

# DARSTELLUNG DER VERTEILUNG DER VERERZUNGEN IN DER BUNTMETALLAGERSTÄTTE HARŞIT-KÖPRÜBAŞI

Hikmet AKIN und Mehmet Teker ERDEN

*Institut für Lagerstättenforschung der TU, Berlin, Deutschland*

**KURZFASSUNG.**— Die Buntmetallvererzungen der Lagerstätte Harşit-Köprübaşı, stellen eine Kombination vulkano-sedimentären Types mit Stockwerkvererzungen dar; die Verteilungsformen der Vererzungen sind kompliziert. Aus den Säulendiagrammen der Metallgehalte längs der Bohrungen werden Profile der Lagerstätte konstruiert. Die mathematisch-statistische Auswertung der Analysen ergibt lineare Korrelationen der einzelnen Metallgehalte und Verteilungsbilder, die die genetischen Vorstellungen bestätigen.

## GEOGRAPHISCHE LAGE

Die Lagerstätte Harşit-Köprübaşı befindet sich im Einmündungsbereich des Harşitflusses in das Schwarzmeer an dem westlichen Flussufer. In seiner unmittelbaren Nachbarschaft befinden sich die Strasse Samsun-Trabzon mit einer gutausgebauten Brücke und einer Teefabrik (Abb. I).

## DER GEOLOGISCHE AUFBAU UND DIE GENESE DER LAGERSTÄTTE

Die Vererzungen der Lagerstätte Harşit-Köprübaşı befinden sich in den dazitischen Pyroklastika eines Vulkanschlotes.

Seitlich gehen diese grobkörnigen vererzten Dazit-pyroklastika in feinkörnige andesitische Pyroklastika über. Gutgeschichtete Tuffitserien oberkretazischen Alters bilden das Hangende der Vererzungen (Abb. I), die bis in die Teufen von 200 m reichen können. Darunter befinden sich nur noch kaolinisierte und pyritführende Pyroklastika. Das Liegende der dazitischen Pyroklastika dürfte—aus geologischen Überlegungen heraus—aus den Vulkaniten der Unteren Basischen Serie bestehen.

Die Lagerstätte entstand in zwei Vererzungsphasen (1,7,9): Die erste Phase besteht aus submarin postvulkanisch—während der Diagenese—ausgefällten Buntmetallvererzungen, die als Armerze vorliegen. Die zweite Phase besteht aus hydrothermal (Kata-bis Tele-) gebildeten Vererzungen, die netzartig das ganze Gestein in Form von richtungs- und regellosen Klüften durchziehen. Das Gestein wurde dabei stark silifiziert; Baryt tritt als Gangart auf. (Diese «Stockwerkvererzung» weist grosse Ähnlichkeit mit den Kupferkiesvererzungen des Murgul-Revieres (8) auf. Die Vererzungen der Lagerstätte Harşit-Köprübaşı stellen also eine Kombination von Lagererzen (Grenzerzlager) (2) mit den Stockwerkvererzungen dar.)

Durch oszillatorische Bewegungen, die in Gebieten mit vulkanischer Tätigkeit üblich sind, wurde die Lagerstätte anschliessend aus dem "Meereswasser herausgehoben und erodiert, wobei die Erosion den westlichen Lagerstättenteil stärker erfasst hat, der—erkennbar an einer Störungslinie—vermutlich schneller gehoben wurde. Diese Störungslinie ist durch eine stellenweise Realgar-Auripigment-Vererzung gekennzeichnet und setzt sich in der hangenden

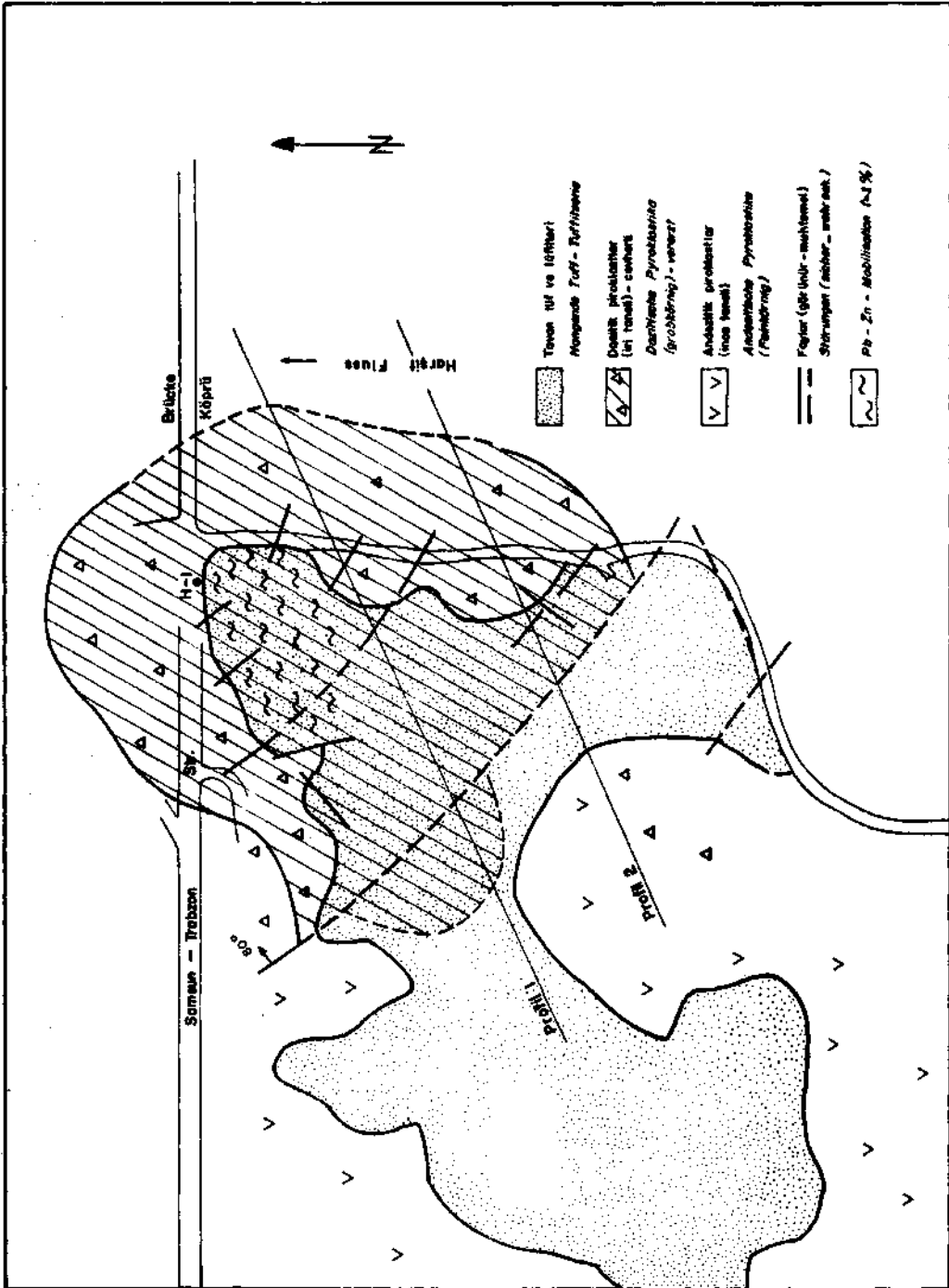


Abb. 1 - Geologische Skizze der Lagerstätte.

Tuffiterie nicht fort. Ein ca. 30 cm mächtiger Konglomerathorizont zwischen den vererzten dazitischen Pyroklastika und den marin gebildeten hangenden Tuffiten wurde nach dieser terrestrischen Erosionsphase gebildet.

Der Aufbau ist durch Bruchtektonik gekennzeichnet; die Tuffite sind an den Störungszonen verschleppt, gestaucht und leicht gebogen, so dass das Bild einer Faltung vorgetäuscht werden kann. Dioritin intrusionen tertiären Alters, die in der unmittelbaren Lagerstättenumgebung stattfanden, sind wahrscheinlich für die tektonische Beanspruchung und für die nachträgliche Mobilisation der Vererzungen in die hangenden Tuffite (in Form von dünnen Kluffüllungen) bzw. in die Störungszonen verantwortlich.

Frühere Autoren haben die Zufuhr der erzhaltigen Lösungen im ostpontischen Gebirge mit den tektonischen Lineamenten in Verbindung gebracht, obwohl über die Genese der Lagerstätten unterschiedliche Ansichten geäußert wurden (3, 6). Neuere Arbeiten versuchen die scheinbar auffällige Konzentration der Vorkommen in verhältnismässig kleinen Räumen in Verbindung mit domartigen Strukturen zu erklären, in deren Mitte sich sogenannte «collapsed zones» befinden sollen (5). Im Raum östlich von Giresun sind weitere detaillierte Untersuchungen notwendig, um den Zusammenhang der Lagerstättenbildung mit dem vulkanischen Geschehen und mit den tektonischen Ereignissen eindeutig festzustellen.

Die Vererzungen der Lagerstätte Harşit-Köprübaşı befinden sich speziell in den Pyroklastika eines Vulkanschotes, der höchstwahrscheinlich die Kreuzungsstelle von mehreren aktiven Störungslinien bildete.

## DARSTELLUNG DER VERTEILUNG DER METALLGEHALTE

Die Vorräte der Lagerstätte wurden durch eine Bohrkampagne des M.T.A.-Institutes erkundet. Die Bohrabstände betragen 50 m; insgesamt wurden über 9000 m gebohrt. Gleichzeitig lief die Schlitzprobenahme in den Untersuchungsstrecken. Es liegt ausreichendes Zahlenmaterial vor, um die Lagerstätte mit statistischen und mathematischen Methoden zu untersuchen.

### Säulendiagramme

Da die Bohrkerne laufend auf ihre Metallgehalte an Pb, Zn, Cu und Sb analysiert wurden, ist die Herstellung von Säulendiagrammen (nach der Teufe und den Metallgehalten) die beste Möglichkeit für die Darstellung der tatsächlichen Verteilungsverhältnisse innerhalb einer Bohrstrecke (Abb. 2).

Es wurde jedoch die jeweilige Länge der analysierten Bohrkerne unterschiedlich gehalten. So erhält man zunächst ein etwas zu kompliziertes Bild der Metallverteilung nach der Teufe. Erst die Auswertung der Analysenwerte in konstant bleibenden Abständen (5, 10, 15, 20 m usf.) ermöglicht es, die Verteilung der Metallgehalte anschaulich darzustellen.

Als günstige Kernlänge für die Darstellung der Vererzung bzw. der Metallgehalte in Form von Profilen für die Vorratsberechnung wurde der Abstand von 10 m gewählt, da bei dieser Kernlänge der Verlauf der Metallverteilung noch deutlich erkennbar ist und die 10 m im Bergbau eine realistische Grosse (Strossenhöhen oder Abbaueinheiten) darstellen. Es wäre ratsam, die Kernlängen bei der Beprobung konstant zu halten, um so die weitere Ausarbeitung zu erleichtern.

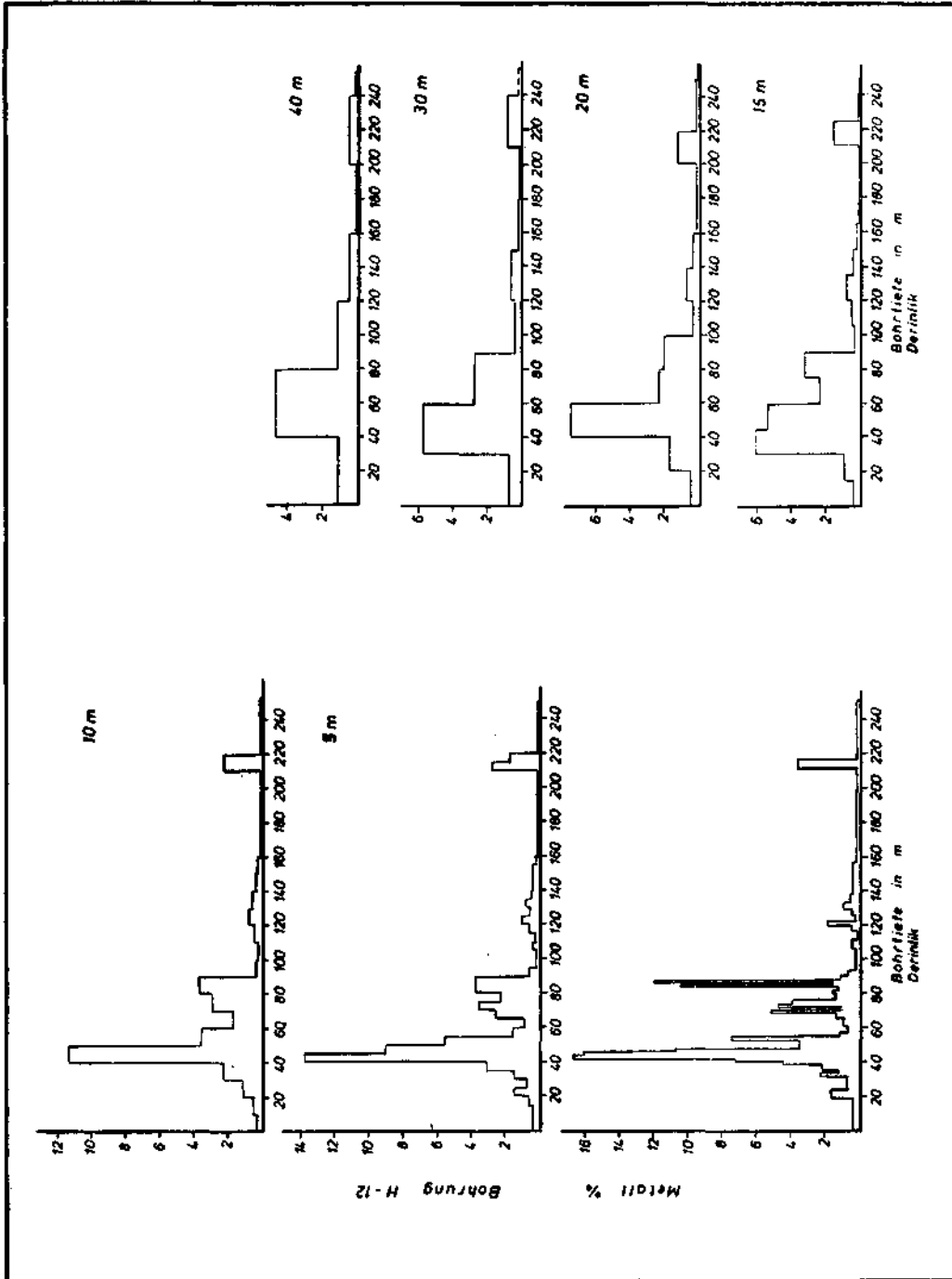


Abb. 2 - Darstellung der Metallgehalte (Pb+Zn+Cu+Sb) nach der Teufe in Form von Säulendiagrammen;  
 1 - Kernlängen unterschiedlich; 2 - Kernlängen je 5 m; 3 - Kernlängen je 10 m usw.

Steilenweise ist das Kernaushängen jedoch relativ niedrig (ca. 40 %). Der Einfluss des Kernaushängens auf die Endergebnisse konnte nicht berücksichtigt werden.

### Variogramme

In geeigneten Untersuchungsstrecken und Bohrungen, in denen eine regelmässige Probenahme durchgeführt worden ist, wurden die Variogramme (4) berechnet und dargestellt (Abb. 3). Diese eindimensionalen Untersuchungen im Kleinbereich ergaben im allgemeinen Zufallsfunktionen. In einigen Strecken—insbesondere im Reicherzbereich—konnten jedoch auch lineare bzw. transitive Funktionen erkannt werden. Auch die kumulativ-richtungsgebundene Eintragung der quadratischen Unterschiede benachbarter Probenpunkte an Metallgehalten ergab zufallsartige Funktionen (1). Diese stellen jedoch keine Variogramme im eigentlichen Sinne dar.

So muss festgestellt werden, dass die Vererzungen nur in sehr grober Annäherung als isotrop anzusehen sind und eine komplizierte Verteilung aufweisen. Das wäre durch die Überlagerung der beiden Vererzungstypen erklärbar. Die Bohrabstände müssen also bei weiteren Untersuchungen möglichst klein gehalten werden. Unter Berücksichtigung wirtschaftlicher Gesichtspunkte dürfte ein Probenabstand von 10 m für diesen Zweck vertretbar sein (siehe auch Abb. 2 und 3). Die eingehende und vollständige Auswertung der Analysenwerte durch geostatistische Verfahren ist für einen Abbau notwendig und stellt das Thema zukünftiger Arbeiten dar.

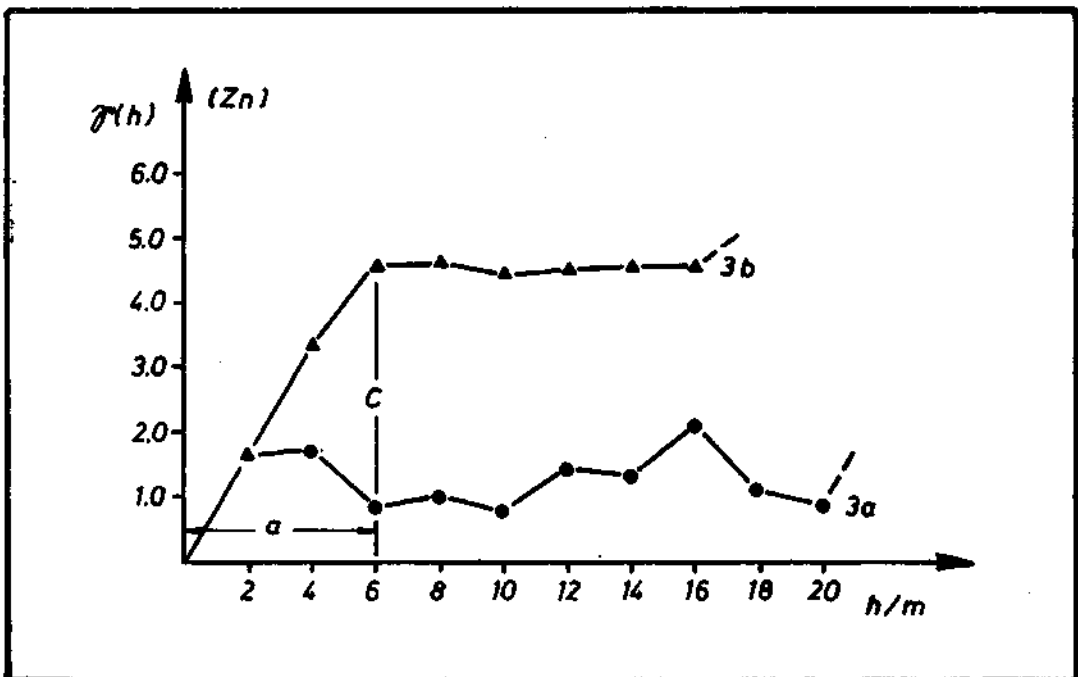


Abb. 3 - Beispiele für eindimensional-experimentelle Variogramme im Kleinbereich: Einzelne Werte sind nach

der Formel  $\gamma(h) = \frac{1}{2N} \sum (x_i - x_{i+h})^2$  errechnet, wobei N die Anzahl der Wertepaare und h der Abstand der Probenahmepunkte bedeutet. Die Kurve (3a) stellt ein Zufalls- und (3b) ein transitives Variogramm dar. Einflusszone der Probe beträgt im letzteren ca. 6 m.

## Verteilung der Metalle in Bohrprofilen

Mit Hilfe der in «Säulendiagramme» erwähnten Säulendiagramme können die Metallgehalte der benachbarten Bohrungen miteinander korreliert werden. Das ist gleichzeitig eine Möglichkeit, die Vererzungen der Lagerstätte durch die Metallgehalte bildlich darzustellen (Abb. 4a und 4b). Mit Hilfe dieser Darstellungen kann wiederum eine detaillierte Vorratsberechnung nach der Profilmethode durchgeführt werden. Ausserdem ist die Abbauplanung und die Abbausteuerung auf solche Darstellungen angewiesen, da die Lokalisierung der Betriebspunkte und eine Vorausplanung der Metallgehalte in Fördererz nur auf diese Weise realistisch durchgeführt werden kann. Insbesondere dreidimensionale Darstellungen in Form von Blockbildern eignen sich sehr gut für diesen Zweck.

Der Vergleich mit geologischen Profilen erlaubt es weiterhin, die erhöhten Metallgehalte in der hangenden Tuffitserie zu erkennen. Tektonisch stark beanspruchte Bereiche weisen auch höhere Metallgehalte als Mobilisationsprodukte auf (Abb. 1). Insbesondere die Antimonerze sind stellenweise relativ hoch in der hangenden Tuffitserie angereichert (bis zu 1,00 % Sb).

## Beziehungen zwischen den Metallgehalten

Ausgewählte 140 Analysenangaben aus 5 verschiedenen Bohrungen wurden mit Hilfe der EDV-Anlagen einer Korrelations- und Regressionsanalyse unterworfen, wobei jede Analysenangabe 4 Analysenwerte an Cu, Pb, Zn und Sb enthält.

Für die Beschreibung der funktionellen Zusammenhänge zwischen den einzelnen Elementen scheint nur die lineare Regressionsfunktion  $Y = a_0 + a_1 \cdot X$  geeignet zu sein, da sowohl die quadratische als auch die exponentielle Funktion jeweils eine relativ hohe Standardabweichung und ein ungünstiges Bestimmtheitsmass ( $= [\text{Korrelationskoeffizient}]^2$ ) aufweisen. So stellt man also fest, dass die einzelnen Metallgehalte eine gleichsinnige und in Form einer Regressionsgeraden funktionierende Beziehung aufweisen (Abb. 5).

Möglicherweise ist diese Beziehung ein Hinweis auf die weitgehend gleichgebliebene chemische Zusammensetzung der erzbildenden Lösungen während der verschiedenen Vererzungsperioden. Dass bei höheren Metallgehalten die Korrelierbarkeit abnimmt, kann durch die komplizierten Vorgänge bei der Überlagerung zweier Vererzungstypen oder durch die spätere Mobilisation bestimmter Erze erklärt werden.

## ABSCHLIESSENDE BEMERKUNGEN

Die weiterführende mathematisch-statistische Auswertung der Kernanalysenwerte bestätigt die genetische Deutung der Lagerstätte (I). In der obersten Vererzungszone, die unmittelbar unter der hangenden Tuffitserie liegt und i.a. Gesamtmetallgehalt von über 2,5 % (Pb+Zn+Cu+Sb) aufweist, befinden sich die meisten horizontbeständigen Lager- oder Linienformen. Diese Zone stellt mit grosser Wahrscheinlichkeit die eigentliche Überlagerung der zwei Vererzungstypen (primär: synsedimentär-exhalativ und sekundär: Stockwerkvererzung). Die Gesamtmächtigkeit beträgt ca. 20-40 m; stellenweise betragen die Gesamtmetallgehalte in innsenartigen Konzentrationen über 10 %.

In der mittleren Vererzungszone verliert die horizontbeständige Lageform—im Gegensatz zu der oberen Zone—ihre Bedeutung, so dass halb steil gebildete Vererzungszone für diese Zone mehr charakteristisch sind. Ihre Mächtigkeit ist lokal sehr unterschiedlich; Übergänge zwischen der oberen und der mittleren Zone sind fließend. In dieser Zone befinden sich hauptsächlich Stockwerkvererzungen.

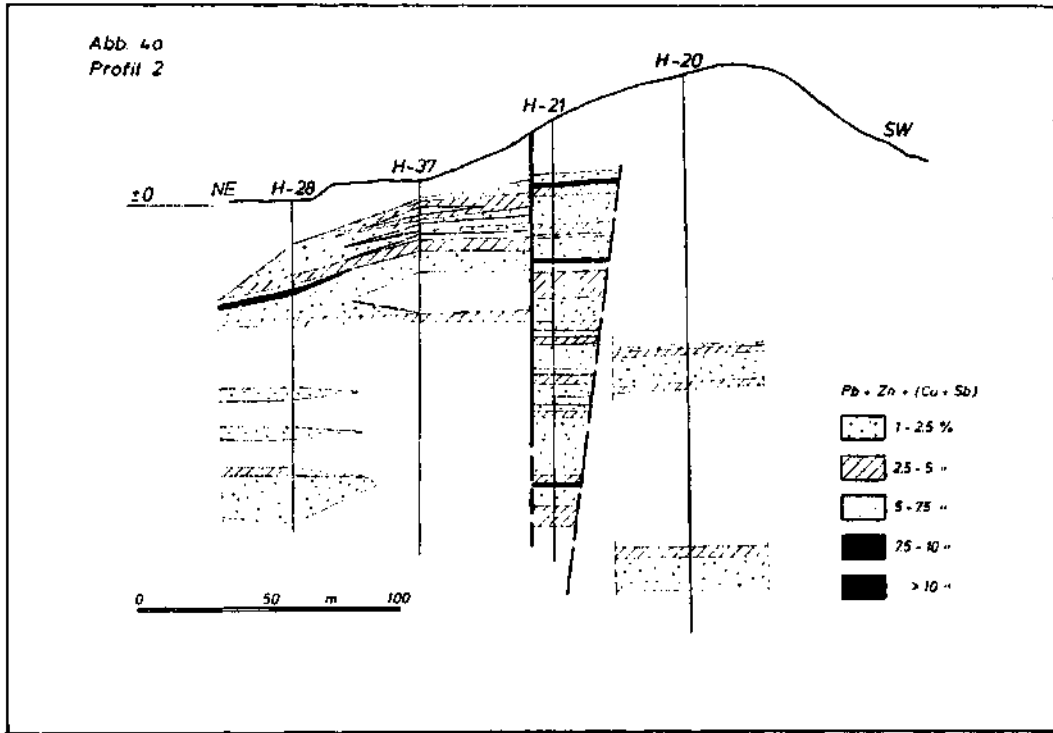


Abb. 4a - Ein Beispiel der Darstellung der Metallverteilung (Cu+Pb+Zn+Sb), mit Hilfe von Säulendiagrammen, in denen Metallgehalte bei unterschiedlicher Kernlänge für die Analysen aufgetragen sind (siehe Abb. 2.1).

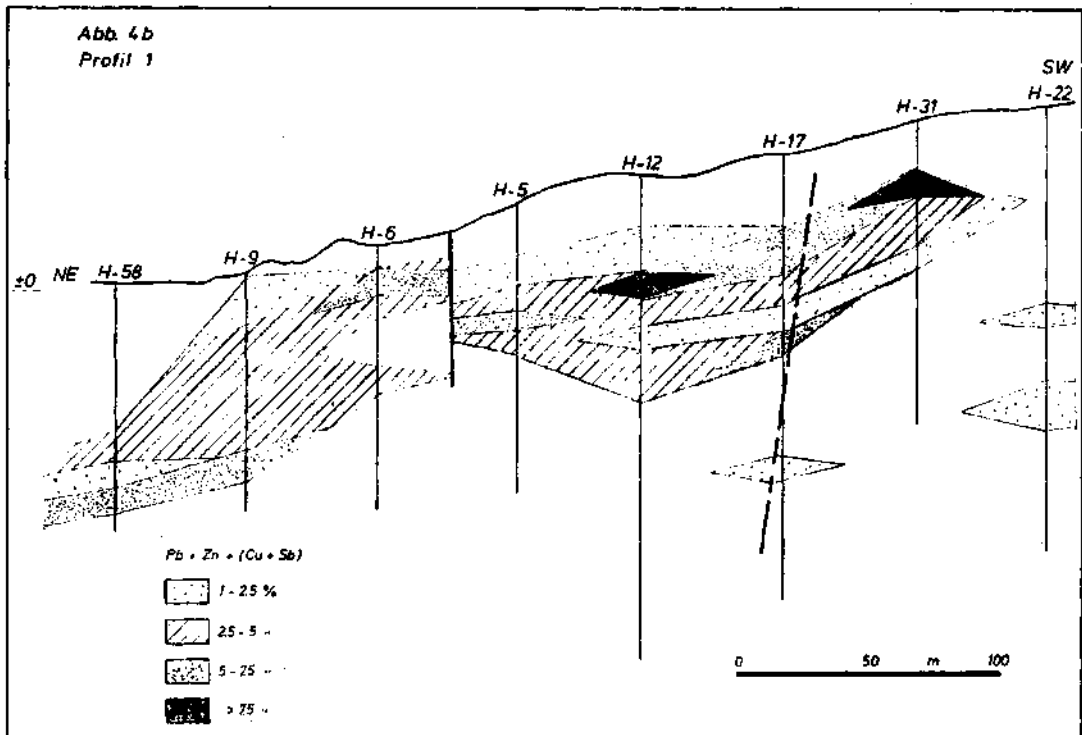


Abb. 4b - Ein weiteres Beispiel der Darstellung der Metallverteilung (Cu+Pb+Zn+Sb), mit Hilfe von Säulendiagrammen, in denen Kernlängen auf 10 m umgerechnet sind (siehe Abb. 2.3).

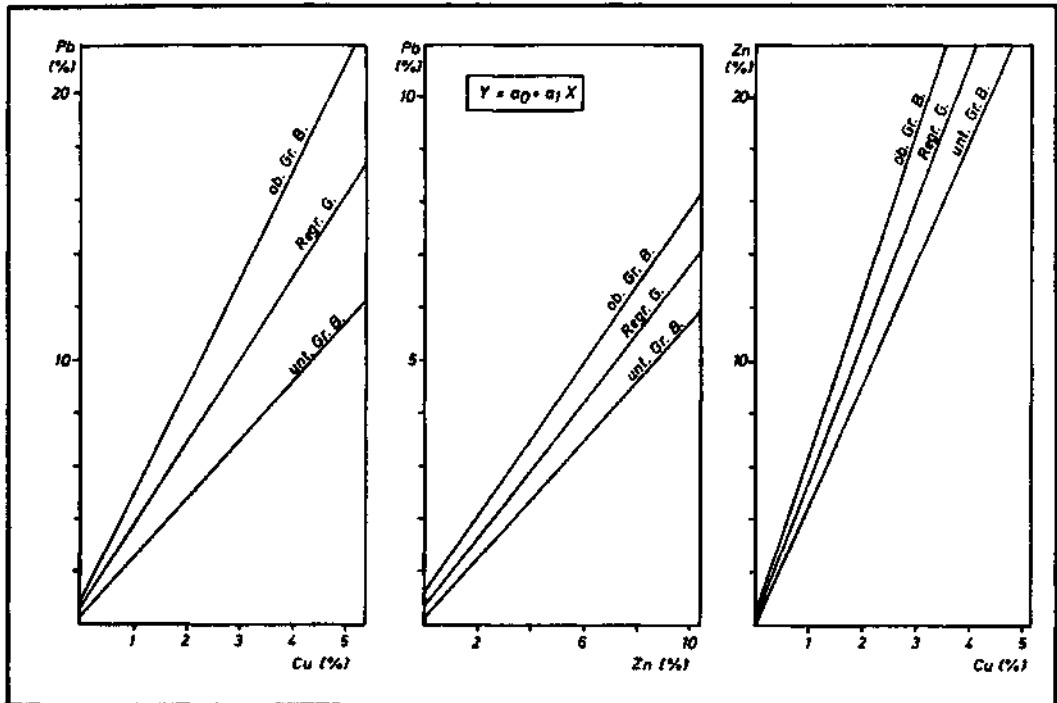


Abb. 5 - Beispiele für die Regressionsgeraden, die die Korrelation zwischen den einzelnen Metallgehalten verdeutlichen.

Die in erster Linie aus kleineren Erzlinen bestehende unterste Zone reicht bis in grössere Tiefen und enthält Stockwerkvererzungen und möglicherweise auch Mobilisationsprodukte. Als Zufuhrstellen für die Erzlösungen kämen zwei Zonen einzeln oder gemeinsam in Frage: 1. Die Umgebung der Bohrung H-I und/oder 2. Die während der oszillatorischen Aufwärtsbewegung entstandene grössere Störungszone, die sich in die hangende Tuffitserie nicht fortsetzt. In den beiden Zonen reichen die Vererzungen bis in die relativ grössere Teufen. Da die Umgebung der Bohrung H-I tektonisch—nach der Entstehung der Vererzungen und nach der Ablagerung der hangenden Tuffite—stark beansprucht worden ist, weist die hangenden Tuffitserie in dieser Zone die höchsten Metallgehalte infolge der Mobilisation auf. Ob die Mobilisationsprodukte in den Störungszone auch die tieferen Bereiche erfasst haben, kann noch nicht genau beantwortet werden.



## LITERATURVERZEICHNIS

- 1 — AKIN, H. (1974): Die Buntmetallkomplexerzlagerstätte Harşit-Köprübaşı, Provinz Giresun, Türkei. *Dissertation*, Berlin.
- 2 — MAUCHER, A. (1960): Die Kieserze von Keltaş, ein Beispiel submariner Gleitfalten in exhalativ-sedimentären Erzlagerstätten. *N. Jb. Miner. Abh. Festband Ramdohr (94)*, Stuttgart.
- 3 — ————et al. (1962): Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostpontischen Gebirge. *Bayer. Akad. d. Wiss. Math.-Naturw. Klasse Abhlg.*, Heft 109, München.
- 4 — MATHERON, G. (1963): Principles of geostatistics. *Econ. Geol.*, vol. 58.
- 5 — PEJATOVIC, S. (1973): Metallogeny, valuable sulphide deposits, areal potentiality and prognosis for exploration in the Eastern Pontid Region, Ankara.
- 6 — POLLAK, A. (1961): Die Lagerstätte Lahanos im Vilayet Giresun an der Türkischen Schwarzmeerküste. *M.T.A. Bull.*, Nr. 56, Ankara.
- 7 — RONCEVIC, G. & ACAR, E. (1970): Tirebolu-Harşit-Köprübaşı, baritik polimetalik zuhuru. *M.TA Rap.*, Nr. 4382, (unveröff.), Ankara.
- 8 — SCHNEIDERHÖHN, H. (1955): Die Kupfererzlagerstätte Murgul im Schwarzmeerküstengebiet. Provinz Çoruh, Nordost-Türkei. *Erzmetall*, Bd. 8, H. 10, Stuttgart.
- 9 — VUJANOVIC, V. (1972): The Köprübaşı ore occurrence (NE Turkey). *M.T.A. Bull.*, Nr. 79, Ankara.

# GEOLOGY OF THE ÇAYELİ-MADENKÖY COPPER-ZINC DEPOSIT AND THE PROBLEMS RELATED TO MINERALIZATION

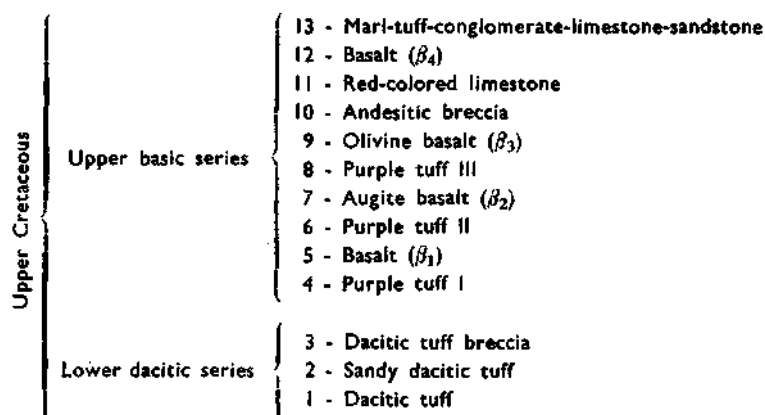
Yılmaz ALTUN

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

**ABSTRACT.** — The Çayeli-Madenköy copper-zinc and pyrite deposit has been known for a long time. Detailed study of the area, initiated by the Mineral Research and Exploration Institute (M.T.A.) in 1967, has now reached its final stage and detailed studies are concentrated on the Implementation of the feasibility studies of the area, for the purpose of which hydrogeological surveys are being conducted in the field, and ore-beneficiation tests carried out in the laboratories.

Resulting from the studies thus far carried out, the geological structure as well as the ore potential of the area were determined.

The sequence of the units observed in the area covered by the present paper is, from bottom to top, as follows:



The upper basic series and the lower dacitic series are separated by the andesitic intrusives.

The origin of the stockwork-type ore, occurring at the base of the deposit, is hydrothermal metasomatic, and the overlying massive ore is volcanogenic. Mineralization took place during the Upper Cretaceous, in the interval between the final phase of the acidic volcanism and the initial phase of the basic volcanism, and is confined to a well-defined stratigraphical level.

## INTRODUCTION

The deposit is located in Madenköy, Çayeli County, Rize Province. The distance between Madenköy and Çayeli, situated on the Black-Sea coast, is 8 km. The sharp relief of the area is due to the mountain ranges occupying the southern part of the region. Here, the Kaçkar Mountains trend in a SW-NE direction. The mine site is in the center of a densely populated area, which is covered almost entirely by tea plantations.

The Çayeli-Madenköy copper-zinc and pyrite deposit is one of the most important sulphidic copper and zinc sources of Turkey.

In 1967, when detailed studies on the area described here were started by the M.T.A. Institute, available information and data on the deposit were very scarce.

Turhan (1969), who visited this area, reports the presence of horsts and grabens which developed as a result of the NE and NW-striking faults. According to this author, mineralization observed in the area under study is of impregnation and replacement type, due to hydrothermal processes which followed the formation of the Tertiary Tatos batholith of acidic character (see 1:500,000-scale Geologic Map of Turkey).

The geophysical studies conducted in this region (Turgay, 1969) revealed that the anomaly curves discovered by the I.P. method are closed towards northeast, in the vicinity of Büyük Dere, while they cover more extensive areas in the northwestern part of the region.

Ovaloğlu (1971) reports that the purple tuffs occurring in this area overlie the massive ore lenses; he notes that the basalts, observed locally, are sills, and further states that the area may contain other lenses, although unexposed, since the horsts and grabens are likely to mask these lenses. Drilling conducted in the area gave promising results, thus increasing the importance of the deposit.

In order to determine the factors controlling the distribution and extension of mineralization, the author of the present paper has prepared a 1:1,000-scale geological map (Fig. 1) of a small portion (0.2 km<sup>2</sup>) of the region, which revealed that this mineralization is closely related to the structure of the area and occurs in well-defined sequences (Altun, 1972). Based on the results obtained by the author, a total of thirteen drill holes were opened in the area by the end of 1974.

Mado (1973), who also carried out a geological survey of the area on a 1:10,000 scale, reports that the purple tuffs which constitute the hanging wall of the deposit are interbedded with basalt sills and andesitic breccia. He classified this ore as follows: 1 - Massive pyrite ore (yellow ore), 2 - Cu, Pb, Zn ores (black ore). Further, the black ore is divided into: (a) massive ore, (b) impregnated ore, and (c) aggregated veinlets. According to Mado, the black ore was formed in the uppermost levels, at relatively higher temperatures as compared to the yellow ore.

Nebioğlu (1975), who prepared a 1:1,000-scale geological map of the same area, reports, however, that the classification of the Upper Cretaceous volcanic series as lower basic, lower dacitic, upper basic and upper dacitic series—as proposed by the earlier investigators—is not sufficient and should not be accepted, since such a classification does not solve the problem. He notes, further, that the units previously described as purple tuffs are, in fact, pumice tuff and the basalts occurring locally are of intrusive origin. Nebioğlu describes this ore as massive, disseminated stockwork and pyritic ore.

Results obtained from various studies and investigations conducted in the area by the end of 1974 supported the author's opinion and very important copper, zinc and pyrite reserves were established. Furthermore, some basic principles regarding this type of deposits found in the area described were determined.

The purpose of the present paper is to describe the relationship between the mineralization and structural features observed in the area.

## GEOLOGY

The Madenköy copper-zinc-pyrite deposit is situated in the eastern part of the Black-Sea region (The Pontids), which was strongly affected by the Alpine orogeny (Ketin & Erentöz, 1962). Rocks developed as a result of submarine volcanic activities (Upper Cretaceous-Tertiary) are widespread in the area. These rocks (from old to young) are as follows:

- 5 - Young volcanic series,
- 4 - Upper dacitic series,
- 3 - Upper basic series,
- 2 - Lower dacitic series,
- 1 - Lower basic series.

Sawa and Hamamcioğlu (1970) describe the basic series, occurring in the eastern Black-Sea region and separated by the acidic series, as the lower basic and the upper basic series.

Although the exact age of the lower basic series, located outside the area under investigation, could not be determined, it is likely that the said series was formed during the lower stages of the Upper Cretaceous.

Based on the microfossils identified within the mudstone-limestone intercalations, the age of the lower dacitic, upper basic and upper dacitic series was established to be Senonian.

The young volcanic series of the area are overlain by the Miocene sandstones (Can, 1974).

Intrusive rocks (granite-granodiorite-diorite) occurring in the area are of Miocene age (Baykal, 1949; Wijkerslooth, 1946). Çoğulu (1970) established the radiometric age of the Rize-Tatos acidic intrusives as 30 M.Y. The series described here are intersected by the basaltic and andesitic intrusives. It should be noted that the same features prevail throughout the eastern Black-Sea region.

The lower dacitic series and the upper basic series are characterized by an unconformity (Altun, 1972). Here, acidic series, as compared to the basic series, show poorer development. The purple tuff-basalt alternations, observed in the basal part of the upper series, is a characteristic feature of the Çayeli-Madenköy area (Altun, 1972).

#### Lower dacitic series

The lower dacitic series starts with the dacitic lava and ends up with the dacitic tuff-breccia. Between these two units, dacitic volcanic conglomerates, dacitic tuff and sandy dacitic tuff units occur. Lower dacitic series is overlain by the upper basic series in the western and northern parts of the area. The upper levels of this series can be seen in the area under investigation.

Major rock units forming the lower dacitic series and their properties may be described as follows:

*Dacitic tuffs.*— Dacitic tuffs—generally fine-grained and bedded—show better development as compared to the other units of the lower dacitic series. They occur as a cement consisting of quartz, alkali feldspar and plagioclase. Within this cement phenocrysts of plagioclase, alkali feldspar and corroded quartz are present. These rocks are strongly kaolinized, sericitized, silicified and calcitized; chloritization, however, is poor. The unit described here can be seen in the eastern part of the area, where it extends in a NE-SW direction (Fig. 1).

*Dacitic sandy tuffs.* — This series consists of tuffaceous sandstones and shows sorting. It is believed that—following the formation of dacitic tuffs—the depression areas, which developed as a result of the uplifting and subsidence processes, were subsequently filled with the materials transported to these areas and formed the dacitic sandy tuffs. Dacitic sandy tuffs consist of quartz phenocrysts, calcitized plagioclase and some alkali feldspar fragments contained in a kaolinized, slightly calcitized and silicified cements. They can be seen in a small area to the east and in the central part of the region (Fig. 1).

*Dacitic tuff breccia.* — This unit consists of quartz phenocrysts, plagioclase fragments and dacitic pebbles contained in a kaolinized, silicified and slightly chloritized cement. Dacitic tuff breccia can be seen in the east occupying a small area, where it overlies the dacitic sandy tuffs (Fig. 1).

*Andesites.* — Andesite sills and dykes are encountered in the area under investigation; these consist of a groundmass containing plagioclase phenocrysts, plagioclase and dark-colored minerals. On the surface, andesites can be found in a restricted stratigraphic level between the lower dacitic series and the purple tuff I (Fig. 1).

#### Upper basic series

The upper basic series consist mainly of basalt, andesite, spilitic lava and their pyroclasts, sandstones and limestone intercalations. They overlie unconformably the lower dacitic series. It should, however, be noted that the surface of the unconformity does not show any sharp undulations. In the area under study, the basal part of the upper basic series consists of purple tuff and basalts, andesitic breccia, red-colored limestones, basalts and marl-tuff breccia-limestone-sandstone units (Fig. 1).

*Purple tuffs.* — This unit consists mainly of sandstones and tuff breccia, and occurs as alternations within the basalts. The term assigned to this unit by Ovalıoğlu (1971) is based on the color observed in the field. Nebioğlu (1975), on the other hand, describes the same unit as pumice tuff.

Mainly three purple tuff units, bordered by the basalts, were distinguished in this area (Altun, 1972); these units show close similarities regarding their external appearance. They generally consist of dacite, andesite, rare basalt pebbles, and quartz phenocrysts (Pl. V, fig. 1), as well as of plagioclase, alkali feldspar and dark mineral fragments contained in a kaolinized, sericitized, hematitized and carbonitized cement.

The proportion of pebbles and mineral fragments contained in the purple tuff units varies considerably and is closely related to the order of formation of these units. Going from old to younger formations, the amount of acidic materials decreases. Sorting is common. Schistosity is also observed, and basaltic flows, although local, are present.

*Basalts.* — Mainly three basalt units, alternating with the purple tuff units, were distinguished in the studied area (Altun, 1972). These, in the order of formation, are basalts, augite basalts and olivine basalts.

Ovalıoğlu (1971), Mado (1973) and Nebioğlu (1975) describe the basalts, depending on their structural position, as sills and dykes. Turhan-(1969), however, identified these as basaltic flows. As a result of spheroidal weathering, jointing produced during cooling cannot be seen throughout the area. In the upper layers gas pockets filled with calcite and chlorite are very common. Near the lower and upper boundaries interbedded limestones, tuffites, and sandstones,

representing a well-defined stratigraphical level, can be observed, Basalts sometimes contain tuffaceous sandstones, locally attaining considerable thickness. At the boundary with the bedded rocks no contact effects could be seen (Pl. III, fig. 1, 2). Based on the above observations, the author of the present paper identified the basalts as lava (Altun, 1972). Plagioclase (labradorite) phenocrysts are the major constituents. Moreover, augite basalts contain phenocrysts of augite, whereas olivine basalts include phenocrysts of augite and olivine. Groundmass consists essentially of plagioclase with lesser amounts of augite and olivine. Basalts and augite basalts do not extend along the NW dip, whereas augite basalts pinch out towards the south.

*Andesitic breccia.* — Andesitic breccia consists of tuffs and tuff breccia and is more fine-grained in its lower levels. Andesites include rare basalts as well as small amounts of plagioclase and fragments of dark-colored minerals. Cementing material is represented by clay and chlorite. These rocks extend from north to south, pinching out towards the vicinity of Mezarlık Tepe (Fig. 1).

*Red-colored limestones.* — These rocks are fine-grained and contain feldspar and quartz fragments; sandstone intercalations are also observed. The following Upper Senonian fossils were identified in this unit:

*Globotruncana calcarata* Cushman  
*Gl. cf. fornicata* Plummer  
*Gl. cf. Hnneiana* (Dlore)  
*Gl. cf. concavata* (Brotzen)  
*GL lapp. tricarinata* (Quereau)  
*G. lapp. coronata* Bolli  
*Gl. cf. area* Cushman  
*Gl. lapp. lapparenti* (Brotzen)  
*Gumbelina* sp.  
*Globlgerina* sp.  
 Radiolaria

Limestone described above can be observed in the northern part of the area overlying the andesitic breccia; in Narollar they are encountered above the olivine basalts; and to the south of Narollar they overlie the purple tuff III (Fig. 1).

*Basalts (b<sub>2</sub>).* — Basalts occur as pillow lavas; the interstices between them are filled with light-brown-colored mudstones. These basalts consist of a groundmass composed of plagioclase (labradorite) phenocrysts, augite grains, calcite and chlorite. Gas pockets contain calcite and chlorite. The basalts occur in the northwestern part of the area studied (Fig. 1).

*Marl-tuff breccia-sandstone-limestone.* — This unit mainly consists of rather fine-grained sandstones which contain marls and limestones in the lower levels with tuff breccia intercalations. Cementing material is represented by basalt and plagioclase pebbles, chlorite and carbonate. The unit extends from SW to NE along the western margin of the area (Fig. 1).

#### STRUCTURAL GEOLOGY

Rocks occurring in the area covered by the present paper extend generally from NE to SW along the Black-Sea coastline. Local structural variations observed in the area are represented by NW-SE-trending folds.

Although NE-SW- and NW-SE-trending folds are not uncommon in the Madenköy (Çayeli) area, anticlines are more pronounced. Based on the facies changes observed in the dacitic sandy tuffs, it was concluded that the NE-SW-trending folds were older and that they were developed following the formation of dacitic tuffs. The NW-SE-trending folds, however, were developed after the formation of dacitic sandy tuffs. They attained structural significance with the formation of the lower dacitic series, followed by the intrusion of the basic rocks.

Both of these folding systems were penecontemporaneous to the formation of the upper basic series, and this activity continued also in the later periods. As a result, some of the units of this series (andesitic breccia does not extend to the south of Mezarlık Tepe) are confined only to a certain area, attaining their present structure.

Although several investigators—i.e. Geoffrey (1960), Turhan (1969) and Ovaloğlu (1971)—report that block faulting is the most pronounced structural feature of the area under consideration, field observations (Fig. 1) and data obtained on the subsurface geology of the area (Fig. 2,3) do not support this viewpoint, thus leading to the conclusion that folding is the predominant structural feature of the formation.

Fracturing can be seen usually in the basal part of the upper basic series and in the lower dacitic series of this area. The fractures developed within the upper basic series are small and essentially local in character.

#### MINERALIZATION AND RELATED HYDROTHERMAL ALTERATION

Hydrothermal alteration is represented in our area of study by chloritization, silicification, kaolinization, sericitization, pyritization and carbonatization. The types of alteration products vary in relation to the type of mineralization.

*Chloritization.* — Chloritization is observed along the marginal zones of the mineralized sections of the lower dacitic series; in purple tuffs; and especially in the parts of the purple tuffs encountered in the syncline in the south of the area; in basalts and in andesitic breccia. Chloritization observed in the sandstones is assumed to be related to a later phase of hydrothermal alteration.

*Silicification.* — Dacitic series and mineralized parts of the purple tuffs show silicification; sericitization, on the other hand, increases towards the margins.

*Sericitization.* — This type of alteration can be seen in the dacitic series, in purple tuffs and, locally, in the andesitic breccia; it took place in the interval between the last stage of chloritization and the initial stage of silicification.

*Pyritization.* — Pyrites, encountered in this area, are observed as disseminations of smaller medium-sized hexahedral, octahedral and pentagonal-dodecahedral crystals.

Fine-grained pyrite in the form of hexahedral crystals is found in the lower dacitic series, near the central parts of mineralization and is disseminated as fillings in the cracks and fissures of the same unit; very rarely it can be also observed in the purple tuffs overlying the massive ore lenses. The medium-grained pyrite (0.5-3 mm), on the other hand, is encountered as hexahedral, octahedral and pentagonal-dodecahedral crystals, occurring in the syncline, mainly as disseminations in the purple tuffs, which overlie and underlie the massive ore bands. Disseminations of pyrite crystals, hexahedral in form and 0.5 to 1 mm in size, are encountered in the lower layers of the andesitic breccia.

*Carbonatization.* — This type of alteration is represented by siderites ( $\text{FeCO}_3$ ) and rhodochrosites ( $\text{MnCO}_3$ ). Siderite was formed in the intervals between mineralization phases of sulphide. It occurs mostly as disseminations within the purple tuffs overlying the massive ore lenses and in the basal and marginal zones of the mineralized units, and to a lesser degree as veinlets. There is a clear relationship between siderite and hematite contained in the purple tuffs. It is evident that hematite observed in our area of study must be an alteration product of siderite formed during the metamorphism of the purple tuffs.

Rhodochrosite, however, mainly occurs as veinlets and dots within the purple tuff III unit and is generally accompanied by Mn-oxides.

#### MADENKÖY COPPER-ZINC ORE DEPOSIT

At the surface of the deposit—subsequent to mineralization—very fine-grained pyrites in the form of hexahedral crystals occur as filling in the cracks and fissures developed within the dacitic pyroclasts; silicified parts of the deposit, however, contain veins and veinlets consisting of gray-colored quartz-pyrite-chalcopyrite and small quantities of sphalerite. Massive ore bands are found within the purple tuffs occurring to the south of the area and along the boundary between the purple tuffs and the dacitic pyroclasts; while in the central part of the area, again at the boundary between the purple tuffs and dacitic pyroclasts, pyrite masses containing kaolinized tuff fragments were observed.

However, in general, ore masses do not crop out in this area. Stockwork-type of ore occurs mainly in the upper levels of the dacitic pyroclasts and, locally, in the purple tuffs; the massive-type ore, however, mostly occurs along the boundary between the dacitic pyroclasts and upper basic series and in the lower parts of the upper basic series as well. Detailed surveys conducted in the area—in order to investigate the extension of the stockwork and massive ore—gave very satisfactory results.

Stockwork ore, although irregularly distributed throughout the area, is well developed under the massive ore lenses; average thickness of this ore is about 20 m. Metallic minerals, occurring as veins and veinlets and local disseminations, show a gradual decrease from top to bottom (Fig. 2, 3).

Massive ore, on the other hand, occurs as lenses and bands in the basal part and in the lower levels of the upper basic series. In the upper part, these massive ore lenses and bands are bounded by the purple tuff unit, and—in the order of formation—the second group of lenses shows a relatively better development.

The massive ore lenses described above plunge  $20^\circ$ - $25^\circ$ NE (Fig. 3), dipping  $60^\circ$ - $85^\circ$ NW (Fig. 2). The average thickness measured in the central part of mineralization is approximately 20-25 m. Their extension along the NW dip—in the order of formation—is 200 m, 300-350 m, and 250-300 m, respectively, whereas along the NE dip these lenses extend as much as 450 m.

The massive ore bands occur within the purple tuff units and are represented by several levels. Their extension is limited, and their thickness varies from 0.5 m to 2 m.

Dacitic tuffs and tuff breccia occur as country rock in the stockwork-type of ore, while in the massive ore-type they represent the footwall of the formation. The purple tuffs, on the other hand, are encountered as hanging wall or more often as footwall of the massive ore. Basalts and augite basalts observed on the surface in this area in the purple tuffs dip in a NW direction and gradually pinch out beneath the massive ore lenses (Fig. 2).



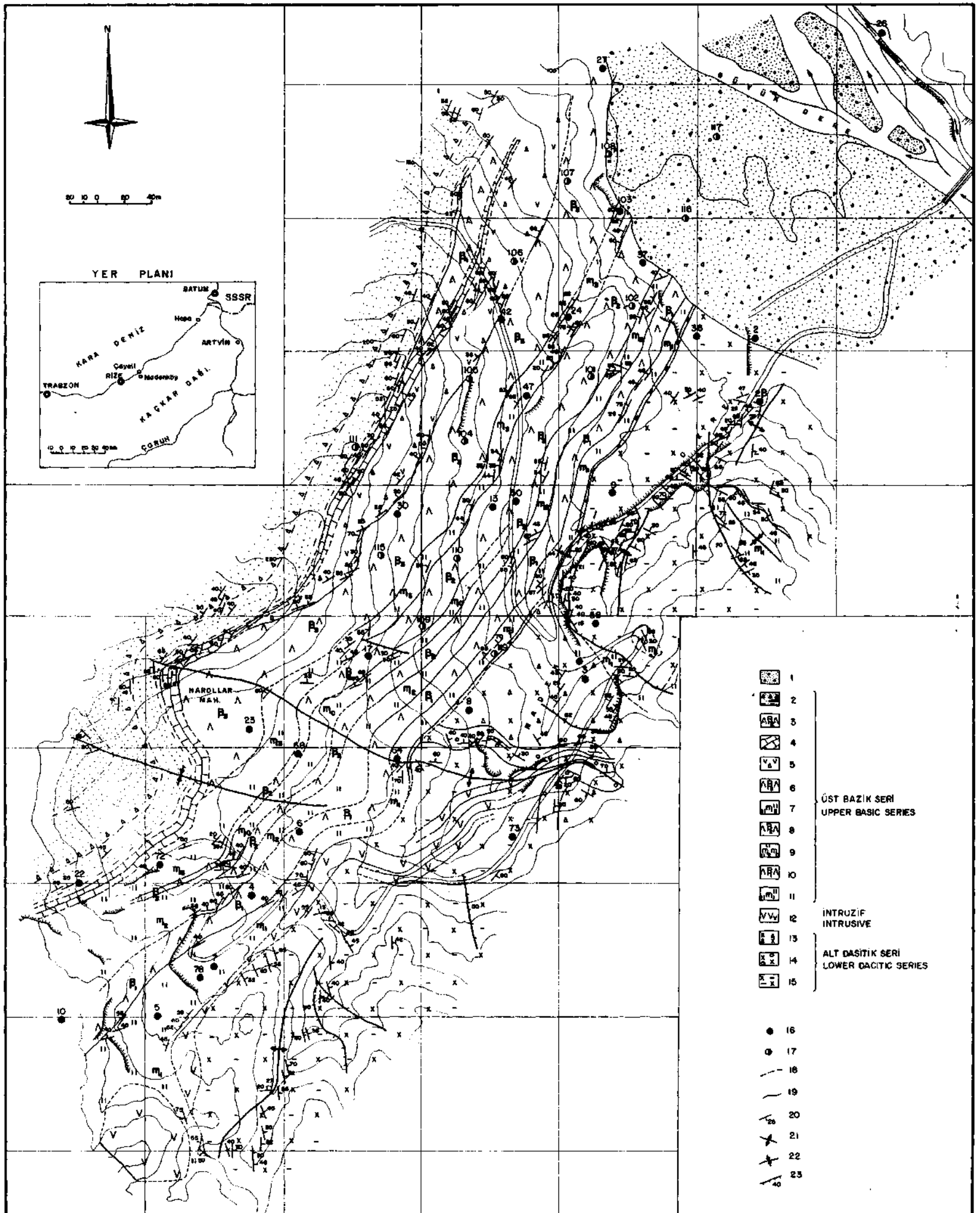


Fig. 1 - Geologic map of the Çayeli ore deposit.

1 - Alluvium; 2 - Marl-tuff breccia-limestone-sandstone; 3 - Basalt; 4 - Red-colored limestone; 5 - Andesitic breccia; 6 - Olivine basalt; 7 - Purple tuff III; 8 - Augite basalt; 9 - Purple tuff II; 10 - Basalt; 11 - Purple tuff I; 12 - Andesite; 13 - Dacitic tuff breccia; 14 - Dacitic sandy tuff; 15 - Dacitic tuff; 16 - Drilling conducted by M.T.A. in 1967-1972; 17 - Drilling conducted by M.T.A. in 1972-1975; 18 - Probable formation boundaries; 19 - Formation boundaries; 20 - Strike and dip; 21 - Anticline axis; 22 - Syncline axis; 23 - Fault.

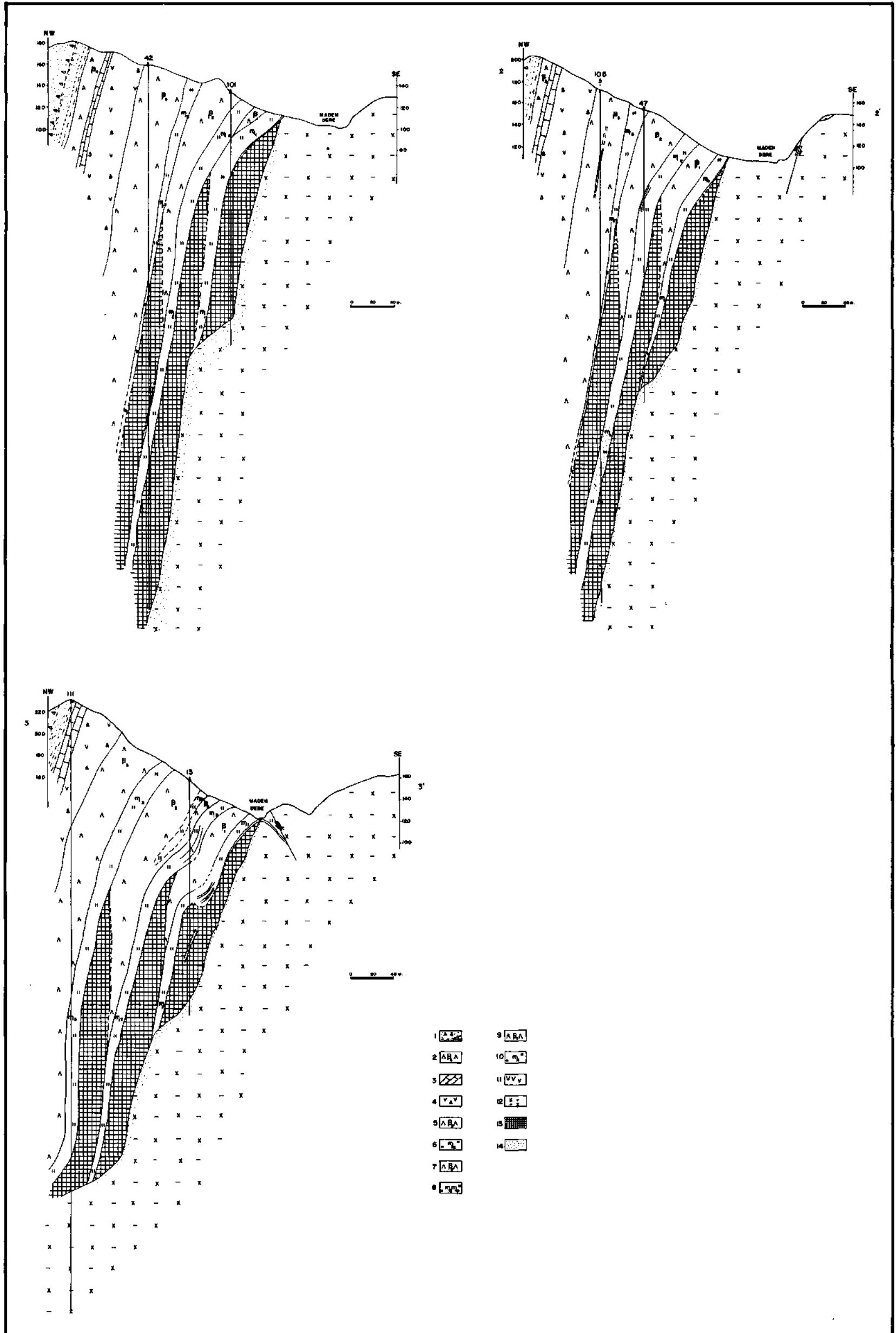


Fig. 2 - Geological cross sections of the Çayeli ore deposit.

1 - Mari-tuff breccia-limestone-sandstone; 2 - Basalt; 3 - Red-colored limestone; 4 - Andesitic breccia; 5 - Olivine basalt; 6 - Purple tuff III; 7 - Augite basalt; 8 - Purple tuff II; 9 - Basalt; 10 - Purple tuff I; 11 - Andesite; 12 - Dacitic tuff; 13 - Massive ore; 14 - Stockwork ore.

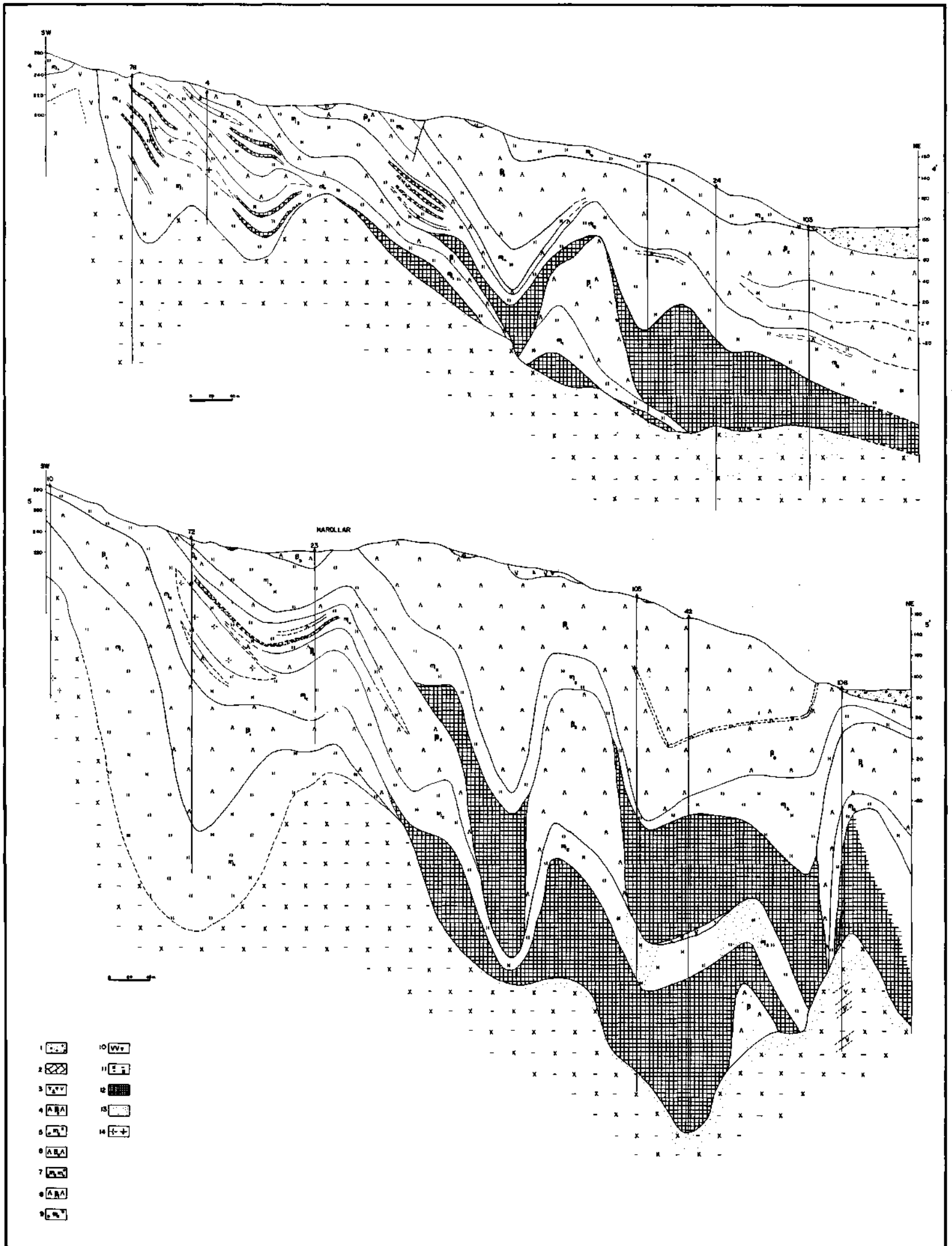


Fig. 3 - Geological cross-sections of the Çayeli ore deposit.  
 1 - Alluvium; 2 - Red-colored limestone; 3 - Andesitic breccia; 4 - Olivine basalt; 5 - Purple tuff III; 6 - Augite basalt; 7 - Purple tuff II; 8 - Basalt; 9 - Purple tuff I; 10 - Andesite; 11 - Dacitic tuff; 12 - Massive ore; 13 - Stockwork ore; 14 - Gypsum.

