lagrelii* Bohlin and ?*Tragoreas palaeosinensis* (Schlosser) Bohlin lived in China. *Tragoreas* is known in Europe, more than this genus may be distributed to the eastern area of Sebastopol or the upper region of Black Sea, and later the first group may be have migrated from here to middle Anatolia (Orta Sinap), and then from the middle Anatolia to Samos island. The second group migrated from the Black Sea region to China.

Helicotragus

Helicotragus rotundicornis Weithofer (Syn. *Helicophora rotundicornis* Weithofer) was found in Pikermi, in Salonica and in Maragha (Mecquenem, 1925; Arambourg and Piveteau, 1929; Major, 1891; Rodler and Weithofer, 1890; Melentis, 1970). At the same time *Helicotragus fraasi* Andree (Syn. *Helicoceras fraasi* Andree) was found in Samos by Andree, in 1926. *Helicotragus rotundicornis* Weithofer has a very extensive distribution in Turkey. This species was discovered in Thrace-Küçükçekmece (Major, 1891; Malik and Nafiz, 1933). Şenyürek found the same species in Elmadağı (Şenyürek, 1952). Ozansoy discovered a new species called *Helicotragus incarinatus* Ozansoy at the Middle Sinap (Ozansoy, 1957, 1965), Gentry (1971) mentioned all the *Helicoreas rotundicorne* Weithofer, *Helicophora rotundicornis* Weithofer, *Helicotragus rotundicornis* Weithofer and *Helicoceras fraasi* Andree belong to *Prostrepsiceros rotundicornis* (Weithofer). This genus is unknown in Europe and Asia. *Prostrepsiceros* (*Helicotragus*) lived only in Aegean and in Anatolia regions. This genus may have migrated from the middle Anatolia to the eastern part of Anatolia and then Iran and to the western part of Anatolia and then to Samos.

Sinapocerus

This is a new genus and new species. Bohlin found some horn-cores in Tsaidam in China (Bohlin, 1937). But the horn-core of Tsaidam is unlike

the horn-core of Sinap. Prof. Ozansoy discovered the same horn-cores in the Middle Sinap series but he called these materials only Antilope gen. and sp. indet. These horn-cores are never comparable or similar to the other genus of Bovidae in Pliocene. For this reason, we called these materials *Sinapocerus ozansoyi* n. gen and n. sp.

Gazella

The genus *Gazella* is still living, but some species of *Gazella* are extinct. *Gazella stehlini* Thenius has reportedly occurred in the upper Miocene. It lived in the Rhône and in Saône regions in France, in la Chaux-de-Fondes district in Switzerland and in Vienna, in Austria (Stehlin, 1937; Thenius, 1951; Gentry, 1964). At the same time, Thenius stated that this species had lived in Nikolsburg, in Czechoslovakia and in Chios, in Greece (Thenius, 1952; Papp and Thenius, 1959). *Gazella anglica* Newton (Newton, 1884) and *Gazella daviesi* Hinton (Hinton, 1908) were found in the Pliocene deposits in England. *Gazella deperdita* Gervais and *Gazella burbonica* Deperet were discovered in Teruel and in Alcoy district in Spain (Crusafont and Truyols, 1954). *Gazella deperdita* Gervais lived in Croix-Rousse in Lyons and in Mont Léberon in France (Gaudry, 1873; Pilgrim and Hopwood, 1928; Major, 1891; Heintz, 1969, 1971). According to some writers *Gazella baltavarensis* Benda, *Gazella capricornis* Rodler and Weithofer, *Gazella gaudryi* Schlosser, *Gazella deperdita* Gervais lived in the Baltavar region in Hungary (Major 1891; Pilgrim and Hopwood, 1928). *Gazella capricornis* Rodler and Weithofer, *Gazella deperdita* Gervais, *Gazella mytilinii* Pilgrim *Gazella schlosseri* Pavlow have been discovered in Romania and Ukraine (Pilgrim and Hopwood, 1928). Kretzoi mentioned that *Gazella* lived near the Karpad region. *Gazella gaudryi* Schlosser, *Gazella longicornis* Andree, *Gazella schlosseri* Andree, *Gazella mytilinii* Pilgrim, *Gazella deperdita* Gervais were found in Samos, *Gazella deperdita* Gervais, *Gazella capricornis* Rodler and Weithofer were discovered in Pikermi and *Gazella gaudryi* Schlosser, *Gazella deperdita* Gervais were found in Salonica (Andree, 1926; Melentis, 1970; Gaudry 1862-67; Gervais, 1859; Arambourg and Piveteau, 1929; Pilgrim and Hopwood, 1928; Schlosser, 1904; Major, 1891).

