

TÜRKİYE JEOLOJİ KURUMU BÜLTENİ

**BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SOCIETY
OF TURKEY**

Cilt: XIV – Sayı: 2

Vol: XIV – No. : 2

1971

TÜRKİYE JEOLJİ KURUMU BÜLTENİ

Bulletin of the Geological Society of Turkey

Eylül - 1971 - September

İÇİNDEKİLER—CONTENTS

- Ö. DORA : Über Verwendungsmöglichkeiten des Zinkblende
Pyrrhotinmischkristalls als geologisches thermometer
(Çinkoblend - Pirotin karışımı kristallerinin jeolojik termometre olarak kullanılma olanakları) 103
- A. ERTÜRK : Hatay - Samandağı kooperatif sahasında jeofizik metotlarla tatlı ve tuzlu su girişimi probleminin çözümlenmesi
(Par des méthodes géophysiques, la résolution du problème de l'eau salée et nonsalée, dans la région de Samandağı - Hatay) 135
- O. KAYA : İstanbul'un karbonifer stratigrafisi
(The carboniferous stratigraphy of Istanbul) 143
- T. KİNEŞ : Vanadinit ve Desklozit üzerine bir çalışma
(A study on Vanadinite and Desclosite) 201
- T. NORMAN
- M.R. RAD : Çayraz (Haymana) civarının Harhor (Eosen) formasyonunda alttan üste doğru doku parametrelerinde ve ağır mineral bolluk derecelerinde değişmeler
(Vertical variations in grain size parameters and heavy mineral abundance of Harhor formation "Eocene" in Çayraz area "Haymana" 205
- Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteni yayın kuralları 226

TÜRKİYE JEOLJİ KURUMU
(The Geological Society of Turkey)

—oOo—

25. DÖNEM KURULLARI (1971 - 1972)
(1971 - 1972 Committees)

YÖNETİM KURULU
(Executive Committee)

Sema GÜNENÇ	Başkan (President)
Sezer ÖZİL	İkinci Başkan (Vice President)
Selçuk BAYRAKTAR	Genel Sekreter (General Secretary)
Yüksel ATAMAN	Muhasip Üye (Treasurer Member)
Baki AKÇA	Faal Üye (Executive Member)

DİSİPLİN KURULU
(Disciplinary Committee)

Hamit Nafiz PAMİR	Başkan (President)
Nuriye Pınar ERDEM	Üye (Member)
Cahide KIRAĞLI	Üye (Member)

DENETLEME KURULU
(Controllers)

Temuçin AYGEN	Başkan (President)
Gani UNCUGİL	Üye (Member)
Ercan KOŞAR	Üye (Member)

BİLİMSEL ve TEKNİK KURUL
(Scientific and Technical Committee)

Teoman NORMAN	Ercan KOŞAR
Cengiz KESKİN	Ferruh DEMİRMEN
Esen ARPAT	Tamer AYAN
Yavuz ERKAN	Tuncer GÜVENÇ
Erman ŞAMİLGİL	Turan KAYIRAN

YAYIN KURULU
(Publication Committee)

Sezer ÖZİL	Selçuk BAYRAKTAR	Ersin TANÖREN
-------------------	-------------------------	----------------------

—oOo—

Yazışma adresi:
Türkiye Jeoloji Kurumu
P.K. 464 - Kızılay
ANKARA - Türkiye

Correspondence address:
The Geological Society of Turkey
P. K. 464 - Kızılay
ANKARA - Turkey

ÜBER VERWENDUNGSMÖGLICHKEITEN DES ZINKBLENDE PYRRHOTINMISCHKRISTALLS ALS GEOLOGISCHES THERMOMETER

(Zinkblend - Pyrotin Karışım Kristallerinin Jeolojik
Termometre Olarak Kullanılma Olanakları)

O. Özcan Dora

Ege Universität, Geologisches Institut, İzmir

ZUSAMMENFASSUNG

Zunächst werden kurz die Untersuchungsmethoden erwähnt und dann die physikalisch-chemischen Entstehungsbedingungen der untersuchten natürlichen Vorkommen nach petrologischen Gesichtspunkten festgestellt. Nach der begleitenden Diopsid-Wollastonit-Andradifazies ist anzunehmen, dass das kontakt - metasomatische Zinkblendevorkommen von Bağırkaç (im Eybek Granodioritmassiv) bei 500 bis 1000 Bar Druck und 400° bis 500°C Temperatur entstanden ist. Dagegen rechtfertigen die spektroskopischen Analysen des Karakoca - Vorkommens (im Eğrigöz - Karakoca Granitmassiv) einen hydrothermalen Entstehungsbereich bei 100 bis 200 Bar Druck und 200° bis 300°C Temperatur.

Weiter wurden die Pyrrhotingehalte und die Gitterkonstanten der Zinkblendemischkristalle auf die Apsis - und Ordinatenachsen eines Koordinatensystems aufgetragen und die Zusammenhänge diskutiert. Es konnte gezeigt werden, dass in den natürlichen Zinkblendemischkristallen das VEGARD - Gesetz bis 10 % FeS Gehalt gilt.

Schliesslich wurden die analytischen Daten in die, aus den Literatur übernommenen Synthesediagramme eingezeichnet und Vergleiche gezogen. Es wurde gezeigt, dass die Ablesung der Bildungstemperatur allein aus dem FeS - Gehalt der Zinkblende nicht möglich ist. In übereinstimmenden Fällen kann dieser als Wegweiser dienen. Wie auch aus den letzten Synthesediagrammen hervortritt, nimmt der FeS-Gehalt der Zinkblende mit abnehmender Temperatur zu. Diese Feststellung steht mit den älteren Anschauungen im Widerspruch.

ÖZ : Bu incelemede, kontakt-metasomatik ve hidrotermal safhada oluşan doğal çinkoblend karışım kristalinden (pirotin ile karışım göstermektedir) çeşitli metodlarla elde edilen veriler, sentez diyagramlarına uygulanarak kıyaslamalar yapılmıştır.

Önce, kısaca inceleme metodlarına değinilmiş ve petrolojik verilerin ışığında, seçilen doğal yatakların fiziko - kimyasal oluşum koşulları kesinlikle ortaya çıkarılmıştır. Kontakt - metasomatik çinkoblend yataklarına örnek olarak seçilen Bağırkaç (Eybek Granodiorit Masifi) zuhurlarının, Diopsid - Vollastonit - Andradit eşliğinde, 400 - 500°C sıcaklık ve 500 - 1000 bar basınç altında olduğu bulunmuştur. Hidrotermal yataklara örnek verilen Karakoca (Eğrigöz - Karakoca Granit Masifi) zuhurları ise, spektroskopik analizlere göre, 200-300°C sıcaklıkta ve alçak basınçlarda (100-200 b) meydana gelmiştir.

Sonra, incelenen yatakların çinkoblendi içinde kantitatif tespit edilen pirotin mol yüzdesi ile, çinkoblend kristalinin Elementer Hücre Parametresi apsis ve ordinata taşınarak aralarındaki bağıntı incelenmiştir. VEGARD kanununun çinkoblend karışım kristallerinde belirli bir pirotin karışımına kadar (% 10 mol FeS) geçerliliği görülmüştür.

Son bölümde de, bulunan analitik değerler literatürden alınan sentez diyagramlarına taşınarak kıyaslamalar yapılmıştır. Sadece, çinkoblend bünyesinde pirotin mol yüzdesinden gidilerek oluşum sıcaklığı tayin etmenin imkânsızlığı gösterilmiş ve analitik değerlerin sentez diyagramlarıyla uyduğu hallerin yol gösterici veriler olarak kabulü gerektiğine değinilmiştir. Elde edilen analitik verilerle en yeni sentez diyagramları arasında ortak bir husus; eski görüşlerin aksine, doğal çinkoblendlerde de artan sıcaklıklarda pirotin mol yüzdesinin azaldığıdır.

I. ALLGEMEINES

1.1. Einführung

Um über die Entstehungsbedingungen der Zinkbendelagerstätten exakte mathematische Kriterien zu gewinnen, wurden in den letzten Jahren im Fe - Zn - S - Dreistoffsystem intensive synthetische Untersuchungen durchgeführt. Die Hoffnung, die Synthesediagramme als geologisches Thermometer heranziehen zu können, machte die Untersuchungen besonders interessant. Die von

KULLERUD (1953) am pseudobinären FeS - ZnS - System vorgenommene Untersuchung bildet die fundamentale Basis auf diesem Gebiet. Später wurden zwischen den Synthesediagrammen von KULLERUD (1953) und BARTON & TOULMIN (1966) und CHERNYSHEV & ANFILOGOV (1967) in mehreren Punkten Diskrepanzen festgestellt. Diese Resultate zeigen, dass die Synthesediagramme nur mit grossem Vorbehalt auf die natürlichen Vorkommen angewandt werden können. Denn im Vergleich zu den heute noch unklaren physikalischen - chemischen Bedingungen eines einfachen natürlichen Vorkommens, sind selbst die komplizierten Laborsysteme viel einfacher.

Wie wir von den natürlichen Vorkommen wissen, kann der Zinkblendekristall bis zu 30 % Pyrrhotin aufnehmen. Zinkblende kristallisiert im Diamant - Typus ($Td^2 - F43m$, $Z = 4$), Pyrrhotin tritt dagegen im Ni As - Typus ($D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$) auf. Daraus ist zu ersehen, dass sowohl die Kristallklassen als auch die Strukturen der beiden Mineralien verschieden sind. Ausserdem besteht auch zwischen den Koordinationszahlen Unterschiede. Im Zinkblendegitter ist jedes Zn tetraedrisch von 4 S und jedes S tetraedrisch von 4 Zn umgeben. Dagegen umgeben beim Pyrrhotin 6 Fe Atome jedes S in Form eines trigonalen Prismas, während Fe von 6 S (die

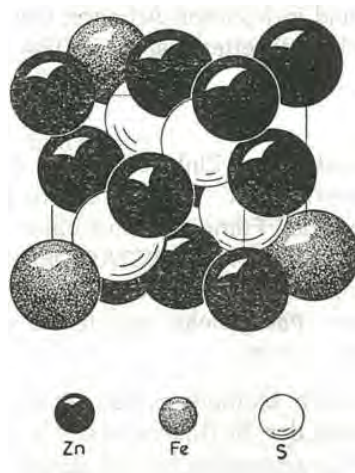


Abb. 1. Das Atomgitter des Zinkblendemischkristalls. Fe und Zn sind statistisch auf identische Punktlagen des Kristallgitters verteilt.

annähernd ein Oktaeder bilden) +2 Fe koordiniert wird. Die Ähnlichkeit der Ionenradien von Fe^{+2} und Zn^{+2} ($\text{Fe}^{+3} = 0,82 \text{ \AA}$, $\text{Zn}^{+2} = 0,83 \text{ \AA}$) ermöglicht diese Substitution im Zinkblendemischkristall, obwohl die Strukturtypen verschieden sind (Abb. 1). Solche Ersatzbarkeit der chemischen Bestandteile der verschiedenen Strukturtypen werden als Diadochie bezeichnet. Der (Zn, Fe) S Mischkristall hat den gleichen Strukturtypus wie die reine Zinkblende.

Bei der Entstehung dieses Mischkristalls spielt auch die kovalente Bindung in der Zinkblende und das elektrostatische Gleichgewicht eine grosse Rolle. Nach dem PAULING'schen Elektronegativitätsgesetz errechnet sich der Ionenbindungsanteil als 16,2 % im Zinkblende-Kristall. Da die Elektronegativitätszahlen bei Zn 1,6 und bei Fe 1,8 sind, tritt nach der Substitution keine grosse Abweichung vom berechneten Wert auf. Weil Zn und Fe beide +2 elektrische Ladung tragen, ändert sich beim elektrostatischen Gleichgewicht des Mischkristalls nichts.

Es ist bis jetzt über die Beziehung zwischen den Syntheseresultaten im Fe – Zn – S system und den Entstehungsbedingungen der Zinkblendelagerstätten keine detaillierte und auf die Aufstellung der allgemeinen Regeln gerichtete Untersuchung unternommen worden. Der Verfasser ergänzte seine röntgenographisch ermittelten Ergebnisse mit erzmikroskopischen und petrographischen Untersuchungen und versuchte über die Entstehungsbedingungen des natürlichen Zinkblendemischkristalls genauere Daten zu gewinnen. Für die Untersuchung wurden zwei Provinzen der Zinkblendemineralisation gewählt, die unter verschiedenen physikalisch - chemischen Bedingungen entstanden und in früheren Arbeiten vom Verfasser mineralogisch - petrographisch bearbeitet waren (DORA 1969 a, 1969 b).

1.2. Methodik

Die Gitterkonstanten von Zinkblende und Andradit wurden aus den Difraktometerdiagrammen, die mit einem PHILLIPS - MULLER - Röntgengerät und aus den Filmen die mit einer Debye - Scherrerkamera (57,5 mm) des SIEMENS - KRISTALLOFLEX 4 - Röntgengerätes aufgenommen waren, berechnet. Je nach der Menge der untersuchten Mineralien in der Paragenese wurde die graphische oder die Filmmethode gewählt.

Bei der graphischen Methode wurde durch die Stufenmessung der Impulse das Lesen der 2^θ Glanzwinkel bis zu einer Genauigkeit von $0,01^\circ$ ermöglicht. Ausserdem konnte durch die Extrapolation der a_0 - Werte gegen $\cos 2^\theta$ (im Bereich $2^\theta > 56^\circ$) die Gitterkonstanten der Zinkblendes mit $0,0006 \text{ \AA}$ Fehler berechnet werden. Auch in den Syntesediagrammen aus der Literatur liegt der Fehler in der gleichen Grössenordnung.

Mit dem Koinzidenzmasstab kann man die Linien der Debye - Scherrerfilme bis zur einer Genauigkeit von $0,01 \text{ mm}$ ablesen. Dies entspricht $2^\theta = 0,01^\circ$ Glanzwinkel und somit ändert sich der Fehler zwischen den beiden Methoden nicht. Da aber bei den Debye - Scherrer filmen die $K\alpha_1$ und $K\alpha_2$ Linien sich nicht trennen lassen, muss man sich für die Extrapolation mit wenigen Werten begnügen. Dagegen ist es von grossem Vorteil, dass sehr geringe Substanz (1 mg) verbraucht wird.

Analysen wurden je nach Erfordernissen mit Röntgen - Fluoreszenz, Elektronen - Mikrosonde und nasschemischen Methoden gemacht. Durch die Anwendung der «Boraxperlenmethode» kann man die Silikatminerale mit Röntgen - Fluoreszenz mit $\pm 0,1 \%$ Genauigkeit analysieren. Dagegen werden, wegen der guten Leitfähigkeiten der sulfidischen Mineralien mit der Mikrosonde bessere Ergebnisse erzielt. Um die Untersuchung von systematischen Fehlern zu verhüten, wurden die sulfidischen Mineralien ausserdem nasschemisch nachkontrolliert. Ausführliche Schilderung der Methoden werden in DORA (1971) gegeben.

II. MINERALOGIE UND ENTSTEHUNGSBEDINGUNGEN DER ALS MODELL AUSGESUCHTEN NATÜRLICHEN ZINKBLENDELAGERSTÄTTEN .

II. 1. Das Bağırkaç - Vorkommen

Das Erzvorkommen, das für die kontakt - metasomatisch entstandenen Zinkblendelagerstätten als Modell ausgesucht wurde, befindet sich im Bağırkaç - Bach nördlich des Eybek - Granodioritmassives (Abb. 2). Die Lagerstätte wurde am Kontakthof vom Eybek - Granodioritmassiv, dem von vielen Bearbeitern varistisches Alter zugeschrieben wird, mit den epimetamorphen Schiefer in Grünschieferfazies gebildet. In $50 - 100 \text{ m}$ Entfernung vom Kontakt sind zwei 200 bis 400 m lange vererzte Zonen, die 20° NW streichen

und mit $45^\circ - 55^\circ$ nach NEE eintauchen, zu beobachten. Die Erzminerale haben sich in Linsen, die der Schieferung parallel sind, gesammelt.

An Nord- und Ostrand des Eybek - Granodioritmassives wurde ein 3 – 4 km breiter Streifen geschiefert. Offenbar gehört dieser von Gümüş (1964) als geschieferter Granodiorit bezeichneter Teil der Frühintrusion des Massives an und wurde während der jüngeren Hauptintrusionsphase bis zur Grünschieferfazies metamorpho-

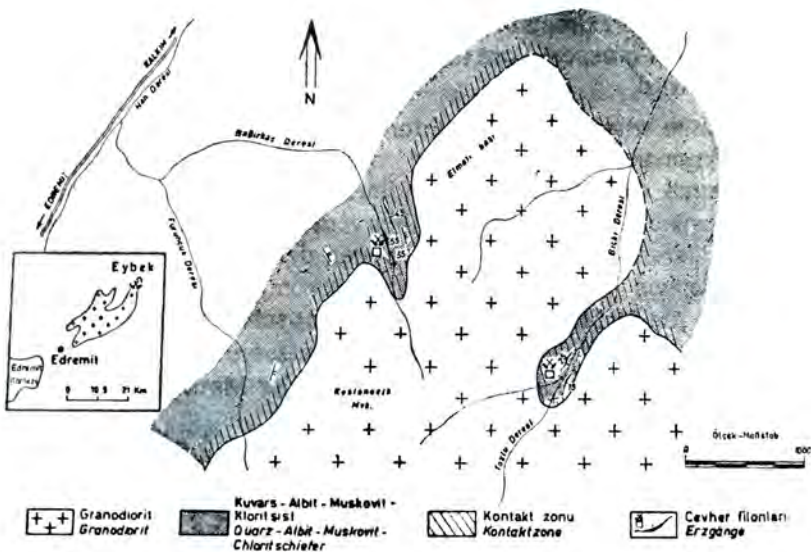


Abb. 2. Geologische Karte des Bağırkaçvorkommens.

siert. Die primären Mineralien wurden diaportitisch umgewandelt. Auch das Nebengestein des Bağırkaç - Zinkbendevonkommens gehört zu diesem sogenannten geschieferten Granodiorit.

Der Granodiorit enthält Quarz, Kalifeldspat (Nach MARFUNIN - TRÖGER 1967, S. 694, Diagramm Mikroklin bis $Or_{60}Ab_{40}$), Plagioklas (An 10 bis 38 %), Hornblende, Biotit, Apatit, Zirkon, und Titanit. In den aplitischen Dykes des Granodiorits sind die charakteristischen myrmekitischen und bei den Kalifeldspäten pertitischen Verwachsungen in zwei Generationen zu beobachten. Aus diesen Erscheinungen kann man klar feststellen, dass bis zur Erreichung des chemisch-thermodynamischen Gleichgewichts genügend Ab-

kühlungszeit zur Verfügung stand (Tf; I; Photo 1,2).

Die regionale Metamorphose der Dachschiechten hat höchstens die Quarz - Albit - Epidot - Almandinsubfazies der Grünschieferfazies erreicht. Da die Serien ab Perm nichtmetamorph sind, ist die regionale Metamorphose, welche die Grünschieferfazies nicht überschritten hat, wie auch die Intrusionen der varistischen Tektonogenese zuzuschreiben.

Die epimetamorphen Schiefer ummanteln das Eybek - Granodioritmassiv ringsherum. Je näher man sich den Kontakt nähert, können thermische Kontaktmineralzonen, welche die verschiedenen PT Bedingungen charakterisieren, unterschieden werden. In dieser Kontaktaureole, die 100 bis 500 m Breite aufweist, treten die Indexminerale der Albit-Epidot-Hornfels - und Hornblende-Hornfelsfazies auf. ASLANER (1955) und GÜMÜŞ (1964) erwähnen ebenfalls die charakteristischen Mineralien dieser Fazies. An der Nord- und Südflanke des Eybek - Granodioritmassives hat sich die kontaktmetamorphose bis zur Hornblende - Hornfelsfazies gesteigert; die Pyroxen - Hornfelsfazies wurde nicht erreicht.

II. 1.1: Die Skarnzone

Bei einer detaillierten petrographischen Aufnahme der Skarn-

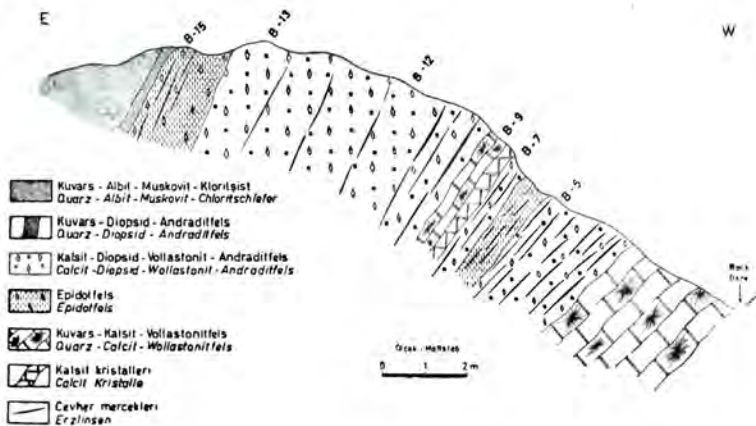


Abb. 3. Detailliertes petrographisches Profil des Bağırcık - vorkommens in einem, dem Granodioritkontaktnahen (≈50 m, BYI) Aufschluss. Die Probennummern korrespondieren mit denjenigen der Abb. 9.

zone werden die abwechselnden Bänder der Kalksilikatfelsen beobachtet (Abb. 3). Nach der Zusammensetzung des primären Materials wurden die folgenden Mineralparagenesen gebildet.

1. Quarz - Calcit - Wollastonitfels : Die mm - cm dicken Bänder, die Quarz - und Calcitmineralien enthalten, wiederholen sich den alten Sedimenten entsprechend. Das Gestein konnte den Schieferungscharakter auch mit primären Fältelungsstrukturen behalten. Die Wollastonit enthaltenden Teile treten als Adem auf. Die büscheligen Wollastonitnadeln werden besonders an den Kristallgrenzen zwischen Quarz - und Calcitmineralien beobachtet (Tafel II, Photo 1).

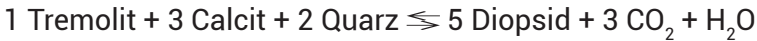
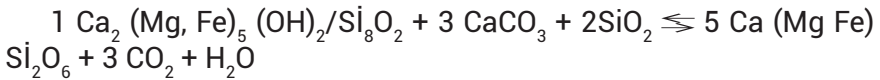
Das Auftreten des Wollastonits lässt vermuten, dass bei der Kontaktmetamorphose die Temperatur sich bis 600°C gesteigert hat. Da aber das Indexmineral der Pyroxen - Hornfelsfazies, Orthopyroxen, nicht entstanden ist, wurde der Wollastonit wahrscheinlich bei dem höchsten Grad der Hornblende - Hornfelsfazies gebildet. WINKLER (1967) erwähnt auch, dass bei niedrigem Gasdruck (500 Bar \approx 2 km Tiefe) und $X = 0,25 \text{ CO}_2$ - Gehalt der Wollastonit an der Grenze zwischen Pyroxen - Hornfelsfazies und Hornblende - Hornfelsfazies beobachtet wird.

In der obengenannten Mineralparagenese kommt ausserdem S k a p o l i t h vor, der den Cl Reichtum der bei der Kontaktmetamorphose einwirkenden Gase beweist. Er bildet Pseudomorphosen nach Albit der Dachschichten.

2. Calcit - Diopsid - Wollastonit - Andraditfels : Er bildet den Hauptteil der Skarnzone. Auch die Erzmineralien treten hier auf. Diopsid kommt als dichtes, feinkörniges Mineralaggregat oder als idiomorphe Kristalle auf den Klüften vor. Mit dem Universaldrehtisch wurden für den optischen Winkel $2V_x =$ die Werte 62-65° gemessen. Somit entspricht er chemisch dem eisenreichen Ferrosalit - Hedenbergit (Tafel II. Photo 2).

Die Büschel der Wollastonitnadeln wachsen in die Calcitkristalle hinein. Aus den Röntgen - Fluoreszenz Diffraktometer - und Dichtemessungen wurde der Granat als A n d r a d i t bestimmt (Andradit_{95.81-96.28'} Pyrop (Khoharit)_{2.03-0.81'} Spessartin (Calderit_{2.16-2.91'}). Bei den äusseren Schalen der zonaren Andradite wird Symplektitbildung (Hornblende - Plagioklas - Quarz) beobachtet. Zum Teil wird der gesammte Granat von dieser Reaktion erfasst (Tafel III, Photo 1).

Um über die physikalisch - chemischen Entstehungsbedingungen der Paragenese Aussagen machen zu können, dient vor allem der Diopsid als Indexineral.



Das bivariate Gleichgewicht dieser Reaktion wurde von METZ und WINKLER (1964) untersucht. Es wurde festgestellt, dass die isobare Stabilitätskurve bei 1000 Bar Gasdruck und bei $X = 0,75$ Mol CO_2 - Gehalt (der CO_2 prozent des totalen aus $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ bestehenden Gases) ein Maximum erreicht. Ausserdem ist noch hinzunehmen, dass die Reaktionskurve bei den kleinen Werten von X_{CO_2} stark ansteigt, dann aber ab etwa $X_{\text{CO}_2} = 0,25$ bei der gleichen Temperatur ($530^\circ\text{C} \pm 10^\circ$) andauert. Da die Reaktion sich nicht von dem Gasgehalt des Systems beeinflussen lässt und unter den fixen PT Bedingungen läuft, kann sie als univariante Reaktion für die genetische Interpretation verwendet werden. In den natürlichen Gesteinssystemen wird mindestens $X_{\text{CO}_2} = 0,25$ - Gehalt vorherrschen. Denn bei der obengenannten Reaktion entsteht 3 Mal mehr CO_2 als H_2O und dieses kann niemals vollständig durch das Wasser aus dem Gesteinssystem vertrieben werden. Unter diesen Gesichtspunkten können wir die Feststellung machen, dass das Auftreten des Diopsides in der Hornblende - Hornfelsfazies mindestens $530^\circ \pm 10^\circ\text{C}$ Temperatur und 1000 Bar Druck charakterisiert.

Nach dem Vorkommen der Diopsid - und Wollastonitminerale können wir die Entstehungsbedingungen der Skarnzone der Bağırkaç-lagerstätte, bei $X_{\text{CO}_2} = 0,25 - 0,50$ Gehalt mit 500- 1000 Bar (2-4 km. Tiefe) Drucken und $500^\circ - 600^\circ\text{C}$ Temperaturen begrenzen. (Abb. 4).

3. Quarz - Diopsid - Andraditfels: Die idiomorphen Diopsidminerale füllen die Zwischenräume von allotriomorphen Quarzkörnern (Tafel III, Photo 2). Parallel der (100) Fläche zeigt der Diopsid Chlorithisierung und Aktinolithisierung (Uralit).

Spärlichen wurde Andradit als idiomorphe Körner in der Begleitung des Diopsids beobachtet.

Die kontaktmetamorphe Mineralfazies der nördlichen Flanke des Eybekmassives ist in der Abb. 5 angegeben.