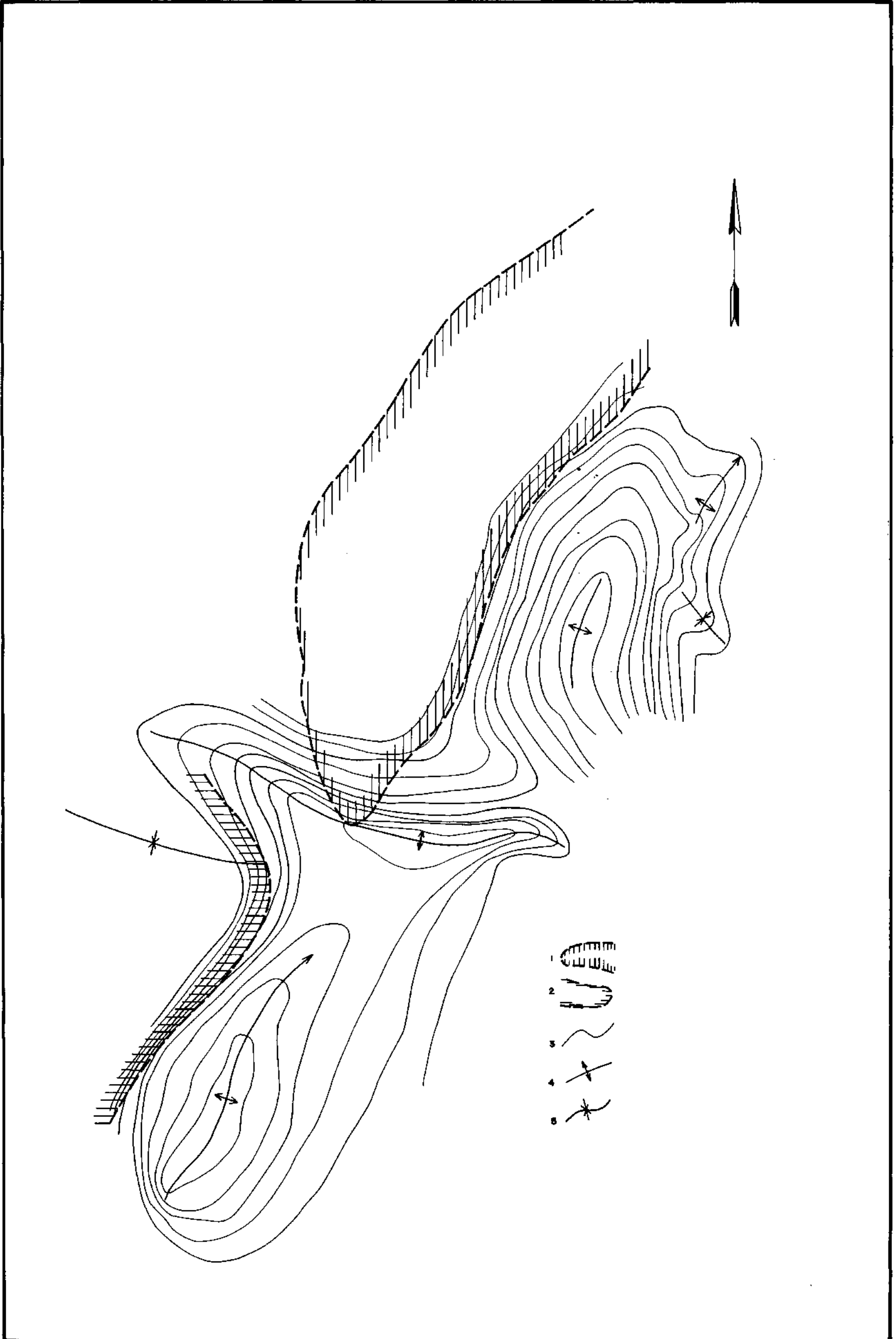


Fig. 4 - Schematic map showing the stratabound ore (based on the geological map).

1 - Massive ore lenses; 2 - Massive ore bands; 3 - Structural contour; 4 - Anticline axis; 5 - Syncline axis.

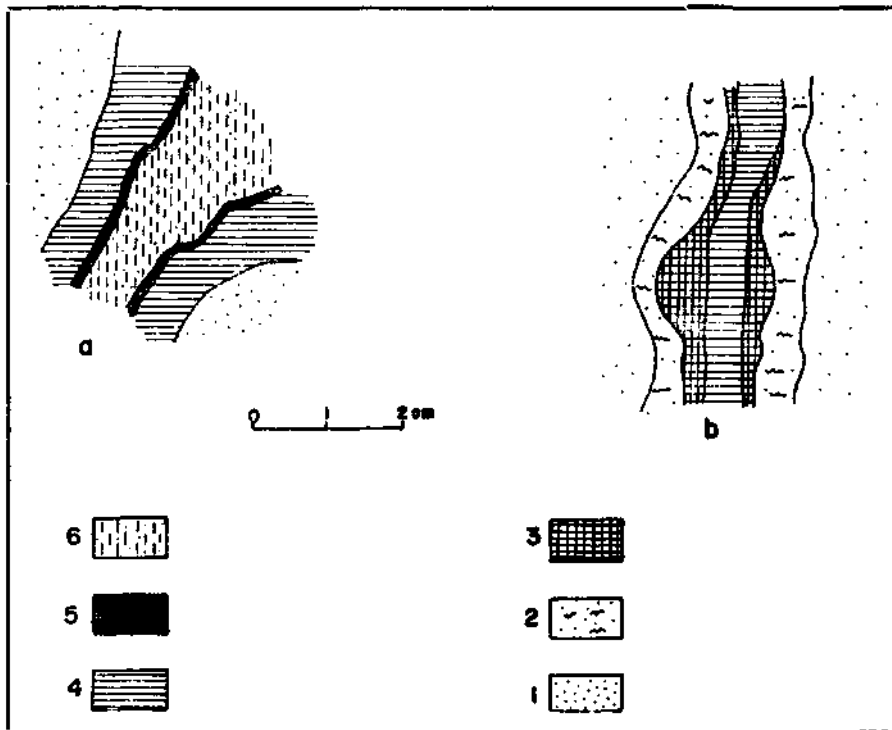


Fig. 5 — 1 - Dacitic tuff (contains disseminated silicified pyrite); 2 - Gray-colored quartz-pyrite; 3 - Pyrite; 4 - Chalcopyrite; 5 - Sphalerite; 6 - Pyrite-barite.

The stockwork-type ore is composed of veinlets and disseminations; it is developed in the dacitic pyroclasts and also, locally, in the silicified parts of the purple tuffs, and underlies the massive ore lenses.

The ore essentially consists of chalcopyrite, pyrite and small amounts of sphalerite. Quartz and barite occur as gangue minerals.

Stockwork-type veins are generally composed of gray-colored quartz-pyrite and chalcopyrite in the outer part, with sphalerite in the middle, and barite-pyrite in the innermost part. Some veins, however, are composed of chalcopyrite on the outside, of sphalerite in the middle and of barite in the central part; in some cases, only pyrite-chalcopyrite or on the outside chalcopyrite, and in the central part sphalerite are observed (Fig. 5a-b). Moreover pyrite, chalcopyrite and sphalerite frequently occur as loose disseminated grains and veinlets. It is generally presumed that mineralization observed in the area took place as a result of hydrothermal metasomatic processes. In the upper parts of the deposit, the amount of the ore minerals increases, whereas the country rock decreases. Here, ore minerals are accompanied by the gray-colored quartz and kaolinized rock fragments. This type of ore represents the transition from stockwork-type ores to massive ore.

Massive ore occurs mainly as bands and lenticular bodies in the area studied. The hanging wall of this ore shows a sharp boundary as this ore is developed conformably with the purple tuff units (Fig. 2).

Gümüş (1970) attributes the exhalative character of the mineralization, observed in the area, to the fact that tectonic activities took place immediately before the formation of the tuffs, and to the fact that the solutions accumulating along the boundary penetrated at the contact

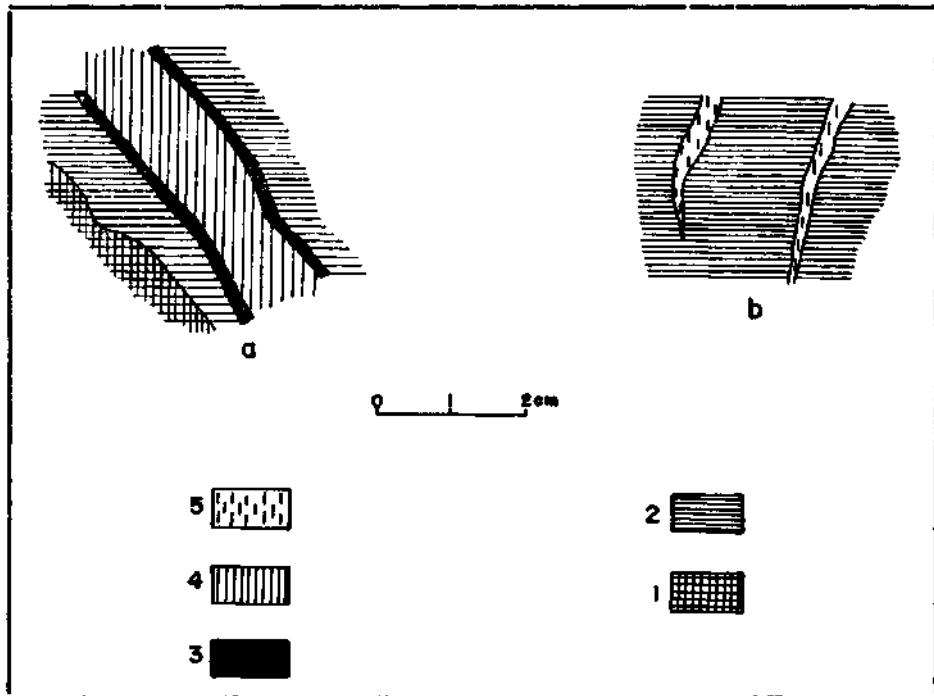


Fig. 6 — 1 - Pyrite; 2 - Chalcopyrite; 3 - Sphalerite; 4 - Pyrite; 5 - Barite.

zones. Turhan (1969) suggests, however, that the ore that might be found under the impermeable volcanic sedimentary series (basic series) was formed by the replacement processes. Vujanovic (1974), on the other hand, considers this deposit as being of a volcanic sedimentary origin.

The brownish-purple color of the deposit—attributed to the presence of iron oxides and hydroxides—is a characteristic feature of the hanging wall ore in the area. The uppermost part of this deposit strongly suggests that this bed is of a marine sedimentary origin.

Massive ore bands consist mainly of sphalerite, chalcopyrite and small amounts of pyrite and galenite. It should, however, be noted that sphalerite and chalcopyrite occur generally in separate stratigraphic levels. Thus, it was concluded that one of these minerals occurs in the form of exsolutions in the other.

In the massive ore lenses the content of ore minerals varies considerably. In the first and especially in the second lens sphalerite is dominant, whereas in the third lens chalcopyrite is more abundant. The ore minerals of an earlier origin are intersected by the younger ones, which fill in the cracks and fissures of the deposit (Fig. 6a-b), and in the hanging wall they are covered by these minerals. Thus each lens consists of layers rich in zinc in its upper part and of copper-rich layers in the middle. The amount of pyrite increases in the basal part.

This ore consists mainly of pyrite, marcasite, chalcopyrite, sphalerite, galenite and, in lesser amounts, of bornite and tetrahedrite. Barite, chlorite and calcite occur as gangue minerals.

#### Ore minerals

Pyrite is found as round and amorphous grains, partly contained in chalcopyrite and sphalerite, or as gel composed of sphalerite, chalcopyrite, bornite and tetrahedrite (Pl. I, fig. 2), some fissures are filled with chalcopyrite.

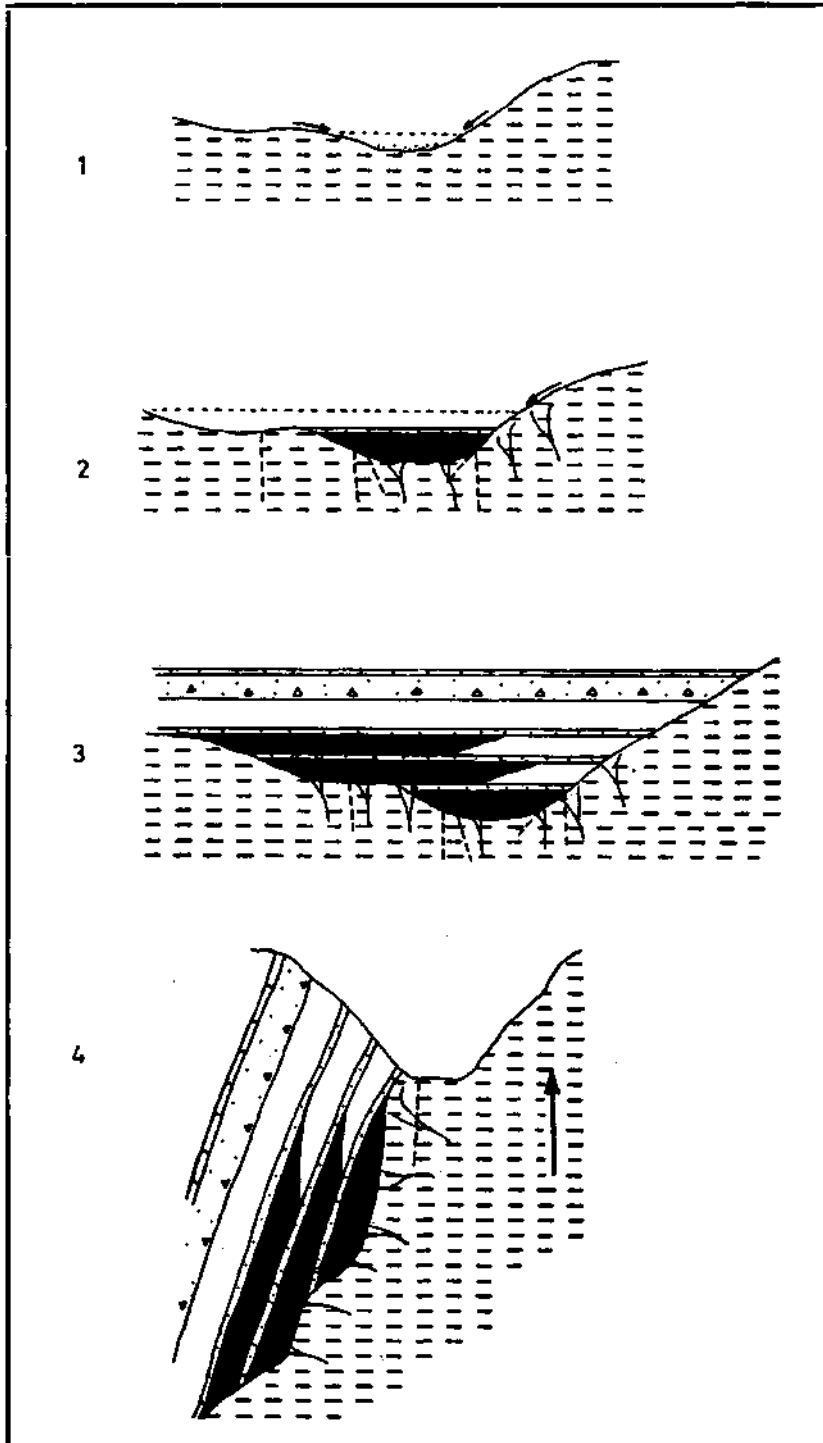
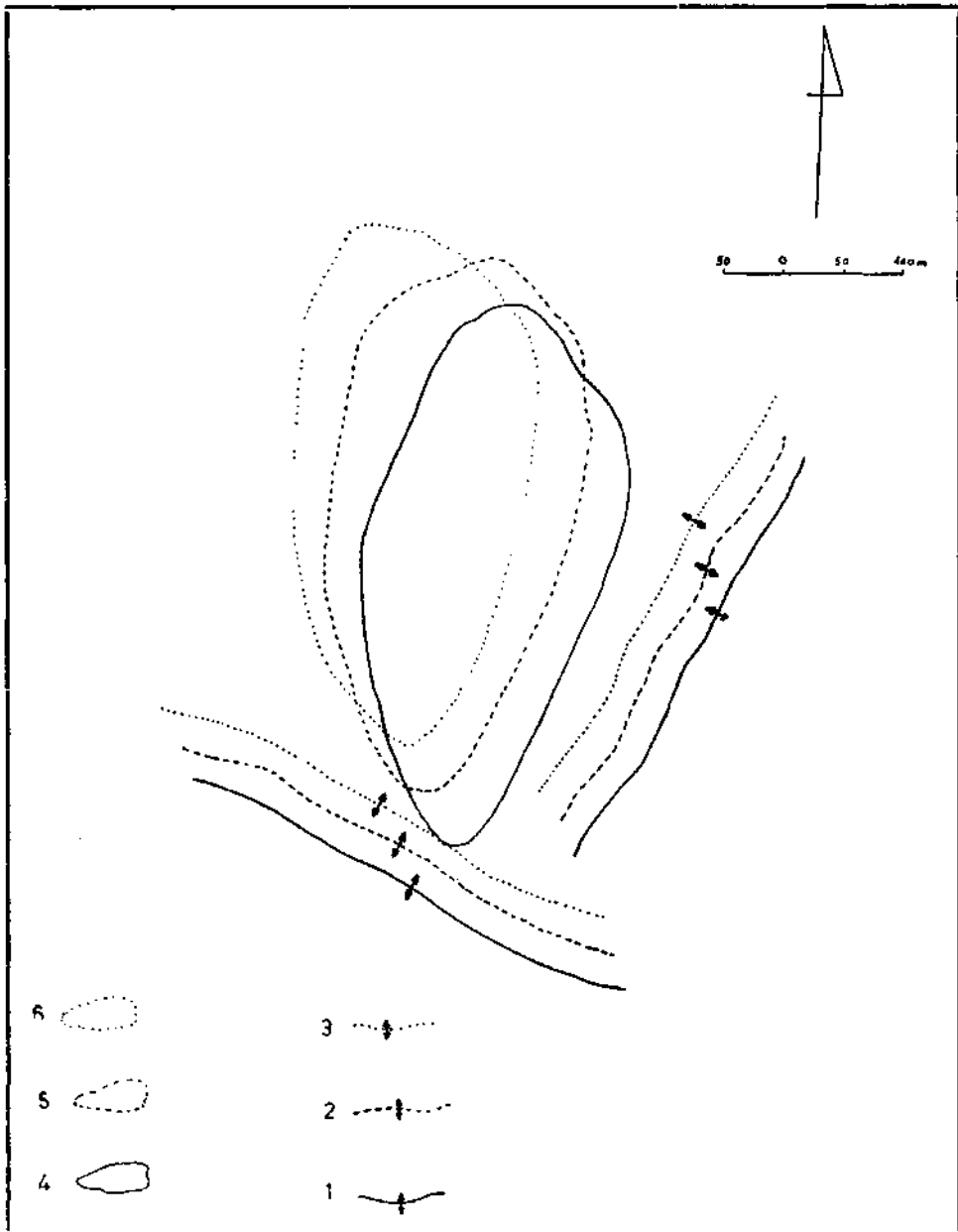


Fig. 7 — Basic relationship between volcanism, tectonic structure and origin of mineralization in the Çayeli ore deposit. (Modified from Mado, 1973.)

1 - Development of shallow aqueous phase in the continents and the deposition of fragments transported from the lower dacitic series; 2 - Initial stage of the deposition of stockwork and massive ore, and the formation of purple tuff I; 3 - Formation of massive ore, purple tuff and basalts (upper basic series) in the marine environment; 4 - Present condition of the deposit due to the effects of later folding.



**Fig. 8 — Diagram showing shifting of the axes of folds which control the mineralization and extension and boundaries of the massive ore lenses.**

1 - Anticlinal axes of the first ore lens at the time of its formation; 2 - Anticlinal axes of the second ore lens at the time of its formation; 3 - Anticlinal axes of the third ore lens at the time of its formation; 4 - Extension boundary of the first ore lens; 5 - Extension boundary of the second ore lens; 6 - Extension boundary of the third ore lens.

Marcasite is found in the pyrite ores or as its alteration product.

Chalcopyrite occurs in sphalerite in the form of exsolution, as well as partly formed crystals (Pl. II, fig. 1, 2); sometimes it is found together with sphalerite in the pyrite veins or in the form of hard, concentric spherules in association with pyrite in the sphalerite.



Sphalerite is amorphous, it occurs as inclusions in pyrite, chalcopyrite and gangue minerals (Pl. II, fig. 1, 2) or replaces pyrite.

Bornite occurs in the outer part and the core of the concentric spherules; some tetrahedrite is also found in the outer part of these spherules.

#### RELATIONSHIP BETWEEN MINERALIZATION AND STRUCTURE

The Çayeli-Madenköy deposit covers an area which is bordered by NW-SE-trending anticlines in the south, and NE-SW-trending anticlines in the east, and in the south by synclines which extend from NW to SE. The mineralization of this deposit shows certain variations. After studying the type and characteristics of ores in this deposit, the boundaries of which are of structural nature, it must be assumed that these differences are closely related to the structure of this area.

Along the NW-SE syncline, in the vicinity of Narollar (Fig. 3), several layers of massive ore bands are observed within the purple tuffs. Stratigraphically these ore bands are located over the massive ore lenses and their mineralogical properties are different. In the massive ore bands the percentage of chalcopyrite and sphalerite, as compared to pyrite, is considerably higher. The grayish-brown-colored gypsum, encountered in the same area within the purple tuffs shows bedding. Mineralization of the dacitic tuffs (pyroclasts) located at the base of this unit is not of the stockwork type.

The massive ore lenses, comprizing the bulk of the stockwork-type ore and the massive-type ore, can be seen in the area bordered by the NW-SE-trending anticline in the south, and by the NE-SW-trending anticline in the east. In this area, the stockwork-type ore is well-developed within the upper parts of the dacitic tuffs (pyroclasts), particularly beneath the massive ore lenses. Going from the central part towards the margins, transition to the vein-and veinlet-type zones can be observed. Gypsum veins are encountered in the marginal zones.

The massive ore, which is situated between the anticlines described above and the low mountain ridges, running parallel to the NE-SW-trending anticline in the west (Fig. 4), is found in the form of lenticular bodies (Fig. 2, 3). These massive ore lenses were formed at relatively short intervals. Since during the formative period of each lens the axes of folds which controlled the mineralization were shifted in the northern and western directions (Fig. 8), the earliest massive ore lens that was formed is the nearest to the present axis of the anticline, while the youngest lens is the farthest from it.

The average content of copper and zinc minerals in the marginal parts of the massive ore lenses is higher in comparison to the central parts. The fact that during the ore formation process the central parts of the depression existing at that time were filled with pyrite explains a more extensive distribution of chalcopyrite and sphalerite, which were formed at a later date. Consequently, the contents of copper and zinc in the upper levels of the massive ore lens show very slight lateral changes.

The manganese formations—which can be occasionally observed within the deposit and in the adjacent areas—are mostly found in the marginal and upper zones of the mineralized units.

## CONCLUSIONS

Results obtained from the present study may be summarized as follows:

In the Çayeli-Madenköy copper-zinc and pyrite deposit, the bulk of the ore masses is unexposed:

Mineralization occurred in the interval between the Upper Cretaceous acidic volcanism and the beginning of the basic volcanism, and can be traced in a well-defined stratigraphical zone.

Mineralization is controlled by folding.

The contact between the hanging wall and the overlying purple tuffs is very sharp. There is a strong evidence pointing to a hydrothermal sedimentary origin.

The stockwork-type of ore is of metasomatic hydrothermal nature; this ore is well-developed under the massive ore lenses.

The fact that chalcopyrite is found in the sphalerite in the form of fine exsolutions and disseminated grains will cause, in future, problems regarding the ore-beneficiation methods.

Structural features such as folding, bedded gypsum and manganese formations, characteristic brownish-purple color of the hanging wall, as well as the hydrothermal alteration processes observed in the country rock should be taken as a guide in the exploration programs of these unexposed deposits.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The author of the present paper is indebted to Dr. Orhan Özkoçak, Geol. Recai Kutlu and Geol. Mete Teşrekli for their kind assistance during the preparation of the work. Dr. Ahmet Çağatay, Dr. Oğuz Arda and Eng. Rüksan Teşrekli, deserve special thanks for their valuable help in preparation of petrographical and mineralogical determinations. The writer is, likewise, indebted to Dr. Ömer Akıncı and Dr. Tandoğan Engin for their valuable advice and assistance in this work.

*Manuscript received December 1, 1976*

Translated by: Filiz E. DİKMEN

# PLATES

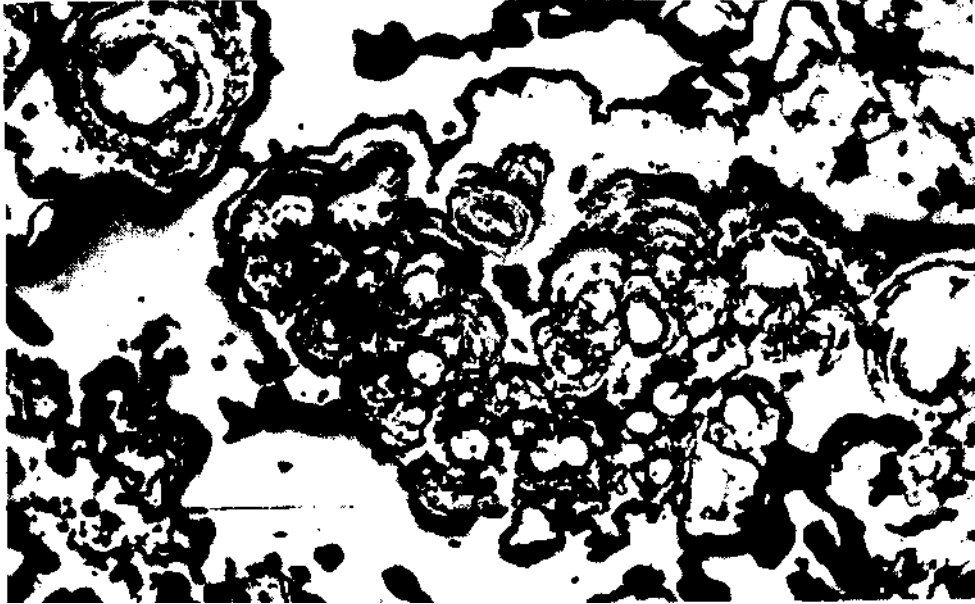


Fig. 1 - Colloidal texture (kidney-shaped, concentric spherules). Spherules contain chalcopyrite, sphalerite, galenite, pyrite and bornite. Dark sections indicate gangue minerals. Magn.  $10 \times 25 = 250$ .



Fig. 2 - Pyrite (white) shows cataclastic texture: the cracks are partly filled with chalcopyrite, fahlerz and galenite (gray). Dark sections indicate gangue minerals. Magn.  $10 \times 25 = 250$ .

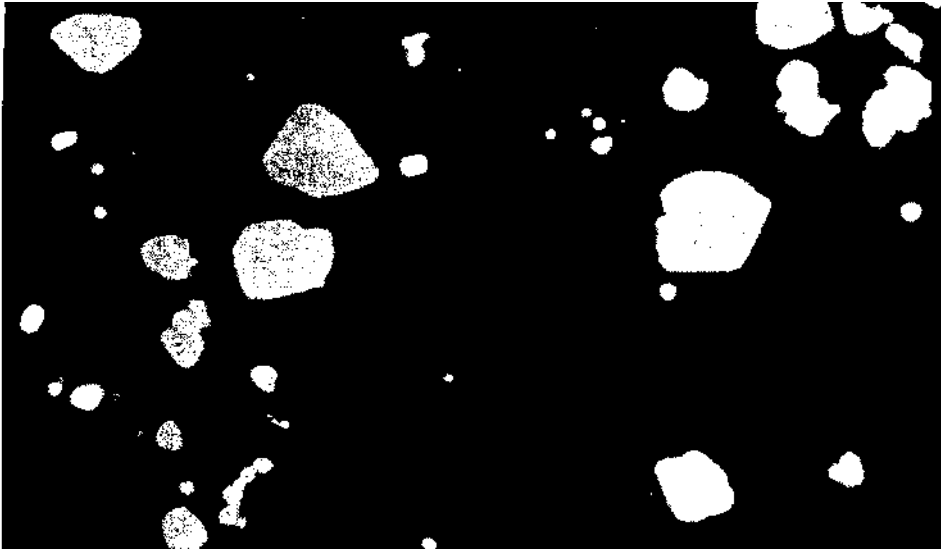


Fig. 1 - Idiomorphic and hypidiomorphic chalcopyrite (white) grains are surrounded by sphalerite. (gray). Dark sections indicate gangue minerals. Magn.  $10 \times 25 = 250$ .



Fig. 2 - Sphalerite (gray) contains very fine-grained chalcopyrite (white). Dark sections indicate gangue minerals. Magn.  $10 \times 25 = 250$ .



Fig. 1 - Lower boundary of the sandstone bed intercalated in the augite basalts. Magn.  $2.5 \times 8 \times 1.25 = 25$ .



Fig. 2 - Lower boundary of the sandstone bed intercalated in the augite basalts. Magn.  $2.5 \times 8 \times 1.25 = 25$ .



Fig. 1 - Lower boundary of the sandstone bed intercalated in the augite basalts. Magn.  $2.5 \times 8 \times 1.25 = 25$ .

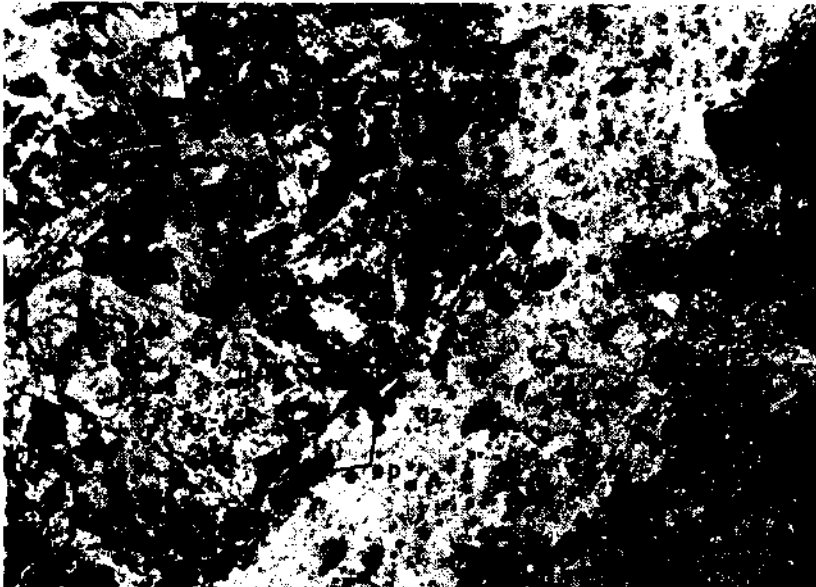


Fig. 2 - Quartz vein (qz) containing sulphide minerals (Op) (pyrite-chalcocopyrite-sphalerite) occurring in the basalts. Magn.  $2.5 \times 8 \times 1.25 = 25$ .



Fig. 1 - Purple tuff II. Fragments of quartz phenocrysts (qz ). Magn.  $2.5 \times 8 \times 1.25 = 25$ .

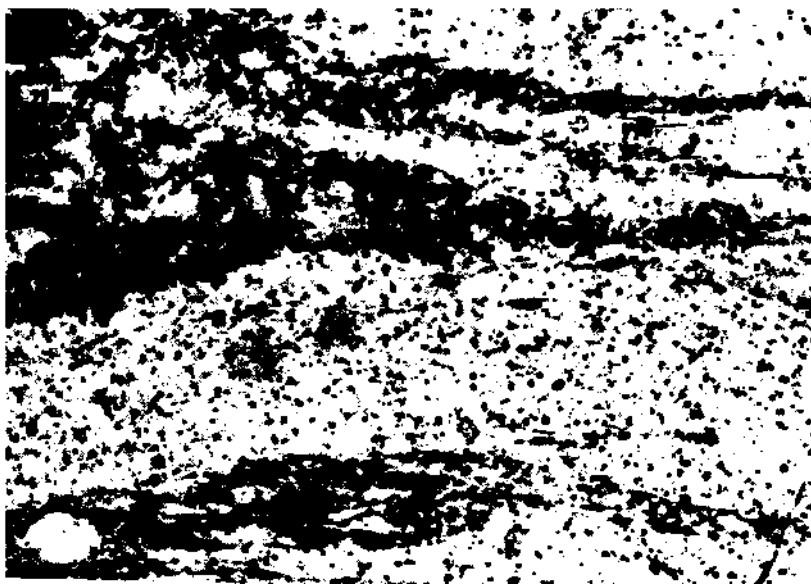


Fig. 2 - Tuff (grayish-white) and sulphide minerals (black) (contemporary formation). Magn.  $2.5 \times 8 \times 1.25 = 25$ .



## REFERENCES

- ALTUN, Y. (1972): Rize-Çayeli Madenköy I sahasının jeoloji etüdü raporu. *M.T.A. Rep.*, no. 4987 (unpublished), Ankara.
- BAYKAL, F. (1949): Of-Rize-Pazar kıyı dağları hakkında rapor. *M.T.A. Rep.*, no. 2198 (unpublished), Ankara.
- BRENNICH, G. (1963): Report on the copper prospect 200/334 at Madenköy (Çayeli, vil. Rize), *M.T.A. Rep.* no. 3701 (unpublished), Ankara.
- CAN, M. (1974): Artvin F45-c4 paftasının jeoloji etüdü raporu. *M.T.A. Rep.*, no. 5475 (unpublished), Ankara.
- ÇOĞULU, E. (1970): Gümüşhane ve Rize granitik plutonlarının mukayeseli petrolojik ve jeokronometrik etüdü. *İ.T.Ü. Maden Fakültesi Yayınl.*, İstanbul.
- ERENTÖZ, C. & KETİN, İ. (1962): Explanatory text of the Geological Map of Turkey (sheet: Trabzon), 1: 500,000 scale. *M.T.A. Publ.*, Ankara.
- GEOFFROY, J. de (1960): Geologie et gites mineraux des districts de Çayeli, Pazar et Ardeşen (vil. Rize). *M.T.A. Rep.*, no. 3073 (unpublished), Ankara.
- GÜMÜŞ, A. (1970): Türkiye Metalojenisi, 1:2 500 000 ölçekli Türkiye Metalojenik Haritasının izahı. *M.T.A. Publ.*, no. 144, Ankara.
- MADO, H. (1973): «Çayeli-type» copper-lead-zinc ore depozit (mineralization in the Madenköy, Çayeli, North-eastern Turkey). *M.T.A. Library*, no. 434 (228)/M 1834, Ankara.
- NEBİOĞLU, T. Y. (1975): Rize-Çayeli-Madenköy I sahasındaki bakır yatağına ait sonuç raporu. *M.T.A. Rep.*, no. 5766 (unpublished), Ankara.
- OVALIOĞLU, İ. (1971): Çayeli-Madenköy I sahası jeolojik raporu.
- SAWA, T. & HAMAMCIOĞLU, A. (1970): Gelişen yeni görüşlerin ışığı altında Karadeniz bölgesinin bakır-çinko-kurşun yatakları. *M.M.O. Yayınl.*, Ankara.
- TURGAY, İ. (1969): Çayeli-Madenköy bakır aramaları 'induced polarisation' etüdü. *M.T.A. Rep.*, no. 4173 (unpublished), Ankara.
- TURHAN, K. (1969): Madenköy sahasının jeolojik raporu. *M.T.A. Rep.*, no. 4591 (unpublished), Ankara.
- (1970): Rize-Çayeli bölgesi jeolojik raporu. *M.T.A. Rep.*, no. 4616 (unpublished), Ankara.
- VUJANOVIC, V. (1974): The basic mineralogic, paragenetic and genetic characteristics of the sulphide deposits exposed in the eastern Black-Sea coastal region (Turkey). *M.T.A. Bull.*, no. 82, Ankara.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1946): Einiges über die Erzprovinz des ostlichen-Schwarzmeer-Küstengebietes, insbesondere über die Kupferlagerstätte von Kuvarshane (vil. Çoruh-Türkei). *M.T.A. Mecm.*, no. 1/35, Ankara.

## TWO-DIMENSIONAL MASS DISTRIBUTION FROM GRAVITY ANOMALIES SOUTH EL ARISH AREA

A.M. SABRI AHMAD and M.H. ABD EL RAHMAN

*Kuwait University, Faculty of Science - Dept. of Geology*

ABSTRACT. — In this paper, the surface bounding the anomalous masses at depth has been discussed. Different methods and techniques for such studies are used, ranging from graticules to the non-linear optimisation techniques making use of high-speed computers for the complete solution of the given problems, after a great number of iterations. The determined surface is in harmonic relation with those computed upon analyzing the vertical magnetic intensity anomalies in this region.

### INTRODUCTION

It is well known that the structure of the subsurface anomalous masses is of utmost importance. Our problem is to assign or to detect the shape of the boundary line between the basement rocks and the overlying sediments. The profile line describing the end product of the subsurface activities leads to the determination of this structure. Once the shape of the basement surface is determined, the coordination is possible between the structure at this level and those at the surface, for the purpose of enumerating the stress phases affecting the area. To achieve this goal, Bouguer anomaly profile is treated by graticuling technique (Hubbert, 1948), and the techniques of optimisation (Al Chalabi, 1972), in order to clue the question of the basin configuration at the area south of El Arish. The detailed structural picture or the relief in the investigated area of the subsurface anomalous masses in given recently by non-linear optimisation techniques, synthetization of shapes of the anomalous bodies with adjusting the parameters of depth, density contrast, and regional background, or without adjusting any of these parameters.

### THEORY AND PROCEDURE

The essential point of this method is to minimize as much as possible the value of the function  $F$ , which defines the measure of the discrepancy between the observed and the calculated anomalies. For convenience of representation, this function can be written as follows:

$$F(x) = \sum_{k=1}^N (A_k - B - 2G\rho T_k)^2 \dots\dots\dots (1)$$

where  $A_k$  is the observed anomaly,  $B$  is the regional background,  $G$  is the universal gravitational constant,  $\rho$  is the density contrast and  $T_k$  is given by the equation:

$$T_k = \sum_{i=1}^N S_{ik} \dots\dots\dots (2)$$

where  $S_{ik}$  is the term or function evaluating the position and length of all sides of the model in x-y system, and can be represented as:

$$S_{ik} = L_{i+1} (\Phi_2) - L_i (\Phi_1)_{ik} - \left[ \sum_i \sin \theta_i + L_i \cos \theta_i \right] \left[ \sin \theta_i \log (r_2/r_1)_{ik} + \cos \theta_i \left\{ (\Phi_2)_{ik} - (\Phi_1)_{ik} \right\} \right] \dots \dots \dots (3)$$

for M-sided polygon, the function  $T_k$  can be evaluated by the described procedure.

For the cases of undefined parameters (regional background, depth and the density contrast), Al Chalabi (1972) formulae are extended to include such cases, where B (regional background) is given by the relation:

$$B = \frac{1}{N} \left[ \sum_{k=1}^N A_k - 2G\rho \sum_{k=1}^N T_k \right] \dots \dots \dots (4)$$

N is the number of points of observation. On the other hand,  $r$  (density contrast) can be expressed as:

$$\rho = N \left[ \sum_{k=1}^N A_k T_k - \left( \sum_{k=1}^N A_k \right) \left( \sum_{k=1}^N T_k \right) \right] / 2G \left[ N \sum_{k=1}^N T_k^2 - \left( \sum_{k=1}^N T_k \right)^2 \right] \dots (5)$$

However, the determination of the discrepancy of the calculated field from the observed one is very important. The minimization of its value is of utmost importance.

Our problem can be treated as two separate anomalies suggesting two adjacent subsurface masses. The first one is Ras El Ahmar maximum gravity anomaly, and the second is the Libni and South El Halal maximum gravity anomaly. The two anomalies are treated at first without defining or adjusting any controlling parameter, and this, of course, is accompanied by high values of residuals. The following iterations are made introducing the possible parameters which end up with the detailing of the model shape in the last iteration. Such detailing is made at the points where the producing residuals are of higher magnitudes.

On the basis of the above discussion, a careful programming of the well-assigned problem leads after a number of iterations to almost the same (nearly fitted) anomalies.

As stated, the problem is well-assigned, and so also the probable parameters such as depth of the first points of the proposed models, the density contrast, and the regional background. If, however, the parameters are not well-defined, formulae (4 and 5) of the regional and the density contrast, are used. The output data can be taken as adjustable parameters in calculating the objective function (F).

## APPLICATIONS AND RESULTS

The following areas are exposed to such critical analysis owing to their structural situation:

### I. Ras El Ahmar structural high

The proposed model from the gravity profile across the area of Ras El Ahmar is shown in Fig. 1.a. The adjustment of the depth (Fig. 1.b.) shows less residual anomaly values than those obtained or calculated in the first step. Density contrast ( $r$ ) defined by equation (5) is introduced into the parameters used in the above iteration, and different residual amplitudes can be obtained relative to the number of density contrasts used. The suitable one is produced by a minimum value of residuals. For the reduction of the residual amplitudes, especially at the corners of the proposed model, the detailing of such model is the optimum solution as shown from the amplitudes of the residual gravity (Fig. 1.c). The following tables give the results of the different steps:

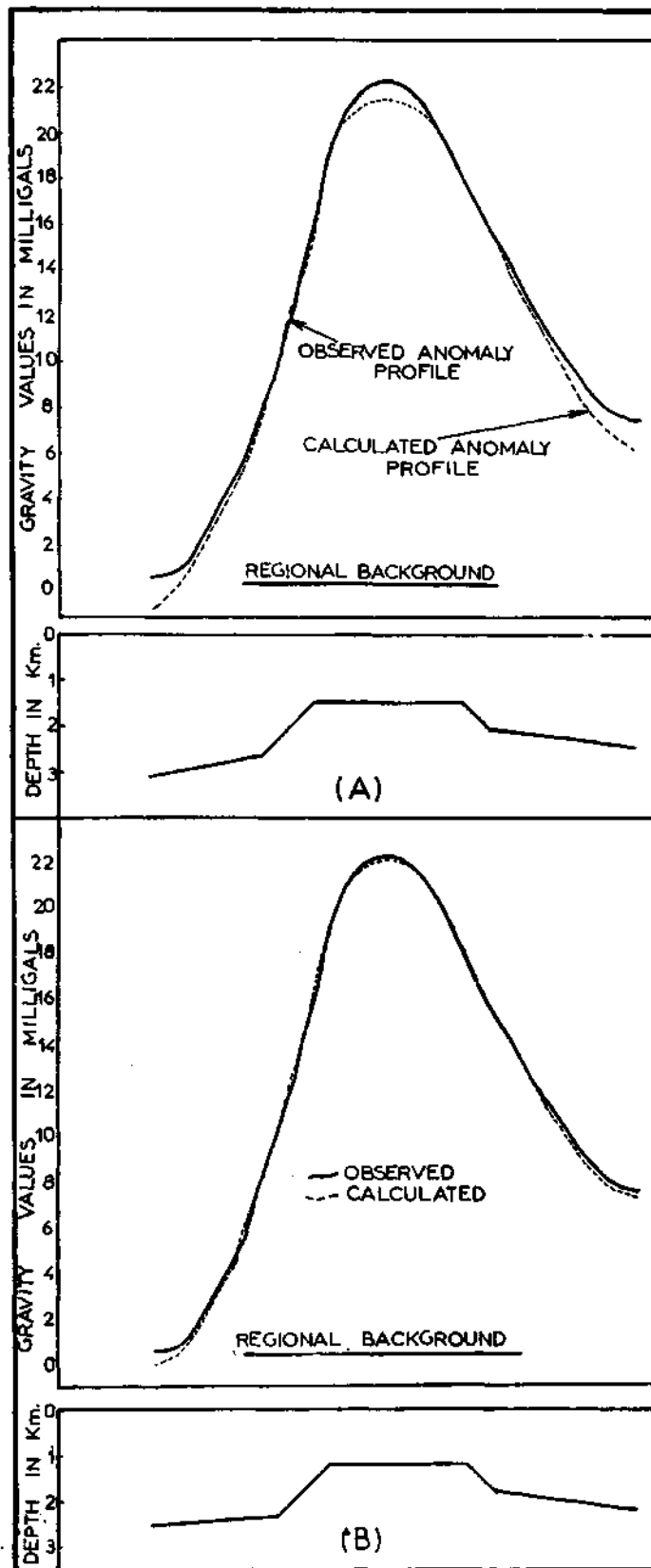


Fig. 1a - Interpreted model of Ras El Ahmar buried structure.  
 A - Basic model; B - With specifying the depth to the top.

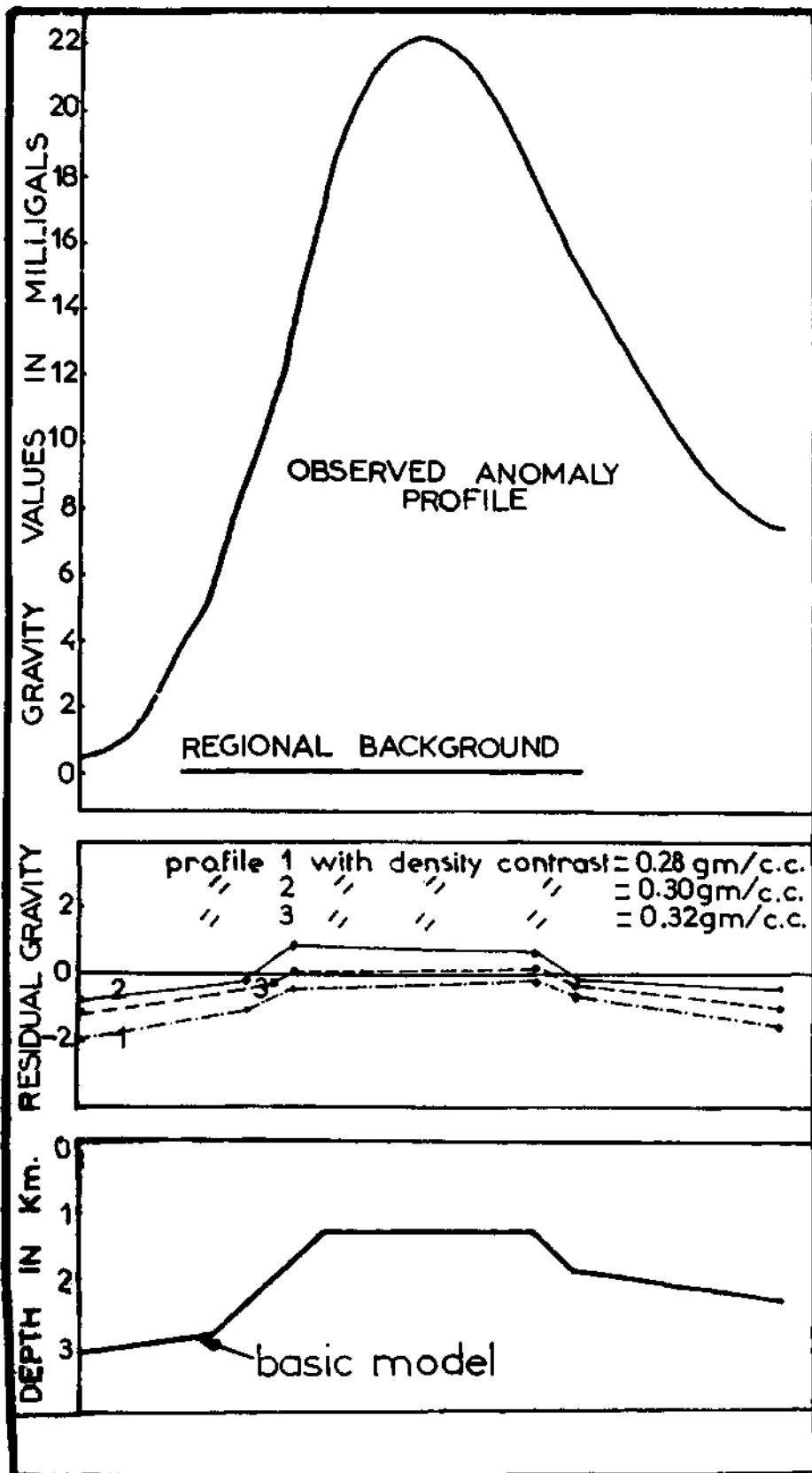


Fig. 1b - Interpreted model of Ras El Ahmar buried structure (with specifying depth and regional background).

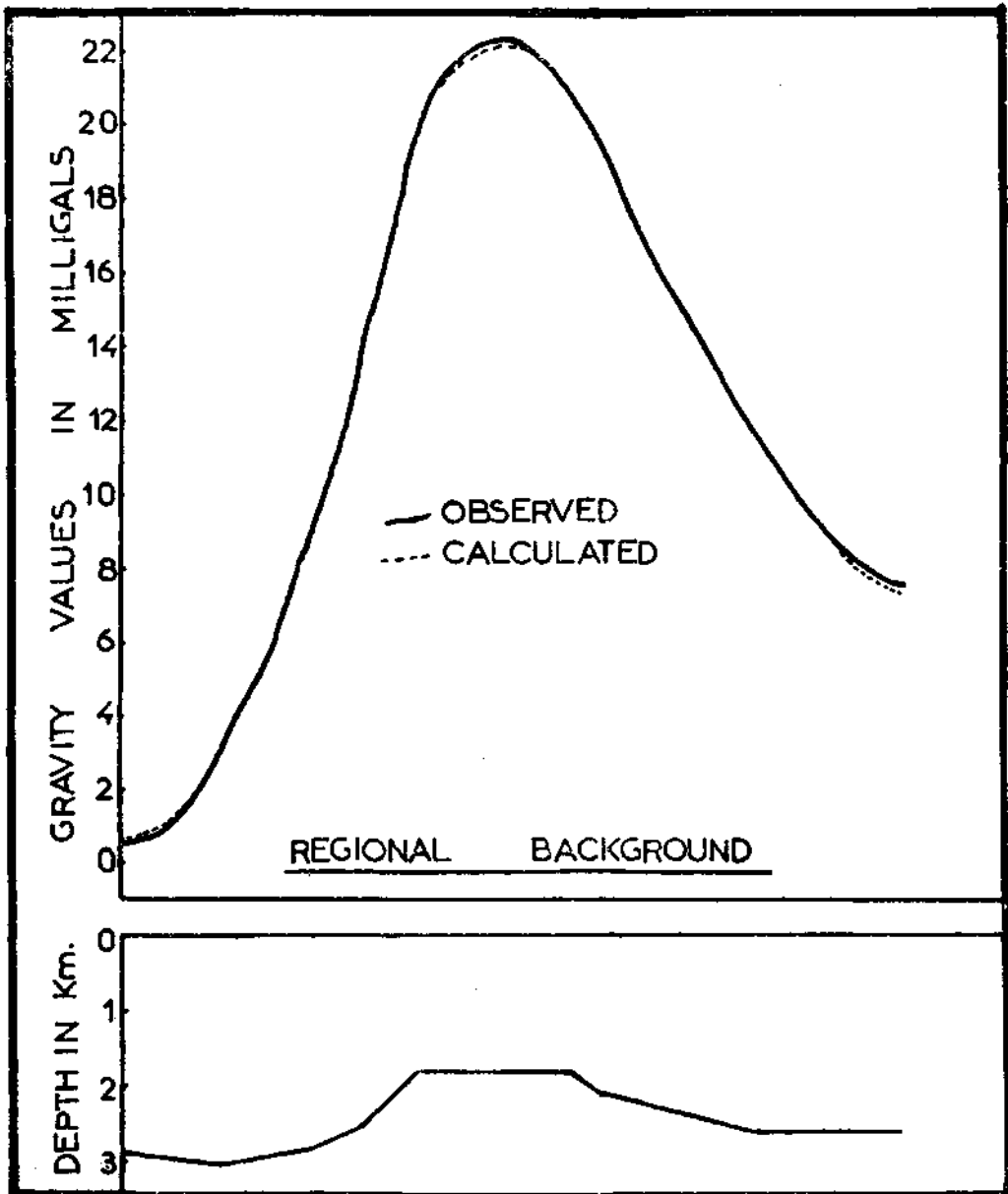


Fig. 1c - Detailing of the basic model of Ras El Ahmar buried structure (with specifying all parameters).



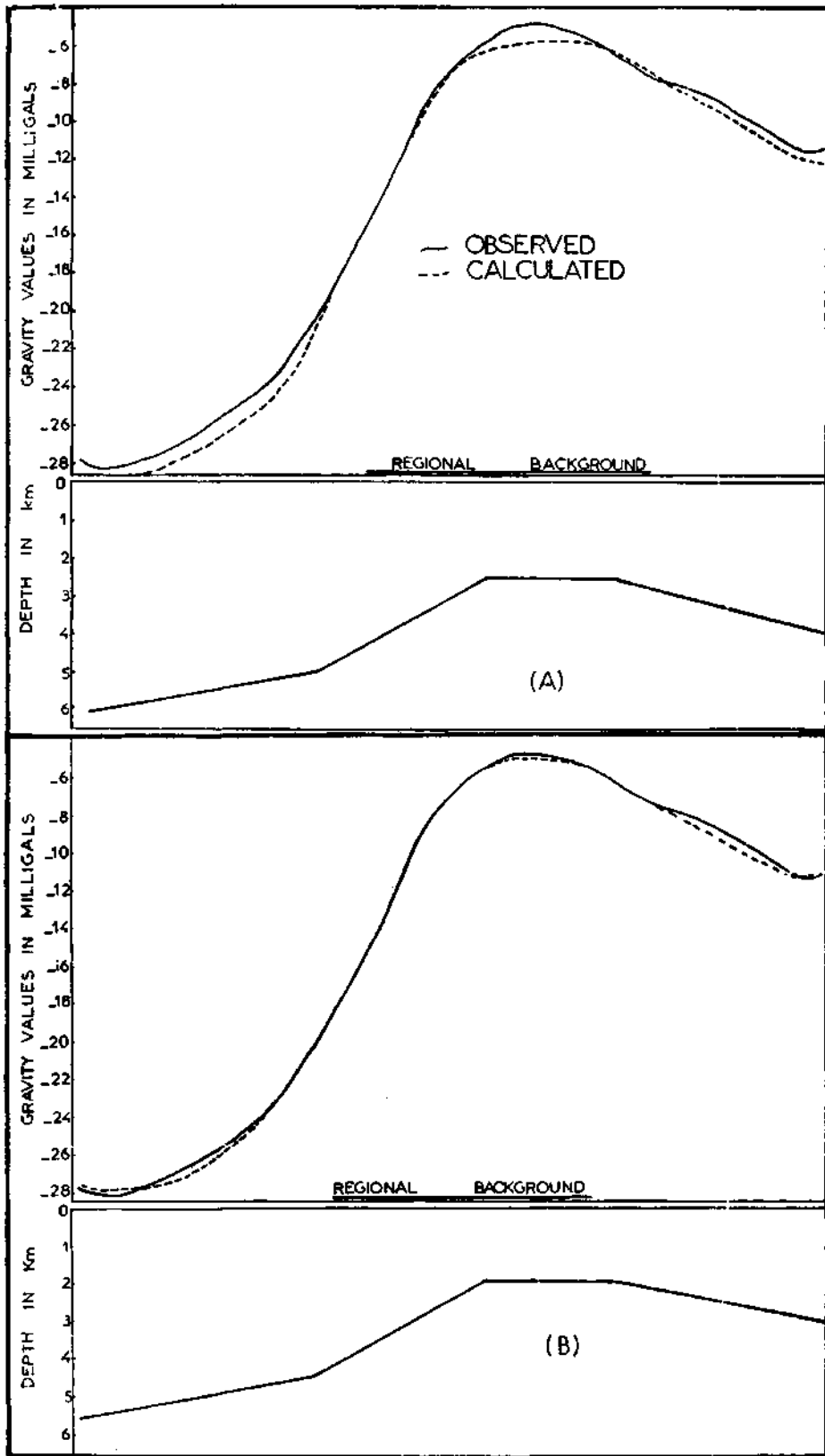


Fig. 2a - Interpreted model of Libni and Southwest El Halal buried structure.  
 A - Basic model; B - with specifying depth to the top.



## 2. Libni Southwest El Halal structural high

The gravity profile in this area is interpreted structurally as shown in Fig. 2.a. The computed parameters are specified in the following steps in order to minimize the residual gravity. The results of each iteration are shown in the following table:

**Table - 2.a**  
First iteration without specifying any parameter

Corner no.	1	2	3	Total amplitude in milligals
Residual value	- 1.32	- 0.86	- 0.20	1.12
Regional background in milligals	21.2	21.2	21.2	

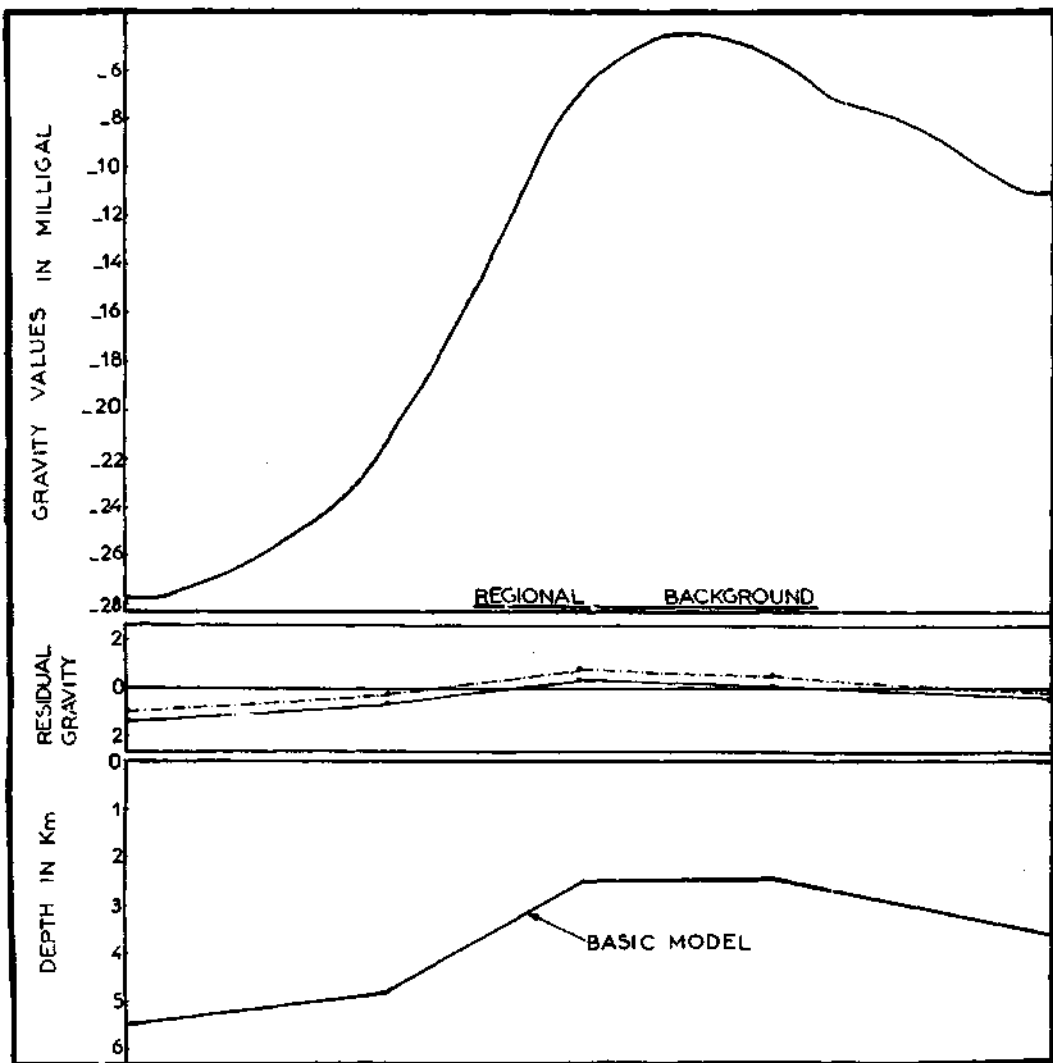


Fig. 2b - Interpreted model of Libni and Southwest El Halal buried structure (with specifying depth and regional background).

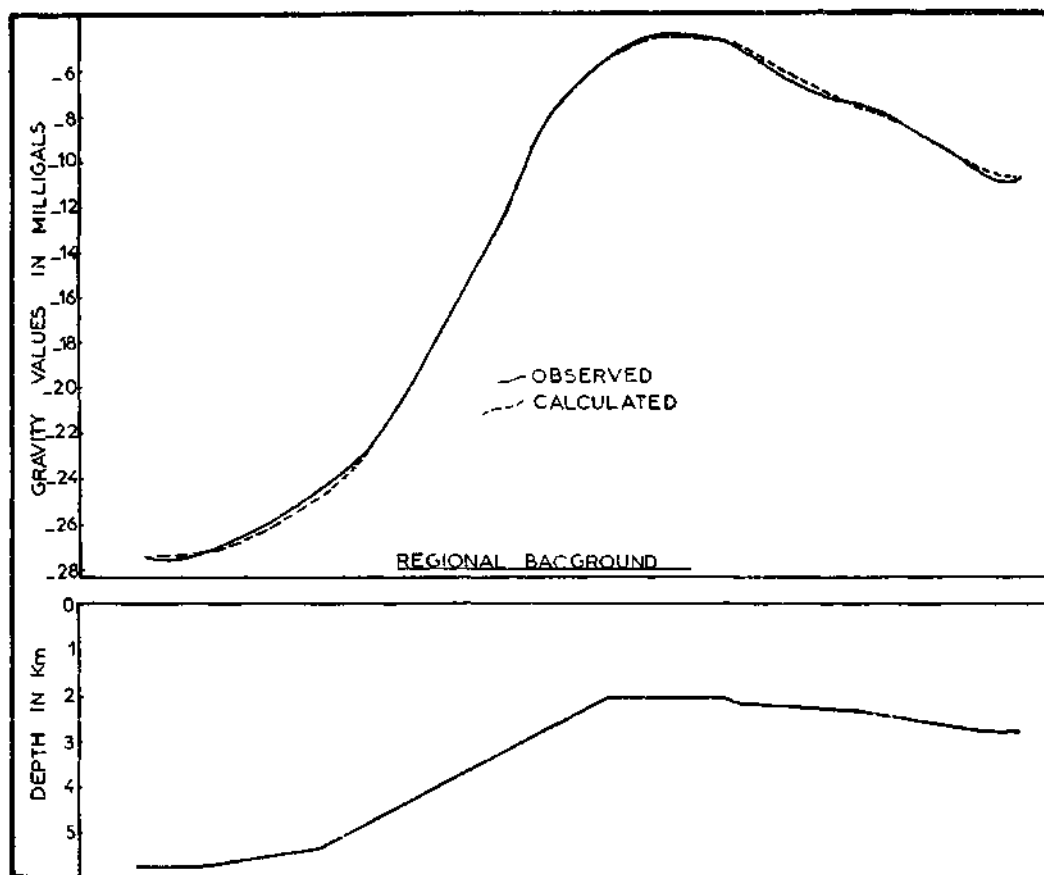


Fig. 2c - Detailing of the model of Libni and Southwest El Halal structures (with specifying all parameters).