There are many species of *Gazella* in Turkey. *Gazella deperdita* Gervais and *Gazella gaudryi* Schlosser were found in Thrace. *Gazella burbonica* Deperet was discovered in Eskişehir. *Gazella otkuni* Ozansoy, *Gazella gaudryi* Schlosser were found in Muğla, in Akçaköy of Uşak and in Eşme of Manisa. *Gazella gaudryi* Schlosser, *Gazella deperdita* Gervais, *Gazella cf. deperdita* Gervais, *Gazella eleanorae* Şenyürek, *Gazella proatlantica* Ozansoy, *Gazella ancyrensis* Tekkaya in the Middle Sinap, in Kavakdere, in Elmadağı and in Ayaş in the Ankara region. After the later *Gazella* sp. was discovered in Akdere in the Kayseri region and in Istanbul (Ozansoy, 1951, 1956, 1957, 1969; Yalçınlar, 1946, 1947, 1952; Malik and Nafiz, 1933; Kansu, 1936; Leuchs, 1949; Thenius, 1949, 1951; Şenyürek, 1952, 1953, 1954; Becker-Platen and Sickenberg, 1968; İzbırak and Yalçınlar, 1951; Tekkaya, 1969, 1970, 1973a, 1973b).

Gazella gaudryi Schlosser and *Gazella deperdita* Gervais were discovered in Kerkük (Piveteau, 1935). *Gazella gaudryi* Schlosser was found in Sahandağ and *Gazella deperdita* Gervais, *Gazella capricornis* Rodler and Weithofer in Maragha in Iran (Mecquenem, 1924, 1925; Pilgrim and Hopwood, 1928; Rodler and Weithofer, 1890). Some writers reported that *Gazella deperdita* Gervais lived in Kazachstan and *Gazella gaudryi* Schlosser, *Gazella paeotemensis* Teilhard and Young were found in the western part of Mongolia (Thenius, 1949; Jaworowska, 1970). *Gazella dorcadoides* Schlosser, *Gazella gaudryi* Schlosser, *Gazella paeotemensis* Teilhard and Young, *Gazella (protetracerus) gaudryi* Schlosser, *Gazella blacki* Teilhard and Young, *Gazella cf. blacki* Teilhard and Young, *Gazella sinensis* Teilhard and Piveteau, *Gazella cf. sinensis* Teilhard and Piveteau, *Gazella cf. subgutturosa* Guldenst, *Gazella kueitensis* Bohlin, *Gazella paragutturosa* Bohlin lived in Pliocene and Pleistocene periods in China (Teilhard and Young, 1931; Teilhard and Trassaert, 1938; Teilhard and Piveteau, 1930; Bohlin, 1938, 1941). *Gazella lydekkeri* Pilgrim and *Gazella cf. lydekkeri* Pilgrim were found in Siwalik series in India (Pilgrim, 1937, 1939).

According to Arambourg (1959) some species of *Gazella* lived in North Africa, one of them, *Gazella praegaudryi* Arambourg occurred in the upper Miocene and *Gazella sitifense* Pomel and *Gazella thomasi* Pomel were found in the Pleistocene series.