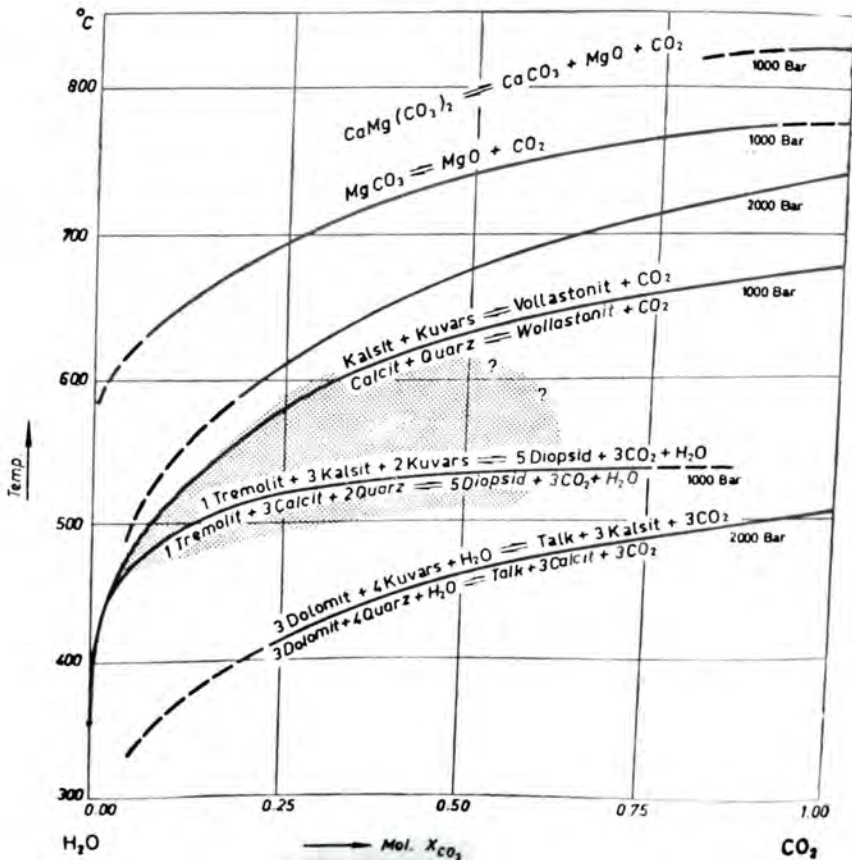


Abb. 4. «isobare Gleichgewichtskurven metamorpher Reaktionen. X_{CO_2} ist der Molenbruch von CO_2 in der Gasphase, die aus $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ besteht. Der bei jeder Kurve angegebene Druck ist der Gasdruck P_f (WINKLER 1967).»

Der punktierte Bereich zeigt die P und T Bedingungen der Bağırkaç - Kontaktzone nach den vorkommenden Mineralparagenesen

II. 1.2. Die Erzminerale

Die kontakt-metasomatische Bağırkaçlagerstätte enthält Zinkblende, Kupferkies -, Hamatit -, Pyrit - selten Pyrrhotin - und Bleiglanzminerale.

1. Pyrit: Er ist das erste Erzmineral des Bakırkaçvorkommens. Idiomorphe und kataklastisch zersprengte Pyritkörner wurden von jüngeren Sulfidmineralien umschlossen. Auch der Pyrrhotin, der

selten in Gangmineralien beobachtet wird, wurde mit dem Pyrit zusammenkristallisiert.

2. Zinkblende: Sie gehört der ersten Vererzungshase an und tritt als idiomorphe Kristalle in vielen möglichen Kombinationen der hex'tetraedrischen Klasse oder als massige Aggregate auf. Im allgemeinen ist die Zinkblende nach dem Spinellgesetz verzwillingt.

Primer kayac Primär Gestein	Mineralier Mineralien	Piroksen-Hornfels Fasiyesi Pyroxen - Hornfels Fazies	Hornblend-Hornfels Fasiyesi Hornblende - Hornfels Fazies	Albit-Epidot - Hornfels Fasiyesi Albit-Epidot- Hornfels Fazies
K'ca Fakir Kilitler Aus K- armen Tonen	Albit - Albit		?	
	Epidot - Epidot		?	
	Muskovit - Muskovit			
	Prothit - Pyrophyllit			
	Kuars - Quarz			
	Klorit - Chlorit			
	Serizit - Serisit			
	Granat - Granat			
	Aktinolit - Aktinolith			
	Andaluzit - Andalusit			
Süimanit - Sillimanit(*)		?		
Marnli - Kalkterli Kayacilar Aus Mergeln und Kalken	Termik kontakt - Metamorlik kayaçlara pñö- matolitik madde ilâvesiyle oluşan skarn zonu Skarnzone, die durch Stoffzufuhr aus den kontakt - metasomatischen Gesteinen entstanden ist.			
	Vollastonit - Wollastonit	?		
	Diopsid - Diopsid			
	Andradit - Andradit	?		
	Kalsit - Calcit			
	Kuars - Quarz			
	Tremolit - Tremolit			
	Epidot - Epidot			
Skapolit - Skapolith				

(*) Muhtemelen metasomatik madde ilâvesiyle oluşmüştür.
Wahrscheinlich durch metasomatische Stoffzufuhr entstand.

Abb. 5. Mineralien der termisch - kontaktmetamorphen und Skarn - Fazies aus der nördlichen Franke des Eybek - Massives.

Wegen der Ähnlichkeit der Kristallgitter, sind die entmischten Kupferkieskörner nach den (III) Flächen der Zinkblende perlschnurartig angeordnet. Die Kernpartien der Kristalle, die bei höheren Temperaturen als Randzonen gebildet waren, sind reicher an Kupferkieskörnern (Tafel IV, Photo 1).

Öfters werden Strukturen, die zwischen Zinkblende und Andradit isogenetische Verwachsungen aufweisen, beobachtet (Tafel IV, Photo 2). Sie verdrängen sich gegenseitig entlang der Spaltrisse.

Dagegen dringen Bleiglanz und Hämatit, die der jüngeren Mineralisationsphase angehören, parallel der kristallographischen Richtungen im Zinkblende ein.

3. Kupferkies: Er wurde mit Zinkblende in der gleichen Phase kristallisiert und bildet mit diesem zusammen verzahnte Verwachsungen. Die idiomorphen Andraditkristalle begleiten die Zinkblende - Kupferkiesparagenese. Die frühgebildeten Pyrite werden als Inklusionen von Kupferkies umgeben. Im allgemeinen bildet der Kupferkies idiomorphe tetragonale Skalenoeder.

4. Bleiglanz: Er füllt die Matrix zwischen Zinkblende und Kupferkies aus. Da er jünger als die obengenannten Mineralien ist, verdrängt er sie aile nach den kristallographisch - orientierten, kataklastischen Rissen.

5. Hämatit: Der Hämatit gehört mit dem Bleiglanz der gleichen Vererzungsphase an. Einschliesslich Bleiglanz sitzt er ailen Sulfidmineralien auf und verdrängt diese längs der Spaltrisse.

Mikroskopische Untersuchungen beweisen die isogenetische Verwachsung von Zinkblende und Kupferkies mit den Andradit- und Diopsidmineralien. Sowohl die Verdrängungserscheinungen (Tafel IV, Photo 2.) als auch die gemeinsamen Kristallgrenzen tragen die Spuren der gleichaltrigen oder kurz nacheinanderfolgenden Kristallisation. Die Andraditinklusionen in der Zinkblende sind in der Regel nach den kristallographischen Richtungen (III) des Wirtsminerals orientiert. Diese Art von Verwachsung entsteht bei der überhasteten Kristallisation (impetuous growing). Auf der (III) Fläche des in Schmelze wachsenden Zinkblendekristalls siedelt der gleichzeitig kristallisierende Andradit mit den Rhombenflächen (110) an. Bei dem Zusammenwachsen wird der Andradit von der scheller wachsenden Zinkblende umschlossen. Nach unseren Erzmikroskopischen Beobachtungen können wir eine kontak pneumatolytisch-metasomatische (Pyrometasomatisch) Genese der in der ersten Vererzungsphase kristallisierten Zinkblende -, Pyrit-, Pyrrhotin - und Kupferkies miralien des Bağırkaç - Vorkommens annehmen. In der anschliessenden hydrothermalen Phase wurden Bleiglanz und Hämatit gebildet (Abb. 6).

Für die gemeinsame pneumatolytische Entstehung der Zinkblende - , Kupferkies und Andraditmineralein liefern die im Anschluss gegebenen Röntgen - Fluoreszenzdiagramme (Anlage I, II,

II. 2. Das Karakoca - Vorkommen

Die analytischen Werte der kontakt metasomatischen Zinkblenden, die in der Gasphase kristallisiert sind, werden für die Herleitung der allgemeinen Regeln sicher nicht reichen. Deswegen wurden auch die Werte hydrothermaler Karakoca (Simav) - Zinkblenden, die an Granite gebunden 150 km östlich vom Eybek - Granodioritmassiv auftreten und auch ein ganz anderes Entstehungsalter besitzen, herangezogen. Somit konnte auch die Beeinflussung des hydrothermalen Bereiches auf die Entstehung des Zinkblendemischkristalls berücksichtigt werden.

Wie in DORA (1969 a) ausführlich berichtet, ist das Karakoca - Granitmassiv palingener Herkunft. In der gleichen Arbeit wurde die Entstehung, nach der Korrelation mit dem Eğrigöz - Granitmassiv auf die Liassisch - Jurassische Hauptmetamorphose des Menderesmassivs (BRINKMANN 1967) zurückgeführt. Das Zinkblendevorkommen von Karakoca ist in der hydrothermalen Phase gabildet. Wahrscheinlich wurden die Metallkationen aus den Schiefen und Paragneisen, die durch Anatexis verschmolzen waren, gewonnen.

Die Erzgänge von Karakoca verfolgen die 110° - 130° streichenden albit tonalitischen Dykes, die den Granit durchsetzen. Nach der Erstarrung der granitischen Gesteine wurde die Restschmelze mit der Zeit basischer und bekam eine tonalitische Zusammensetzung und stieg als Dykes entlang der tektonischen Linien auf. 3 km WNW vom Dorf Karakoca, wo diese Dykes sich haufen, treten ein 1,5 km langer Haupterzgang und mehrere 50 bis 100 m lange, parallele Nebengänge auf. Das Gebiet, wo die Erzgänge sich konzentrieren, fällt auf den Grenzbereich zwischen Granit und Migmatit (Abb. 7). In der Regel markieren die Erzgänge die Störungszonen. Der Hauptgang streicht in 120°E Richtung und taucht mit 55°-80° nach SW ein. Nach der Richtung der harnische ist festzutellen, dass der SW Block relativ zum NE Block abgesunken ist.

Den Mineralieninhalt der Karakoca - Ergänge bilden Bleiglanz, Zinkblende, Kupferkies, Pyrit und Hämatit. Diese Mineralien entstanden in drei Vererzungsperioden (Abb. 8). Die Zinkblende wurde mit dem Bleiglanz zusammen in der zweiten, mesothermalen Mineralisationsphase kristallisiert. Auch hier sind die Entmischungskörner vom Kupferkies parallel den kristallographischen Richtungen (III) angeordnet. Die tektonisch beeinflussten Zinkblenden

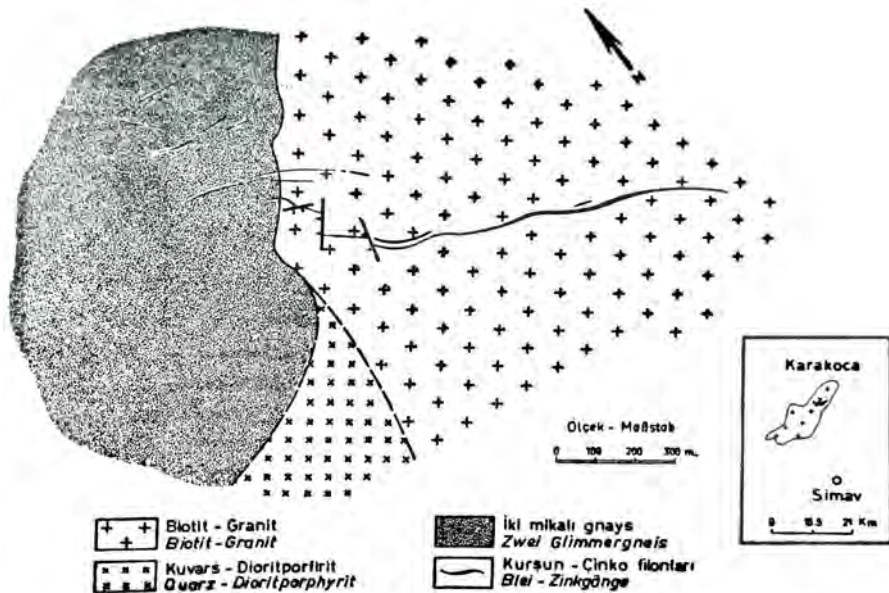


Abb. 7. Geologische Karte der Karakoca Vorkommen

zeigen einen leichten Anisotropieeffekt.

Beim Vorkommen von Karakoca können die physikalisch - chemischen Kristallisationsbedingungen der Zinkblende nicht mit gleicher Exaktheit wie bei Bağırkaç festgestellt werden. Trotzdem zeigen die Begleitmineralparagenesen, dass die Zinkblendemineralisation in der hydrothermalen Phase stattgefunden hat. In der Tabelle I, wo die semiquantitativ spektroskopischen Analysenwerte angegeben sind, werden keine charakteristischen katathermalen Elemente beobachtet. Auf der anderen Seite charakterisieren die Kupferkiesentmischungs- körper in der Zinkblende eine Entstehungstemperatur von 300°C.

Somit können wir für den Entstehungsbereich der Karakoca - Zinkblende eine Temperatur von 200° bis 300°C annehmen. Da in den tektonischen Zonen, wo die hydrothermale Minerilisation sich absetzt, offenene Systeme herrschen, ist in diesem Fall mit einem nied- geren Druck von 100 bis 200 Bar zu rechnen.

III. DISKUSSION DER ANALYTISCHEN ERGEBNISSE

Die aus den verschiedenen Lagen der Bağırkaç - Erzzone (Abb.

KARAKOCA CEVHER MİNERALLERİ PARAJENEZİ
PARAGENESE VON KARAKOCA ERZMINERALIEN

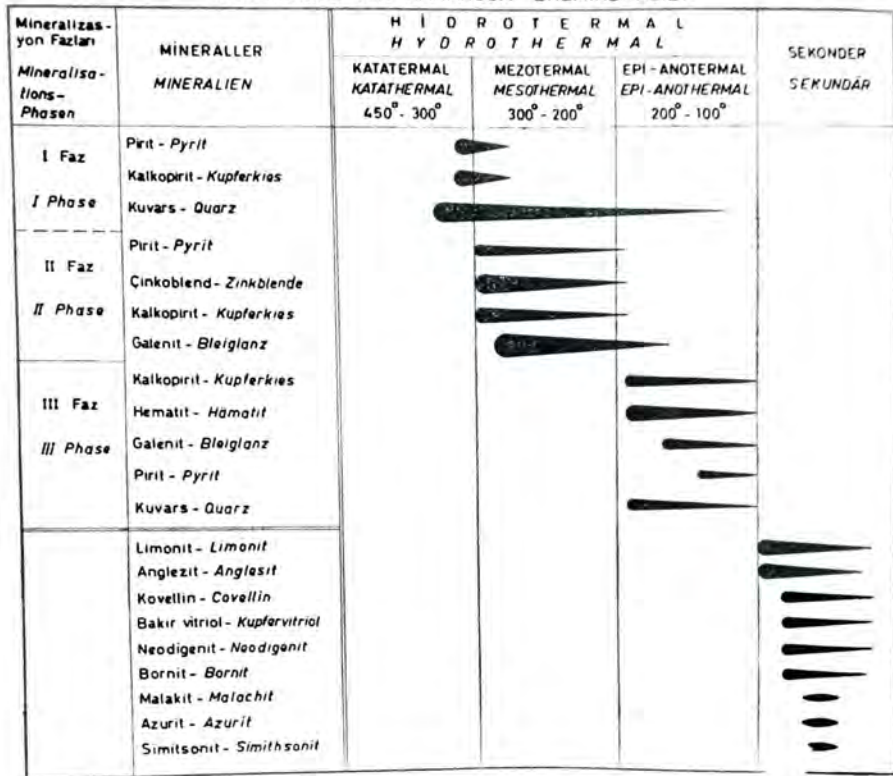


Abb. 8. Paragenese und Vererzungsphasen der Karakoca - Erzminerale

TABELLE I
Elemente

Probe	Ce	Ag	Cd	Ga	Fe	Mn	Ni	Mo	Sn	W	Sb	Cu
GL-7	(S)	(+)	+	—	++++	(+)	—	—	—	—	—	+
GL-7A	—	+	++	+	++++	++	—	—	—	—	(+)	++
K-15	(S)	+	++	+	++++	++	—	—	—	—	—	++
K-19	S	+	++	—	++++	++	—	—	—	—	S	++
K-20	—	+	++	(S)	++++	++	—	—	—	—	—	++

[(+) bedeutet ein Viertel des höchsten Wertes vom Element. Wenn dieses Zeichen in Klammern genommen wird, verringert sich der Wert auf die Hälfte. S : Spuren, Fe : 2000 - 10000 ppm, Mn : 1000 - 6000 ppm, Cd : 600 - 2000 ppm, Cu : 100 - 800 ppm, Ag : 50 - 300 ppm, Ge : 80 - 400 ppm, Ca : 10 - 50 ppm.]

3) genommenen Proben wurden mit dem Stereomikroskop nach den einzelnen Mineralien getrennt. Die reinen Zinkblendekristalle sind nachher nasschemisch analysiert worden, um den quantitativen Eisengehalt zu bestimmen. Die Eisengehalte wurden auf den Molwert des Pyrrhotins, der sich mit Zinkblende diadoch mischt, berechnet. Ausserdem wurden von gleichen Zinkblendenden röntgen - diffraktometrisch und mit der Debye - Scherrer - Kammer die a_0 - Gitterkonstante bestimmt. Auf der Tabelle II sind die a_0 - und FeS - Werte der gleichen Zinkblendeproben aufgetragen.

Wenn die FeS Mol - und a_0 - Werte in ein Koordinatensystem eingetragen werden, stellt man fest, dass die Punkte dem VEGARD Gesetz folgend auf einer Gerade liegen (Abb. 9). KRAUSE (1981) konnte bei der FeS - Mol - und a_0 - Messung an 23 Zinkblendeproben, die von verschiedenen Lagerstätten stammen, die Abbiegung der genannten Kurve über 10 % FeS - Molgehalt zeigen. Die a_0 - X (FeS Molgehalt) Kurve, die für das Bağırkaçvorkommen aufgestellt ist, läuft bis zu 10 % FeS - Molgehalt mit der von KRAUSE (1951) annähernd parallel. Bei unseren Proben war es nicht möglich den hochprozentigen FeS - Bereich der Kurve zu untersuchen. Es ist

TABELLE II

Probe	a_0	FeS % Mol
B - 5	5,4115 \mp 0,0006 Å°	1,64
B - 7	5,4121 \mp 0,0006 Å°	2,01
B - 9	5,4152 \mp 0,0006 Å°	4,78
B - 12	5,4128 \mp 0,0006 Å°	2,74
B - 13	5,4127 \mp 0,0006 Å°	2,56
B - 15	5,4124 \mp 0,0006 Å°	2,41

aber höchst wahrscheinlich, dass auch unsere Kurve wie die von KRAUSE (1961) über 10 % FeS - Molgehalt sich in Richtung der FeS-Molaschse krümmt. Somit wird augenscheinlich, dass auch in den untersuchten Zinkblendevorkommen das VEGARD - Gesetz bis zu 10 % FeS - Molgehalt stimmt. Für das Karakocagebiet wurde kein besonderes Diagramm aufgestellt; aber die berechneten FeS - Mol und a_0 - Werte passen mit der obigen Kurve zusammen. Danach kann unterstrichen werden, dass die gleiche Regel auch für die hydrothermalen Lagerstätten gilt.

Dagegen lässt sich bei den a_0 - X - Werten der synthetischen Zinkblenden von kleinsten bis grössten Werten eine Gerade hindurchziehen (SKINNER et. al. 1959, BARTON & TOULMIN 1966). Auf die Abbildung 10 sind die Kurven der synthetischen und natürlichen Zinkblenden eingetragen. In Hinsicht des FeS - Molgehaltes kann zwischen den Kurven der synthetischen und natürlichen Zinkblenden unterschiede von 5 % und mehr festgestellt werden. Die deutliche Gitterkonstantenvergrößerung der natürlichen Zinkblenden kann mit der Aufnahme von MnS (Alabandin) und CdS (Greenokit) neben FeS in die Zinkblende erklärt werden. Die Ersetzung der Kat-

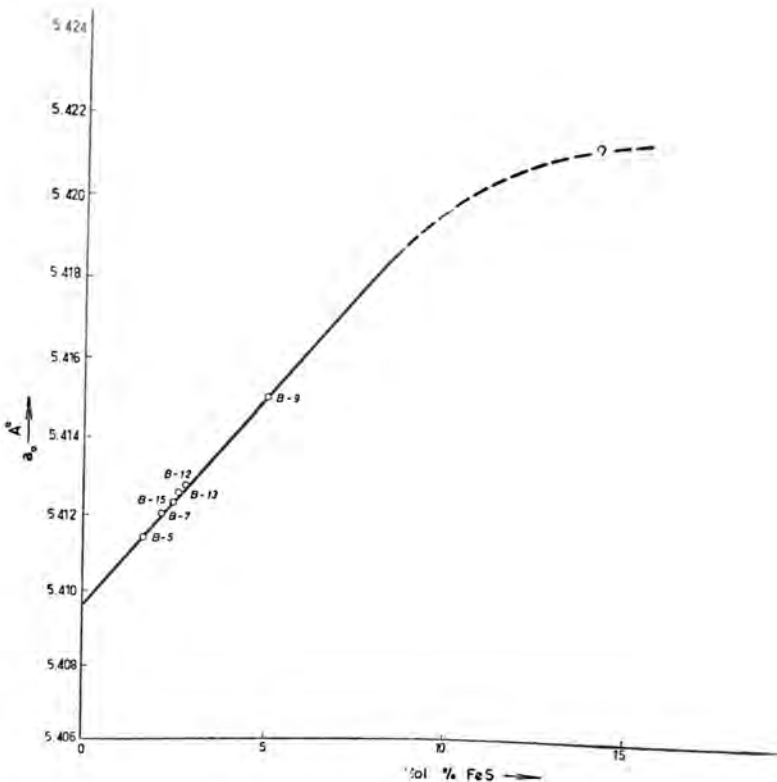


Abb. 9. Das Beziehungsdiagramm zwischen FeS Mol % und den a_0 Gitterkonstanten des Zinkblendemischkristalls beim Bağırkaç - Vorkommen. Die Probennummern korrespondieren mit denjenigen der Abb. 3.

ionen, die Ionenradien von verschiedener Grösse haben, verursacht sowohl eine Gitterkonstantenvergrößerung als auch die Änderung des Metall - Schwefelverhältnisses.

Dieser Befund beweist damit, dass die röntgenographisch berechneten a_0 - Werte der natürlichen Zinkblenden auf die synthetischen a_0 - X - Diagramme nicht angewendet und davon das FeS - Mol nicht abgelesen werden können. Auch das Diagramm von KRAUSE (1961), das aus verschiedenen natürlichen Zinkblendewerten aufgestellt ist, beseitigt dieses wichtige Problem nicht. Denn die lokalen physikalisch - chemischen Bedingungen und die Zusammensetzung der Erzlösungen beeinflussen den a_0 -Parameter der in verschiedenen Lagerstätten entstehenden Zinkblendekristalle. Wie in dieser Untersuchung versucht wurde, verspricht es bessere Ergebnisse zu erzielen, wenn von gleichen Erzprovinzen und Vererzungsphasen selbständige a_0 -X Diagramme vorbereitet werden.

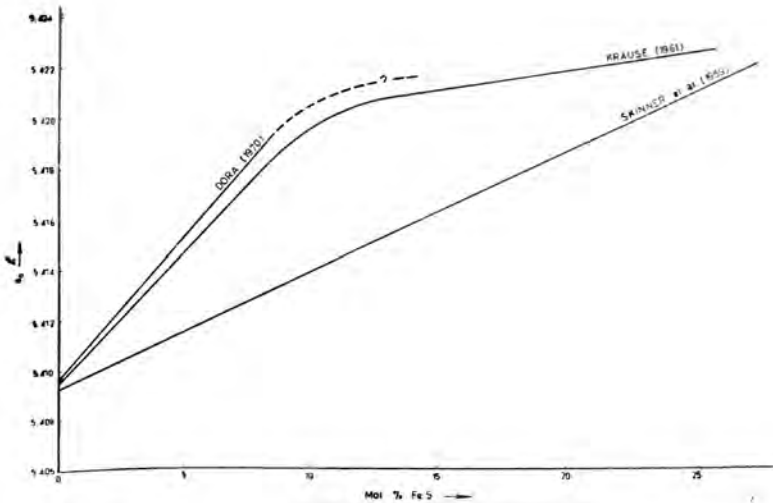


Abb. 10. Vergleich der a_0 - X_{FeS} Diagramme der synthetischen und natürlichen Zinkblenden. Die VEGARD - Kurven der natürlichen Zinkblendemischkristalle biegen bei grösseren Werten als 10 % FeS in Richtung der Abszissenachse ab.

IV. VERGLEICH DER ERGEBNISSE MIT SYNTHESEDIAGRAMMEN

In Abb. II ist das Synthesediagramm des ZnS - FeS pseudobinären Systems von KULLERUD (1953, 1964) zu sehen. Zwischen 140° und 894°C ist der β (Fe, Zn) S (Zinkblende) - Mischkristallbereich eingezeichnet. In diesem Bereich kann in die Zinkblende 4,5 % bis 38,9 % Mol Pyrrhotin aufgenommen werden. Ab 1020°C Temperatur tritt α (Fe, Zn) S (Wurtzit) auf, der auch den gleichen Prozentsatz Pyrrhotin enthält. Im linken Bereich der CK - Kurve

kristallisieren bis 140°C Pyrrhotin mit Überstruktur und β (Fe, Zn) S; von 140° bis 894°C Pyrrhotin mit NiAs - struktur und β (Fe, Zn) S sowie von 894°C bis 1165°C Pyrrhotin mit NiAs - Struktur und α (Fe, Zn) S Kristalle nebeneinander. Die Synthese wurde unter 150 atm. Druck vorgenommen. In diesem Diagramm hat der β (Fe, Zn) S - Kristall, der im LGF-Bereich auftritt, die gleiche Struktur wie die natürliche Zinkblende. Nach KULLERUD (1953) hängt der FeS - Gehalt der Zinkblende direkt mit der Entstehungstemperatur zusammen. Somit kann man über den FeS - Gehalt der natürlichen Zinkblenden die Entstehungstemperatur dieser Kristalle aus Diagrammen ablesen.