Table - 2.b

Second iteration with specifying depth of the second tripl at corner I first point

Corner no.	1	2	3	Total amplitude in milligals
Residual value of milligals	- 0.61	- 0.33	+ 0.26	0.87
Regional background in mgal	21.2	21.2	21.2	

Table - 2.c

Third iteration with specifying depth and density contrast

Corner no.	1	2	3	Total amplitude in milligals
Density contrast in milligals				
0.27	- 0.43	+ 0.27	+ 0.58	1.01
0.30	- 0.28	+ 0.55	+ 1.31	1.59
Regional background in mgal	21.2	21.2	21.2	

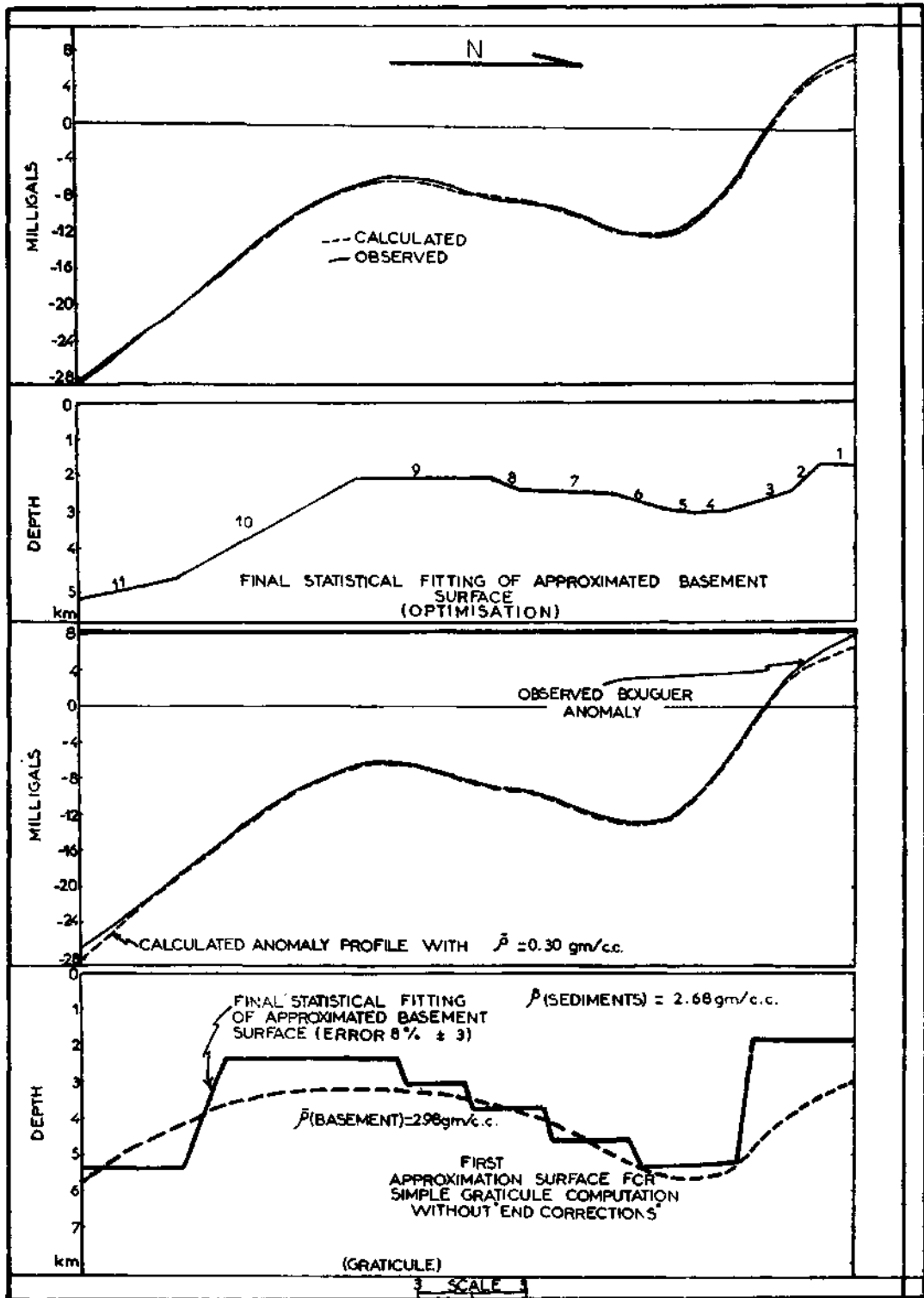


Fig. 3 - Synthetic structure of the basement surface of South El Arish area.

The calculated residual corresponding to the density contrast of 0.27 gm/c.c. is the smallest one. Such a residual value must be minimized and this step can be completed by the detailing of the proposed model in the corners accompanied by high residual values. The following table (2.d) can show the residual gravity computed after specifying all known parameters:

**Table - 2.d**  
**Fourth iteration with specifying all known parameters**

Corner no.	1	2	3	4	5	6	Total amplitude in milligals
Residual gravity in milligals	- 0.22	- 0.024	+ 0.37	+ 0.26	0.0	+ 0.411	0.65
Regional background in milligals	22.1	22.1	22.1	22.1	22.1	22.1	

In fact the produced residual in the last iteration presents the degree of harmony between the observed gravity anomaly profile and the computed one on the base of the proposed model. This degree becomes larger if the residual field takes minimum values and vice versa. The two cases studied represent a well-defined structure from the analysis of the gravity profiles (Fig. 3).

## CONCLUSIONS

In conclusion, gravity profile studied by Al Chalabi (1972) technique introduces another solution of the gravity structural relationship when all parameters are unknown. The above values of the residual field computed show low values in general, and the computed regional backgrounds are accurate within a range of  $\pm 1$  milligal. The coincidence of the results obtained by both trials (for computing the regional background) and the resulting residual field which do not exceed 2 milligals as a total amplitude, give an indication about the validity of such method for the interpretations. On the other hand, the same gravity profile treated by graticuling method, Sabri, and Abd El Rahman (1972), produces the subsurface structural profile nearly the same as that obtained by applying the described technique.

The specified parameter (density contrast) must give the minimum residual values. The use of 0.30 gm/c.c., as contrast in Libni will be accompanied by high residual values. At Ras El Ahmar, however, it gives the minimum value. The value of 0.27 gm/c.c. gives minimum residuals at Libni, i.e. the density contrast varies from one place to another showing a decrease from north to south. This result can be confirmed if we know that the basement rocks are shallow at the north and have a great depths at south.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The authors wish to express their thanks to Prof. Dr. M.E. Hilmy, Professor of Geology and Vice Dean of Faculty of Science for Graduate Studies and Scientific Researches, Ain Shams University, for his continuous encouragements during the preparation of the present work.

The technical review of this material by Prof. Dr. A.I. Bayoumi, Prof. of Geophysics, Faculty of Science, Cairo University, was greatly appreciated.

The authors are also thankful to the General Egyptian Petroleum Corporation for providing the initial data upon which this work is based, and to Mr. Ahmad Yousef for his help in digitizing the data in IBM 1130 Electronic Computer.

**REFERENCES**

- AL CHALABI, M. (1972): Interpretation of gravity anomalies by non-linear optimisation. *Geophysical Prospecting*, vol. 20, no. 1, 1-16.
- HUBBERT, M. (1948): Gravitational terrain effects of two-dimensional topographic features. *Geophysics*, vol. 13, pp. 226-254.
- SABRI, A. & ABD EL RAHMAN, M.M. (1972): A geophysical contribution to Bouguer anomalies in El Arish El Quosaima area N Sinai Egypt: A study on sedimentary basement *INTERFACE. Institute De Deserte Bull.*, vol. 22, no. 1. (in press).

# SOLUBILITY OF ULEXITE IN CO<sub>2</sub>-CONTAINING WATER

Hüseyin GÜLENSOY and Mehmed Muhtar KOCAKERİM

*Istanbul University, Faculty of Chemistry*

ABSTRACT. — In this research, the solubility of ulexite samples, in CO<sub>2</sub>-containing water—whether in original or calcinated form, at a series of temperature conditions—were studied.

For solubility studies the time and temperature were taken as parameters.

The solubilities of the mineral in distilled water were studied in order to be able to compare them with the solubilities in CO<sub>2</sub>-containing water.

The general solubility equation for the hydrated boron minerals is:



Consequently, it was found that this equation was realized for ulexite in the following form:



The effect of the increase of the calcination temperature of the mineral upon solubility is negative.

In addition, some information which was considered useful to explain the chemical reactions for the production of boric acid from the ulexite ore was also put forward.

## I. INTRODUCTION AND HISTORY

Ulexite ore composed of sodium-calcium-hydroborate is rarely encountered in the earth crust. Rich reserves found in Chile, in association with some other minerals; exposures encountered in the Kazakistan region, USSR; and those discovered in the Bigadiç area, Western Anatolia, Turkey, are the main occurrences.

Studies on ulexite, as compared to other boron minerals, such as pandermite and, especially colemanite, are fewer and it must be noted that very little use is made of this mineral.

Among these the following may be mentioned:

In addition to the work on thermal decomposition of ulexite mineral (14, 15), the most interesting studies in this field are those concerning the solubilities of boron minerals in various acids as well as the study of the mechanics and speed of these solution processes (2-7, 10, 11, 16-21). Some studies on the solubility of the ulexite mineral in alkali medium (8, 9, 12) and in ordinary water (13) were also carried out.

Tests on the solubility of original and calcined ulexite samples in different EDTA solutions gave very interesting results (1). Samples of the typical, pure ulexite mineral collected from the quarries in the vicinity of Bigadiç were analyzed according to standard methods. The results obtained are as follows:

Na <sub>2</sub> O	:	7.65 %
CaO	:	13.80 %
B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	:	42.80 %
H <sub>2</sub> O	:	35.75 %

Thus, it was confirmed that these samples are expressed with the following formula: Na<sub>2</sub>O · 2CaO · 5B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> · 16H<sub>2</sub>O. The B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in this type of ulexite is 3.10.

## II. CALCINATION STUDIES

### METHODS AND APPARATUS USED

Static method was applied in calcination tests. For this purpose the samples were heated at predetermined temperatures until they reached a fixed weight.

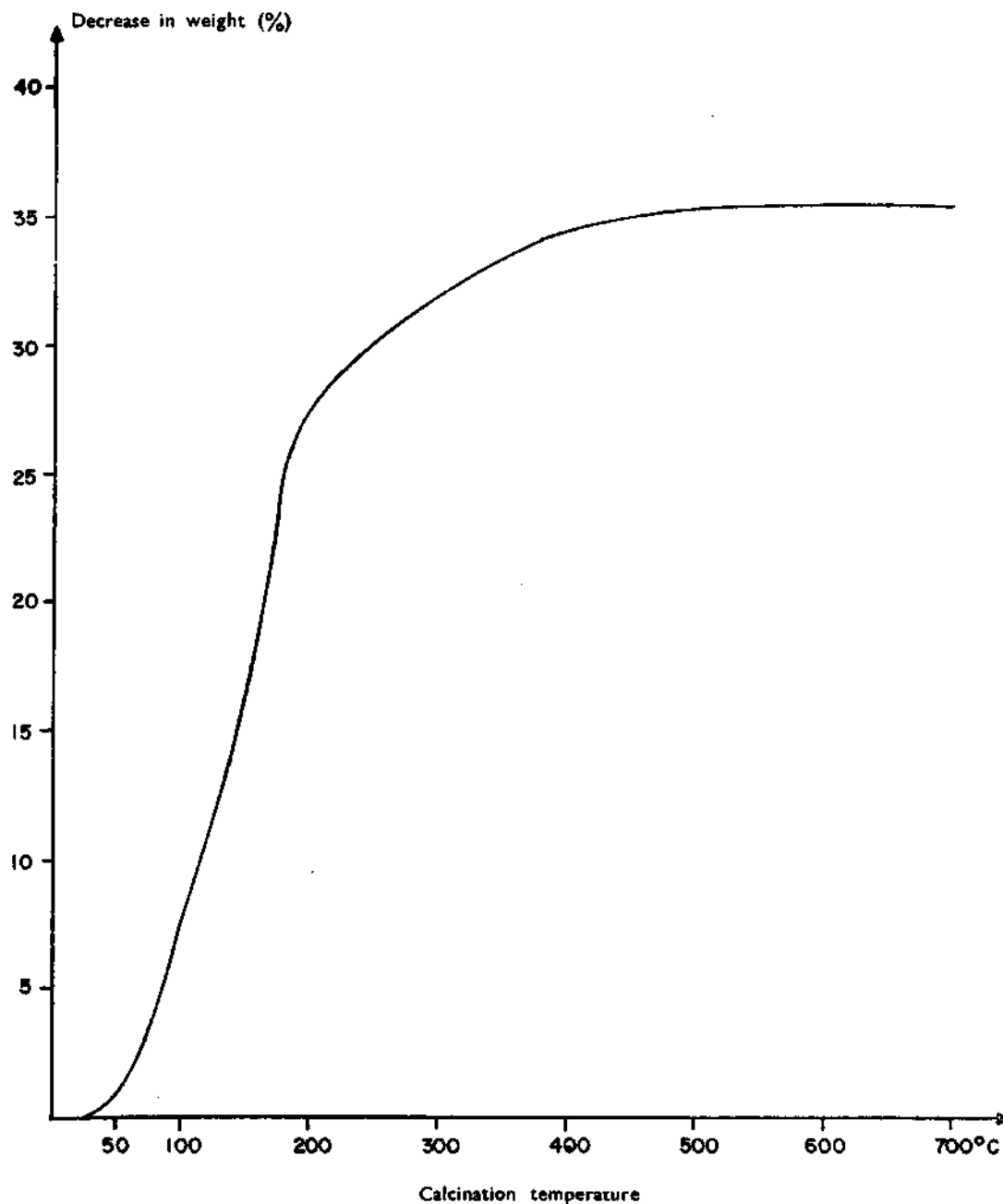


Fig. 1 - Calcination of ulexite.

Heating was conducted in a normal muffle furnace. The aim of this static process was essentially to obtain calcinated ulexite samples which will be used in the determination of the relationship between solubility and thermal decomposition. It should be noted that thermolysis of the ulexite mineral has previously been studied in considerable detail by some investigators (14, 15).

Calcination temperatures used were 50, 100, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 650 and 700°C, which were considered to be sufficient.

Loss of water (that is decrease in weight) of ulexite due to temperature changes is shown graphically in Figure 1.

During calcination, composition of the remaining sample also changes due to the loss of water. In order to compare the solubilities of the calcination products in detail, the new compositions of calcinated ulexite samples were also determined. The results are given in Table I.

**Table - I**  
**Composition of calcinated ulexite samples**

Tem. of calcination °C	Na <sub>2</sub> O	CaO	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	H <sub>2</sub> O
Original	7.65	13.84	42.96	35.55
50	7.69	13.92	43.21	34.98
100	8.33	15.07	46.80	27.35
150	9.02	16.33	50.69	20.30
200	10.62	19.22	59.67	7.55
250	10.90	19.73	61.25	5.69
300	11.23	20.32	63.09	3.65
350	11.45	20.71	64.31	2.35
400	11.69	21.16	65.69	0.95
450	11.74	21.25	65.98	0.66
500	11.81	21.36	66.33	0.32
550	11.83	21.41	66.48	0.17
600	11.83	21.41	66.47	0.17
650	11.86	21.46	66.64	0.02
700	11.87	21.49	66.71	—

### III. STUDIES ON SOLUBILITY

#### METHODS AND APPARATUS

1. Solubility in distilled water: Ulexite samples in their original and calcined forms were ground to a 100-mesh fineness, and solubility of 1.0000 gr of the samples in 100 ml of distilled water with a fixed pH value (pH=5.5) was determined.

Solubility tests at moderate rate of stirring and room temperature, during a definite duration of time, were carried out; the residual insoluble matter was weighed and, thus, the percentage of the dissolved material from 1.0000 gr of sample was determined. These values can also be expressed as «mg sample/100 ml water», if desired.

2. Solubility in CO<sub>2</sub>-containing water: This test was carried out under the same conditions with an exception that a CO<sub>2</sub>-saturated water was used. The tests were conducted for solutions at room temperature and at 50°C; time of procedure: 1, 2 and 3 hours.



3. Similar solubility tests were carried out for 100 ml of NaOH solutions, with pH = 12, with and without CO<sub>2</sub>, at room temperature and at 50°C.

4. The pH values of the solutions obtained by tests 1 and 2 were determined.

5. Amounts of CaO and B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> obtained by the tests carried out in water containing CO<sub>2</sub> were determined. For this purpose the following procedures were used:

a. For the test of CaO: The solution containing Ca<sup>2+</sup> ions was made alkaline by the addition of NH<sub>3</sub> and then titrated by a standard solution of EDTA.

b. For the test of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: Titration was carried out by using a standard solution of NaOH in the presence of mannite.

Solubility tests in water containing CO<sub>2</sub> (as well as in alkaline medium) were carried out in an apparatus, diagram of which is given in Figure 2.

## CONCLUSIONS

### I. Solubility in distilled water

The relationship between the solubility of 1.0000 gr of calcined ulexite sample in 100 ml of distilled water (pH=5.5) and the calcination temperature, as well as the pH values of the resulting solutions, are summarized in Table 2.

Note: These tests carried out in distilled water were conducted under room temperature, within 1-hour time.

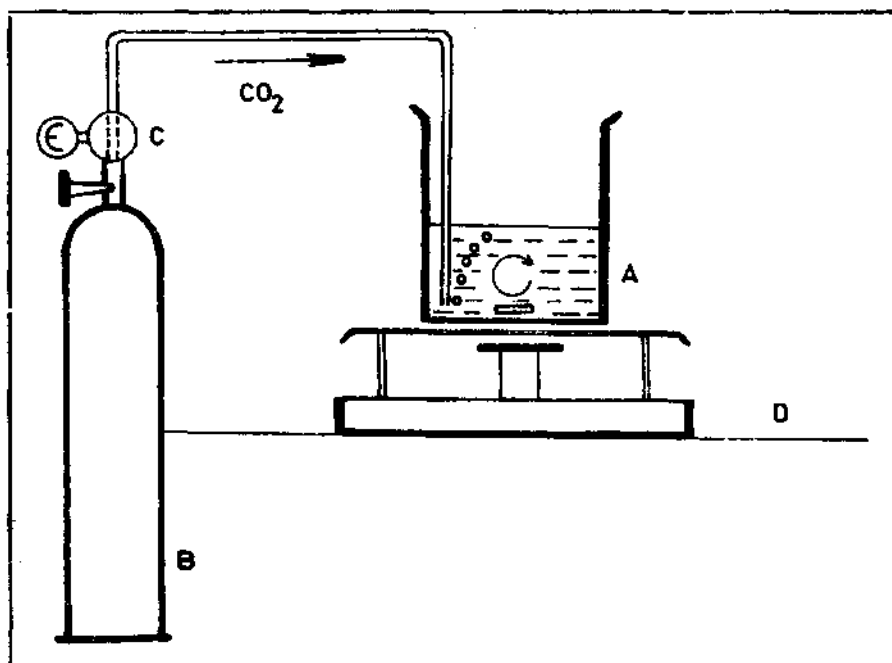


Fig. 2 - Apparatus used in tests.

A - Reaction vessel; B - CO<sub>2</sub> tube; C - Gas regulator; D - Magnetic agitator.

**Table - 2**  
**Solubility of ulexite in distilled water**

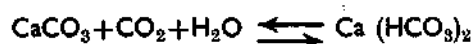
Temp. of calc. °C	pH	Amount of the sample solved (%)
Original	9.20	34.00
50	9.20	33.00
100	9.20	31.10
150	9.20	29.20
200	9.20	29.20
250	9.20	29.20
300	9.20	29.20
350	9.20	29.20
400	9.20	29.20
450	9.20	29.20
500	8.92	28.80
550	8.80	28.50
600	8.80	28.00
650	8.80	28.00

## 2. Solubility in CO<sub>2</sub>-containing water

A. Tests performed at room temperature. — Results obtained from the solubility tests of the original and calcinated ulexite samples in CO<sub>2</sub>-containing water, at room temperature, are shown in Table 3. The values given express the solubility tests of 1-hour time.

When the values in Table 3 are compared with those in Table 2, it can be concluded that the solubility of ulexite in CO<sub>2</sub>-containing water is inversely proportional to the calcination temperature.

However, the solubility of the mineral is rather more in favor of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (as will be seen in the last column of the Table 3). The B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the resulting solutions, indeed, is 12-15 times greater than the same ratio which is only 3.10, in the original mineral. In other words, while the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content dissolves into H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub>, the CaO content of the mineral is partly converted into CaCO<sub>3</sub> which keeps its solid form. In fact, the Ca<sup>++</sup> ions found in the solution result from a bicarbonate formed according to the following equation:



When similar tests were carried out increasing the time of procedure to 2 or 3 hours, results obtained were not much different. This should be considered normal, because, after a certain time, an equation of  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{CaO} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 16\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 + n\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 + 2\text{CaCO}_3 + 6\text{H}_3\text{BO}_3 + (n+7)\text{H}_2\text{O}$  will be obtained in the test solutions.

In Figure 3 the relationship between the solubility values of calcinated ulexite samples obtained in relation with time and the calcination temperature of the mineral is shown.

**Table - 3**  
**Solubility of ulexite in 1-hour period at room temperature**

Temp. of calc. °C	pH at the end of the test	Amount of the dissolved sample (%)*	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution**
Original	6.5	77.47	138.38	22.43	16.21	429.62	376.06	87.53	16.77
50	6.4	78.14	139.16	15.70	11.28	432.06	400.43	92.66	25.50
100	6.5	77.43	150.74	20.19	13.39	467.99	407.39	87.05	20.17
150	6.4	75.05	163.28	14.58	8.93	506.92	490.96	96.85	33.67
200	6.4	68.37	192.19	14.58	7.58	596.69	557.12	93.37	38.21
250	6.5	68.21	197.27	15.70	7.96	612.47	564.08	92.10	35.93
300	6.5	66.90	203.20	16.82	8.28	630.86	584.98	92.73	34.78
350	6.1	65.59	207.15	14.02	6.76	643.14	595.42	92.58	42.47
400	6.8	65.32	211.59	16.82	7.95	656.91	644.17	98.06	38.30
450	6.7	62.63	212.53	16.82	7.91	659.83	655.50	99.34	38.97
500	6.6	64.17	213.64	12.90	6.04	663.30	661.58	99.74	51.28
550	6.2	64.50	214.14	16.82	7.85	664.84	644.17	96.89	38.30
600	6.7	51.01	214.11	43.74	20.43	664.73	376.06	56.57	18.41
650	6.7	39.75	214.64	52.71	24.56	666.38	334.27	50.16	6.34

pH of the distilled water used in the test is 5.5.

\* Figures represent the soluble part of 1-gr sample in percent, under the test conditions.

\*\* B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the sample is 3.10.

It is interesting to note that the temperatures of calcination at which the solubilities of the calcinated samples are maximum, correspond to a rapid water loss in the ulexite mineral. This fact can be easily followed in Figure 3.

B. Tests performed at 50°C of temperature.— Results obtained from the solubility tests of the original and calcinated ulexite samples in CO<sub>2</sub>-containing water, at 50°C of temperature, are shown in Table 4. The values given express the solubility tests of 1-hour time.

**Table - 4**

Temp. of calc. °C	pH at the end of the test	Amount of the dissolved sample (%)*	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution**
Original	6.4	76.73	138.38	19.07	13.78	429.62	383.02	89.15	20.08
50	6.0	76.12	139.16	11.22	8.06	432.06	383.02	88.65	34.14
100	6.5	76.01	150.74	11.22	7.44	467.99	383.02	81.84	34.14
150	6.6	72.29	163.28	8.97	5.49	506.92	424.80	83.80	47.36
200	6.0	66.53	192.19	5.61	2.92	596.69	494.44	82.86	88.13
250	6.1	66.13	197.27	5.61	2.84	612.47	494.44	80.73	88.13
300	6.1	65.51	203.20	5.61	2.76	630.86	536.23	85.00	95.58
350	6.5	64.36	207.15	5.61	2.71	643.14	543.19	84.46	96.82
400	6.2	63.09	211.59	5.61	2.65	656.91	564.08	85.87	100.55
450	6.1	62.24	212.53	5.61	2.64	659.83	574.98	87.14	102.49
500	6.1	62.22	213.64	5.61	2.62	663.30	567.57	85.57	101.17
550	6.1	61.90	214.14	5.61	2.62	664.84	567.57	85.37	101.17
600	6.0	62.08	214.11	8.97	4.19	664.73	578.01	86.95	64.44
650	6.0	62.34	214.64	11.22	5.23	666.38	605.87	90.92	54.00

pH of the distilled water used in the test is 5.5.

\* Figures represent the soluble part 1-gr sample in percent, under the test conditions.

\*\* B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the sample is 3.10.

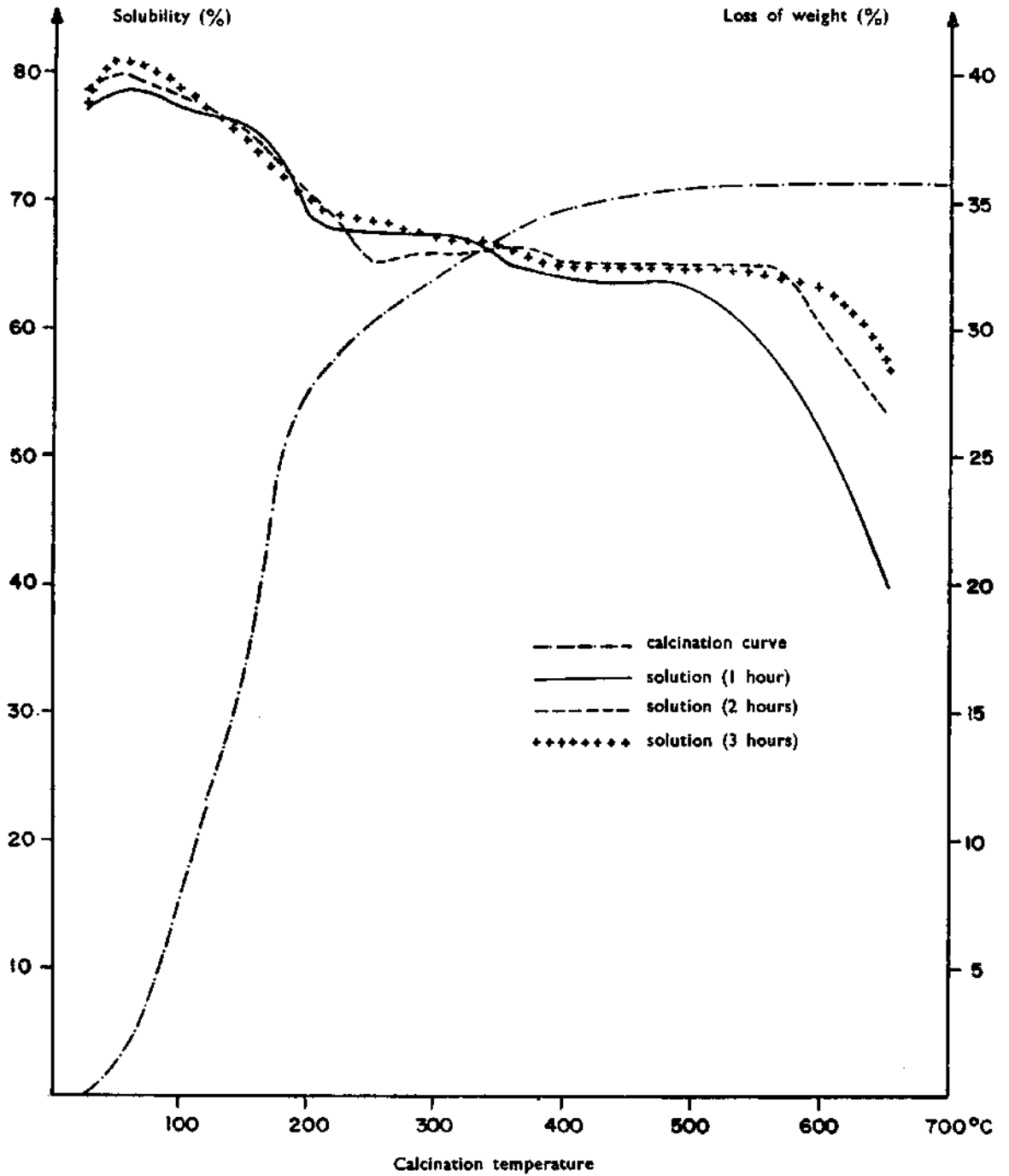


Fig. 3 - Solubility of ulexite at room temperature.

It is apparent that the effect of temperature upon the solubilities of both original and calcinated ulexite minerals in CO<sub>2</sub>-containing water is very slight, as it is observed in the comparison of Tables 4 and 3.

However, the temperature has important effect on the solution of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> which is also observed from the investigation of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the tables. For example, in solid ulexite sample calcinated at 400-550°C, the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio is 3.10, while the same ratio is 38-50 for room temperature, and it is 100-105 for 50°C solutions.

The solution period of 2 or 3 hours lowers the value of this ratio B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO. The reason being that the CaCO<sub>3</sub> form in the beginning is dissolved as Ca (HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> with CO<sub>2</sub>. Thus, Ca<sup>2+</sup> ion concentration increases while the B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio diminishes (Fig. 4).

### 3. Solution of crystals

Besides the previously described studies, solution tests were also carried out with ulexite crystals, approx. 1 gr each in weight. The methods applied and the apparatus used were the same. The tests were conducted at room temperatures and at 50°C, during 1,2 and 3 hours. Results of the tests are given in Table 5.

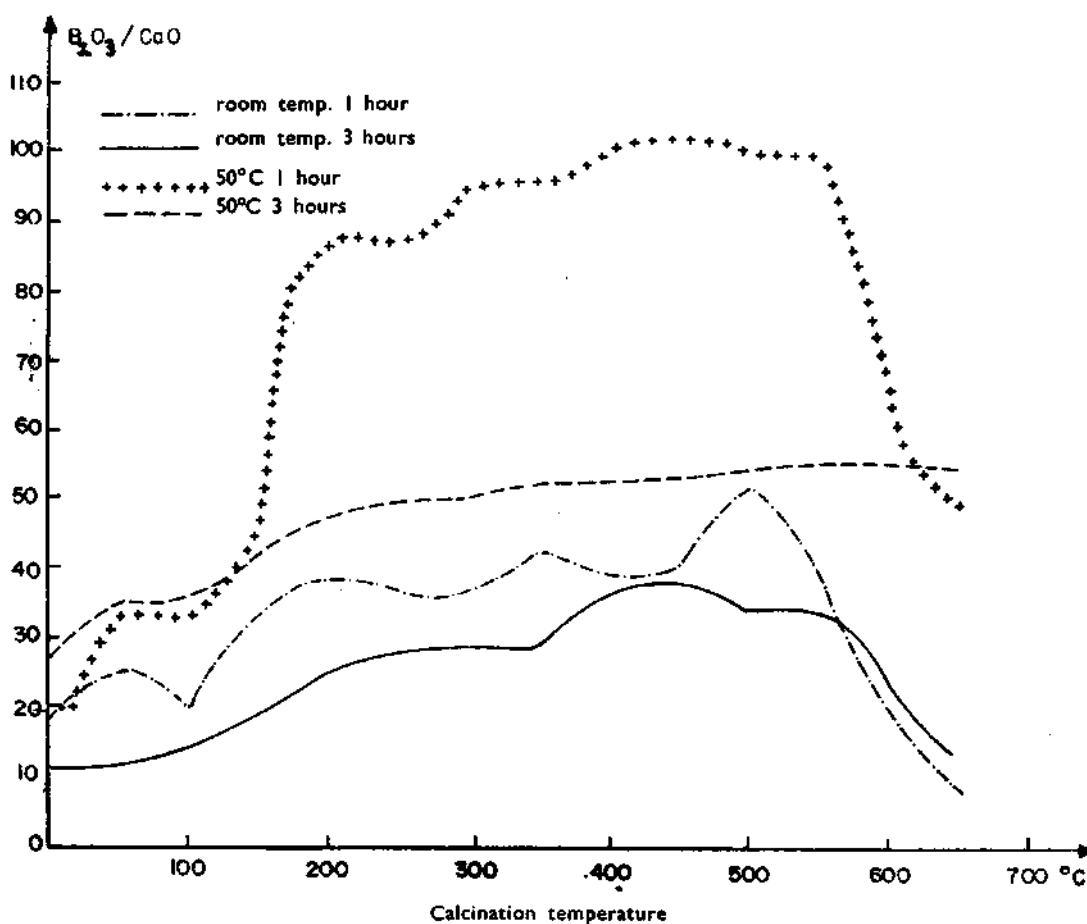


Fig. 4 - Effect of the temperature upon the solubility of ulexite.

The figures in Table 5 indicate that the solubility of ulexite crystals is directly proportional to temperature and time. However, this is not the case for the rate of solubility. Because, while the solubility rate at 50°C during 1-hour period is 71 % more than that at room temperature (13.44-23.86 %), it decreases to 60 % and 37 % during 2- and 3-hour periods, respectively. Moreover, it can be said that the temperature of solution is rather more in favor of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> solution (see column «B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO» in the Table).

#### 4. Tests of continuous solubility

Solubility tests so far carried out for max. 3 hours time indicated that, when conditions are right, crystals could be dissolved completely. For this purpose, some tests were made in order to attain complete solution of the ulexite crystals at room temperature by using an apparatus shown in Figure 5.

A crystal sample of approx. 5-gr weight is placed in vessel (A), where distilled water flows from reservoir (B) with a flow rate of 50 ml/hour. A carbon dioxide flow, supplied by a CO<sub>2</sub>-tube, is sent to vessel (A) at a stable rate. The overflow from vessel (A)—which is regularly agitated—passes through pipe (C) and is gathered in vessel (D), where, previously, some NaOH was placed. When vessel (D), which is 1 liter in volume, is filled, it is replaced by an empty one, and the amount of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the vessel is measured.

This test was successfully conducted until the total B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content of a 5-gr crystal in vessel (A) was transported to vessel (D). After the process of solution was completed, i.e. the total B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content of the crystal sample in vessel (A) was transported to vessel (D), it was analytically proved that a CaCO<sub>3</sub> mass, equivalent to the CaO content of the crystal, remained in vessel (A).

**Table - 5a**

**Solubility of ulexite crystals at room temperature**

Time (hour)	pH at the end of tests	Amount of the soluble sample (%) <sup>*</sup>	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution <sup>**</sup>
1	6.1	13.44	138.38	11.22	8.11	429.62	34.82	8.10	3.10
2	6.2	21.25	138.38	28.04	20.26	429.62	90.53	21.07	3.23
3	6.2	24.72	138.38	33.65	24.62	429.62	111.42	25.93	3.31

**Table - 5b**

**Solubility of ulexite crystals at 50°C**

Time (hour)	pH at the end of tests	Amount of the soluble sample (%) <sup>*</sup>	Amount of CaO in the sample (mg)	Amount of CaO in the solution (mg)	Solution of CaO in the sample (%)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (mg)	Amount of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the solution (mg)	Solution of B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> in the sample (%)	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /CaO ratio in the solution <sup>**</sup>
1	5.8	23.86	138.38	22.43	16.21	429.62	83.57	19.45	3.72
2	5.8	33.86	138.38	28.04	20.26	429.62	118.39	27.56	4.22
3	5.6	33.60	138.38	29.14	21.04	429.62	153.21	35.66	5.26

pH of the distilled water used in the tests is 5.5.

<sup>\*</sup> Figures represent the soluble part of 1 gr of the sample in percent, under the test conditions.

<sup>\*\*</sup> B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO ratio in the sample is 3.10.

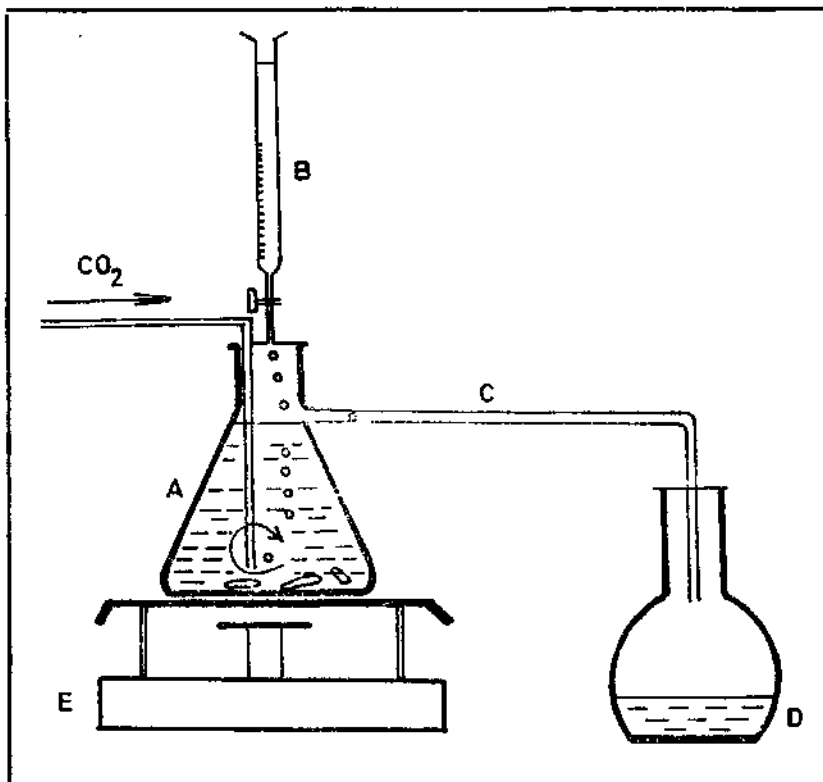


Fig. 5 - Apparatus in which continuous solution tests are performed.

A - Reaction vessel; B - Reserve of distilled water; C - Flow pipe; D - Collecting vessel.

Thus, the following results were obtained:

	<u>Gr</u>
Weight of the ulexite crystal .....	5.009
CaO content of the crystal .....	0.692
Equivalent of CaCO <sub>3</sub> : 0.692 × (100/56) .....	1.235
Weight of CaCO <sub>3</sub> in vessel (A) .....	1.220

Results obtained from continuous solubility tests are given in the following table:

5-gr crystal compound of Na <sub>2</sub> O.2CaO. 5B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> .16H <sub>2</sub> O	Theoretical amount (mg)		Time of solution	
	CaO	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (mg) solved in the 1st week	B <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (mg) solved in the 2nd week
	692	2149	2143	—

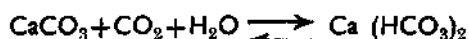
It was determined that ulexite mineral is completely solved in one week and is converted into CaO. However, in another test it was shown that it takes more than three weeks to dissolve the same amount of colemanite mineral.

The solubility tests on ulexite mineral in CO<sub>2</sub>-containing water, with a pH value of 12, were repeated both at room temperature and at 50°C, and it was established that pH of the solvent did not produce any noticeable effect on the solubility procedure.

## CONCLUSION

These tests show that the solubility of ulexite mineral in water can be increased by addition of CO<sub>2</sub>. However, the degree of solubility of this mineral in water containing CO<sub>2</sub> is inversely proportional to the calcination temperature of the mineral.

Provided that when the tests are carried out in a stable medium, the time has practically no effect on solution. In a stable medium the solution process is observed to develop rather in favor of B<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content of the mineral. In the solubility tests carried out in this way, the CaO content of the mineral is converted into CaCO<sub>3</sub> which is partly soluble, as seen in the following equation:



It has been noted that the temperature of the solvent did not produce any noticeable change at the solubility of the mineral.

Finally it was proved that, provided the solution is continually renewed, the ulexite mineral in the form of Na<sub>2</sub>O.2CaO.5B<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.16H<sub>2</sub>O compound can be entirely converted into CaCO<sub>3</sub>.

Thus, it seems possible that under favorable conditions of exploitation, production of boric acid from the ulexite mineral, using the CO<sub>2</sub>-treatment method, is feasible.

*Manuscript received January 26, 1977*

Translated by: Leyla OKAY

## REFERENCES

- 1 — GÜLENSOY, H. & SAVCI, H. (1976): Solubilities of calcium minerals and compounds In EDTA. *M.T.A. Bull.*, no. 86, Ankara.
- 2 — IMAMULDINOVA, V.M. (1967a): *Zh. Prikl. Khim.* 40 (II), 2593-6.
- 3 — (1967b): *Zh. Prikl. Khim.* 40 (II), 2596-8.
- 4 — (1970): *Zh. Prikl. Khim.* 43 (2), 425-8.
- 5 — & BIRKCHUROVA, A.Kh. (1967): *Zh. Prikl. Khim.* 40 (7), 1616-18.
- 6 — & VLADYKINA, A.M. (1965): *Zh. Prikl. Khim.* 42 (5), 1172-5.
- 7 — KIM, G.E.; BEREMZHANOV, B.A. & KARAZHANOV, N.A. (1973): *Tr. Inst. Khim. Nefti. Prir. Solei. Akad. Nauk.* 5, 19-23.
- 8 — LAWRENCE, L. (2 Aug. 1974): Ger. Offen. 2,337,506 21 Feb. 1974. Appl. 277, 347.
- 9 — MARDENENKO, V.K.; KARAZHANOV, N.A. & KALACHEVA, V.G. (1974): *Zh. Prikl. Khim.* 47 (2), 439-41.
- 10 — MUNN, A.I.; RADINOVA, M.A. & LUKONINA, Z.N. (1973): *Tr. Inst. Khim. Nauk.* 36, 70-5.
- 11 — NAURUZOVA, G.Kh. & BEN'KOVSKII, V.G. (1973): *Tr. Inst. Khim. Nefti. Prir. Solei.* 5.41-53.
- 12 — Solvey et Ciebolg. Appl. 797, 137. 21 Mar. 1973, 9 pp.
- 13 — SPIRYAGINA, A.I. (1953): *Inst. Galurjii.* 27, 77-83.



- 14 \_ TUĞTEPE, M. & SANIGÖK, Ü. (1962a): *Rev. Fac. Sci. İst.* 27-2, 98-114.
- 15 ————&———(1962b): *Rev. Fac. Sci. İst.* 27-2, 114-37.
- 16 — ZDANOVSKII, A.B. & BIKTAGIROVA, L.G. (1967): *Zh. Prikl. Khim.* 40 (12), 2659-63.
- 17 ————& IMAMULDINOVA, V.M. (1963a): *Zh. Prikl. Khim.* 36 (8), 1675-80.
- 18 ————&———(1963b): *Zh. Prikl. Khim.* 37 (5), 1095-9.
- 19 ————(1965a): *Sb. Statei.* 12-17.
- 20 ————(1965b): *Sb. Statei.* 17-21
- 21 ————; STREZHNEVA, I.I. & TKACHEV, K.K. (1973): *Zh. Prikl. Khim.* 46 (10), 2303-5.

# GENETISCHE ERGEBNISSE EINER GEOLOGISCH-MINERALOGISCHEN UNTERSUCHUNG DER KUPFERERZLAGERSTÄTTEN UND-VORKOMMEN IN SÜDOSTANATOLIEN

Ahmet ÇAĞATAY

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

ZUSAMMENFASSUNG. — Die in unserem Arbeitsgebiet vorhandenen Kupfererzlagerstätten und -vorkommen Südostanatoliens sitzen auf tektonischen Linien, wo sich die zwei verschiedene Orogene vertretenden Iraniden über die Irakiden oder das Bitis-Massiv über die Ophiolithe der alpidischen Geosynklinale geschoben haben, bzw. auf den diese Linien begleitenden Verwerfungen, kurz gesagt, in den Überschiebungszonen. Die Kupfererzlagerstätten und -vorkommen Südostanatoliens, deren Genese in engem Zusammenhang mit dem Entstehen der betreffenden Überschiebungszonen steht, sind postorogene, epigenetische, hydrothermal-metasomatische Bildungen. Wenn man überlegt, dass das Übereinanderschieben der zwei getrennte Orogene vertretenden Gesteine in der Erdkruste bis zu grösserer Tiefe hinabreichen kann, ist es nötig, neben der Betrachtung der Überschiebung als ein mechanisches Ereignis, d.h. als ein relatives Gleiten beider Gesteinsmassen auch darauf hinzuweisen, dass sie in den tieferen Lagen der Erdkruste das Auftreten der Wärmeenergie bewirken kann. Diese Wärmeenergie hat das Grundwasser in Zirkulationsform in Bewegung gesetzt, dadurch aus den Ophiolithen die die Kupfererzlagerstätten Südostanatoliens bildenden Metalle sowie Schwefel abgelöst, mobilisiert und ihre Ablagerung auf den Überschiebungslinien ermöglicht. Die Möglichkeit, dass dort, wo das granitische Magma nicht besteht, die Hydrothermen auf diese Weise entstehen können, wird für einen angesichts der vorliegenden Unterlagen naheliegenden, gültigsten Erklärungsweg gehalten.

## EINLEITUNG

Von den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Lagerstätten und Vorkommen (Abb.I) wurden das Ana Yatak-Vorkommen (G. Göymen Kalgan, 1963; A. Heike, 1964) und das Weiss-Vorkommen (A. Çağatay, 1968) in Ergani Maden nur kurz behandelt, weil sie bereits geologisch und vor allem mineralogisch ausführlich bearbeitet worden sind. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden, die Madenköy-Lagerstätte in Siirt und die Vorkommen von Lice-Kara Dere sowie Çüngüş-Midyе Köyü wurden aber detaillierter behandelt, weil keine früher durchgeführte, mineralogische Studie über sie vorliegt.

Der Verfasser hat die Gelegenheit gefunden, das Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden in den Jahren 1963-1968 mehrmals zu besuchen und zu untersuchen. Es wurden dabei in den Vorkommen von Weiss und Ana Yatak Proben gesammelt und in der Erzlagerstättenabteilung der Universität Mainz untersucht. Ferner wurden auch die früher angefertigten und determinierten Anschliffe des Ana Yatak-Vorkommens (A. Heike, 1964) benutzt. Der Verfasser hat die Proben aus verschiedenen Vorkommen der «Vor-» und «Nachvererzung» und Kısa Bekir in den Jahren 1967/68 während seiner Tätigkeit im Kupfererzbergbaubetrieb der Etibank in Ergani Maden gesammelt. Es war dem Verfasser in Etibank nicht möglich, die An- und Dünnschliffe herzustellen bzw. zu bearbeiten; er konnte diese Möglichkeit erst nach seinem Arbeitsbeginn beim M.T.A.- Institut im Jahre 1971 finden.

Zahlreiche Proben aus anderen in dieser Arbeit genannten Lagerstätten und Vorkommen wurden von den in dieser Gegend arbeitenden Geologen der Abteilung für Lagerstättenuntersuchung des M.T.A. Institutes übersandt. Um diese Lagerstätten und Vorkommen an

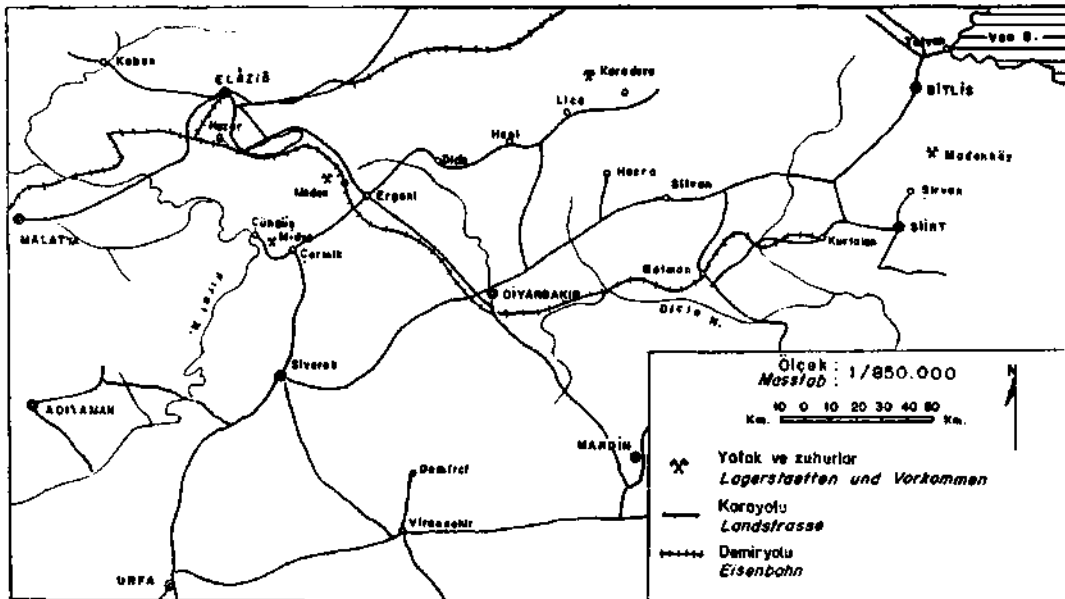


Abb. 1 - Lokationskarte der Kupfererzlagerstätten und -vorkommen in Südostanatolien.

Ort und Stelle untersuchen zu können, hat der Verfasser ferner sie im Sommer 1976 besucht und einige neue, interessante Proben entnommen. In der Erwägung, dass es nützlich sein würde, hat der Verfasser sich entschlossen, diese eine lange Zeit in Anspruch nehmende Arbeit zu veröffentlichen.

## I. DIE KUPFERERZLAGERSTÄTTEN VON ERGANİ MADEN

### 1. Die Gesteine und die geotektonische Lage des Gebiets der Lagerstätten von Ergani Maden

Die Kupfererzlagstätten von Ergani Maden liegen in den Iraniden, die einen Zweig des alpidischen Orogens darstellen. Die hauptsächlichsten Gesteine der Iraniden sind kristalliner Schiefer, Marmor, Gabbro, Norit, Peridotit, Chromitit, Serpentin, Spilit, Keratophyr, Tuff, Diabas, Plattenkalke, Tonschiefer, Radiolarit und die die Transgressionskonglomerate der Maastricht-Transgression (J. Romieux, 1941) enthaltenden Sedimente (A. Heike, 1964). Ein Teil der oben genannten Hauptgesteine der Iraniden besteht zweifellos aus Bruchstücken und Resten eines alten (mindestens paläozoischen) Orogens. Während des alpidischen Orogens sind alle diese Gesteine miteinander gefaltet, geknetet und so ist die heutige Schuppentektonik entstanden. Das Zusammenvorkommen der verschiedenen mechanischen Eigenschaften besitzenden, d.h. kompetenten (festen) und inkompetenten (plastischen, elastischen, nicht festen) Gesteine bildete den Hauptfaktor beim Entstehen der Schuppentektonik der Iraniden. Der Serpentin ist nämlich in Form von kalten Intrusionen zwischen die festen Gesteine eingedrungen und die Schuppentektonik zustande gebracht. Der während der Orogenese zwischen den festen Gesteinen aufgestiegene, plastische und schlüpfrige Serpentin ist in diesem Gebiet reichlich vorhanden. Die Iraniden sind in südöstlicher Richtung über die den Randfaltengürtel bildenden, flyschartigen Gesteine überschoben. Bei dieser Schubbewegung hat der Serpentin die

Schlüpfrigkeit sowie Erleichterung beschafft und als Zwischenmittel zum Entstehen der Überschiebungslinie in grossem Masse beigetragen. Die Überschiebung ist im Gelaende am besten und deutlichsten von der Kalemndan-Brücke zu sehen (Abb. 2). Weil die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden auf der Überschiebungslinie, wo die Iraniden über den Randfaltengürtel geschoben sind, oder auf den mit dieser Linie gleichlaufenden, sekundaeren Verwerfungen liegen, gewinnt diese Überschiebungszone an Bedeutung. Nach der Ansicht des Verfassers steht die Bildung der Lagerstaetten in engem Zusammenhang mit der betreffenden Überschiebungszone.

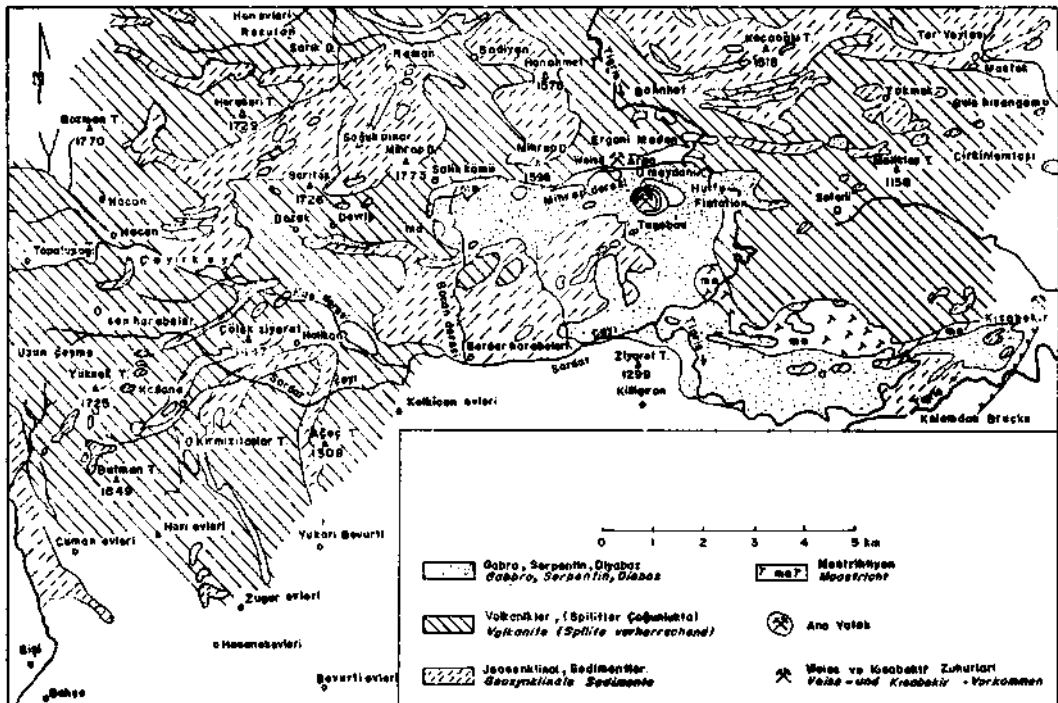


Abb. 2 - Die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden (A. Heike, 1964).

## 2. Die im Gebiet der Lagerstaetten von Ergani Maden angetroffenen, verschiedenen Vererzungstypen

Unter dem Namen «die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden» sind drei Lagerstaetten bekannt. Sie sind die Ana Yatak-, Weiss- und Kisa Bekir-Vorkommen (Abb. 2). Weil zwischen diesen drei Lagerstaetten in mineralogischer, geologischer und tektonischer Hinsicht grosse Aehnlichkeit besteht, haelt der Verfasser es für zweckmaessig, sie als eine genetische Einheit zu bearbeiten.

Die die obigen drei Lagerstaetten bildende Vererzung wird als «die Hauptvererzung» bezeichnet. Ausserdem werden in der Umgebung der Lagerstaetten von Ergani Maden stellenweise auch sehr kleine Kupfererzvorkommen angetroffen. Diese kleinen Vererzungen weichen in mineralogischer, geologischer und tektonischer Hinsicht von der Hauptvererzung ganz ab. Diese Vorkommen wurden in die «Vor-» und «Nachvererzung» geteilt (A. Heike, 1964) und bei dieser Teilung wurde in erster Linie die Zeit berücksichtigt. So wird es angenommen,

dass die Vorvererzung während des Entstehens von Gesteinen der alpidischen Geosynklinale, die Hauptvererzung während der Bildung der betreffenden Überschiebungszone und die Nachvererzung später zustande gekommen sind.

A. *Die Vorvererzung.* — Wir können auch die Vorvererzung in zwei Abschnitte, d.h. in die syngenetische und epigenetische Vererzung trennen:

a. *Die syngenetische Vererzung:* Die Tonschiefer der Geosynklinale enthalten hier und da, wenn auch spurenweise, Kupfererz. Zwischen den Schieferlagen werden Malachyt- und Azuritspuren beobachtet. Ferner befindet sich in der Umgebung von Zahuran Köyü, an dem Ort Balik Gölü (Orta Baraka) zwischen den spilittischen Kissenlaven ein horizontales, 10-12 m langes und 10-15 cm mächtiges Kupfererzband. Es wurde festgestellt, dass die aus diesem Vorkommen entnommenen Proben neben dem zum Teil kolloidales Gefüge aufweisenden, reichlichen Bornit- und Pyritgehalt auch in geringerer Menge Kupferkies, Chalkosin-Covellin und in Spuren Sphalerit enthalten. Seine günstige Lage hat den Abbau dieses Vorkommens ermöglicht. Sowohl die Kupfererzspuren zwischen den Tonschiefern als auch das Kupfererz des Vorkommens von Balik Gölü werden als syngenetische, sedimentäre Bildungen angesehen (A. Heike, 1964). Der Verfasser ist der Meinung, dass «die vulkanisch-exhalative Bildungstheorie» hier die naheliegendste, beste Erklärung darstellen würde.

b. *Die epigenetische Vererzung:* Die in der Geosynklinale weit verbreiteten, spilittischen Kissenlaven und ihre Brekzien sind von kleinen Quarz-Epidotgängen unterbrochen. Die dunkle Farbe der Spiliten ermöglicht im Gelände das Auffallen der hellfarbigen Quarz-Epidotgänge. Diese Gänge sind einige cm oder dm mächtig. Manchmal verzweigen bzw. verbreiten sie sich im Spilit wie ein Netz. In den Quarz-Epidotgängen sind als Erzminerale Chalkosin und Bornit vorhanden. Wenn auch nur mittels einer Lupe zu sehen ist, befindet sich fast in allen Quarz-Epidotgängen Chalkosin. In manchen Gängen sind Chalkosin und Bornit in ziemlich grosser Menge vorhanden. Das reichste dieser Gänge enthält zwei Maultierlast derbes Reicherz (A. Heike, 1964). Unter dem Erzmikroskop stellt es sich heraus, dass der Chalkosin lamelliert ist, also die Paraform des rhombischen und hexagonalen Chalkosins darstellt. Auf der Erde ist der grosse Teil des Chalkosins in Malachyt umgewandelt. Die Umwandlung des Chalkosins in Malachyt ist deszendend und wird unter dem Mikroskop deutlich erkannt. Der Chalkosin befindet sich mit den Spekularitkristallen zusammen und ist mit ihnen verwachsen.

Die Chalkosin enthaltenden Quarz-Epidotgänge in den Spiliten sind durch hydrothermale, laterale Sekretion entstanden. Der Kupfergehalt dieser Gänge ist nämlich durch Hydrothermen aus den Spiliten mobilisiert. Die Analyse von beiden aus den durch Hydrothermen nicht angegriffenen Spiliten entnommenen Proben hat 0.014 % und 0.021 % Cu ergeben (A. Heike, 1964). Dieses Ergebnis bekräftigt die Ansicht über hydrothermale, laterale Sekretion.

B. *Die Hauptvererzung.* — Es wurde bereits betont, dass die Hauptvererzung und die durch sie entstandenen drei Erzlagerstätten den Gegenstand des Kupfererzbergbau in Ergani Maden bilden. Diese Lagerstätten bestehen aus drei verschiedenen, derben Sulfidmassen und in ihren Liegenden befindet sich je eine von Gängen oder Gängchen der Sulfidminerale angeschnittene bzw. durchdrungene Chloritmasse, die wir als «Imprägnationserz» nennen. In der Ana Yatak-Lagerstätte ist ferner unter dem Imprägnationserz eine Magnetitmasse vorhanden.

i. Die Ana Yatak-Lagerstaette in Ergani Maden : Ana yatak ist die grösste der oben genannten drei Kupfererzlagerstaetten in Ergani Maden. Sie ist annaehrend linsen- bzw. ellipsenförmig und besitzt eine Grosse von 300 m Laenge, 100 m Breite und 45 m Höhe. Die bis heute fast völlig abgebaute, sulfidische Derberzmasse von Ana Yatak enthielt 5-6 Mio t Derberz mit einem durchschnittlichen Cu-Gehalt von 9-11 %. Nach einigen alten Unterlagen wird auch behauptet, dass das Reicherz 14% Cu enthaelt (A. Heike, 1964).

a. Die mikroskopische Untersuchung der Derberze von Ana Yatak in Ergani Maden: Unter dem Erzmikroskop zeigen alle drei Lagerstaetten in Ergani Maden den gleichen Mineralaufbau. Aus diesem Grunde werden sie unter dem Namen «die Hauptvererzung» zusammen behandelt. Die Analyse dieser im allgemeinen sulfidische Kupferminerale führenden Erze zeigt neben einem hohen Fe-, Cu- und Zn-Gehalt auch in Spuren As, Co, Ni, Au, Ag und Mo. Das Derberz in Ana Yatak laesst sich in drei Erztypen unterscheiden und zwar in «das Gelberz», «das Schwarzerz» und «das Erz mit Kolloidalstruktur» (A. Heike, 1964).

a) Das Gelberz: Dieses Erz besitzt ein homogenes Aussehen, bildet annaehrend 80-85 % des Erzes von Ana Yatak und man kann sogar mit blossen Auge erkennen, dass es aus feinkörnigem Pyrit und Kupferkies besteht, in welchem diese Pyrite liegen. Bei einer sehr starken Vergrösserung unter dem Erzmikroskop stellt es sich heraus, dass viele idiomorph- hypidiomorphe, meistens kataklastische Pyritkristalle und-kristaellchen in einer Grundmasse aus Kupferkies liegen. Wir können sagen, dass ein derartiges Erz das Derberz der Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden charakterisiert. Ausserdem findet man im Gelberz Pyrrhotin, Sphalerit, in mikroskopischer Grosse und Menge Cubanit, Vallerit, Anatas, Magnetit, teilweise zu Magnetit und Cr-Spinell umgewandelter Chromit, Co-Pentlandit, Linneit und als Gangart Chlorit, manchmal Siderit, Baryt und Ilvait. Im Gelberz wurden als deszendente Mineralien in sehr geringer Menge oder in Spuren Limonit, Covellin, aus Magnetit umgewandelter Maghemit und aus Co-Pentlandit laengs seiner Raender und Risse umgewandelter Cattierit festgestellt.

b) Das Schwarzerz: Dieses Erz befindet sich südwestlich der Lagerstaette, auf der in Richtung auf die Kreisstadt Maden liegenden Seite der Erzmasse von Arpa Meydam und bildet annaehrend 15 % des Derberzkörpers von Ana Yatak (A. Heike, 1964). Das Schwarzerz enthaelt grobkörnige Sulfidminerale. Unter dem Mikroskop stellt es sich heraus, dass das Schwarzerz aus den aszendenten sowie deszendenten Mineralien besteht und dass aszendente Mineralien sich zu den deszendenten umwandeln. Im Schwarzerz bildet der Pyrit das mengenmaessig überwiegendste Mineral. Daneben sind aus Pyrrhotin umgewandeltes «Zwischenprodukt» (P. Ramdohr, 1960), aus Kupferkies umgewandelter Digenit und Covellin, ferner mit Pyrit verzahnter Markasit, aus Co-Pentlandit umgewandelter Cattierit und als Mineral des Eisernen Huts Goethit vorhanden. Im Schwarzerz wurden Vallerit und Cubanit nicht festgestellt. Dieses Erz verdankt seine schwarze Farbe den Mineralien Digenit, Covellin und dem Zwischenprodukt. Die beiden erstgenannten Mineralien füllen manchmal die Risse und Sprünge des Erzes.

d) Das Erz mit Kolloidalstruktur: Es ist eine in den Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden wenig vorhandene Paragenese. Das Erz besteht aus grobem, kugeligem, vielblaetterigem Pyrit, Melnikovit-Pyrit Markasit und Covellin. Es enthaelt auch in sehr geringer Menge Kupferkies, Sphalerit und als Gangmineral Baryt.

l) Die kompakte Magnetitmasse: Sie ist in den Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden nur unter dem Ana Yatak vorhanden. In den sulfidischen Derb- und Impraeagnationserzen der Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden ist der Magnetit in mikroskopischer Menge vorhanden. Die in Ana Yatak unter dem Impraeagnationserz liegende, kompakte Magnetitmasse war in

dem heute verfallenen Stollen auf 1143 m Höhe sehr gut sichtbar. Die erzmikroskopische Untersuchung der im Jahre 1964 aus diesem Stollen und aus dem Liegenden des Tagebaus entnommenen Proben hat ergeben, dass die kompakte Magnetitmasse aus den idiomorph-hypidiomorphen sowie kataklastischen (Foto I), xenomorphen Bildungen und zum Teil aus den in verschiedenen Richtungen angeordneten bzw. eine netz- oder geflechtartige Textur aufweisenden Staebchen besteht. Das Auftreten von Cr-Spinell und Chromitrelikten in einem Teil der idiomorph-hypidiomorphen Magnetite zeigt, dass solche idiomorph-hypidiomorphen Magnetitkristalle, wenn auch teilweise, durch hydrothermale Alteration aus Chromit entstanden sind. Ferner werden sowohl in hypidiomorphen als auch in staebchenförmigen Magnetiten manchmal viel kleinere Ilmenit körnchen beobachtet. Im Magnetit und Gang befinden sich spurenweise auch Rutil und Titanit. Man kann klar erkennen, dass der Haematit z.T. durch Umwandlung aus Magnetit entstanden ist und dieser Haematit bildet in der kompakten Magnetitmasse nach dem Magnetit das zweitüberwiegendste Erzmineral. Die später als der Magnetit und Haematit entstandenen Sulfidminerale Pyrit, Kupferkies, Pyrrhotin, Sphalerit und Co-Pentlandit haben in der Magnetitmasse in Form von Gängen und Gängen ein Netz gebildet (Foto I). Der Molybdänit wurde in den Kupfererzlagertstätten von Ergani Maden zum ersten Mal in der kompakten Magnetitmasse bestimmt. Das Gangmineral der Magnetitmasse besteht grösstenteils aus Chlorit und, wenn auch selten, findet man manchmal auch den Ilvait, das typische Mineral der Metasomatose.

ii. Das Weiss-Vorkommen in Ergani Maden: Das Weiss-Vorkommen liegt 1 km nordwestlich von Ana Yatak. Obwohl es seit langem bekannt ist, wurde dieses Vorkommen erst im Jahre 1960 in Abbau gesetzt und der grosse Teil seiner Erzmasse ist heute erschöpft. Das eine dünne Linsenform aufweisende Weiss-Vorkommen bildet mit seiner Erzreserve von ungefähr 2 Mio t die zweitgrösste Kupfererzlagertstätte in Ergani Maden. Der Durchschnitt der gesamten Reich- und Imprägnationserzmenge dieses Vorkommens enthält 5-6 % Cu und 2-3 % Zn. Das Erz zeigt auch hier einen durchschnittlichen Cu-Gehalt von 10-11 %.