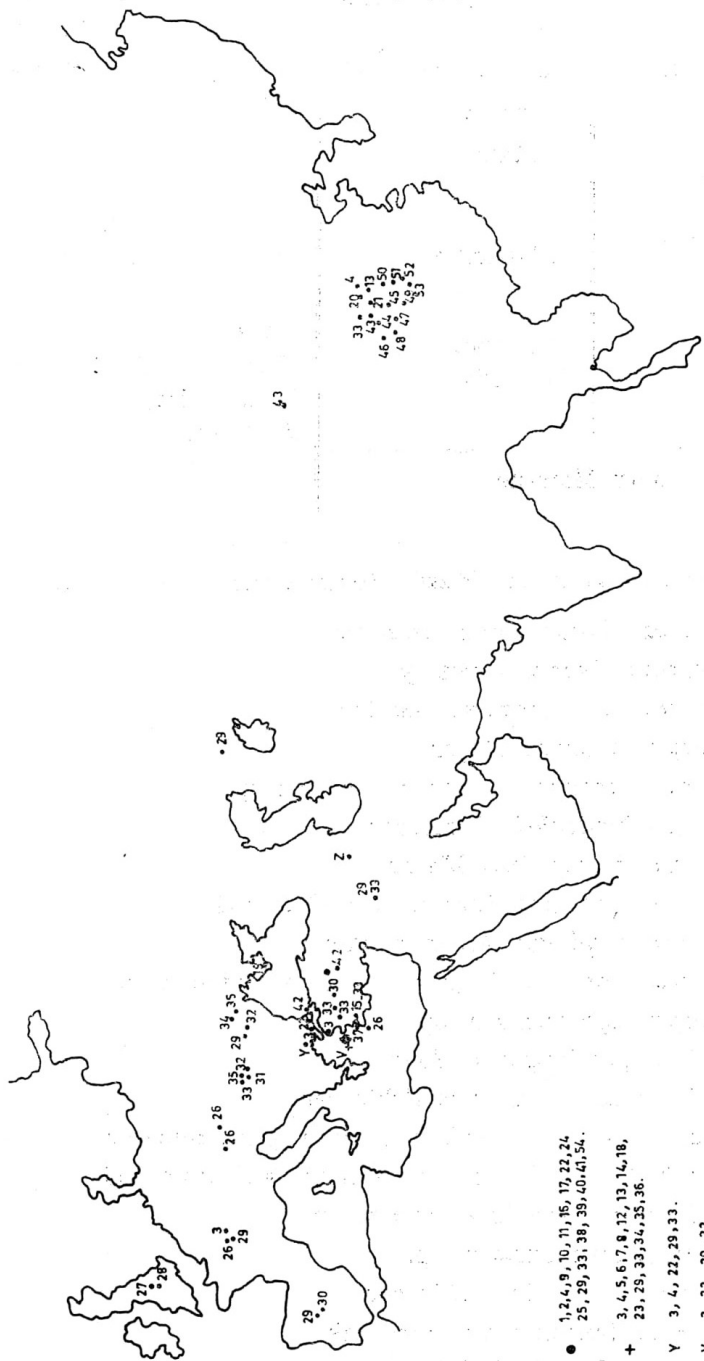
Gazella, widely distributed during the Pliocene and Pleistocene ages in Europe and Asia (including Turkey) has conclusively established the genus association between Europe and Asia. At the same time, *Gazella gaudryi* Schlosser and *Gazella deperdita* Gervais have established the species west-east association between Europe and Asia. For this reason, these species have been characterized during the Lower Pliocene, from Europe to Asia. These two species have been found in the Pliocene age in Turkey. The other *Gazella* species have almost local characteristics, therefore, they have not migrated to these continents. Teilhard and Trassaert (1938) discussed evolutionary points of *Gazella* in China. According to these writers, the first group of *Gazella gaudryi* Schlosser is characterized only the Lower Pliocene in Shensi, Shianshiang, Kansu, Tsaidam and Shansi (zone I) localities. The second group of *Gazella blacki* Teilhard and Young lived in the Middle Pliocene in Shianshaung, Shouyangyütze, Kansu, Taiku, Mienchich-hsinam and Shansi (zone II) localities. The other groups of *Gazella sinensis* Teilhard and Piveteau, *Gazella subgutturosa* Guldenst occurred in the Villefranchian Age in Taiku, Yangton-yeh, Taoping, Wuhsiang, Fushan, Szechuan, Honan, Fukien, Yonan, Mienchich-hsinan, Nihowan, Yang-shaotsun, Kueite-tal, Hsi-kou and Shansi (zone III) localities in China.

Gazella ancycensis Tekkaya belongs to the group of *Gazella gaudryi* Schlosser. For this reason, *Gazella ancycensis* Tekkaya characterizes only the Lower Pliocene.

Qurliqnorina chensi Bohlin lived merely during the Pliocene age in China (Bohlin, 1935). *Qurliqnorina şenyürekli* Ozansoy was first discovered in the Middle Sinap series by Ozansoy (1957, 1965). *Qurliqnorina* has made the faunal connection between Anatolia and China.

CONCLUSION

It appears that, considering the extension of Bovidae fauna of the Middle Sinap, Anatolia was placed between Europe and Asia during Pliocene. Probably due to the widely-varied ecological zones of Anatolia at that time, representatives of the Eurasiatic fauna seem to have come together in Middle Sinap times.



Distribution of the Fossil Bovidae Faunas of Eurasia.

The Stratigraphic position of the Bovidae faunas of Middle Sinap

Pliocene	Astain	Garkın Kayadibi, Middle Sinap Ulaş, Sofça, Bayraktepe
	Plaisansian	
	Pannonian (Pontian) s.l.	
Upper Miocene		

The distribution list of the Fossil Bovidae faunas of Eurasia

- 1 — *Palaeoreas brachyceras* Ozansoy
- 2 — *Palaeoreas elegans* Ozansoy
- 3 — *Palaeoreas lindermayeri* Gaudry
- 4 — *Protoryx carolinae* Major
- 5 — *Protoryx carolinae* Major n. var. *laticeps*
- 6 — *Protoryx hentscheli* Schlosser
- 7 — *Protoryx cf. carolinae* Major
- 8 — *Protoryx longiceps* Pilgrim and Hopwood
- 9 — *Protoryx carolinae* Major n. var.
- 10 — *Protoryx longiceps* Pilgrim and Hopwood n. var.
- 11 — *Protoryx capricornis* m sp.
- 12 — *Pseudotragus longiceps* Andree
- 13 — *Pseudotragus capricornis* Schlosser
- 14 — *Pseudotragus capricornis* var. *hippolyte* Schlosser
- 15 — *Pseudotragus cf. longicornis* Pilgrim and Hopwood
- 16 — *Pseudotragus parallelocornis* n. sp.
- 17 — *Tragoreas sinapensis* n. sp.
- 18 — *Tragoreas oryxiodes* Schlosser
- 19 — *Tragoreas leskewitschi* Borissiak
- 20 — ? *Tragoreas lagrelii* Bohlin
- 21 — ? *Tragoreas palaeosinensis* (Schlosser)
- 22 — *Helicotragus rotundicornis* Weithofer