In Abb. 12 sind die Synthesediagramme von BARTON & TOULMIN (1966) und CHERNYSHEV & ANFILOGOV (1967) zusammengefasst. Es wird beobachtet, dass die binäre Zinkblende - Pyrrhotinkurve (A) vom 46 ± 1 % FeS - Molwert bei 350°C zum 56 ± 1 % Molwert bei 850°C sehr steil ansteigt. Dazu werden rechts dieser Kurve Zinkblende -Sbbereiche, die spärlich Pyrit, Pyrrhotin und Schwefel enthalten, ausgeschieden. Der Invariantpunkt dieser Subbereiche (wo die Zinkblende mit Pyrit, Pyrrhotin und Schwefel im Gleichgewicht steht) liegt bei 742°C Temperatur und 13 ± 2 % Mol - Pyrrhotingehalt. Links der Kurve treten die Zinkblende + Pyrrhotin (Troilit) + (Eisen) - Mineralphasen auf. Oberhalb 895°C fangen beim 56 % Mol - FeS haltigen Bereich die Polytypen, die kristallographisch nicht exakt identifiziert werden, an. Es wird somit festgestellt, dass der Umwandlungspunkt von Zinkblende zu Wurtzit bis zu dieser Temperatur absinken kann. Das gleiche Phänomen ist auch von KULLERUD (1953) beobachtet worden. Die natürlichen Wurtzite, die heute in den Erzlagerstätten angetroffen werden, sind die metastabilen Modifikationen der kubischen 3C - Zinkblende. Da in letzter Zeit aus Magmatiten und Meteoriten Zinkblende erwähnt wird, ist es durchaus möglich in diesen Gesteinen den stabilen Wurtzit zu treffen.

BARTON & TOULMIN (1966), die das Fe-Zn-S System zwischen 580°C und 850°C untersucht haben, konnten feststellen, dass die Kurve B vom 13 ± 2 . % FeS - Molwert bei 742°C zum 19 ± 2 % FeS - Molwert bei 580°C verläuft. Ausserdem vermuteten sie, dass diese Kurve bei den abnehmendert Temperaturen in Richtung der niedrigeren FeS - Molwerte abbiegen würde. Nach den Untersuchungen von CHERNYSHEV & ANFILOGOV (196), die die Synthesen unter

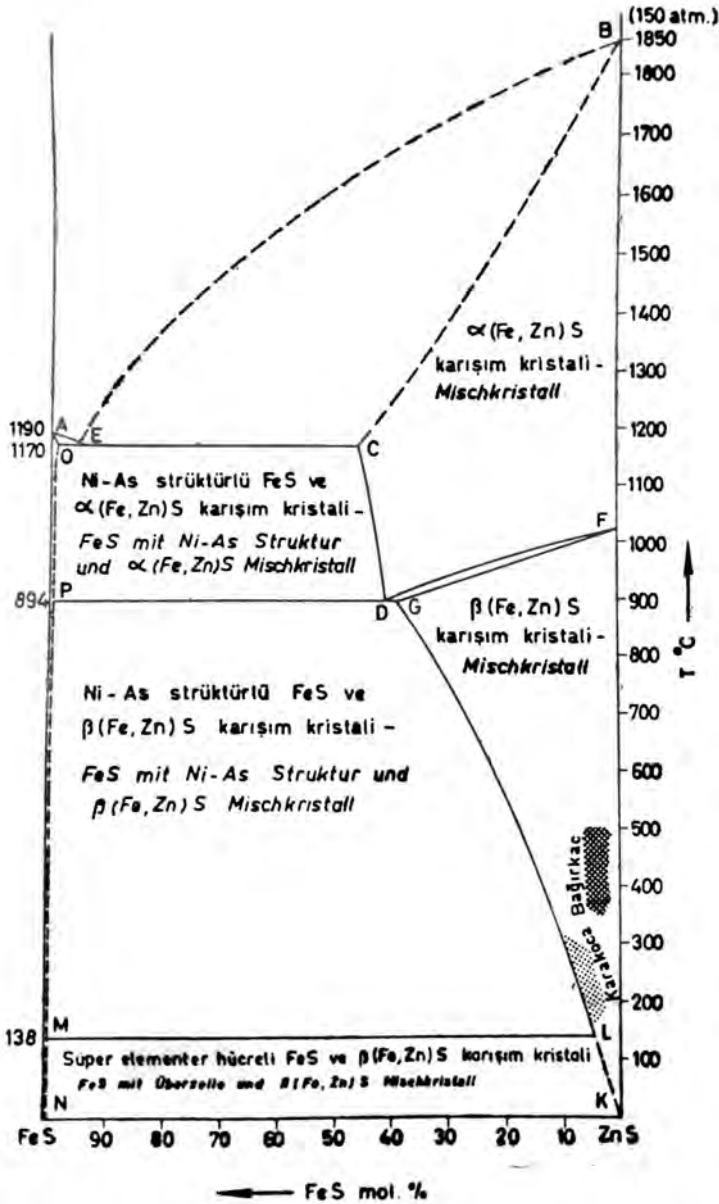


Abb. 11. Die FeS - ZnS Verbindungen im Fe - Zn - S System (Nach KULLERUD 1953). Die FeS - Molwerte und die Entstehungstemperaturen der Bağırkaç - und Karakoca - Zinkblendevorkommen sind ins Diagramm eingetragen.

den hydrothermalen Bedingungen bis zu 350°C fortgesetzt haben, wurde gezeigt, dass die Kurve bis zum 30 % FeS - Molgehalt in gleicher Richtung andauert (Abb. 12).

Die grosse Diskrepanz zwischen den obengenannten Diagrammen (Abb. 11 und 12) in Hinsicht der ZnS - FeS - binären Kurve, rührt daher, wie auch in BARTON & TOULMIN (1966) bewiesen wird, dass bei KULLERUD (1953) der Schwefeldampfdruck (fS_2) nicht kontrolliert wurde. Wenn der Schwefeldampfdruck nicht berück-

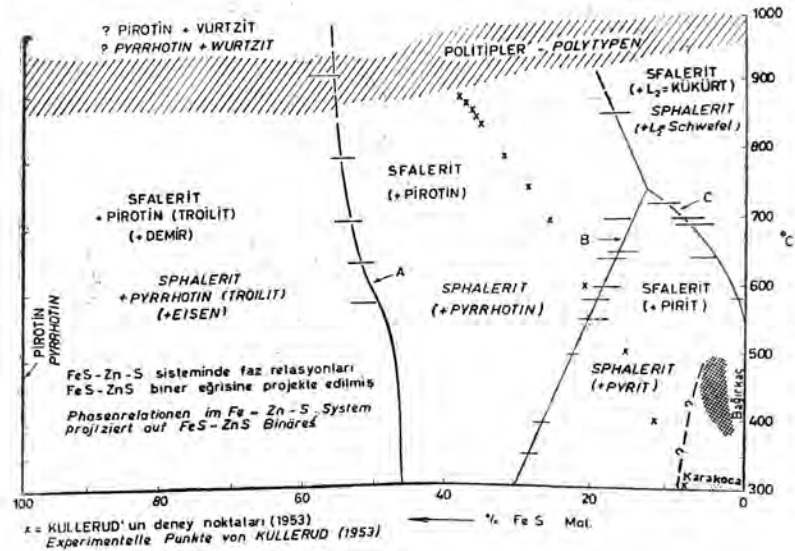


Abb. 12. Die Zusammensetzung der Zinkblenden im Gleichgewicht mit verschiedenen anderen Phasen, die in Klammern angegeben sind, im Fe-Zn-S System. Die Phasengrenzen sind für 1000 atm. Druck korrigiert (Die Diagramme von BARTON and TOULMIN (1966) und von CHERNYSHEV and ANFILIGOV (1967) sind vereinigt). Die gestrichelte Kurve, die die Stabilitätsbereiche der hydrothermalen (Karakoca) und kontakt - metasomatischen (Bağırkaç) Zinkblenden verbindet, ist der Phasengrenze zwischen Sphalerit (+ Pyrit) und Sphalerit (+ Pyrrhotin) parallel.

sichtigt wird, tritt bei 850°C eine Molendifferenz von 20 % FeS - und bei 700°C von 25 % FeS auf.. Diese binäre Zinkblende - Pyrrhotin (Troilit) Kurve kann auf die natürlichen Zinkblendevorkommen nicht angewendet werden, da die natürlichen Zinkblenden solche hohen FeS - Gehalte nicht enthalten und das Mineral Troilit in diesen Para-

genesen nicht vorkommt. Da aber diese Kurve gegen die Änderung des gesamten Druckes empfindlich ist (unter 1 kb ist bei 0° - 12, bei 250°C - 7, bei 450°C - 5, bei 580°C - 4 und bei 850°C - 3 % FeS - Moldifferenz berechnet), kann sie in den Zinkblende enthaltenden Meteoriten als Paläomanometer benützt werden. Dagegen wurde bei der Kurve B die Beeinflussung des 1 kb Druckes zwischen 742°C und 325°C als - 1 und - 3 % FeS- Molwert berechnet. Obwohl es synthetisch noch nicht nachgeprüft ist, wird angenommen, dass der Gesamtdruck des Systems keinen bedeutenden Einfluss auf die Paragenese ausüben wird. Später würden wir aber überlegen müssen, ob diese grossen Diskrepanzen zwischen den synthetischen und den analytischen Werten nicht vom Einfluss des Druckes stammen.

Die physikalischen Werte den Bağırkaç- und Karakoca - Vorkommen, die nach petrologischen Überlegungen und analytischen Messungen festgestellt waren, wurden in die Diagramme in Abb. 11 und 12 eingetragen. Aus der Abb. 11 ist zu ersehen, dass der Bereich für Bağırkaç - Zinkblendekristalle 10 % FeS - Molgehalt weit von der Phasengrenze des β (Fe,Zn)S Mischkristalles liegt. Da die unter dem Mikroskop sortierten Zinkblendekristalle keinen zonaren Bau aufweisen, ist anzunehmen, dass bei der Kristallisation das thermodynamische Gleichgewicht erreicht wurde. Trotzdem besteht eine sehr beachtliche Differenz. Diese Tatsache zwingt uns, das Synthesediagramm von KULLERUD (1953) mit grossem Vorbehalt auf die natürlichen Vorkommen anzuwenden. Höchstwahrscheinlich kommt diese Diskrepanz daher zustande, dass beim genannten Diagramm die Kontrolle des Schwefeldampfdruckes unterlassen wurde. Die petrologischen und analytischen Werte des hydrothermal entstandenen Karakoca - Vorkommens passen in das Diagramm relativ besser hinein. Da aber die physikalischen Konstanten der hydrothermalen Lagerstätten noch unsicherer sind, ist das KULLERUD (1953) - Diagramm auch hier nur mit anderen Ergebnissen zusammen als zusätzliches Kriterium zu benützen.

Auch in der Abb. 12 bleiben die Bağırkaç- und Karakoca - Zinkblendebereiche von der Zinkblende + (Pyrrhotin) - Phasengrenze weit entfernt. Die Ursache dieser Diskrepanz geht wieder auf die Schwefeldampfdruckunterschiede zwischen den natürlichen und synthetischen Systemen zurück. Da in natürlichen Vorkommen Pyrrhotin keine ideale, stöchiometrische Zusammensetzung hat,

wird auch seine Aktivität von Laboratoriumswerten abweichen. Ausserdem spielen noch die neben FeS isomorp in die natürlichen Zinkblenden aufgenommenen MnS - und CdS - Verbindungen eine wichtige Rolle. Dagegen konnte in diesen Diagrammen eine gemeinsame Eigenschaft der analytischen Ergebnisse und der synthetischen Phasengrenzen festgestellt werden. Sowohl in den Syntheseprodukten von BARTON & TOULMIN (1966) und CHERENYSHEV & ANFILOGOV (1967) als auch in den natürlichen Vorkommen nimmt der FeS-Gehalt der Zinkblende mit zunehmender Temperatur ab. Die Kurve, die die Endglieder der FeS - enthaltenden Bereiche der Bağırkaç - und Karakoca- vorkommen verbindet, läuft der Phasengrenze zwischen Zinkblende + (Pyrit) und Zinkblende + (Pyrrhotin) annähernd parallel. Dieses Ergebniss kann die angetroffenen, hohen FeS - Gehalte der natürlichen, niedrigthermal entstandenen Zinkblenden erklären. Danach sollte uns der hohe FeS - Gehalt von manchen gelben Honig- blenden nicht verwunden.

Auf dem Diagramm in Abb. 13 sind der Schwefeldampfdruck und die Temperatur der Synthesenreaktionen sowie der FeS - Gehalt der Zinkblende mitberücksichtigt worden. Der Schwefeldampfdruck und die Entstehungstemperatur der in den Diagrammen eingetragenen Mineralparagenesen wurden nach der synthetischen Elektrum - Tarnischmethode (BARTON & TOULMIN, 1964 a, 1964 b) festgestellt und durch theoretische Berechnungen kontrolliert. Aus diesem Diagramm kann die Entstehungstemperatur der Zinkblende unter Zuhilfenahme der begleitenden Paragenesen abgelesen werden. Nur müssen diese Paragenesen zwischen dem Schwefeldampfdruck und der Temperatur univariante Reaktionen haben. In diesem Fall stellen die Durchkreuzungspunkte der oben genannten Phasengrenzen und der Pyrrhotinlinien der Zinkblende die möglichen Entstehungstemperaturen der Bağırkaç - und Karakoca - Zinkblenden dar. Die Stabilitätsbereiche sind in die Abbildungen eingetragen. Die Anwendung auf die Bağırkaçlagerstätte, die nach der Mineralparagenese für dieses Diagramm in Frage kommt, bringt keine genauen Resultate. Diese Diskrepanz kann nur mit der Abweichung des S_2 - Dampfdruckes in natürlichen Vorkommen (da der

Pyrrhotin nicht in idealer stöchiometrischer Zusammensetzung auftritt) und mit dem Einfluss des totalen Druckes auf den FeS - Gehalt der Zinkblende erklärt werden.

Aus dem $d(102)$ - Wert des in der Paragenese vorkommenden Pyrrhotins kann seine stöchiometrische Zusammensetzung berechnet werden (ARNOLD 1962). Zuerst können wir die aus petrologischen Untersuchungen festgestellte Temperatur und den aus $d(102)$ - Werten ermittelte N_{FeS} - Prozentsatz auf die

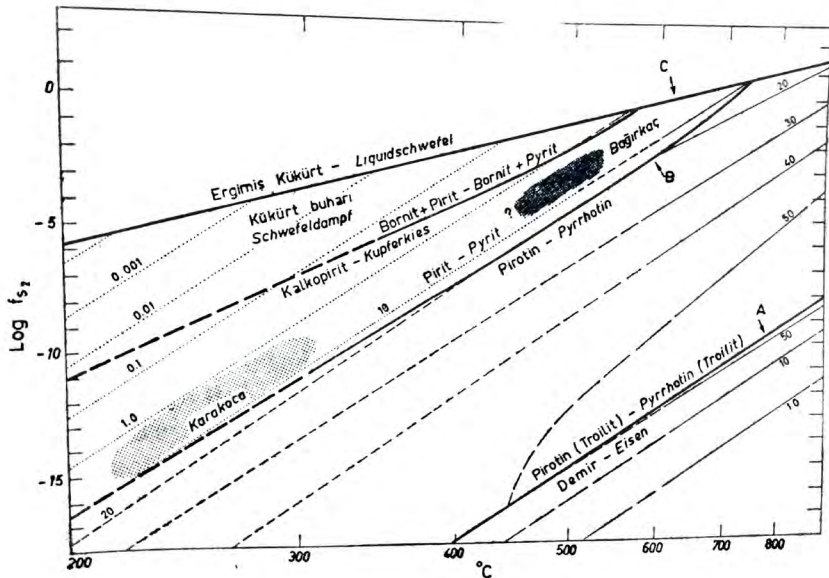


Abb. 13. Die Variation in der Zusammensetzung der Zinkblende (in Molprozent FeS) im Gleichgewicht mit Eisen, Pyrrhotin oder Pyrit als eine Funktion des Sch.vefeldampfes und der Temperatur (Nach BARTON and TOULMIN (196G). Die Stabilitätsbereiche der Bağırkaç - und Karakoca - Zinkblendekristalle liegen im Gebiet, das durch die Phasenkurven Pyrrhotin/Pyrit und Kupferkies/Bornit + Pyrit begrenzt wird.

in TOULMIN & BARTON (1964) angegebene Formel anwenden und den S_2 - Schwefeldampfdruck berechnen. Nach Vergleichen der im Synthesediagramm enthaltenen und berechneten Werte, kann die Brauchbarkeit dieser Diagramme für unsere Provinz entschieden werden. Da im Bağırkaç - Vorkommen Pyrrhotin sehr spärlich auftritt, konnte leider diese kontrollrechnung nicht durchgeführt werden. Aber es ist sicher, dass die im Diagramm

beobachtbare Diskrepanz auch in den berechneten Werten sich bemerkbar machen wird.

V. ERGEBNISSE

Um die analytischen Werte der natürlichen Minerallagerstätten mit den Synthesediagrammen vergleichen zu können, müssen zunächst die Entstehungsbedingungen der als Modeli gewählten Vorkommen nach petrologischen Kriterien festgestellt werden. Nach den Index - Mineralpagenesen konnten über Entstehungsbedingungen der untersuchten Zinkblenden bei den kontakt - metasomatischen Lagerstätten sichere, dagegen bei den hydrothermalen Lagerstätten vermutliche Angaben gemacht werden.

Wenn die FeS - Gehalte des untersuchten, natürlichen Zinkblende- mischkristalls und die a_0 - Gitterkonstanten dieser Kristalle in ein Koordinatensystem eingetragen werden, in dem FeS auf x - und a_0 auf y - Achse sich ändern, konnte festgestellt werden, dass die Punkte bis zu 10 % FeS - Gehalt dem VEGARD Gesetz folgen. Dagegen liegen die Punkte bei den synthetischen Kristallen bis zu einen FeS - Gehalt von 40 % auf einer Gerade. Die Abbiegung der Kurve in FeS - Achsenrichtung bei den natürlichen Vorkommen ist wahrscheinlich mit der Aufnahme von MnS - und CdS - Mineralien und mit der Abweichung des Pyrrhotins von der stöchiometrischen Zusammensetzung (es verursacht die Änderung der Pyrrhotinaktivität und der freien Gibbsenergie des Mischkristalls) zu erklären. Dieses Ergebniss zeigt, dass die röntgenographisch berechneten a_0 - Werte auf die aus Syntheseprodukten aufgestellten Kurven nicht angewendet werden dürfen, um den FeS - ;Molwert der natürlichen Zinkblendemischkristalle zu bestimmen. Nur können Kurven, die für jede Provinz eigens vorbereitet werden, die Fehler einigermassen beseitigen.

Die Kristallisationsbereiche der Bağırkaç - und Karakoca Zink-blendevorkommen, die in die Abbildungen 11 und 12 eingetragen sind, stimmen mit den Phasengrenzen der synthetischen Diagramme nicht überein. Diese Diskrepanz wurde durch den Unterschied des Schwefeldampfdruckes in den natürlichen Vorkommen gegenüber den Laboratoriumversuchen erklärt. Nach dem Vergleich der Synthesergebnisse von BARTON & TOULMIN (1966) und CHERNYSHEV & ANFILOGOV (1967) mit denen der natürlichen

Zinkblende vorkommen wurde ein wichtiges, neues Phänomen herausgestellt. Im Gegensatz zu älteren Anschauungen wurde, wie auch in den letzten Syntese diagrammen hingewiesen wird, die Abnahme des FeS - Gehaltes der Zinkblende mit zunehmender Temperatur festgestellt. Dieses Ergebnis erklärt die hohen FeS - Gehalte der niedrigthermal gebildeten Zinkblenden, die bis jetzt sehr schwer zu deuten waren.

Das Diagramm in Abb. 13 ist hoffnungsvoller für die Anwendung auf natürliche Lagerstätten. Wenn die Zinkblende in Begleitung der in der Abdildung angegebenen univarianten Mineralfazies auftritt, können unter Zuhilfenahme des FeS - Gehaltes und der Mineralphasengrenzen, die pseudoinvarianten Entstehungstemperaturen abgelesen werden. Nur ist es Vorbedingung, dass die Pyrrhotin der Pyrit - Pyrrhotin - Paragenesen annähernd stöchiometrische Zusammensetzung hat. Diese kann nach dem $d(102)$ - Wert des Pyrrhotins berechnet werden. Das Bağırkaç - Vorkommen, das nach der Paragenese auf das genannte Diagramm angewendet werden kann, liefert keine genauen Ergebnisse. Dies ist sicher darauf zurückzuführen, dass der Pyrrhotin der Paragenese nicht in stöchiometrischer Zusammensetzung auftritt und der totale Druck den FeS - Gehalt der Zinkblende beeinflusst.

LITERATURVERZEICHNIS

- Arnold, R. G. (1962) : Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325° to 743°C. — *Econ. Geol.* 75, 72 - 90.
- Aslaner, M. (1965) : Etüde géologique et pétrographique de la region d'Edremit - Havran (Turquie). — *Pub. d. L'Ins. d'Etud. et d. Rech. Min. d. Turc.*, No. 119, 1 - 98, Ankara.
- Barton, B. P. Jr. & Toulmin, P. III (1964 a) : The electrom - tarnish method for the determination of the fugacity of sulfur in laboratory sulfide systems. *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, V. 28, 619 - 640.
- (1964 b) : Experimental determination of the reaction chalcopyrite + sulfur = pyrite + bornite from 350 to 500°C. — *Econ. Geol.*, V. 59, 747 - 752.
- (1966) : Phase relations involving sphalerite in the Fe - Zn - S System. *Econ. Geol.*, V. 61, 815 - 848.
- Brinkmann, R. (1971) : Die Südflanke des Menderes - Massivs bei Milas, Bodrum und Ören. *Scien. Rep. of the Fac. of Scien. Ege Uni.* No. 43,

İzmir.

- Chernyshev, L. V. & Anfilogov, V. N. (1967) : Experimental data on the composition of sphalerite in association with pyrrhotite and pyrite at temperatures of 350° to 500°C. - Doklady, V. 176, 209 - 211.
- Dora, O. Ö. (1969 a) : Karakoca Granit Masifinde Petrolojik ve Metallojenik etüdler. MTA, Mecmuası, Nr. 73, 10-26. Ankara.
- (1969 b) : Kontakt metasomatik Pb - Zn yataklarında Çinkoblend - Pirotit ve Granat karışım kristallerinin jeolojik termometre olarak kullanılması. TÜBİTAK II Bilim Kongresi, Yer Bilimleri Seksiyonu, (Özet, 68-69), Ankara.
- 1971) : The mineralogical investigation of the Fe - Zn - S system in connexion with kontakt - metasomatic and hydrothermal sphalerite deposits. - Scien. Rep. of the Fac. of Scien. Ege Uni., s. 1 -67, No.: 122.
- Gümüş, A. (1964) : Contribution à l'étude Géologique du secteur septentrional de Kalabak Köy - Eymir Köy (région d'Edremit), Turquie. - Pub. d. L'Ins. d'Etud. et d. Rech. Min. d. Turq. ,No. 117. 1 -109, Ankara.
- Krause, H. (1961) : Analytische und röntgenographische Untersuchungen natürlicher Zinkbienden. - N. Jb. Miner. Abh., 97, 143 - 164.
- Kullerud, G. (1953) : The FeS - ZnS System. A geological thermometer. - Norsk. Geol. Tidsskr., 32, 61 - 147.
- (1964) : Review and evaluation of recent research on geologically significant, sulfide - type systems. - Fortschr. Min., 41, 221 -270.
- Metz, P. & Winkler, H. G. F. (1964) : Experimentelle Untersuchung der Diopsidbildung aus Tremolit, Calcit und Quarz. - Naturw. 51, 19.
- Skinner, B. J. & Barton, B. P. Jr. & Kullerud, G. (1959) : Effect of FeS on the Unit Cell Edge of Sphalerite a Revision. Econ. Geol. 54, 1040- 1046.
- Toulmin, P. III & Barton, B. P. Jr. (1964) : A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. - Geochim. et Cosmochim. Acta., V 28, 641 - 671.
- Winkler, H. G. F. (1966) : Der Prozess Anatexis : Seine Bedeutung für die Genese der Migmatite. - Tschermarks Min. u. Petr. Mitt. Bd. XI, H. 3-4.
- (1967) : Die Genese der metamorphen Gesteine. 2. Aufl. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 228.

TAFEL I

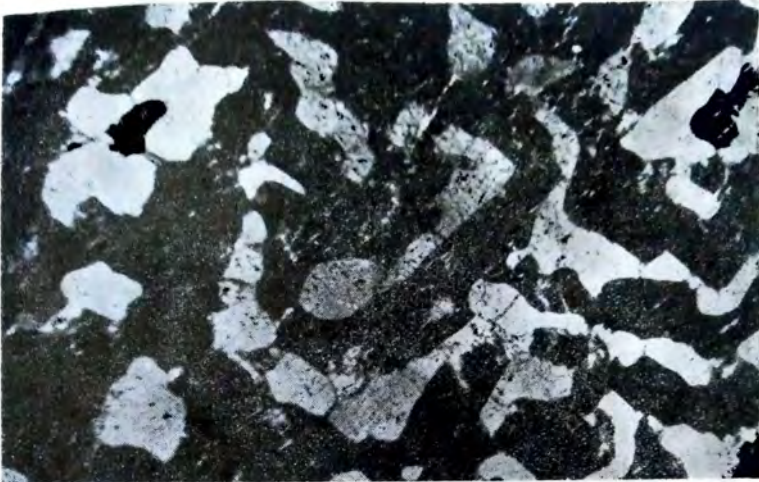


Photo 1. Die Reaktionstextur zwischen Kalifeldspat und Quarz ist nach den kristallographischen Richtungen orientiert. Die der (100) Fläche parallelen albitischen Pertitbildung ist jünger als das Eutektikum, 40X, NX.

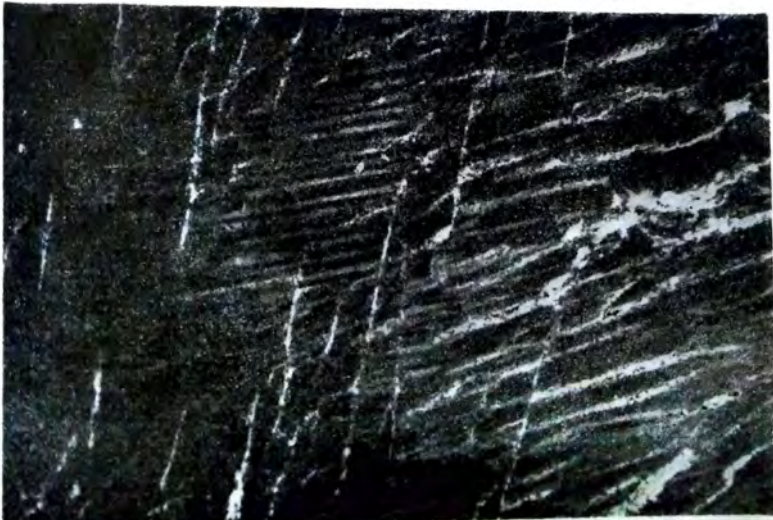


Photo 2. Im Mikroklin in zwei verschiedenen Richtungen entstandener albitischer Aderperthit. Die der (001) Fläche parallelen Pertitadern sind durch den Einfluss des Druckes lamelliert und gefältelt. Daneben sind die jüngeren Pertit II-Adern der (100) Fläche parallel. Die Schnittebene liegt annähernd in der (010) Fläche, 112X, NX.