Das Erz des kleineren Weiss-Vorkommens bildet einen ziemlich einheitlichen Körper. Im Erz dieses Vorkommens bilden der makroskopische Pyrit, Kupferkies, Pyrrhotin und die Zinkblende die überwiegendsten Erzminerale. Die Proben ergeben unter dem Erzmikroskop, dass die Pyrite im allgemeinen als Gebilde erscheinen, die im Kupferkies, Pyrrhotin und Sphalerit schwimmen, meistens eine kataklastische Textur zeigen und deren kataklastische Risse von diesen Mineralen gefüllt sind. Aus diesem Grunde wird es angenommen, dass der Pyrit eines der ältesten Minerale darstellt, mindestens älter als die Minerale, in welchen er sich befindet. Andererseits ist der Pyrit jünger als der Magnetit, Chromit, Ilmenit sowie Rutil und ersetzt manchmal die Minerale. Der Pyrit umschliesst manchmal den Magnetit und in diesem Falle stellt es sich klar heraus, dass ein sehr kleiner Teil des Pyrits aus Magnetit umgewandelt (pyritisiert) ist. Ferner füllt eine sehr geringe und junge Pyritgeneration die Risse sowie Spalte des Kupferkieses, Pyrrhotins, Sphalerits und zeigt so, dass sie jünger als diese Minerale sein kann. Wenn auch selten, wird der Pyrit ebenfalls in Form von aus einer oder einigen konzentrischen Schalen bestehenden Kügelchen angetroffen, die manchmal allein sind, manchmal aber mit Kupferkies, Pyrrhotin und Sphalerit verwachsen. Ausserdem tritt der Pyrit auch als Melnikovit-Pyrit mit Gejstruktur auf. Die rhythmischen Schalen des Melnikovit-Pyrits sind manchmal durch Gangminerale und Sphalerit-Zwischenschalen deutlicher geworden.

Der Kupferkies ist der hauptsächliche Kupferträger des Weiss-Vorkommens. In den Anschnitten sieht man, dass er die Zwischenräume der allotriomorphen sowie anderen Minerale füllt. Der Kupferkies bildet nach dem Pyrit das zweitüberwiegendste Erzmineral und zeigt neben der im allgemeinen oleanderblattförmigen Zwillingsbildung manchmal auch eine

parallellamellierte Zwillingbildung. Der Kupferkies verdrängt die Mineralien wie Pyrit, Pyrrhotin, Glaukodot, Chromit, Magnetit, Ilmenit und beweist so, dass er jünger als sie ist. Andererseits ist der Kupferkies durch Digenit und Covellin ersetzt. An diese Paragenese beteiligt sich manchmal auch der Limonit. Im Kupferkies sind die sehr kleinen Pyrit- und Zinkblendekörnchen den kristallographischen Richtungen besonders (100-Flächen) parallel angeordnet und dadurch ist eine Entmischungstextur entstanden.

Der Pyrrhotin füllt im allgemeinen mit dem Kupferkies zusammen die Zwischenräume sowie Risse der Pyrite und zeigt selten auch Druckzwillingsbildungen. Er wandelt sich längs seiner Ränder, Risse und Spalten teilweise zu Zwischenprodukt um. Während dieser Umwandlung entstehen manchmal die Pyritbildungen mit Vogelaugentextur.

Die Zinkblende befindet sich im Weiss-Vorkommen in viel reicherer Menge als in Ana Yatak. Die Zinkblende enthält im allgemeinen die Kupferkies- und Pyrrhotinentmischungen, die aber manchmal nicht auftreten; und manche Kupferkiesentmischungen enthalten als eine zweite Generation sehr kleine Vallerit- und Pyrrhotinentmischungen.

Der Markasit wird z.T. idiomorph und eigenständig, manchmal aber als ziemlich kleine Bildungen im Pyrit angetroffen (Foto 8). Er kann teilweise idioblastisch und skelettenförmig mit Pyrit sowie Gang verwachsen und sehr feinkörnig sein.

Der Co-Gehalt bildet ein anderes Charakteristikum der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden. Im Weiss-Vorkommen wurden als Co-Mineralien der sich längs seiner Ränder und Risse zu Cattierit umwandelnde Co-Pentlandit, Linneit, Glaukodot und das violettbraune Co-Ni-Mineral beobachtet, welches vielleicht ein anderes Mineral aus der Linneit-Gruppe ist (A. Çağatay, 1968).

Obwohl der Vallerit im Kupferkies häufig auftritt, wurde er in sehr kleiner Menge und spurenweise angetroffen. Der Bornit, Galenit und Chalkosin sind andere in sehr kleinen Spuren festgestellte Sulfidmineralien des Weiss-Vorkommens. In den Proben wurden ferner in Spuren der aus Kupferkies umgewandelte Digenit und Covellin beobachtet. Diese Mineralien treten manchmal nebeneinander manchmal einzeln auf und werden zuweilen vom Limonit begleitet.

Der Magnetit ist im allgemeinen tafelförmig und manchmal tritt er in rundlichen Körnern auf. Die tafelförmigen Magnetite sind die Pseudomorphosen von Haematit. Der Magnetit ist ebenfalls zum Teil durch hydrothermale Alteration aus Chromit umgewandelt. Selten zeigt er eine Umwandlung zu Haematit (Martitisierung). Der Chromit und Cr-Spinell sind die häufig angetroffenen Mineralien. Die idiomorphen und kataklastischen Chromitkristalle schwimmen teils im Chloritgang teils in den Sulfiden. Der Chromit ist längs seiner Ränder und kataklastischen Risse zu Cr-Spinell und Magnetit umgewandelt. Der Chromit ist zu dem Erzkörper aus Serpentin gekommen, der von hydrothermalen Lösungen metasomatisch verdrängt wurde.

Der Ilmenit befindet sich meistens im Gang und manchmal in den Sulfiden. Der Ilmenit ist ebenfalls durch Verdrängung des basisch-magmatischen Gesteins (Spilit, Diabas) von hydrothermalen Lösungen aus diesen Gesteinen entnommen und dabei z.T. in Rutil umgewandelt. Der Ilmenit tritt in Form von verschiedenen grossen Tafeln auf und manchmal wird er als sehr kleine Relikte im Rutil angetroffen. Die einer hydrothermalen Alteration ausgesetzten Ilmeno-Haematit- oder Ilmeno-Magnetit-Bildungen haben ihren Haematit- und Magnetitgehalt verloren und so sind die teilweise oder völlig zu Rutil umgewandelten Ilmenitskelette übriggeblieben. Neben diesen aus Ilmenit umgewandelten Rutilen sind auch sehr kleine, erst durch starke Vergrößerung unter dem Mikroskop erkennbare Rutil und Anatase vorhanden. Der Haematit



wird in Form von Staebchen und Naedelchen (Tafelschnitte) teils im Gang teils im Pyrit gesehen. Der Cuprit und Tenorit sind andere oxydische Erzminerale, die im Weiss-Vorkommen mit Malachit, Covellin, Limonit und Haematit zusammen auftreten.

Das gediegene Gold ist in Glaukodot, Kupferkies, Pyrit, Zinkblende, Pyrrhotin und Galenit vorhanden. Das gediegene Gold bevorzugt in erster Linie die Grenzbereiche beider oder mehrerer von diesen Mineralien und wurde nur in einigen Anschliffen beobachtet (Foto 2). Der Graphit wird in der Probe festgestellt, die im Kontakt der das Erz überdeckenden, tonigen Schiefer mit dem Erz entnommen wurde, und die schuppenförmigen Graphite zeigen Verbiegungen.

Der Chlorit ist das häufigst angetroffene Gangmineral des Weiss-Vorkommens. Wie in Ana Yatak bildet der Chlorit auch hier mit einer, wenn auch geringen, Menge Serpentin zusammen das Hauptmineral des Imprägnationserzes. Ferner ist auch der Siderit ein häufig angebroffenes Gangmineral. Ausserdem ist teils mit Siderit zusammen teils für sich allein der Calcit vorhanden. Der Aktinolith und Tremolit befinden sich mit Kupferkies und Pyrrhotin zusammen in Form von Naedelchen, die von Raendern dieser Mineralien nach innen eindringen bzw. wachsen. Im Weiss-Vorkommen wurde in den Erz- und Gangmineralien als sehr geringe Spaltenfüllung auch der Quarz festgestellt.

iii. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden: Das Kisa Bekir-Vorkommen liegt in Luftlinie 7 km südöstlich von Ana Yatak, am Nordabhang des Tigris-Tales und ist nach dem 500 m südöstlich liegenden Dorf Kisa Bekir genannt. Das Kisa Bekir-Vorkommen enthaelt einschliesslich der Derb- und Imprägnationserze insgesamt 80.000 t Erz mit einem durchschnittlichen Gehalt von 6-7 % Cu und 3-4 % Zn. Die Bohrungen zur Reservenrechnung dieses Vorkommens wurden im Jahre 1966 begonnen; das Vorkommen wurde dann im Jahre 1967 in Abbau gesetzt und am Ende des Jahres 1968 war sein ganzes Erz gefördert. Das Kisa Bekir-Vorkommen ist in der Geologie sowie Tektonik seiner Lokalitaet und ferner auch in seinem mineralogischen Aufbau mit dem Ana Yatak und Weiss-Vorkommen völlig übereinstimmend. Auch das Erz des Kisa Bekir-Vorkommens bestand wie in den beiden genannten Vorkommen aus zwei Erztypen, d.h. aus derben (reichen) und imprägnierten (armen) Erzen. Die auf der Höhe 918-963 m liegende Derberzmasse von Kisa Bekir war linsenförmig und hatte in NO-SW-Richtung eine Laenge von 90 m und im Nordosten eine maximale Breite von 30 m. Die mit einer sanften Neigung nach Nordosten abtauchende, linsenförmige Derberzmasse zeigte nach Südosten ein Einfallen von annaeherd 40°. Waehrend des Abbaus traten in der Derberzmasse stellenweise kleine Chlorittaschen auf und die Derberzmasse war im Hangenden mit einer 1-2 m maechtigen und im Liegenden mit einer 8-10 m maechtigen Chloritschicht umhüllt. Dieser Chloritgürtel bildete das Imprägnationserz des Kisa Bekir-Vorkommens, enthielt Gaenge sowie Gaengchen und man konnte teilweise mit blossem Auge erkennen, dass sie aus den Erzmineralien wie Pyrit, Kupferkies, Zinkblende und Pyrrhotin bestehen. Im Hangenden des Kisa Bekir-Vorkommens befinden sich über dem Chloritschiefer der Reihe nach einige Meter maechtige Geosynklinalensedimente (Tonschiefer, Kalke) und Serpentin, im Liegenden unter dem erzführenden Chlorit wieder die Sedimente der Geosynklinale und die ihnen zwischengelagerten Spilite.

Wie das Weiss-Vorkommen (A. Çağatay, 1968) besass auch das Kisa Bekir-Vorkommen im Unterschied zum Ana Yatak (A. Heike, 1964) einen grossen eisernen Hut. Das Entstehen eines solchen, grossen, eisernen Huts in dem Kisa Bekir-Vorkommen ist dadurch verursacht, dass dieses Vorkommen wegen seiner geologischen Lage den äusseren Einflüssen offen ist. Im Limonit des eisernen Huts waren auch deszendente Kupferminerale wie Malachyt, Azurit und

Kupfervitriol vorhanden. Obgleich das Derberz des Kisa Bekir-Vorkommens makroskopisch den Erzen des Ana Yatak und Weiss-Vorkommens ähnlich ist, enthält es im Vergleich mit dem Gelberz von Ana Yatak und dem Derberz des Weiss-Vorkommens in grosser Menge deszendente Mineralien. Das Kisa Bekir-Vorkommen umfasst im Verhältnis mit der grossen Oxydationszone deszendente Mineralien wie Digenit, Covellin, Zwischenprodukt (in grosser Menge) und gediegenes Kupfer (in sehr geringer Menge). Das gediegene Kupfer befindet sich in den Chlorittaschen im Derberz oder in den Nebengesteinen. Die Anreicherung des Derberzes von Kisa Bekir an deszendente Mineralien hat verursacht, dass dieses Erz, in welchem aszendente Mineralien überwiegen, ein zerquetschtes Aussehen bekommt. Das schwer zu verhüttende Derberz von Kisa Bekir ist im Kupfererzbergbau als «Staubertz» genannt. Wegen aller diesen Eigenschaften ist das Reicherz des Kisa Bekir-Vorkommens dem Schwarzerz von Ana Yatak einigermassen ähnlich.

Die Anschliffe der in den Jahren 1967-1968 im Kisa Bekir-Vorkommen gesammelten, verhältnismässig festen 74 Proben haben unter dem Erzmikroskop die unten mengenmaässig angereicherten, sulfidischen und oxydischen Mineralien ergeben:

Der Pyrit ist das überwiegendste Erzmineral und tritt in Form von idiomorph-hypidiomorphen Kristallen oder kolloidalen Bildungen auf. Er zeigt im allgemeinen eine kataklastische Textur und seine Risse sowie Zwischenräume sind mit Kupferkies, Sphalerit und manchmal auch mit Pyrrhotin gefüllt (Foto 3). Zwischen den kolloidalen Melnikovit-Pyritschalen befinden sich manchmal, wenn auch in geringer Menge, konzentrische Kupferkies- (Foto 4), Sphalerit- und Magnetitschalen. Ferner wurde festgestellt, dass die Pyritkügelchen mit konzentrischer Schale Kerne und Schalen aus Kupferkies und Sphalerit enthalten (Foto 5). Die genannten Kügelchen können sich im Kupferkies sowie Sphalerit und als Anhaufungen auch im Gang befinden. Wie in den beiden anderen Lagerstätten beobachtet wurde, hat sich der Pyrit auch im Kisa Bekir-Vorkommen im Kupferkies als sehr kleine Körner längs der kristallographischen Richtungen besonders (100-Flächen) angereicht und dadurch die Mitverwachsung zustande gebracht, welche eine Entmischungsstruktur darstellt (Foto 6).

Der Kupferkies füllt in Form von allotriomorphen Bildungen die Zwischenräume und Risse der Pyrite (Foto 3). Im Kupferkies wurden ferner sehr feine, idiomorph-hypidiomorphe Sphaleritkörnchen und kleine, in zwei verschiedenen Richtungen streichende Sphalerit-Lamellen beobachtet. Im Derberz des Kisa Bekir-Vorkommens ist im Vergleich zu den Derberzen der beiden anderen Lagerstätten mehr Sphalerit vorhanden. Neben dem in ziemlich grosser Anzahl und Menge Kupferkies- und Pyrrhotinentmischungen enthaltenden Sphalerit (Foto 7) ist, wie im Weiss-Vorkommen, auch der gar keine Entmischung aufweisende Sphalerit vorhanden. Die den bestimmten kristallographischen Richtungen (100-Spaltflächen) folgenden Entmischungen bringen manchmal den Zonenbau des Sphalerits zustande (Foto 7). Im Sphalerit befindet sich ausserdem in grosser Menge Magnetit als sehr feine (5-15 Mikron grosse), teils idiomorph-hypidiomorphe teils xenomorphe Körnchen. Der Sphalerit des Kisa Bekir-Vorkommens unterscheidet sich in dieser Hinsicht von dem Sphalerit der oben behandelten Ana Yatak-Lagerstätte sowie des Weiss-Vorkommens und zeigt z.T. kataklastische Textur. Die kataklastischen Risse des Sphalerits sind mit Covellin und Digenit gefüllt. Der Pyrrhotin füllt mit Kupferkies und Sphalerit zusammen als allotriomorphe Bildungen die Zwischenräume und kataklastischen Risse der Pyritkristalle, tritt zuweilen in Form von Stäbchen auf (das Aussehen des Tafelschnittes) und zeigt kataklastische Textur sowie Druckzwillingungsbildungen. Der teilweise im Kupferkies als Gaengcheh, Stäbchen und linsenförmig auftretende Pyrrhotin ist im Kisa Bekir-Vorkommen in grösserer Masse zu «Zwischenprodukt» umgewandelt als im Weiss-Vorkommen (Foto 8). Infolge der Umwandlung des Pyrrhotins zu Zwi-

schenprodukt sind die Pyrit-Markasitbildungen mit Vogelaugentextur entstanden. Der Markasit befindet sich im allgemeinen mit Pyrit verzahnt im Kisa Bekir-Vorkommen in reicherer Menge als im Weiss-Vorkommen. Der Markasit kann auch Zwillungsbildungen in Form von parallelen Lamellen zeigen und besitzt wie der Pyrit eine kataklastische Textur. Die kataklastischen Markasitstücke schwimmen im Kupferkies und treten manchmal auch im Pyrit auf (Foto 9).

Der Digenit wird in den Sphalerit-, Kupferkies- sowie Pyritrissen als Gaengchen und manchmal auch als den Kupferkies und Sphalerit umschliessende Gürtelchen beobachtet. Der Digenit ist z.T. zu Covellin umgewandelt. Der Chalkosin wurde spurenweise im kataklastischen Riss des Sphalerits als deszendentes Mineral festgestellt. Der Bornit wurde in einem Anschliff in  $\pm$  aus Kupferkies umgewandelter Form gefunden. Der Covellin wurde wie der Digenit als Gaengchen in den Pyrit-, Sphalerit-, Kupferkies- und Gangrissen in reicherer Menge beobachtet. Ferner kann er auch diese Mineralien umschliessend auftreten. Das gediegene Kupfer wurde in dem Riss der teilweise chloritisierten, karbonatisierten (Dolomit) und vertalkten Serpentinprobe beobachtet.

Wie im Weiss-Vorkommen besteht der Vallerit auch hier aus sehr kleinen, max. 20-30 Mikron langen, 3-5 Mikron breiten, wurm-, peitschen- oder linsenförmigen Bildungen. Diese im Kupferkies liegenden Bildungen haben manchmal ihre eine Seite an ein anderes im Kupferkies vorhandenes Mineral angelehnt (Foto 10). Während der Vallerit in vielen Anschliffen spurenweise als kleine Bildungen auftrat, wurde der Cubanit im Erz von Kisa Bekir nur in einem Anschliff festgestellt. Der im Kupferkies vorhandene Cubanit ist lamellar (Foto 11). Wieder Cubanit wurde auch der Galenit nur in einem Anschliff festgestellt.

Der Co-Pentlandit ist das in den Erzen der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden häufigst angetroffene Co-Ni-Mineral (A. Çağatay, 1968). Trotzdem tritt er in den Anschliffen nur in Spuren auf. Der Co-Pentlandit wurde meist im Pyrrhotin, manchmal auch im Kupferkies und Pyrit oder als Einschlüsse zwischen diesen Mineralien beobachtet (Foto 12). Der Kobalt-Pentlandit ist zu einem teils hypidiomorphes, teils flaemmchen- und staebchenförmiges Mineral umgewandelt, das laengs seiner Raender und Risse vermutlich aus einige Mikron breitem Cattierit besteht. Der Linneit befindet sich meistens in Form von idiomorphen Kristallen im Kupferkies (Foto 13). Sie besitzen eine maximale Kantenlaenge von 20-30 Mikron. Selten liegt der Linneit im Kupferkies als sehr feine Körner und bildet mit ihm lamellare Verwachsung (Foto 14). Ferner enthalten die Linneitkristalle zuweilen Kupferkies-, Pyrrhotin- und Sphaleriteinschlüsse. Das Linneitmineral ist manchmal deutlich durch den Kupferkies ersetzt. Der Glaukodot befindet sich meistens im Kupferkies und seltener im Pyrrhotin als idiomorphe aber kataklastische Gebilde. Der Spaltflaechen und den kataklastischen Rissen des Glaukodots folgend sind in ihn der Kupferkies und Pyrrhotin eingedrungen.

Der Magnetit ist das häufigst angetroffene, oxydische Mineral des Kisa Bekir-Vorkommens. Er befindet sich der Reihe nach im Sphalerit, Kupferkies, Pyrrhotin, Pyrit sowie in den Gangmineralien Chlorit und Siderit. Vor allem im Sphalerit und Kupferkies tritt der Magnetit in grosser Anzahl und in Form von kleinen Gebilden auf. Sie bestehen aus teils idiomorph-hypidiomorphen teils xenomorphen Körnchen. Insbesondere die idiomorph-hypidiomorphen Körnchen enthalten selten Cr-Spinell- und Chromitrelikte. So ist ein, wenn auch sehr kleiner, Teil des im Sphalerit und Kupferkies festgestellten Magnetits durch Umwandlung des Chromits entstanden. Die Umwandlung ist vielleicht zum Teil während der Serpentinisierung des durch das Erz ersetzten, ultrabasischen Gesteins (Peridotits) und zum Teil dadurch erfolgt, dass die die Vererzung ermöglichenden, hydrothermalen Lösungen auf die Chromite wirkten, welche aus dem durch das Erz ersetzten Gestein entnommen wurden. Ferner sind die im Sphalerit,

Kupferkies und Pyrrhotin vorhandenen, kleinen Magnetitbildungen zweifellos zum Teil während der Serpentinisierung und der später mit der Vererzung gleichlaufenden Chloritisierung freigeworden. Im Magnetit können manchmal sehr kleine Pyrit-, Pyrrhotin- sowie Kupferkiesintrusionen auftreten, und manchmal ist er laengs seiner Raender deutlich zu Pyrit umgewandelt (Foto 15). Andererseits zeigt der Magnetit randlich Umwandlungserscheinungen zu Maghemit und Haematit. Ausserdem befinden sich der Maghemit und Haematit manchmal als sehr feine Körnchen im Magnetit. Eine an die mirmekitische Verwachsung erinnernde Verwachsung wird zwischen dem Magnetit und Pyrrhotin gesehen.

Der Chromit befindet sich in sehr geringer Menge und als idiomorph-hypidiomorphe, kataklastische Kristalle (Foto 16) fast in und zwischen allen im Kısa Bekir-Vorkommen angebotenen Erz- und Gangmineralien. Die Raender und Ecken des meist eine kataklastische Textur aufweisenden Chromits sind zuweilen durch die Korrosion angegriffen und rundlicher geworden. Der Chromit ist fast immer laengs seiner Raender und kataklastischen Risse zu Cr-Spinell und Magnetit von grauer Farbe in verschiedenen Nuancen umgewandelt (Foto 17). Dieser aus Chromit umgewandelte Magnetit kann auch Umwandlung zu Pyrit und Haematit zeigen. Das grösste Chromitkorn misst 0.5 mm. Die Risse der kataklastischen Chromite sind manchmal mit Pyrit, Kupferkies, Pyrrhotin und Sphalerit gefüllt (Foto 16).

Der in geringen Spuren vorhandene Haematit ist teils aus Magnetit umgewandelt, teils tritt er im Limonit als eingesprengter Haematitstaub auf. Vielleicht sind auch die letztgenannten durch Martitisierung aus Magnetit umgewandelt. Wie der Siderit (wohl Ankerit) und Dolomit umschliesst der Haematit manchmal die Karbonate oder füllt ihre Risse. Als oxydische Erzminerale wurden ferner aus gediegenem Kupfer umgewandelter Cuprit, Tenorit, Ilmenit und aus Ilmenit umgewandelter Rutil, Leukoxen festgestellt.

Der Limonit wurde als Spaltenfüllung und teilweise auch als Pseudomorphosen von Pyrit beobachtet. Der in Gaengchen auftretende Limonit zeigt eine konzentrisch-schalige, nierige Struktur oder bildet manchmal radialstrahlige Staebchenanhaefungen. Beide Modifikationen des Limonits wurden gesehen.

In den Anschliffen der aus dem Kısa Bekir-Vorkommen entnommenen Proben wurden als Gangmineralien viel Chlorit, wenig Dolomit, Serpentin, Siderit, Calcit und in sehr geringer Menge Quarz, Baryt, Talk sowie sich zu Chlorit umwandelnde Amphibolreste festgestellt.

b. Die mikroskopische Untersuchung des Impraegnationserzes der Lagerstaetten von Ergani Maden: Bei der Beschreibung des Derberzes der Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden hatten wir darauf hingewiesen, dass der Chlorit das in reichster Menge vorhandene Gangmineral ist. Sowohl in Ana Yatak als auch in Weiss- und Kısa Bekir-Vorkommen sehen wir, dass der das Derberz umschliessende und nach der Tiefe maechtiger werdende Chlorit von gelben Sulfidmineralien in Form von Gaengen und Gaengchen angeschnitten ist. Im Impraegnationserz sind saemtliche im Derberz auftretende Erzminerale vorhanden. Alle andere im Derberz mit Chlorit zusammen angetroffene Gangmineralien werden auch im Impraegnationserz festgestellt.

c. Die geologisch-tektonische Beschreibung der Hauptvererzung: Wie weiter oben angeführt wurde, befinden sich die drei sulfidischen Erzmassen, Produkte der Hauptvererzung, auf der Überschiebungslinie, wo die Iraniden über den Randfaltengürtel geschoben sind, oder auf den mit dieser Linie gleichlaufenden neben Verwerfungen. Alle drei Erzlagerstaetten liegen in den Gesteinen der alpidischen Geosynklinale. Infolgedessen steht die Bildung der Lagerstaetten in engerem Zusammenhang mit der Überschiebungslinie und ist «postorogen».

Ein weiteres, wie die Vorkommen von Ana Yatak, Weiss und Kisa Bekir auf einer Überschiebungslinie sitzendes Kupfererzvorkommen befand sich in der Umgebung von Kündükan auf Kelloşk Tepe. Da diese Lagerstätte in unbekannter alter Zeit abgebaut und ihr Erz geschmolzen worden ist, kann heute das Vorhandensein eines solchen Vorkommens nur an den Schlackenresten auf Kelloşk Tepe erkennen.

d. Über die Genese der Hauptvererzung: Oben haben wir uns bemüht, die Ergebnisse der über die Hauptvererzung bis heute durchgeführten Untersuchungen kurz wiederzugeben. Jetzt wollen wir mit Hilfe dieser Ergebnisse erforschen, wie eventuell die von der genannten Vererzung gebildeten Kupfererzlagerstätten in Ergani Maden entstanden sein können bzw. was für eine Genese sie haben und woher die in diesen Lagerstätten vorhandenen Metallmassen gekommen sein können.

Die mineralogische Untersuchung der Vorkommen von Ana Yatak, Weiss und Kisa Bekir, welche die Produkte der Hauptvererzung sind, zeigt uns, dass sie unter mesothermalen Bedingungen und intrakrustal entstandene, hydrothermale Lagerstätten sind. Es wird dadurch klar bewiesen, dass im Erz die Mineralien wie Cubanit und Vallerit vorhanden sind. Ferner sind das Auftreten von Pyrrhotin, Pentlandit und Molybdenit im Erz, die eine Entmischungstextur aufweisende, lamellare Verwachsung von Sphalerit, Pyrit und Linneit mit Kupferkies und die überhaupt oleanderblätterförmige Zwillingungsbildung des Kupferkieses (P. Ramdohr, 1960) andere Beweise, die darauf hinweisen, dass die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden bei hohen Temperaturen entstanden sind.

Es gibt zwar Autoren (M. Sirel, 1949; H. Borchert, 1958), die aufgrund des, wenn auch geringen, Auftretens der Erzminerale mit kolloidaler Struktur für die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden eine «syngenetisch-sedimentäre» Entstehung annehmen wollen, es ist aber seit langem bekannt, dass solche Strukturen auch auf anderen Wegen entstehen können (P. Ramdohr, 1960). Derartige Mineralien oder Mineralanhäufungen mit kolloidaler Struktur können z.B. infolge der Mischung von hydrothermalen Lösungen mit Grundwasser entstehen oder das kolloidale Erz kann einer anderen Paragenese ausser der Hauptvererzung angehören. Durch deszendente Umwandlung von Kupferkies zu Digenit und Covellin nach dem azendenden hydrothermalen Entstehen der Kupfererzlagerstätten in Ergani Maden ist im Erz eine Anreicherung zustande gekommen und dabei hat sich in den oberen Teilen der Lagerstätten der eiserne Hut gebildet.

Weil in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden in grosser Menge Chlorit mitenthalten ist, können wir sie zu der «chloritischen Kupfererzformation» zählen. Da sie durch metasomatische Verdrängung der im Gelaende häufig angetroffenen Gesteine wie Gabbro (Norit), Diabas, Peridotit, Serpentin und Tonschiefer entstanden sind, können die Mineralien in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden in zwei Gruppen, d.h. in «alte» bzw. direkt aus den verdrängten Gesteinen entnommene Mineralien und in Produkte der hydrothermalen Lösungen geteilt werden. Als alte Mineralien können wir einen Teil der im sulfidischen Erz sowie Chlorit oft beobachteten, aus ultrabasischen und basischen Gesteinen entnommenen Chromite, Ilmenite und Magnetite nennen. Unter dem Einfluss der hydrothermalen Lösungen sind von diesen Mineralien der Chromit teilweise zu Chrom-Spinell und Magnetit, der Ilmenit teilweise zu Rutil und Leukoxen umgewandelt. Dass der Chromit und Ilmenit, deren grosse Festigkeit gegen die äusseren Wirkungen uns bekannt ist, in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden fast immer in grosser Masse zu anderen Mineralien umgewandelt sind, kann nur mit dem Einfluss der hydrothermalen Lösungen auf diese Mineralien erklärt werden. Als Erzeugnis der Umwandlung von alten Mineralien zu den neuen unter Einfluss der Hydrothermalen

können wir. in erster Linie den aus Mafiten, und Ultrabasiten umgewandelten, vor allem im Impregnationserz aber auch im Derberz das Hauptgangmineral darstellenden Chlorit nennen. Der hohe Eisengehalt der sulfidischen Erze in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden zeigt, dass ein Teil dieses Eisens aus den verdrängten Gesteinen entnommen (Sulfidierung) und nur ein anderer Teil desselben von hydrothermalen Lösungen gebracht worden ist (G. Kullerud und H. S. Yoder Jr., 1965). Die Pyritisierung des Magnetits, ferner das Freiwerden des Eisens infolge der Umwandlung von Ilmenit zu Rutil sind diese Ansicht bekräftigende Beweise.

Es befinden sich Cu, Zn, As, Co, Ni, Pb, Au, Ag und Mo, die von hydrothermalen Lösungen mitgetragen wurden und Nichteisenmetalle sind. Nach der naheliegendsten Theorie über den Ursprung dieser Metalle sind sie von Hydrothermen aus den basisch-ultrabasischen Gesteinen der Iraniden aufgelöst und mobilisiert (P. Ramdohr, 1967; A. Çağatay, 1975). So können wir die Hauptvererzung der Lagerstätten von Ergani Maden als «lithogen-hydrothermal»<sup>1</sup> oder «petrogen-hydrothermal» bezeichnen. In diesem Falle müssen wir auch an die Quelle des Schwefels, der mit den oben aufgezählten Metallen die sulfidischen Mineralien bildet, sowie an die Quelle der sie mittragenden Hydrothermen denken. In der Umgebung der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden befindet sich keine Schwefelquelle. Daher meint der Verfasser, dass es der beste, naheliegende Weg würde, die Quelle des Schwefels in den Gesteinen der Geosynklinale zu suchen. In Bezug auf die Quelle der Hydrothermen, d.h. auf die Wasser- und Wärmeenergie werden wir nur darauf hinweisen, dass die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden auf der postkinematischen Überschiebungslinie entstanden sind, wo die Iraniden über den Randfaltengürtel geschoben sind, und dass eine solche Überschiebung in der Erdkruste bis zu grösserer Tiefe hinabreichen kann. Wenn wir auch gewöhnlich den Tektonismus als ein mechanisches Ereignis, d.h. *ein relatives Gleiten* der beiden Gesteinsmassen betrachten, müssen wir auch annehmen, dass ein tektonisches Gleiten gleichzeitig die Lösung der unter der Erdkrustevorhandenen Energie, d.h. das Auftreten der Wärmeenergie und die sich in Form von Zirkulation verwirklichende Ortsänderung des Grundwassers verursacht. Der Verfasser glaubt ferner dass es zweckmässig würde, darauf hinzuweisen, dass all diese Ereignisse auch in den sehr tiefen Lagen geschehen können. Unserer Meinung nach würde es angebracht, anzunehmen, dass dort, wo das diapirische Granitmagma nicht besteht, der Schwefel und die Hydrothermen auch auf diese Weise entstehen können. Damit es bewiesen wird, dass die Metallgehalte der in den Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden vorhandenen Erzminerale durch hydrothermale Alteration aus Basiten und Ultrabasiten der Iraniden mobilisiert werden können, müssen diese Gesteine vor allem Kupfer enthalten. Aus diesem Grunde wurden die in Azgilir entnommene Gabbroprobe und in Soridag entnommene Peridotitprobe zur Analyse gegeben und diese Analysen haben der Reihe nach 0.030 % Cu und 0.018 % Cu ergeben. Dass sowohl der Gabbro und Peridotit als auch der Spilit und Diabas, wenn auch in sehr geringer Menge, Kupfer enthalten, bildet den hauptsächlichen Beweis dafür, dass der Kupfergehalt der Hauptvererzung durch Mobilisation aus diesen Gesteinen entstanden sein kann (A. Heike, 1964, A. Çağatay, 1975). Manche inzwischen veröffentlichten Arbeiten bekräftigen ebenfalls diese Theorie (P. Antun und P. Ramdohr, 1966). Ferner wird die Ansicht des Verfassers, die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden seien in der Erdkruste entstandene (intrakrustal)-hydrothermale Bildungen, auch in den früheren Arbeiten von R. Pilz (1917), J. Romieux (1941), P. De Wijkerslooth (1944, 1945, 1954, 1957), A. Heike (1964), A. Çağatay (1968) und Griffiths u.a. (1972) völlig gestützt. Bamba (1976) bestatigt diese Ansicht teilweise, Ileri u.a. (1976)

wollen das Entstehen der Erzlagerstätten von Ergani Maden in Verbindung mit der Plattentektonik erklären.

*C. Die Nachvererzung.* — Die im Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden ausser der Hauptvererzung entstandenen, posttektonischen Vererzungen werden als «die Nachvererzung» bezeichnet. Vor allem im Bereich zwischen Seterli und Düngen (Abb. 2) werden in den zwischen Spiliten emporragenden Diabasschloten kleine Bornit-, Kupferkiesgänge sowie die Mineralien Quarz, Epidot und Zoisit angetroffen. Diese Gänge sind durch die dem Aufstieg der Diabasintrusionen folgenden, hydrothermalen Lösungen entstanden. Die Analysen haben gezeigt, dass die im Diabas entnommenen Proben minimal 0.84 % und maximal 4.2 % Cu enthalten (A. Heike, 1964).

Andererseits werden im Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden die Spilite angetroffen, die stellenweise, wenn auch in geringer Menge, Pyrit enthalten. Solche Vererzungen befinden sich vor allem dort, wo die Spilite längs einer Zone der hydrothermalen Alteration ausgesetzt, d.h. chloritisiert, serizitisiert und in Tonmineralien umgewandelt sind. Die wichtigste davon ist das zwischen Putyan und Mestek liegende Türbehafir-Vorkommen. Hier befindet sich in den spilitischen Gesteinen ein 1-2 m mächtiges, massives Pyritflöz. In den von diesem Vorkommen entnommenen Proben wurden unter dem Erzmikroskop neben den in reichster Menge vorhandenen, idiomorph-hypidiomorphen, teils kataklastischen, teils kolloidalen Pyritbildungen in Rissen und Zwischenräumen dieser Pyrite auch wenig Kupferkies und spurenweise Zinkblende, Haematit und Leukoxen festgestellt.

## II. DIE PYRIT-, KUPFERKIES- UND MAGNETITLAGERSTÄTTE VON SIIRT MADENKÖY

### a. Die geographische Lage und geologisch-tektonische Stellung der Lagerstätte

Die Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitlagerstätte von Siirt-Madenköy liegt 48 km nordöstlich von Siirt und ist nach dem ganz in der Nähe befindlichen Dorf genannt. Die Haupterzmasse befindet sich nördlich vom Schnittpunkt des an Madenköy vorbeilaufenden Yoldere mit dem in E-W-Richtung fließenden Bach. Die längs des Yoldere angetroffenen Schlackenreste bezeugen, dass diese Lagerstätte in alter Zeit abgebaut worden ist. Ferner wurde im Bereich dieser Schlacken auch das Vorhandensein der alten Stollen festgestellt. Wie die Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden besteht auch die Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitlagerstätte von Siirt-Madenköy aus zwei Erztypen, d.h. aus derben und aus imprägnierten Erzen. Im Derberz wurden durchschnittlich 1.4 % Kupfer, 25-30% Schwefel und 30-35% Magnetit festgestellt. Wenn wir den durchschnittlichen Kupfergehalt des Imprägnationserzes von 0.4 % zu dem durchschnittlichen Kupfergehalt des Derberzes hinzufügen, ergibt sich eine Gesamterzreserve von 15-16 Mio t mit einem annähernden Durchschnittsgehalt von 1 % Cu. Alle diese Zahlen sind Ergebnisse der bis heute verwirklichten Bohrungen und Analysen. Es wird vermutet, dass die neu niederzubringenden Bohrungen das Erz treffen und dadurch die Erzreserve erhöht werden. Falls der Kupfer-, Schwefel- und Magnetitgehalt des eventuell durchzuteufenden, neuen Erzes anders sein sollte, werden sich selbstverständlich auch die durchschnittlichen Gehalte ändern.

Im Bereich der Lagerstätte von Siirt-Madenköy treten Gesteinstypen von zwei verschiedenen Orogenen auf (Borchert, 1958). Von diesen Gesteinen befinden sich die Kalksteine des Permokarbons, welche die oberen Teile der kristallinen Serie der dem Paläozoikum zuge-

ordneten Bitiis-Masse bilden, im Norden und Süden der Lagerstaette. Zwischen den Kalksteinen sind Spilite der alpidischen Geosynklinale (zum Teil in Form von Kissenlaven), porphyrische Spilite, Diabase, hier und da mit ihnen deutliche Aufeinanderfolgezeigende Schlammsteine, Kalksteine und ihre Brekzien vorhanden (Abb. 3). Ferner können wir auch die Kalksteinstrümmerringe um die Überschiebungslinie, den Basaltgang in Yoldere und die Alluvionen am Bachufer als andere hauptsächliche, in der Umgebung der Erzlagerstaette angetroffene Gesteinstypen aufzählen. Hier sind die Kalksteine der Bitiis-Masse über die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale geschoben (Abb. 3). Die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale treten hier in tektonischen Fenstern zwischen den kristallinen Kalksteinen auf. Die Erzlagerstaette liegt in einer aus Spiliten, Diabasen, Schlammsteinen und ihren Brekzien bestehenden Formation, die sich in nächster Nähe der E-W streichenden Überschiebungslinie befindet, an welcher die im Norden vorhandenen kristallinen Kalke bzw. die Bitiis-Masse über die Vulkanite und Sedimente der Geosynklinale geschoben sind.

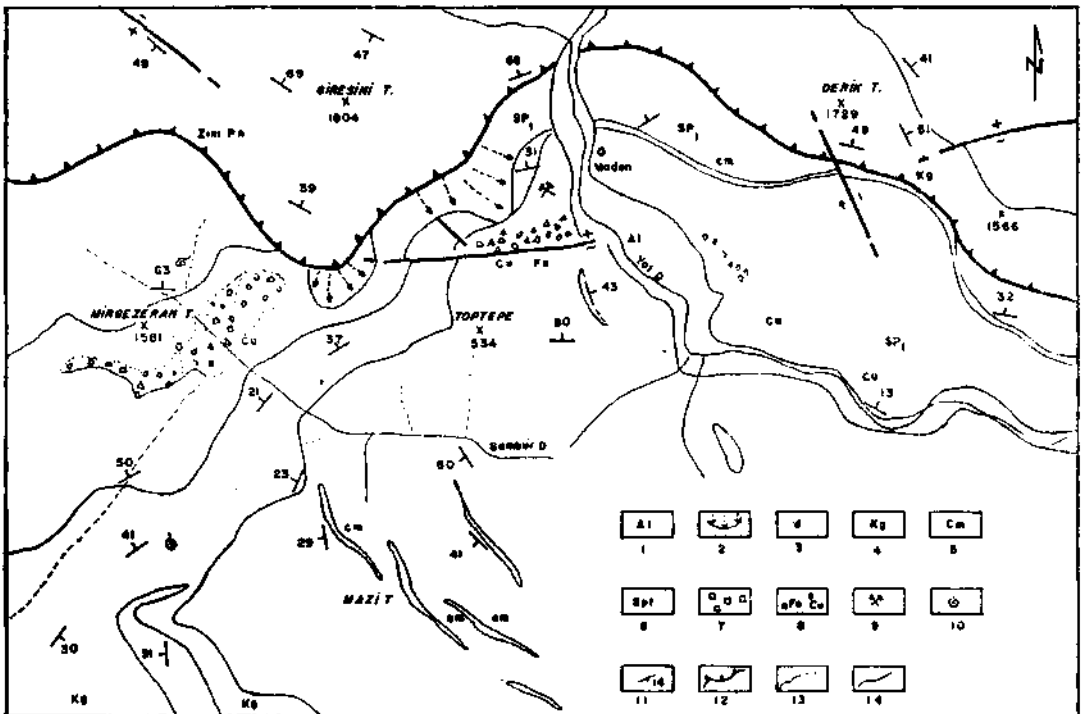


Abb. 3 - Geologische Karte der Umgebung von Siirt-Madenköy (Rüstem Yıldırım, Fahrettin Alyamaç, 1976).  
 1 - Alluvion; 2 - Kalksteindetritus; 3 - Dazit; 4 - Schotter; 5 - Schlammstein; 6 - Spilit.  
 Diabas; 7 - Alteration; 8 - Kupfer- und Eisenmineralisation; 9 - Altes Bergwerk; 10 - Fossilfundpunkt; 11 - Schichtstreichen und -einfallen; 12 - Überschiebung; 13 - Verwerfung; 14 - Formation.

#### b. Die Grosse und der Aufbau der Derberzmasse von Siirt-Madenköy

Die Derberzmasse von Siirt-Madenköy erstreckt sich in E-SE-Richtung und besitzt eine linsenförmige Gestalt. Bis heute wurde festgestellt, dass diese Erstreckung des Derberzes annähernd 350-400 m, die maximale Breite seines SW-NE-Schnittes ungefähr 200 m und seine Mächtigkeit 0-150 m betragen. Das Erz wird im Osten zugedeckt und seine nördliche Erstreckung kann nur mit Hilfe der neu niederzubringenden Bohrungen ermittelt werden. Unter dieser grossen Derberzmasse befindet sich nach einer Lücke von 20 m als Zweig der grossen



Derberzlinse ein kleineres, 30-40 m langes und 20 m mächtiges Derberzlinchen. Beide Derberzmassen tauchen gleichlaufend mit dem Einfallen der Überschiebungslinie nach NNW ein. Die Kernproben der bis heute im Derberz zwischen den in Klammern angegebenen Metern vorwärtsgegangenen Bohrungen  $M_3$  (103-203 m),  $M_4$  (158.70-170.70 m),  $M_5$  (103-174 m),  $M_7$  (143-255 m),  $M_8$  (90.30-195 m),  $M_{11}$  (127-223 m) und  $M_{13}$  (203-274 m) haben ergeben, dass im obersten Teil an Pyrit, dann nach unten an Pyrit+Kupferkies, Pyrit+Kupferkies+Magnetit, Pyrit+Magnetit und Magnetit+Pyrit reiche Erzlagen vorhanden sind (R. Çalğın, 1976). Der Magnetitgehalt des Derberzes wird also nach der Tiefe hin höher. Der Verfasser deutet diese Erscheinung als einen Hinweis darauf, dass in der Entstehungszeit der Lagerstätte von Siirt-Madenköy die diese Lagerstätte bildenden Lösungen sich geändert haben.

### c. Die mikroskopische Untersuchung des Derberzes

In der Lagerstätte von Siirt-Madenköy wurde der Pyrit meist in idiomorph-hypidiomorphen (Foto 18), im allgemeinen in kataklastischen (Foto 19) Kristallen, manchmal als xenomorphe, manchmal als kolloidale (Foto 20) Bildungen festgestellt. Ein sehr kleiner Teil des Pyrits ist aus Pyrrhotin umgewandelt. Vor allem in den idiomorph-hypidiomorphen Pyriten beobachtete man manchmal neben den kleinen Magnetit-, Haematit und Rutileinschlüssen Kupferkies- und sehr selten auch Sphaleritinkclusionen. Die kataklastischen Risse der Pyritbildungen, deren Korngröße zwischen 5-10 Mikron und 2-3 mm schwankt, sind teils mit Kupferkies teils mit Karbonaten (Siderit, Calcit, Dolomit) und Quarz gefüllt. Die Pyrite schwimmen teils miteinander verzahnt teils für sich allein in den Gangmineralien und im Kupferkies (A. Çağatay-T. Eyyüboğlu - H. Akyol, 1976). In diesem Falle können wir sagen, dass der Pyrit mit Ausnahme von im Derberz beobachtetem Rutil, Ilmenit, Chromit und einem Teil des Magnetits älter als alle anderen Erzmineralien ist.

Der Kupferkies füllt in Form von allotriomorphen Bildungen die Zwischenräume und Risse des Pyrits, des mit Pyrit zusammen auftretenden Markasits und manchmal auch des Magnetits sowie Haematits. Der Kupferkies zeigt mitunter, wenn auch in geringem Masse, eine kataklastische Textur; er ist längs seiner kataklastischen Risse sowie Ränder zu den spurenweise auftretenden, deszendenden Mineralien wie Limonit, Chalkosin und Covellin umgewandelt. Der mit Kupferkies nebeneinander verwachsene Bornit wurde in kleinen Körnchen spurenweise festgestellt. Der Sphalerit wurde im Kupferkies und manchmal im Gangmineral Kupferkiesmischungen enthaltend festgestellt. Der Sphalerit im Kupferkies tritt auch in mit Kupferkies lamelliert verwachsener Form auf.

Der Galenit und das Fahlerz wurden in manchen Anschliffen festgestellt.

Der Linneit wurde in sehr geringen Spuren und in Form von max. 40-50 Mikron grossen, idiomorph-hypidiomorphen, teilweise auch xenomorphen Körnchen im Kupferkies und in den an Kupferkies ziemlich reichen Proben festgestellt. Es wurde auch beobachtet, dass die Linneitkörnchen sich im Kupferkies manchmal aneinander reihen oder zusammenhaufen.

Der Magnetit ist das nach Pyrit am häufigsten angetroffene Erzmineral. Er befindet sich teils als 250-300 Mikron grosse, idiomorph-hypidiomorphe Kristalle, teils als rundliche (Foto 21) oder bis 1 mm lange Stäbchen (Schnitte der tafeligen Kristalle) (Foto 22) und ist längs seiner Ränder in sehr geringem Masse zu Mghemit und Haematit umgewandelt. Die idiomorphen Magnetitkristalle zeigen manchmal einen sehr schönen, zonalen Aufbau. Dieser ein Charakteristikum der hydrothermalen Magnetite darstellende, zonale Aufbau hat sich teils durch den Farbenunterschied der im Magnetit vorhandenen Zonen teils durch seine zonale Ver-

wachung mit Siderit herausgestellt. Die in Form von Staebchen festgestellten Magnetite sind Pseudomorphosen von Haematit (Musketoffit) und sind manchmal gebogen, gekrümmt oder zerbrochen (Foto 2I). Die Magnetitstaebchen können in verschiedenen Richtungen streichend ein Netz bilden oder treten manchmal in radialstrahligen Bündeln auf. Derartige Magnetite zeigen Umwandlung zu Maghemit sowie Haematit und treten manchmal mit den Ilmenitstaebchen nebeneinander auf, die sich laengs ihrer Raender zu Rutil und Leukoxen umwandeln. Der staebchenförmige Magnetit ist, wenn auch teilweise, früher als die idiomorph-hypidiomorphen Typen entstanden. Der im allgemeinen mit Kupferkies und Pyrit verzahnte Magnetit enthaelt sehr kleine, 2-3 Mikron messende Pyrrhotin- und Kupferkieskörnchen.

Der Haematit befindet sich in geringer Menge, ist zum Teil infolge der Martitisierung aus Magnetit entstanden und zum Teil tritt er im Gang meist in Staebchen auf. Vor allem die letztgenannten Typen bilden manchmal im Siderit radialstrahlige, sphaeroidale Gebilde. Die Tatsache, dass in manchen Haematitstaebchen der Magnetit angetroffen wird, weist darauf hin, dass die Haematitstaebchen zum Teil aus Magnetit umgewandelt sind. Man findet den Leukoxen fast in jedem Anschliff in sehr geringen Spuren und er enthaelt manchmal Rutil- und Ilmenitmanchmal Magnetitrelikte. Ferner wird der sich teilweise zu Rutil, Leukoxen und Titanit umwandelnde Ilmenit in Form von Staebchen oder Staebchenanhaefungen beobachtet und diese Staebchen sind max. 100-150 Mikron lang, 5-10 Mikron dick. Diese im allgemeinen in Gangmineralien und im Chlorit liegenden Gebilde sind aus den durch die Vererzung verdraengten Gesteinen entnommen. In manchen Proben wurden max. 30-40 Mikron grosse, laengs ihrer Raender und Risse teilweise zu Chrom-Spinell und Magnetit umgewandelte, idiomorph-hypidiomorphe Chromitkörnchen festgestellt. Diese insbesondere in iddingsitisierten Olivinen der Diabase vorhandenen Chromite werden manchmal auch in den Chloriten und sulfidischen Mineralien beobachtet. So sind die aus den Nebengesteinen entnommenen Mineralien wie Chromit und Ilmenit die aeltesten Mineralien der Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Neben dem Covellin und Chalkosin wurden auch andere deszendente Mineralien wie Limonit und Malachyt festgestellt. Weil in der Lagerstaette von Siirt-Madenköy die obere Lage der Derberzmasse in einer Tiefe von min. 90-100 m beginnt, hat hier der die Oxydationszone bildende, eiserne Hut nicht entstehen können.

Im Derberz wurden als Gangmineralien der Reihe nach Chlorit, Serizit, Karbonate (Siderit, Dolomit, Calcit), Quarz, Baryt und Titanit festgestellt. Der Chlorit zeigt in Form von Krypto- und Mikrokristallen manchmal eine strahlige Struktur und tritt im allgemeinen mit Serizit auf. Die Karbonate, der Quarz und der Baryt bilden als Füllung der Zwischenraeume und Risse die Gaengchen. Der in Krypto- und Mikrogebilden auftretende Quarz zeigt undulöses Auslösen.

#### d. Die mikroskopische Untersuchung des Impraegnationserzes

In der Lagerstaette von Siirt-Madenköy ist das Impraegnationserz dadurch entstanden, dass die Löcher und Risse der basischen, das Derberz umschliessenden, teilweise oder völlig chloritisierten, serizitisierten, karbonatisierten, in Tonmineralien umgewandelten und verkiezelten Gesteine wie Spilit und Diabas von sulfidischen Mineralgaengchen gefüllt worden sind. Das in der Naehue des Derberzes mehr Chlorit, Karbonat und Serizit enthaltende Impraegnationserz geht mit dem Entfernen vom Derberz ip die an Erzmineralien ziemlich armen Tonmineralien über. Der teilweise oder völlig einer hydrothermalen Alteration ausgesetzte Impraegnationserzgürtel bildet mit den unverwitterten Spiliten und Diabasen, aus denen er entstanden ist, scharfe Grenzen. Im Impraegnationserz wurden alle im Derberz angetroffenen Erzmineralien

festgestellt. Wenn man aber in Rechnung setzt, dass das Imprägnationserz im Vergleich zum Derberz sehr geringe Erzminerale enthält, stellt es sich heraus, dass das Imprägnationserz an Pyrit und Magnetit, welche die Hauptminerale des Derberzes sind, sehr arm, an Kupferkies aber reich ist. Diese Tatsache ergibt sich auch aus den Analysendurchschnitten des Kupfergehalts von Derb- und Imprägnationserzen. Im Unterschied zum durchschnittlichen Cu-Gehalt von 1.4 % des Derberzes besitzt das Imprägnationserz einen Cu-Gehalt von 0.40 %. Das Gleiche gilt auch für die Zinkblende sowie für den im Derberz gar nicht angetroffenen Galenit. Wie im Derberz derartige Imprägnationserztaschen auftreten können, so sind im Imprägnationserz in sehr geringer Masse oder gar nicht einer Alteration ausgesetzte Spilit- und Diabasblöcke vorhanden. Es hat sich durch die M<sub>1</sub>-, M<sub>4</sub>-, M<sub>5</sub>-, M<sub>7</sub>- und M<sub>8</sub>- Bohrungen herausgestellt. Im Imprägnationserz wurden ferner spurenweise oder in sehr geringen Spuren auch die Gangminerale wie Chaledon, Apatit und Turmalinadelchen festgestellt (A. Çağatay, T. Eyyüboğlu und H. Akyol, 1976). Andererseits streicht die Alterationszone beiderseits der Lagerstätte von Madenköy in E-W-Richtung laengs einer mit der Überschiebungsbahn gleichlaufenden Linie in einer 2 km langen Strecke und tritt mit Unterbrechungen in Aufschlüssen zutage. Wir wissen nichts darüber, welche Umwandlungen diese auf der Erdoberfläche vielmehr als Tonmineralisation auftretende Alteration in der Tiefe erlitten hat und ob sie Erz führt. In Gemeinschaft mit der Tonbildung wird stellenweise, wenn auch in sehr geringer Masse, die Pyritisierung beobachtet. Die Pyrite sind zum Teil in Limonit umgewandelt.

#### e. Über die Genese der Lagerstätte von Siirt-Madenköy

Obleich in den untersuchten Anstufen der Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitlagerstätte von Siirt-Madenköy als geologisches Thermometer anzusehende Minerale wie Cubanit und Vallerit nicht angetroffen wurden, ergab es sich, dass diese Lagerstätte nicht mengenmäßig aber hinsichtlich der Anzahl und Textur ihrer anderen Minerale den Kupfererzlagertstätten von Ergani Maden ähnlich ist. Auch in der Lagerstätte von Madenköy hat man das Ganze des Chromits sowie Ilmenits, die aus den durch hydrothermale Lösungen verdrängten Spiliten und Diabasen entnommen wurden, und einen sehr kleinen Teil des Haematits sowie Magnetits als älteste Minerale festgestellt. Unter Einwirkung der hydrothermalen Lösungen sind der Chromit teilweise zu Chrom-Spinell und der Ilmenit der Reihe nach zu Rutil, Leukoxen und Titanit umgewandelt. Andererseits sind die Spilite und Diabase teilweise oder völlig chloritisiert, serizitisiert, karbonatisiert und in Tonmineralien umgewandelt. Mit den hydrothermalen Lösungen sind neben sehr vielem Fe auch in geringerer Menge Cu und spurenweise oder in sehr geringen Spuren Zn, Pb, Ni, Co und As getragen. Der Verfasser ist der Ansicht, dass es der richtigste Weg wäre, die Quelle des zum größten Teil in der Struktur des Pyrits verbrauchten Schwefels sowie des die Karbonatisierung ermöglichenden CO<sub>2</sub> in den magmatischen und sedimentären Gesteinen der Geosynklinale zu suchen. Die Proben der in der Umgebung vorhandenen und durch hydrothermale Alteration nicht angegriffenen Spilite sowie Diabase haben unter dem Erzmikroskop an sulfidischen Mineralien spurenweise Pyrit und in sehr geringen Spuren Kupferkies, an oxydischen Mineralien spurenweise Magnetit, Haematit und in sehr geringen Spuren Ilmenit gezeigt. Die chemische Analyse beider Proben hat im Spilit 0.011 % und im Diabas 0.017 % Cu ergeben.

Andererseits glaubt der Verfasser, dass die Quelle der Hydrothermen in sehr engem Zusammenhang mit der postkinematischen Überschiebungslinie steht, an der die Masse von Bitlis über die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale geschoben ist. Der Tektonismus hat auch hier nicht nur eine der zu zwei verschiedenen Orogenen gehörigen Gesteinsmassen über die andere geschoben und gleiten lassen, sondern er hat auch bewirkt, dass unter

der Erde die Waermeenergie auftritt und das Grundwasser durch Zirkulation wandert. Im Falle der Annahme, dass eine derartige Schiebbewegung lange Strecken zurücklegen und bis zu grossen Tiefen reichen kann, sieht der Verfasser keinen Grund dafür, dass eine solche Waermeenergie nicht entsteht. Die Tatsache, dass in einem breiten Bereich um die Lagerstaette von Siirt-Madenköy herum eine saure Magmaintrusion nicht angetroffen wurde, welche eventuell die Quelle der hydrothermalen Lösungen bilden könnte, zwingt uns in diesem Falle, die Quelle der Hydrothermen mit Recht an der Überschiebungslinie zu suchen, die in unmittelbarer Naehede der Lagerstaette verläuft. Wie die Kupfererzlagerstaetten von Ergani Maden ist auch die Lagerstaette von Siirt-Madenköy ein «lithogen-hydrothermales» Vorkommen, welches dadurch entstanden ist, dass die in Verbindung mit der postorogenen Überschiebungslinie gebildeten Hydrothermen aus den Gesteinen der Geosynklinale die Metalle wie Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co, As und S sowie CO<sub>2</sub> mobilisiert und diese Lösungen an einer der mit der Überschiebungsbahn gleichlaufenden, tektonischen Linien zur Ausfällung gebracht haben. In diesem Falle wird die Lagerstaette von Siirt-Madenköy als eine epigenetisch-hydrothermale, d.h. spaeter als die Nebengesteine teils in tektonischen Hohlräumen teils durch Verdrängung der Spilite und Diabase entstandene, hydrothermal-metasomatische Lagerstaette betrachtet. Andererseits haben die durch hydrothermale Alteration der Nebengesteine gebildeten, tonigen Lagen zum Auffangen der hydrothermalen Lösungen beigetragen.

### III. DAS PYRIT- KUPFERKIES- MAGNETITVORKOMMEN VON DIYARBAKIR-LİCE - KARADERE

#### a. Die geologische und tektonische Untersuchung des Vorkommens von Lice-Karadere

In der Umgebung des, Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitvorkommens von Lice-Karadere sind einerseits an Metamorphiden der Bitlis-Masse die Glieder eines alten (palaeozoischen) Orogens wie Gneis, Glimmerschiefer, Chlorit-Serizitschiefer, andererseits die Spilite (grösstenteils als Kissenlaven), Diabase, Schlammsteine der als die Karadere-Formation genannten alpidischen Geosynklinale, ferner die massiven sowie geschichteten Kalke und im Süden die Flysche des jüngeren Miozaens vorhanden (Abb. 4). Die Spilite zeigen stellenweise mit den Schlammsteinen eine schöne Aufeinanderfolge und manchmal einen brekziösen Aufbau.