- 23 — *Helicotragus fraasi* Andree
24 — *Helicotragus incarinatus* Ozansoy
25 — *Sinapocerus ozansoyi* n.gen. n.sp.
26 — *Gazella stehlini* Thenius
27 — *Gazella anglica* Newton
28 — *Gazella daviesi* Hinton
29 — *Gazella deperdita* Gervais
30 — *Gazella burbonica* Deperet
31 — *Gazella baltavarensis* Benda Bohlin
32 — *Gazella capricornis* Rodler and Weithofer
33 — *Gazella gaudryi* Schlosser
34 — *Gazella mytilinii* Pilgrim
35 — *Gazella schlosseri* Pavlow
36 — *Gazella longicornis* Andree
37 — *Gazella otkuni* Ozansoy
38 — *Gazella cf. deperdita* Gervais
39 — *Gazella eleanorea* Şenyürek
40 — *Gazella proatlantica* Ozansoy
41 — *Gazella ancyrensis* Tekkaya
42 — *Gazella* sp.
43 — *Gazella paeotehensis* Teilhard and Young
44 — *Gazella dorcadoides* Schlosser
45 — *Gazella (protetracerus) gaudryi* Schlosser
46 — *Gazella blacki* Teilhard and Young
47 — *Gazella cf. blacki* Teilhard and Young
48 — *Gazella sinensis* Teilhard and Piveteau
49 — *Gazella cf. sinensis* Teilhard and Piveteau
50 — *Gazella cf. subgutturosa* Guldenst
51 — *Gazella kueitensis* Bohlin
52 — *Gazella paragutturosa* Bohlin
53 — *Qurliqnorina chensi* Bohlin
54 — *Qurliqnorina şenyüreki* Ozansoy

REFERENCES

- Andree, J., 1926, Neue Cavicornier aus dem Pliocen von Samos, *Palaeontographica*, Stuttgart, Bd. 67, 135-175 p.
- Arambourg, C., 1959, Vertébrés continentaux du Miocène supérieur de l'Afrique du Nord, *Mém. carte géol. Algérie*, 1-159 p.
- Arambourg, C, Piveteau, J., 1929, Les Vertébrés du Pontien de Salonique, Paris, *Ann. Pal.*, t. XVIII.
- Becker, Platen, J. D. - Sickenberg, O., 1968, Die unterpleistozaenen kiese von Es-kişehir (Anatolien) und ihre Säugetierfauna, Hannover, *Mitt. Geol. Inst Techn. Univ.*, 7-20 p.
- Bohlin, B., 1935, Cavicornier der Hipparion-fauna Nord-chinas, Peking, *Pal. sinica*, ser. C, vol. IX, Fase. 4,
- 1936, Bemerkungen über einige Pontischen Antilopen-Gattungen, Stockholm, *Ark. Zool.*, No. 28,
- 1937, Eine Tertiäre Säugetier-fauna aus Tsaidam, Peking, *Pal. Sinica*, Ser. C, vol. XIV, Fase. 1,
- 1938, Einige Jungtertiäre und pleistozaene Cavicornier aus Nord-China, Uppsala, *Nov. Act. Reg. Soc. Sci.*,
- 1941, *Gazella* (*Protetracerus*) *gaudryi* (Schlosser) and *Gazella dorcadoides* Schlosser, Uppsala, *Bull. Geol. Inst. Univ.*
- Borissiak, A., 1914, Mammifères fossiles de Sébastopol, Paris, *Mem. du comt. Geol. Nouvelle ser.*
- Crusafont, P. - Truyols, J., 1954, Sinopsis estratigrafico, *Paleontologica de Vallés-Penedés*, Sabadell.
- Gaudry, A., 1962-67, Animaux fossiles et Geologie de L'Attique, Paris, 1873, Animaux fossiles du Mont Léberon, Libraire de la Soc. Géol. de France, Paris.
- Gentry, A, W., 1964, Skull characters of African Gazelles, *Ann. Mag. Nat. Hist.*, 1971, The earliest Goats and other Antelopes from the Samos Hipparion fauna, *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.) London*, vol. 20, No. 6.
- Gervais, P., 1859, *Zoologie et Paléontologie Françaises*, Paris, 544 p.
- Heintz, E., 1969, Le dimorphisme sexuel des appendices frontaux chez *Gazella deperdita* Gervais (Bovidae, Artiodactyla, Mammalia) et signification phylogénique mammalia, Paris, T. 33, No. 4,
- 1971, *Gazella deperdita* (Gervais) 1847 (Bovidae, Artiodactyla, Mammalia) du Pontien du Mont Léberon Vaucluse, France, *Ann. Pal. Vertèbres*, Tom. LVH, Fasc. 2, 209-229 p.
- Hinton, M. A., 1908, Note on *Gazella daviesi* Hinton, an Antelope from the Nordich crag. *Geol. Mag.*, London, 445 p.
- İzbirak, R. - Yalçınlar, İ., 1951, Kayseri kuzeyinde üst Miosen'e ait omurgalılar, T.J.K., Cilt III, Sayı 1.