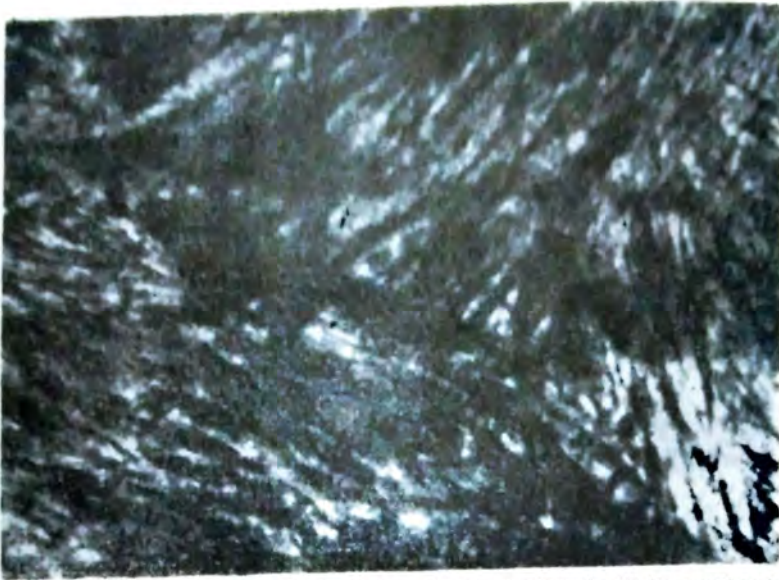


Photo 1. Quarz - Calcit - Wollastonitfels : Radial wachsende Wollastonitbündel in grossen Calcitkristallen, 40X, N//.



Photo 2. Idiomorphe Ferrosalite - Hedenbergitkristalle in Quarzmatrix. In achtseitigen, der (001) Fläche parallelen Basischnitten sind die charakteristischen sich annähernd mit einem Winkel von 90° schneidenden Spaltflächen (110) zu beobachten, 112X, N//.



Photo 1. Calcit - Diopsid - Andraditfels : Die idiomorphen Zinkblendens (schwarz) und völlig symplektitisierten, undulös auslöschenden spheroidischen Andradite in der calcitischen Matrix. 40X, NX.

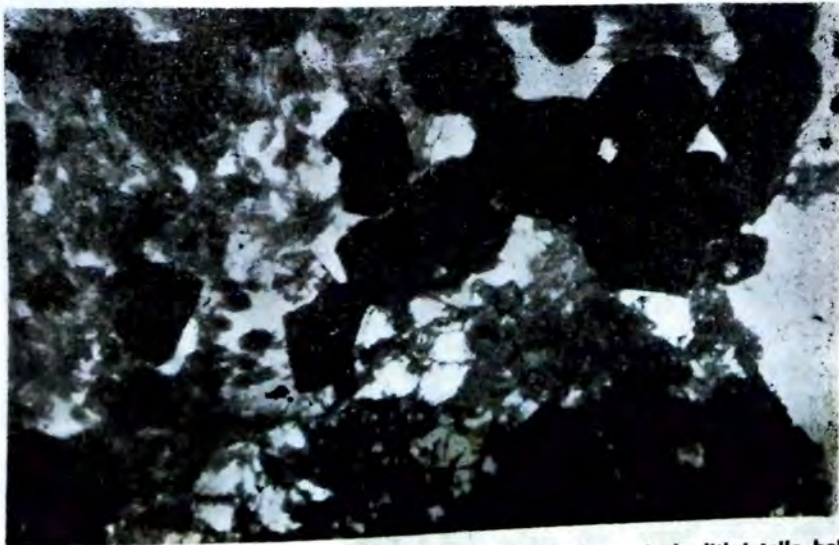


Photo 2. Quarz - Diopsid - Andraditfels. Die idiomorphen Andraditkristalle bei den leistenförmigen Diopsitkristalle wachsen in Quarz (weiss) hinein. 112X, N//.



Photo 1. Die den kristallographischen Richtungen (III) parallel angeordneten Kupferkiesentmischungstropfen in früh kristallisierten Kernpartien der grossen Zinkblendekristalle, 140X, öl, N//.

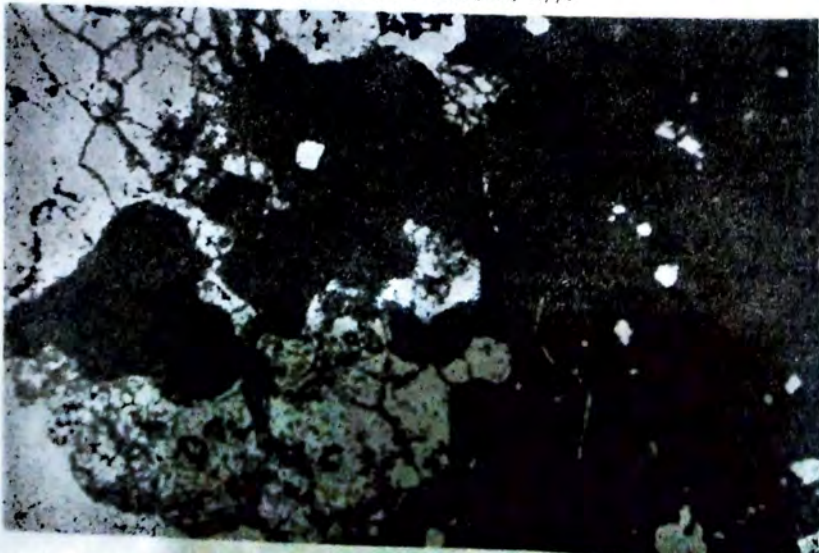
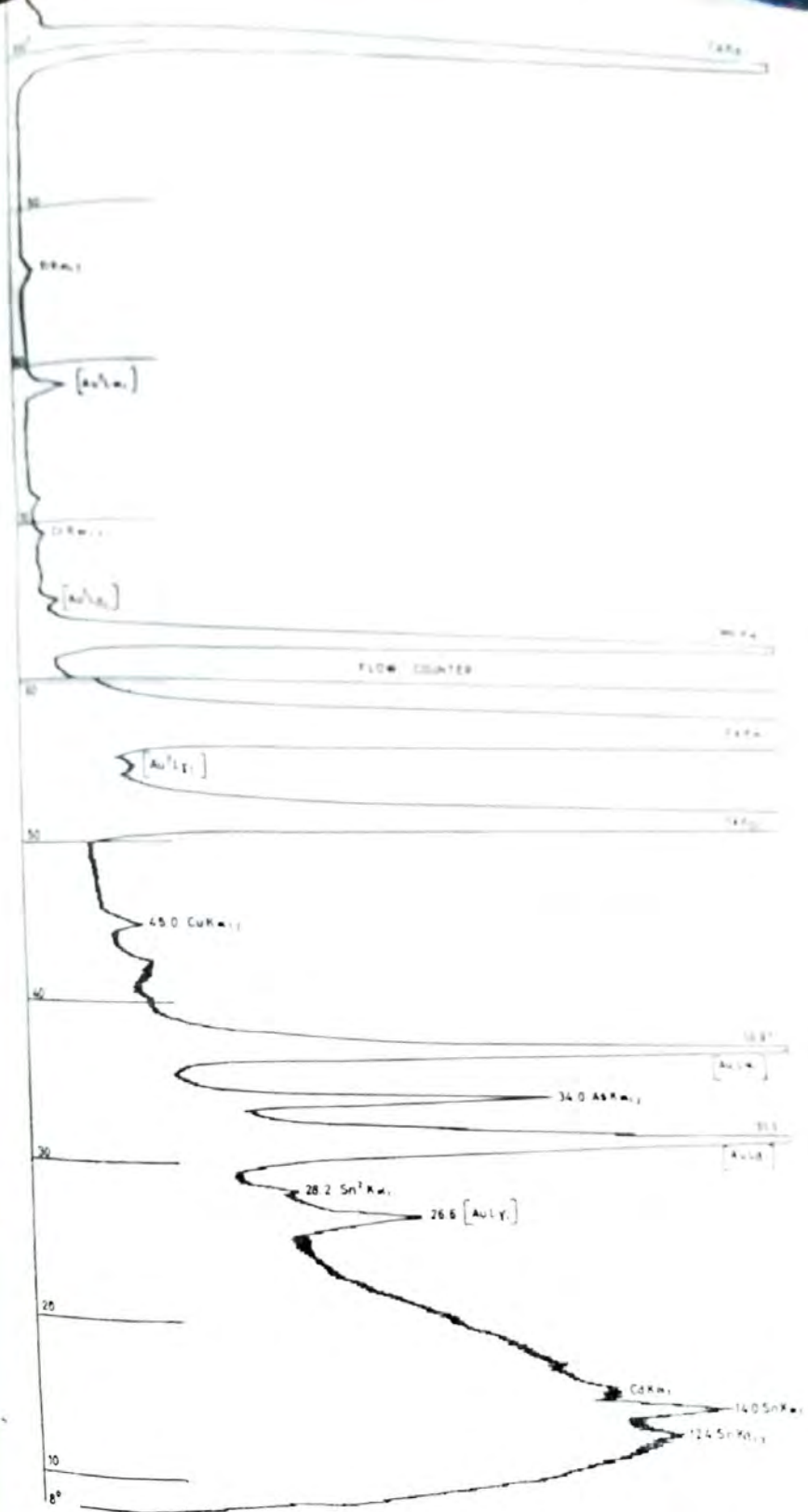
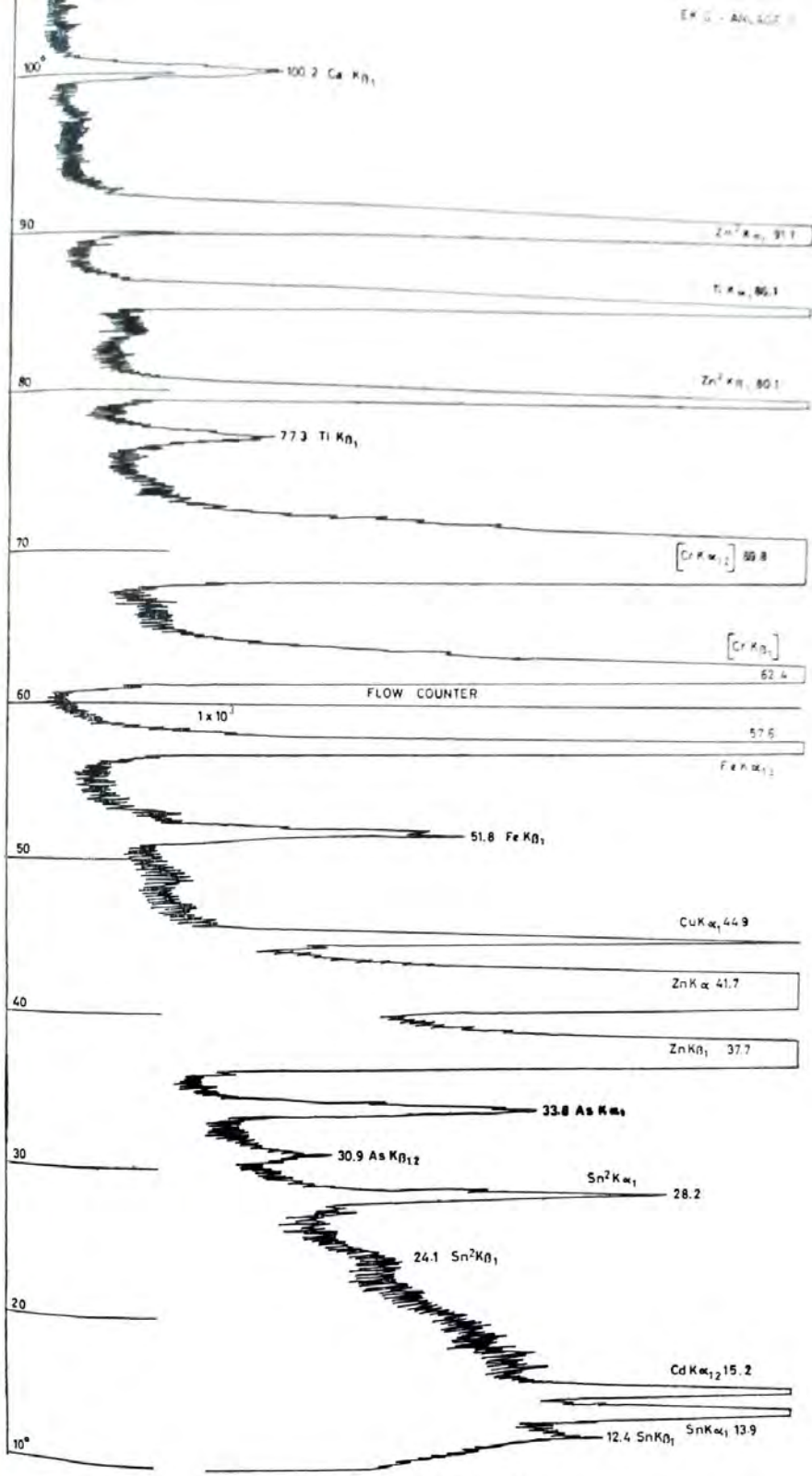


Photo 2. Die isogenetisch wachsenden Andradit - (weise) und Zinkblende enthält deutliche Spaltflächen (III); Im Andradit sind dagegen kataklastische Risse zu beobachten.

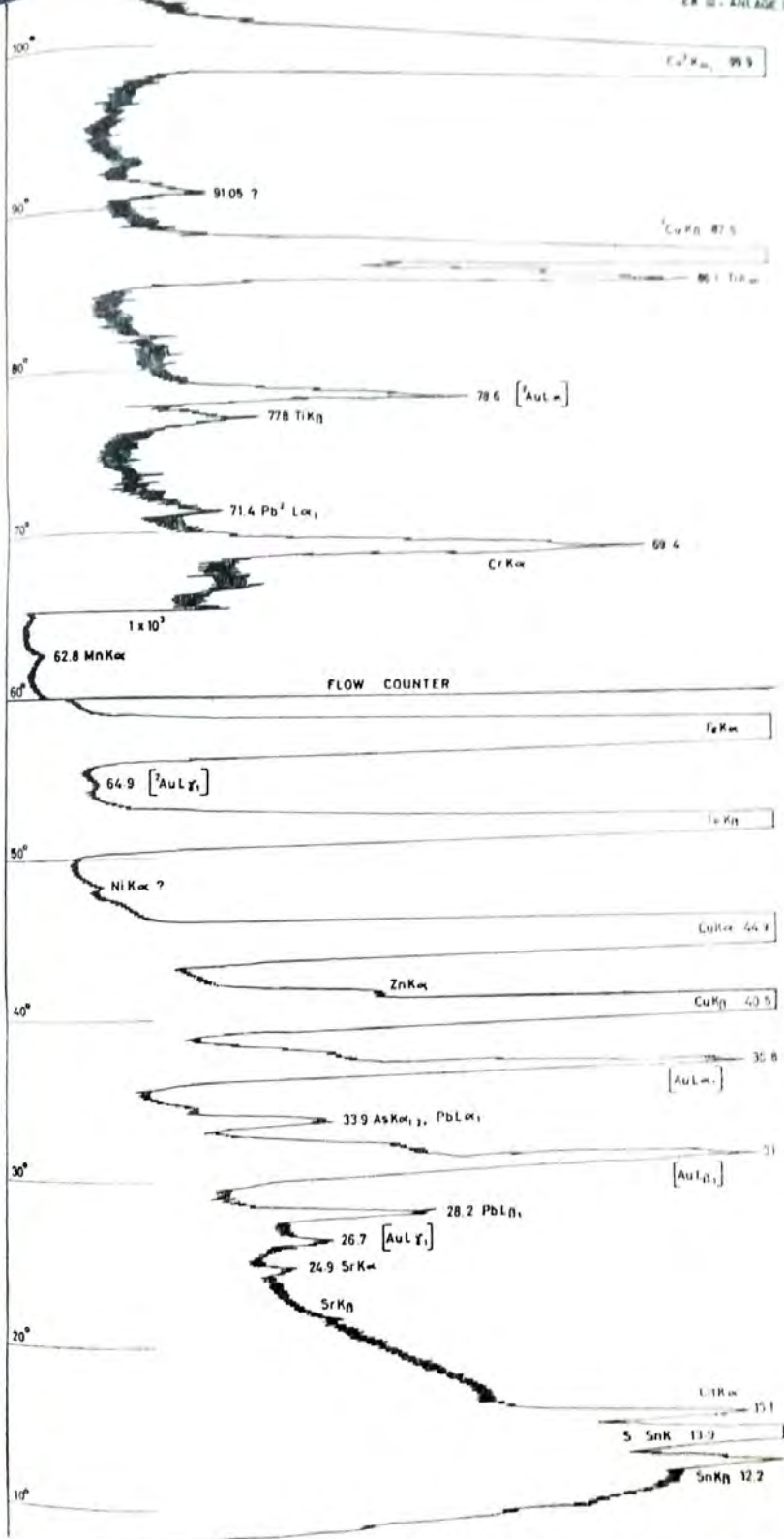


GRANAT - GRANAT (BY-III, Sari-6e16)
 Au Röntgen tüpü - Röntgenröhre, 50 Kv, 30 mA, Kaba Kolimator - Große Kolimator, LIT, 1×10^2 Torr,
 Szint Sayacı - Szint Zahler, $\times 2 \cdot 10^2$



ÇINKOBLEND - ZINKBLENDE (BY-1)

Cr Röntgen tüpü - Röntgenröhre, 50 Kv., 30mA, Kaba Kollimatör - Grube Kollimatör, LiF, 2x10 Torr.,
 Szint Sayacı - Szint Zähler, * 1x10³

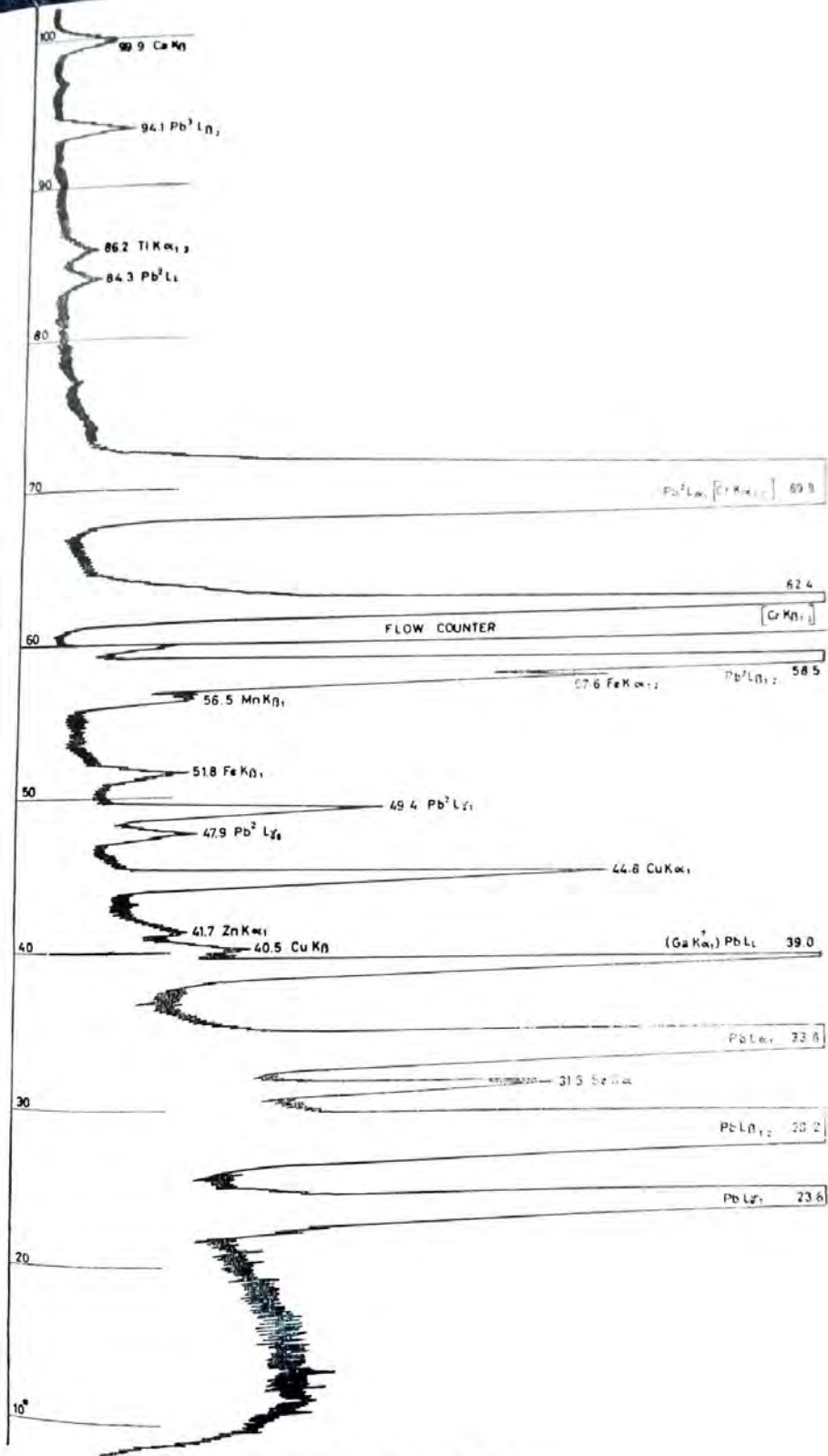


KALKOPIRIT - KUPFERKIES (BY III)

Au Röntgen lupu, Röntgenröhre, 50 Kv, 30mA, Kaba Kollimator - Grobe Kollimator, LIF, $2 \cdot 10^3$ Torr.

Szint Szácsi - Szint Zähler, $\times 2 \cdot 10^3$

Cu, Fe, S, (Sn), (Cd), (Pb), (Cr), (Ti), (Au), (Sr), (Zn), (Mn), (Ni)



GALENIT - BLEIGLANZ (BY-III)

Cr Röntgen tüpü - Röntgenrohre, 50 Kv, 30 mA, Kaba Kolimatör - Große Kolimatör, LIF, 2 × 10¹ Torr.

Szint Számsz - Szint Zähler, 4 × 10³

Pb, S, (Mn), (Fe), (Cu), ((Cr)), ((Se)), (Ga?), ((Ti)), (Ca), ((K)), ((Si))

HATAY - SAMANDAĞI KOOPERATİF SAHASINDA JEOFİZİK METODLARLA TATLI VE TUZLU SU GİRİŞİMİ PROBLEMİNİN ÇÖZÜMLENMESİ

(Par Des Méthodes Géophysiques, La Résolution du Problème de
L'eau Salée et Nonsalée, Dans La Région de Samandağı - Hatay)

Adnan Ertürk

DSİ Yeraltıuları Dairesi, Ankara

ÖZ : Hatay Samandağı kooperatif sahasının bazı kesimlerinde su kalitesi bozuk (tuzlu) olup, tuzluluğun anılan sahadaki vertikal ve horizontal yayılımı problemi jeokimyasal metodlar ve açılan sondaj kuyuları yardımıyla çözümlenememiştir.

Jeoelektrik metodların bu tip problemlerin çözümünde kullanılan en yaygın metodların biri olduğu bilinmektedir. Elektriksel parametreler satih rezistivite metodları uygulanmak suretiyle hesaplanabilmektedir. Kayaçlardaki elektronik ve elektrolitik özelliklere ait olan bu parametreleri, tesbit etmekle çimentolanmamış % 100 su ile doygun ortamlarda su kalitesi ile ilgili problemler gayet kolay bir şekilde çözümlenebilir.

Biz burada Samandağı Kooperatif sahasında tatlı ve tuzlu su girişimini nasıl çözdüğümüzü, bulduğumuz neticeleri, bu neticelere göre verilen sondaj kuyuları ile ne ölçüde bir başarı sağladığımızı anlatmağa çalışacağız.

RESUME : Dans des certaines parties de la région de Samandağı - Hatay, la qualité de l'eau est salée; il n'est guère possible de résoudre le problème de l'extesion de salinité par les méthodes géochimiques et tes sondages que l'on a déjà forés.

Il est donc bien connu que les méthodes géoélectriques s'appliquent couramment à la résolution de ces genres problèmes. Les paramètres électriques peuvent être calculés en utilisant des méthodes ée resistivité à partir de la surface.

Il est fort possible de résoudre les problèmes concernant les qualités des eaux, en déterminant ces paramètres qui correspondent aux propriétés électroniques et électrolitiques des roches, dans des zones noncementées et saturées 100 % par l'eau.

Nous tenterons ici d'expliquer la résolution de l'interférence de l'eau salée - nonsalée et les résultats que nous avons obtenus; selon lesquels nous voulons également montrer la coincidence entre les forages proposés et effectués.

GİRİŞ

Son senelerde jeoelektrik metodlar, akifer naplarının araştırılması ve su kalitesi ile ilgili problemlerin çözümünde en çok kullanılan metodlar olarak önem kazanmışlardır.

Yeraltını teşkil eden formasyonların fiziksel özellikleri içinde kayaçların elektriksel durumları ile ilgili parametreler, satıhtan itibaren uygulanan elektriki rezistivite metodları ile ölçülüp hesaplanabilmektedirler.

Kayaçların elektriki özellikleri denilince ilk akla gelen şey, elektrik akımının kayaç içinde iletilmesidir. O halde kayacı iletkenlikle ilgili parametreler yönünden tanımağa çalışmak gereklidir.

ELEKTRİKÎ İLETKENLİK

a) Elektronların hareketi (yer değiştirmesi) ile meydana gelen elektronik veya metalik;

b) İyonların hareketi ile meydana gelen iyonik veya elektrolitik olmak üzere ikiye ayrılmaktadır.

Genellikle, bizi ilgilendiren problemlerde yerdeki iletkenlik iyonik tiptedir. Bununla beraber iletkenlik metalik veya elektronik olabilmektedir; örneğin yeraltı sülfür ve oksidlerden teşekkür ettiği zaman.

Elektrik akımı, genel olarak, daneler arasındaki boşlukları dolduran sulardaki iyonlar vasıtasıyla nakledilmektedir.

İletkenlik birimi (kondüktivite) «mho» dur. İletkenlik yerine jeofizikte «öz direnç veya rezistivite» ifadesini kullanmak âdet olmuştur.