Im Bereich des Vorkommens von Lice-Karadere befinden sich zwei verschiedene Überschiebungslinien. Eine davon ist dadurch entstanden, dass die kristallinen Schiefer der Bitlis-Masse sich über die eozaenen Vulkanite und Sedimentgesteine der alpidischen Geosynklinale geschoben haben und die andere ist dadurch hervorgerufen, dass während dieser Schubbewegung die eozaenen Gesteine über die Flysche des jüngeren Miozaens aufgeschoben sind. Das Vorkommen von Karadere liegt auf der ersten Überschiebungslinie im Kontakt der kristallinen Gesteine mit Spiliten, Diabasen und Schlammsteinen (Abb. 4). Die kristallinen Schiefer auf der Überschiebungslinie streichen in NE-Richtung und fallen mit 30-60° nach NW ein. Auch die Vulkanite und Sedimentgesteine der Geosynklinale zeigen ein mit den Metamorphiden übereinstimmendes Einfallen. Das auf der Überschiebungslinie und genau im Kontakt der kristallinen Gesteine mit Spilit-Diabas-Schlammstein liegende Vorkommen von Karadere besteht aus den Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitmineralien enthaltenden, kleineren oder grösseren, rundlichen, linsenförmig-ellipsoidalen Gebilden. Sie liegen in einer Grundmasse bestehend aus den völlig zerbröckelten Spiliten, Diabasen und Schlammsteinen. Die Pyrit und sehr wenig Kupferkies enthaltenden Köpfe sind maximal 10-15cm gross, diejenigen mit Magnetit-Kupferkies- und wenig Pyrit-Gehalt besitzen einen Durchmesser von 1.5-2 m und sind im

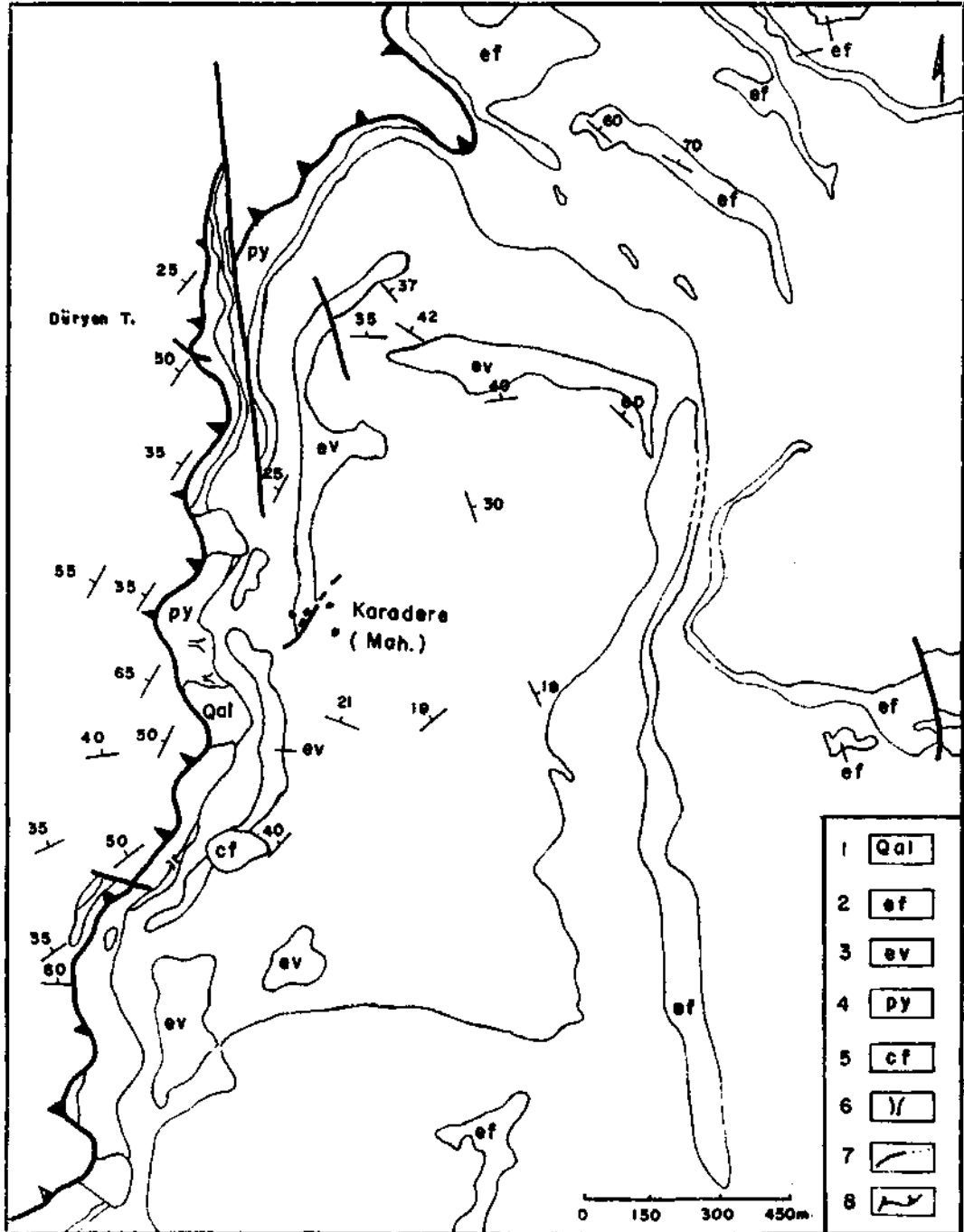


Abb. 4 - Geologische Karte des Kupfererzvorkommens in der Umgebung von Lice-Karadere-Yayla (Hanefi Polat).  
 1 - Alluvion und Hangschutt; 2 - Flysch; 3 - Spilit, Diabas; 4 - Pyrit; 5 - Schlacke; 6 - Schurf;  
 7 - Verwerfung; 8 - Überschiebung.

allgemeinen, wie Gletschergerölle platt. Es ist deutlich zu sehen, dass die Kanten und Ecken dieser Erzbildungen geraspelt und abgetragen sind. Der gleichen Überschiebungslinie parallel laeuft im Spilit und Diabas eine 50-100 m mächtige, in einigen Kilometern zu verfolgende, Umwandlung in Tonmineralien, Pyritisierung, mitunter Serizitisierung und Chloritisierung aufweisende Alterationszone. In dieser Zone sind in der Naehe der Erdoberflaeche Umwandlung in Tonmineralien sowie Pyritisierung vorherrschend und ihre gelblich-blasse Farbe ermöglicht, diese Alterationszone in dunkelfarbigem Spiliten, Diabasen und Schlammsteinen sogar aus weiter Ferne zu erkennen. Die in der Alterationszone impraegniert vorhandenen Pyrite sind in der Naehe der Erdoberflaeche zu Limonit umgewandelt.

#### b. Die mikroskopische Untersuchung des Vorkommens von Lice-Karadere

In den Anschliffen der Proben, die aus den Erzköpfen des Karadere-Vorkommens entnommen sind, wurden der Reihe nach Pyrit, Kupferkies, Magnetit, Haematit, Markasit, Sphalerit und Limonit festgestellt. Der Pyrit zeigt teils idiomorph-hypidiomorphes teils xenomorphes sowie kolloidales Gefüge und insbesondere die idiomorph-hypidiomorphen Pyrite besitzen eine stark kataklastische Textur. Die kataklastischen Risse der in Kupferkies und Gangmineralien schwimmenden Pyritbildungen sind ebenfalls mit diesen Mineralien gefüllt. Die Pyrite bilden manchmal im Kupferkies kleine Gaenge und diese Gaengchen können sich manchmal verbinden bzw. ein netzartiges Aussehen bekommen. Der eine gelartige Textur aufweisende Pyrit umschliesst mit Markasit zusammen den Kupferkies.

Der Kupferkies füllt als allotriomorphe Bildungen die Zwischenraeume sowie Risse des Pyrits und Magnetits. Der Sphalerit füllt mit sehr wenigem Kupferkies zusammen die Zwischenraeume der Pyrite. Im Sphalerit sind meist den kristallographischen Richtungen parallel angeordnete Kupferkiesentmischungen vorhanden. In den sehr kleinen, xenomorphen Sphaleritkörnchen, die durch ihre hellgelbliche Innenreflexe mit den Mineralien wie Pyrit und Magnetit verzahnt sind, wurden ausserdem keine Kupferkiesentmischungen festgestellt. Der Linneit wurde nur in zwei an Kupferkies reichen Proben spurenweise beobachtet. Er wurde im Kupferkies als max. 30-40 Mikron grosse, idiomorph-hypidiomorphe Körnchen gefunden. Die Linneitkörnchen reihen sich manchmal im Kupferkies aneinander und enthalten mitunter viel kleinere Kupferkieseinschlüsse.

Im Magnetit, Kupferkies und Gang wurden idiomorph-hypidiomorphe Kristalle mit kubischem Schnitt, wenn auch in geringer Anzahl, als xenomorphe Gebilde und ferner auch als Staebchen (Musketoffit) festgestellt. Der Magnetit ist spurenweise laengs seiner Raender und Risse zu Maghemit und Haematit umgewandelt. Der Haematit bildet manchmal durch Anordnen in verschiedenen Richtungen netzartige Staebchenanhaefungen, manchmal radialstrahlige, sphaeroidale Gebilde mit gefüllten Hohlräumen. Die maximale Laenge der Haematitstaebchen, die manchmal Magnetitrelikte enthalten und manchmal sich biegen bzw. krümmen, wurde als 0.7 mm gemessen. Ferner wurden der Ilmenit, Rutil, Leukoxen und Chromit in sehr geringen Spuren beobachtet. Die Ilmenite treten zum Teil als zu Rutil und Leukoxen umgewandelte Staebchen auf. An Gangmineralien wurden wieder in erster Linie der Chlorit sowie Serizit, in geringerer Menge die Karbonate (Siderit, Calcit) und der Quarz festgestellt.

#### c. Über die Genese des Vorkommens von Lice-Karadere

Sowohl wegen der Überschiebung und Nebengesteine, in denen das Pyrit-, Kupferkies- und Magnetitvorkommen von Karadere liegt, als auch wegen der Tatsache, dass es nach seiner mikroskopischen Untersuchung fast dieselben Mineralien mit gleicher Struktur und Textur wie in der Lagerstaette von Siirt-Madenköy enthaelt, wird angenommen, dass auch dieses Vorkom-

men am ersten Anfang wie die Lagerstätte von Siirt-Madenköy entstanden ist. Wie die Lagerstätte von Siirt-Madenköy ist nämlich auch das Vorkommen von Karadere dadurch entstanden, dass die von Hydrothermen aus den Gesteinen der Geosynklinale mobilisierten, metallischen Lösungen und Schwefel als Sulfid- und Oxydminerale auf der Überschiebungslinie abgelagert sind. Der einzige Unterschied besteht darin, dass das Erz von Karadere als ellipsoidale und linsenförmige Gebilde auftritt. Diese rundliche Erscheinungsform des Erzes kann unseres Erachtens nur mit einer tektonischen Bewegung gedeutet werden. Es wird angenommen, dass der Tektonismus hier, nachdem die Erzlagerstätte durch hydrothermale Mobilisation genau auf der Überschiebungslinie entstanden war, mit der Schubbewegung der kristallinen Schiefer der Bitlis-Masse über die Vulkanite und Sedimente der alpidischen Geosynklinale dauerte. In diesem Falle tritt uns das Vorkommen von Karadere als Reste einer alten «hypothetischen Lagerstätte» entgegen, die am ersten Anfang wie die Lagerstätte von Siirt-Madenköy mit Hilfe der Überschiebung auf der Überschiebungslinie entstanden und im Laufe der Fortsetzung der späteren Schubbewegung zerstückelt und zerbröckelt ist. Die Ecken der längs der Überschiebungslinie geschleppten Erzstücke sind abgetragen bzw. abgerundet. Infolgedessen sind die Pyrit-, Kupferkies- und magnetitköpfe des Vorkommens von Karadere in zwei Stufen entstandene (bicyklische), wurzellose, allochthone Bildungen. Die im Karadere-Vorkommen niedergebrachten Bohrungen haben gezeigt, dass die wurzellosen, allochthonen Erzköpfe nur im Kontakt zwischen Kristallin-Ophiolith vorhanden sind und dass sie sich in der ophiolithischen Serie nicht nach der Tiefe ersetzen.

#### IV. DAS KUPFERERZVORKOMMEN VON DİYARBAKIR-ÇÜNGÜŞ-MİDYE KÖYÜ

##### a. Die geographische Lage und geologisch-tektonische Stellung des Vorkommens

Das alte Dorf Midye Köyü, dessen Name als Oyuklu Köyü geändert ist, liegt 8 km östlich der Kreisstadt Çüngüş im Vilayet Diyarbakır. Das Kupfererzvorkommen befindet sich ungefähr 1 km östlich von Oyuklu Köyü am Ort Bağtepe im Kayışdere (Abb. 1). Im Gebiet des Kupfererzvorkommens von Midye Köyü befinden sich kristalline Gesteine (Gneis, Schiefer, Marmor) eines altpaläozoischen Orogens und Gesteine wie Serpentin, Splint, Schlammstein sowie ihre Brekzien, die der Geosynklinale des alpidischen Orogens angehören (Abb. 5). Alle diese Gesteine haben hier ebenfalls die einen Zweig des alpidischen Orogens darstellenden Iraniden gebildet und sind über die jüngeren Irakiden geschoben. Wenn man wünscht, können hier zwei verschiedene Überschiebungslinien erwähnt werden. Die eine davon verläuft in E-W-Richtung längs einer Linie, wo die kristallinen Gesteine über die Vulkanite und Sedimente des alpidischen Orogens geschoben sind, und die andere erstreckt sich in gleicher Richtung längs einer Linie, wo die Ophiolithe des alpidischen Orogens über die flyschartigen Gesteine geschoben sind. Der Serpentin hat auch hier zweifellos wegen seines plastischen Charakters eine die Schubbewegungen erleichternde Rolle gespielt. Er tritt in der Umgebung des Kupfererzvorkommens mit Schlammsteinen und Spalten zusammen im Kontakt der kristallinen Gesteine in max. 15-20 m mächtigen Aufschlüssen zutage.

Das Kupfererzvorkommen von Midye Köyü besteht aus wenigem Kupferkies, der in Verbindung mit den Gneisen sowie mit einigen der Quarzgänge auftritt, die sich in kristallinen Schiefen in nächster Nähe der ersten Überschiebungslinie befinden und teils zu der Schieferung konkordant verlaufen teils dieselbe mit einem Winkel schneiden (Abb. 5). Die Mächtigkeit der Quarzgänge beträgt maximal 2-2,5 m; diese Gänge sind fester als die kristallinen Schiefer, daher sind sie weniger abgetragen und tauchen so stellenweise als morphologische

Erhebungen auf. Die in manchen dieser Quarzgaenge vorhandenen Kupferkiesflözchen sind nicht kontinuierlich und man kann mit blossem Auge sehen, dass sie teilweise zu Malachyt umgewandelt sind und dass im Kontakt zwischen Quarz-kristallinem Schiefer manchmal deutliche Epidotisierung vorkommt. Die maximale Mächtigkeit der Kupferkies enthaltenden Gneislage wurde als 1.5-2 m gemessen. Die Kupferkiesgebilde treten als max. 1-2 mm grösse Körnchen auf, die zu der Gneisschieferung konkordant angeordnet sind.

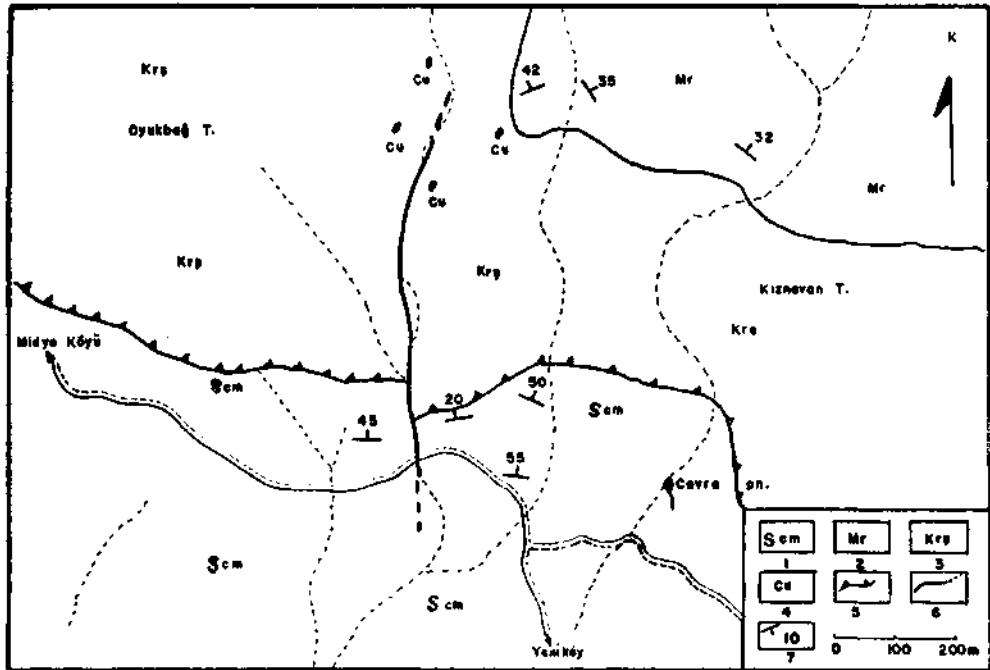


Abb. 5 - Geologische Karte des Gebiets von Diyarbakır-Cüngüş-Kayışlıdere (Üzeyir Keser).  
 1 - Serpentin, Schlammstein, Spilit; 2 - Marmor (silifizierter, weisser Kalk);  
 3 - Kristalliner Schiefer (Mikroschiefer, Gneis usw.); 4 - Aufschlüsse des Kupfererzes;  
 5 - Überschiebung; 6 - Verwerfung; 7 - Schichtstreichen und -einfallen.

## b. Die mikroskopische Untersuchung des Vorkommens

Die Kupferkies enthaltenden Gneisproben zeigen unter dem Mikroskop, dass die Feldspat- und Quarzgebilde miteinander in der Weise verzahnt sind, dass eine Gneistextur erscheint. Die Feldspate zeigen im allgemeinen Serizitisierung, Chloritisierung und Epidotisierung. Aufgrund der Feldspatreliekt wurde festgestellt, dass dieses Mineral aus einer Albit+Oligoklas-Komposition besteht. Die Quarze zeigen eine kataklastische Textur. Im Gneis wurde als akzessorisches Mineral Sphen beobachtet. Die kupferkieshaltigen Gneisproben haben unter dem Erzmikroskop der Reihe nach Kupferkies, wenig Covellin+Chalkosin, in sehr geringen Spuren Bornit, Linneit, Sphalerit und in den Sphenen Ilmenit+Rutil-Reste gezeigt (A. Çağatay, N. Üregel, 1976).

Der Kupferkies tritt im allgemeinen als allotriomorphe Gebilde auf, die die Zwischenräume der Gangminerale füllen. Die eine kataklastische Textur aufweisenden Kupferkiese sind manchmal laengs ihrer Raender und Risse teilweise zu Covellin und Chalkosin umgewandelt. Der Bornit befindet sich in Form von kleinen Kupferkiesentmischungen enthaltenden



Körnchen und ist manchmal zu Covellin sowie Chalkosin umgewandelt. Der Linneit hat überhaupt im Kupferkies und manchmal für sich allein im Gang hypidiomorph-xenomorphe, max. 40-50 Mikron grosse Körnchen gebildet. Der Sphalerit befindet sich ebenfalls als max. 50-60 Mikron grosse xenomorphe Körnchen im Kupferkies. Der Ilmenit und Rutil wurden als Relikte in den zu der Schieferung konkordant angeordneten und verlaufenden Sphenen festgestellt. In diesem Falle stellt es sich heraus, dass wenigstens ein Teil des Sphens und Rutils aus Ilmenit umgewandelt ist.

### **c. Die genetische Deutung des Vorkommens**

Es wird gedacht, dass die sowohl in Verbindung mit den Quarzgaengen in kristallinen Schiefen als auch in Verbindung mit dem Gneis auftretende Kupferkiesvererzung hydrothermalen Ursprungs ist. Es liegt uns einige Unterlagen vor, die zeigen, dass die in Verbindung mit hydrothermalen Quarzgaengen und Gneis auftretende Erzminerale bildenden Lösungen aus den Mafiten und Ultramafiten unter kristallinen Gesteinen mobilisiert worden sind. Die wichtigste davon ist die Tatsache, dass mit Kupferkies zusammen, wenn auch in geringer Menge, das Mineral Linneit vorkommt. Der Linneit ist ein sulfidisches Ni-Co-Mineral und seine Entstehung ist nur dadurch ermöglicht, dass diese Metalle von Hydrothermen aus Serpentin gelöst und entnommen wurden. Sowohl die Epidotisierung, Chloritisierung und Serizitisierung im Kontakt der Quarzgaenge als auch die Epidotisierung, Chloritisierung und Serizitisierung der Feldspate in Gneisen sind andere Beweise der hydrothermalen Alteration. So können wir sagen, dass das Kupfererzvorkommen von Midye Köyü eine durch hydrothermale Mobilisation entstandene, epigenetische und postorogene Bildung ist. Später sind die azendenten Kupferminerale Kupferkies und Bornit teilweise zu den deszendenten Kupfermineralen Covellin, Chalkosin und Malachyt umgewandelt. Obwohl dieses Vorkommen sich sowohl in seiner Lagerung als auch in Paragenese von den vorher untersuchten Lagerstätten und Vorkommen unterscheidet, betrachten wir es aus zwei verschiedenen Gründen in der gleichen Gruppe. Einer dieser Gründe liegt darin, dass das Vorkommen von Midye Köyü auf der Überschiebungslinie liegt und der andere ist es, dass auch dieses Vorkommen wie andere Lagerstätten und Vorkommen das Mineral Linneit enthält.

## **V. SCHLUSSFOLGERUNGEN UND EMPFEHLUNGEN**

1. Wie oben angeführt wurde, stehen die Kupfererzlagerstätten und-vorkommen Südostanatoliens hinsichtlich ihrer Lage in engstem Zusammenhang mit den Überschiebungslinien und sitzen entweder direkt auf den Überschiebungslinien oder in nächster Nähe derselben auf einer der sie begleitenden Verwerfungen.

2. Die Kupfererzlagerstätten und -vorkommen in Südostanatolien sind mit Ausnahme des Vorkommens von Midye Köyü fast immer in den vulkanischen und sedimentären Gesteinen der Geosynklinalen des alpidischen Orogens teils die tektonischen Lücken füllend teils diese Gesteine metasomatisch ersetzend entstanden.

3. Es bestehen als das chloritisierte (Seite 58) und chloritisierte, serizitisierte, karbonatisierte sowie in Tonmineralien umgewandelte (Seite 64) Imprägnationserz bezeichnete Gürtel, welche die Derberzmassen der Kupfererzlagerstätten in Südostanatolien umschliessen, vor allem in unteren Teilen mächtiger werden und in Form von die Risse sowie Hohlräume füllenden Gaengchen sulfidische Mineralien enthalten. Diese Umwandlungen des Imprägnationserzes sind durch die hydrothermale Alteration der Nebengesteine des Derberzes hervorgerufen (C. Anderson, 1969).

4. Die mikroskopischen Untersuchungen der aus den Kupfererzlagerstätten und-vorkommen in Südostanatolien entnommenen Derby- und Imprägnationserzproben haben ergeben, dass von den Lagerstätten in Ergani Maden die Ana Yatak-, Weiss- und Kısa Bekir-Vorkommen ganz ähnlich sind und die Lagerstätte von Siirt-Madenköy grosse Ähnlichkeit mit dem Vorkommen von Lice-Karadere aufweist. Ferner sind auch zwischen diesen beiden Typen Ähnlichkeiten vorhanden.

5. Ausser den im Gebiet der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden angetroffenen, durch «Vor-» und «Nachvererzungen» entstandenen Vorkommen enthalten alle im Rahmen dieser Arbeit untersuchten und in engem Zusammenhang mit der Überschiebungslinie stehenden Lagerstätten und Vorkommen das Mineral Linneit. In diesem Falle wurde der Linneit als das «leit» Erzmineral dieser Lagerstätten und Vorkommen bezeichnet. Wir sind der Meinung, dass der Linneit zur Aufklärung der Genese dieser Lagerstätten und Vorkommen helfen kann. Unseres Erachtens hat der Linneit die in seiner Zusammensetzung vorhandenen Ni- und Co-Elemente durch Mobilisation aus dem Ni-Co-Gehalt der einer hydrothermalen Alteration ausgesetzten, basischen, aber vor allem ultrabasischen Gesteine entnommen. Diese Theorie bekräftigt unsere Ansicht, dass wie Ni und Co auch die Metalle anderer die Lagerstätten und Vorkommen bildenden Mineralien durch Hydrothermen aus den Nebengesteinen mobilisiert sein können. Ausserdem haben auch die aus verschiedenen Gebieten der Türkei unseren Laboratorien zur Determination übersandten und vom Verfasser untersuchten Proben mehrmals gezeigt, dass der Linneit infolge der Metasomatose der Ultrabasiten entstehen kann.

6. Im Lichte aller dieser Feststellungen sind die Kupfererzlagerstätten und -vorkommen Südostanatoliens in Verbindung mit den Überschiebungslinien entstandene, postorogene, epigenetische, d.h. später als die Nebengesteine gebildete, hydrothermal-metasomatische Lagerstätten. Die Metall- und Schwefelgehalte der die Erzlagerstätten bildenden Mineralien sind mit grosser Wahrscheinlichkeit von Hydrothermen aus den Gesteinen der Geosynklinale des alpidischen Orogens mobilisiert worden. Nur mengen- und zahlenmässig sehr geringe Mineralien sind aus den verdrängten Nebengesteinen entnommen. Während der Metasomatose ist aus dem verdrängten Gestein auch eine bestimmte Menge Fe freigeworden und im Aufbau eines Teils der sulfidischen Mineralien verbraucht.

7. Nachdem wir festgestellt haben, wie eng die Kupferkies, Pyrit und Magnetit enthaltenden Kupfererzvorkommen in Südostanatolien an die Überschiebungslinien gebunden sind, stellt sich die Tatsache heraus, dass grosse Lagerstätten wie diejenigen von Ergani Maden und Siirt-Madenköy sich nur in der Überschiebungszone befinden können. Infolgedessen ist der Verfasser der Meinung, dass es zweckdienlich wäre, derartige grosse Lagerstätten in der Überschiebungszone zu suchen. Wenn es auch möglich ist, ausserhalb der Überschiebungszone in den Ophiolithen an kleinere Verwerfungen gebundene, epigenetische Kupfererzvorkommen mit ähnlicher oder verschiedener Paragenese anzutreffen, sind sie im Verhältnis zu der Grösse der in Frage kommenden Verwerfungen kleine Vorkommen (Seite 61).

8. Neben den die Derby immer begleitenden und durch hydrothermale Alteration entstandenen, als das chloritisierte, serizitisierte, karbonatisierte, silifiziertere und sulfidierte Imprägnationserz bezeichneten Massen sind ferner ebenfalls an die Überschiebungsbahnen sowie andere tektonischen Linien gebundene, aber statt des Derby sehr wenig Pyrit und in Spuren Kupferkies enthaltende, hydrothermale Alterationszonen vorhanden. In diesem Falle ist es nicht richtig, die hydrothermale Alterationszone immer als «leitend» für die Vererzung anzunehmen. Unseres Erachtens wäre es zweckmässig, die Möglichkeit in Erwägung zu ziehen, dass solche kein Erz führenden Alterationszonen auch durch die kein Erz tragenden Hydrothermen entstehen können.

Herrn Baykal Karul, der den Besuch der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Lagerstätten und Vorkommen organisiert hat, ferner meinen Kollegen Herrn Hanefi Polat, Herrn Ruhi Çalgın und Herrn Üzeyir Keser, die an diesen Lagerstätten und Vorkommen lange gearbeitet haben, möchte ich für ihre wertvolle Führung und Beratung während meines Besuchs bestens danken.

Ich sehe mich verpflichtet, Herrn Generaldirektor Doz. Dr. Sadrettin Alpan, der mir sowohl Gelaende- als auch Laborarbeiten ermöglicht und meine Studien in jeder Hinsicht unterstützt hat, sowie Frau Dr. Nilüfer Ogan, Direktorin der Laboratorienabteilung, meinen verbindlichsten Dank zum Ausdruck zu bringen.

*Manuscript received 26 October, 1976*

Übersetzt von Zerrin BENGI

#### LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSON, Ch. A. (1969): Massive sulfide deposits and volcanism. *Economic Geology*, vol. 64, no. 2, March-April, 1969.
- ANTUN, P.; EL GORESY, A. & RAMDOHR, P. (1966): Ein neuartiger Typ «hydrothermalen» Cu-Ni-Lagerstätten. *Mineralium Deposita* 1, 2., 113-132, Heidelberg.
- BAMBA, T. (1976): Ophiolite and related copper deposits of the Ergani mining district, southeastern Turkey. *M.T.A. Bull.*, no. 86, Ankara.
- BORCHERT, H. (1958): Die Chrom und Kupfererzlagerstätten des initialen ophiolithischen Magmatismus in der Türkei. *M.T.A. Publ.*, no. 102, Ankara.
- ÇAĞATAY, A. (1968): Erzmikroskopische Untersuchung des Weiss-Vorkommens bei Ergani Maden, Türkei, und genetische Deutung der Kupfererzlagerstätten von Ergani Maden. *N.Jb. Miner. Abh.*, 109, 1/2, 131-155, Stuttgart.
- (1975): Wirtschaftsgeologische Arbeiten in den Provinz von Şark Kromit und mineralogische Untersuchung heazlewooditführender Chromite von Kefdağ. *M.T.A. Bull.*, no. 84, Ankara.
- (1975): Erzmikroskopische Untersuchung der mackinawitführenden Kernproben von Kangal-Yellice. *M.T.A. Bull.*, no. 84, Ankara.
- EYÜBOĞLU, T. & AKYOL, H. (1976): Mineralojik rapor no. 9076 (unveröffentl.), Ankara.
- & ÜREGEL, N. (1976): Mineralojik rapor no. 9178 (unveröffentl.), Ankara.
- ÇALGIN, R. (1976): Siirt-Madenköy bakır yatağının jeolojisi ve mineralizasyonu hakkında ara rapor (unveröffentl.), Ankara.
- GÖYMEN ÇALGAN, G. (1963): Erzmikroskopische Untersuchung der Erzminerale der Hauptlagerstätte von Ergani Maden (Osttürkei) und Ihre Genese, Diss. *Heidelberg*.
- GRIFFTS, W.R.; ALBERS, J.P. & ÖNER, Ö. (1972): Massive sulphide copper deposits of the Ergani maden area, southeastern Turkey. *Econ. Geol.*, 67, pp. 701-713.
- HELKE, A. (1964): Die Kupfererzlagerstätte Ergani Maden in der Türkei. (Eine geologisch-erzmikroskopische Untersuchung.) *N.Jb. Miner. Abh.* 101, 3, 233-270, Stuttgart.
- KULLERUD, G. & YORDER, H.S. Jr. (1965): Sulfide-silicate relations. *Carnegie Institution, Ann. Rep. Direct. Geophys. Labor.*, 1964-1965, Washington, D.C., pp. 175-189.

- İLERİ, S.; SALANCI, B.; BİTEM, M. & DOĞAN, R. (1976): Ergani (Maden) bakır yatağı plaka tektoniği. T.J.K. Bült., cilt. 19, sayı 2, s. 133-143. Ankara.
- PILZ, R. (1917): Beitrag zur Kenntnis der Kupfererzlagerstätten in der Gegend von Arghana Maden. Z. *prakt. Geol.*, 25. Jg., 191-198.
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3. Aufl., Berlin.
- ROMIEUX, J. (1941): Rapport d'ensemble géologique et minier sur les gisements d'Ergani Maden et des environs. *Etibank Rap.* Ankara.
- SIREL, M.A. (1949): Die Kupferlagerstätte Ergani Maden in der Türkei. N. *Jb. Miner. Abh.*, 80., Abt. A., Seite 36-100, Stuttgart.
- WIJKERSLOOTH, P. de (1944): Der primäre Mineralbestand der Kupferlagerstätte von Ergani Maden (Vil. Elazığ, Türkei). *M.T.A. Mecm.* H. 1/31, S. 72-78, Ankara.
- (1945): Neuer Beitrag zur Kenntnis der Kupferlagerstätte Ergani Maden im Vilayet Elazığ (Türkei). *M.T.A. Mecm.* H. 1/33, S. 90-104, Ankara.
- (1954): Über das Alter und die Genese der Kupfererzlagerstätte Ergani Maden (Vilayet Elazığ, Türkei). *Bull. Geol. Soc. Turkey*, vol. V, no. 1/2, S. 190-198, Ankara.
- (1957): Über die primären Erzminerale der Kupferlagerstätte von Ergani Maden (Vilayet Elazığ), Türkei. *Geol. Förh.*, 79, 1.257—273, Stockholm.

# PHOTOS



Foto 1 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Ana Yatak-Vorkommen in Ergani Maden, die kompakte Magnetitmasse. Kataklastische Risse des Magnetits (grau) sind mit Pyrrhotin + Kupferkies (hellstgrau) und Pyrit (weiss), gefüllt. Gang und Löcher (schwarz) sind sichtbar.

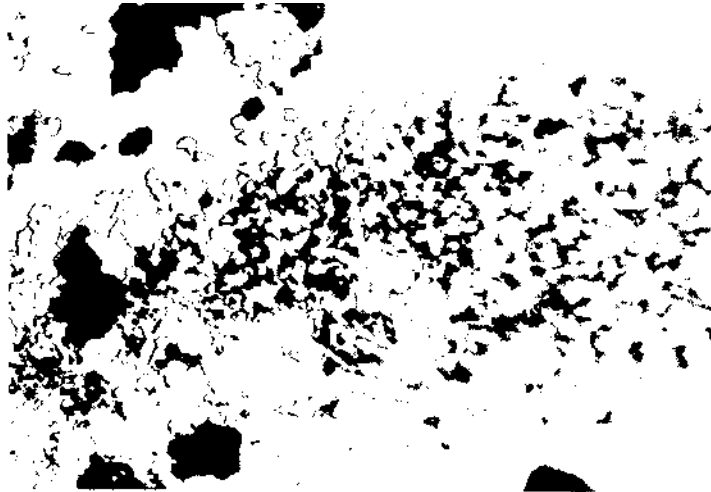


Foto 2 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Weiss-Vorkommen. Im Kupferkies (grau) gediegenes Gold (weiss), Pyrit (hellgrau), Sphalerit (dunkelstgrau) und Gang (schwarz).

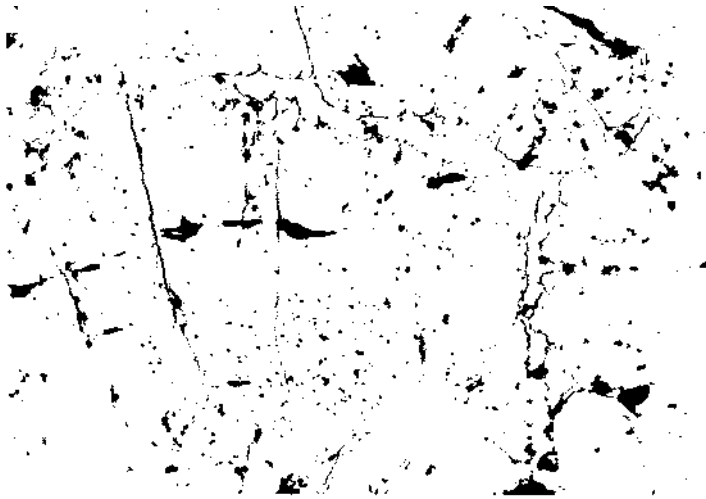


Foto 3 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Kataklastische Risse des Pyrits (hellstgrau) sind mit Kupferkies (hellgrau) gefüllt. Löcher und Gang (schwarz).



Foto 4 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyrit (von lichterer Farbe und Relief aufweisend) zeigt mit Kupferkies (hellgrau und vorherrschend) kolloidale Verwachsung. Gangmineral Chlorit und Löcher (schwarz).

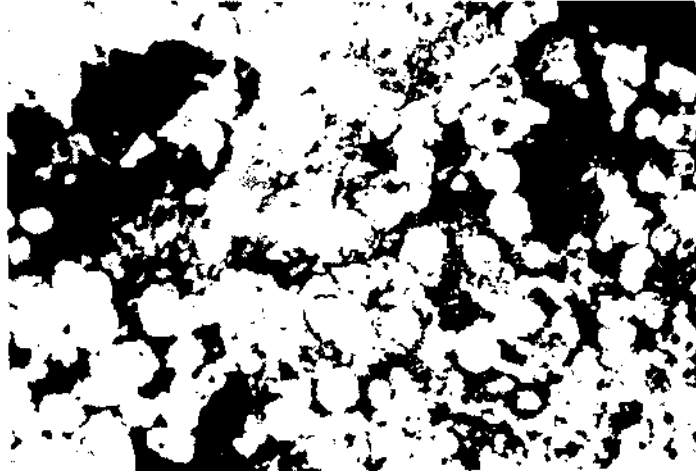


Foto 5 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyrit (weiss) zeigt mit Kupferkies (von dunklerer Farbe) in Form von Kugeln kolloidale Verwachsung. Sphalerit (grau), Gangminerale (schwarz) sind sichtbar.



Foto 6 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyritlamellen streichen im Kupferkies in Richtung der (111-) Blätterungsflächen und bilden lamellare Verwachsung. Löcher und Gang sind schwarz. Pyrit (Relief aufweisend), Sphalerit (dunkelgrau).



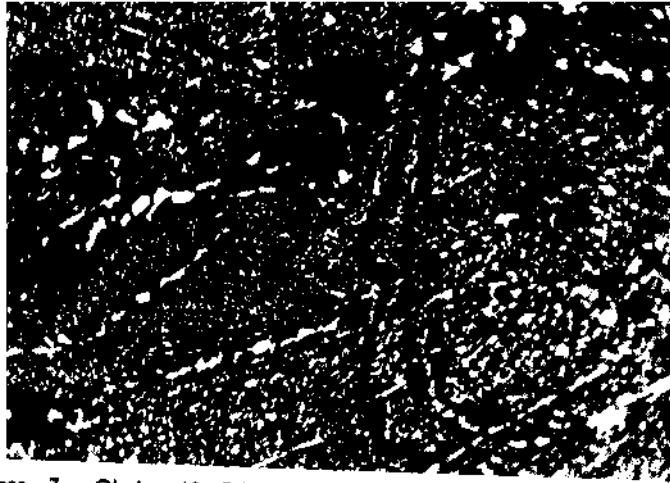


Foto 7 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Sphalerit (grau) sind die Kupferkies- und Pyrrhotinmischungen (weiss) den bestimmten kristallographischen Richtungen (100-Flächen) parallel angeordnet und haben so den Zonenbau des Sphalerits zustande gebracht. Löcher und Gang (schwarz).

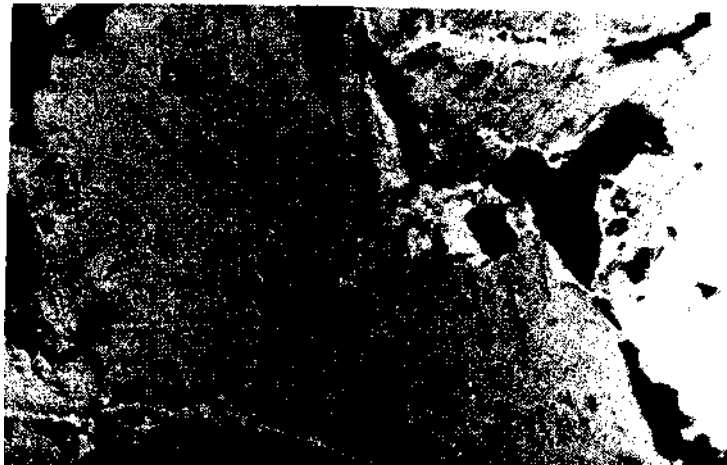


Foto 8 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Pyrrhotin (grau) ist laengs seiner Raender und Risse zu Zwischenprodukten (hellgrau) umgewandelt. Gang (dunkelgrau), Löcher (schwarz) sind sichtbar.



Foto 9 - Okular: 10, Objektiv: 60, gekreuztes Nicol, im Öl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Pyrit (grau) Markasitkörnchen (wegen Anisotropieeigenschaften hellgrau und dunkelgrau), kataklastische Risse des Pyrits (schwarz).

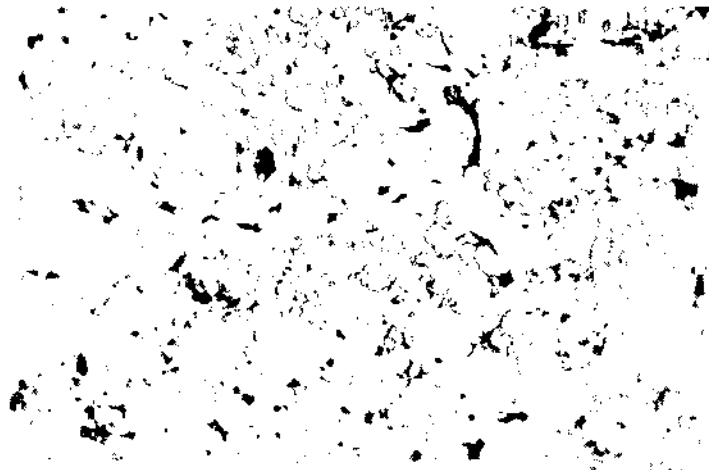


Foto 10 - Okular: 10, Objektiv: 25, gekreuztes Nicol, im Öl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Kupferkies (hellgrau), Vallerit (weiss), Pyrrhotin (grau und in verschiedenen Nuancen), Pyrit (hellgrau und Relief aufweisend), Gangmineral und Löcher (schwarz) sind sichtbar.



Foto 11 - Okular: 10, Objektiv: 16, im Öl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Kupferkies (hellgrau) parallele Cubanitlamellen (grau). Gang (schwarz).

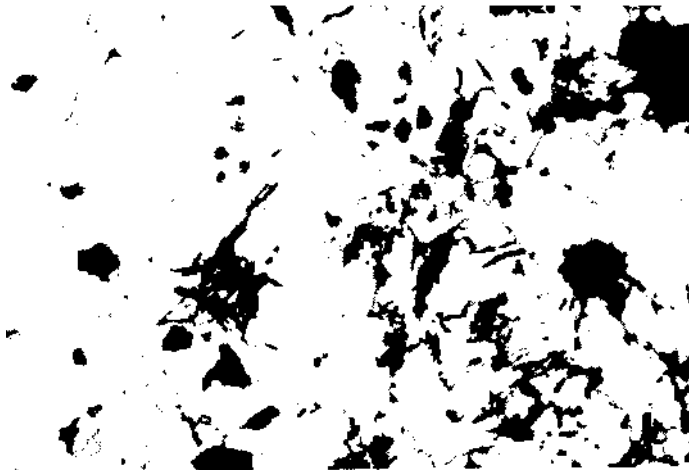


Foto 12 - Okular: 10, Objektiv: 16, im Öl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Im Pyrrhotin (hellgrau) Co-Pentlandit (in der Mitte und weiss). Kupferkies (von heilerer Farbe als Pyrrhotin), Pyrit (Relief aufweisend), Sphalerit (dunkelgrau) und Gang (schwarz).

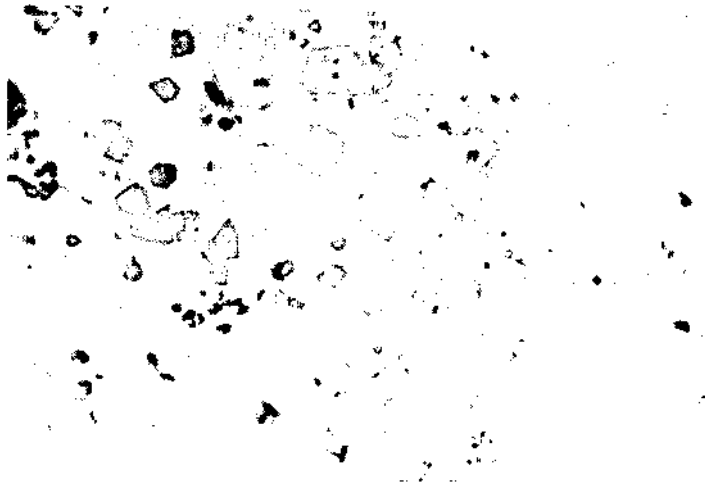


Foto 13 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Linneit (hellgrau) befindet sich im Kupferkies (hellstgrau) als idiomorph-hypidiomorphe Kristallanhäufungen. Löcher sind (schwarz).

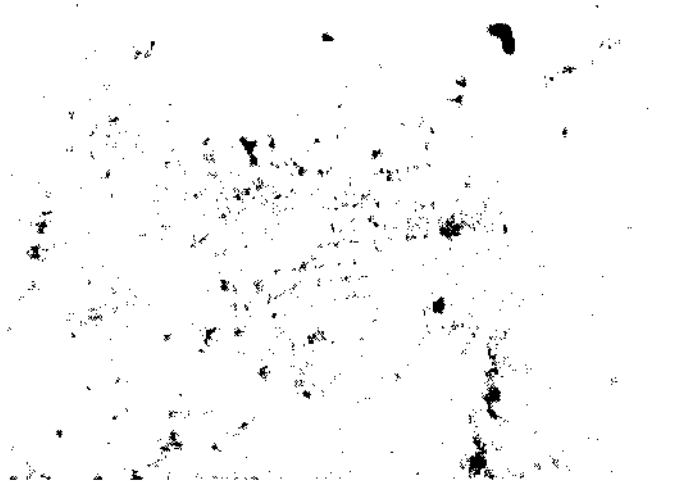


Foto 14 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Linneitkörnchen und -stäbchen reihen sich im Kupferkies an und bilden eine an die Entmischungen erinnernde, lamellare Verwachsung.

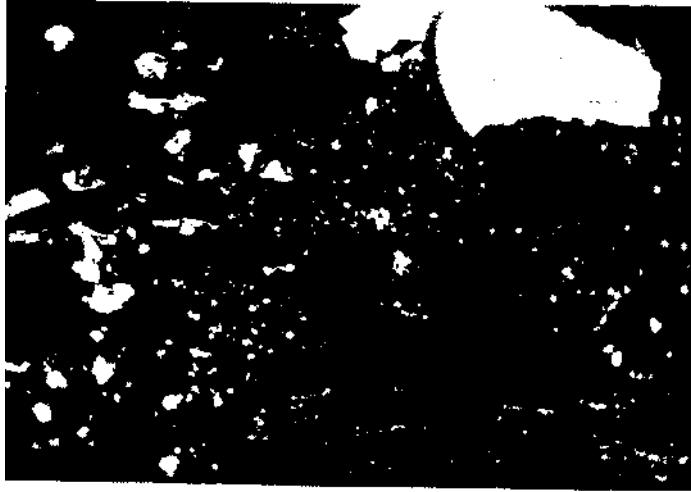


Foto 15 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Magnetit (grau) ist laengs seiner Raender teilweise zu Pyrit (weiss) umgewandelt. Gangminerale (dunkelgrau) und Löcher (schwarz).

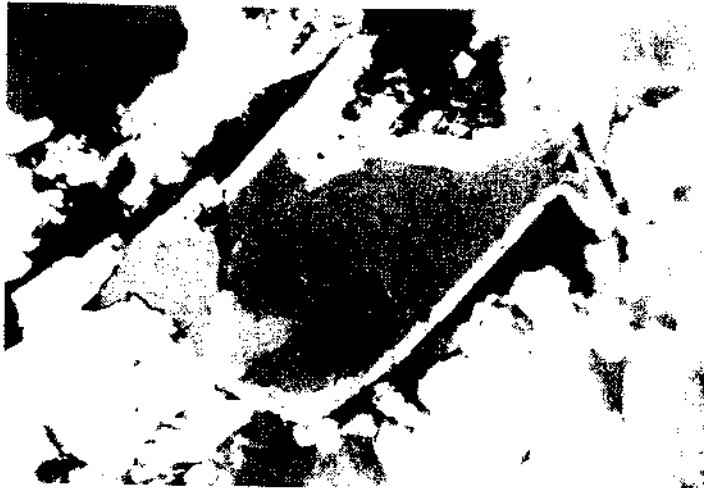


Foto 16 - Okular: 10, Objektiv: 60, im Immersionsöl. Das Kisa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Chromit (grau) idiomorph und kataklastisch. Er ist laengs seiner Raender und Risse zu Cr-Spinell (hellergrau) sowie Magnetit (hellgrau) umgewandelt und seine kataklastischen Risse sind mit Pyrit (weiss) gefüllt. Gangminerale (dunkelgrau).

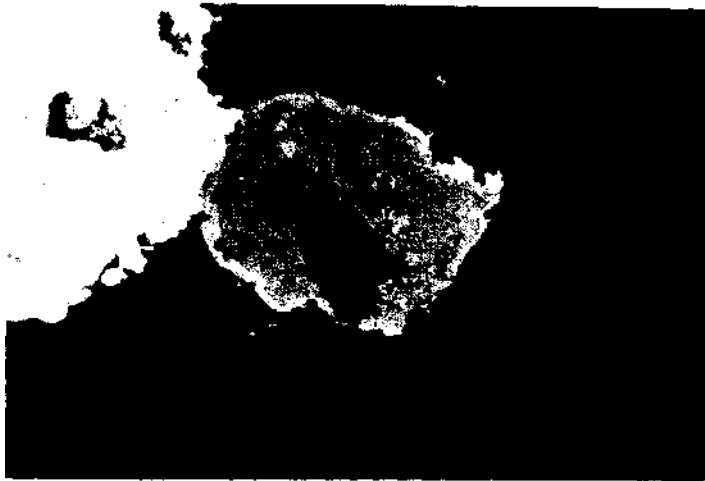


Foto 17 - Okular: 10, Objektiv: 60 im Immersionsöl. Das Kısa Bekir-Vorkommen in Ergani Maden. Chromit (dunkelgrau und im Inneren) ist in ziemlich grossem Masse zu Cr-Spinell (grau) und Magnetit (hellgrau und im Aeusseren) umgewandelt. Pyrit (weiss), an Gangmineralien Chlorit (schwarz), Karbonat (dunkelgrau).

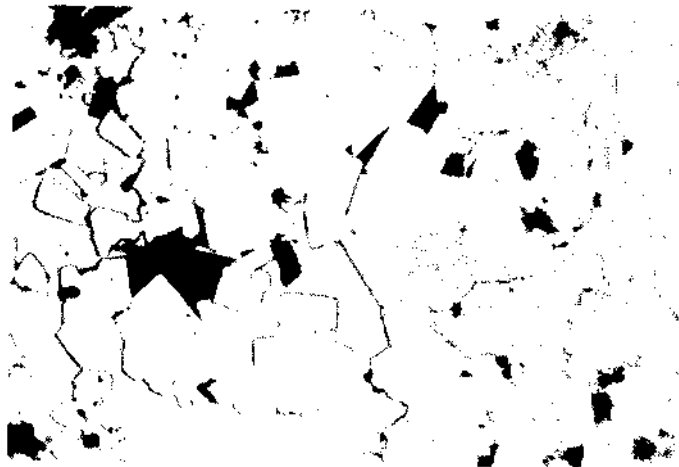


Foto 18 - Okular: 10, Objektiv: 40, in der Luft. Die Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Pyrit (hellstgrau) befindet sich im Kupferkies (hellgrau) als idiomorphe Kristalle. Gangmineralien und Loch (schwarz).



Foto 19 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Die Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Pyrit (hellgrau) zeigt kataklastische Textur und seine kataklastischen Risse sind mit Kupferkies gefüllt. Löcher (schwarz).

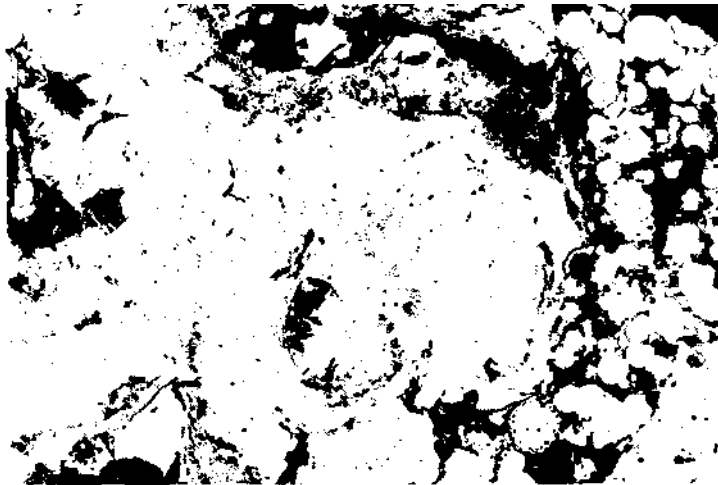


Foto 20 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Die Lagerstaette von Siirt-Madenköy. Pyrit (hellstgrau) ist teils in Form von Kügelchen und teils zeigt er mit Kupferkies (hellgrau) kolloidale Verwachsung. Gangminerale und Löcher (schwarz).

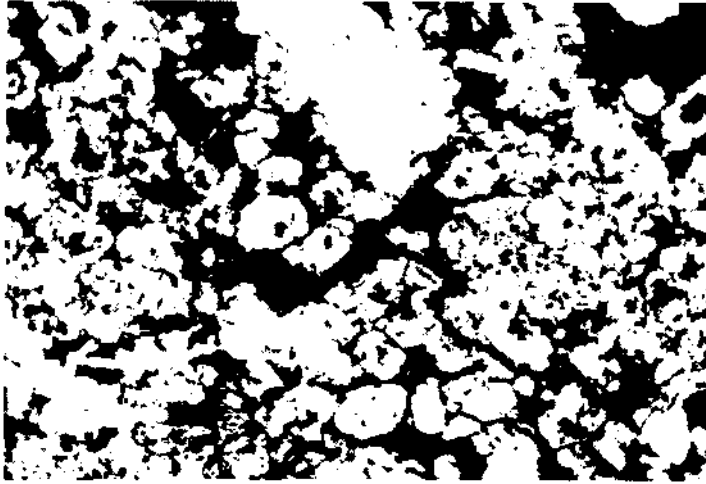


Foto 21 - Okular: 10, Objektiv: 16, in der Luft. Die Lagerstätte von Siirt-Madenköy. Magnetit (grau) tritt in Form von rundlichen Gebilden auf und zwischen ihnen befinden sich Pyrit (weiss) und Gang (schwarz).

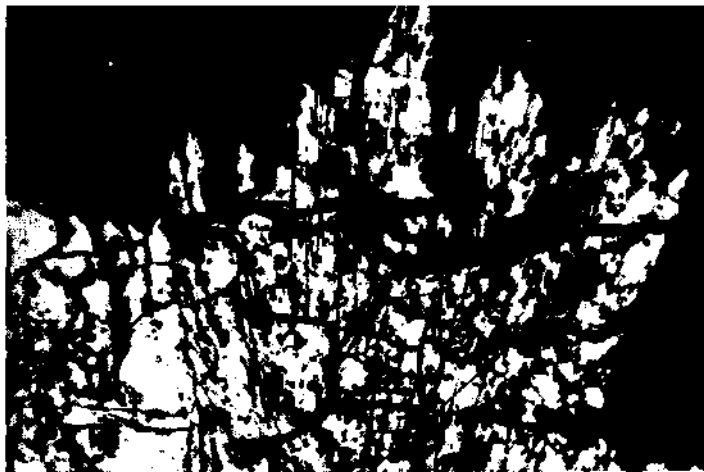


Foto 22 - Okular: 10, Objektiv: 25, im Immersionsöl. Die Lagerstätte von Siirt-Madenköy. Magnetit (grau) tritt in Form von Staebchen auf, ist durch Gang (schwarz) verdraengt und einer Zerbrechung-Spaltung ausgesetzt.



# AIRPHOTO INTERPRETATION OF GRANULAR CONSTRUCTION MATERIALS FOR ENGINEERING PURPOSES IN TREMP BASIN, SPAIN

Murat AVCI

*University of IFE, ILE-IFE, Department of Geology, Nigeria*

**ABSTRACT.** —This paper deals with the application of airphoto interpretation techniques to a survey of granular construction materials carried out in Tremp Basin, Northern Spain.

A preliminary construction materials map was prepared by photo interpretation using conspicuous landforms, drainage patterns, erosional features and gray tones as photo indicators. The map proved to be highly accurate when field checking was carried out and only very limited field work was found to be necessary to obtain fully reliable results. If a construction material survey had been carried out by conventional field methods such detailed results could have not been obtained in the short time available. This demonstrates the importance of aerial photographs in construction materials survey.

## **INTRODUCTION**

The area under investigation is located within the province of Lerida (Northern Spain), about hundred kilometers north of the provincial capital (Fig. 1).

The Tremp Basin, which occupies the main part of the study area, is surrounded by mountains and is at an elevation of about 550 m above sea level. It has a surface area of about 215 km<sup>2</sup>.

The granular materials of the area are mainly mixtures of gravel, sand, silt and silty clay. These granular materials usually originated from fluvial denudational processes. The engineering quality of the materials range from well-graded deep, clean gravels to clayey plastic soils. They show marked variations both areally and vertically. They cover an area of approximately 185 km<sup>2</sup> and their thickness varies between two and five meters.

## **AIRPHOTO INTERPRETATION METHODS**

Airphoto interpretation of granular materials is basically concerned with making inferences and deductions from information appearing on photographic imagery.

Twenty-four aerial photographs were used at a scale of 1:33,000 to carry out the preliminary survey. Stereoscopic examination of the photographs in the laboratory led to the compilation of preliminary maps that were subsequently used in the field. The field work was concentrated on an area covered by twelve photographs. The other photographs were used only for establishing the general morphogenetic relationships of specific landforms with their surrounding areas. The landforms appearing in the stereoscopic image greatly assist, since a morphogenetic interpretation enables deductions to be made concerning the materials with which they are associated.

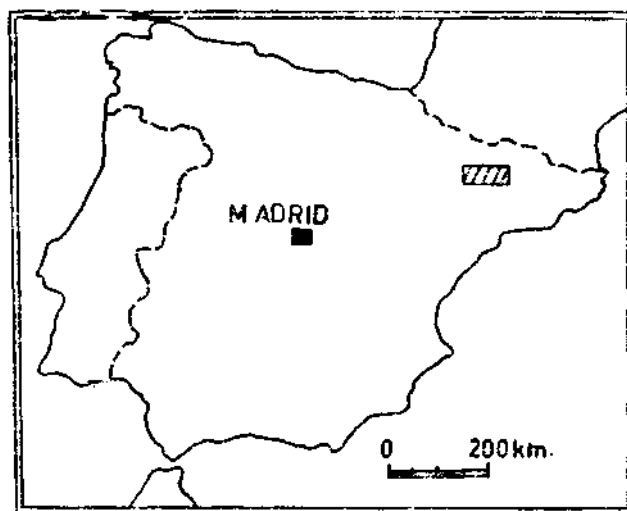


Fig. 1 - Location map of the study area.

The use of photo indicators as a basis for aerial photographic identification of granular materials is elaborated in this study. The interpretation is implemented through the use of the stereoscopic model and photographic gray tones, these being used to identify landforms, erosion types, vegetation cover and drainage conditions. Recognition of these features often permits the identification of their constituent deposits. They therefore act as valuable photo indicators during the process of photo interpretation. A short explanation of these photo indicators is given below.

#### **a. The use of landforms to identify construction materials**

The landforms can be identified easily by stereoscopic inspection of the aerial photographs. They are especially useful for finding small occurrences of granular deposits that are difficult to locate in the field, due to lack of exposure. Their significance is that they allow inferences to be made regarding the granular materials of the morphology. In the study area a high correlation was found to exist between landform and material type.

In order to indicate the relationships between the photographic characteristics of the landforms and granular materials, the table shown on page 77 was prepared (Table I). It will be seen that each landform is indicative of a special type of material illustrating the fact that the type of material can be deduced from interpretation of their morphogeneses.

#### **b. Drainage and erosional features**

A dense and finely textured drainage pattern with rounded ridges and gullies may indicate impermeable, highly plastic or clayey materials. High runoff and a low infiltration into the impermeable material account for these forms. However, in place of low relief and high water table, the above-mentioned indicators may not be significant. This pattern contrasts with areas where there is a lack of surface drainage due to the low runoff and high infiltration, indicating the existence of permeable and well-drained gravel, sand or silty sand materials (Hittle, 1949). In such areas the cross-sections of gullies are U-shaped, whereas in slightly clayey materials they are steep and V-shaped.

**Table - 1**  
**Photo characteristics of landforms and associated granular materials**  
**occurring in the area**

<i>Photo characteristics</i>	<i>Landforms</i>	<i>Type of material</i>	<i>Origin of material</i>	<i>Grading</i>
Extensive flat surface with abrupt edges, usually cultivated, shows lighter phototone when higher and/or well-drained	River terraces	Gravel and sand	Fluvial	Usually well-graded
Braided river channel, natural levees, point bars, islands and flood discharge channels, occasionally with water. Vegetation at the edge of T <sub>1</sub> . Variable phototones	Flood plain	Usually coarse material, boulders, gravel and occasional sand pockets	Fluvial	Well-graded
Gently sloping slightly convex fan shape, lighter phototone, vegetation increases towards the boundary of the unit	Alluvial fan	Gravel, boulders and some sand	Fluvial	Moderately graded
Flat to gently sloping smooth surfaces, sometimes isolated inclined table form, distinctive boundary, sparse vegetation occasionally cultivated. Mostly lighter phototones	Glacis *	Angular or sub-angular gravel, sand and silt.	Denudational	Poorly graded
Steeply sloping apron shape, light phototone, no vegetation	Scree	Angular gravel with silt	Denudational	Poorly graded
Moderately steeply sloping irregular slope. Cultivated and occasional trees. Mottled phototones dark to medium light	Colluvial slope	Some angular gravel and blocks with abundant silt and clay	Denudational	No grading, deep, plastic soil

\* Defined here as a landform produced by the transportation and accumulation of disintegrated materials over short distances. It is usually associated with sheet flood, producing a slope of approximately 7 degrees.

### c. The interpretation of gray tones

Variations in gray tone levels on the aerial photographs are an important factor in identifying surficial deposits. For example, a dark-colored material may appear with a dark phototone and a light-colored material with light tone (Mollard, 1962). This is of course providing the vegetation does not interfere. On the other hand, whatever the natural color of the material, fine-grained deposits, provided that they are not moist, usually appear as lighter tones, due to the high reflection of light from all the grains (Miles, 1962). Conversely, fine-grained materials are less permeable and thus have high water-holding capacity. They, therefore, generally have a darker tone, since the water absorbs and transmits the light energy. So, a dark phototone usually shows a poorly drained material, which in most cases indicates clay or silty clay or very fine organic matter. On the contrary, light phototones usually show a poorly drained material, which in most cases indicates clay or silty clay or very fine organic matter. On the contrary, light phototones usually indicate well-drained materials such as gravel, sand and coarse-grained silt (see the stereograms).

However, it should be emphasized that the photographic gray tones may also give a false impression due to certain photographic factors (e.g. sensitivity range of the film and the processing). The tones always have to be compared with the over-all gray tone pattern of adjacent photographs.

#### **d. Vegetation**

Vegetation often reflects the nature of the soil and its moisture content. For instance, a dense and flourishing vegetation may indicate fertile soil with a high moisture content; consequently it could be concluded that it is a fine-grained clayey soil.

However, photo-indicators of vegetation will also depend on climatic conditions. They are generally more indicative in arid and semiarid areas than in humid tropical and temperate areas where the ground is largely obscured by dense vegetation.

### **PALEOMORPHOLOGICAL DEVELOPMENT OF THE AREA AND MATERIALS**

The aerial photographs have also been extremely useful in establishing the paleomorphological history of the area. This is because they allow the interpreter to have a general view of several landforms simultaneously and consequently to make comparisons and establish a morphogenetic relationship between them. The compilation of a geomorphological map led to the acquisition of a complete picture of the structure and morphology of the area. This made it possible to interpret the paleomorphological evolution of the materials.

Generally, there is an east-west trend of all geological formations resulting from the north-south directed forces of the Pyrenean orogenesis. The effect of these forces decreases from the older to the younger members of the existing rock formations. A north-south cross section across the Pyrenees reveals the numerous anticlines and synclines that exist. The surveyed area covers one of these synclines and part of an associated anticline. Throughout part of the area, due to the effect of erosional processes, monoclinical ridges and hogbacks have been produced with subsequent and consequent valleys formed in the alternating weak and hard beds. Elsewhere the wide syncline is strongly eroded by the rivers. As a result, a large area inversion of the relief has taken place. The eroded basin (The Tremp Basin) has a rectangular shape and extends in an east-west direction. Paleocene red marls predominate within it and are usually covered by Quaternary drift materials, occasionally exposed on the slopes and where residual hills exist.

Downstream to the south Pallaresa River enters a gorge which is formed in resistant rocks occurring in hard limestone. In the early Pleistocene, the channel and the gorge of the Pallaresa River was approximately 150 m higher than at present. This may be associated with the accumulation and planation due to the low angle of the equilibrium profile. The materials removed from the slopes were transported in a silty matrix along the gentle slopes and gradually accumulated.

As a result of these processes, two important accumulation and planation phases have developed, giving rise to two different river terrace and glacial levels. The first phase produced the high glacial which coincides with the high terraces (T<sub>4</sub>). It is largely an erosional glacial with deposits between 600 m and 700 m above sea level. This glacial deposits probably accumulated

under cold wet climatic conditions in the earlier part of the Pleistocene period. It should be remembered that, generally speaking, glacial formation can be generated by sheet floods and decreased percolation resulting from periglacial conditions (Photo 3). This high erosional glacial occurring at the foot of the slopes has a relief range of 50 m and a low gradient to  $T_4$ . These two features, therefore, were formed in the same or almost the same period.

During this first phase, some tributary rivers were flowing to the main river (The Pallaresa). Some of the  $T_4$  remnants thus are formed by those tributary rivers but not the Pallaresa itself. These remnants are located to the west of the Pallaresa River and have a northwest-southeast direction and a linear shape (Photo 1). The flow direction of the river thus is indicated. The grading and attitude of the fragments, in particular their positions and upstream inclinations with long axes approximately perpendicular to the channels, also indicate such a flow direction. In the transverse cuts of these terraces, fossil channels have been identified with fossil terrace edges. An interesting observation is that the primary channel of one of these rivers is very small and only 5 m wide, but broadens step by step up to 25 m or even more in the upper layers. This suggests that the downcutting of the river gradually increased following an accumulation stage corresponding to that first accumulation and planation period.

To the east of the Pallaresa River, some terrace materials also were identified on top of several aligned residual hills which are flat topped due to presence of gravel deposits. They are probably preserved due to the permeable materials of the gravel cap which does not erode away and thus protects the underlying formation. These materials and aligned hills may either correspond to the former channel of the River Pallaresa or to that of another river joining the Pallaresa from the east.

After this planation and accumulation period, linear river work suddenly started and an erosional period began again in the area. This strong erosion phase was caused by a change in the hydrological regimen of the Pallaresa River which in all likelihood was initiated by a climatic change. This is a time of deepening of the Pallaresa gorge and the dissection of the erosional glacial and the  $T_4$  level. The Pallaresa River and its tributaries thus were considerably lowered. This erosional period finally was stabilized at a lower level, where the  $T_3$  and the low glacial accumulated. This is the second main planation and accumulation period.

The materials of this period are thicker and extend long distances. At this stage, both glacial and terraces are distinctively flatter than the previous ones, which is an indication of a lower angle equilibrium in the basin (Photo 3).