- Jawarowska, Z. K., 1970, Result of the Polish-Mongolian, Palaeontological expedition, Ak. Sic. Inst. Paleo. Warszawa, Part II, 95-104 p.
- Kansu, A. Ş.; ,1936, Mitteilung über Palaontologische und Praehistorische Funde in der Umgebung von Ankara, Ülkü Dergisi.
- Leuchs, K., 1939, Beitrage zur Tertiargliederung in Innerana tolian, Berlin z. Deutsch. Geol. Ges., 785 p.
- Major, F. J., 1891, Le gesement ossifere de Mitylini, Etude Geol. Jaleon. et Botanique, Lausanne, 94 p.
- Malik, A. - Nafiz, H., 1933, Küçükçekmece fosil fıkralı hayvanlar mecmuası, Darülfünun Geol. Enst. No. 8, İstanbul.
- Mecquenem, de R., 1924, Contribution a létude des fossiles de Maragha, Ann. Pal. Paris, T. XIII, 28 p.,
1925, Fossiles de Maraha, Ann. de Pal. Paris, T. XIV, Fasc. 1, 1-36 p.
- Melentis, J. K., 1970, Die Pikermifauna von Halmyropotamus (Euböa-Griechenland) Ann. Geol. des Pays Helleniques, premier série., Tom dix neuviene, Athènes, 285-404 p.
- Newton, E. T., 1884, On the occurence of Antelope remains in newer, Pliocene Beds in Britain, with description of a new species, Gazella anglica, Quart. Geol. Soc. London, 280-293 p.
- Ozansoy, F., 1951, Muğla Pontien Memeli faunası, T.J.K., vol. III, Sıra No. 1, 1956, Ankara çevresi neojeninin Jeolojik katları ve Memeli fosil faunaları hakkında, M.T.A. derleme, rop. No. 2357, Ankara (neşredilmemiş), 1957, Türkiye Tersier Memeli faunaları ve Stratigrafik revizyonu, M.T.A. Dergisi, No. 49, Ankara.
1965, Etude des gisement continentaux et des Mammifères de Cenozoixue de Turquie, Mem. Soc. Geol. France, Paris, 92 p.,
1969, Biozonların ışığında Geyve - Gölpazarı - Göynük - Mudurnu - Nallıhan kuzeyi çevresinde Kretase-Senozoik sınırı ve Senozoik tortulları hakkında, M.T.A. derleme, Rop. No. 4081, Ankara (neşredilmemiş).
- Pilgrim, G. E., 1937, Siwalik Antelopes and Oxen in the American Museum, Bull. Ame. Mus. Nat. Hist. vol. 72, 731-873 p.,
1939, The fossil Bovidae of India, Pal. Indica, 356 p.
- Pilgrim, G. E. - Hopwood, A. T., 1928, Catalogue of the Pontien. Bovidae of Europe, Br. Mus. Nat. Hist. 30 p.
- Piveteau, J., 1935, Les Mammifères du Pontien de l'Irak, Bull. Soc. Geol. France, Paris, T. 5.
- Rodler, A. - Weithofer, K. A., 1890, Die Viederkauer der Fauna von Maragha, Denkschr. k. Ak. Wiss. Mat. Nat. Kl. Bd. LVII, Abt. II, Vienne, 753-772 p.
- Schlosser, M., 1904, Die fossilen Cavicornis von Samos, Beitrage zur Palaen. und Geol. Bd. XVII
- Stehlin, H. G., 1937, Bemerkungen über die Miocaenen Hirschgenera Stephanoce-