«Rezistive yeraltını teşkil eden materyallerin elektrik akımına karşı gösterdiği direnç olarak» tarif edilir. Birim küp materyelin elektriki rezistansı veya direncidir. Buna spesifik rezistans da denilmektedir. Birim ise:

$$R = \rho \cdot l / S$$

$$\rho = R \cdot S / l$$

$$\rho = (R = \text{ohm}) \cdot S = m^2 / l = m$$

$$\rho = \text{ohm} \cdot m \text{ dir.}$$

Bundan sonra iletkenlik yerine onun tersi olan rezistiviteyi kullanacağız.

Satıhtan itibaren yeraltını teşkil eden formasyonların rezistivite-leri ölçülebilmektedir. Bunun için homojen ve izotrop bir tabaka düşünerek olursak, böyle bir ortamdan iki A ve B akım elektrodu vasıtasıyla bir elektrik akımı geçirilmektedir. Akımın geçtiği zaman zarfında husule gelen potansiyel farkı, içte bulunan iki M N potansiyel elektrodu yardımıyla tesbit edilebilir. Bu takdirde bu ortama ait rezistivite değeri gerçek rezistivite değeridir.

Yeraltı heterojen olduğu ve rezistivite değerleri birbirinden farklı tabakalardan meydana geldiğinde bulunan arazi eğrilerinin şekli de değişmektedir.

Arazi eğrilerinden hesaplanan spesifik rezistivite ve bu rezistivitelere ait kalınlıkların jeolojik anlamları, etüd edilen yerde mevcut jeolojik formasyonlar üzerinde ve deskripsiyonları, karot ve jeofizik loglardan faydalanılarak yapılan sondaj kuyuları başında alınan röper jeofizik ölçüler değerlendirildikten sonra verilmektedir. Yani yapılacak bir sentezle jeoelektrik stratifikasyon tesbit edilmektedir.

Bazan elektriksel sınır jeolojik sınıra uymuyabilir. Genellikle aynı formasyondan müteşekkil bir tabakanın alt kısmı tuzlu ve üstü tatlı su ihtiva ettiğinde elektriksel yönden bu iki zon gayet kolayca birbirinden ayırd edilebilmektedir. Çünkü tuzlu su ihtiva eden akifer kesiminin rezistivitesi tatlı su akiferine nisbetle çok düşüktür.

Akiferi teşkil eden formasyonların kumlu çakıllı seviyelerden ibaret olduğu Hatay - Samandağı - Yenimahalle kooperatif sahasında üstte anlatılan bilgilerin ışığı altında tuzlu ve tatlı su zonları ayırdedilebilmiştir

ETÜT SAHASININ TANIMI

Samandağı ilçesi Antakya'nın güney batısındadır. Akdeniz kıyısınca uzanan ve Mersin P35 - C₃ 1/25.000 lik paftada kesin sınırları belirtilmiş bir ovası mevcuttur.

Etüdün Gayesi ve Çözümlemesi İstenen Problemler .

Jeofizik etüd yapılmadan önce açılan işletme kuyularının bazı-

larından alınan su numunelerinin analiz neticeleri menfidir. Örneğin 12582 No. lu su sondaj kuyusunda 4-22 m. ler arasından alınan su numunesinin kondüktivitesi 47.000; 110-136 m. ler arasındaki suyun kondüktivitesi ise 69.000 dir. Buna göre tuzlu ve tatlı su taşıyan kısımların belirlenmesi, ileride açılacak sondaj kuyularının yerlerini tesbit, derinliklerini plânlamak için zorunludur.

Jeofizik metodlarla çözümlenmesi istenen problemler şunlardır:

- 1) Sahada su taşıyan formasyonların yayılım ve geometrisi,
- 2) Tuzlu akifer kısımlarının tesbiti,
- 3) Tuzluluğun sebepleri.

GENEL JEOLJİ

Saha temelini mevcut jeolojik çalışmalar ve sondaj neticelerine göre serpantinlerin teşkil ettiği tesbit edilmiştir. Serpantinler üzerinde Miosene ait kalker, konglomera, marn ve greler bulunur. Bunlar sahamızın doğusunda mostra vermişlerdir. Pliyosen grelerle temsil edilmiştir.

Açılan sondaj kuyularında ise en üstte nebati toprak, sonra kalınlığı yer yer değişen ince bir kil seviyesi, daha sonra alüvyonun kumlu çakıllı kısımları gelir. Tedrici olarak killi seviyelere geçilir. 12586 No. lu kuyuda marna da rastlanmıştır.

KULLANILAN ALET VE UYGULANAN METOTLAR

a) Kullanılan âletin tipi: Satih rezistivite ölçüleri 0,3125 cps frekanslı alternatif akımla çalışan bir derin rezistivite cihazıdır.

b) Metodun araziye uygulanması ve çalışma tarzı:

Ölçü noktalarının arazi üzerindeki genel dağılımı istenen problemleri çözmeye hizmet edecek şekilde seçilmiştir.

c) Değerlendirme ve Tefsir:

Satih rezistivite ölçüleri Wenner elektrod tertibiyle alınmıştır. Bu metotta elektrodlar arasındaki mesafeler eşittir. (AM = MN = NB = a).

Değerlendirilen eğrilerin tefsirinde satih jeolojisi, kuyuların jeolojik deskripsiyonları baz olarak alınmıştır.

NETİCELER

5 ohm. m. ye kadar rezistivite değeri gösteren seviyeler mutlak olarak tuzluluğa tekabül ederler.

5-10 ohm. m. arası hem killi, hem de tuzluluk ihtiva eden seviyeler olabilir. Gerek kil, gerekse tuzlu seviyeler yeraltısuyu işletmesi bakımından ihmal edilebilirler. Dolayısıyla bu seviyelerde yapılacak jeolojik ayırimda düşülecek tenakuz pratik olarak bir mahzur teşkil etmemektedir.

10-15 ohm. m. arası yine yer yer kil ihtiva eden akifer seviyesi olabileceği gibi orta derecede bir tuzluluğa (geçiş zonu) da tekabül edebilir.

15 ohm. m. den daha yüksek rezistivite değeri gösteren seviyeler kullanılabilecek kalitede su ihtiva eden kumlu, çakıllı, rezistivite değeri düştüğünde arada killerin yer aldığı akifer seviyeleridir.

I No. lu kesit tetkik edildiğinde, Asi Nehrinin denizden itibaren 2,5 - 3 Km. sinde tatlı - tuzlu su girişiminden dolayı tuzluluğun hakim olduğu kolayca görülmektedir. Gerçekten Asi'ye paralel olan bu kesitte 8 No. lu rezistivite ölçü noktasının satıhtan itibaren ilk 8 m. lik kısmı hariç diğer seviyeleri tuzluluk ihtiva eder. Tuzlu kısımlarda rezistivite değeri 0,3 ohm. m. ye kadar düşer.

II, III, IV, V ve VI No. lu kesitlerde deniz kıyısında satıhtan itibaren başlayan tuzluluğun doğuya doğru daha derinlerden başladığı görülmektedir. (Bakınız Kesitler).

Samandağı ovasındaki tuzluluğun 3 muhtemel sebebi vardır.

1) Denize yakın kısımlarda, alüvyona doğrudan doğruya denizden nüfuz eden tuzlulukla su kalitesi bozulmaktadır.

2) Alüvyon altında bulunan kilin çok ince kum ihtiva ettiği açılan sondaj kuyularıyla tesbit edilmiştir. Denizden bu formasyona nüfuz eden tuzlu su kapilarite ile yukarı seviyelere ulaşır, su kalitesini belirli bir ölçüde bozmaktadır.

3) Çevrede bulunan jipsler satıh suları ile yıkanınca sülfatlı sular akifere kadar nüfuz edip yine kaliteyi bozmaktadır. Bununla beraber bu üçüncü sebep diğer 2 sebep kadar etkili olmayabilir. Esasen jeofizik olarak bu iddianın isbatı mümkün değildir.

TAVSİYELER

1) Kesitlerde tarayarak gösterdiğimiz tuzlu seviyelere inmiyecek sondaj derinlikleri planlanmalıdır.

2) 10 - 15 ohm. m. rezistivite değeri gösteren killi veya az tuz-

lu akifer seviyesinin, işletme sırasında fazla su çekildiğinde altta bulunan tuzlu suyun yukarıya nüfuzu ile su kalitesi bozulabilir. Bu itibarla açılacak sondaj kuyularında mutlaka elektriki log alınarak teçhiz yapılmalıdır. SP logunda tesbit edilecek drift, derinlere doğru su kalitesinin bozulduğu hakkında faydalı bir donedir. Ayrıca SP ve rezistivite logları birlikte kullanılarak daha permeabl seviyeler tesbit edilebilir.

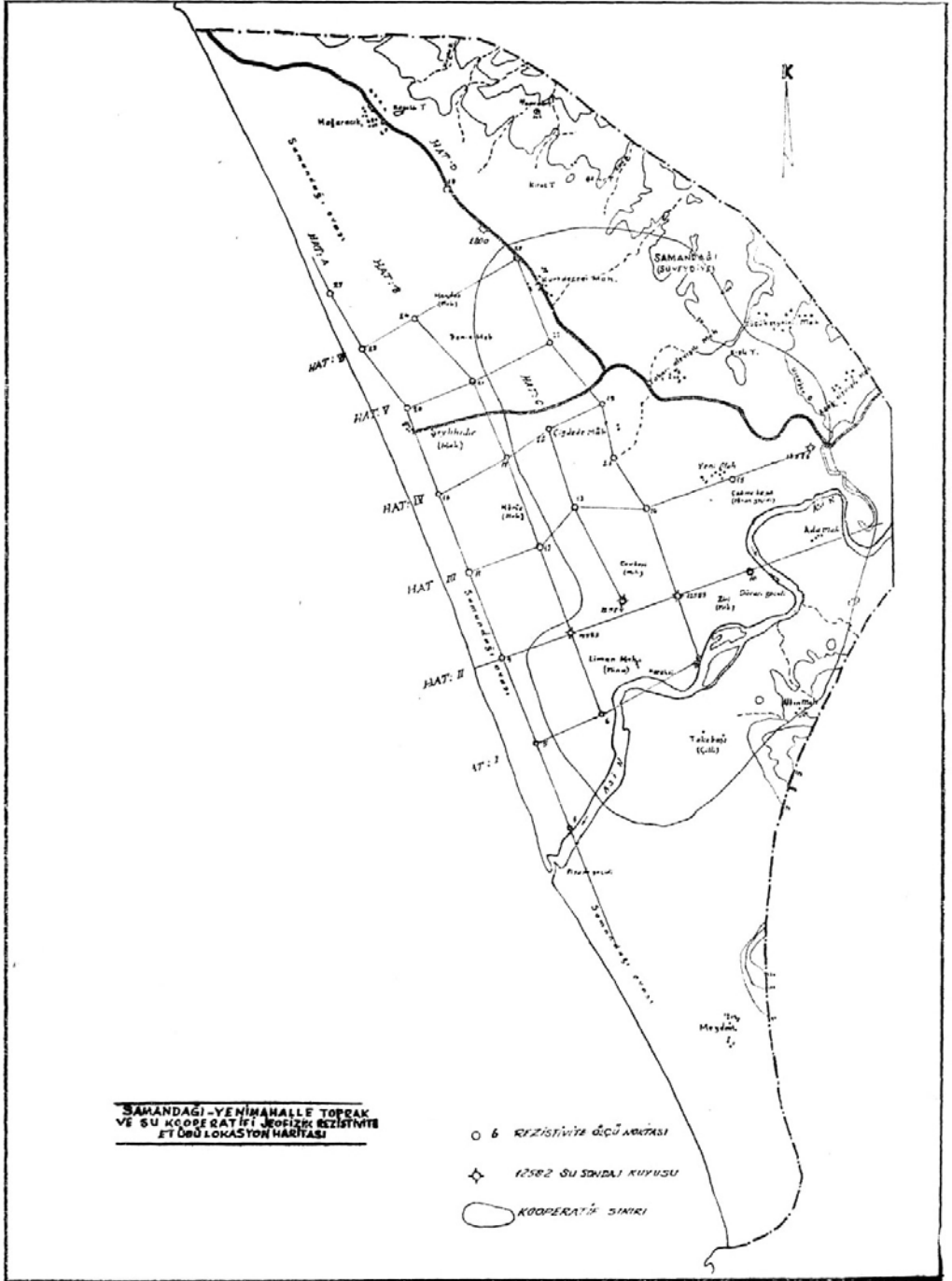
3) Üst seviyelerde rastlanan yüksek rezistiviteli kısımlar daha permeabl seviyeler olabilir. Üzerinde dikkatle durulmalıdır. Çünkü statik seviyenin altında bulunan çimentolanmamış taneli malzemeler %100 su ile doymun olduklarında efektif dane çapının büyümesi rezistivite değeri ile doğru orantılıdır.

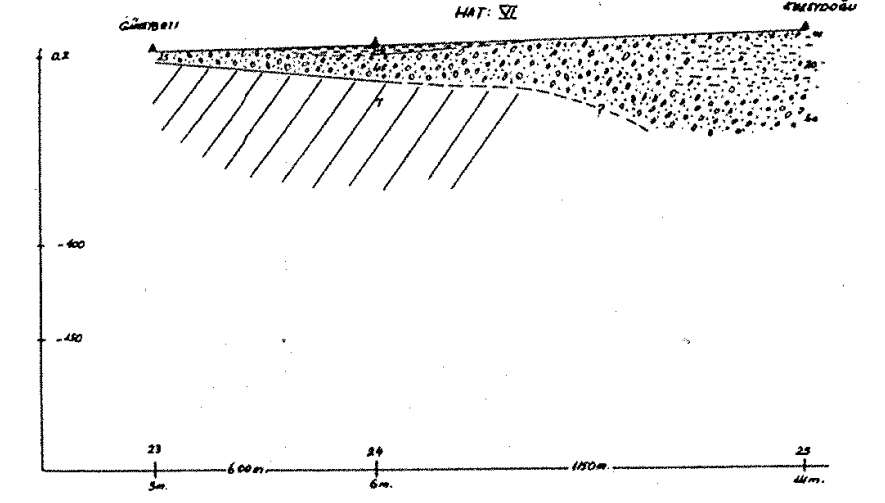
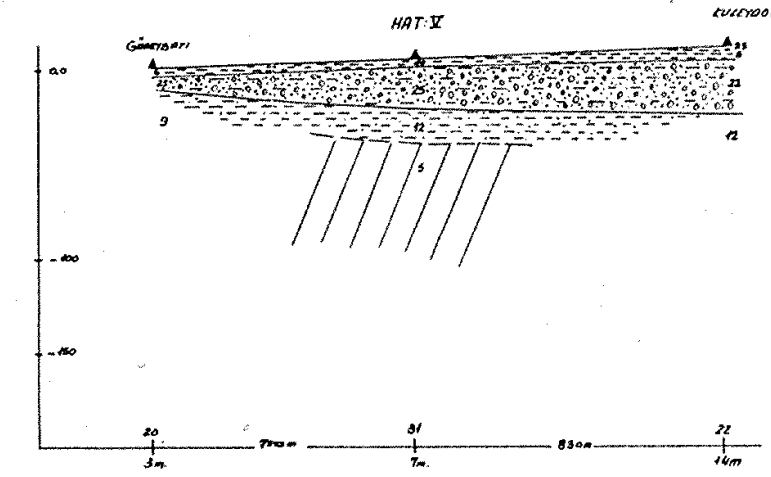
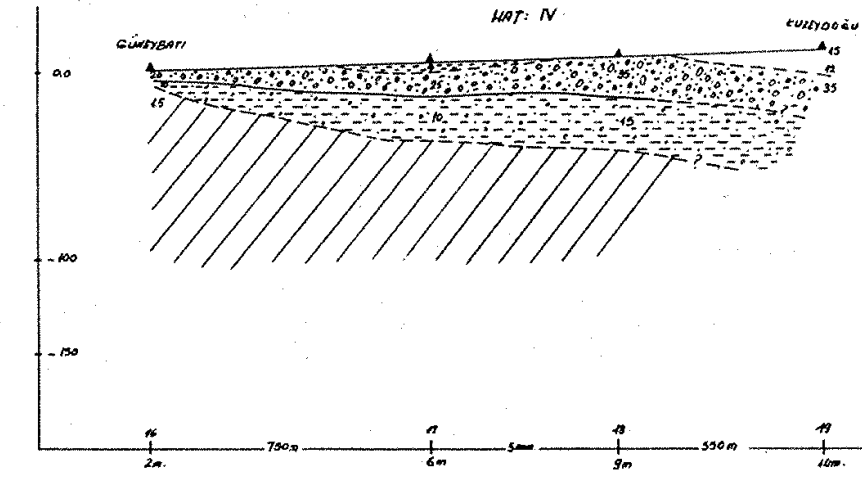
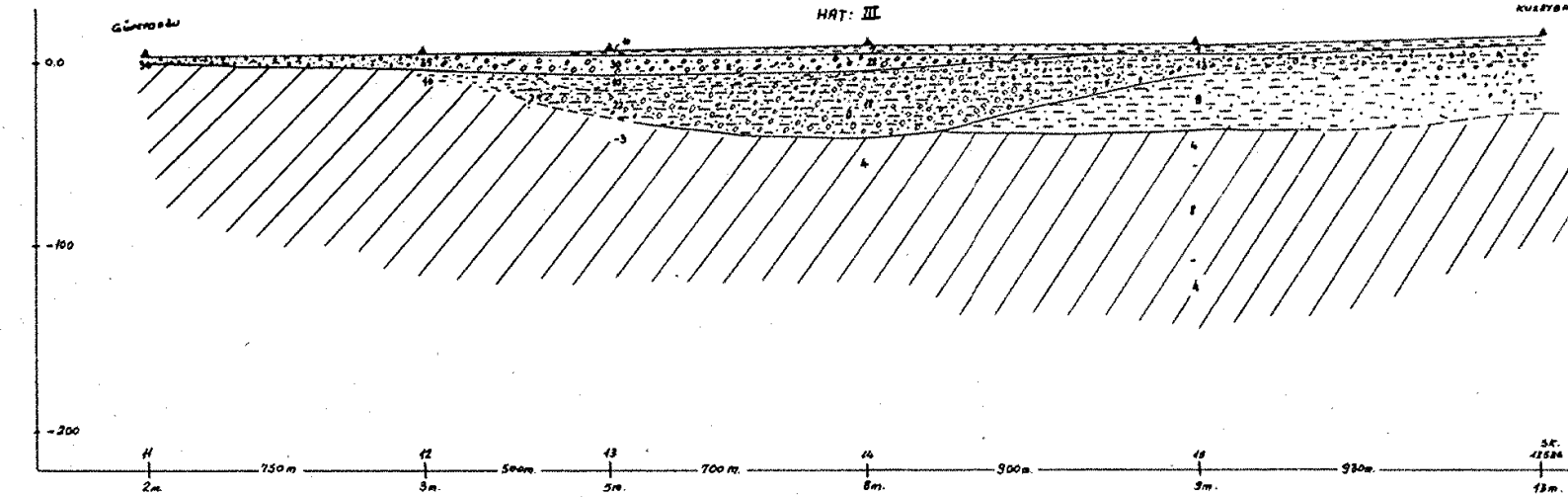
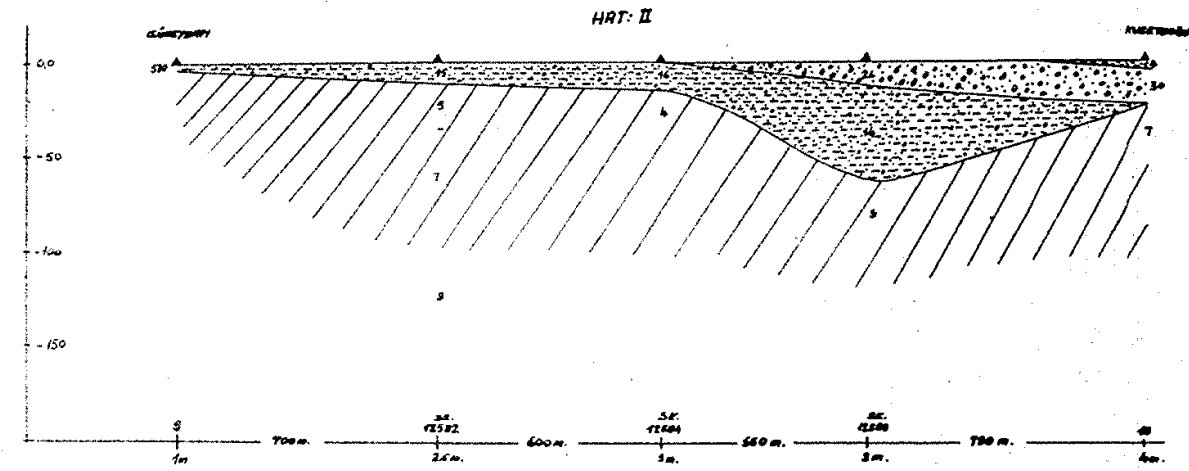
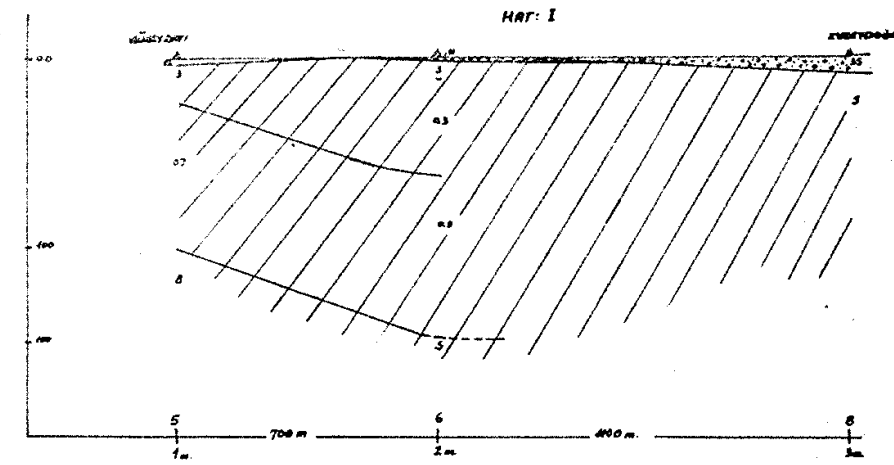
NOT: 12586 No. lu sondaj kuyusu, 15 ve 10 No. lu rezistivite ölçü noktalarına yakın yerlerde etüt neticelerine göre plânlanıp açılan sondaj kuyularına ait bilgiler aşağıda verilmiştir:

Sondaj Kuyusu No.su	Çekilen suyun Elektriki Köndüktivitesi
13300	1150 mho/cm.
13301	947 mho/cm.
13002	1041 mho/cm.
12585	1040 mho/cm.

REFERANSLAR

- Bertrand, Y. La prospection Electrique appliqueée aux problèmes des Ponts et Chaussées.
- Doğan, O. (Petrolojik Münasebetler ve Petrofizik).
- Ertürk, A. Hatay-Samandağı, Yenimahalle Toprak ve Su Kooperatifi Jeofizik Rezistivite Etüt Raporu, 1970.



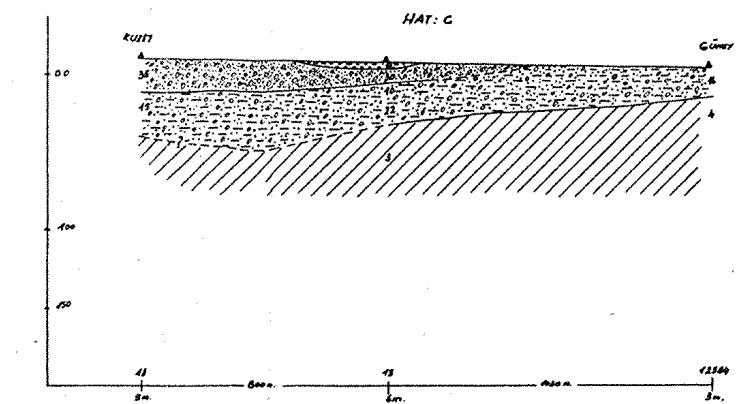
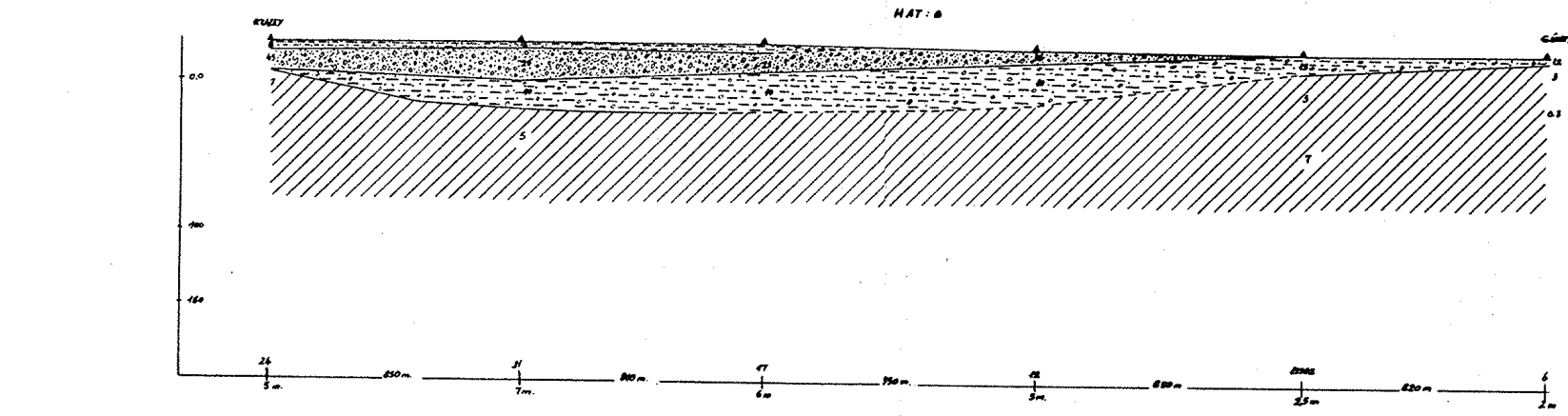


LEJAND

- △ REZİSTİVİTE ÖLÇÜ NOKTASI
- 12 FORMASYON REZİSTİVİTESİ Ohm.m
- AKİFERİN TUZLU KISMI VEYA KİLLİ SEVİYE

1/2000 ÖLÇEK
1/10000

Samandağı Ovası Jeofizik Kesitleri



İSTANBUL'UN KARBONİFER STRATİGRAFİSİ

(The Carboniferous Stratigraphy of İstanbul)

Orhan Kaya

Ege Üniv. Fen Fak., Jeoloji Kürsüsü, Bornova - İzmir

ABSTRACT: The Carboniferous stratigraphy of İstanbul is described with special reference to the western part of Bosphorus (Thracian area). On the basis of particular stratigraphic successions and structural features the Thracian area is subdivided into subareas of İstinye, Kâğıthane, Cebeciköy and Zekeriyaköy.