Renewed linear erosion subsequently caused further incision of the gorge and a downcutting of the river channels of approximately 20 m. Due to this cutting the  $T_3$  terrace emerged and the Pallaresa incised to the  $T_2$  terrace level (Photo 1). This is also the time of the formation of alluvial fans which frequently occur along the Pallaresa River covering the  $T_2$  terraces. The fact that these fans contain boulders, blocks and gravels with little silt content points to their rapid formation, corresponding to the rapid incision period of the  $T_3$  terraces.

At present, the river work is confined to the existing channel and the edge of the  $T_2$  terraces is not more than two meters high in some localities, whereas in other areas the  $T_2$  terrace gently emerges with the meandering course of the Pallaresa River. Here the river is in direct contact with the  $T_3$  terrace edge giving rise to a high and steep scarp.

$T_1$  is not easily distinguishable from the flood plain (Photo 1).

### IDENTIFICATION, CLASSIFICATION AND THE MAPPING OF THE MATERIALS

Using aerial photographs, a preliminary construction materials map of the area was made on the grounds of recognizable morphogenetic boundaries. These units formed a preliminary sampling scheme for the area.

It was found, however, during the course of the field work that such units could be further divided on the basis of the physical characteristics of the materials. From these sub-units representative samples were collected for laboratory analysis.

The analysis of grain size distribution, plasticity and moisture content have been carried out (Lambe, 1951) on each sample to supplement the photo interpretation and field observations. The results of the analyses are given in Table 2.

The final identification of the boundaries of units of granular materials was not easy, due to transition in vertical and lateral senses. Therefore minor details in the boundaries were generalized for the sake of the clarity of the map (Fig. 2). However, the final boundaries of the proposed units, plotted after the field sampling and laboratory analysis, appear to be precise enough to facilitate the location and extraction of the materials.

In the denomination of the units, the unified soil classification system of Casagrande (1947) is followed. Eleven different units are identified in the area, as shown in the legend of the construction materials map (Fig. 2).

**Table - 2**  
**Engineering properties of materials**

<i>Laboratory data on representative samples</i>						
<i>Symbol</i>	<i>Plasticity (1)</i>	<i>Moisture (2) content (%)</i>	<i>Particle size % (3)</i>			<i>No. of samples</i>
			<i>Gravel</i>	<i>Sand</i>	<i>Silt and clay</i>	
AGS	40	44	62	37.6	0.4	} two samples
AGS	none	24	86	13.8	0.2	
GW	none	—	79	21	0.05	} two samples
GW	none	—	80	19.9	0.05	
GP	none	—	81	18	0.1	} two samples
GP	none	—	80	19.5	0.5	
ML	28	43	4	10	86	one sample
AGP	none	19	67	33	—	} two samples
AGP	none	19	81	18.8	0.2	
SC	21	36	—	—	100	one
GS	none	12	76	23	0.1	one
SP	none	11	74	25.8	0.2	one
GM	none	39	67	32.7	0.3	} two samples
GM	none	11	36	63.2	0.8	

(1) Atterberg; (2) Gravimetry; (3) Sieving and hydrometry.

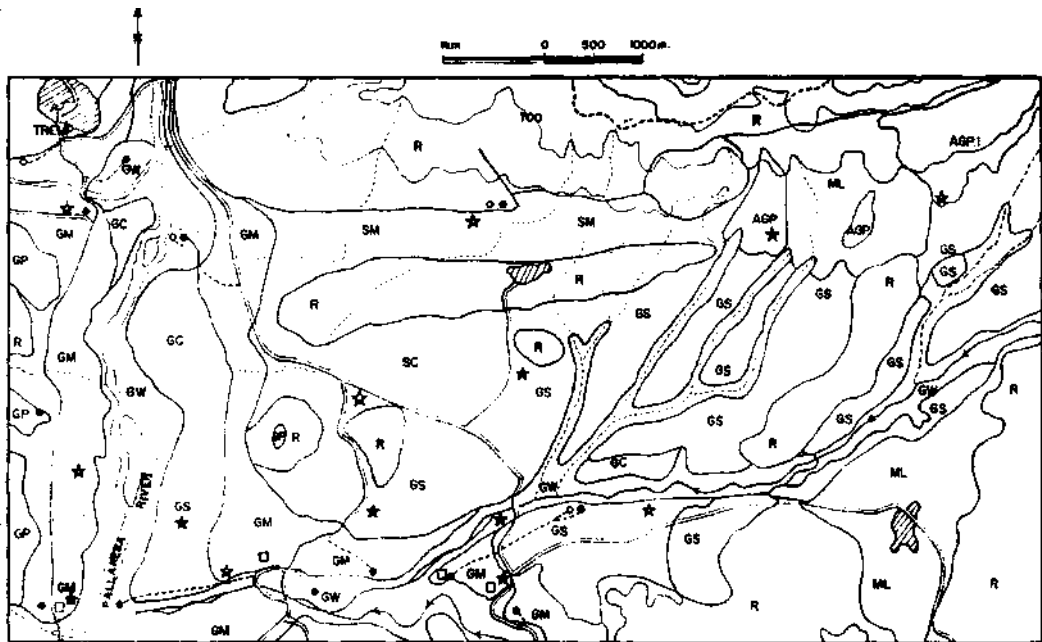


Fig. 2 - Construction materials map.

MATERIALS	LANDFORMS	SUITABILITY/USES OF MATERIALS
<b>BW</b> Gravel, sand mixture	Flood plain	Suitable for concrete
<b>GP</b> Gravel	High terrace	Suitable for concrete, washing is necessary
<b>GM</b> Silty gravels	Accumulation Terrace T <sub>3</sub>	Suitable after washing & screening
<b>GC</b> Clay, gravel, sand mixture	Accumulation Terrace T <sub>2</sub>	Suitable after washing & screening
<b>GS</b> Angular gravel, silt mixture	Low glacia	Suitable after washing & screening
<b>SC</b> Sand, gravel, silt mixture	High glacia	Suitable after washing & screening
<b>SM</b> Sand, gravel, silt mixture	Alluvial fan	Suitable
<b>ASP</b> Silty, clay, angular gravel	Colluvial slope	Not suitable
<b>R</b> Consolidated (rock) materials		

QUARRIES :

- Exist      ● Recommended      ○ Potential      — Hauling road
- ★ Penetro-metre and soil sampling sites

### **THE EXPLOITATION ECONOMICS OF THE MATERIALS**

The value of any engineering material is a function of its properties and volume. But the economics of its exploration also depend upon transport factors, such as distance to the proposed project and the condition of the hauling roads.

The distance to the main roads of the potential, recommended and existing quarries indicated on the construction materials map (Fig. 2) is such that all of them are reasonably accessible. The hauling roads from the quarries to the main roads are indicated with black thick dashed lines. These lines are drawn taking topographic obstacles, drainage lines and flood dangers into consideration. The possibilities for easy accessibility and long-term excavation also have been studied.

At some localities, quarries were recommended taking into account the ease of transportation to the main road from above, for instance, by shovelling down the material using gutters, etc.

The roads to the existing quarries are usually in good condition. Only some minor stabilization and levelling will be needed for their efficient operation throughout the year. The recommended and potential quarry roads have to be constructed. As their distance from the main roads is not very great, the construction will be neither difficult nor expensive.

### **CONCLUSION**

This paper has demonstrated the importance of using air photographs when conducting surveys of granular construction materials. In many cases it has been proved possible in this investigation to relate specific landforms, observed on the photographs to different types of granular materials. The predictive ability of this technique led to considerable time saving, when compared with a conventional ground survey. It is estimated that field work was reduced by sixty percent. This was helped by the fact that in the area under consideration the types of landforms were easily identifiable on the aerial photographs.

Aerial photographs allow a general view of all the landforms of the area to be seen simultaneously and consequently they can be related to one another from the point of view of their origin.

The use of air photographs is, of course, dependent on the ability and experience of the photo interpreter. Nevertheless, in all studies such as the present one, it seems that the preliminary analysis of air photographs is extremely helpful in devising a sampling program for field observations.

### **ACKNOWLEDGEMENT**

This study was carried out during the author's stay at ITC, Delft, Holland, in 1972.

In the preparation of this work, great help has been received from Prof. H. Th. Versappen to whom the author wishes to express his sincere thanks.

I am also indebted to the soil mechanic laboratories of the Technological University of Delft and the International Institute for Aerial Survey and Earth Sciences (ITC) for providing the laboratory facilities.



Murat AVCI



Photo 1 - The stereogram shows the terrace levels and alluvial fans of the best source of granular materials along the Pallaresa River in the area. The light-gray phototone of higher units ( $T_4$  &  $T_3$ ) indicates the existence of well-drained, coarse-grained materials. The dark-gray phototones occupying the lower units indicate the fine-grained materials with a high water content. The relationship of all the levels as mentioned in the text can also be seen in the stereogram.



**Photo 2 -** The stereogram shows the scree fans (S), high (H) (AGPI on the map) and low glacis (L) formations. The preserved smooth surface and shallow drainage lines on the high glacis level indicate the high percolation of the surface water and thus allow the deduction of the existence of coarse-grained materials. The medium-gray phototone of the unit is due to the vegetation cover. Light phototoned low glacis also indicates the coarse-grained materials.

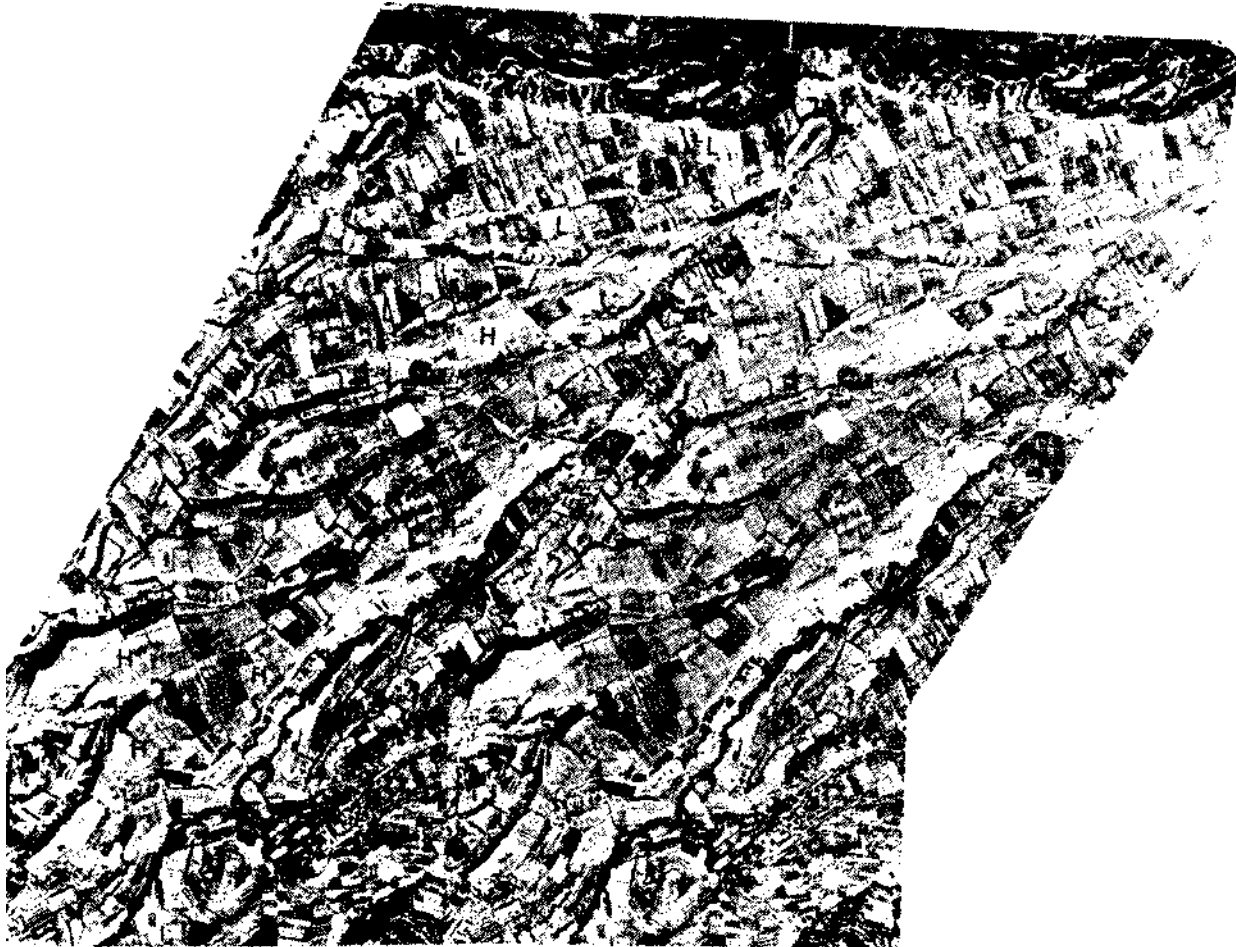


Photo 3 - The stereogram shows two levels of glacia formation which are a good source of granular materials. The lobate termination of the top level (H) is indicative of a thick liquid flow (sheet flood) over the lower level (L). The preserved smooth and gently inclined surface and the light phototone indicate the characteristics of the landform and the existence of coarse-grained granular materials.

**REFERENCES**

- BELCHER, D.J. (1948): The engineering significance of landforms. *Bulletin Highway Research Board (US)*, pt. 13.
- CASAGRANDE, A. (1947): Classification and identification of soils. *Proc. Am. Society, Civil Eng.*, no. 73.
- HITTLE, E. J. (1949): Airphoto interpretation of engineering sites and materials. *Photo. Eng.*, pp. 589-603.
- LAMBE, W.T. (1951): Soil testing for engineers. *The Moss. Ins. of Technology. Wiley and Sons.*
- MILES, D.R. (1962): A Concept of land forms, parent materials and soils in photo interpretation studies for engineering purposes. *Symposium Photo Interpretation, Delft*, pp. 462-476.
- MOLLARD, J.D. (1962): Photo interpretation in prospecting for granular construction materials. *Symposium Photo Interpretation, Delft*, pp. 514-523.

# FIRST STUDY OF A PLIOCENE RODENT FAUNA FROM ANATOLIA

Şevket ŞEN

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

**SUMMARY.** — A first detailed study of fossil rodents uncovered from the Pliocene of Çalta (Ankara, Turkey) is given. The faunal assemblage is represented by nine species, attributed to five subfamilies. Two of the species show asiatic affinities, four are derived from Europe while three are indigenous to Anatolia. The rodent fauna of Çalta claims for typical steppic conditions.

## INTRODUCTION

The present rodents of Turkey, peculiarly those of Anatolia, are well known owing to Neuhauser's, Osborn's, Kumerloeve's, Corbet and Morris' works and thanks to the Felten - Spitzenberger - Storch team. According to these works, the rodent fauna of Anatolia includes 50 species gathered into 31 genera and divided among 11 subfamilies.

Contrary to the recent ones, the fossil rodents of Turkey have remained nearly unknown. Thus, no remains have been mentioned in the Paleogene of Turkey, up to now. As regards the Neogene, some succinct works about *Steneofiber* (Calver & Neumayr, 1880; Nafiz & Malik, 1933; Ünay, 1976), *Dipoides* (Ozansoy, 1961) and *Hystrix* (Ozansoy, 1965) are available, as well as interesting faunal prelists in which the determinations scarcely reach the specific level.

The study of the rodents of Çalta (Şen, 1976), whose main results are summarized hereafter, so constitutes the first detailed and complete work, connected with a fauna of fossil rodents found in Anatolia.

The historical, geographical, geological and faunal context of the Çalta locality, situated NW of Ankara, was exposed in two previous publications (Şen & *al.*, 1974; Ginsburg & *al.*, 1974). The peculiar interest of this locality consists in its geographical position (biogeographical cross-roads between Asia, Africa and Europe); in its Pliocene age (Pliocene localities are usually scarce); and in the wealth of its faunal association (which includes two species of continental gastropods, three species of Amphibia, ten species of Reptilia, one bird, fifteen species of large mammals and twelve species of small mammals: one lagomorph, two insectivores and nine rodents).

The detailed study of these rodents leads to systematic and phylogenetic, biogeographical and paleoecological results.

## SYSTEMATIC AND PHYLOGENETIC RESULTS

In the faunal list which follows, the relative frequency of each species is indicated in number of specimens (N) and in percentage of the total number of rodents.

	<u>N</u>	<u>%</u>
<b>Muridae</b>		
Murinae : <i>Castillomys</i> n. sp. ....	20	7.38
<i>Occitanomys</i> sp. ....	3	1.10
<i>Euxinomys galaticus</i> Şen, 1975 ....	7	2.58
<i>Apodemus dominans</i> Kretzoi, 1959 ....	4	1.47
<b>Cricetidae</b>		
Cricetinae : <i>Mesocricetus</i> cf. <i>primitivus</i> de Bruijn & al., 1970 ....	16	5.90
Gerbillinae : <i>Pseudomeriones abbreviatus</i> n. ssp. ....	154	56.82
<b>Arvicolidae</b>		
Arvicolinae : <i>Mimomys gracilis</i> (Kretzoi, 1959) ....	23	8.48
<b>Spalacidae</b>		
Spalacinae : <i>Pliospalax macoveii</i> (Simionescu, 1930). ....	41	15.12
<i>P. compositodontus</i> (Topachevski, 1969). ....	3	1.10

So, the rodent fauna of Çalta includes nine species, belonging to eight genera shared out amongst five subfamilies. Compared to other Pliocene localities of Eurasia, this fauna is fairly rich. One has to note the absence of Sciuridae and Gliridae, families which are now widely represented in the coastal regions of Anatolia. Let us underline also that the Çalta fauna is characterized by a predominance of *Pseudomeriones* and *Pliospalax*.

The study of rodents from Çalta reveals four new taxa: one genus, two species and one subspecies. Moreover, two probably new forms are placed in open nomenclature for lack of a sufficient material to define them clearly. Finally, some synonymies and redistributions of species seem to be indispensable.

*Castillomys* n. sp. is comparable with *C. crusafonti* from Ruscian localities of Western Europe and of Rhodes, by its dental morphology. Nevertheless it is different from it by its great height and by some dental characters. This new species gives evidence of the differentiation of a peculiar lineage in Anatolia.

The genus *Occitanomys* is only represented at Çalta by a few isolated molars, which do not allow well to define all the characters of the species, whence the provisional designation *Occitanomyssp.* By its dental pattern, this form is closer to *O. adroveri* (Upper Turolian, Western Europe) than to *O. brailloni* (Ruscian, Western Europe). Therefore, it is to be supposed that a dichotomy could have occurred at the end of the Turolian in Europe, and that *Occitanomys* sp. of Çalta would be the descendant of *O. adroveri* during the Ruscian in Asia Minor, as *O. brailloni* is its descendant in Europe nearly at the same epoch. Only future discoveries will allow to clear up the relationships of these species.

The description of *Euxinomys galaticus* Şen, 1975 allows to define the systematic position of three already known fossil species. Indeed, the two species *pusillus* and *schaubi*—which were first referred to the genus *Stephonomys*, then transferred to the genus *Parapodemus*—, as also the species *Parapodemus similis* from the Catacombs of Odessa, are easily integrated in *Euxinomys*. Thus the long discussion which opposed Thaler (1966), Misonne (1969) and Michaux (1969 & 1971) about the classification of these species is brought to a close.

Although *Mesocricetus* of Çalta evokes *M. primitivus* of Maritsa (Rhodes Island) by its dentition, morphological differences do not allow it to be completely assimilated to this species. The deficiency of the material leads not to propose a new specific term to designate the form from Çalta. The discovery of this species in this locality adds a new link to the very incomplete chain of the story of the genus *Mesocricetus*.

The abundant material of Çalta belonging to *Pseudomeriones abbreviatus* contributes to a better knowledge of the systematic position of this genus among the Gerbillinae and allows to define the variations within the species, inside several populations of this species. This leads to distinguish three populations inside this species: the first one in China, *P. abbreviatus abbreviatus* (Teilhard), the second one in Rhodes, *P. abbreviatus* n. ssp. I and the third one in Anatolia, *P. abbreviatus* n. ssp. II.

The rich material of Çalta attributed to *Pliospalax macoveii* confirms the importance of intraspecific variation among the Spalacinae, as was already observed by some authors for recent species. It includes morphotypes corresponding to the species *Pliospalax macoveii*, *P. simionescui* of Moldavia and *P. sotirisi* of Rhodes. This naturally leads to place both latter species in synonymy with the first one, that is to say with *P. macoveii* which was first described.

#### BIOGEOGRAPHICAL IMPLICATIONS

The study of fossil rodents from Anatolia hardly began at all. Consequently all the information provided by the Çalta rodents constitutes a first contribution to the biogeographical story of this country. Beyond this purely local interest, the discovery of rodents at Çalta contributes to a better knowledge of the area of distribution of some genera and species.

Thus, the genus *Occitonomys*, regarded up to now as a form endemic to Western Europe also exists at Çalta, which remarkably enlarges its area of distribution. The genus *Castillomys* and the species *Apodemus dominans* and *Mimomys gracilis* were known in Europe and in Rhodes only; their presence at Çalta widens their area of distribution toward the East.

In a general way, the rodent fauna of Çalta is made up of elements of various origin. As a matter of fact, it includes autochthonal elements as well as species from European or Asiatic origin.

The autochthonal elements are *Mesocricetus* and *Pliospalax*. The genus *Mesocricetus* and the subfamily Spalacinae have a similar distribution which is limited today to Anatolia and to the regions close to it. It is interesting to underline that these forms already occupied the same area during the Pliocene.

The Asiatic elements of this fauna are *Euxinomys* and *Pseudomeriones*. These genera are known in China, in the South of USSR and in Asia Minor. Çalta is the only locality where they are associated. The distribution of *Euxinomys* reaches Greece to the West, whereas one finds *Pseudomeriones* in Rhodes Island and also in North Africa. This gives evidence of intercontinental links between North Africa, Anatolia and Eastern Europe on the one hand, between Anatolia and Eastern Asia on the other hand.

The species from European origin are *Castillomys* n. sp., *Occitanomys* sp., *Apodemus dominans* and *Mimomys gracilis*. The two latter species often appear in the faunal lists of numerous localities of Central and Eastern Europe, whereas the other two present affinities with forms known in Western Europe.

It appears that, during the Pliocene as well as now, Anatolia played the part of faunal cross-roads between the three continents.

### PALEOECOLOGICAL IMPLICATIONS

The study of rodents provides evidence to interpret the environment of Çalta during the Pliocene.

The Gerbil *Pseudomeriones abbreviatus* is very close to the recent *Meriones* because of its dentition. The latter lives today in Anatolia in a steppic environment. More generally the present Gerbillinae live in the regions extending from the steppe to the savanna across the desert, but they are always either absent or very scarce in the wet regions where the vegetation is dense. The relative abundance (56 % of the rodent material) of *Pseudomeriones* at Çalta tends to indicate an environment of steppic type.

The presence of *Pliospalax* (two species) and its relative abundance (16 % of the material) peculiarly reinforces the previous interpretation. The recent Spalacinae, living underground, are mainly confined to steppic regions.

The Muridae provide further evidence in support of this interpretation. As a matter of fact, Misonne (1969) has shown that in the tropical and subtropical regions today more than forty species of Muridae coexist on the same territory. The number of species decreases as the local dampness and the density of the vegetation diminish. There are only five species left in steppes and savannas and there is none in deserts. At Çalta, the Muridae include four species and represent only 12 % of the material. One is bound to notice the concordance of these data with Misonne's observations.

The Arvicolidae have a diet which requires a constant, although poor, vegetation. The presence of *Mimomys gracilis* at Çalta (8.5 % of the material) does not oppose the former interpretation.

Finally, it is to be underlined that rodents corresponding to an arboreal niche are lacking at Çalta. As far as their absence constitutes an argument, it may speak for a steppic environment.

Thus, the observations about the rodents converge to lead us to interpret the environment of Çalta during the Pliocene as a steppic one. It may be added that the other vertebrates of Çalta also lead to the same interpretation.

### AGE OF THE FAUNA

Because in Turkey there are no studied fossil rodents which could be compared with those of Çalta, the relative age of this locality in relation to other places of Anatolia can only be sought with the help of large mammals.

In the regions neighboring Anatolia, it is the Maritsa locality in Rhodes Island which has provided the rodent fauna most comparable to that of Çalta. This locality contains fifteen species of rodents among which four species also exist at Çalta: *Apodemus dominans*, *Mesocri-*



cetusprimitivus, *Pseudomeriones abbreviatus* and *Pliospalax macoveii*. However, these four species present more advanced features at Çalta. Moreover, the forms which appeared later in the Pliocene of these regions, such as *Mimomys*, *Euxinomys*, etc. are missing in the fauna from Maritsa. Therefore, the fauna of Çalta is more recent than that from Maritsa.

There is another locality rather close to Çalta: Tourkobounia-I, near Athens. The fauna of this fissure-filling only comprises four of the genus known at Çalta: *Euxinomys*, *Apodemus*, *Mimomys* and *Pliospalax*. Other genus which can be regarded as archaic such as *Occitonomys*, *Castillomys* and *Pseudomeriones* are lacking in this fauna. On the other hand it includes *Sciurus cf. anomalus* and *Glis sackdillingensis* which recalls the Pleistocene species of Anatolia and Eastern Europe. One may infer that the fauna of Çalta is older than that of Tourkobounia-I. It should be remembered that de Bruijn and van der Meulen (1975, p. 337) conclude "... the age of Tourkobounia is tentatively estimated to be Early Villanyian (Latest Pliocene or Earliest Pleistocene)".

Let us point out that the Apolakkia locality (Rhodes Island) will soon provide another term of comparison. This fauna which has not yet been described includes *Mimomys* (de Bruijn & al, 1970).

Some species from Çalta, especially *Apodemus dominans*, *Mimomys gracilis* and *Pliospalax macoveii*, have already been described or mentioned in five other Pliocene localities of Eastern Europe: Csarnota-2 and Ostramos-I in Hungary, Weze-I in Southern Poland, Maluşteni and Berejti in Rumania. Nevertheless, among the rodents represented in these faunas, European species unknown in Asia Minor predominate.

In Western Europe, several Ruscinian localities (Sete, Seynes, Nimes, Serrat-d'en-Vacquer, Lama: in Chaline & Michaux, 1974) include the genera *Castillomys*, *Occitonomys*, *Apodemus* and *Mimomys* also found at Çalta; but the fauna of Western Europe shows peculiarities due to the ecological and biogeographical nature of this part of Europe during the Pliocene.

As pointed out by de Bruijn & al. (1970, p. 582) "... the Maritsa fauna is somewhat older than those of Sete and Nimes" and as these latter localities date from the Upper Ruscinian, according to Michaux (1973), one may conclude that the Çalta fauna is of Upper Ruscinian age and that is more recent than the Maritsa fauna.

*Manuscript received December 6, 1976*

#### BIBLIOGRAPHY

- BECKER-PLATEN, J.D.; SICKENBERG, O. & TOBIEN, H. (1975): Die Gliederung der kanozoischen Sedimente der Türkei nach Vertebraten-Faunengruppen. *Geol. Jb.*, B. 15, S. 19-100, Hannover.
- CALVER, F. & NEUMAYR M. (1880): Die jungen Ablagerungen am Hellespont. *Denk. Kaiser Akad. Wiss. Moth. not. Closse*, 40, S. 357-378, 2 pl.
- CHALINE, J. & MICHAUX, J. (1974): Les Rongeurs du Pleistocene inferieur de France. *Mem. B.R.G.M.*, 78, I, V<sup>e</sup> Cong. Neogene Mediterranee, pp. 89-97, 1 fig.
- CORBET, G.B. & MORRIS, P.A. (1967): A collection of recent and subfossil mammals from Southern Turkey (Asia Minor), including the dormouse *Myomimus personotus*. *Journ. Nat. Hist.*, 4, pp. 461-469, 2 fig., London.
- DE BRUIJN, H.; DAWSON, M.R. & MEIN, P. (1970): Upper Pliocene Rodentia, Lagomorpha and Insectivora (Mammalia) from the Isle of Rhodes (Greece). I, II and III. *Konink. Nederl. Akad. Wetenschappen, Proc.*, B, 73, 5, pp. 535-584, 5 fig., II pl., Amsterdam.
- & VAN DER MEULEN, A.J. (1975): The early Pleistocene Rodents from Tourkobounia-I (Athens, Greece). I and II. *Konink. Nederl. Akad. Wetenschappen, Proc.*, B, 78, 4, pp. 314-338, 1 fig., 6 pl., Amsterdam.

- FELTEN, H.; SPITZENBERGER, F. & STORCH, G. (1973): Zur Kleinsaugerfauna West-Anatoliens. II. *Senckenbergiana biol.*, 54, 4/6, S. 227-290, 21 fig., 20 tabl., Frankfurt.
- GINSBURG, L.; HEINTZ, E. & ŞEN, Ş. (1974): Le gisement pliocene a Mammiferes de Çalta (Ankara, Turquie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, D-278, pp. 2739-2742.
- KUMERLOEVE, H. (1975): Die Säugetiere (Mammalia) der Türkei. *Veroff. Staats. München*, 18, S. 69-158, 2 fig.
- MICHAUX, J. (1969): Muridae (Rodentia) du Pliocene superieur d'Espagne et du Midi de la France. *Palaeovertebrata*, 3, 1, pp. 1-25, 1 fig., 2 pl., Montpellier.
- (1971): Muridae (Rodentia) neogenes d'Europe sud-occidentale. *Poleobiol. cont.*, 2, 1, pp. 1-68, 8 fig., 12 pl., 16 tabl., Montpellier.
- (1973): Les Rongeurs du Languedoc et de l'Espagne dans leurs rapports avec la faune et le climat de l'Europe, de l'«Astien» au debut du Pleistocene moyen. 9<sup>e</sup> *Cong. int. INQUA*, pp. 24-30, 1 fig., 4 tabl. Christchurch.
- MISONNE, X. (1969): African and Indo-Australian Muridae. Evolutionary trends. *Ann. Mus. Roy. Afr. Cent., Sc. Zool., Ser. 8*, 172, 213 p., 11 fig., 27 pl., Tervuren.
- NAFİZ, H. & MALİK, A. (1933): Vertebres fossiles de Küçükçekmece. *Publ. Inst. geol. Univ. İstanbul*, 8, 119 p., 17 pl.
- NEUHAUSER, G. (1936): Die Muriden von Kleinasien. *Zeit. Säugetierk.*, 11, S. 158-236, 1 cart., Leipzig.
- OSBORN, D. J. (1965): Rodents of the subfamilies Murinae, Gerbillinae and Cricetinae from Turkey. *Journ. Egypt. publ. Health Ass.*, 40, 5, p. 401-424, 6 fig., Cairo.
- OZANSOY, F. (1961): Sur quelques Mammiferes fossiles (*Dinotherium*, *Serridetitinus*, *Dipoides*) du Tertiaire d'Anatolie occidentale, Turquie. *M.T.A. Bull.*, no. 56, pp. 85-93, 2 pl., Ankara.
- (1965): Etude des gisements continentaux et des Mammiferes du Cenozoique de Turquie. *Mem. Soc. geol. Fr.*, N.S., 44, 1, 92 pp., 14 fig., 10 pl., Paris.
- ŞEN, Ş.; HEINTZ, E. & GINSBURG, L. (1974): Premiers resultats des fouilles effectuees a Çalta, Ankara, Turquie. *M.T.A. Bull.*, no. 83, pp. 112-118, Ankara.
- ŞEN Ş. (1975): *Euxinomys galaticus* n.g. n. sp. (Muridae, Rodentia, Mammalia) du Pliocene de Çalta (Ankara, Turquie); *Geobios*, 8, 5, pp. 317-324, 8 fig., Lyon.
- 4———(1976): Le gisement pliocene de Çalta (Ankara, Turquie) et sa faune de Rongeurs. These *Univ. Paris*, 6, 91 p., 11 fig., 11 tabl., 15 pl.
- THALER L. (1966): Les Rongeurs fossiles du Bas-Languedoc dans leurs rapports avec l'histoire des faunes et la stratigraphie du Tertiaire d'Europe. *Mem. Mus. Hist. Natur.*, N.S., 17, 295 p., 25 fig., 15 tabl., 27 pl., Paris.
- ÜNAY, E. (1976): The remains of *Steneofiber jaegeri* Kaup (Rodentia, Mammalia) found in the Çanakkale region. *M.T.A. Bull.*, no. 86, Ankara.

A NEW *HISPANOTHERIUM* SPECIES (MAMMALIA, RHINOCEROTIDAE):  
*HISPANOTHERIUM ALPANI* N. SP.  
FROM THE UPPER MIOCENE OF SOUTHWEST ANATOLIA

Gerçek SARAÇ

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

SUMMARY. — An upper premolar tooth ( $P^4$ ) belonging to *Hispanotherium* genus has been found in 1974 in the lacustrine Sediments of Upper Miocene age,<sup>1</sup> near Yeni Eskihisar, Yatağan County, Muğla Province. This new species of the genus—of which up to date only one species is known from the Iberian Peninsula and one from Turkey—was named *Hispanotherium alpani* n. sp. by the author of the present paper.

INTRODUCTION

The lacustrine Sediments of Upper Miocene age, which occur southwest of Yeni Eskihisar village, Yatağan County, Muğla Province, contain vertebrate fossil beds (Fig. 1, location map). These fossil beds were discovered by a team of German geologists (Becker-Platen, 1970) who worked in this area between 1965-1969 on a project called «Lignite Deposits Exploration in Turkey», and later (in 1969-1970) some excavations were carried out by a group of German paleontologists (Sickenberg & Tobien, 1971; Tobien, 1974; Sickenberg et al., 1975).

During the summer of 1974, a group of paleontologists from the M.T.A. Institute, including the author of this paper — while working on a project named «Biostratigraphic surveys in the vicinity of Muğla-Yatağan-Milâs» — found in the same fossil bed, mentioned above, a right upper premolar ( $P^4$ ) the description of which is given below.

Four fossiliferous layers containing vertebrate material were identified in this deposit. *Hispanotherium alpani* n. sp. was collected from the clayey-sandy marl Sediments, gray to gray-green in color, underlying the upper fossiliferous platy limestones within the Upper Miocene formation. From the point of view of bedding type and formation these Series can be included in the lacustrine Sediments described by Tobien in 1968; (Sickenberg et al., 1975).

Because of its fossil content the Yeni Eskihisar fossil bed can be ascribed to the *Anchiterium* faunal group.

The following list of fossils compiled by Sickenberg and others (1975) is given below:

Lacertilia indet  
Testudines indet  
?Aves indet  
Soricidae sp. (probably two small forms)  
*Desmanella* n. sp.  
Desmaninae sp.  
*Galarix* cf. *moedlingensis* Rabeder

<sup>1</sup> According to central Paratethys classification, Badenian and Sarmatian stages (Sickenberg et al., 1975).

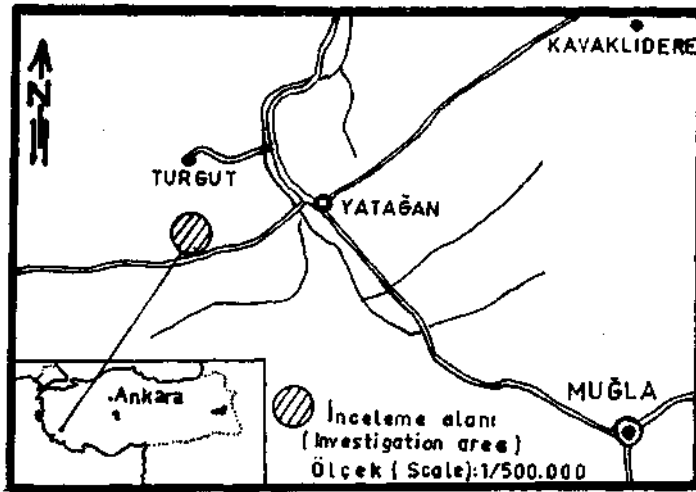


Fig. 1 - Location map.

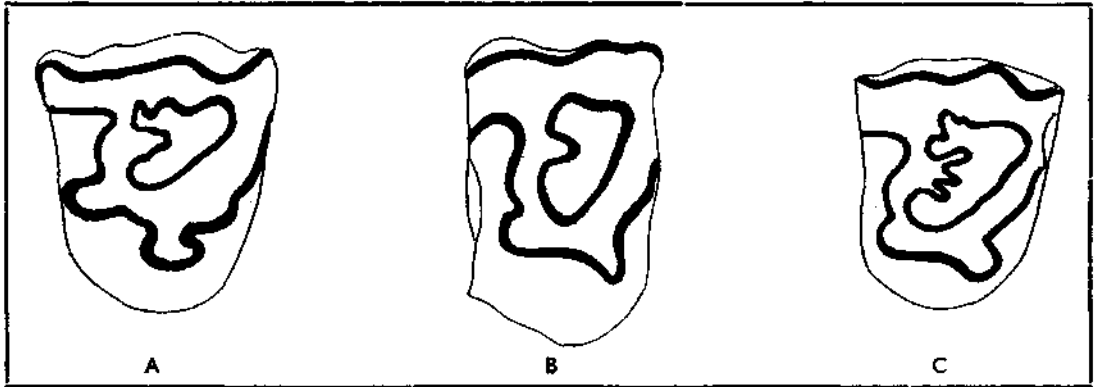
- Erinaceinae sp. 1  
 Erinaceinae sp. 2  
 Chroptera sp. (small form)  
*Amphilagus fontannesi* Deperet  
*Cricetodon (Palaeocricetus)* n. sp. 3  
 Megocricetodon sp.  
*Dakkamys* n. sp.  
 Atontoxerus sp.  
 Sciuridae sp.  
 Gliridae sp.  
 Splacidae sp.  
 Castoridae sp. indet (large form)  
*Hystrix* sp.  
*Protictitherium* n. sp. 2  
*Miohyaena montadai* (Villalta & Crusafont)  
 Machairodontinae n. gen. n. sp.  
*Percurocuta* cf. *miocenica* Pavlovic & Thenius  
*Hispanotherium grimmii* Heissig  
*Aceratherium* off. *tetrodoctylum* Lartet  
 Giraffidae sp. indet (large form)  
 Ruminantia indet  
*Tossunnoria* sp.  
 Bovidae sp. (at least two forms)

Though this fauna includes *Hispanotherium grimmi* Heissig (1974), Heissig himself— in one of his articles published later— does not mention the presence of this species in the Yeni Eskihisar fossil deposit, because the metacarpal (MC III) he described might belong to *Hispanotherium alpani* n. sp.

The present paper gives odontologic and biometric comparisons between the P<sup>4</sup> of this new species and those of the other, previously known, two species (Table I; Fig. 1). The tooth is described using the names given by Hessing (1972) and Hamilton (1973).

**Table - I**  
**Comparison of measurements (in mm) of the upper right P<sup>4</sup> in different *Hispanotherium* species**

Upper right P <sup>4</sup>	<i>H. alpani</i> n. sp.	<i>H. matritense</i>	<i>H. grimmi</i>
Length .....	31.10	30.30	27.10
Width .....	29.20	48.20	28.80
Height .....	32.20	—	35.40



**Fig. 2 - Comparison between the chewing surfaces of the upper right P<sup>4</sup> of different *Hispanotherium* species (natural dimensions).**

**A - *H. alpani* n. sp.  
Holotype**

**B - *H. matritense*  
(from Antunes et al., 1972)**

**C - *H. grimmi*  
Holotype**

Genus: *HISPANOTHERIUM* CRUSAFONT & VILLALTA, 1947

*Hispanotherium alpani* n. sp.

(Pl. I, photo 1-3)

Holotype. — Right P<sup>4</sup> (MYE. 3). Natural History Museum, M.T.A. Institute, Ankara.

Type locality.— Yeni Eskihisar, Yatağan, Muğla.

Type horizon.— Upper part of the Upper Miocene (Sickenberg et al, 1975).

Derivation of the name.— The name is in honor of Dr. Sadrettin ALPAN, General Director of the M.T.A. Institute.

Diagnosis.— Right P<sup>4</sup> hypsodont. There is a second groove in front of the anterior groove of the protocone. Anterior groove of the hypocone is deep. Crista is well developed and cristella is rather prominent. Crochet is slightly wrinkled. Base of the paracone is large. There is no cingulum and cementing is weak.

Description of the holotype:

Measurements (in mm):

	<u>Upper part</u>	<u>Lower part</u>
<b>Length</b> .....	<b>31.10</b>	<b>28.80</b>
<b>Width</b> .....	<b>29.20</b>	<b>35.60</b>
<b>Height</b> .....	<b>32.20</b>	

The prism-shaped upper premolar (P<sup>4</sup>) is subhypsodont. The upper part of the parastyle is broken. The fold of the metacone is weak. The paracone fold does not reach the base. The outer wall is flattened because the mesostyle rib is not developed, and it is slightly convex. The parastyle is short. The parastyle groove is prominent in the upper part; it becomes shallower downward and disappears at the base. The outer posterior edge of the outer wall deviates towards the frontal-lower part of the tooth.

The chewing surface is eroded horizontally. The median valley is covered by a small wall which joins protoloph with metaloph. Numerous folds on the enamel bordering the median valley are invisible. One fold defines the crista. The cristella in front of this crista is well pronounced. The croched is also well developed and covered by simple wrinkles. Metaloph is narrower than the protoloph. Because of the anterior and posterior grooves, the protocone is very prominent. This gives it a peninsula-like outline. Hypocone became also prominent due to the sinking of the frontal valley and the postfossette lying at the back of the tooth. The metaloph is thinner and smaller when compared with the other lophes.

The postfossette is limited by a crest lying at the back of the tooth. This crest joins the metacone to the hypocone at the posterior part of the tooth. The postfossette dividing the metacone from hypocone is filled with cement and its frontal end is very near to the curve between the crista and the crochet.

The median valley is covered by a small inner wall which joins the protoloph to the metaloph. This wall disappears at the inner basal part of the tooth, where the posterior groove of the protocone joins the groove of the hypocone. The inner wall bears traces of cementing.

There is a second groove in front of the anterior groove of the protocone. This groove is shallow at the upper part of the tooth, but it narrows towards the base. Both grooves in front of the protocone show also traces of cement.

The neck is not visible. The protocone gets larger towards the base. There is a difference in dimensions between the width and the height at the apex of the crown. There is no cingulum.

Discussion.— Based on the above characteristics — such as odontologic properties and biometric dimensions — this tooth is attributed to the genus of *Hispanotherium*, the vertical distribution of which is between the Helvetian and Upper Miocene ages. In general, the fauna collected from the fossil deposits of Yeni Eskihisar suggests an Upper Miocene age (Sickenberg & Tobien, 1971; Sickenberg et al., 1975).

Crusafont and Villalta (1947) described *Hispanotherium*, for the first time, as belonging to the subfamily of Elasmotherinae, but Viret (1955), Antunes et al. (1972), Aguirre and Guerin (1974) included this genus in the subfamily of Iranotherinae, while Hessig (1974) attributed it to the Elasmotherini tribe.

The only species of *Hispanotherium* from the Iberian Peninsula is *H. matritense* (Prado, 1863) of Helvetian age. Data available on the Spanish and Portuguese species — which is restricted to the substages of Helvetian age — indicate also certain differences in shape (Antunes et al., 1972). The  $P^4$  of this species approach *Hispanotherium alpani* by such features as their general shape, constriction of protocone forming a peninsula-like outline, flatness of the outer wall, absence of metastyle, and the hypsodonty of the tooth. However, the inner-outer length in the  $P^4$  of *H. matritense* is greater than in our specimen. Furthermore, the shape of the postfossette, the formation of the hypocone, the properties of the inner wall between the protocone and the hypocone, as well as their roots are also different.

The second species, *Hispanotherium grimmi* Heissig, is known from the Upper Miocene of Anatolia, Turkey. The  $P^4$  of this species<sup>2</sup> (Fig. 2-C) differs essentially from that of the *Hispanotherium alpani* n. sp. by such features as a crochet with three folds, direction of crista, presence of a protocone, a postfossette, and roots, as well as by the erosion of the anterior and posterior parts of the chewing surface.

Conclusion.— *Hispanotherium alpani* n. sp., collected in Yeni Eskihisar (Yatağan County, Province of Muğla), differs from the other two previously known species of Middle and Upper Miocene age by some odontologic properties and biometric dimensions. The inner wall of the tooth suggests the possibility of its adaptation to hard foods. The smoothness of the outer wall in our specimen, when compared to the undulated surface of the outer wall in other specimens, is due to this adaptation to harder foods. Thus, *Hispanotherium alpani* n. sp. can be considered as a species which fed on grasses and similar vegetation of the steppes.

The presence of castors among the general fauna of the Yeni Eskihisar locality indicates that during the Upper Miocene age forests existed along the shores of the lake, while the discovery of *Hispanotherium alpani* n. sp. suggests that large portions of this area consisted of barren lands (grasslands, steppes).

Manuscript received January 14, 1977

Translated by: Leyla OKAY



**Photo 1 - *Hispanotherium alpani* n. sp. Right P<sup>4</sup>, holotype. View of chewing surface, natural dimensions.**



**Photo 2 - *Hispanotherium alpani* n. sp. Right p<sup>4</sup>, holotype. View of inner side, natural dimensions.**



**Photo 3 - *Hispanotherium alpani* n. sp. Right P<sup>4</sup>, holotype. View of outer side, natural dimensions.**



## REFERENCES CITED

- AGUIRRE, E. & GUERIN, C. (1974): Première découverte d'un *Iranotheriinae* (Mammalia, Perissodactyla, Rhinocerotidae) en Afrique: *Kenyatherium bishopi* nov. gen. nov. sp. de la formation vallesienne (Miocene supérieur) de Nakali (Kenya). *Estudios Geológicos*, vol. XXX, pp. 229-233, Junio 1974.
- ANTUNES, M.T.; VIRET J. & ZBYSZEWSKI, G. (1972): Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. X. Une conférence de J. VIRET sur l'*Hispanotherium* (Rhinocerotidae). Quelques données complémentaires; autochtonie et endémisme. *Bol. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Ciências*, Lisboa, 13, 5-23.
- BECKER-PLATEN, J.-D. (1970): Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei). (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 2.) *Be/h. geol. Jb.*, 97, 244 s., 12 Abb., 22 Tab., 11 Taf., Hannover.
- CRUSAFONT-PAIRO, M. & VILLALTA COMMELLA, J.F. (1947): Sobre un interesante Rhinocerotidae (*Hispanotherium* nov. gen.) del Mioceno del Valle del Manzanares. *Los Ciencias* 12, 4, 869-833, Madrid.
- HAMILTON, W.R. (1973): North African Lower Miocene Rhinoceroses. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (Geol.)*, vol. 24, no. 6, pp. 351-395.
- HEISSIG, K. (1972): Paläontologische und geologische Untersuchungen im Tertiär von Pakistan 5. Rhinocerotidae aus den unteren und mittleren Siwalik-Schichten. *Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Naturw. Kl. N.F.* 152, 122 S., 3, Abb., 25 Taf., 41 Tab., München.
- (1974): Neue Elasmotheriini (Rhinocerotidae, Mammalia) aus dem Obermiozän Anatoliens. *Mitt. Bayer. Staatssamm. Paläont. Hist. Geol.*, 14, 21-35., München.
- SICKENBERG, O. & TOBIEN, H. (1971): New Neogene and Lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey. (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 3.) *Newsl. Stratigr.*, vol. 1, no. 3, pp. 51-61, 1 Taf., Leiden.
- et al. (1975): Die Gliederung des höheren jungtertiären und Altquartären in der Türkei nach Vertebraten und ihre Bedeutung für die internationale Neogen-Stratigraphie (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 17). *Geol. Jb.*, B, 15, M67 S, 4 Abb., 8 Tab., 1 Taf., Hannover.
- TOBIEN, H. (1968): Typen und Genese tertiärer Säugerlagerstätten. *Ed. geol. Helv.*, 61, 2: 549-575, 2 Abb., Basel.
- (1974): Neue Säugerfaunen des Jungtertiären aus Anatolien. *Senck. Leth.*, 55, 1-5: 445-454, 1 Abb., 1 Tab., Frankfurt/Main.
- VIRET, J. (1958): Perissodactyla, in Piveteau J., *Traite de Paleontologie*, 6 (2), 368-475, Mosson edit., Paris.

## ANCIENT MINER'S SHOVEL DISCOVERED AT ANAYATAK MURGUL MINE, TURKEY

Ergun KAPTAN

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

ABSTRACT. — An ancient adit was discovered in 1967 at the Anayatak open pit in Murgul, located in the eastern part of the eastern Black Sea region. A shovel carved from wood was collected from this site, and was dated by the C-14 method. This is rather an important discovery with regard to the history of the Turkish mining practices.

### INTRODUCTION

The advanced technology of today is undoubtedly the outcome of the past experience of early people striving to learn more about the minerals and their possible uses.

The underground resources of Asia Minor represented one of the principal elements in the cultural and technological development of the nations living here, which also affected other nearby civilizations of the Near East.

Murgul mines, located east of the Black-Sea region and characterized by abundant copper, zinc and lead deposits, contain important archeological material which may shed light on the mining history of Turkey, it is well known that Murgul deposits have been mined not only in the near past, but also in ancient times, dating as early as several thousand years B.C. For example, the discovery of ancient slag heaps in the neighborhood of these mines indicates that early people of Anatolia smelted ore using the firewood from the nearby woods. Such slag heaps can be observed on the hills surrounding the Çakmak kaya ore mines. Furthermore, several ancient adits and implements used in these mines were discovered in the Murgul mining district, confirming that mining activities were carried out even in the years preceding the B.C. era.

### SITE OF THE DISCOVERY

The Murgul mine is located at Damarköy, in the vicinity of Murgul Township (Borçka County, Artvin Province) (Fig. 1) and the present mining district comprises Anayatak, Çakmak kaya, Çarkbaşı and Kızılkaya localities (3).

The material described here was found in an ancient adit discovered at Anayatak, a locality showing the strongest mineralization in this area. The mineral has been worked previously at three separate sites called Cangara, İskep and Satep. But presently it is mined as a single deposit under the name of Anayatak (S). During the work carried out at the Anayatak open pit in 1967, an ancient adit about 70-80 cm in diameter was discovered in the oxidized ore zone. Here, a miner's shovel carved from wood was found. This discovery is of a particular importance in the study of the Anatolian mining history (Photos 1 and 2).

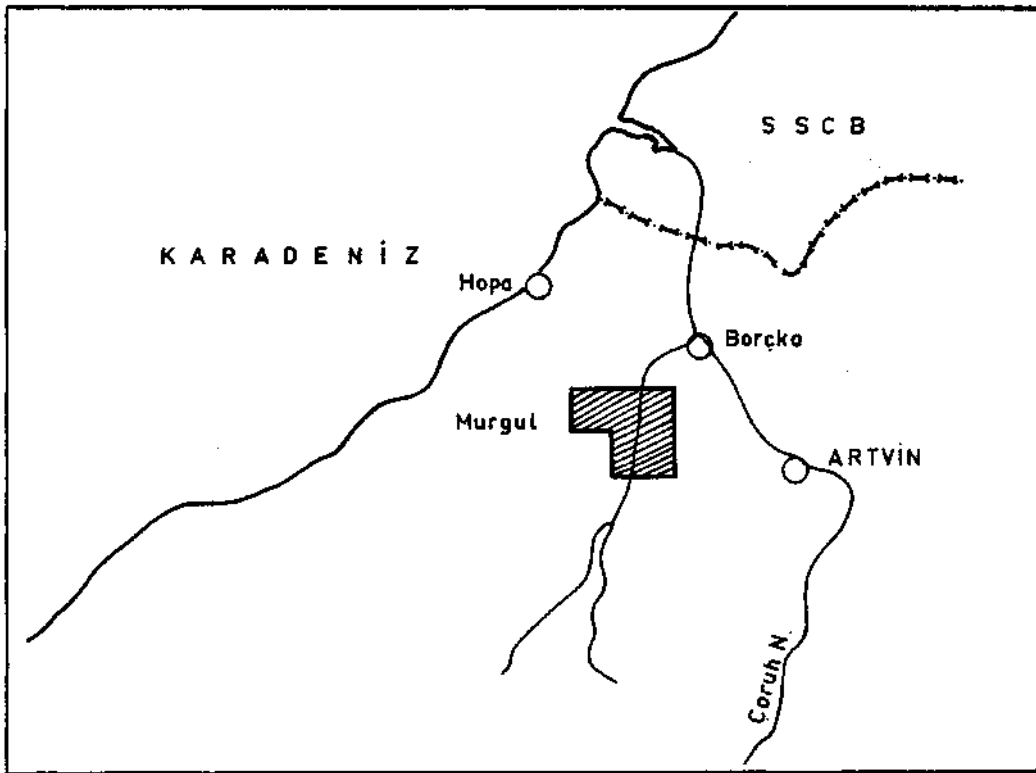


Fig. - 1

**DESCRIPTION OF THE MATERIAL DISCOVERED**

- Locality** : Anayatak, Murgul mines.
- Time** : Second half of the first millenium B.C.
- Material** : Miner's shovel.

**Measurements (in cm) :**

Length of the the scoop up to the beginning of the handle	24.5
Width of the scoop.....	12.0
Thickness of the scoop .....	0.8
Length of the handle (in present state).....	27.5
Thickness of the handle.....	2.5

**Characteristics** : The shovel discovered had been used as a mining implement; it is entirely sterilized as it stayed for a long time immersed in water containing copper sulphide. The rim of the scoop is considerably worn out by use, and part of the handle is missing (Fig. 2).

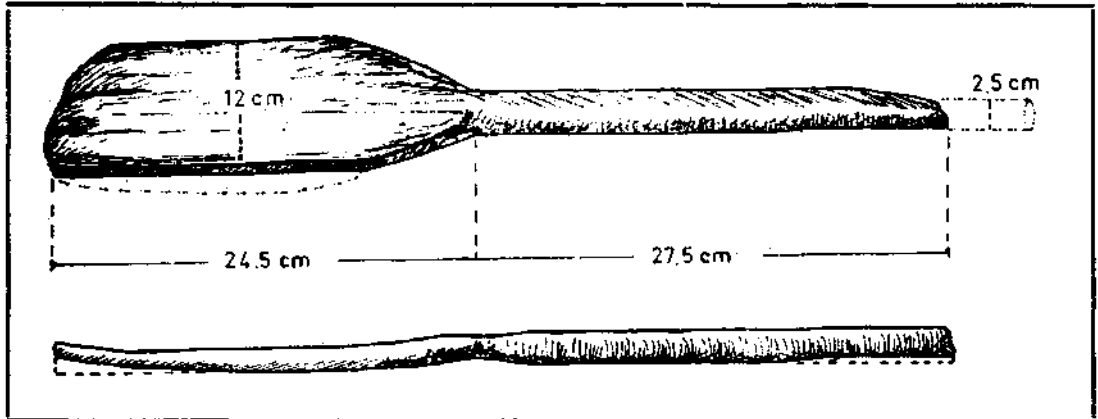


Fig. - 2

#### AGE DETERMINATION

A small fragment of wood taken from the handle of the shovel—which is kept now at the Mineralogy Section of the Natural History Museum of the M.T.A. Institute (inventory no. 854)—was analyzed at the Laboratories of the Physics Dpt., Middle East Technical University, by the 5730 radioactive half-life C-14 method. The results are given below:

$2266 \pm 170$  before 1950 A.D.

$316 \pm 170$  B.C.

On the basis of the C-14 dating—although no other material was available for comparison—it may be assumed that the mining of the ore deposits in the Anatolian region was carried out as early as in the second half of the first millenium B.C. However, it should be noted that this age determination performed by the C-14 method cannot be taken as the beginning or termination date of the first exploitation activities carried out by the ancient inhabitants of Anatolia in the Murgul mining deposits.

#### SIMILAR DISCOVERIES

During surveys conducted in 1974 at Artova, Province of Tokat, an ancient mine site with remains of what may be a caved-in pit was discovered (4) in a locality named «Ağaca Ağaca» near the Karaoluk village. It was reported that about ten years ago a shovel some 150 cm long was discovered at this site by the villagers (at a depth of 15 meters). Unfortunately, no further information could be obtained with regard to this discovery and the shovel does not exist today. However, a sample of mine timber, which shows traces of copper oxide, was taken from this site and was submitted for analyses by the C-14 carbon dating method, using a half-life of 5730. The age determined is as follows:

$696 \pm 206$  before 1950 A.D.

$1254 \pm 206$  B. C.

It should be noted that several other ancient adits were also encountered in different parts of Turkey. These discoveries were made while exploration drilling work was carried out in order to evaluate reserves in various mining production centers, besides the Murgul mineral

deposits Among such should *be* mentioned ancient production sites found at the Kayseri-Denizovaşı zinc-lead mine (6) and the adits discovered at the Ergani Maden copper mine (1), as well as the Keban galena mine in the vicinity of Hazine Mağara locality; furthermore, an ancient pit was discovered, probably dating as early as 2800 B.C., in a copper sulphide deposit in the forests of the Erbaa-Kozlu area, where surveys were carried out in order to discover new mineral deposits (2). Some of these workings are very ancient, going back probably to a B.C. era, while others represent more recent past and can be considered as the prototypes of the modern Turkish mining practices.

### CONCLUSION

The shovel discovered in an ancient adit of Anayatak, Murgul, should be considered as evidence to assume that the ore deposits occurring in this area have been mined not only in the relatively near past, but also during the ancient times, dating as early as the second half of the first millenium B.C. Unfortunately, this is the only material available, since no other objects were found in the same area, which would otherwise be used as a basis for comparisons. It is, therefore, essential that the age determined by the C-14 technique should not be taken as the beginning or the termination date of the mining activities carried out in the Murgul mining district in the early era B.C. Additional surveys should be taken up and new discoveries made to confirm that these mining activities date back to times immemorial.

Furthermore, several other ancient adits, like those found at Anayatak, are being discovered in various parts of the country where, although very rare, some artifacts—e.g. various types of implements used for mining purposes—were found. However, as we have no sufficient information today about these objects, the shovel discovered in an ancient adit at Anayatak whose age was determined by the C-14 dating method could not be compared with similar material.

We may conclude, therefore, that the miner's shovel described in the present paper because of the material used in its manufacture, its general shape and the locality where it was discovered should be considered as a very important discovery, which contributes greatly to our understanding and knowledge of the ancient mining history of Anatolia.

### ACKNOWLEDGEMENTS

The author of the present paper wishes to thank B. Doyranlı, Minerals Research Department of Etibank, for his kindness in presenting the material discussed here to the Mineralogy Section of the Natural History Museum of the M.T.A. Institute. Thanks are also due to Dr. Y. Göksu, Head of the C-14 Laboratory, Physics Department, Middle East Technical University, and to M. Özbakan, his assistant, for their helpful suggestions and advice, as well as to A. Küçükekşi, laboratory technician, and Mrs. S. Binzet who drafted the figures appearing in this paper.

*Manuscript received November 17, 1976*

## REFERENCES

- 1 — BEKİŞOĞLU, K.A. (1959): Maden İşletmeciliği. Cilt I.s. 31, Ankara.
- 2 — GILES, D.L. KUIJPERS, E.P. (1974): Reports, Stratiform copper deposit, Northern Anatolia, Turkey: Evidence for Early Bronze I (2800 B.C.) mining activity. *Science*, vol. 186., pp. 823-825.
- 3 - HAMAMCIOĞLU, A. & SAWA, T. (1971): Gelişen yeni görüşlerin ışığı altında Karadeniz Bölgesi bakır-kurşun-çinko yatakları. *Mad. Müh. Odası Yayınl.*, s. 68, Ankara.
- 4 — KAPTAN, E. (1976): Türkiye madencilik tarihi ve kalayın kökeni hakkında. Kahramanmaraş, Tokat, Ordu, Kastamonu ve Çorum bölgelerindeki eski cüruf depolarında yapılan genel bir araştırma. *M.T.A. Rap.*, no. 5546 (unpublished), s. 40-45, Ankara.
- 5 \_ SAWA, T.; SAWAMURA, K. TEŞREKLİ, M. (1970): Murgul madeni ve civarındaki bakır yatakları hakkında rapor. *M.T.A. Rap.*, no. 4790 (unpublished), s. 23, Ankara.
- 6 — YILMAZ, S. (1971): Tarihi madencilik çalışmalarının maden ve rezerv aramalarındaki önemi. *Mad. Müh. Odası Yay.*, s. 119-120, Ankara.

Ergun KAPTAN



Foto 1 -

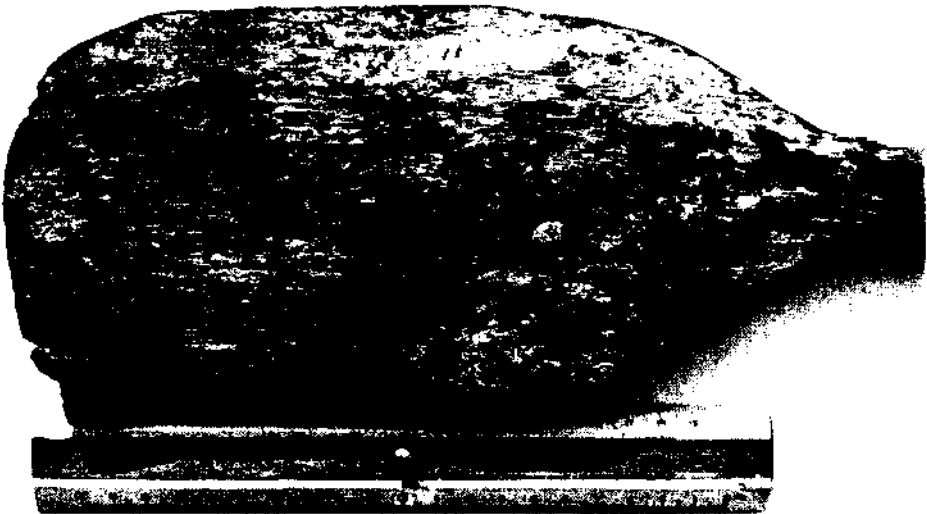


Foto 2

## MALI BOĞAZI (KALECİK-ÇANDIR) BÖLGESİNDE BAZI PİROKLASTİK OLUŞUMLARDAKİ PALAGONİTLEŞME

Şuayip ÜŞENMEZ

Ankara Üniversitesi Fen Fakültesi, Jeoloji Bölümü

ÖZET. — İnceleme sahası, Ankara bölgesinin kuzeyinde yer almaktadır. Kuzeyinde Terme çay, güneyinde Kalecik, doğusunda Kızılırmak, batısında Hasayaz bucak merkezi bulunmaktadır. Malı boğazı Dağdemir köyünün kuzeyinden başlayarak Kızılırmak'a kadar uzanmaktadır (Ek I ve II) (Üşenmez, 1974). Malı boğazı ve çevresindeki magmatik oluşumlarla beraber litik-cam-kristal tüflerde izlenilmiş olup, özellikle cam tüflerin içerdiği palagonitleşmeye açıklık getirilmek istenilmiştir.