- mas und Lagomeryx, verhandl. Naturforsch. Ges. Basel.
- Şenyürek, M., 1952, A study of the Pontien fauna of Gökdere (Elmadağı) South-east of Ankara, Belleten, Ankara, Gilt XVI, Sayı 64,
- 1953 a, A note a new species of Gazella from the Pontien of Küçükoyzgat, A.Ü.D.T.C.F. Dergisi, ai t XI, Sayı 1,
- 1953 b, A horn-core of Gazella copricornis Rodler and Weithofer found at Küçükoyzgat, Bull. Geol. Soc. Turkey, Ankara, vol. IV, Sayı 2, 141-144 p.,
- 1954, Pontien çağda Ankara civarında yaşamış olan bir ceylan türü, Coğ. Mes. Haft. İstanbul, 67-72 p.
- Teilhard de Chardin, P. - Piveteau, J., 1930, Les Mammifères fossiles de Nihowan (China), Ann. Pal. Paris, T. XIX, 134 p.
- Teilhard de Chardin, P. - Trassaert, M., 1938, Cavicornia of South eastern Shansi, Pal. Sinica, Peking, New Series C, No. 6, 98 p.
- Teilhard de Chardin, P. - Young, C. C., 1931, Fossil Mammals from the late Cenozoik of Nortem China, Pal. Sinica, Peking, Serie C, vol. IX, Fasc. 1, 66 p.
- Tekkaya, İ., 1969, Konya Kayadibi faunası hakkında rapor, M.T.A. Dergisi, Ankara, No. 73, 155-160 p.; Preliminary report on the Bovidae fauna from Kayadibi, Konya, Bull. M.T.A., No. 73, bir boynuz, M.T.A. Dergisi, Ankara, No. 74; Horn-core of Gazella deperdita Gervais (n. var.) from Middle Sinap, Bull. M.T.A., No. 74.
- Tekkaya, İ. - Şen, Ş. - Atalay, Z., 1972, Kınık Memeli Faunası hakkında bir inceleme, M.T.A. Dergisi, Ankara, No. 78.
- Tekkaya, İ. 1973 a, Orta Sinap'ta yeni bir Gazella türü, M.T.A. Dergisi, Ankara, No. 80; Une Nouvelle espèce de Gazella de Sinap Moyen, Bull, M.T.A., No. 80,
- 1973 b, Gülpınar'daki Fossil Bovidae kalıntıları hakkında bir not, T.J.K., Ankara, No. 16/2; A note on the remains of Fossil Bovidae of Gülpınar, Bull. Geol. Soc. Turkey, No. 16/2.
- Thenius, E., 1949, Über die Saeugetierfauna aus dem Unterplizaen von İlhan bei Ankara (Türkei), Öst. Ak. Wiss. Mat. Nat. Klass. Abt. 1, Bd. 158,
- 1951, Gazella cf. deperdita aus dem Mitteleuropaeschen Vidobonien und das Auftreten der Hipparionfauna, Eclog. Geol. Helv., 381-394 p.,
- 1952, Teratologische erscheinungen an Hipparionzaehnen, Eclog. Geol. Helv., 381-394 p., 1959, Tertiar, Stuttgart, 328 p.
- Yalçınlar, İ., 1946, Eşme civarında Miosen'e ait Omurgalı faunası, İ.Ü.F.F. Mec, Seri B, Cilt XI, Sayı 2, 1947, Yukarı Gediz vadisinin Miosen'e ait Vertebra fosilleri, T.J.K., Ankara, Cilt 1, Sayı 1, 1952, Les vertèbres fossilen Neogenes de la Turquie occidentale, Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Ser. 2, Cilt XXIV, Sayı 4.

TOROS BÖLGESİ PERMIYENİNE AİT YENİ BİR COLANIELLA TÜRÜNÜN TANIMI

Description of a new Colaniella species from the Permian of Taurus region

Erol Çatal — Zeki Dağır
M.T.A. Enstitüsü, ANKARA

ÖZ. — 1970 yılında Konya-Bozkır bölgesinde arazi çalışmaları anında tesbit edilen üst Permiyenin alt seviyelerinden gelen numunelerde mevcut bulunan Colaniella dikkatimizi çekti. Nadir bulunması ve bu konuda bir makaleye sahip olmamız numune üzerinde durulmasını gerektirdi. Yaptığımız çalışmalar neticesinde aşağıda tanımı verilen bu foraminiferin yeni bir tür olduğu kanaatine vardık.

ABSTRACT. — The lower levels of the late Permian determined after the field work in Konya-Bozkır region, present genus Colaniella.

The rare occurrence and the absence of a publication in Turkey, on this genus, are obliged us to make a detailed study.

The research of the present literatures gave us the opinion that our Colaniella, which is described below, is a new species.

GİRİŞ

Konya - Bozkır bölgesine ait üst Permiyen kireçtaşlarında yeni bir Colaniella türü yaptığımız numunenin, elimize geçmesini sağlayan Jeolog Reşat Kengil'e burada teşekkür ederiz.

Bu numune dıştan gri-kahverengi renkte, kırılma yüzeyinde ise açık siyah, kısmen kristalize olarak görülür. Türkiye'de permiyen mikrofonaş içinde nadir olarak görülen Colaniella, bu numunede bol olmasına rağmen numunenin sert olması nedeniyle tane olarak elde etmek mümkün olamamıştır. Bu bakımdan foraminiferin bazı tam kesitlerini elde etmek şansa bağlı kalmıştır. Dolayısıyla aşağıda tarifi yapılan bu foraminiferin özellikleri tamamen ince kesitlerden yapılmıştır.