The upper part of a predominantly nodular limestone unit (Büyükada fm.) is subdivided into two members, in ascending order: Ayineburnu and Küçükyalı. The Ayineburnu member is composed of thin-to medium - bedded nodular limestone and laminated calcareous shales and ranges from Late Devonian to Early Tournaisian in age. It conformably overlaps the older Devonian strata onto Ordovician rocks. The Küçükyalı member is represented by channel-filled turbidite graywacke and shale. The Baltalimanı formation is mainly composed of lydites and subordinate siliceous shales. It is Early or Middle Tournaisian, or both, in age. The Trakya formation is characterized by thick shales, graywackes and lithic - conglomerates which are highly variable both laterally and vertically. The flysch facies, anyway interrupted, is predominant. On the basis of fine- and coarse-clastics and distribution of carbonates the Trakya formation is subdivided into three members, in ascending order: Acıbadem, Küçükköy and Çamurluhan. The formation ranges from Late Tournaisian to nearly Late Middle Visean in age. The Acıbadem member consists of shale and claystone with limestones intercalated. The Küçükköy member is composed of shales, thick-bedded graywackes, lithic-conglomerates and subordinate limestones. The Çamurluhan member is mainly made up of shales with graywackes, lithic-and quartz - conglomerates, and limestones. The shales become sandier and pebbly toward the north. The thickness, the biofacies, likewise change in the same direction. At the north, the shales are the time equivalent of the lower part of the overlying Cebeciköy limestone. The Cebeciköy limestone is composed of bioclastic limestone, subordinate shales, secondary dolomite and chert. The unit is of shelf-edge carbonate type

and is Late Middle to Middle Late Visean in age. The Gümüşdere formation consists of graywacke, feldspathic garywacke, feldspathic conglomerate, shale and lydite. The basal siliceous shale and lydite designated the Kartaltepe member. In the south the siliceous shales predominate which gradationally overlie the Cebeciköy limestone. In the north, the lydites discordantly rest on the lower sections of the Çamurluhan member. The flora of the member is in favor of a Late Visean- Namurian age. The main graywacke section of the formation is of flysch facies. Minor coal seams are present in the uppermost part of the formation. The Çiftalan formation consists of medium-to thick - bedded, subgraywackes. It strikes parallel with the Gümüşdere formation and bears some compositional similarity to it. The Değirmendere formation consists of aphanitic limestone, clayey limestone and intraformational limestone - breccia. Secondary dolomitization is widespread. The poor microfauna bears the common elements for Carboniferous and Permian. The Uskumruköy formation is composed of reddish shales, at its base, and pebbly graywackes, on its higher section. The contact to the underlying limestone is obscured. Some coalified plant remnants occur sporadically in the sandstones.

In the Thracian area the late Laramide phases appear to have been responsible for a large part of the deformation. Three Alpine stages are differentiated, in relative age : (a) overturned folds, steep thrust faults which are arranged along a WNW line may be virtually connected with the thrusting towards the north - Zekeriyaköy overthrust-, (b) mosaic-fault system, resulted in by the release tectonic, (c) sinistral strike-slip faults with the NE trend. The N trends, more or less separated from the Alpine features, can be attributed to the Variscan.

ÖZ : Bu çalışmada, özellikle Boğaz'ın batı yakasındaki (Trakya alanı) gözlemlere dayanarak İstanbul'un Karbonifer stratigrafisine ait anaçizgiler çıkarılmaya çalışılmıştır.

Özgül stratigrafi istiflerine ve yapısal özelliklerine göre Trakya alanı, İstinye, Kağıthane, Cebeciköy ve Zekeriyaköy asalanlarına bölünmüştür.

Büyük kısmıyla Devonien'e ait olan yumrulu kireçtaşı birimi (Büyükkada fm.) en üst iki üyesi ile Alt Karbonifere derecelenir. Bunlardan alta gelen Ayineburnu üyesi, başlıca ince tabakalı yumrulu kireçtaşından ve laminalı kalkerli şeylden yapıldır; Devonien Sonundan Turnesien içine kadar uzanır. Üye, Devonienin yaşlı seviyelerini Ordovisien temele doğru transgressif olarak aşar. Yumrulu kireçtaşı birimi Küçükalyalı üyesi olarak ayırılan ka-

nal dolgusu türbidit grovak ve şeyl ile biter. Baltalimanı formasyonu lidit ve silisli şeylleri temsil eder. Radiolaria mikrofavnası Turnusien Başı ve/veya Ortası olarak değerlendirilebilir. Trakya formasyonu yanal ve düşey yönlerde değişim gösteren kalın şeyl, grovak ve litik - konglomera ardışıklı istifinden yapılıdır; hakim olarak fliş fasiesindedir. Karadan türeme materyelin ve karbonatların dağılımına göre Trakya formasyonu üç üyeye bölünür, alttan üste: Acıbadem, Küçükköy ve Çamurluhan. Birim bütünüyle Turnesien Sonundan Vizeen Ortası Sonuna kadar olan zaman aralığını örter. Acıbadem üyesi, başlıca kireçtaşı arakatlı kıltaşı; Küçükköy üyesi, şeyl, grovak, litik-konglomera ve az olarak kireçtaşı; Çamurluhan üyesi, başlıca şeyl az miktarda grovak, litik- konglomera, kuvars - konglomera ve yersel kireçtaşı kapsar. Çamurluhan şeylleri kuzeye doğru kumlu ve çakıllı olarak gelişir. Kalınlık ve biofasies aynı yönde paralel olarak değişir. Cebeciköy kireçtaşı, bioklastik kireçtaşı, az miktarda şeyl, ikincil dolomit ve çörtten yapılıdır. Birim, şelf kenarı karbonat oluşuğu tipindedir; Vizeen Ortası Sonu ile Vizeen Sonu Ortası arasında çökelmiştir. Gümüştüde formasyonu grovak, şeyl, lidit, feldispatlı grovak ve konglomera kapsar. Bazal lidit ve silisli şeyl Kartaltepe üyesi olarak ayırt edilmiştir. Güneyde, Kızıltepe üyesi Cebeciköy kireçtaşını geniş bir aralık içinde dereceli olarak üstler. Kuzeyde, liditler uyumsuz olarak Çamurluhan şeyllerini örter. Kartaltepe üyesi Vizeen Sonu -Namurien lehinde değerlendirilebilecek bir flora kapsar. Gümüştüde formasyonunun kalın üst kumtaşı kesiti fliş fasiesindedir; kesitin en üst kısmında kömürleşmiş bitki yığışım-larına rastlanır. Çiftalan formasyonu, başlıca subgrovaklardan yapılıdır. Birim alta gelen Gümüştüde formasyonuna feldispat kapsamı yönünden benzerlik taşır. Değirmendere formasyonu afanitik kireçtaşı, killi kireçtaşı ve oluşukarası kireçtaşı breşi ile belirlenir. Dolomitleşme yaygındır. Fakir mikrofavnada Karbonifer ve Permien için ortak elementler bulunur. Uskumruköy formasyonu, tabanda kırmızımsı şeyl, üst büyük kısımda çakıllı grovaklardan yapılıdır. Alta gelen karbonat kesitle stratigrafi ilgisi açık değildir. Grovaklar yersel kömürleşmiş bitki parçaları kapsar.

Trakya alanında, son Laramid fazı geniş ölçüde etkin olmuştur. Bağlı yaşa göre üç Alpin deformasyon devresi ayırt edilebilir, yaşlıdan gence: (a) WNW gidişde yoğunlaşan ters dönmüş kıvrımlar, dik itki fayları. Bu çizgiler, güneyden itilmeye bağlı Zekeriyaköy şarriyajına paralel oluşmuşlardır, (b) İtilme sonrası serbestleşme tektoniği ile ilgili mozaik fay sistemi, (c) NE gidişli, sol doğrultu atımlı faylar.

N gidişli çizgiler, Alpin yapılarla sınırlandıklarında, Varistik fazlara yorulabilir.

GİRİŞ

Bu çalışmanın amacı İstanbul Boğazının batı yakasında yaygın olarak bulunan Üst Paleozoik kayalarının, stratigrafi sınıflamasıdır.

Çalışma sahası (Şek. 1), 1 : 25 000 ölçekli F21c2, c3, F22c4, d1, d4 topoğrafya paftalarında yer alır. Harita alımındaki, doğal koşullara bağlı değişik ayrıntı derecesi ve paftalar arasındaki uyumsuzluk dolayısıyla, çalışma sahası iki ayrı jeoloji haritası ile sunulmuştur.

İstanbul Boğazı'nın batı yakası, Paleozoik yaşlı stratigrafi istifleri ve özgül yapısal şekilleri bakımından Trakya alanı olarak ayrıtılmış; aynı jeoloji özellikleri çerçevesi içinde, Trakya alanı, İstinye asalanı, Kâğıthane asalanı, Cebeciköy asalanı ve Zekeriyaköy asalanına bölünmüştür.

Stratigrafi bilimlerinin ayrıtlanmasında Stratigrafi Adlaması Kanun Kitabı (A.C.S.N., 1961), gözetilmiştir. Kaya nünunelerinin renk tanımı Rock Color Charta (R.C.C.C., 1951) göredir. Tabaka görünüş şekli, iç yapısı veya yapısızlığı ile ilgili terimler McKee ve Weir'den (1953) karadan türeme çökellere ait tabaka tipleri en çok Ksiazkiewicz'den (1954) aktarılmıştır. Kumtaşları için özgül adlar Folk'dan (1954) alınmıştır. Kireçtaşları için, genel terimler yanısıra, Folk'a (1965) ve Wolf'a (1963) uyulmuştur. Kontakt tanımları Krumbein ve Sloss'a (1963) göredir.

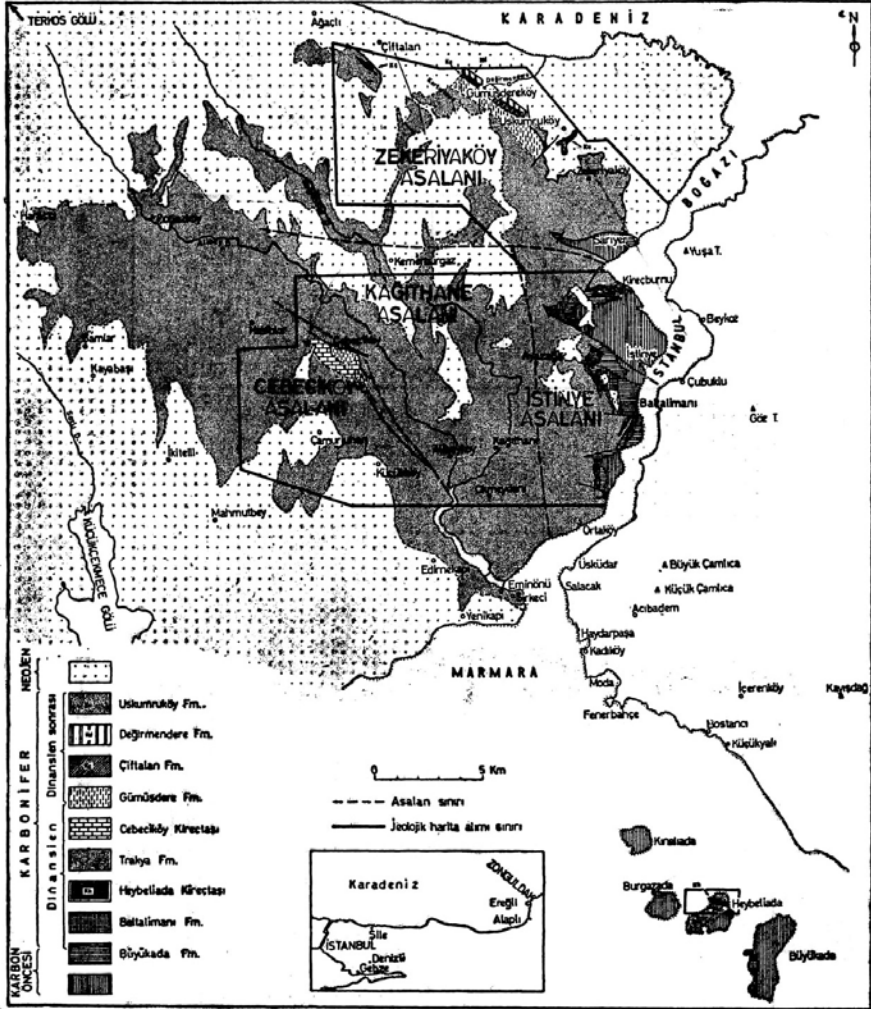
Tarihçe

Bu çalışmada Karbonifer olarak yaşlandırılan birimlere ilk doğrudan temas Tchihatcheff'den (1864- 1869) gelir Boğaz'ın batı yakasında yaygın olarak yer alan bu birimlerin stratigrafisine ait anaçizgileri Penck (1919), Paeckelmann (1925, 1938), Chaput (1936) vermişlerdir. Yalçınlar (1951, 1955, 1962) ilk olarak Karbonifer sorununu ortaya koymuş ve genişletmiştir. İstanbul bölgesindeki Karbonifer yaşlı birimlerin jeoloji bağıntıları ve ayrıntılı stratigrafi konularını, ilk olarak, Baykal ve Kaya (1963) aydınlatırlar.

Önceki çalışmalara ait stratigrafi sınıflamaları ve bu çalışmada varılan stratigrafi sınıflaması karşılaştırmalı olarak Tablo I de verilmiştir.

Trakya alanına aktarılacak, İstanbul bölgesinin tektonik anaçizgileri konusundaki önemli görüşler şunlardır: Paeckelmann

(1398), özellikle, Kocaeli alanında ayırt ettiği N-S doğrultulu tektonik çizgileri Bretonik faza bağlar. Baykal (1943), Şile güneyinde NNW-SSE doğrultusunu (Hersiniyen) hareketleri ile ilgili görür. Okay (1948), Kocaeli alanında WNW tektonik gidişlerden söz eder ve daha önceki jeologların orografik çizgilere dayanarak ileri sürdükleri N-S doğrultusunun geçerli olamayacağını belirtir. Ketin



Şekil : 1 — İstanbul Boğazı batı yakasının jeoloji topluluklarına ve yapısal özelliklere göre ayrılması ve çalışma alanı sınırları

(1953) Devonienin NNW-SSE çizgilerini Devonien Başı tektonik fazıyla açıklar. Yazar, 1959 da, Büyük Çamlıca çevresindeki Devonienin yaklaşık N-S ve Silürienin de E-W doğrultusuna dayanarak, Ardenn fazının çok şiddetli geçtiğini belirtir.

Teşekkür

Bu çalışmanın konusunu doktora tezi olarak veren Sayın Prof. Dr. F. Baykal'a, daha sonra tezin yönetimini üzerine alan Sayın Prof. Dr. R. Brinkmann'a ve bu konuda yardımlarını gördüğüm Sayın Prof. Dr. Y. Vardar'a teşekkürlerimi sunarım.

Araştırma, 1962- 1963 yaz aylarında Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü (MTA); 1964-1968 yılları arasında Türkiye Bilimsel ve Teknik Araştırma Kurumu, yine aynı yıllar içinde MTA teknik yardımı ile desteklenmiştir.

Tezin hazırlanmasında Sayın Prof. Dr. İ. E. Altınlı, Prof. Dr. H. N. Pamir, Prof. Dr. İ. Yalçınlar, Prof. Dr. R. Kräusel, Dr. Z. Termek, ilgiyle yardım etmişlerdir. Sayın Dr. W. T. Dean, N. Güvenç - Chanton, Dr. J. Kullmann, Dr. B. L. Mamet, Dr. W. Haas, Dr. H. Tyroff, Dr. S. Artüz, A. Baysal, Ö. Yazlak, Dr. T. Güvenç paleontoloji tanıtımlarıyla çalışmaya büyük katkıda bulunmuşlardır. Çalışmanın çeşitli safhalarında Sayın Dr. N. Rückert-Ülkümen, Dr. Ü. Özdemir, A. Aybar, O. İrtem, A. Erdağ, E. Vural, S. Çalık, M. Özoktay değerli yardımlarda bulunmuşlardır.

STRATİGRAFI

Istanbul bölgesine ait Üst Paleozoik kayalarının stratigrafi sınıflaması Şek. 2 de sunulmuştur. Genelleştirilmiş kaya istifinin zaman bölümleri Turnesien Sonundan Vizeen Sonu Ortasına kadar ayrıntılı olarak saptanabilmektedir. Daha genç seviyeler (Gümüştüre fm. üst kesiti, Çiftalan fm., Değirmendere fm., Uskumruköy fm.), fakir fosil toplulukları dolayısıyla henüz güvenilir bir şekilde yaşlandırılmamıştır.

Mesozoik ve Senozoik değişik fasies ve litolojilerde yer alır. Çalışmada, Üst Paleozoik dışında kalan stratigrafi seviyelerine (Paleozoik Sonrası) ve (Karbonifer Öncesi) bölümleri içinde kısaca dokunulmuştur.

KARBONİFER	DİNANSIEN SONRASI		USKUMRUKÖY FM.	Subgrovak Grovak, şeyl	> 100	
			DEĞİRMENDERE FM.	Dolomit Kireçtaşı Kireçtaşı-şeyl	-234	
			ÇİFTALAN FM.	Subarkoz Subgrovak	> 114	
				Diabaz	-125	
			GÜMÜŞDERE FM.	Grovak, şeyl, subarkozik konglomera	-500	
			Üst	KARTALTEPE ÜYESİ	Lidit, silisli şeyl	19
	DİNANSIEN	VİZEEN	Orta	CEBECİKÖY KIREÇTASI	Kireçtaşı, dolomit, kalkerli şeyl	160
			Alt			
			Üst	CAMURLUHAN ÜYESİ		
			Orta	TRAKYA FM.	Şeyl, "fluxoturbidite" grovak kuvars-konglomera	708
		ALT	Alt	KÜÇÜKKÖY ÜYESİ	Şeyl, grovak, "fluxoturbidite"	~1000
				HEYBELİADA KIREÇTASI	Kireçtaşı	-50
			Üst	ACIBADEM ÜYESİ	Kalkerli şeyl, kilitaşı, kireçtaşı	86
			Orta	BALTALIMANI FM.	Lidit, silisli şeyl	31
TURNESIEN	ALT					
	ÜST	KÜÇÜKYALI ÜYESİ	Kanal dolgusu grovak	> 11		
DEVONİEN	FAMENNIEN		BÜYÜKADA FM.	Yumrulu yapıda kireçtaşı- şeyl, nöbetleşmesi.	> 52	
			AVİNEBÜRNÜ ÜYESİ			

Şekil : 2 — İstanbul bölgesi Üst Paleozoğinin stratigrafi sınıflaması

Karbonifer Öncesi

İstanbul bölgesinin Alt Paleozoik kesiti Ordovisien, Silürrien ve Devonien yaşlı birimlerden yapıldır.

Ordovisien alt sınırı görülmeyen arkoz ve bunun üzerinde ortokuvarsit, silisli şeyl, grovak gibi (Baykal ve Kaya, 1965) aralarında kuvvetli litosomal bağıntılar olan birimlerden yapıldır. Harita sınırları içinde Ordovisien ve Karbonifer komşuluğu tektoniğe bağlıdır.

Silürrien, genellikle kuvvetli yanal değişimler gösteren mercanlı kireçtaşları, subarkoz ve grovaklarla temsil edilir.

Devonien, alttan üste: (a) laminalı ve ince tabakalı kireçtaşı, (b) kalkerli, —fosilli— şeyl, grovak, merceksel bioklastlı kireçtaşı (Pendik gurubu), (c) yumrulu yapıda, kalkerli şeylle nöbetleşmeli afanitik kireçtaşı, tabakalı çört (Büyükada formasyon) kesitlerini kapsar.

Ayineburnu üyesi

Tanım ve dağılım. — Büyükada formasyonunun yersel yumrulu, afanitik kireçtaşı ve kalkerli şeyl nöbetleşmesinden yapılmış üst kesiti Ayineburnu üyesi olarak ayırtedilmiştir (Kaya, 1972). Tipik kesit, Büyükada güneybatısındaki Ayine Burnu'nda yer alır. Trakya alanında ayırt edilebilen görünüler, Arnavutköy, Rumelihisar, Baltalimanı Deresi ve İstinye batısındadır.

Litoloji. — Ayineburnu üyesi, en çok, ince laminalı ile kalın tabakalı arası kireçtaşı (rekristalize biomikrit, mikrit) ve çok ince laminalı şeyl ile aynı nitelikteki kireçtaşı nöbetleşmesinden; ikinci derecede, lidit ve açık renkli çörtten yapılmıştır.

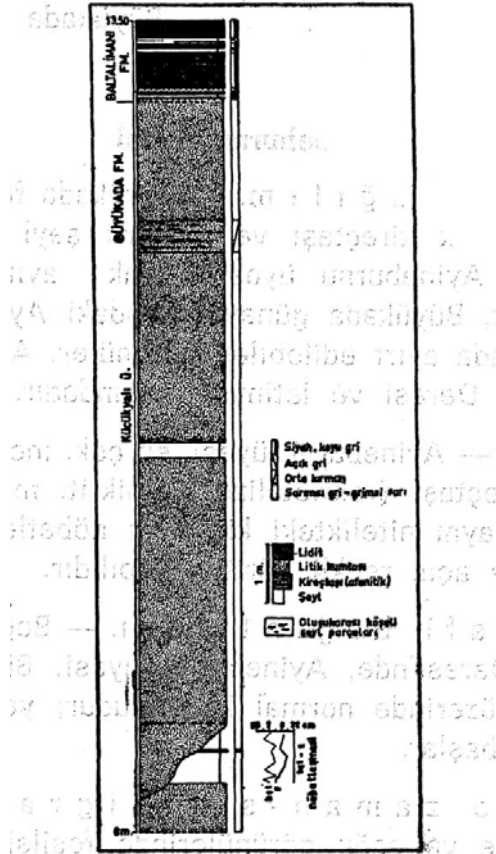
Stratigrafi bağlantıları. — Boğaz'ın batı yakasında, Baltalimanı Deresi'nde, Ayineburnu üyesi, Büyükada formasyonunun alt kesiti üzerinde normal konumdadır; yersel gelişik siyah çört bandları ile başlar.

Favna ve zaman-stratigrafi. — Ayineburnu üyesi tipik kesitte ve çoğu görünülerinde fosilsizdir. Küçükalyalı'da, laminalı kireçtaşı - şeyl nöbetleşmesinde Dr. W. T. Dean tarafından tanınan Trimeroceras mastophthalmus Richter Famennienin Cheiloceras Zonunu karakterize eder (Paeckelmann, 1938; Kaya, 1969; Gandl, 1972). İstinye'de (71.7:53.5) üyenin üste yakın kesiminde, Dr. J. Kulmann'ın tanıtladığı *M e r o c a n i t e s* sp. iuv., *A m m o n e l l i p t i c u s* sp. bulunur. Buna göre, asbirim Famennienden, üste gelen seviyeler dikkate alındığında, muhtemelen Turnesiene kadar bir zaman aralığını kapsar.

Küçükalyalı üyesi

Tanım ve dağılım. — Büyükada formasyonunun en üst kanal dolgusu kumtaşı ve şeyl seviyeleri Küçükalyalı üyesi olarak ayırt edilmiştir. (Kaya, 1972). Asbirime ait müracaat kesiti Küçükalya-

lı'dan alınmıştır (Bursa G 22b4, 77.4:35), Şek. 3. Trakya alanında, üyeye ait görünüler Arnavutköy'de (Körkadi Tepe) tanınabilir.



Şekil : 3 — Küçükyalı'da, Küçükyalı üyesine ait müracaat kesiti

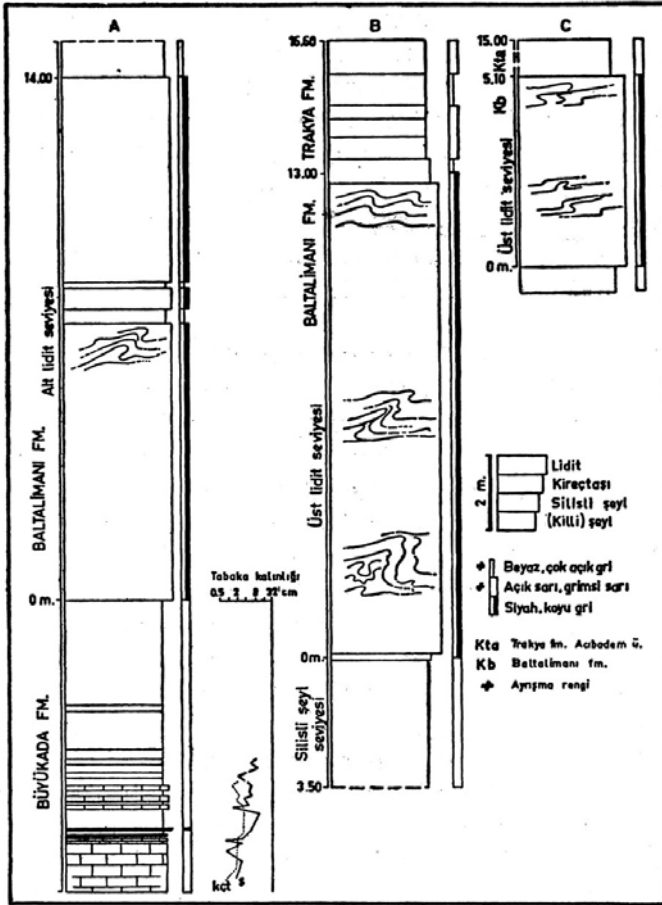
Litoloji. — Küçükyalı üyesi grovak, şeyl, az olarak, koyu renkli çört ve açık gri afanitik kireçtaşından yapıldır. Kumtaşları, yersel oluşuk arası köşeli çakıltaşı, Ayineburnu üyesine ait parçalar ve tortul yapıları ile ardarda gelişen, yönlenmiş türbiditleri yansıtır.

Stratigrafi bağıntıları. — Büyükada formasyonu, çoğu yerlerde, karbonat oranı düşük bir şeyl aralığı ile üste gelen Baltalimanı liditlerine geçer. Baltalimanı'nda (71.2:52.1), Ayineburnu üyesinin

en üst kesitinde, şeyl bileşeni kumlu olabilen, dereceli stratifikasyon, akma ve akıntı yapıları gösteren kireçtaşı - şeyl nöbetleşmeleri ve kalın şeyl tabakaları Küçükalyalı üyesini karşılarlar.

Baltalimanı formasyonu

Tanım ve dağılım. – Üstten Trakya formasyonuna ait şeyl ve kumtaşı ile sınırlanmış olan lidit ve silisli şeyl topluluğu Baltalimanı formasyonu olarak ayırtedilmiştir. Bileşik müracaat kesitini çıkar



Şekil : 4 — A, B) Baltalimanında Baltalimanı formasyonunun bileşik müracaat kesiti; C) İstinye batısında (71.2:53.3) birime ait müracaat kesiti

rıldığı Baltalimanı Deresi birim için isim olarak alınmıştır (İstanbul F 22d4, 71.3:52.1 ile 71:52.5 arası), Şek. 4. Formasyon başlıca, Boğaz'ın batı kıyısında, kıyıya paralel dizilimli görünüler; Ayazağa Köyü kuzeyi ve batısında yersel görünüler halindedir.