### GELİŞİM VE NETİCELER

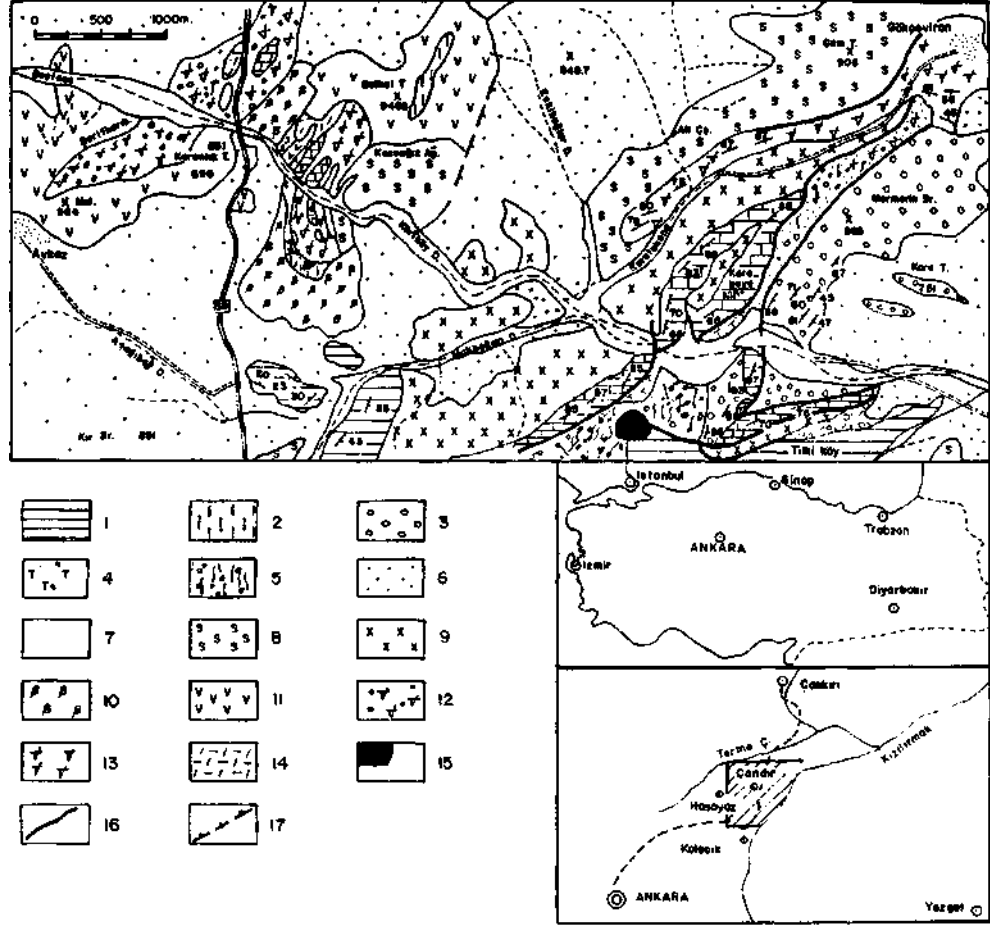
Çalışma alanına giren magmatik kayalar intruzif ve ekstruzif oluşumlardır. Çoğunlukla, magmatik özelliklerine göre bazikler ve ultrabazikler olarak ayrılırlar. Ultrabazikleri serpantinleşmiş peridotitler, bazikleri ise gabro magmasının dış püskürük ürünleri ve ayrışım mahsulleri teşkil etmektedirler. Yüzeysel kayalar bazalt ve alkali bazalt bileşimindedirler. Alkali bazaltları lössitfritler, bazanitler ve lössitler oluştururlar. Bazaltlar değişime uğrayıp diyabaz-albitdiyabaz-spilite dönüşmüşlerdir (Üşenmez, 1974). Ayrıca denizaltı volkanizması ile oluşmuş çeşitli türde piroklastikler gözlenilmiştir. Bunlar, tane büyüklüklerine ve bileşimlerine göre (Walker, 1971 ve Pettijohn, 1975), (a) piroruditler (denizaltı aglomeraları), (b) piroarenitler (litik ve kristal tüfler), (c) pirolütitler (cam tüfler) diye bir ayırımı tabi tutulmuşlardır (Üşenmez, 1974). Burada sadece pirolütitleri oluşturan cam tüflerdeki palagonitleşmeden bahsetmiş olacağız (Hay & Jima, 1968).

Gaz yönünden zengin olan bazaltik lav, denizaltında püskürme esnasında düşey olarak fazla yayılma göstermemiştir. Böylece sünger taşı durumunda olan sideromelanda (bazaltik cam) deniz suyu ile temas geçmez anî olarak soğumuş ve ufalanmıştır (Fiske, 1963 ve Fiske & Matsuda, 1964) (Levha I, mikrofoto 1). Bu sideromelan parçalarının ortalama büyüklükleri 0.5 mm kadar olup, içbükey yüzeyler içermektedir. (Levha I, mikrofoto 2). İçbükey yüzeyler gösteren bu sideromelan parçalarında deniz suyunun reaksiyonu ile kenarları boyunca 0.02-0.05 mm kalınlığında kuşak biçiminde palagonitleşme oluşmuştur (Levha II, mikrofoto 3).

Palagonitleşme gösteren sideromelan parçaları, kayaca kahverengimsi-sarı renkte bir görünüm kazandırmıştır. İnce kesitleri içindeki renkleri soluk kahverengimsi sarıdır. Bazı sideromelan parçaları içindeki küresel boşluklar ışınal sıralanmalı klorit mikrolifçikleri ile doludur (Levha II, mikrofoto 4). Zayıf optik anomali gösteren bu sideromelan parçalarının kırılma indisleri 1.607 civarındadır (Levha III, mikrofoto 5). X-ray difraksiyon analizinin sonucunda amorf oldukları saptanmıştır. Bu nedenle sideromelan parçalarının kenarlarında oluşan palagonitleşmeler amorf-jel palagonit özelliğindedir. Sideromelan parçaları birbirlerine mikrotaneler halindeki kalsit ile bağlanmışlardır. Ayrıca kalsit çimento içerisinde nadir olarak mikrofosil izleri izlenilmiştir (Levha III, mikrofoto 6). Mineral olarak ojit ve vitrofirik kayaç parçaları içermektedir (Levha IV, mikrofoto 7).

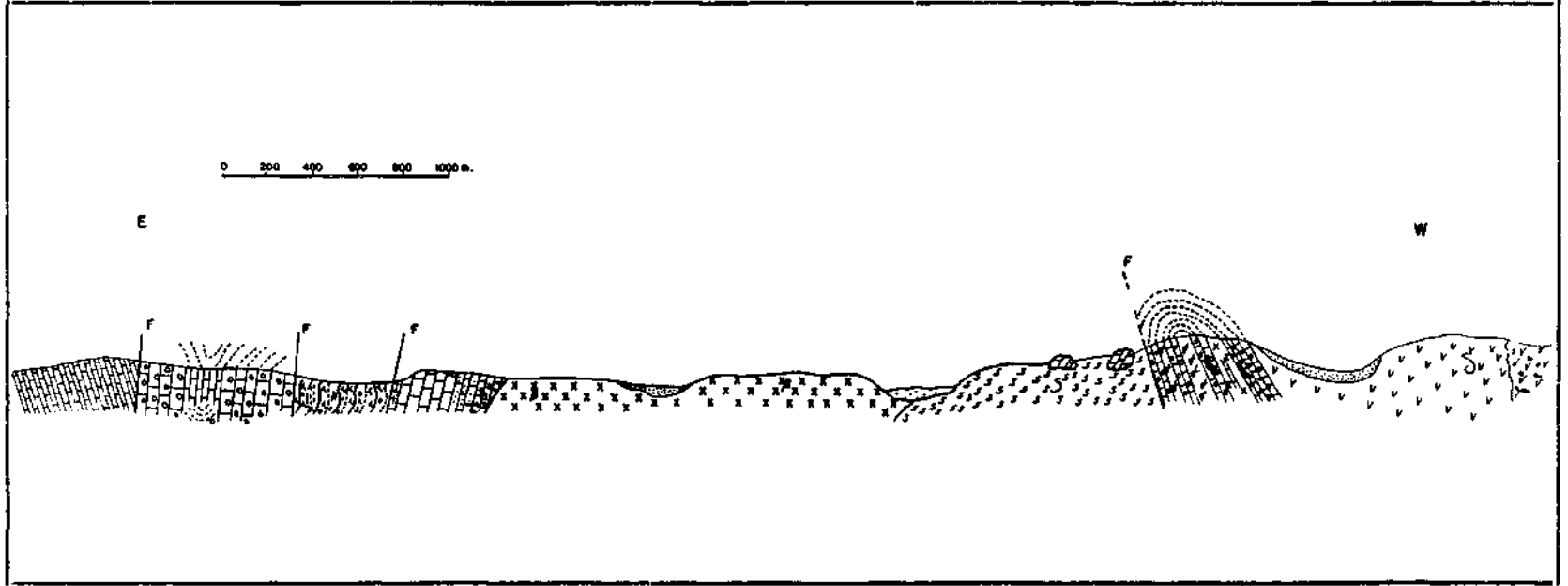
Yayına verildiği tarih, 19 nisan 1976





MALI BOĞAZINDAKİ PALAGONİT TÜFLERİN YERİNİ GÖSTEREN HARİTA

1 - Üst Jura yalçın kalkerleri; 2 - Kütleli ve blok halindeki breşoid kalker; 3 Konglomera; 4 - Malı boğazı kumtaşları; 5 - Kızıl serileri; 6 - Neojen serileri; 7 - Alüvyon; 8 - Serpantinleşmiş peridotit; 9 - Alkali bazalt; 10 - Spilit; 11 - Diyabaz; 12 - Volkanik breş; 13 - Cam tuf; 14 - Dasit; 15 - Siyenit; 16 - Fay; 17 - Muhtemel fay.



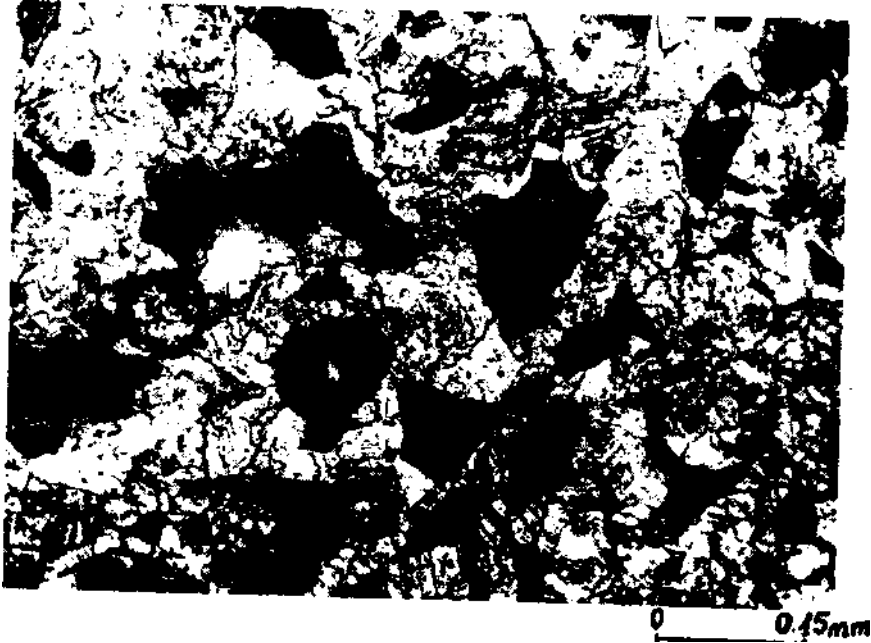
Malı boğazı ölçülü kesiti.

## BİBLİYOGRAFYA

- FISKE, R.S. (1963): Subaqueous pyroclastic flows in the Ohanapecosh Formation, Washington. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 74, pp. 391-406.
- & MATSUDA, T. (1964): Submarine equivalents of ash flows in the Tokiwa Formation, Japan. *Amer. J. Sci.*, vol. 262, pp. 76-106.
- HAY, R.L. & JIMA, A. (1968): Nature and origin of palagonite tuffs of the Honolulu Group on Oahu, Hawaii. *Stud. in Volcanology*. COATS, HAY, ANDERSON (ed.), *Geol. Soc. Amer. Memoir*, 116, 331-376.
- PETTİJOHN, F.J. (1975): Sedimentary rocks, pp. 306-310.
- ÜŞENMEZ, Ş. (1974): Çandır (Kalecik) civarının jeolojisi. *M.T.A. Derg.*, no. 83, Ankara.
- WALKER, G.P.L. (1971): Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. *Jour. Geol.*, vol. 79, pp. 696-714.



Mikrofoto 1 - Yer, Mal. boğaz,, ince kesit, büyültme 100x. Deniz suyu ile anî soğuyan bazalt.k camda (sideromelan) (koyu renkli k.s.mlar) oluşan poligonal çatlaklar belirgin olarak görülmektedir. Açık renkli kısımlar kalsit çimentodur.



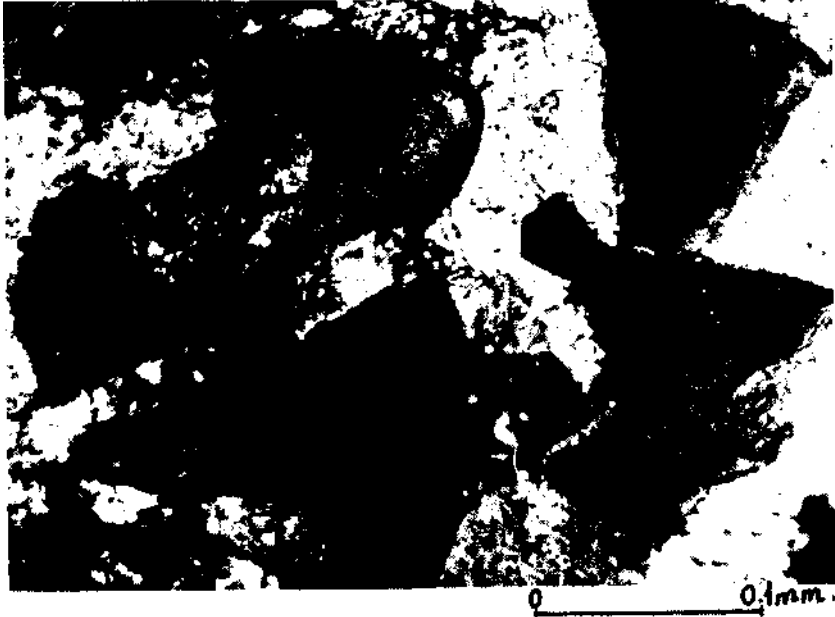
Mikrofoto 2 - Yeri Malı boğazı,, İnce kesit, büyültme 100 x. Koyu renkli kısımlar içbükey kenarlar içeren ve kenarlarından ince şeritler halinde kısmen palagonitleşmeler gösteren sideromelan (bazaltik cam) parçalarıdır. Açık renkli kısımlar kalsit çimentodur.



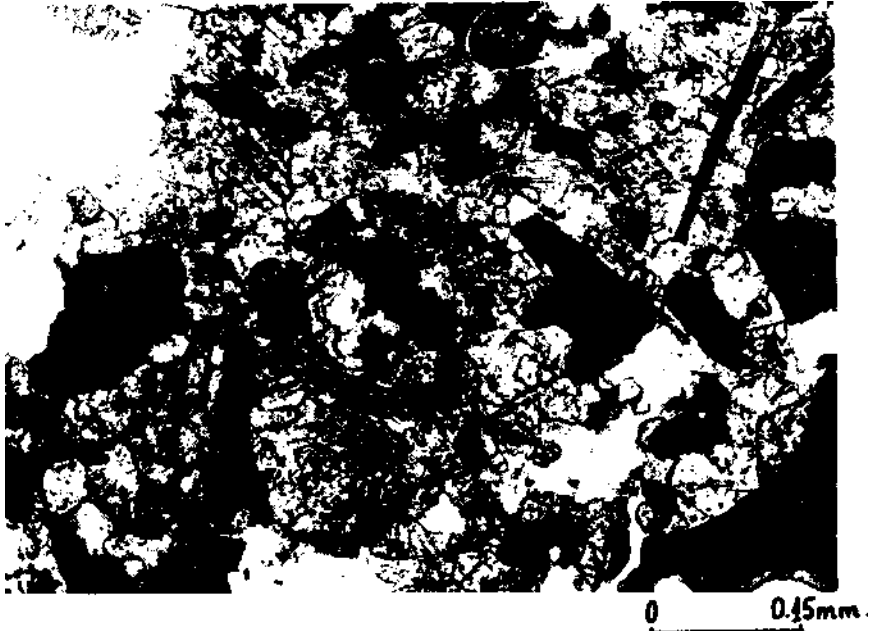
Mikrofoto 3 - Yeri Mali boğazi. İnce kesit, büyültme 250x. Koyu Kısımlar, içbükey kenarlar içeren sideromelan parçaları kenarlarından belirgin şekilde ince kuşaklar halinde palagonitlenmeler göstermektedir. Açık renkli kısımlar kalsit çimentodur.



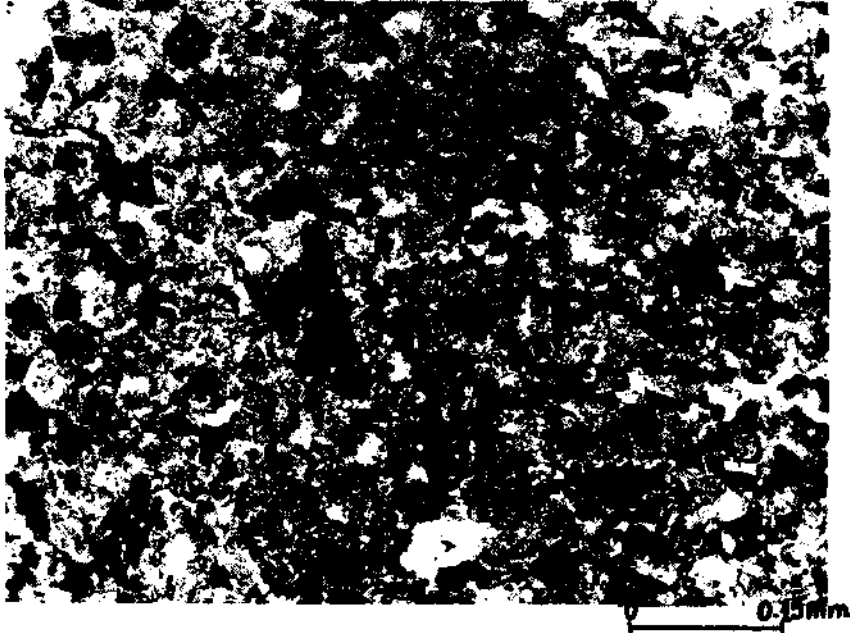
Mikrofoto 4 - Yeri Mali boğazi. İnce kesit, büyültme 250 x. Koyu renkle görülen sideromelan parçalarının içerisindeki küresel boşluklar ışınal sıralanmalı klorit lifçikleri ile dolmuştur. Sideromelan parçalarının arasını dolduran açık renkli kısım kalsit çimentodur.



Mikrofoto 5 - Yeri Malı boğazı. İnce kesit, büyültme 250 X, + N. Koyu renkli kısımlar, zayıf optik anomali gösteren sideromelan parçalarıdır. Açık renkli kısımlar, kalsit çimentodur.



Mikrofoto 6 - Yeri Malı boğazı. İnce kesit, büyültme, 100 X. Açık renkli kısımlar kalsit çimento olup, içerisinde mikrofosil izleri görülmektedir (resmin ortasında). Koyu renkli kısımlar sideromelan parçalarıdır. Ojic parçaları ise, resmin sol alt kısmında pozitif rölyef gösteren parçadır.



Mikrofoto 7 - Yeri Malı boğazı. İnce kesit, büyültme 25 x. Gri kısımlar sideromelan parçaları, çok koyu gri kısımlar ise, vitrofirik kayaç parçalarıdır. Açık gri kısımlar kalsit çimentodur.

# HAYMANA (GB ANKARA) GÜNEYİNDEKİ TORTUL İSTİFİN SEDİMENTER PETROLOJİK İNCELENMESİ\*

Sungu L. GÖKÇEN

*Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, Beytepe-Ankara*

**ÖZET.** — Bu çalışma, Haymana güneyindeki tortul istifte ayırtlanmış yedi litostratigrafik birim kayaçlarından seçilmiş 110 örnekte yapılmış mineralojik, petrografik ve kil minerali analizlerinin sonucunu kapsamaktadır. İncelenmiş örneklerin büyük bir kısmı tane akımı ve türbid akım ürünü grovaplardan, bir bölümü de kalkarenitler ile beş alt fasiyese ayrılmış resifal kireçtaşlarından oluşmaktadır.

Türbidit kumtaşları mineralojik açıdan genellikle olgun değildir veya yarı olgundur ve çok kökenli klastik bileşenlerden oluşmuşlardır. İnceleme bölgesi kumtaşlarına uygulanmış ayrıntılı hafif ve ağır mineral analizleri ile kil minerali çözümlenmelerinin sonuçları, bölge arenitleri arasında belirgin petrografik farklılık olmadığını ortaya koymuştur. Bu sonuç, metinde ayrıntılarına inilmemiş saha gözlemleri ile birleştirilince, kumtaşları klastik materyelinin farklı devirlerde fakat çeşitli tiplerdeki litolojilerden oluşmuş bir kaynak bölge ve/veya provenanstan türediği varsayımını ortaya koymuştur.

## GİRİŞ VE AMAÇ

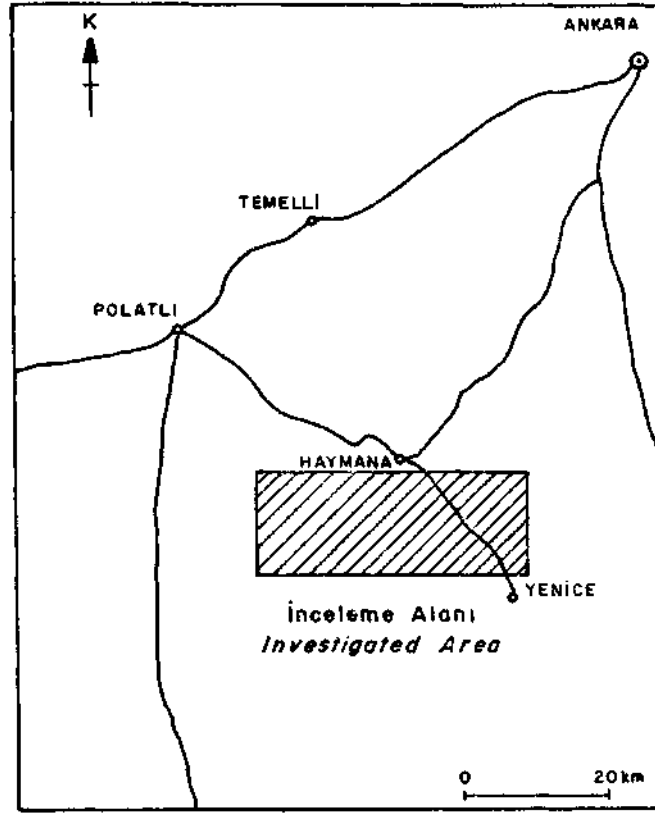
İnceleme alanı, Haymana ilçesi güneyindeki Ankara-J 28-b<sub>4</sub>, b<sub>3</sub> ve j 29-a, no.lı 1: 25000 ölçekli paftaların sınırladığı alanı kapsar (Şek. 1). Bu yöredeki tortul istifin sedimentolojisi ve paleoçografik evrimini inceleyen geniş kapsamlı bir araştırmanın sedimenter petrografik ve jeokimyasal bulguları bu makalede tartışılacaktır. Jeolojik (stratigrafik-tektonik) ve sedimentolojik özellikleri ile tortullaşma modeli daha önceki yayınlarda verilmiş olan (Gökçen 1976a ve b, 1977) inceleme bölgesi istifi, sekiz litostratigrafik birime ayrılmıştır. Bunlar sırasıyla epimetamorfik kumtaşlı Temirözü Formasyonu (Permo-Karbonifer), alglı resifal kireçtaşlı Türbetepe Formasyonu (Üst Jura), konglomeratik resedimente Germük Formasyonu (Üst Kretase-Paleosen), biyoklastik türbiditik Karlıkdağı Formasyonu (Paleosen/Daniyen-Tanesiyen), konglomeratik ve proksimal türbiditlerden oluşmuş Sarıdere Formasyonu (Eosen/İlerdiyen), marnlı fasiyesteki Bahçecik Formasyonu (Eosen/İlerdiyen), olistostrom ve çeşitli türbidit fasiyeslerinden oluşmuş Yamak Formasyonu (Eosen-İpresiyen-Lütesiyen) ile molas fasiyesindeki kaba taneli oluşukların hâkim olduğu Soğulca Formasyonudur (Miyo-Pliyosen).

Bölge istifi pelajik arakatkılar dışında konglomera, kumtaşı ve karbonat kayaçlarından oluşmuştur. Bu oluşumların çeşitli tane boyu fraksiyonlarının mineralojik-petrografik özellikleri, provenans, kaynak kayaç cinsleri ile paleoklimatolojik ve paleosedimentolojik koşulların saptanması amacıyla ayrıntılı incelenmiştir.

Bu çalışma için haritalanmış alanın Neojen ve Kuvaterner örtüleri dışında kalan 300 km<sup>2</sup> lik bir bölümünde 450 sistematik örnek toplanmış, bir diğerine çok benzeyen numunelerin çıkarılması ile geriye kalan 204 örnek, yapılan mineraloji-petrografi çözümlenmelerinin bazını teşkil etmiştir. Ek I de J 28-b<sub>3</sub> paftası içi ve yakın civarındaki dağılımları gösterilmiş olan bu örnekler bir *amaçsal seçim* ürünüdür (Krumbein, 1960).

\* Bu çalışma TÜBİTAK tarafından desteklenmektedir (TBAG-218).





Şek. 1 - Bulduru haritası.

İnceleme alanı gibi, büyük bir kısmı türbidit fasiyesindeki kumtaşları ile kaplı bulunan benzer sahalardaki çalışmalardan farklı olarak, çözümlenmeler yalnızca kumlu oluşuklarda yapılmamış, ağırlık arenitlerde kalmak üzere, konglomera ve karbonat kayaları da ayrıca ayrıntılı olarak incelenmiştir.

Bu şekilde tane mineralojisi ve petrografisi incelenen 200 ü aşkın örneğin 130 u kumtaşı, 57 si kırıntılı ve biyokimyasal karbonat kayacı, 15 i ise tane büyüklükleri elek analizine uygun konglomeratik oluşumlardır. Bu kumtaşlarından HO una XRD analizleri, 65 ine-petrografik nokta sayımı, 40 ma ise ağır mineral ayırımı, tanımı ve sayımı uygulanmış, karbonat kayalarının 30 unda da istatistiksel petrolojik çözümlenmeler yapılmıştır. 15 konglomera örneğinde ise altta ayrıntıları verilecek petrografik analizler yapılmıştır.

#### KONGLOMERATİK OLUŞUMLAR PETROGRAFİSİ

Konglomeratik oluşumlar inceleme alanı istifinin üç ayrı seviyesinde bulunmakta ve sedimenter özellikleri açısından üç fasiyese ayrılabilir (Gökçen, 1976a). Sahada gözlenebilen makroskobik bileşimleri dışında kompozisyon özelliklerinin de saptanabilmesi için, bu oluşumlar iki ayrı yöntemle incelenmiştir. Birinci yöntem tane boyu limitleri genellikle 22 cm nin üzerinde bulunan Germük konglomeraları içindir. Bu çalışmada Türbetepe antiklinali civarındaki oluşumlarda 1 m<sup>2</sup> lik birim alan içindeki 100 en küçük ve 50 en büyük çakılın mineralojik bileşiminin saptanmasına çalışılmıştır. Sonuçta, Şekil 2 den de görüldüğü gibi, bu oluşumların monomineralojik denecek kadar karbonat çakıllı olduğu görülmüştür.

İkinci yöntem ise, Sarıdere ve Yamak Formasyonundaki derecelenme gösteren konglomeralara uygulanmıştır. Katmanların tavanına doğru tane boyları küçülürken, bağlayıcı malzeme yüzdesi artan bu oluşumlardan Ek I de gösterilen yörelerden mikrokonglomeratik bünyedeki yarı pekişmiş 15 örnek alınmıştır. Ortalama 1.5 kg ağırlığındaki bu örnekler, 22.6 mm üstü, 22.6-16 mm, 16-11.2 mm, 11.2-8 mm, 8-5.6 mm, 5.6-4 mm, 4-3.2 mm, 3.2-2 mm ve 2 mm den küçük tane boyu gruplarına, elek analizleri ile ayrılmıştır. Bu çözümlenmenin ilk üç tane boyu grubundaki (22.6 mm üstü, 22.6-16 mm ve 16-11.2 mm) çakıllar; *melanj kökenliler*, *magmatik-metamorfikler* ve sedimenter bileşenler olmak üzere üç grupta toplanmıştır.

Bolluk sırasına göre magmatik/metamorfik grubunda andezit, trakiandezit, riyolit, asidik tüf, şist, gnays ve amfibolit yuvarlak çakıllarının; ofiyolitik melanj grubunda orta büyüklükteki serpantin, peridotit/piroksenit, çört ve sileksit yumrularının; sedimentelerde ise özellikle büyük ve yuvarlak karbonat çakılları ile bazı kumtaşı klastlarının bulunduğu bu bileşenlerin mineralojik ağırlık yüzdeleri, Şekil 2 deki üçgen diyagramı ve histograma yerleştirilmiştir. Şekilden de açıkça görüldüğü gibi:

— Germük konglomeraları küçük oranlarda ofiyolitik melanj ve türevlerinin dışında özellikle kireçtaşı parçalı,

— Sarıdere konglomeraları % 25 oranında melanj ve bir miktar magmatik-metamorfik klastı içeren karbonat çakıllı,

— Yamak oluşumları ise, çakıllarının % 35 oranında melanj türevleri, % 7 oranında magmatik/metamorfikler, geri kalanın da karbonat bileşimindeki parçaların oluşturduğu konglomeratik seviyelerdir.

Konglomeratik oluşumların mineralojik bileşimlerini kantitatif olarak saptamak için yapılmış bu analiz, aslında bölgedeki çakıllı resedimente fasiyeslerin kökenlerini araştırmak amacıyla başlanmış bir ön çalışmadır. Bununla beraber Şekil 2 deki sonuçlar bölgeye ofiyolitik melanj kökenli çakıl taşınmasının, Üst Kretase ile Orta Eosen arasında kademeli olarak arttığını, fakat ana bileşenin daima resifal karbonat parçaları olduğunu ortaya koymuştur.

### KUMTAŞLARI PETROGRAFİSİ

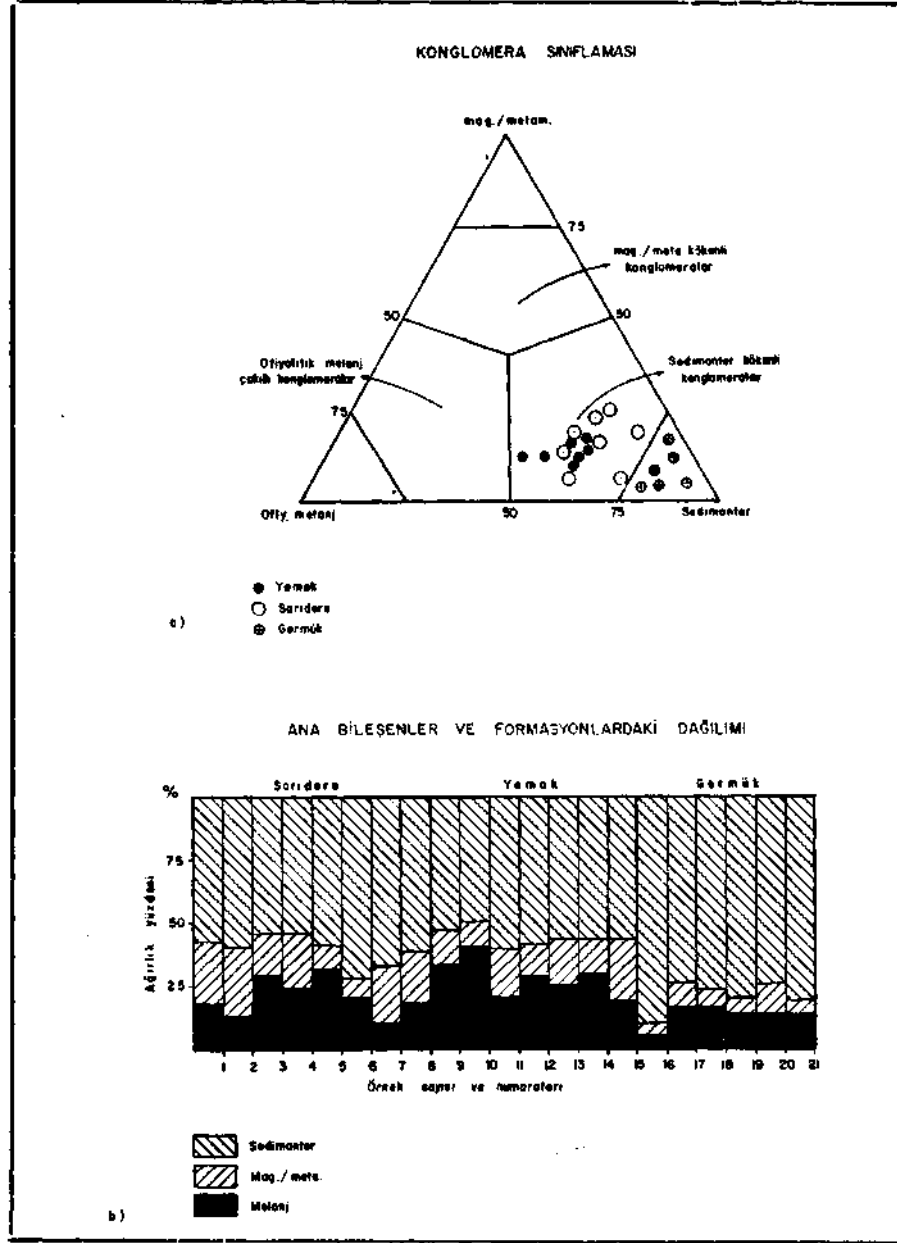
Kumtaşlarının petrografik özellikleri, hafif fraksiyon, ağır fraksiyon ve aynı örneklerin kil fraksiyonu analizleri olmak üzere üç ayrı şekilde incelenmiştir. Bu nedenle her örneğin ince kesiti, özel ağır mineral lamları ve 4-2 mikron boyundaki fraksiyonlarının kil içerikleri ayrı ayrı yöntemlerle çözümlenmiştir.

### HAFİF FRAKSİYON MİNERALLERİ

Kum boyu klastik kayaç ince kesitlerindeki kuvars, feldispat, çeşitli kayaç parçacıkları ile fillosilikatlar, bu çalışmada *hafif fraksiyon mineralleri* olarak isimlendirilmişlerdir.

#### Kuvarslar

Her örnek ince kesitinde yüksek oranlarda görülen kuvarslar tek mineral halinde üç türe ayrılabilir. Bunlar; paralel optik sönme gösteren *monokristalin* taneler, kuvvetli dalgalı sönme gösteren *polikristalin-yarı birleşik* taneler ile Folk'un (1968) "*magmatik kökenli*" olarak tanımladığı kuvarslardır.



Şek. 2 - İnceleme alanı konglomeralarının, ana bileşenler ağırlık yüzdesine göre sınıflandırılması.

İncelenmiş bütün örneklerde % 35-40 civarında görülen monokristalin kuvarslar (Levha I, şek. 1) genellikle kesin kristal kenarlarına sahiptir. Bununla beraber magmatik tip olarak tanımlanan türde ise kristal kenarlarında girintiler (embayment) ve bazen de diğer kuvars tanecikleri veya başka mineraller ile basınçla çözünme mikroyapılarına da rastlanılmıştır (Carozzi, 1960; Gökçen, 1967; Ataman & Gökçen, 1975). Magmatik tür kuvars tanecikleri her ne kadar Folk (op. cit.), Walker ve Pettijohn'un (1971, s. 2114) tanımladığı tipte iseler de, uzunlaşmış ve yarı yuvarlak tanecikler, bazı örneklerde mevcuttur.

Monokristalin kuvarlar, örneğin tane boyuna da bağlı kalmak koşulu ile, Yamak Formasyonu örneklerinde diğer türden kuvarlara oranla daha fazladır. Bununla beraber magmatik tipin dağılımında dört Paleojen formasyonu içinde belirgin bir farklılık görülmemiştir.

Bir önceki türe nazaran tane boyları daha büyük olan polikristalin kuvarların, tek bir kristalin mekanik deformasyonu (metamorfik süreçler) neticesinde farklı yönlerde sönme gösteren bir grup tali kristalciğe dönüşmesi şeklinde oluştuğu kabul edilmektedir (Voll, 1960; Folk, 1968; Pryor, 1971; Clearly & Conolly, 1971; Ataman & Gökçen, 1975). Yarı yuvarlak biçimli bu örneklerde çeşitli inklüzyon tipleri de diğer bileşenlerle basınçlı çözülme oluşumlarına da rastlanılmıştır (Levha I, şek. 2 ve 3). İnceleme alanının özellikle iri taneli grovاكلarında rastlanılmış bu kuvars türü, Sarıdere ve Bahçecik Formasyonları kumtaşlarında diğer birimlerden bir miktar daha fazla bulunmaktadır.

Bu çalışmada kuvars türlerinin petrografik gruplandırılmasında, bir kristalin tek bir birim halinde normal optik sönme göstermesi veya göstermemesi özelliği ön planda tutulmuştur. Üç tür kuvarsta da gerek likit, gerekse mineral inklüzyonları bulunduğu için, bu özelliğe dayanan bir sınıflamaya gidilmemiştir (i.e. Keller & Littlefield, 1950; Pettijohn, 1957). Bununla beraber kuvars türlerinden monokristalinlerin magmatik, polikristalinlerin ise tek başlarına metamorfik kökeni gösterebileceği bir tartışma konusudur. Her ne kadar bir üstte verilmiş kaynaklardaki araştırmacılar bu görüşü savunmakta iseler de, karşıt görüşler de vardır. Bu durum, Ataman ve Gökçen tarafından ayrıntılı olarak tartışılmıştır (1975, s. 87-89).

İncelenmiş örneklerdeki kuvars türlerinin yüzdeleri ve bunların inceleme alanındaki formasyonlara göre dağılımları Ek IV ün ilk üç kolonu ile verilmiştir.

Feldispatlar (Levha I, şek. 4, 5 ve 6)

Kumtaşlarındaki üç ana bileşenden birisi olan feldispatlar, incelenmiş örneklerin hepsinde % 10 civarında mevcuttur. Bununla beraber bir örnekte bu oran % 32 nin üzerinde görülmüştür (Ek IV). Feldispatlar ortoklaz, mikroklin ve mikropertit ile plâjyoklaz türlerinden oluşmaktadır.

İncelenmiş örneklerde çok düşük oranlarda gözlenmiş olan ortoklazlar, basit karlsbad ikizlenmesi ve iri kristal şekilleriyle karakteristiktir. Genellikle iri tane boyulu ve bazılarında *zonlu yapı* görülen bu tür Karlıkdağı, Bahçecik ve Yamak Formasyonları örneklerinde daha fazladır. Fenokristaller halindeki mikroklin ve mikropertitler Bahçecik Formasyonunda ve ender olarak diğer formasyon örneklerinde görülmüştür.

Plâjyoklazlar incelenmiş bütün örneklerde vardır ve bolluk derecesi Yamak Formasyonu kumtaşlarında diğer birimlere nazaran oldukça yüksektir. Bölge kumtaşlarındaki feldispatlar, bozunma (alterasyon) derecelerine göre belirgin iki türe ayrılmıştır. Bunlardan birinci grup zonlu yapı gösteren (Pittman, 1963; Rimsaite, 1967) iri taneli ve belirgin kristal şekilli taze plâjyoklazlar olup, muskovit ve serisit inklüzyonları içerirler.

Alterasyon ürünü olan karbonatlardan ve ikizlenmiş kristallerindeki sönme derecelerinden albit-anortit grubunda oldukları saptanmış ikinci tür plâjyoklazlar ise, birinciye nazaran küçük tane boyları ve yuvarlak tane şekilleriyle ince kesitlerde karakteristiktir.

Burada belirlenmesi gereken bir nokta da, inceleme alanı kumtaşlarındaki kalsik feldispatların, K-feldispatlardan kesinlikle daha fazla olduğudur. Bu gözlem, grovاكلarda Pettijohn ve diğerlerinin (1972, s. 302) ileri sürdüğü duruma ters düşmekte ve provenanstaki paleokli-

matolojik koşullardan daha çok, kaynak kayaç cinslerinin Ca ca zengin feldispatlardan oluştuğunu göstermektedir. Bölgedeki Bahçecik ile Yamak Formasyonları kumtaşlarında gözlenmiş bir diğer durum ise, taze ve altere plajiyoklazların aynı örnek ince kesitinde beraberce görülmesidir.

Kayaç parçaları (Levha II ve Levha III, şek. I ve 2)

İnceleme alanı kumtaşlarında görülmüş kayaç parçaları magmatik, metamorfik ve sedimenter kökenlidir. Ayrıntılı tanımlanmaları ancak 0.5 ile 1 mm boyundaki parçacıklarda yapılabilen bu bileşenler ayrıca, kendi aralarında aşağıdaki alt gruplara da ayrılmaktadır:

a. *İntermediyer ve asit volkanik parçalar.* — İncelenmiş örneklerde bu grup bileşenler, demir oksit boyamalı trakiandezit, riylit ve riyodasit parçalarından oluşmuştur. Bunların plütonik eşdeğerlerine ise sadece birkaç kesitte rastlanılmıştır. İntermediyer parçalar özellikle Karlıkdağı kumtaşlarında, riylitler ise Yamak Formasyonu arenitlerinde gözlenmiştir.

b. *Bazik ve ultrabazik/ultramafikler.* — Oldukça iri ve yuvarlak bazalt, diyabaz ve spilit parçaları ile karakteristik olan bazik aile türleri Karlıkdağı, Sarıdere ve Yamak Formasyonları örneklerinde görülmüştür. Fakat Sarıdere ve Yamak birimlerinde, bu parçacıkların diğer parçacıklardan daha fazla olduğu söylenebilir. Dünit, peridotit/piroksenit ile serpantin parçacıkları ise, yine Sarıdere ile Yamak Formasyonlarında boldur. Bununla beraber ince kesitlerde görülmüş bu ultramafik aile parçacıklarının bolluğu, aynı formasyonların konglomeratik seviyelerindeki çakıl boyu bileşenlerden çok daha azdır.

c. *Metamorfik kayaç parçacıkları.* — Bu grup polikristalin bileşenler bolluk sırasına göre, kuvarsit, şist ve gnays parçacıkları ile temsil edilmiştir. İncelenmiş formasyonlardan Karlıkdağı birimi kumlu fasiyesi ile Bahçecik Formasyonu ince taneli türbiditlerinde bu düşük ve yüksek metamorfizma ürünü parçaları, diğer formasyonlardan daha fazladır. Ayrıca *glokofan şist* türündeki metamorfik parçalara da ender olmakla beraber, Karlıkdağı ve Sarıdere Formasyonlarının bazı seviyelerinde rastlanılmıştır. Bir ön sonuç olarak, magmatik parçacıkların Üst Kretaseden Orta Eosene doğru tedricî bir artma gösterdiği, metamorfiklerin ise özellikle Karlıkdağı ve Bahçecik birimlerinde daha fazla olduğu söylenebilir. Bununla birlikte gerek Tablo I ve gerekse Ek IV ten de görüldüğü gibi, çalışma alanındaki kumtaşları kaynak kayaç türlerini, sadece magmatikler veya metamorfikler şeklinde kesin bir ayırım altında toplamak olanak dışıdır.

d. *Sedimenter parçacıklar.* — Basen içi kökenli yuvarlak bazı çamurtaşı klastlarının dışında, her formasyon örneğinde küçük oranlarda kireçtaşı, çört/radyolarit ve kumtaşı parçacıkları da mevcuttur. Bunlardan ofiyolitik melanj türevlerinden kabul edilebilecek olan çört/radyolarit parçalarına, özellikle bazik ve ultramafik aile bileşenlerinin çok olduğu formasyonların örneklerinde rastlanılmıştır.

Fillosilikatlar ve diğerleri

Kumtaşlarında kıvrımlanmış pullar şeklinde ve küçük oranlarda detritik mika tanelerine rastlanılmıştır, özellikle biyotit türünden olan bu mikalarda kısmen veya tamamen kloritleşme gözlenmiştir. Sarıdere örneklerindeki fillosilikatlar bir miktar muskovit pulu da içermektedir.

Mikalar ince kesitlerde küçük ve orta boylu detritik taneler arasında sıkışmış bir durumdadır. Bu genel dokusal görünüm ve incelenmiş örneklerin % 10-15 civarında kil içerikleri dik-kate alınır, bu örneklerin diyajenez öncesi daha yüksek oranlarda fillosilikat içerdiği, fakat bunların bozunarak kil matrikse dönüştüğü düşünülebilir (Dickinson, 1970, 1971; Pettijohn ve diğerleri, 1972; Ataman & Gökçen, 1975).

## AĞIR FRAKSİYON MİNERALLERİ

Kumtaşlarının ağır mineral türleri, Ek I de gösterilmiş lokalitelerden toplanmış 40 örnekte incelenmiştir. Bu çalışma için kumtaşlarına Apendiks-I ile ayrıntıları verilmiş yöntem uygulanarak örnek bağlayıcı malzemeden çözülmüş, kil içerikleri temizlenmiş ve elek analizini takiben 125-250 mikron boyundaki fraksiyondan 20 gr toz alınarak *tetra-brom-etan* ağır sıvısında *gravite metodu* ile ayırma tabi tutulmuştur. Bu çözümlene sonucu elde edilen ağır minerallerden her örnek için iki ayrı *özel bölümlü mineral ince kesiti* hazırlanmıştır (gratiküllü lam).

Ağır mineral türlerinin tayini polarizan mikroskopla yapılmış ve özel ince kesitlere uygulanmış bir boşluk atlamalı *mikrotravers yöntemiyle* her lamda 200 tane mineral tanımlanmıştır. Mineralojik tayinler sırasında, tür adetlerinin otomatik nokta sayıcısı kaydedicisine işlendiği çözümlene sonuçları Ek IV ile verilmiştir. Tablodan da görüldüğü gibi, incelenmiş örneklerdeki ağır mineral türleri bolluk sırasına göre, demir oksitler (manyetit ve hematit ?), epidot ve zoisit, granat grubu, biyotit-kloritler ile çok küçük oranlardaki zirkon, apatit, glokofan ve sfen (titanit) mineralleridir. Bazı örneklerde görülmüş birkaç turmalin ile Yamak Formasyonu kumtaşlarındaki ender rutiler ise *diğerleri* adı altında gruplandırılmıştır.

Ağır mineral çalışma sonuçları, inceleme alanı kumtaşlarının bu açıdan *kesin bir farklılık* göstermediğini ortaya koymuştur. Örneğin ağır sıvı ayırımından önce mıknatısla temizlenmiş olmalarına rağmen, incelenmiş her numureda % 55-60 civarında demir oksit minerallerine rastlanılmış ve bu örneklerdeki granat grubu ile epidot familyası minerallerinin bolluk dereceleri de yaklaşık bulunmuştur. Ayrıca küçük oranlarda gözlenmiş gerek apatit, gerekse glokofan ve biyotit türleri de her formasyonda, ufak sapmalar dışında aynı çokluktur.

Bununla beraber sfen ve zirkon gibi büyük olasılıkla magmatik kökeni gösteren mineraller de, Paleosen tabanı ile (Karlıkdağı Formasyonu) Orta Eosen arasında (Yamak Formasyonu) genç seviyelere doğru küçük bir artış da gözlenmiştir. Bunun dışında, ağır mineraller içerisinde diyajenetik türlere ve tam kristal şekilli olanlarına (öhdral) rastlanılmamış, sadece zirkon ve bazı sfenlerde yarı kristal şekli gözlenmiştir.

İnceleme alanı kumtaşlarının ağır mineral cinsleri, bolluk dereceleri ve bunların formasyonlardaki dağılımları, alttaki paleosedimentolojik ve paleocoğrafik yorumları doğurmaktadır:

— Ayırım öncesi temizlenmiş olmalarına rağmen, örneklerin yaklaşık % 60 bollukta demir oksit mineralleri içermesi, kaynak bölgenin Üst Kretase-Alt Tersiyer süresince hem metamorfik, hem de çeşitli magmatik kayaçlarca zengin olduğunu gösterir (Keer, 1959; Deer ve diğerleri, 1967).

— Formasyon örneklerinde gözlenmiş olan küçük oranlardaki granat ve epidot mineral türleri ile glokofan cinsi taneler ise, Karlıkdağı, Sarıdere, Bahçecik ve Yamak kumlu birimlerinin çökmesi sırasında provenansın bu türleri içeren metamorfik kayaç ve şistlerce de zenginliğine işaret eder.

— Kumtaşlarının içerdiği apatit, sfen ve zirkon minerallerinin, magmatik kökenli olduğu düşünülürse (Deer ve diğerleri, *öp. çit.*), provenansın Alt Tersiyer süresince metamorfik olduğu kadar, magmatik/intermediyer ve asidit kayaçlarca da zengin olduğu ortaya çıkar.

— Ağır mineral analizi sonuçları, inceleme alanı kumtaşlarının çökmesi sırasında provenanstaki kaynak kayaçların çeşitli magmatik ve metamorfiklerden oluştuğuna işaret etmektedir. Bir diğer deyişle, tortullaşma havzası demir oksitlerce zengin ve içlerinde glokofan şistlerin de bulunduğu magmatik ve metamorfik kaynak kayaçlardan devamlı olarak beslenmiştir. Ayrıca, biyotit-klorit ve zirkon gibi türler, sedimenter kayaçların da provenansta bulunduğunu gösterir.

Tablo - I

İnceleme alanı kumtaşlarının petrografik modal-analiz sonuçlarının genellemesi<sup>1</sup>

Petrografi Formasyon	Hafif mineraller						Ağır mineraller					
	Mono. Q	Pali. Q	Ortok.	Plajiy.	Magma. parça.	Meta. parça.	Granat	Epidot	Gloko.	Zirkan	Sfen	Apatit
Karlıkdığı Fm.												
Minimum	76	49	4	26	31	27	0	17	0	0	0	0
Maximum	132	85	13	49	98	103	9	28	7	9	6	7
(x) Ortalama	96	64	8	36	54	63	6	22	3	2	1	3
Sarıdere Fm.												
Minimum	38	45	1	11	40	48	0	16	0	0	0	2
Maximum	124	97	6	18	155	105	4	30	3	7	4	5
(x) Ortalama	86	78	4	14	93	64	1	16	1	3	2	2
Bahçecik Fm.												
Minimum	40	51	2	11	85	79	5	18	0	0	0	0
Maximum	82	90	6	22	111	109	12	38	4	16	12	9
(x) Ortalama	57	76	3	16	96	84	8	23	1	4	6	5
Yamak Fm.												
Minimum	66	40	4	19	43	25	0	9	0	0	0	0
Maximum	125	78	42	79	144	70	8	28	7	14	8	5
(x) Ortalama	98	53	8	33	92	46	5	14	3	4	3	3

<sup>1</sup> Formasyonlar arasında yaklaşıklık gösteren bazı mineral türleri tabloya alınmamıştır.

— Bahçecik ve Yamak Formasyonu grovaklarında gözlenmiş olan zirkon, sfen ve apatit türlerindeki kısmî artış, Eosen evresindeki sedimentasyon sırasında kaynak bölgedeki magmatik kayaların, metamorfiklerden bir miktar daha fazla erozyona uğrayarak bu tür detritik malzeme zengin kırıntılar ürettiğini gösterir. Adı geçen formasyonların hafif mineral türlerinden kayaç parçaları grubundaki magmatiklerde görülmüş kısmî artış da, bu sonucu pekiştirmektedir. İnceleme alanı kumtaşları hafif ve ağır mineral petrografik modal analiz sonuçlarının bir genellemesi Tablo I ile verilmiştir.

#### KİL FRAKSİYONU MİNERALLERİ

Kumtaşı örneklerinde yapılmış ince kesit ve ağır mineral çözümlenmeleri sonuçlarını pekiştirmek amacıyla haritalanmış alanın Ek I ile gösterilen yörelerindeki 110 örnekte, arenitlerin kil fraksiyonu mineralojisi incelenmiştir.

Kısaca XRD analizleri şeklinde isimlendirilen bu çalışma için, her örnekten 250 gr kadar alınarak Siebtechnik markalı öğütücüde toz haline gelinceye kadar öğütülmüştür. Buradan alınan 20 gr lik örnek % 10 lük HCl ile muamele edilerek karbonatlı bileşenler çözülmüş ve dekantasyon yöntemi ile temizlenmiştir. Bunu takiben aynı örnekteki ince fraksiyon mineralleri yüksek devirli santrifüjde beş dakika döndürülmüş ve dibe çöken kısım 1 lt lik şeffaf kaplara alınarak damıtık su ile karıştırılmıştır.

Kararlı bir süspansiyon elde edilinceye kadar, üstteki işleme devam edildikten sonra, bu asılı malzeme sekiz saat bekletilip, süre sonunda iki ve daha küçük tane boyundaki mineraller ayrılmıştır. H.Ü. Yerbilimleri Bölümü laboratuvarlarında yapılan bu analizlerde Philips difraktometresinde Cu-Ka tüpü ve Ni filtresi kullanılarak, kâğıt hızı 2.5 cm/dak ve goniometre hızı 2°/dak olarak *normal*, *etilen glikollü* ve *fırınlanmış* şekildeki her örneğin üç ayrı XRD çekimi yapılmıştır.

Çözümleme sonuçlarının Tablo 2 ve Ek II ile verildiği bu mikromineralojik incelemede, haritalanmış alandaki dört formasyon örnekleri arasında çok büyük farklar görülmemiştir. Sadece, Sarıdere ve Yamak Formasyonları kumtaşları, küçük oranlardaki serpantin içerikleri ile diğer birimlerden ayrılmaktadır.

Şekil 4 ile değişik formasyonlara ait birer örneğin üç ayrı XRD çekim grafiklerinin verildiği bu çalışmada, kil fraksiyonu içerisindeki mineral yüzdeleri Ek IV ile verilmiş yarı kantitatif değerlerle kıymetlendirilmiştir. İncelenmiş örneklerde saptanmış ana kil minerali türleri *illit* ve *Fe-Mg lu klorittir*. Bu türlerin dışında düşük oranlarda  $I_{4v}$ - $I_{4c}$  ile  $I_{4m}$ - $I_{4c}$  interstratifiye mineralleri ile bazı örneklerde de eser miktarlarda (e) veya nadir olarak *vermikillit*, *korensid*, *montmorilonit* ve serpantine de rastlanılmıştır (Ek IV). Bir diğer deyişle, inceleme alanı örnekleri bütün seviyelerde *klorit* ve *illit* mineralleri ile karakteristiktir.

Bu minerallerden Fe-Mg *klorit* köken kayacının, her türlü metamorfik veya peridotit/ piroksenit ailesi gibi ultramafikler olabileceği; *illitin* ise metamorfik veya sedimentlerden türediği ve interstratifiye grubun ise kloritlerin bozunması ile oluştuğu düşünülebilir (Millot, 1964). Bu şekilde de kil fraksiyonu minerallerinin inceleme alanının farklı litostratigrafik birimleri için paleocoğrafik açıdan kesin bir ölçüt ve yorumsal veri olamayacağı ortaya çıkmaktadır. Bununla beraber, konglomeratik seviyelerin de yüksek oranlarda melanaj çakılları içeren Sarıdere ve Yamak Formasyonları kumtaşı örneklerinde eser miktarların dışında serpantine rastlanılmaması, bu konglomera ve kumtaşlarının birbirinden farklı uzaklıkta, ayrıca değişik litolojilerdeki kaynak ve birikme noktalarından beslendikleri sonucunu ortaya koymaktadır.



Tablo - 2

İnceleme alanı kumtaşları kil fraksiyonu çözümlenmelerinin semi-kantitatif sonuçları

<i>Mineraller<sup>1</sup></i>	<i>Fe-Mg klorit</i>	<i>İllit</i>	<i>Montmo- rilonit</i>	<i>Vermi- kültit</i>	<i>Serpantin</i>	<i>Korensit</i>	<i>14M-14C</i>	<i>14v-14c</i>	<i>10i-14M</i>	<i>C-(14v- 14c)</i>
<b>Karlıkdağı Fm.</b>										
Minimum	2 <sup>2</sup>	3	1	—	—	—	1	—	—	—
Maximum	6	6	3	—	—	—	7	—	—	—
( $\bar{x}$ ) Ortalama	4	4	2				1			
<b>Sarıdere Fm.</b>										
Minimum	0	2	0	1	0	—	0	0	—	0
Maximum	5	8	5	6	1	—	2	2	—	5
( $\bar{x}$ ) Ortalama	3	5	1	0	0		0	0		0
<b>Bahçecik Fm.</b>										
Minimum	0	2	0	0	0	—	—	0	0	1
Maximum	6	7	4	4	1	—	—	2	1	2
( $\bar{x}$ ) Ortalama	4	5	0	0	0			0	0	0
<b>Yamak Fm.</b>										
Minimum	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Maximum	8	6	6	6	2	4	2	6	2	1
( $\bar{x}$ ) Ortalama	4	4	0	1	0	0	0	0	0	0

1 XRD analizlerinin bağıl semi-kantitatif sonuçlarıdır.

2 0.5 in üstündeki değerler tamsayı kabul edilmiştir.

İnceleme alanı kuzeyindeki Haymana antiklinali çevresinde yaptığı çalışmada Yüksel (1970), Üst Kretase yaşlı Haymana ve Kavak ile Alt Eosene ait Çayraz formasyonlarında yüksek oranlarda montmorilonitin bulunduğunu ileri sürmüştür (Yüksel, op. cit., Ek H). Çalışma alanımızda ve Haymana yöresindeki diğer Enstitü projelerinde incelenmiş 300 ü aşkın örneğin XRD sonuçları bu iddiayı doğrulamamaktadır.

#### PETROGRAFIK SINIFLAMA

İncelenmiş kumtaşlarının önceki yayımlarda tanımlanmış litolojik, sedimentolojik ve petrografik özellikleri dikkate alınır (Gökçen, 1976a ve b, 1977), hiç bir sınıflama uygulanmadan bu örnekler grovak veya *litarenit* isimleri verilebilir. Bununla beraber Tablo I ve Ek IV ile verilmiş modal analiz sonuçları dikkate alınarak, incelenmiş kumtaşı örnekleri Andel (1958) ve Okada'ya (1971) göre ayrıca sınıflandırılmıştır.

Bu sınıflamalar için, Ek IV ile verilmiş hafif mineral yüzdeleri 500 volumetrik nokta sayımı içerisinde kendi aralarında % 100 e tamamlanarak yeniden hesap edilmiş ve bu değerlerden yararlanılarak Şekil 3 ile gösterilmiş Andel ve Okada (op. cit.) sınıflandırmaları yapılmıştır. Okada sınıflaması için ayrıca, kumtaşı örneklerinin kil fraksiyonları hazırlanırken, özel olarak ölçülmüş kil içeriği yüzdeleri de dikkate alınmıştır (i.e. 15 ten büyük veya küçük durum).

Şekillerden de görüldüğü gibi sınıflama sonuçları bu örneklerin büyük ölçüde *grovak* (Andel, 1958) ve *litik vake* (Okada, 1971) cinsi kumtaşı olduklarını göstermiştir.

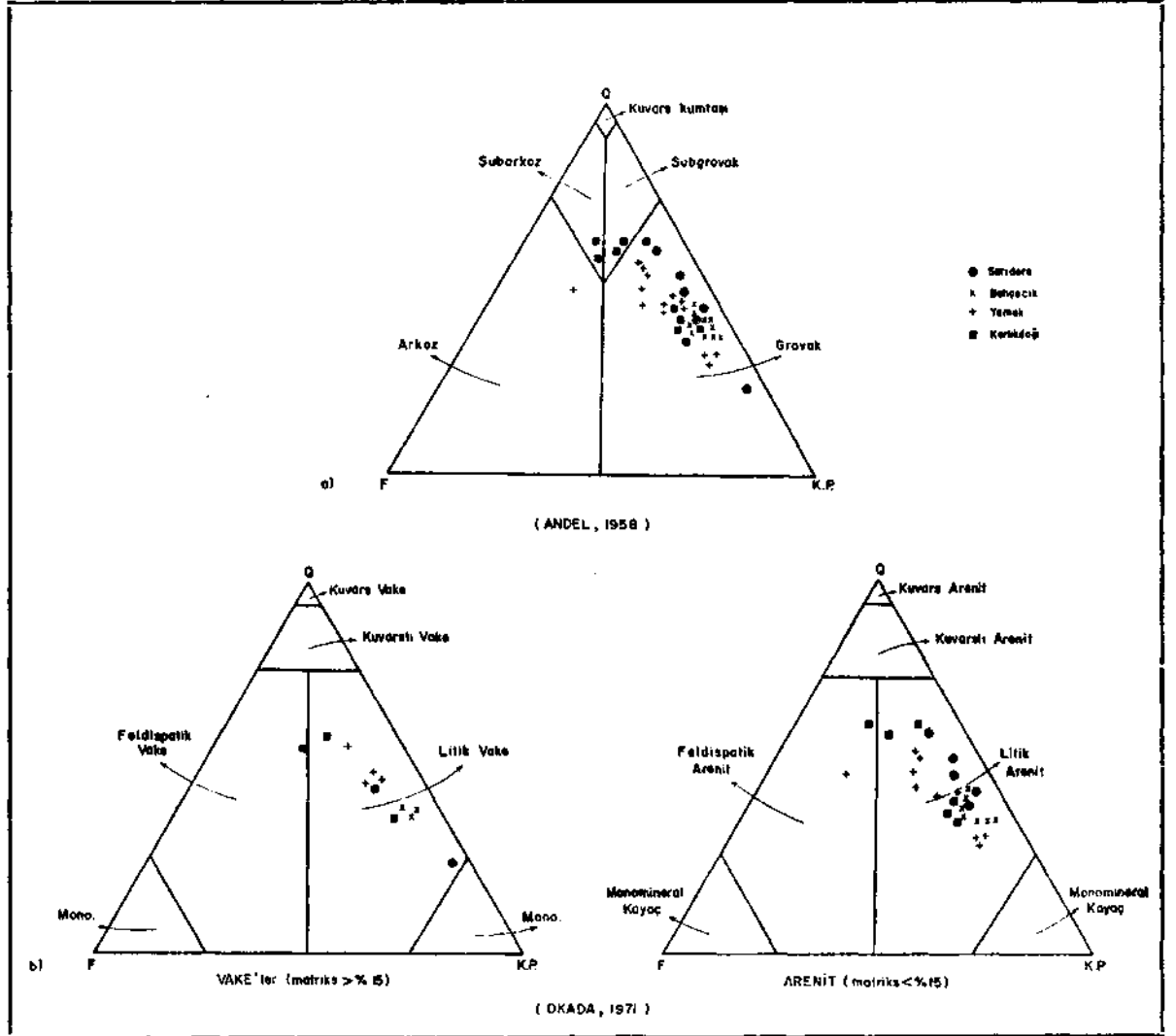
Bu iki sınıflamada küçük sayıda bazı örneklerin de, subgrovak, feldispatlı kumtaşı ve litik arenit ile feldispatik arenit türünde oldukları görülmüştür. İncelenmiş örneklerdeki kayaç parçaları içinde granitlerde rastlanmamış olması ve diğer ana-tali bileşenler dikkate alındığında, Haymana kumtaşları büyük çoğunlukla Folk'un (1968) *litarenit* grubuna, McBride'in (1963) *litarenit* ve kısmen *feldispatik arenitlerine* de ayrıca eşdeğer olmaktadır.

Kumtaşlarının adlandırma ve gruplandırmalarında günümüze kadar yapılmış 70 i aşkın sınıflama şekliyle tektono-sedimenter fasiyeslerden fliş ve molasın özellikleri de (Dzulynski & Smith, 1964; Sestini, 1970) göz önünde tutulursa, yazarın samimî inancına göre bu kayaçlara *kayaç parçalı kumtaşı* (Travis, 1970) denmesi çok daha doğru olur. Çünkü ortalama tane boyu büyüklüğüne bağlı olarak kayaç parçası ile kuvars yüzdeleri artan veya azalan bu kumtaşları, kötü veya orta derecede boylanmış, yarı köşeli tanelerin oluşturduğu ve mineralojik açıdan olgunlaşmamış (immature) (Folk, 1951, 1954; Pettijohn, 1954) sedimenter kayaçlardır (Ek IV). Yapısal ve diğer dokusal özellikleri ise, bunların çeşitli türbidit fasiyesi oluşukları olduğunu kanıtlamaktadır.

Bu nedenlerden ötürü incelenmiş alan kumlu oluşukları, resedimente fasiyeslerde görülmesi gerekli tüm mineralojik ve petrolojik parametreleri içeren kötü boylanmış kayaç parçalı *kumtaşları* veya *grovaklar* olarak isimlendirilmiştir.