Colaniella Bozkırı n.sp.

Adlandırma nedeni: Bölge isminden alınmıştır.

Diagnoz: Kabuk serbest, sigara şeklinde, ilk dokuzuncu locaya kadar kenar bölgede şişirilmiş gibi görülerek konik bir durum alır. Bu konik durum dokuz veya onuncu locada biter. Buraya kadar kavrayan tarzda sarılan localar kenarda çok ince dar bir kavkı yaparlar. Bu kısımda localarda bir köşelenme bariz olarak görülür ve bu köşelenmelerin uçlarından itibaren bükülerek bir evvelki locayı kavrayan durumda sarılır. Bu şeklin üstüne gelen ilk loca ise yarı kavrayan görünüşte olup sonrakiler başlangıçtaki gibi devam ederler ve tam bir yay şeklindedirler (Levha 1, Resim 2-3). Kabuk kalınlıkları değişebilmekte ise de son locada tekrar eski kalınlığı kazanmaktadır. Dokuzuncu locadan sonra tam bir sigara durumu hâkimdir, şişkinlik görülmez. Holotipte kabuğun uzunluğu 1386 mikron, maksimum genişlik 352 mikrondur. Uzunluk, genişlik oranı yaklaşık olarak 4 civarındadır (Levha 1, Resim 1),

Localar: Ne fazlaca basık ne fazlaca yüksektir. Normal gelişimini takip eden localar ağız açıklığına doğru yüksekliğini artırırılar. Her yerde tam görülmemekle beraber ağız açıklığı muntazam olarak uzanır ve son locada yıldız şeklinde görülebilir (Levha 1, Resim 4-5). Loca sayısı 14-18 arasında olup ilk loca nadir görülmekle beraber sferiktir. İlk loca kavkı ile beraber 55 mikrondur. Son loca yüksekliği 155 mikrondur. Loca üzerlerindeki kotlar konvex çıkıntılar halinde olup diğeri içinde onun uzantıları halinde görülür ve devamlı bir geçiş verir görünümündedirler (Levha 2, Resim 1). Bu uzunluğuna olan kotlar kabuğun iki yanında ince uzunlamasına bölmeler teşkil ederler.

Kavkı cidarı: Parlak, zarif, hyalin, 60 mikrondur. Transversal bölmeler uzunluğuna kesitte kemer gibi olup en fazla genişliği kabuğun aksiyal kısmı içinde bulunur. Ve bu ilk dokuz loca içinde daha iyi görülür. Transversal bölmeler cidara doğru inceliyor kavkı cidarı ile fark edilemez hale gelir. Başlıca bölmeler çoğalış 22'ye erişir (Levha 2, Resim 2). Tamamlayıcı bölmeler ise daha fazla veya aynı adettedir.

Ağız açıklığı: Sabit bir uzantı halinde olup aksiyal kesitin son locasında yıldız şeklinde görülür.

Türün çeşitli görünüm vermesi ilk dokuz locadaki kısmın koni şeklinde olması ve locaların belirlenebilen bir genişlik teşkil etmesindedir. Bun-

dan sonraki kısımda ise bir genişleme görülmediği gibi sarılma düzeninde de bariz değişiklik görülür. Bu ikinci kısmın çevre çizgisi silindirik şekilde olup ilk kısım ise hafif koniktir.

Mukayese: Bu tür Colaniella içinde, kabuğun iki kısım halinde incelebilmesi diğer bütün türlerinden kolaylıkla ayrılmasını sağlar. Uzunluğunun şekli ile daha ziyade C, cylindrica Miklukha-Maklaj'yı andırırsa da bu yalnızca ikinci kısmı iledir. Ölçüleri ve birinci kısmı ile ondan ayrılır. Keza birinci kısmı ile C. media Miklukha-Maklaj'a benzerse de yine ikinci kısmı ve farklı ölçüleri ile ondan da ayrılır. C. nana Miklukha-Maklaj'dan ölçülerinin büyüklüğü, C. parva (Colani) dan da daha küçük olması ve şekliyle farklıdır. Keza genişliğin uzunluğa oranının 4'e yakın olması da diğerlerinden kolayca ayrılmasını sağlar.

Lokalite: Konya - Bozkır.

Seviyesi: Üst permien kireçtaşlarının alt seviyesi.

Fosil topluluğu: Şimdiye kadar daima algli permien kireçtaşlarında ve daha ziyade Paleofusulina zonunda bulunan bu foraminifer bölgemizde algsız ve nadir fusulinli kireçtaşlarında Colaniella parva (Colani) ile, Agat-hamina sp., Neohemigordius sp., Neoendothyra sp. 1., Paleotextularia sp., Dunbarula sp. ile beraber bulunur.