Önceki çalışmalar. — Penck (1919) birimi, «Kiesel- schifer Horizont» adı altında, «Thrazische Serie» nin silisleşmiş taban kısımları olarak kabul eder. Yazara göre, birim, kuzeye doğru karasal 'Trakya Serisine' yanal geçişlidir. Paeckelmann (1938) lidit seviyesini Orta Devonien'e ait «Kieselschiefer - Nierenkalk - Serie» içinde ele alır; üste doğru, Üst Devonien'e ait 'Trakya Serisine' birincil derecelenme gösterdiğine işaret eder. Yazar, Penck'den anlamca fark edecek şekilde, birimin kuzeye doğru denizel 'Trakya Serisi' içine kamalandığı üzerinde önemle durur. Okay (1947), ilk olarak, ince kesitlerde Radiolaria varlığını ve organik bir kökeni bildirmiştir. McCallien (1947), İngiltere'de Alt Karbonifere ait olanlarla favnal benzerliğe rağmen, birimi Devonien yaşında «Radiolarian cherts» olarak kabul eder. Abdüsselâmoğlu (1963), İçerenköy'de, «Çört (lidit, radiolarit)» topluluğunu *A l b a i l l e l l a c f . p a r d o x i D e f l . , L a p i d o p i s c u m P i v e t e a u i D e f l .* gibi Radiolarialara dayanarak Alt Vizeene sayar. Baykal ve Kaya (1963, 1966), birimi Alt Karbonifere ait «Radiolarit» olarak tanımlarlar.

Litoloji. — Formasyonun büyük bir kısmını teşkil eden liditler siyah renkli, ince laminalı, taze kırılma yüzeyi opalimsi çörtlerdir. Terim, mikrokristalin kuvars dokusunda çökelim birimleri (sedimentation units) için Schwarz'ın (1928) tanımına uygun olarak kullanılmıştır. Lidit, rekristalize Radiolaria kavkıları, spikül, ince kıyılmış bitkisel kalıntılar ve mikrokristalin kuvarstan yapıdadır. Ayrılmış yüzeylerde, bileşim farklarıyla laminalar ve fosil boşlukları belirgin olur. Lidit çökeltme birimleri içinde veya arasında daha koyu, organik maddece zengin, yüzeyde beyaz ayrışma renkli, yassı ince mercerler yer alır. Bunlar sık buldukları seviyelerde, ortalama 0.5 cm. kalınlıkta ve 3 cm. aralıkla düşey olarak sıralanırlar Fosfatlı, açık gri ile beyaz renkte ayrışan, küresel, diajenetik orijinli siyah çört nodülleri birim için ayırtmandır. Genel olarak çekirdeklerinde bir fosil (gastropod, lamellibrans Orthoceras) bulunan nodüller, çevreliyen lidit tabakalarına göre çok iyi korunmuş Radiolaria kavkı ve kalıntıları kapsarlar. Çörtler fosfatça yersel zenginlik gösterir.

Silisli şeyller, açık gri, ince laminalı veya homojen, yersel mikrokristalin kuvarslı, beyaz, sarımsı gri ayrışma renklidir. Şeyllerde,

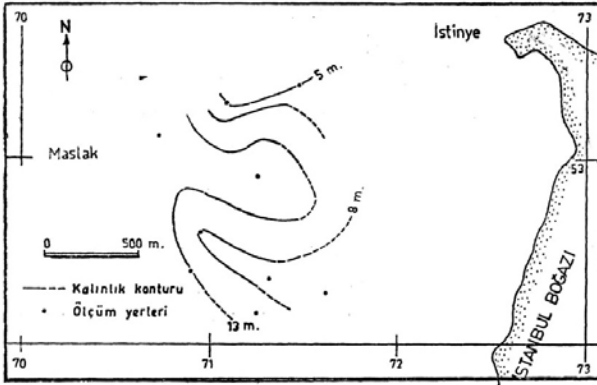
genellikle tabakalanmaya paralel, açık renkli çört mercekleri ve az miktarda bitkisel materyal bulunur. Silisli şeyller, lidit seviyeleri ile değişik ölçekte aratabakalanma gösterir.

Formasyon, tipik yer ve civarında, iki lidit ve arada bir silisli şeyl seviyesine bölünebilir. Liditler arasında litoloji farkı yoktur.

Stratigrafi bağıntıları. — Tipik yerde Ayineburnu üyesinin kireçtaşı arakatlı, çört yumrulu ve bol Goniatitesli şeyl aralığı ani olarak lidite değişir, Şek. 4. Formasyon, Küçükyalı'da Küçükyalı üyesini 25 cm. lik bir lidit - şeyl - kumtaşı aralığı ile izler, Şek. 3. Acıbadem'de, Ayineburnu üyesinin 80 cm. kalınlığındaki üst şeyl aralığı, çört ve silisli şeyl arakatlıları yoluyla lidite bağlanır. Şek. 6.

Trakya formasyonu ile olan üst sınır, karışık kontakt ve arakatlı kontakt özelliğindedir. Birimin kenar (marjinal) kesitlerinde killi şeyl ve kumtaşı arakatlıları yersel olarak bulunur.

Tipik yerde, silisli şeyl seviyeli heterojen bir kesite karşılık, formasyon Küçük Çamlıca güneyinde, Küçükyalı, İçerenköy doğusu ve Denizli Köyünde (Gebze) şeyl oranı çok az kesitlerle temsil edilir. Ayrıca çok sık oturma ve tabaka kayması gibi yapılar, kısa mesafeler içinde önemli kalınlık değişimlerine yol açmıştır, Şek. 5. Bu deformasyonlar transgresyonun gelişimine paralel olarak, denge profilinde zaman zaman yer almış salınımlara bağlanabilir.



Şekil : 5 — İstinye batısında üst lidit seviyesinin çökme havzasındaki deformasyonlara bağlı olarak kalınlık değişimini gösterir izopaklar

Favna ve zaman-stratigrafi. — Birime ait makrofaunal bileşenler, Rumelihisar'dan toplanan trilobit ve Posidonomya lardır. Dr. W. Haas, Cryrthosymbolinaeden, L i o b o l e sp. ve L i o b o l i n a

sp. ye göre ilgili seviyeyi Alt Karbonifer olarak kabul eder. Posidonomya ların ayrıntılı incelenmesi tamamlanmamıştır.

Radiolaria faunası Dr. B. K. Holdsworth tarafından tanımlanmış ve özellikle Fransa Alt Vizeenine ait Deflandre (1960) tarafından verilen türlerle karşılaştırılmıştır. Tablo II. Dr. B. K. Holdsworth'a göre Foreman'ın (1963) Ohio Şeyli Üst Devonien faunası da dikkate alındığında, birimin Devonien Sonu ile Vizeen Sonu arasında çökeldiği düşünülebilir.

Baltalimanı liditlerini üstleyen Acıbadem üyesinin Turnesien Sonu Sonu olan yaşı, arada bir stratigrafi boşluğunun yer alması dolayısıyla, Baltalimanı için üst zaman sınırının Turnesien Sonu Başlı olabileceğine işaret eder.

Depolanma ortamı. — Birime ait lidit ve silisli şeyllerin çökelmeleri «modern abislerle karşılaştırılabilen derinliklerden» (Prentice, 1958) çok, şelf alanları ile yorumlanabilir. Birimi ilgilendiren stratigrafi, litoloji ve ekoloji özellikleri dalga zonu altında düz bir batimetri profili ve nisbeten olgun morfolojiye erişmiş bir beslenme alanı lehindedir : (a) Baltalimanı lidit ve silisli şeylleri, Ordovisien yaşlı temel üzerinde transgressif konumludur. Bu durum, birimin litoral ve epineritik şartlardan geçtiğini gösterir, (b) Baltalimanı üzerine gelen Trakya formasyonu bütünüyle türbidit birlik teşkil eder. Bu mekanik çökeltme, depolanma alanında yeterli bir eğimlenmenin (derinleşmenin) lidit ve silisli şeyller sonrası geliştiğini düşündürür, (c) Liditlerde laminalanma, organik bileşenlerin ve silis miktarının düşey yönde düzenli ritimi ile kontrol edilmiştir (iklimsel laminasyon). Bu tip sedimentler denge profiline erişmiş, lagüne benzer ortamlarda, mevsimsel çoğalma ve su dolaşımına işaret eder (Hutchinson, 1957). (d) Yumru içinde fosforit varlığı birçok yazar tarafından sığ su belirteci olarak ele alınır. Bromley (1967) fosforit oluşumu için en elverişli derinliğin 1000 m. den az olabileceği görüşündedir. Wilcox (1953) fosfatik materyalleri sakın sularda fitoplantonik gelişime bağlar. Vloten (1953) fosforitçe zengin eski sedimentleri, bitkisel kalıntılara, lamellibrans ve patella şekilli gastropod faunasına dayanarak sığ su oluşukları şeklinde yorumlar. Bushinski (1964) alçak reliefli beslenme alanlarından nehirlere taşman silis ve fosforun «biyolojik filtreden» (Diatome, Radiolaria v.s.) geçerek sığ sularda çökeldiğine işaret

Fransa Alt Vizeeninde tanınan türler	Baltalimanı faunası		
	A	B	C
Alt ordo SPUMELLARIA Ehrenberg			
Non-pylomate Spumellaria			
" <u>Acanthosphaera cycloceras</u> "		x	
" <u>A. polygonophora</u> "			x
" <u>Ceratoclathrum ambiguum</u> "			x
" <u>Halioma paternum</u> "		x	
" <u>Hexacladus speciosus</u> "		x	
<u>Hexalonche</u> cf. <u>palaeozoica</u>		x	
" <u>Hexastylus montisnigrae</u> "			x
" <u>H. ferox</u> "		x	
" <u>Triaenosphaera sicarius</u> "		x	
Pylomate Spumellaria			
" <u>Archocyrtium riedeli</u> "	x		
" <u>Cyrtisphaeractinium mendax</u> "	x		
" <u>C. prudentigerum</u> "	x		
<u>Pylentonema antiqua</u>	x		
(?) Pylomate Spumellaria			
<u>Popofskyellum annulatum</u>	x		
<u>P. pulchrum</u>			x
<u>P. undulatum</u>	x		
Alt ordo ALBAILLELLARIA Deflandre (emend Holdsworth)			
" <u>Ceratoikiscum apertum</u> "		x	
<u>C. avimexpectans</u>	x		
" <u>C. evolutum</u> "	x		
? (" <u>Xiphachistrella acipensis</u> ")			x
<u>Lepidopiscum piveteaui</u>	x		
<u>Albaillella corrugata</u>	x		
" <u>A. gibbosa</u> "	x		
<u>A. paradoxa</u>	x		
<u>A. undulata</u>	x		
Incertae sedis			
" <u>Palaeoscenidium bicornis</u> "	x		
<u>P. cladophorum</u>	x		

"....." Deflandre (1960) tarafından tanıtılan, fakat yetersiz tanımlanmış türler			
(.....) Kesin olmayan benzerlikteki türler			
A sütunu: Baltalimanı fm.nun kesinlikle kapsadığı türler			
B sütunu: .. muhtemelen			
C sütunu: .. şüpheli olarak			

Tablo II — Baltalimanı Radiolaria mikrofanası ve Fransa Alt Vizeeninde tanınan türlerle karşılaştırılması

eder. Yazar, hernekadar zengin fosfarit sedimentleri konusunu işlerse de, fosfor oluşumunu 30-200 m. arasında fitoplanktonlara bağlar, (e) Çört tabakaları arasında ve silisli şeyl laminalarında, genellikle 3 cm. yi aşmayan iyi korunmuş (Denizli Köyü çevresinde, 10 cm. uzunluğa erişebilen) bitkisel kalıntılar, yersel yığılımlar meydana getirir. Türbidit taşınmayı yansıtabacak verilerin yokluğu karasal etkilerin erişebildiği bir depolanma ortamı lehindedir. (f) Birimin Trakya formasyonuna geçiş aralığında iyi korunmuş Orbiculoidealara homojen bir topluluk teşkil ederler. Asılı yük olarak taşındıklarına işaret eden yapışmalarına elverişli materyallerin yokluğu, kavkılarının aşınmamış olması favnanın yerli olduğunu yansıtır. Johnson (1962) Orbiculoidea topluluğunun, muhtemelen sığ suların yumuşak zemininde yaşadığını kabul eder. Ager (1963) formun deniz dibine bağlı yaşadığını belirtir. McGugan'a (1965) göre, Orbiculoidealara şelf depolanması fosfatik konglomeralar içinde bulunur.

Trakya formasyonu

Tanım ve dağılım. — Trakya formasyonu, başlıca değişik ölçekteki şeyl - grovak nöbetleşmesinden yapılabir stratigrafi birimidir. Ad seçiminde Penck'tenberi literatürde geçen «Thrazische Serie» de Trakya'nın korunması; ancak, zaman - stratigrafi terimi olduğu için 'Serie'nin kullanılmaması öngörülmüştür. Kumtaşları bileşenlerinin dağılım korrelasyonuna dayanan bir bileşik kesit İstinye - Ayazağa - Cebeciköy çizgisi üzerinden derlenebilir (Harita I jeoloji kesiti 1). Trakya formasyonu Boğaz'ın batısında, Sarıyer, Zekeriyaköy, Boğazköy, Arnavutköy, Şamlar, İkitelli, Mahmutbey, Edirnekapı, Yenikapı, Sirkeci, Ortaköy ve Ayazağa ile sınırlı alanda; Boğaz'ın doğusunda Üsküdar, Küçük Çamlıca, Fenerbahçe ve Kadıköy arasında, Beykoz kuzeydoğusunda, İçerenköy, Küçükyalı ve Gebze kuzeyindeki Denizli Köyü'nde ve Heybeliada'da incelenmiştir.

Önceki çalışmalar. — Birim ilk olarak Tchihatcheff (1864) tarafından özellikle Boğaz'ın batısında gelişmiş fosilsiz şeyl ve kumtaşları şeklinde ayırt edilmiştir. Penck (1919), birimi Pendik'te ve kısmen Boğaziçi'nde görülen fosilli seviyelerin («Fossilserie») kalın, karasal karşılığı olarak ele alır. Paeckelmann (1938) birimin

denizel kökenli olduğunu ileri sürer; Penck'i bir bakıma doğrularak, Karadeniz kıyısında «Nierenkalk - Kieselschiefer- Serie» yi karşıladığını belirtir. Yazar, hernekadar fasies yönünden Almanya'daki varistik Kulm-çökeline benzerliği kaydederse de, Çiftalan yakınlarında birimin «Alt Orta Devonien favnasını» taşıyan fosilli şeyllerle başladığını ve fosilsiz tabakalarla Üst Devoniene ait seviyelere geçtiğini kabul eder. Benzer şekilde, —Büyükadada'da Orta Devoniene kadar indirdiği— 'Trakya Serisinin' kalkerli seviyelerini «Moda Fazies» olarak adlandırır ve bunları Bostancı çevresinde Üst Devoniene ait «Nierenkalk - Bänderschiefer- Fazies» ine geçişli sayar. Daha ileriki çalışmalar yaş ve stratigrafi ilişkileri yönünden Paeckelman'a uyarlar. Yalçınlar (1951) ilk olarak, Cebeciköy'de Vizeen kireçtaşının varlığını ve dolayısıyla de 'Trakya Serisinin' Karbonifer yaşında olabileceğine işaret eder (Chaput ve Yalçınlar, 1951). Yalçınlar (1954), Cebeciköy kireçtaşının üzerine gelen silisli şeylin florasına dayanarak, buna eşit tuttuğu 'Trakya Serisini', Üst Dinansien veya Vestfaliene ait karasal terrijen bir istif olarak niteler. Baykal ve Kaya, 1963 de 17. Türkiye Jeoloji Kurumu Kongresinde, Prof. Dr. R. Kräusel tarafından tayin edilen Lepidostrobus browni Schimper, Eleutherophyllum mirabile Sternb. gibi «Thrazische Serie» anlamındaki tabakalardan derlenmiş fosillere dayanarak Vizeen yaşını ileri sürmüşler ve birimin ilk bölümünü yapmışlardır. Aynı toplantıda, Ş. Abdüsselâmoğlu, «grovak şistlerin» (Trakya formasyonu), «çörtler (lidit, radiolarit)» üzerinde bulunmaları dolayısıyla Karbonifer yaşında olduklarını bildirmiştir (1963).

Litoloji. — Trakya formasyonu büyük kısmıyla şeyl ve az olarak da polijenik konglomera, kalkerli şeyl, kireçtaşı, kuvars- konglomera ve kuvars - kumtaşından yapılmıştır.

Formasyonun büyük kısmını meydana getiren şeyller, genellikle koyu gri ve yeşilimsi gri; sarımsı gri, yersel olarak soluk kırmızı pembe ayrışma renklidir. Şeyl içinde çok ince lamine siltaşından çok kaba konglomeralara kadar türbidit oluşuklar bulunur.

Birim içinde orta, iyi arası boylanmış ve çok kötü boylanmış iki grovak çeşidi yer alır. En çok görülen, birinci tip grovaklar, yeşilimsi gri, sıkı; yarı yuvarlaklaşmış kuvars, koyu renkli çört, taş kırıntıları, mika ve feldispattan yapılıdır. Taneler ikincil büyüme, silis çimento ve kil hamuru ile bağlanmıştır. Ayrışmış örnekleri grimsi sarı ile soluk kahverengi arasında, gözenekli, demirle boyanmış, bol mikali

ve dirençsizdir. Bu tip grovak yaygın ve kalın olunca, kaba orta tane sınırları içinde, 'homojen (bitevil) tabakalanma'; şeyl ile ince orta arası tabakalı nöbetleşmelerinde 'devamlı dereceli tabakalanma' ve 'laminallı tabakalanma' çeşitleri gösterir. Çakıllı veya konglomera arakatkılı grovak seviyeleri, genellikle 'çoklu dereceli tabakalanma', 'bileşik tabakalanma' tiplerindedir. Şeyl ile nöbetleşmelerinde, grovaklar yatay ve düşey tane derecelenmesi, keskin alt sınır, taban yapıları, oluşukarası şeyl parçaları, tane yönelimi, buruşma yapısı, 'yarılma lineasyonu', küçük ölçekte çapraz - stratifikasyon gibi özellikleriyle türbidit akıntı çökelleridir. Alttan üste laminallı tabakalanma gösteren grovaklar, akıntı ve iç yapılar bakımından fakirdir. Çok kötü boylanmış, 'litik (taşlı) grovaklar' koyu yeşilimsi gri, zeytûni gri yoluyla sarımsı gri ayrışma renkli ve düşük dokusal olgunluktadır. Bileşen taneler, çoğunlukla taş, kuvars, mika, feldispat kırıntılarıdır. Bu tip, genellikle bitevil, iç yapısız, 16-64 cm. tabaka kalınlığı sınırları içinde, ince şeyllerle arakatkılı olabilir. Litik grovaklar, kalın grovak kesitlerinin tabanında ve bileşik tabakalanmalı kesitlerde arakatkılar halinde yer alır. Orta boylanmış grovak ve konglomeralara karşılık, litik grovaklar ve bunlarla ardışıklı şeyller iyi korunmuş bitki kalıntıları ve bitkisel yağışımalar kapsarlar.

Konglomeralar, kısmen kılavuz seviye rolünü oynarlar ve türümsel yönden 'fluxoturbidite' olarak tanımlanabilirler. Konglomera açık yeşilimsi gri ve grimsi sarı ile soluk kahverengi arasında ayrışma renkli, polijenik, çok kötü ile orta arası boylanmıştır. Bileşen taneler çok ince çakılcıkla ufak blok arasında, yarı yuvarlaklaşmış beyaz damar kuvarısı, metakuvarsit, koyu renkli çört, lidit, iyi yuvarlaklaşmış mikaşist, fillit; oluşukarası şeyl, grovak ve kireçtaşidir. Taneler kırılma dilinimi, tektonik dönme, dilinim düzlemleri boyunca ikincil büyüme ve uzama geçirmiş olabilirler. 'Fluxoturbidite'lar, morfolojik olarak, kumtaşı kesitlerinin altında ve içinde merceksel, kalın şeyl kesitlerinde çizgisel kanal dolgusu oluşuklardır, Harita I. İzole mercekler, çoğu zaman aynı bir türbidit faaliyet içinde yaşattırlar. Düşey ve yanal tane derecelenmesi ve tane yönlenmesi dışında, 'fluxoturbiditelar' iç yapıdan yoksundur. Bu kanal dolgusu oluşuklar, bolluk ve kalınlıkları üste doğru azalan kaba kumtaşı, laminallı kumtaşı ve silttaşı yoluyla şeyle geçer. Yanal olarak, iyi boylanmış, ince çakılcık mercekleri kapsıyan grovaklara, kumlu çakılcıklı şeyl, çamurtaşı ve çok kötü boylanmış grovaklara derecelenme yer alır.

Stratigrafi sınıflaması. — Formasyon, şeyl, kumtaşı ve 'fluxoturbidite' bileşenlerinin oranına göre Acıbadem, Küçükköy ve

Çamurluhan asbirimlerine ayrılmıştır. Bu litolojiler, türbidit oluşuklar olarak, kısa mesafeler içinde değişim gösterdiklerinden, asbirimlerin sınırları çoğu yerlerde isteme bağlı kalır.

Stratigrafi bağıntıları. — Trakya formasyonu genellikle dar bir geçiş aralığı içinde Baltalimanı liditine bağlanır. Birimin taban kesiti, lidit çökelimini izleyen, beslenme ve çökelme alanlarındaki jeomorfoloji yenileşmelerini yansıtır. Formasyon üste doğru artan şeyl ve karbonat bileşenleri ile Cebeciköy kireçtaşı birimine dereceli olarak geçer.

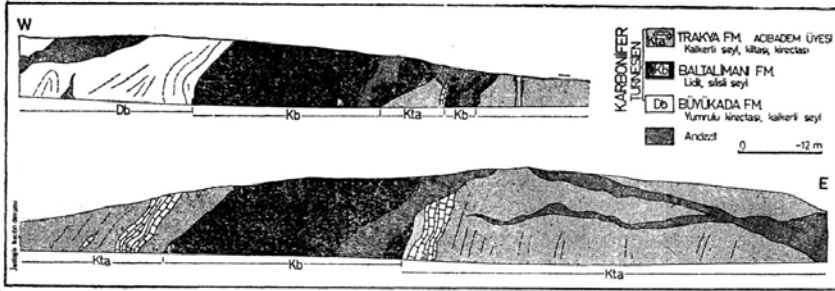
Trakya formasyonu, en alt, en üst ve yaklaşık orta kesiminde, yersel olarak, karbonat bileşenli seviyeler kapsar. Bu seviyeler dışında, formasyon, büyük kısmıyla fliş olarak tanımlanabilir. Birimin büyük kısmına ait özellikler olan, çok kötü ve orta boylanmış grovaklar; grovak-şeyl nöbetleşmeleri; çakılcıklı çamurtaşı ve kumtaşları; kumtaşlarında taban yapıları, tane derecelenmesi, plastimorfik tabaka içi yapıları; kumtaşlarında bileşim, yönlü akıntı yapılarında değişimin sınırlı oluşu; kumtaşlarının yaklaşık akıntı doğrultusuna paralel olan çizgisel devamlılıkları; su üstü veya sığ su koşullarını yansıtan tortul yapıların veya karasal hayvanlara ait izlerin yokluğu; bentosa (epifavnaya) rastlanılmaması; volkanik katkı yokluğu, fliş belirteçleri (Dzulynski ve Smith, 1964, Dzulynski ve Walton, 1965) arasında sayılabilir. Formasyonun kumtaşı iştirâkli kesitlerinde yaygın olarak bulunan Dictyodora türbidit N e r e i t e s - fasiesine işaret eder. Trakya formasyonunun genelleştirilmiş litoloji kesiti ve stratigrafi ilgileri altta kısmen transgressif, üstte ise regressif bir salınımı yansıtır. Transgressif kesit üstten ilk lidit çakılcıklı konglomera, bol bitkisel kalıntı, daha az güvenilir olmakla beraber, artan kumtaşı ve azalan karbonat oranı ile kapatılabilir. Bu dönem Küçükköy üyesi içine düşer ve Boğaz doğusunda, formasyonun yaklaşık 510 m. lik alt kesitinde yer alır.

Çökelme ortamı. — Trakya formasyonu, litoloji gelişimine paralel olarak değişik çökelme kuşaklarından geçer. Türbidit oluşuklarının hakim olduğu, fosilsiz büyük kısım için başta daralan sona doğru tekrar genişleyen bir neritik kuşağa bağlı batial ortam düşünülebilir.

Acıbadem üyesi

Tanım ve dağılım. — Başlıca şeyl, siltli şeyl, kiltası, 'litik grovak', bunların yersel karbonat bileşenli tiplerinden ve mercek-

sel kireçtaşından yapılmış Trakya formasyonunun alt kesiti Acıbadem üyesi olarak ayırt edilmiştir. Birim için isim tipik kesitin bulunduğu semtten alınmıştır (İstanbul F 22d4, 71.9:41.2; İstanbul - Ankara devlet yolunun kuzey yarması), Şek. 6. Üye, Kuruçeşme, Arnavutköy (Körkadi Tepe), Baltalimanı Deresi, Maslak, Mirgün, Kireçburnu, Küçük Çamlıca güneyi, İçerenköy kuzeyi ve Gebze'de (Denizli Köyü) tanınabilir.



Şekil: 6 - Acıbadem üyesi ve diğer stratigrafi seviyeleri arasındaki ilgileri gösterir jeoloji kesiti (fotoğraftan) : 1. Büyükada formasyonunun üst geçiş aralığı, 2. Lidit birimi içinde silisli şeyil seviyesi, 3. Baltalimanı formasyonu üst geçiş aralığı, 4. Acıbadem üyesi taban killi - silisli şeyil aralığı, 5. Merceksel kireçtaşı

Önceki çalışmalar. — Paeckelmann (1938), Kadıköy, Moda ve Kuzguncuk'da, asbiri karşılayan 'Trakya Serisinin' alt kesitini, kalkerli bir litoloji gurubu («kalkige Kugelsandsteine, Arkosen, Bänderschiefer, Kalkbänkchen mit Lyditfiasern») şeklinde ayırt eder ve «Mode - Fazies» i olarak adlandırılır. Yazar, bu seviyeyi Bostancı'da T. mastophthalmuslu «Nierenkalk - Bänderschiefer - Fazies» e yanal geçişli ve dolayısıyla Devonien Sonu devresine saymıştır.