#### KARBONAT KAYAÇLARI PETROGRAFİSİ

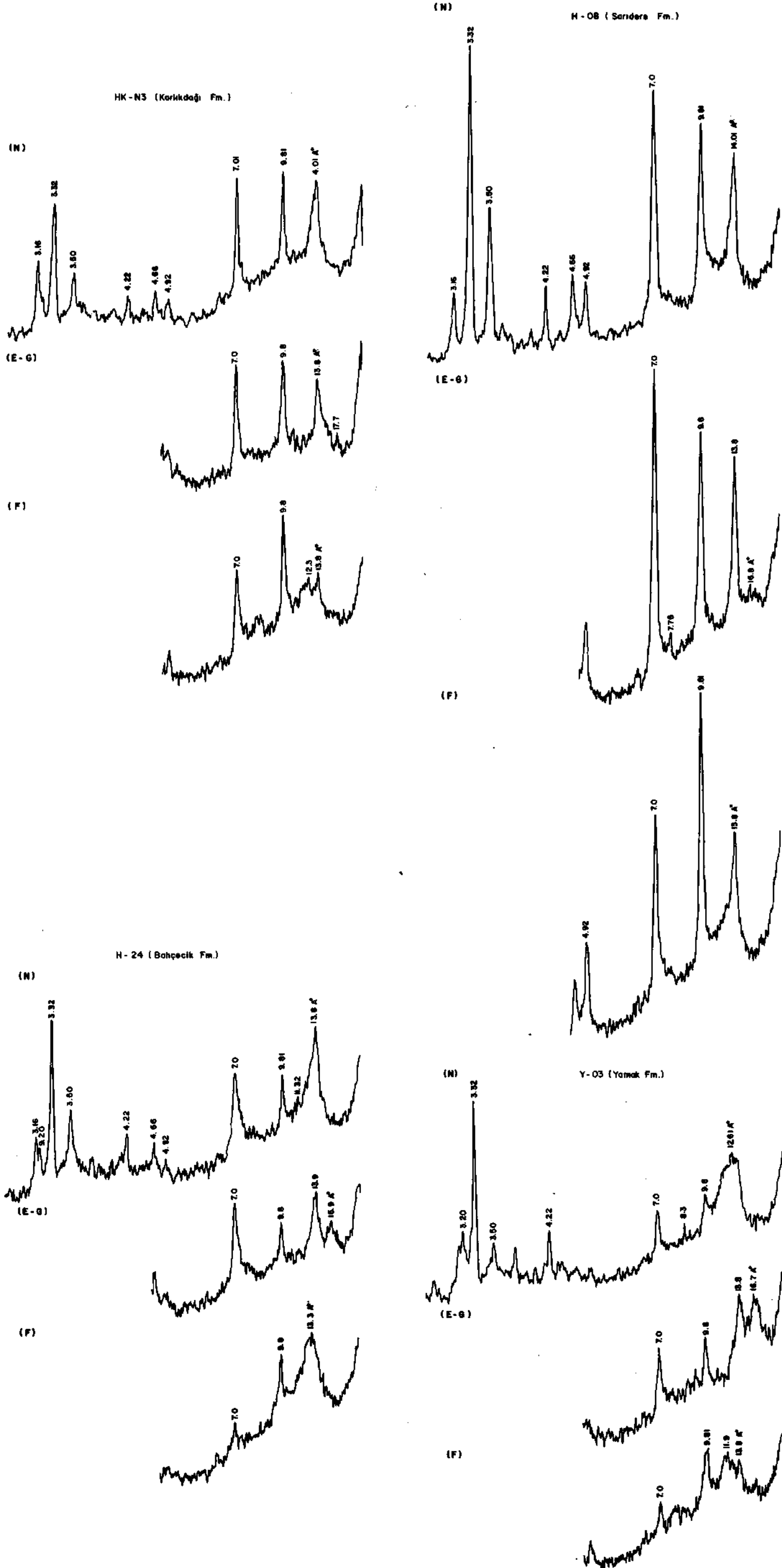
Çalışma alanının iki ayrı yöresinde bulunan karbonatlı oluşuklar, litolojik ve ortamsal açıdan farklı oldukları için değişik petrografik yöntemlerle incelenmişlerdir. Bunlardan resifal bünyedeki Türbetepe kireçtaşları Folk (1962) ve Dunham (1962) yöntemleriyle incelenerek petrografik ve ortamsal gruplara ayrılmış, resedimente Karlıkdağı biyokalkarenitleri ise Balagopal ve Srivastava (1973) sınıflamasına göre gruplandırılmıştır.



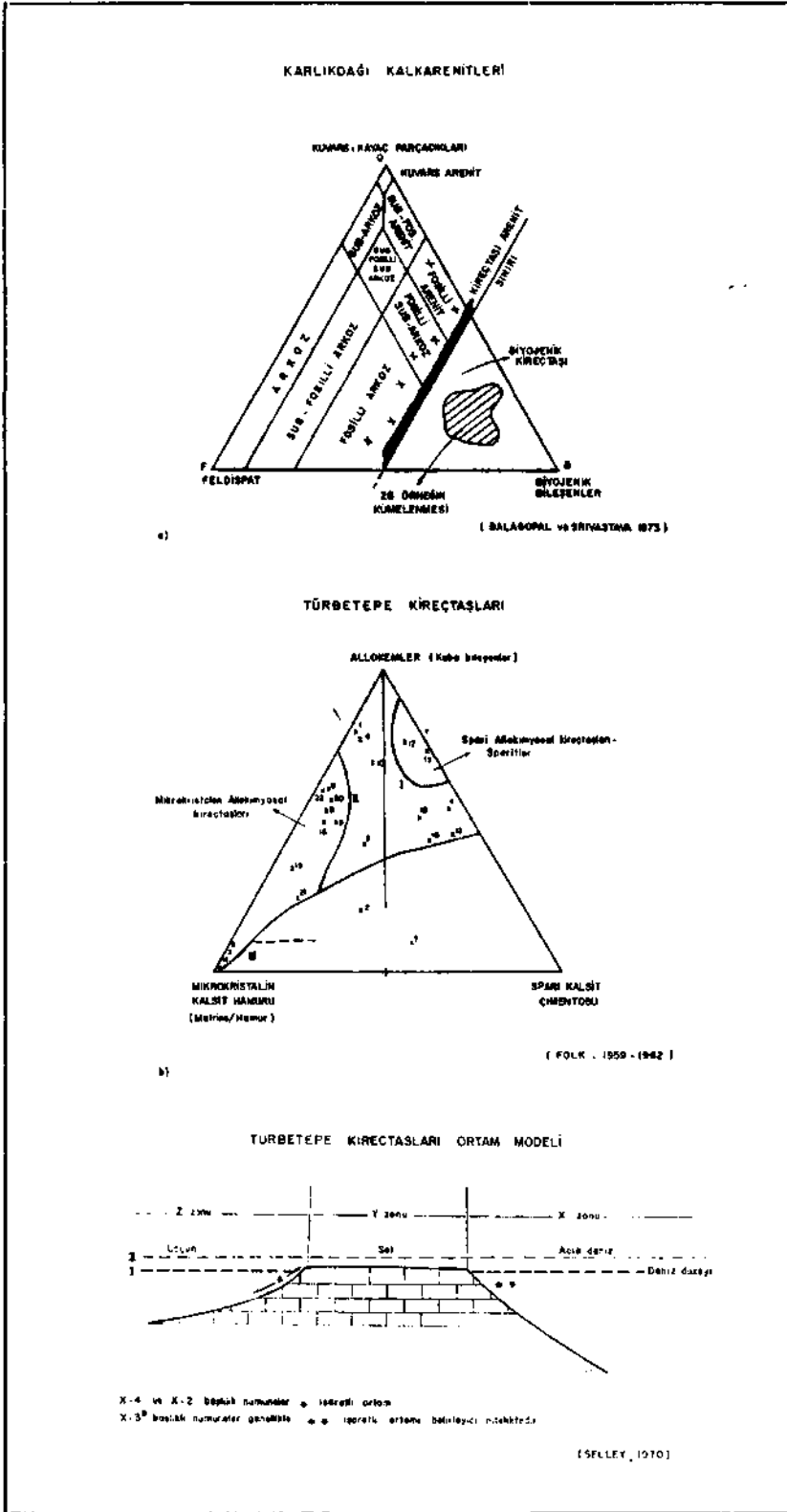
Şek. 3 - İnceleme alanı seçilmiş kumtaşı örneklerinin Andel (1958) ve Okada (1971) yöntemleriyle sınıflandırılmaları.

### KLASTİK KİREÇTAŞLARI

Kum boyundaki karbonat kayaç parçacıkları ile canlı kalıntılarının yeniden çöktürülerek taşlaşmasından oluşmuş resedimente karbonat kayaçlarına *kalkarenit*, *sparit intraklastlı biyokalkarenit* veya *biyojenik kireçtaşı* denilebilmektedir (Folk, 1962; Folk ve diğerleri, 1970). Bununla beraber karadan türemiş litolojik malzemece zengin ve türbidit fasiyesindeki kum boyu karbonat kayaçlarının adlandırılması üzerinde ayrıntılı çalışmalar eksiktir. Örneğin bu özellikteki *biyo-sparit* ile *kalklit* (Folk, 1959,1962) arası bir kayaca, resifal kireçtaşı terminolojisine göre verilecek isim *litobiyokalkarenit* veya *litokalkarenit* terimlerinden biri olabilmektedir. Taşınma mekanizması ve çökme ortamı jeolojik ve sedimentolojik verilerle saptanmış olan Karlıdağ kırıntılı karbonat kayaçları, bu karmaşıklık nedeniyle çalışmamızda Balagopal ve Srivastava (1973) yöntemi ile sınıflandırılmış ve adlandırılmıştır (Şek. 5a).



Şek. 4- Haymana Paleojen kumlu türbiditlerinin XRD yöntemi ile incelenmiş kil mineralleri difraksiyon şekilleri.  
N-normal; E-G- etilen glikollü ve F- fırınlanmış örnekler (Cu-K $\alpha$  radyasyonu - 2 $^\circ$  - 20/min.).



Şek. 5 - İnceleme alanı kırntılı ve biyokimyasal kireçtaşlarının sınıflandırılması ve Türbetepe Formasyonu oluşumlarının şematik ortamsal yorumu.

Karlıkdağı yöresinde Ek I ile gösterilen bölgeden 35 adet sistematik örnek toplanmış ve petrografik açıdan incelenmiştir. Formasyon örneklerinde yapılmış bu çalışmalar karbonat kayaçlarının orta derecede iyi boylanmış, yüksek oranlarda alg ve foraminifer kırıntıları içeren, kayaç parçası, kuvars ve zonlu feldispatça zengin, kısmen rekristalize kum boyu karbonat kayaçları olduklarını göstermiştir (Levha III, şek. 4-6). Bu kayaçlar ince kesitlerinde yapılan yarı kantitatif uç bileşenler çözümlenmelerinden sonra Balagopal ve Srivastava'ya (1973) göre isimlendirilmiştir (Şek. 5a). Şekilden de görüldüğü gibi formasyon örneklerinden 28 tanesi bu sınıflamaya göre *biyojenik kireçtaşı* (veya litik kalkareniti Folk, 1968), diğerleri *fosilli arkoz* ve subarkoz ile *fosilli arenit* isimlerini almaktadır.

#### BİYOKİMYASAL KİREÇTAŞLARI

Haritalanmış alanın güneybatısındaki Türbetepe-Bahçecik antiklinalinin çekirdeğini oluşturan resifal Türbetepe Formasyonundan, üç ışınal doğrultu boyunca alınmış toplam 50 örnek (Ek I) ince kesiti özel olarak incelenmiştir. İçlerinden 22 tanesine Folk (1962) sınıflamasına göre nokta sayımı işlemi de uygulanan bu örneklerin, sedimenter petrolojik parametreleri Ek III te özetlenmiştir. Her ince kesitte 500 volumetrik nokta sayımına dayanan petrografik çözümlenmelerin sonuçlarını içeren bu tablodan da görüldüğü gibi, özellikle istiftaş bünyesindeki (Dunham, 1962) bu örnekler, altta ayrıntıları verilen dört sedimenter mikrofasiyesi oluşturmaktadır.

##### a. İstiftaş mikrofasiyesi (packstone)

Nokta sayımı yapılmış örneklerden 16 tanesi Dunham (1962) sınıflamasına göre *istiftaş* bünyesinde (Ek III). Bu örnekler, büyük oranlarda birbiriyle temas halindeki allokemler ve otijenik sparit ile çamurun istiflenmiş durumda görüldüğü bir mikrofasiyes durumundadır (Levha IV ve Levha V, şek. 1, 2).

Bu örneklerin büyük bir kısmı Folk (1962) sınıflamasına göre özellikle istiflenmiş *biyomikrit* ve *biyosparit* fasiyesindedir. Ayrıca birkaç ince kesitte seyrek biyomikrit ve kötü yıkanmış sparit fasiyesleri de gözlenmiştir.

Bu fasiyeste allokemlerden fosiller, genel olarak parçalanmış kırıntılı bir durumda, yaygın görülen alglar ise iç yapısı belli olan ve belli olmayanlar şeklindeki iki türde görülmektedir. Mikrofasiyesteki allokemlerin volumetrik olarak % 15 ini alglar, % 10 unu ise foraminiferler oluşturmuştur.

##### b. Vaketası mikrofasiyesi (wackestone)

İncelenmiş örneklerden nokta sayımına göre üç tanesi *vaketası* bünyesinde (Dunham, 1962). Bu örneklerde, çamur (mikrit) esas bileşeni oluşturmakta ve istiflenmemiş allokemler bu çamur desteği içerisinde dağınık bir şekilde görülmektedir. Özellikle alg ve foraminifer kırıntılarından oluşmuş allokemler çoğunluktadır. Folk'a (op.c/t.) göre bu örnekler seyrek biyomikrit ve pelsparit fasiyesindedir (Levha V, şek. 5).

##### c. Çamurtaş mikrofasiyesi (mudstone) (Levha V, şek. 3, 4)

Toplam 50 örneğin küçük bir kısmında, nokta sayımı yapılmış olanların ise yalnız iki tanesinde görülmüş olan mikrofasiyes, volumetrik açıdan % 90 ın üzerinde mikrit ve mikrospar içeren çamur destekli kayaçları temsil etmektedir (Dunham, op.cit.).

Folk (op. cit.) sınıflamasına göre, % 2 civarında küçük foraminifer parçalarının allokemlerini oluşturduğu bu kayaçlar, *mikrit* fasiyesindedir.

d. Tanetaşı mikrofasiyesi (grainstone) (Levha V, şek. 6)

İnce kesitte incelenmiş örneklerin 5-6 tanesinde, nokta sayımı yapılan örneklerden ise sadece 13 no. lu kesitte gözlenmiş bu alt fasiyesi; alg ve foraminiferlerin de dahil olduğu allokemlerin % 71 volumetrik oranına ve içerdiği sparikalsit çimentosu ile istiflenme durumuna göre, Dunham (1962) ve Folk (1962) sınıflandırmalarında *tanetaşı* ve boylanmamış *biyosparit* fasiyeslerindedir.

#### ORTAMSAL SINIFLAMA

Karlıkdağı Formasyonunun ana litolojik birimi olan kalkarenitler, daha önce su üstündeki resifal bünyeli karbonatlı oluşumlarla bu yöreye yakın diğer tür kayalardan kopmuş parçacıkların *yeniden taşınma* mekanizması sonunda çökteldiğini göstermektedir. Tipik taban yapılarına da sahip bu karbonatlı türbidit fasiyesi örneklerinde görülmüş magmatik kökenli parçalar ile zonlu feldispatlar da, volkanik bir kaynak kayacın provenansı oluşturan öğeler arasında bulunduğunu kanıtlar.

Resifal Türbetepe kireçtaşlarından 22 tanesinde yapılmış nokta sayımı sonuçları, Şekil 5b ye işlenmiştir. Yukarıda anlatılmış petrolojik mikrofasiyesler dışında bu şekil, incelenmiş örneklerin büyük bir çoğunlukla *spari allokimyasal* ve *mikrokristalin allokimyasal* türden (Folk, 1962) olduklarını açıkça göstermektedir. Bu üçgen diyagramında Folk'un önerdiği sınırlar dışında kalan örneklerin ise, rekristalizasyon süreci nedeniyle bu bünyeyi kazandıkları düşünülmektedir ki, bu durum sadece resifal değil her tipteki karbonat kayacında görülebilecek diagenetik bir alterasyondur.

Türbetepe Formasyonu kireçtaşlarının ortamsal açıdan yorumu, Şekil 5c ile verilmiş model ile açıklanmaya çalışılmıştır. Bu şekil örneklerin resif geometrisine göre (Selley, 1970) resif önü ve arkası bölgelerinde oluştuğunu, Irwin (1965) enerji indeksine göre ise X ile Z zonlarında çökteldiğini göstermektedir. Bir diğer deyişle Türbetepe Formasyonu kireçtaşları, Wolf'un (1973) resifal kireçtaşları dediği özel alt neritik ortamda çökelmiş bir tür karbonat oluşumunu işaret etmektedir.

#### GENELLEME VE SONUÇLAR

İnceleme alanı Türbetepe Formasyonu resifal kireçtaşları ile pelajik çamurtaşı-şeyl arakatkıları dışındaki çakıl ve kum boyu resedimente fasiyeslerinin, mineralojik ve petrografik özellikleri alttaki paleojeolojik ve paleocoğrafik sentezlere olanak sağlamıştır:

1. Sarıdere ve Yamak Formasyonları konglomeralarındaki % 30-40 oranındaki melanj kökenli parçaların yanı sıra aynı formasyonların kum ve silt-kil boyu fraksiyonlarında bu bileşenlerin görülmeysi, ultrabazik ve melanj kökenli bileşenlerin ince fraksiyonlara inemeyecek kadar yakın bölgelerden taşındığını kanıtlamaktadır. Başka deyişle çakıl boyu ultramafik bileşenler, aynı yaşlı kum boyu bileşenlerden farklı ve ortama daha yakın kaynaklardan türemişlerdir.

2. Dört Paleojen formasyonundaki türbidit kumtaşlarında mevcut mono ve polikristalin kuvarslar ile kayaç parçaları yüzdeleri (Tablo I), bu ana bileşenlerin genellikle magmatik ve metamorfik tiplerdeki kaynak kayaçlardan türediklerini ortaya koymaktadır. Bununla beraber Paleosen tabanı ile Orta Eosen arasında, provenansta magmatiklerin kaynak kayaç türü olarak bir miktar etkin olduğu da söylenebilir (Ek IV).

Bu formasyonlardaki aynı örnek ince kesitinde gözlenmiş taze ve alterasyona uğramış feldispat cinslerinin bir arada bulunuşu ise, provenanstaki kaynak kayaç tipleri içerisinde bir diğerinden farklı kompozisyonda veya farklı jeolojik yaşta kayaç tiplerinin bulunduğunu, ayrıca bunların parçalanması sırasında değişik paleoklimatolojik koşulların hüküm sürdüğünü kanıtlar.

Kumtaşlarındaki düşük oranlarda, fakat aşağı yukarı her seviyede görülmüş ortoklaz ve mikroklin türleri de, kaynak kayaç cinsinin saptanmasından daha çok, bunların çeşitli tiplerde olduklarını gösterebilir.

Sedimenter kayaç parçacıklarının her seviyede bulunması ve % 10 u aşkın bir bollukta görülmesi de gerek provenansın havzaya yakın, gerekse bu parçacıkların taşınma sırasında sağa, sola ve dibe sürtünmeden getirildikleri şeklindeki klasik sedimentolojik görüşü doğrular (türbid akıntı taşınması).

İncelenmiş örneklerdeki fillosilikatların azlığı ve bunların muskovit, klorit ve biyotit türleriyle temsil edilmiş olması da, başlangıçta çeşitli tiplerdeki kayaçlardan türemiş mika grubu minerallerinin, çökelme ortamındaki ve çökelme sonrası etkin diyajenetik koşullar altında mat-rikse dönüştüğünü gösterebilir (Dickinson, 1971; Dapples, 1972; Ataman & Gökçen, 1975).

Kumtaşlarının Ek II ile verilmiş olan kil minerali içeriklerinin bütün seviyelerdeki homojen dağılımı paleocoğrafik ve paleoklimatolojik yorumlardan daha çok Alt Tersiyer süresinde incele-me alanı kumlu oluşukları provenanslarının, aşağı yukarı aynı türlerdeki kayaçlardan oluştuğu görüşünü ortaya koyar. Tablo I ile verilmiş bulunan formasyonlardaki ağır mineral tür ve yüz-delerinin dağılımı da bu görüşü büyük ölçüde destekler.

3. Şekil 2 ve 4 ile verilmiş çakıl ve kum boyu bileşenlerdeki petrografik sınıflamalar, birkaç tanesinin dışında bu kayaçların *mineralojik açıdan olgunlaşmadığını* da göstermektedir. Bununla beraber, kumtaşları içinde grovak bileşiminde olmayan bazı örnekler de vardır. Türbidit fasiyesi kumtaşlarında görülen bu durum, doğrudan doğruya tane boyundaki küçülmeye bağlı olarak kayaç parçalarının monominerallere bölünmesi ve gerek kuvars, feldispat taneleri, gerekse kil boyu minerallerinin (matriks) artmasını doğurmaktadır. Bu nedenle, petrografik sınıflandırılmalara dayalı *grovak-arkoz* adlandırması ile taşınma mekanizması türü (i.e. türbiditler) arasında kesin bir bağıntının bulunmadığı ortaya çıkmaktadır.

4. İnceleme alanı Karlıkdağı Formasyonu biyoklastik türbiditlerindeki mineralojik bileşim, bunların bazı seviyelerde tamamen karbonat parçalı, bazen de kuvars ve feldispatları da içeren karbonat bileşenlerinden oluştuğunu göstermektedir. Bu durum da, bir üstte açıklandığı gibi, türbidit fasiyesinin *bir taşınma türü*, kırıntılı kayaç sınıflandırılmasının ise (i.e. grovak-arkoz) petrografik bileşenlerin yüzdelereine bağlı *bir adlandırma* olduğunu tekrar kanıtlar.

5. Tablo I ile verilmiş olan inceleme alanı kumtaşlarının hafif ve ağır mineral yüzdelereinin ortalama değişik değerleri ile bu yöreden stratigrafik olarak seçilmiş 40 farklı örneğin Ek IV ile verilmiş sedimenter petrografik ve petrolojik parametreleri, buraya kadar özetlenmiş bulgular dışında, kumtaşlarının kaynak kayaç tipleri ve provenansları üzerine yapılacak yorumlarda; ince kesit, ağır mineral ve kil fraksiyonu çözümlenmelerinin beraberce yapılması gerektiğini ortaya koyar (Pettijohn ve diğerleri, 1972; Ataman & Gökçen, 1975).

## TEŞEKKÜR

Yazar, lâboratuvar çalışmaları sırasında asistanlık görevini yüklenmiş eski öğrencileri Yük. Müh. Abdurrahim Şahbaz ile Murat Kündes'e; XRD analizlerinde çalışmış Asis. M. Niyazi Gündoğdu ve Emel Bayhan ile Laborant Ahmet Çelik'e; çalışmanın çeşitli evrelerindeki bilimsel



tartışma ve yardımlarından büyük ölçüde yararlandığı Prof. Dr. Gürol Ataman (H.Ü.) ile Dr. Cengiz Keskin ve Hayrettin Okay'a (T.P.A.O.) en derin teşekkürlerini sunar.

#### APENDİKS - I

Bu çalışmada uygulanmış ağır mineral ayırma yöntemi:

1. Kumtaşı örneklerinden küçük parçalara ayrılmış (2.5 cm) 250 gr alınarak özel bir çelik havan içerisinde dövülmüştür. Bu işlem sırasında, darbeler daima havan dibine dik gelecek şekilde vurulmuş ve bu şekilde de monominerallerin kırılması önlenmeye çalışılmıştır.

2. Bu şekilde daha küçük parçacıklara ayrılmış numunenin yarı toz halindeki yığışımından 60 gr alınarak bir beher içerisine konulmuş, sonra buna kâfi miktarda % 20 lik asetik asit dökülmüş 110°C de 30 dakika kaynamaya bırakılmıştır.

3. Bu işlemi takiben materyel normal su ile yıkanarak çözülmüş olan bağlayıcı malzeme ve asitten temizlenmiş, kurutulmuş, sonra 60-120 meş (125-250 mikron) aralıklı elek takımında elenmiştir.

4. 250 mikronluk elek üzerinde kalan malzeme tekrar porselen havana getirilerek birinci şıkta açıklandığı gibi dövülmüş ve yukarıdaki işlemlere, geri kalan bütün materyel 125 mikronluk eleğe geçinceye kadar devam edilmiştir.

5. Eldeki iyice ufalanmış kumlu malzeme içindeki kil fraksiyonunun temizlenmesi için bu toz, 600 ml lik bir beher içerisine konularak ve üzerine önceleri normal su, son üç yıkamada ise damıtık su ilâve edilerek 20-30 saniyelik aralarla beher içindeki sular dökülerek yıkanmıştır. Bu işlem yapılırken, dibe çökmüş bulunan ana malzemenin de suyun üst kısımlarında bulunan kil fraksiyonu ile beraber dökülmemesine azamî gayret sarf edilmiştir.

6. Bu işlemden sonra, kil fraksiyonundan temizlenmiş olan materyel kurutulmuş ve 125 mikronluk elekte bir müddet elendikten sonra elek üzerinde kalan 125-250 mikron arası malzeme bir cam kaba alınmıştır.

7. Bunu takiben üzerine ince bir asetat filmi sarılmış küçük bir mıknaş vasıtasıyla bu malzeme içerisindeki demir oksit mineralleri temizlenmiş ve ayırma işlemine hazır hale gelmiş materyelden 20 gr ayrılmıştır.

8. Bu 20 gr toz, yoğunluğu 2.96-2.97 gr/cm<sup>3</sup> olan 0.75lt tetra-brom-etan konulmuş ayırma hunisine dökülerek bir cam çubukla karıştırılmıştır.

9. Ayırma hunisindeki sıvı her 20 dakikada bir cam çubukla karıştırılarak dibe çökme işlemi kolaylaştırılmış ve iki saat sonunda tabanda biriken ağır mineraller, huni musluğunun seri hareketlerle açılıp kapatılması sonucu altta bulunan özel süzgeç kâğıdına toplanmıştır.

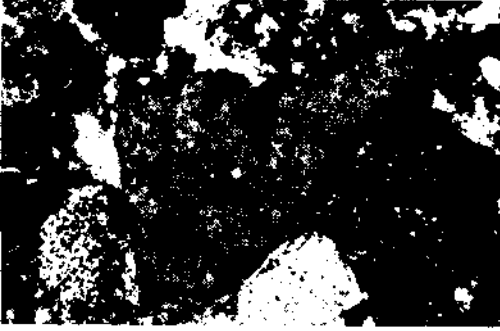
10. Bu süzgeç kâğıdı üzerinde birikmiş ağır mineral saf alkolle iyice yıkanarak ağır sıvıdan arınmış ve sonra kurutulmuştur.

11. Elde edilen ağır mineraller ikiye bölünerek, sıcak tabla üzerinde Kanada balzamu kullanılarak özel ağır mineral lamlarına (gratiküllü lamlar) yapıştırılmıştır.

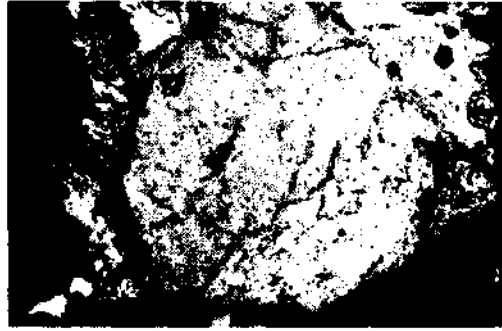
## DEĞİNİLEN BELGELER

- ANDEL, Van Tj. H. (1958): Origin and classification of Cretaceous, Paleocene and Eocene sandstones of Western Venezuela. *A.A.P.G. Bull.*, v. 42, s. 734-763.
- ATAMAN, G. & GÖKÇEN, S.L. (1975): Determination of source and paleoclimate from the comparison of grain and clay fractions in sandstones. A case study. *Sediment. Geo/.*, v. 40, s. 38-41.
- BALAGOPAL, A.T. & SRIVASTAVA, V.K. (1973): Petrography and classification of the arenites of the Chari Series in the Jurassic rocks Central Kutch, Gujarat (India). *Sed/ment. Geo/.*, v. 10, s. 215-224.
- CAROZZI, A.V. (1960): Microscopic Sedimentary petrography. John Wiley, New York-London, 486 s.
- CLEARLY, W.J. & CONOLLY, J.R. (1971): Distribution and genesis of quartz in a piedmont-coastal plain environment. *Geo/. Soc. America. Bull.*, v. 82, s. 2755-2766.
- DAPPLES, E.C. (1972): Some Concepts of cementation and lithification of sandstones. *A.A.P.G. Bull.*, v. 56, s. 3-25.
- DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. (1967): An introduction to the rock-forming minerals (2 nd ed.). Longmans, Green and Co. Ltd., London, 528 s.
- DİCKİNSON, W.R. (1970): Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *J. Sediment. Petrol.*, 40: 695-707.
- (1971): Detrital modes of New Zealand graywackes. *Sediment. Geo/.*, 5: 37-56.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of Carbonate rocks according to depositional texture: in HAM, W.E. (ed.), Classification of Carbonate rocks. *A.A.P.G. Memoir*, I, s. 108-121.
- DZULYNSKİ, S. & SMİTH, A.J. (1964): Flysch facies. *Ann. Soc. Geo/. Pologne*, v. 34, s. 245-66.
- FOLK, R.L. (1951): Stages of textural maturity in Sedimentary rocks. *j. Sediment. Petrol.*, v. 21, s. 127-130.
- (1954): The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rock nomenclature. *J. Geol.*, v. 62, s. 344-359.
- (1959): Practical Petrographie classification of limestones. *A.A.P.G. Bull.*, v. 43, s. 1-38.
- (1962): Spectral subdivision of limestone types: in HAM, W.E. (ed.), Classification of Carbonate rocks. *A.A.P.G. Memoir*, I, s. 62-84.
- (1968): Petrology of Sedimentary rocks. *Hemphill's*, Austin, Texas, 170 s.
- ; ANDREWS, P.B. & LEWIS, D.W. (1970): Detrital Sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *N.Z. Ji. Geol. Geophys.*, v. 13, s. 937-968.
- GÖKÇEN, S.L. (1967): Keşan bölgesinde Eosen-Oligosen sedimantasyonu, Güneybatı Türkiye Trakyası. *M.T.A. Derg.*, no. 69, s. 1-9, Ankara.
- (1976a): Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi I: Stratigrafik birimler ve tektonik. *Yerbi/im/eri*, c. 2, s. 161-200.
- (1976b): Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi II: Sedimantoloji ve paleoakmtılar. *Yerbi/im/eri*, -c. 2, s. 201-236.
- (1977): Ankara-Haymana güneyinin sedimantolojik incelenmesi III: Bölge tortullaşma modeli ve paleocoğ-rafya. *Yerbi/im/eri*, c. 3 (in press).
- IRWIN, M.L. (1965): General theory of epeiric clear water sedimentation. *A.A.P.G. Bull.*, v. 49, s. 445-449.
- KELLER, W.D. & LITTLEFIELD, R.F. (1950): Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks. *j. Sediment. Petrol.*, v. 20, s. 74-84.
- KERR, P.F. (1959): Optical mineralogy (3rd ed.). *Kogckusha Comp. Ltd.*, Tokyo, *McGraw-Hill Book Comp.*, New York, 442 s.

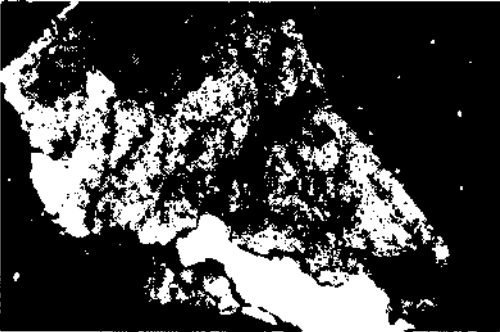
- KRUMBEIN, W.C. (1960): The geological population as a framework for analysing numerical data in geology. *Liverpool-Manch. Geol. J.*, v. 2, s. 341-68.
- McBRIDGE, E.F. (1963): Flysch and associated beds of the Matinsburg Formation (Ordovician), central Appalachians. *J. Sediment. Petrol.*, v. 32, s. 39-91.
- MILLOT, G. (1964): Geologie des argiles. *Masson*, Paris, 439 s.
- OKADA, H. (1971): Classification of sandstones. Analysis and proposal. *J. Geol.*, v. 79, s. 509-525.
- PETTİJOHN, F.J. (1954): Classification of sandstones. *J. Geol.*, v. 62, r. 360-365.
- (1957): Sedimentary rocks (2nd ed.). *Harper*, New York, N.Y., 718 s.
- ; POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1972): Sand and sandstones. *Springer Verlag*, Heidelberg. 618 s.
- PITTMAN, E.D. (1963): Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. *J. Sediment. Petrol.*, v. 33, s. 380-387.
- PRYOR, W.A. (1971): Petrology of the Permian Yellow Sands of northwestern England and their North Sea basin equivalents. *Sediment. Geol.*, v.6, s. 221-254.
- RIMSAITE, j. (1967): Optical heterogeneity of feldspars observed in diverse Canadian rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, v. 47, s. 61-76.
- SESTINI, G. (1970): Flysch facies and turbidite sedimentology. *Sediment. Geol.*, v. 4, s. 559-597.
- SELLEY, R.C. (1970): Ancient Sedimentary environments. *Chapman and Hall Ltd.*, London, 237 s.
- TRAVIS, R.B. (1970): Nomenclature for Sedimentary rocks. *A.A.P.G. Bull.*, v. 54, s. 1095-1107.
- VOLL, G. (1960): New York on petrofabrics. *Liverp. Manch. Geol. J.*, v. 2, s. 503-567.
- WALKER, R.G. & PETTİJOHN, F.J. (1971): Archean sedimentation: Analysis of the Minnitaki basin, northwestern Ontario, Canada. *Geol. Soc. America. Bull.*, v. 82, s. 2099-2130.
- WOLF, K.H. (1973): Conceptual models I. *Sediment. Geol.*, v. 9, s. 153-193.
- YÜKSEL, S. (1970): Étude géologique de la région d'Haymana (Turquie Centrale). *These*, Faculte des Sciences de l'universite de Nancy, France, 179 s.



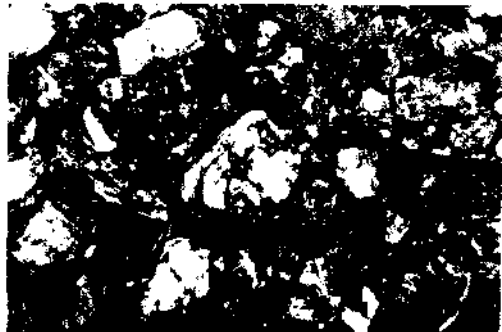
1



2



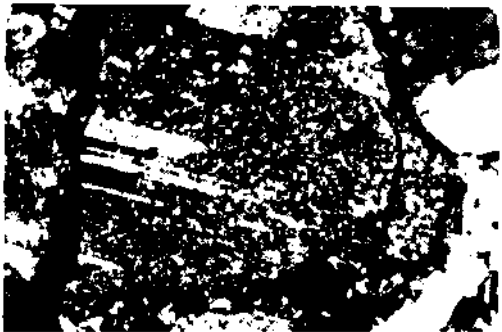
3



4



5



6

0 1.5 3 4.5 6 mm

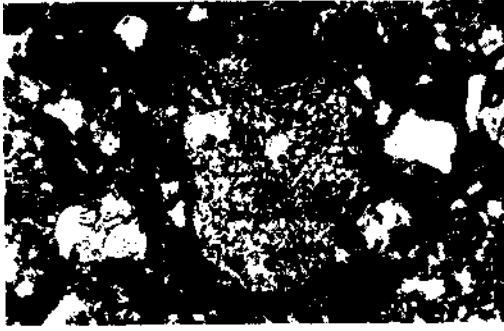
#### KUVARS VE FELDİSPATLAR

Şek. 1 - Monokristalin kuvars tanesi.

Şek. 2, 3 - Polikristalin kuvars taneleri.

Şek. 5 - Mikroklin.

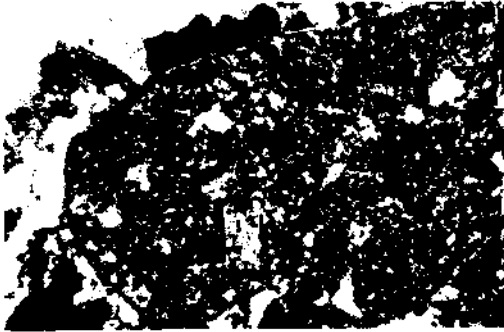
Şek. 4, 6 - Plajiyoklazlar.



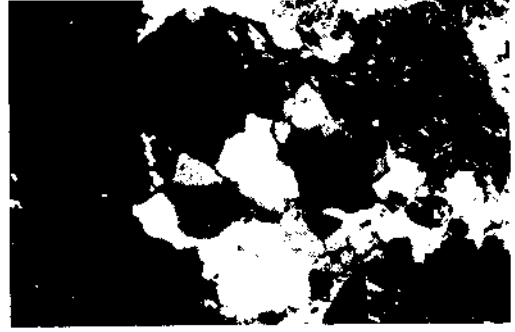
1



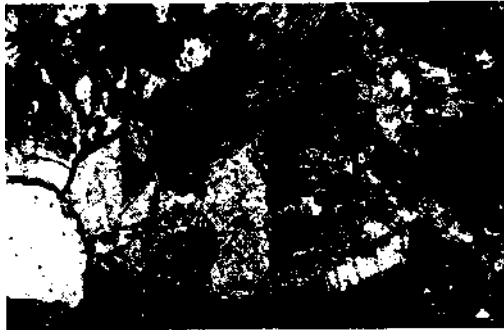
2



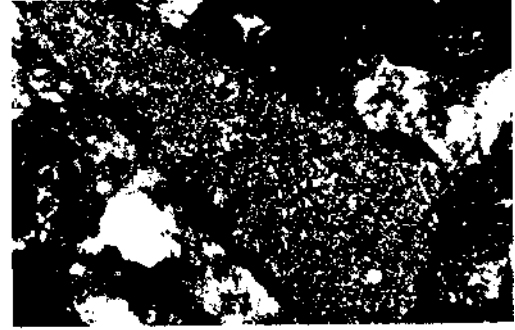
3



4



5



6

0 0.5 1 1.5 2mm

#### KAYAÇ PARÇALARI

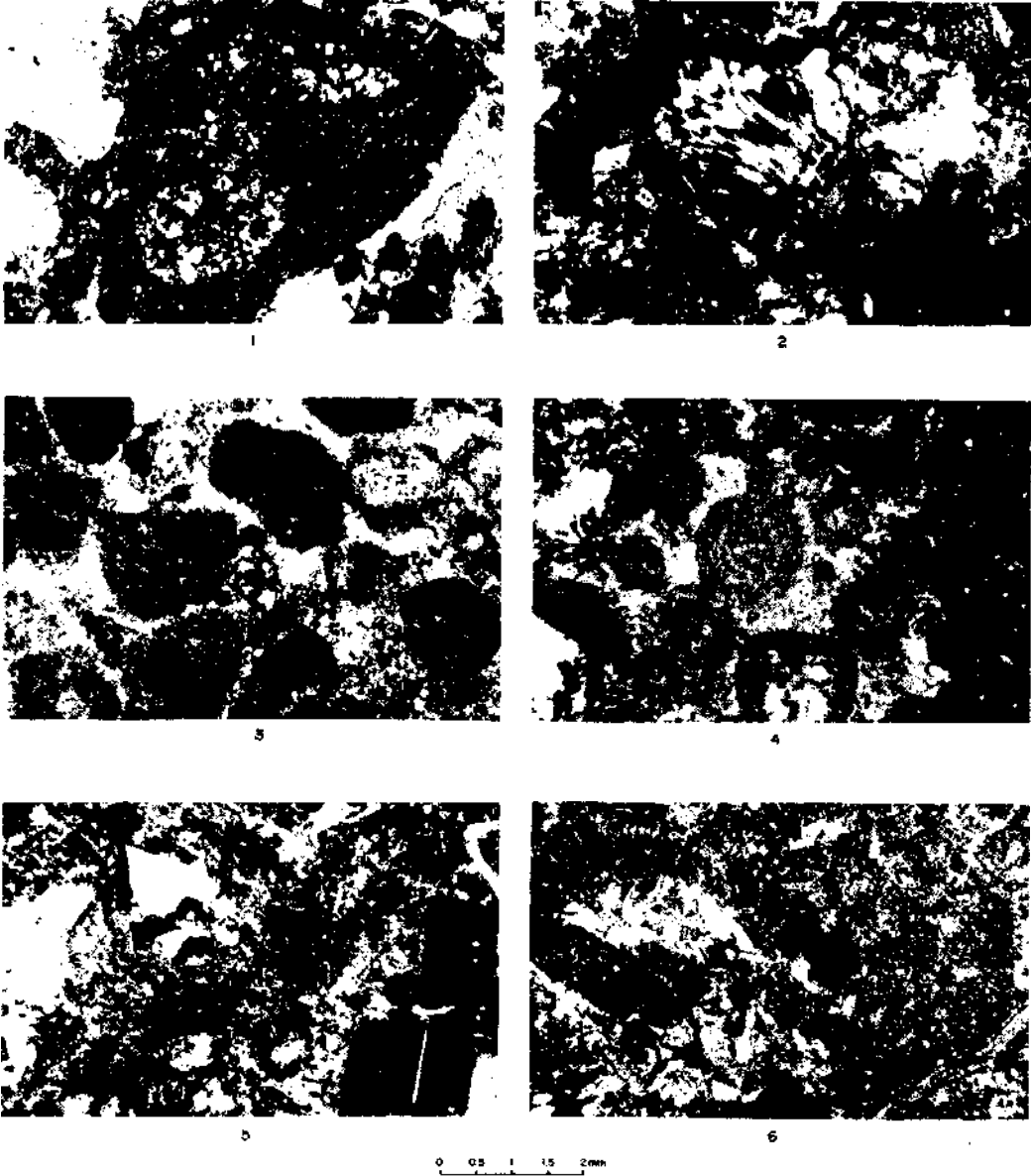
Şek. 1 - Serpantin parçası.

Şek. 2 - Spilit/diyabaz parçası.

Şek. 3, 5 - Riyolit parçaları.

Şek. 4 - Kuvarsit.

Şek. 6 - Gnays (?) parçası.



KAYAÇ PARÇALARI VE BİYOKLASTİK KİREÇTAŞLARI

Şek. 1, 2- Çört-radyolarit parçaları.

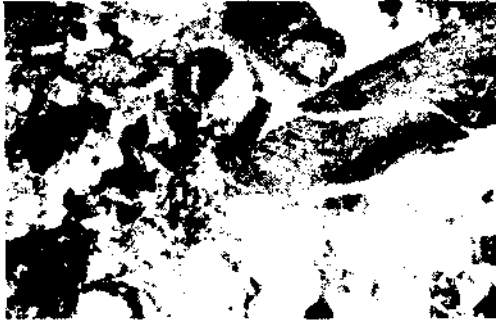
Şek. 3-6 - Karbonatlı ana bileşenlerin yanı sıra kuvars ve zonlu feldispat tanelerinden oluşmuş Karlıkdağı kalkarenitleri.



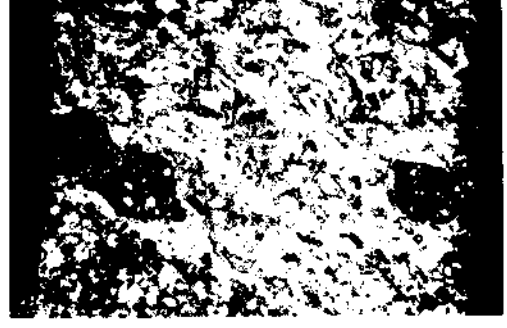
1



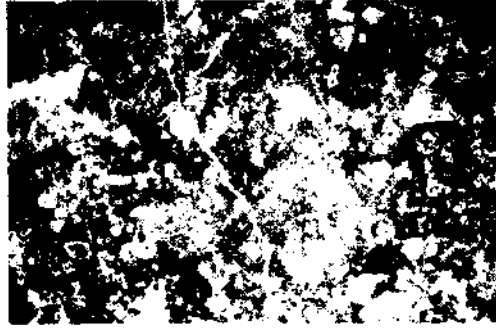
2



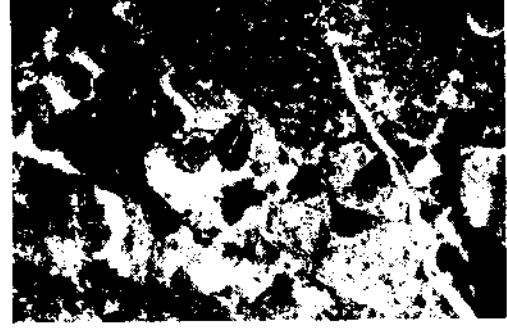
3



4



5



6

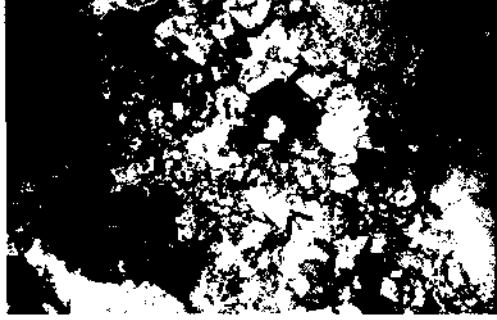
0 15 45 90 mm

TÜRBETEPE FORMASYONU RESİFAL KİREÇTAŞLARI I

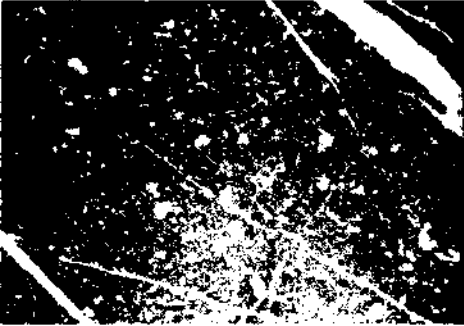
Şek, 1-6 - İstiftaşı mikrofasiyesinin ince kesit görüntüleri.



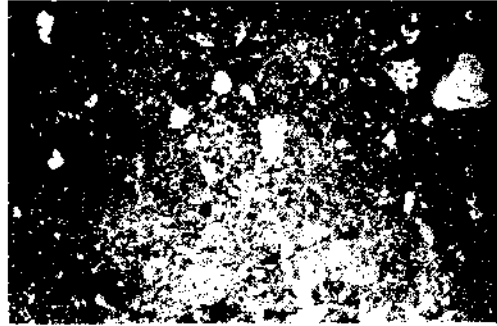
1



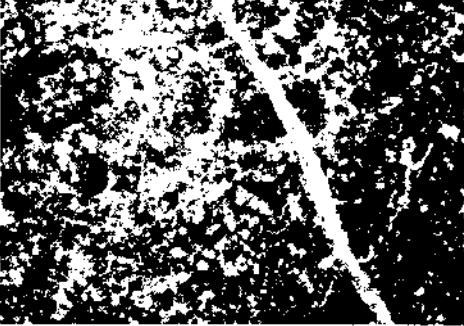
2



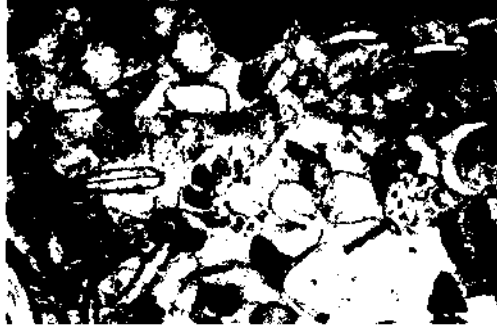
3



4



5



6

0 1.5 3 4.5 6 mm

#### TÜRBETEPE FORMASYONU RESİFAL KIREÇTAŞLARI II

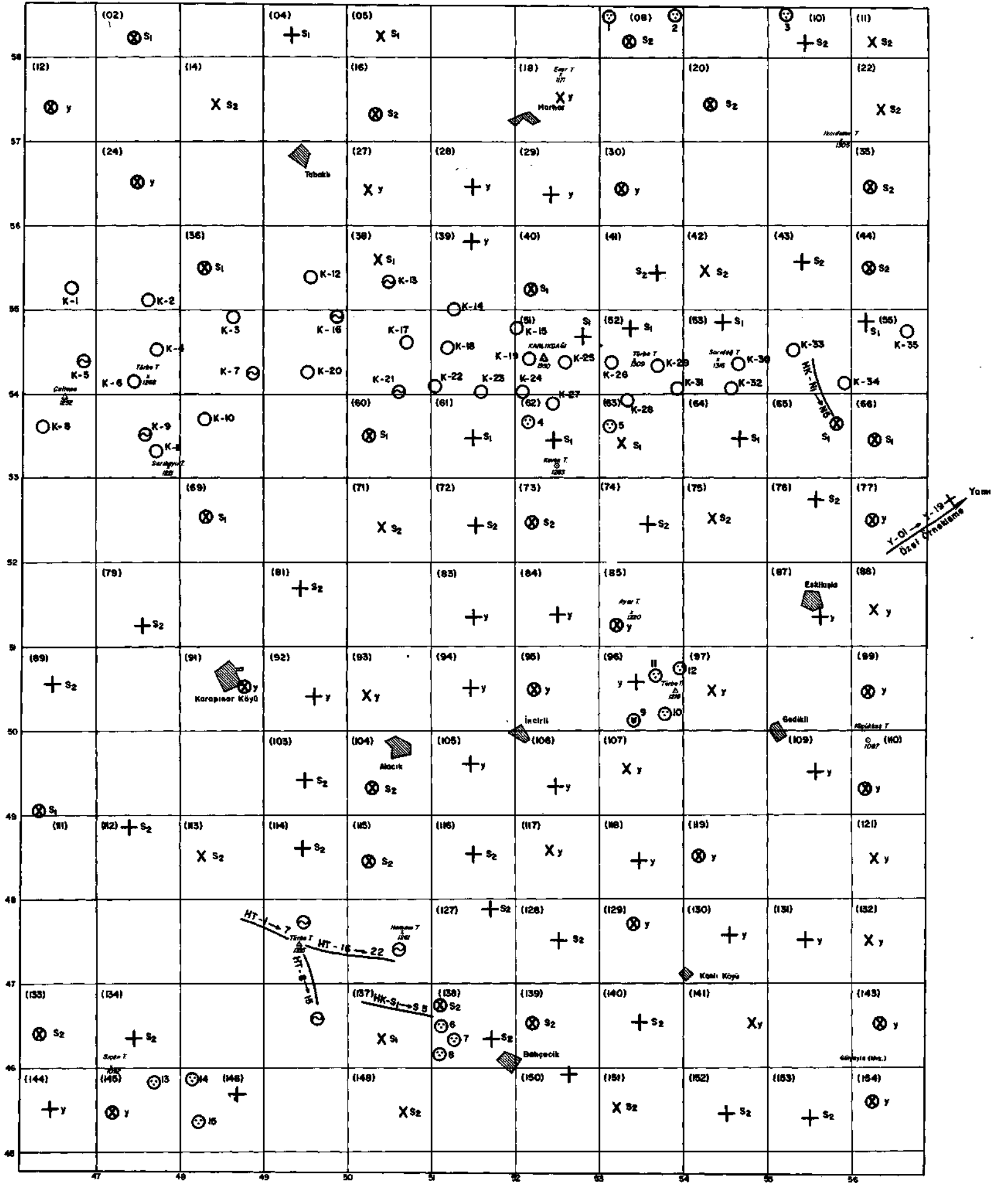
Şek. 1,2- İstiftaşı mikrofasiyesi.

Şek. 3, 4 - Çamurtaşı mikrofasiyesi.

Şek. 5 - Vaketası.

Şek. 6 - Tanetaşı mikrofasiyelerinin ince kesit görünümleri.





⊙ Konglomerat örnekleri

⊗ Doku, nokta sayımı, ağır mineraller ve XRD

X Nokta sayımı / petrografi ve XRD

+ Genel ince taneli petrografi ve XRD

⊖ Nokta sayımı ve/veya petrolojisi incelenen örnekler

○ Genel ince taneli petrografi yapılmış örnekler

S<sub>1</sub>; Sordere Fa., S<sub>2</sub>; Bahçecik Fa.,  
Y; Yomak Fa., K; Karlıdağ Fa.,  
HT; Türbetepe Kırcaçları



KİMYASAL VE İZOTOP NO	ORTOKOMER	ALLOKOMERLER				DİĞER BİLEŞENLER			KAYNAÇ ADI	DİĞER VERİLER VE DÜŞÜNCELER			
		Clası	YÜRÜTME SÜRE %'i	Postil	NTBA KLASI	PELLET	DOZU	%'i YÜRÜTME SÜRE %'i			GAZDAH TÜRÜMLERİ KALKALI	TEC MENNİLER	POZK 1992
2.2-1	1	Mikro Spekt 90 120	18 82	Fosforite 6 Ağ 20 Brom 4 Mangan 90 Diğerler 12 313			87 (2000)					İzotop	Mikroanaliz - Kimyasal - Kalsiyum - İyotun (% 100) oranında (% 100 Mikrosan diğer izotoplar ve mikroanaliz)
2.2-2	2	Mikro Spekt 229 145 374	47.1 31.7 78.8	Fosforite 6	90		2.2	6				İzotop	- Yürütme izotopları - Kalsiyum izotopları - Kalsiyum izotopları ve izotopları - İzotop izotopları
2.2-3	3	Mikro Spekt 174 117 281	34.8 25.4 50.2	Fosforite 14 Ağ 107 Brom 6 Diğerler 58 185		24		40.8				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-4	4	Mikro Spekt 96 16 117	19.2 3.2 22.4	Fosforite 140 Ağ 102 Brom 6 Diğerler 32 280			77.4	Kaynak 4	Kaynak 4			İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-5	5	Mikro Spekt 143 11 184	35.7 2.7 38.4	Fosforite 46 Ağ 118 Diğerler 54 218			8.6	İzotop 100	İzotop 100			İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-6	6	Mikro Spekt 400 14 224	36 2.8 38.8	Fosforite 6			1.2					İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-7	7	Mikro Spekt 153 154 476	28.6 57.2 85.8	Fosforite 6		28		8.2				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-8	8	Mikro Spekt 205 31 234	40.9 8.2 49.1	Fosforite 14 Ağ 45 Diğerler 66 125	10	80		53.2				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-9	9	Mikro Spekt 208 10 218	37 9	Fosforite 58 Ağ 24 Diğerler 108 190		58		18				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-10	10	Mikro Spekt 14 62 156	18.8 12.4 31.2	Fosforite 14 Ağ 50 Brom 70 Diğerler 82 216		14	4	68.6				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-11	11	Mikro Spekt 28 227 733	4.4 41.4 45.8	Fosforite 16 Ağ 136 Diğerler 206	4	32	25	54				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-12	12	Mikro Spekt 243 272 515	4.4 30.5 34.9	Fosforite 24 Ağ 40 Brom 10 Diğerler 104 178			42.9	6				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-13	13	Mikro Spekt 81 142 223	2 26.4 28.4	Fosforite 141 Ağ 40 Diğerler 161 342		8		71.6				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-14	14	Mikro Spekt 432 100	100	Fosforite 141 Ağ 40 Diğerler 161 342								İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-15	15	Mikro Spekt 65 100 225	14 34.2 48.2	Fosforite 131 Ağ 22 Brom 2 Diğerler 68 223		8	10	71.6	4			İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-16	16	Mikro Spekt 137 39 236	43.4 7.8 51.2	Fosforite 28 Ağ 54 Diğerler 112		28	8	48.2				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-17	17	Mikro Spekt 81 87 168	7 17.4 24.4	Fosforite 18 Ağ 40 Diğerler 42 100		17	18	71.6				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-18	18	Mikro Spekt 160 160 320	16.8 42.7 59.5	Fosforite 47 Ağ 38 Diğerler 71 156			42.9	6				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-19	19	Mikro Spekt 281 21 302	62 8.9 70.9	Fosforite 22 Ağ 36 Diğerler 23 181	8	38		33.0				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-20	20	Mikro Spekt 184 38 317	37.8 3.2 41.0	Fosforite 34 Ağ 94 Brom 22 Diğerler 38 210		73		56.6				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-21	21	Mikro Spekt 105 91 200	43.6 12.2 55.8	Fosforite 6 Ağ 24 Diğerler 52		70		24.0				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları
2.2-22	22	Mikro Spekt 189 15 204	37.0 3.2 40.2	Fosforite 118 Ağ 28 Diğerler 131 277		20	24	54				İzotop	- İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları - İzotop izotopları

Özellikler Görünüm ve Form (1)	HAFIF MİNERALLER												AĞIR MİNERALLER										KİL FRAKSİYONU MİNERALLERİ										PETROGRAFIK SINIFLAMA		TANE BOYU PARAMETRELERİ						OLGUNLUK (2)		Çizim / Mikrit / Yabancı				
	Mona. O	Poli. O	Volk. O	Orto. lapa	Mikro. lita	Projilo	Mikro. parça	Mag. parça	Mona. parça	Sedi. parça	Çevreli	Bilimsel	Demir oksitler	Granat	Epidot	Zoisit	Apatit	Sifen	Biyotit	Biotit	Zirkon	Diğerleri	Fe-Mg silikat	İllit	Vermicülit	Montmorillonit	Serpentin	M <sub>1</sub> -M <sub>2</sub>	M <sub>3</sub> -M <sub>4</sub>	M <sub>5</sub> -M <sub>6</sub>	M <sub>7</sub> -M <sub>8</sub>	M <sub>9</sub> -M <sub>10</sub>	Korona	[M <sub>11</sub> -M <sub>12</sub> ]	ANDEL 1956	OKADA 1971	I. %	90. %	95. %	M <sub>2</sub>	σ <sub>1</sub>	St <sub>1</sub>		K <sub>0</sub>	Düzensiz	Mikroölçüm	
																																															Düzensiz
H-154/Y	108	47	8	4	2	28	25	82	41	12	121	14	149	7	13	-	4	-	3	-	2	2	2	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Grovak	Lith. Vaka	0,60	2,32	3,30	2,32	0,82	-0,01	0,96	-	-	26	
H-148/Y	88	39	6	7	3	24	24	160	52	9	96	12	159	8	11	-	5	2	4	3	3	5	3	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	0,00	1,24	2,00	1,24	0,51	-0,01	0,78	+	-	19	
H-143/Y	111	87	8	10	4	28	10	102	43	23	99	8	167	6	12	-	4	-	13	8	2	1	3	3	-	-	E	4	E	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-1,00	1,40	2,10	1,28	0,64	-0,32	1,11	-	-	20		
H-129/Y	103	87	7	13	-	34	14	83	47	21	116	4	167	6	13	-	-	-	5	3	4	2	5	5	-	-	E	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,20	2,10	2,80	2,13	0,41	0,03	1,23	-	-	23		
H-118/Y	101	60	5	6	2	40	16	100	40	16	107	4	165	6	13	-	3	-	7	2	4	-	5	5	-	-	E	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	-0,62	1,82	2,80	1,79	0,66	-0,08	0,94	+	-	21		
H-110/Y	85	42	5	11	-	33	16	144	51	30	81	6	165	7	12	-	4	3	3	-	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-1,46	0,60	2,50	0,62	1,07	0,06	0,96	+	-	16	
H-99/Y	103	61	5	8	4	36	23	89	38	19	124	10	123	2	17	-	3	8	21	6	14	4	2	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	1,20	2,68	3,50	2,67	0,52	-0,03	0,87	+	-	25	
H-96/Y	66	44	5	5	-	41	21	120	47	34	88	3	196	7	9	-	-	7	8	-	6	7	4	5	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,20	1,70	3,16	1,89	0,80	0,22	0,74	+	-	18	
H-91/Y	107	62	7	6	5	26	13	93	46	16	106	13	144	-	17	2	5	4	6	6	6	6	3	5	2	-	E	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,50	1,90	3,38	2,04	0,70	0,28	0,97	-	-	21		
H-86/Y	122	88	8	42	3	79	11	43	25	8	80	11	181	5	19	-	3	3	9	7	-	4	-	5	5	-	-	-	-	-	-	-	-	Arkoz	Feldit. Arenit	-0,40	1,16	2,30	1,24	0,71	0,13	0,78	+	-	16		
H-77/Y	109	84	2	5	3	40	19	79	47	13	121	8	180	6	17	-	4	-	4	8	1	3	6	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Grovak	Lith. Arenit	1,60	2,30	3,62	2,57	0,46	0,37	1,24	+	-	24		
H-50/Y	101	78	8	7	-	22	9	106	53	9	98	10	148	8	28	-	3	6	4	3	-	-	5	5	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,50	1,90	3,72	2,04	0,72	0,36	1,12	+	-	20	
H-24/Y	90	40	4	7	-	24	15	144	45	41	84	6	161	6	12	3	2	6	2	-	4	5	4	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-1,74	0,10	1,20	0,13	0,72	0,30	0,65	+	-	16	
H-12/Y	125	68	3	4	-	43	16	59	37	18	127	10	160	-	13	6	-	4	3	1	7	6	8	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,20	2,18	3,20	2,24	0,55	0,13	1,11	-	-	25	
H-139/B	82	81	3	3	3	14	16	105	82	11	106	6	98	15	28	13	9	8	13	-	16	-	-	2	3	3	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	0,00	1,48	2,56	1,42	0,56	-0,09	0,90	+	-	21	
H-135/B	57	78	3	2	3	18	27	88	102	6	115	11	181	5	18	11	7	6	2	-	-	-	3	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-0,20	2,00	2,80	2,00	0,43	-0,10	1,68	-	-	23	
H-115/B	60	70	-	3	5	19	23	96	94	6	115	8	150	8	19	7	5	6	3	-	2	-	3	6	2	-	E	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	0,80	1,80	2,96	1,99	0,80	0,46	1,00	+	-	23	
H-104/B	73	87	2	6	5	16	20	80	96	14	98	9	105	12	38	7	8	9	6	4	7	4	4	4	-	-	E	2	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	-0,80	1,34	2,76	1,41	0,74	0,14	1,00	+	-	20	
H-73/B	47	85	6	3	5	19	19	111	97	11	101	8	146	9	16	7	5	-	8	3	6	-	5	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	-0,80	1,50	3,80	1,66	0,96	0,29	1,30	+	-	20	
H-69/B	52	84	4	5	4	18	16	98	81	9	118	11	122	7	32	19	6	6	3	2	3	-	4	2	-	1	2	-	1	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-0,80	1,50	2,74	1,52	0,73	-0,04	1,60	+	-	24	
H-44/B	61	90	2	3	3	14	25	96	79	16	104	9	159	7	16	5	2	4	2	1	1	-	4	5	-	-	E	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,00	1,38	2,80	1,38	0,75	0,09	1,02	+	-	21	
H-20/B	58	79	4	3	4	16	28	88	95	10	114	13	151	7	21	9	-	4	6	-	-	-	2	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,80	1,78	3,00	1,80	0,79	0,17	1,09	+	-	23	
H-16/B	84	52	3	-	3	16	13	110	100	8	104	7	133	5	32	11	4	12	3	-	-	-	2	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-0,98	1,24	3,30	1,32	1,28	0,09	0,80	+	-	21
H-6/B	55	76	2	3	2	18	25	90	96	6	109	14	145	9	22	10	5	6	3	-	-	-	2	2	2	E	-	4	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-0,34	1,82	3,20	1,85	0,85	0,02	0,94	+	-	22	
H-111/S	78	88	2	6	-	14	15	116	44	15	96	11	164	-	21	-	3	4	1	-	7	-	2	5	-	-	1	2	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-1,20	0,82	3,36	1,14	1,02	0,46	1,01	+	-	19		
H-66/S	106	70	6	4	2	13	31	82	55	27	118	11	153	-	26	5	5	2	4	-	5	-	3	5	-	1	1	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,00	1,96	3,38	2,08	0,68	0,23	1,16	+	-	24	
H-60/S	70	97	8	5	2	16	28	76	56	22	111	10	139	4	46	5	2	-	2	2	-	-	2	3	-	4	1	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	0,60	2,10	3,14	2,24	0,49	0,35	1,04	-	-	22	
H-40/S	85	78	6	4	-	13	12	82	101	42	89	8	126	3	42	5	4	4	5	2	6	-	4	5	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	-1,80	0,90	2,46	0,63	0,84	0,29	1,08	+	-	18	
H-36/S	38	56	4	-	-	15	8	167	93	29	83	8	190	4	30	-	2	3	4	-	8	2	3	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Vaka	Lith. Vaka	-0,50	1,14	2,08	1,21	0,54	0,12	1,17	-	-	17	
H-2/S	124	86	3	-	4	18	38	40	48	16	127	18	118	3	27	37	4	4	3	3	6	-	2	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Lith. Arenit	Lith. Arenit	1,04	2,80	3,60	2,60	0,60	0,06	0,96	+	-	25	
HK-1/KN	128	69	7	7	-	48	20	23	29	5	136	13	137	6	28	13	4	-	2	3	4	3	4	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Sub. Ark.	Feldit. Vaka	0,60	2,00	2,72	2,00	0,47	-0,01	0,85	+	-	28	
HK-2/KN	94	79	3	5	-	38	13	51	97	14	97	9	122																																		