Yayına verildiği tarih: 15.1.1974

BIBLIYOGRAFYA

- Colani, M., 1924, Nouvelle contribution à l'étude des fusulinidés de l'extrême-Orient. Indochina. Serv. Géol. Mém. Hanoi, vol 11, Fasc. 1, p. 181.
- Licharev, B., 1939, Tsentralyi Nauchno-issledov. Geologo. Razved. Institut S.S.S.R., V. 6.
- Milkukho-Maklaj, K. V., 1954, Trudy V.S.E.G.I Gosgeol. Rekhizdat, 123 P. 19 Pl. 2 pl. 3 Tab.1.
- Reichel, M., 1945, Sur quelques foraminifères nouveaux du Permien méditerranéen. Eclog. Geol. Helv. vol. 38, No. 2.

LEVHA I.**Colaniella bozkırı n.sp.****Resim: 1 — Aksiyal kesit. x 45.****Resim: 2-3 — Aksiyale yakın kesit. x 45.****Resim: 4 — Transversal kesit, x 110.****Resim: 5 — Oblik aksiyal kesit, x 45.****LEVHA II.****Resim: 1 — Colaniella bozkırı n.sp. Transversal oblik kesit x 110.****Resim: 2 — Colaniella bozkırı n.sp. Transversal kesit x 110.****Resim: 3 — Dunbarula sp. Colaniella bozkırı n.sp. oblik kesit x 45.****Resim: 4 — Colaniella bozkırı n.sp. Aksiyal kesit, ilk locadan geçen x 45.****Resim: 5 — Colaniella bozkırı n.sp. Aksiyal kesit, ilk locadan geçen x 45.****Resim: 6 — Colaniella bozkırı n.sp. ve Neoendothyra sp. 1 x 45.**

LEVHA.I



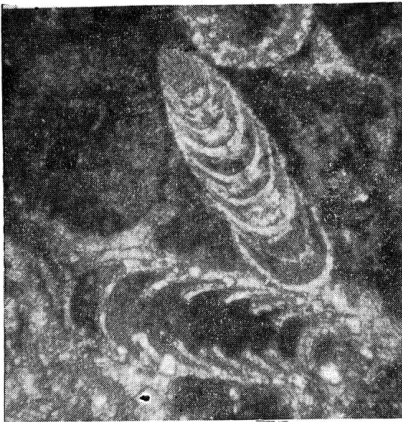
1



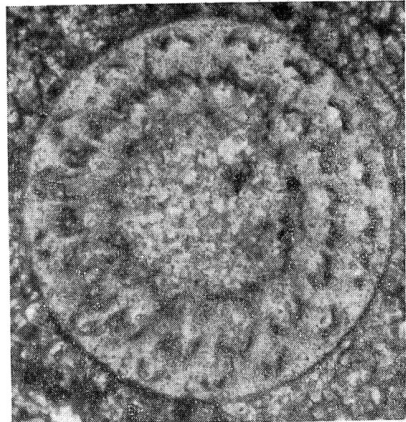
3



2

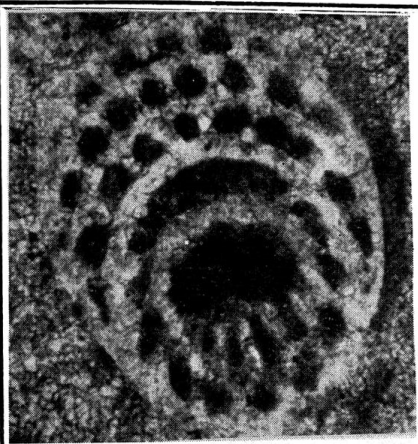


5

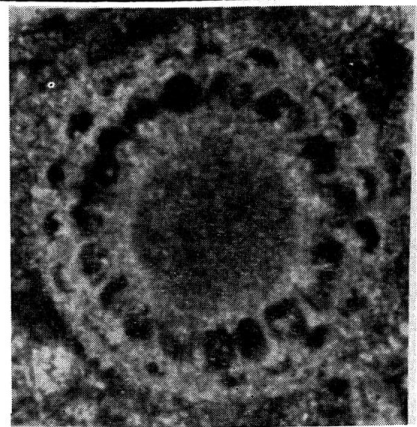


4

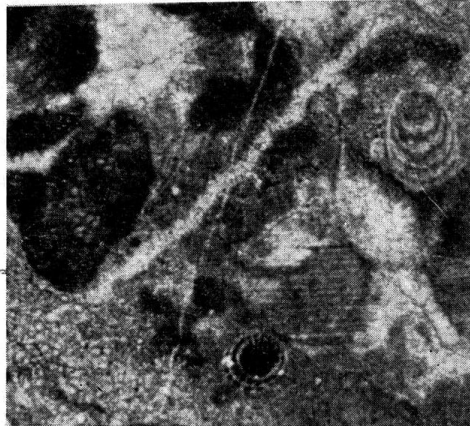
LEVHA.2



1



2



3



4



5



6