Litoloji. — Acıbadem'deki tipik kesitte, genellikle yarılmanın zayıf oluşu ve midye kabuğu şekilli kırılma yüzeyi ile belirlenen kiltaş çoğunluktadır. Kiltaş koyu gri, mavimsi gridir; açık gri yoluyla zeytuni ve sarımsı gri ayrışır. Kiltaş içinde kalker oranı yüksek, düzenli laminalı ve ince tabakalı siltaşı ile ince kumtaşı arakatıklar yer alır. Merceksel kireçtaşı seviyeleri koyu gri, bioklastlı, ince orta arası tabakalı, şeyl arakatıklı ve yersel siyah ikincil çört şeritlidir. Kiltaş ve şeyller içinde ince kıyılmış (şeyllerde bazan 30 cm. ye erişen) bitkisel kalıntılar; küçük, yumrusal, bioklastlı karbonat yığılımları olağandır. İnce kumtaşı ve siltaşı arakatıklarında bitki miktar ve büyüklüğü artar.

Stratigrafi bağıntıları. — Acıbadem üyesinin alt sınırı, Baltalimanı formasyonunun lidit seviyesi ile pratik bir ayırım sağlayan, alt killi - silisli şeyl aralığının tabanından geçirilir. Düşey yönde, liditten kalkerli ve killi şeyllere derecelenmeyi temsil eden bu aralık, tipik yerde 4 m, Baltalimanı Dere'sinde (71 : 52.5) ve Mirgün'de 30 cm. kadardır. Asbirim, bazı yerlerde, ayrışma dolayısıyla ilksel karbonat ve silis bileşenleri farkedilemeyen şeyllerle doğrudan liditleri izler.

Kireçburnu, Mirgün, Kuruçeşme ve Denizli'de bitevil şeyl kesitinin bitimi; Baltalimanı ve Arnavutköy'de azalan şeyl oranı veya yaklaşık olarak son kalkerli şeyl ve kireçtaşları üst sınırı verirler. Bölgesel yayılış içinde, üst sınır eşzaman değildir.

Favna ve zaman-stratigrafi. — Acıbadem üyesi şeylleri içinde, genellikle aviculoid lamellibranslar ve tanınamayan bitki kalıntılarına rastlanır. Tipik kesitin tabanına yakın yer alan 2.25 m. kalınlığındaki merceksel kireçtaşı N. Güvenç - Chanton'a göre Turnesien Sonuna (Kaya, 1969); Dr. B. L. Mamet'ye göre Turnesien Sonu-Vizeen Başına ait mikrofavnayı kapsar. Asbirim, kesinlikle Turnesien Sonu Sonuna ait olan mikrofavnası Denizli Köyü (Gebze) doğusunda ayırt edilmiştir. Tablo III (Mamet, 1972).

Küçükköy üyesi

Tanım. — Trakya formasyonunun büyük kısmını meydana getiren şeyl ve grovak kesiti Küçükköy üyesi olarak ayırtlanmıştır. İsim, şeyl - grovak nöbetleşmesini en iyi yansıtan müracaat kesitlerinin bulunduğu Küçükköy'den (İstanbul F21c2; 61 : 48.3 ile 62.2 : 48.3 arası) alınmıştır.

Stratigrafi bağıntıları. — Trakya formasyonu içinde, yüksek kumtaşı oranıyla ayırt edilen Küçükköy üyesi, alt ve üste gelen üyelerden ilk devamlı kumtaşı-şeyl nöbetleşmesi veya masif kumtaşı tabakalarıyla ayrılır. Alt sınır, Acıbadem, Baltalimanı, Tarabya ve Denizli'de, Acıbadem üyesinin şeyl kesiti üzerine gelen türbidit kumtaşı istifile başlar; çökeltme alanında dereceli gelişen bir türbidit fasiesi yansıtır. İçerenköy, Baltalimanı ve Sarıyer'de üyenin alt seviyelerinde, Salacak, Moda ve Acıbadem batısında (İstanbul-Ankara Devlet yolu üzeri) yaklaşık orta kesimde yersel ince kireçtaşı arakatıklar yer alır. Orta kesime ait kireçtaşlarının ilksel mikrit ve biomikrit bileşimi, bol Radiolaria kapsamı batimetrik değişim ve türbidit çökeltiminde duraklamaları yansıtır.

Küçük		Fossil		ALT ÜYELER		
Kasin	Walter	Kasin	Tipik fossil	U a t	A l t	U a t
Çapbell	Çapbell	Çapbell	Çapbell	Acıbadem üyesi		Heybeliada üyesi
						Küçük üyesi
"Amphacellina" sp.						
Erasmia sp.						
E. pulchra Mikhalov						
E. garillimoides Globovskaja ve Grosdilova						
Erasmia sp.						
Calcirochasma sp.						
C. laevigata Williamson						
C. pachycephala (Fronise)						
Carbonella sp.						
C. exocellaria Bain						
Carinaria sp.						
Carinella sp.						
Cylopharina sp.						
Earlandia clavata (Howchin)						
E. glabra (Rausser-Chernousova) gurubu						
E. vulgaris (R.-C. ve Reitzinger) gurubu						
Enachya sp.						
E. prima (R.-C. ve B.) gurubu						
Entaffella sp.						
Evansstaffella sp.						
Eurehia sp.						
Globoedothya sp.						
Halophragma sp.						
Irregularina sp.						
Laticedothya sp.						
L. latipapillata (Lipina) gurubu						
L. parakovensis (Lipina)						
Litocubella sp.						
Luctonia sp.						
Mitchellia sp.						
Palaeoacellaria? sp.						
Palaeopropylotamina sp.						
Paraedothya nalikini Chernysheva						
Parathurammina sp.						
Perparandina sp.						
Septabranchia sp.						
Septaclemmitanella sp.						
Septatourmayella sp.						
Spincedothya sp.						
S. corena (Malakhova)						
"S." fecundifera Lipina in Grosdilova ve Lebedeva						
Tetrataxia angusta Vissarionova gurubu						
T. conica Ehrenberg <i>nom. nov.</i> von Müller						
T. (?) eosinica R.-C. gurubu						
T. maxima Schellwien gurubu						
Tourmayella sp.						
Tuberitina sp.						

Tablo III — Acıbadem üyesi, Küçük üyesi ve Heybeliada kireçtaşına ait mikrofavnal bileşenler.

Küçükköy üyesi, azalan kumtaşı frekansı ile üste gelen Çamurluhan şeyl kesitine derecelenir.

Flora ve zaman-stratigrafi. — Küçükköy üyesi, genellikle alt yarısında yeralan kireçtaşı arakatıklarında zengin bir mikrofavna ve bütün kesitinde değişik miktarlarda bitkisel kalıntıları kapsar. En alt seviyelerin bulunduğu Moda'da, N. Güvenç- Chanton, Dinansien Başına ait bir mikrofavnayı tanıtlar (Kaya, 1969). Aynı yerde Dr. B. L. Mamet Turnesien Sonu-Vizeen Başına ait bir mikrofavna ortaya koymuştur, Tablo III (Mamet, 1972). Flora, Kâğıthane ve Okmeydanı arasında kalınlaşmış olan Trakya formasyonunun üstten 1000 m. kadar altta bir seviyesinde değerlendirilmiştir. Prof. Dr. R. Kräusel tarafından tayin edilen fosiller : *Lepidostropus brownii* Schimper, *Eleutherophyllummirabile* Stur., yazar tarafından incelenen ve Dr. H. Tyroff'un doğruladığı formlar : *Lepidodendron losseni* E. Weiss, *L. acuminatum* Goep., *Suplepidodendron fasciatum* Jong., *S. elongatus* Coney ve Danze - Corsin, *S. cf. mirabile* Hirmer., *Stigmara cf. abnormis* Gothan, *Artisia Sternb.*, *Cf. Lepidodendronjaschei* Röm., *Cf. Cyclostigma sp.*; Dr. H. Tyroff tarafından tanınan fosiller: *Lepidodendropsis sp.* ile *Asterocalamites sp.* dir.

Bu flora için alt sınır *Lepidodendropsis* se göre Devonien Sonu ile Karbonifer Başı; *S. fascia tuma* göre Karbonifer Başı olarak çizilebilir (Jongmans ve Heide, 1955, Coney ve Danze - Corsin, 1960). Tipik olarak, *L. losseni* Vizeen Sonunu temsil eder (Friesse ve Gothan, 1952; Gothan, 1959). *L. acuminatum* Ralli'ye (1933) göre, Zonguldak'ta Alacaağzı seviyesinde (Namurien) görünür. Bununla beraber, form, Vizeen yaşlı seviyelerde de kaydedilir (Gürich, 1923, Boureau, 1967). *E. mirabile* Vizeen Sonunu, *L. brownii* (Boureau, 1967), *L. jaschei* (Hirmer 1927), *S. abnormis* (Gothan, 1959) ve *Artisia* Karbonifer Başını ayırtlar. Sonuç olarak, flora, IIβ-γ aralığına uyacak nitelikte görülmektedir. Bu durum, aynı seviyede rastlanan *Periclytus sp.* ile de doğrulanır.

Küçükköy üyesinin az bitkisel kalıntılı şeyl kesitlerinde, tarafımızdan tanıtılan, *Dictyodora liebeana* Geinitz Karbonifer Başına işaret eder (Häntzschel, 1962).

Çamurluhan üyesi

Tanım ve dağılım. — Alttan ve kısmen yandan Küçükköy üyesi, üstten Cebeciköy kireçtaşı ile sınırlanmış, başlıca şeylden yapıli stratigrafi seviyesi Çamurluhan üyesi olarak ayırt edilmiştir. Tipik bileşik kesit, Cebeciköy güneyinde yer alır (İstanbul F 22c3; 57.7:52.9 ile 57.5:51.8 arası). İsim, en yakın coğrafik yer olan Çamurluhan'dan alınmıştır. Asbirime ait litoloji eşdeğerleri kuzeyde Çiftalan (Kırkmerdiven Dere, Pırtallı Dere), Gümüşdereköy güneyi Değirmen Dere'de tanınabilir.

Önceki çalışmlar. — Paeckelmann (1938), Çiftalan Köyü güneyinde, birime ait şeyl ve konglomeraları Alt Orta Devonien olarak kabul eder. Yalçınlar (1954) genelleştirdiği «Trakya Serisi» topluluğu içinde, birimi kontinental fasieste ve Namurien - Vestfalien yaşında belirtir.

Litoloji. — Çamurluhan üyesi killi, kalkerli şeyl, 'fluxotur- bidite', çakılcıklı şeyl; küçük ölçekte olmak üzere, grovak, grovak- şeyl nöbetleşmesi, kuvars - konglomera, kuvarsça zengin kumtaşları, merceksel kireçtaşı arakatıkları kapsar.

Büyük kısmı meydana getiren şeyller homojen, koyu gridir; yeşilimsi gri yoluyla açık zeytûni gri, grimsi sarı ve yersel olarak beyaz, morumsu ve kırmızımsı renklerde ayrışır. Kesitin üstüne doğru şeyller kalkerli ve fosillidir. 'Fluxoturabidite' larda bol miktarda lidit, oluşukarası kireçtaşı çakılları, 4 m. ye varan kumtaşı ve şeyl blokları; kuvars ile kireçtaşı tane oranında yersel artışlar; üste doğru kalınlıkça incelme ve daha sık tekrarlanma yer alır. Yersel ince tabakalı ve ince taneli grovak-şeyl nöbetleşmelerinde 'buruşma' seyrek olarak, taban yapıları küçük ölçeklerde gelişmiştir. İzole litik kumtaşları, genellikle mercekler ve klastik dayklar halinde bulunur. Merceksel özellikteki kuvars- konglomera ve kuvars - kumtaşları Çamurluhan üyesinin en üst 25 m. lik kesitinde, Cebeciköy batısında ayırt edilebilirler. 2 m. kalınlığa varan kuvars - konglomera silis ve çok az kil aramadde ile bağlanmış, orta ile iyi arası boylanma gösteren beyaz kuvars ve az miktarda koyu gri çört çakılcıklarından yapılidir. 25 cm. kalınlığa varan beyaz ortokuvarsit ve açık gri, kuvarsça zengin kumtaşları şeyl içinde en az dört seviyede görülür (56.6 : 54.6). .

Stratigrafi bağıntıları. — Çamurluhan üyesi üzerine geldiği Küçükköy üyesi ile tanımlanabilen bir kontakt göstermez. Alta

doğru (57.9:51.3) ilk kalın homojen grovak, hernekadar kalınlık değişken ise de, pratik olarak alt sınır kabul edilebilir. Üste gelen Cebeciköy kireçtaşına geçiş favna ve litoloji yönünden oldukça geniş bir aralık içinde yer alır. 'Fluxoturbidite' larda rastlanan oluşukarası kireçtaşı çakılcık ve çakılları birim içindeki mercekssel kireçtaşlarına bağlanabildiği gibi Cebeciköy kireçtaşı ile girikliğe de işaret edebilir.

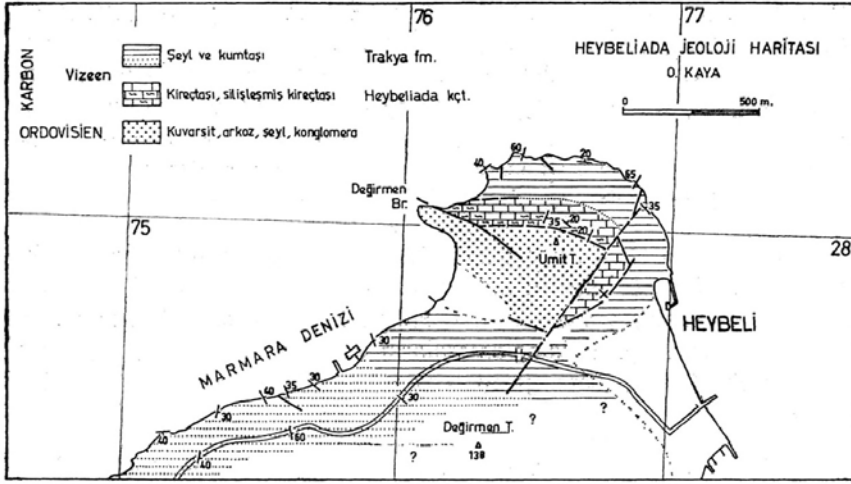
Hakim şeyl kesiti, ana çizgileriyle çökme hızı azalmış ve oldukça dolmuş bir çökeme alanını yansıtır. 'Fluxoturbidite' ların üste doğru sıklaşması, yersel kuvars - konglomeralar yanall beslenmenin payını gösterir. Ayrıca konglomeraların Baltalimanı formasyonuna ait lidit çakılcıkları ve üste gelen bioklastik kireçtaşları, regresyon lehindedir.

Favna ve zaman - stratigrafi. — Çamurluhan üyesi, üste doğru artan kalker oranına paralel olarak, yersel favnal elementleri kapsar.

Paeckelmann (1925) Çiftalan güneyinde yer alan fosilli şeylleri, Wolf tarafından toplanmış fosillere göre, Alt Orta Devonien olarak vermiştir. Aynı yere ait, A. Baysal tarafından incelenen, yeni derlemeler şunları sağlamıştır: *Rhipidomella michelini* Leveille, *Schizophoria resupinata* Martin, *Leptaena analoga* Phillips, *Chonetes cf. laguessianus* DeKoninck, *Eomarginifera* sp., *Schuchertella* sp., Bu topluluk Vizeen Ortasını yansıtır. Cebeciköy'de doğrudan kireçtaşının altına gelen sevilerde, aynı favnaya ek olarak: *Delepinea comoides* Sowerby, *Schellwienella cf. crenistria* Phillips, *D e r b y i a cf. gigantea* Thomas belirtilebilir. Üste gelen Cebeciköy kireçtaşının yaşı dikkate alındığında Çamurluhan için en üst zaman sınırı Vizeen Ortası Sonudur.

Heybeliada kireçtaşı

Tanım ve dağılım.— Trakya formasyonunun alt kesiti ile girik kireçtaşı litosomu, Heybeliada kireçtaşı olarak isimlendirilmiştir. Birim için ad, kireçtaşının en çok gelişik olduğu Heybeliada'dan alınmıştır. (Bursa G22 all; 76.4:28.1 çevresi), şek.: 7. Birim özellikle Heybeliada'da yaygındır.



Şekil : 7 — Heybeliada kireçtaşına ait Jeoloji haritası

Önceki Çalışmalar. — Literatürde, Heybeliada'da kireçtaşı varlığına ilk olarak Kaya (1969) temas eder.

Litoloji. — Kireçtaşı, genellikle koyu gri, açık gri ayrışma renkli, ince ile orta arası tabakalı, bioklastlı psödospar ve psödo-mikrosparitten yapıldır. Killi ve ince kumlu bioklastlı kireçtaşı, kalkerli şeyl, kalkerli grovak ince arakatkılar halinde bulunur. Bu arakatkılarda taban akıntı yapıları, seyrek bitki kalıntılarına rastlanabilir.

Deformasyona bağlı olarak yersel kuvvetli dolomitleşme ve silisleşme yer alır.

Favna ve zaman-stratigrafi. — Heybeliada'da, Dr. B. L. Mametye göre, kireçtaşının —fusulinid olmayan— mikrofavnası Vizeen Başı Sonunu yansıtır, Tablo III.

Stratigrafi bağıntıları. — Heybeliada'da (Manastır Tepe kuzeydoğusunda), birim, Trakya formasyonuna ait olabilecek, ince tabakalı bir grovak-şeyl kesitini üstler. Birimin örtüğü zaman aralığına göre, kireçtaşı, Küçükköy üyesinin alt kesimini yanal olarak karşılar.

Heybeliada'daki karbonat kesiti, başlangıçta, karadan türeme materyel boşanımlarına (Trakya formasyonu) kadar geçen zaman

içinde çökeltme gecikmesine ('sedimentary lag'), daha sonra, kıyı çizgisi özelliklerine bağlı olarak gelişmiş görünür.

Cebeciköy kireçtaşı

Tanım ve dağılım. — Altın Çamurluhan üyesi, üstten Gümüşdere formasyonunun silisli şeylleri ile sınırlanmış bulunan karbonat kesit, Cebeciköy kireçtaşı olarak adlandırılmıştır. Birim için isim, formasyonunun büyük kısmıyla yayıldığı Cebeciköy'den alınmıştır. Müracaat kesitleri, Cebeciköy'den (İstanbul, F21c2 : 57 : 53.9 ile 57.3:54.1 arası ve 57.7:54) çıkarılmıştır. Cebeciköy dışında, formasyona ait görünüler, Gümüşdere Köyü güneyindeki Karanlık Dere'de tanınabilir.

Önceki çalışmalar. — Tchihatcheff (1864), ilk olarak, birimi Devonien yaşında kireçtaşları olarak ayırt eder. 1951 de, Yalçınlar, Lithostrotion martini M. Edw. ve H., Syringopora ramulosa ve S. geniculata Phill. gibi mercanlara dayanarak, kireçtaşının Alt Karbonifer olduğunu ve «Thrazische Serie» altında bulunduğunu belirtir (Chaput ve Yalçınlar, 1951). Baykal ve Kaya (1963) birimin Vizeen yaşını doğrulamış ve ilk olarak 'Trakya Serisi' anlamındaki istifin üstünde olduğunu kaydetmişlerdir.

Litoloji. — Cebeciköy formasyonu kireçtaşı, az miktarda killi kireçtaşı, kalkerli şeyl ve ikincil dolomit ile çörtlerden yapılıdır.

Kireçtaşının alt 130 m. sinden derlenen 66 ince kesite göre, birim büyük kısmıyla bioklastlı psödomikrospar ile psödospar ve bunların intraklastlı tipleri arasında değişir. Formasyonun üst kısmında 15 m. ye varan, Mn iştirakli Krinoidli psödosparit kesiti yer alır. Yersel dolomitleşme ve silisle ornatım ('replacement'), ileri safhalardaki rekristalizasyonla ilgilidir.

Kireçtaşının parametreleri ve rekristalizasyon faktörlerinin karşılaştırılmasından aşağıdaki sonuçlara varılabilir: (a) rekristalize olan allokemler ve 30 mikrondan büyük kalsit taneleri dağılımı arasındaki paralellik, kalsit tanelerinin neomorfik ('pseudospar') oluşunu destekler. Nitekim 'pseudospar' ve transgressif kalsit yoğunluğu aynı aralıklarda gelişmiştir, (b) Toplam allokemlerin, bütün

kesitte aynı kalan yüksek oranı, genel olarak neomorfik kalsitlerin spar çimentodan geliştiklerini gösterir. (c) 'Pseudospar' ve rekristalize allokemlerin diğer faktörlere nazaran düzenli dağılımı, bütün kireçtaşının neomorfizmaya uğradığına işaret eder. Kireçtaşı, üst kesitinde yersel dolomitleşme geçirmiştir. En üst ince tabakalı seviyelerde dolomitleşme ve silisleşme olayları paralellik gösterirler.

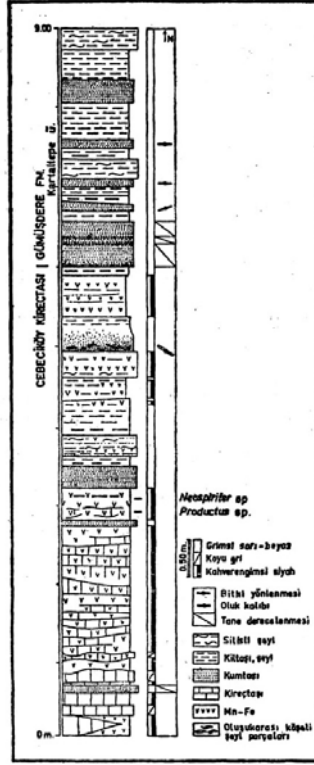
Çörtler, taze kireçtaşı kırılma yüzeylerinde koyu renkli, homojen ve dolomitik bir kuşakla çevrilidir; ayrılmış yüzeylerde, gözenekli bir kuşakla sınırlanmış, ince eklemli ('dessication') çıkıntılar meydana getirir. Masif kireçtaşlarında, çört, genellikle tabakalanmaya paralel yumru dizileri, ince ve sık tabakalanmalı kesitlerde şeritler halinde bulunur. Düzensiz, eklem kontrollü sınırları, dolomit zonları ile çevrili oluşları ve kireçtaşı inklüzyonları, ikincil bir oluşuma işaret eder. Çört içinde komşu fosillerin ince yapılarının korunmuş olması da, yersel olarak silisleşmenin dolomitleşme öncesi yer aldığını gösterir. Dağılımın belirli seviyelerde bollaşması, silisleşmenin anakayanın litoloji ve tektonik özelliklerine göre seçimli olduğunu anlatır.

Stratigrafi bağlantıları. — Birim, Çamurluhan kesiti üzerinde, üste doğru azalan şeyl ve artan kireçtaşı ile başlar. Tabakalar dikleşmiş veya ters dönmüş olmalarına rağmen, alt sınır aralığı Cebeciköy'de Aktaş Dere, Çınar Dere kaynak kesimlerinde ve Yenihan Dere'de gözlenebilir. Alt sınır arazide, arakatlılı kontaktın ilk kireçtaşı bileşeninden geçirilir. Kireçtaşı ile üste gelen Kartaltepe üyesine ait şeyller arasında aratabakalı derecelenme yer alır. Birime ait biosparudit zonunun manganca zengin üst kesitinde, yersel şeyl ve dereceli tabakalanma gösteren ince kumtaşı arakatlılılarının varlığı, üste gelen Kartaltepe üyesi ile 6 m. ye varan bir giriklik kuşağına işaret eder, Şek. 8.

Formasyon kuzeye doğru fasies değişimine bağlı olarak Çamurluhan şeyllere geçer. Gümüşdereköy güneyi Karanlık Dere'de yer alan mercerlerin mikrofavnası, birimin alt kısımlarını karşılar. Buna göre, üste gelen Kartaltepe liditi öncesi yersel bir aşınma varsayılabilir.

Favna ve zaman-stratigrafi. — Cebeciköy kireçtaşı, özellikle foraminifer, mercan ve brakyopod bakımından zengin bir favna taşır.

Dr. B. L. Mamet tarafından incelenen mikrofavnaya göre, birim 130 m. lik alt kesit içinde Vizeen Ortası Sonuna ait; üst 15 m. lik kesiti içinde Vizeen Sonu Ortasına ait fusulinid olmayan foraminiferleri ve algeri kapsar. Mikrofavnal liste Kaya ve Mamet'de (1971) ayrıntılı olarak sunulmuştur.



Şekil : 8 - Çebeciköy kireçtaşı ve Kartaltepe üyesi kontakt aralığı.
Çebeciköy güneyi (57.9 : 53.3)

Çökeltme ortamı. — Birim, Trakya formasyonu içinde başlayan çökeltmeli regressif bir çatı içinde oluşmuştur. Karbonat çökeltimi öncesi konglomera ve kumtaşı frekansının ani artış ve sönümü, litoloji özellikleri, reliefi etkileyen jeotektonik ayarlanmanın son basamakları sayılabilir. Bu gelişim içinde birim, karadan türeme materyalin kapanılarak erişemediği 'shoal' veya bank litotoplarında yer alır. Çebeciköy kireçtaşı, özellikle Gigantoproductus (Ager, 1963), algerden seyrek olmakla beraber, Dasycladaceae ve Girvanella, syringoporoid ve konik mercanlar, büyük gastropodlar

(Euomphalacea?), lamellibranslardan yapılmış makrofavna; endothyroid mikrofavna, ilksel spar çimentolu bioklastlı zonları ile epineritik kuşakta depolanmış görünür. Birimin üst seviyesini teşkil eden krinoidal 'biosparadit', bir krinoidal biosönozu yansıtır. Bunlar yanı sıra, kuvvetli kas ve kapanma aygıtları dolayısıyla (Sarycheva et al. 1964) Neosporiferler, bol Girvanella, yüksek enerjili ortam lehindedir. Mangan varlığı modern şelf alanları ile benzer bir ortamı yansıtır.

Kuzeyde, formasyon algli, oolitle ve diğer bioklastlı 'biosparit' seviyeleri, bol Girvanella ve Belierophon gibi organizmalarla daha sık depolanma alanına aittir.

Gümüşdere formasyonu

Tanım ve dağılım. — Alttan Cebeciköy kireçtaşı veya Çamurluhan üyesi, üstten Çiftalan formasyonunun kuvars - kumtaşları ile çevrili, başlıca lidit, grovak ve şeylden yapılmış stratigrafi birimi Gümüşdere formasyonu olarak adlandırılmıştır. Birim için ad, tipik sayılan mostra kesitinin ve bir kısım stratigrafi bilgilerinin incelenebildiği Gümüşdereköy güneyindeki Gümüş Dere'den alınmıştır (İstanbul F21c2; 65.4:66.5 ile 65.7:66.1 arası).

Önceki çalışmalar. — Penck (1919) ve Paeckelmann (1925), birimi, Gümüşdereköy ve Çiftalan güneyinde 'Trakya Serisine' dahil ederler. Paeckelmann, 1938 de, muhtemelen birimi karşılamak üzere, aynı yerlerde «Grauwacke, Quarzit, teilweise konglomeratisch» bölümünü 'Trakya Serisinden' ayırır. Yalçınlar (1951, 1954), Cebeciköy'de, kireçtaşı üzerinde bulunan «şist ve greli formasyonları» 'Trakya Serisi' içinde, Permo - Karbonifere ait oluşuklar şeklinde kaydeder. Baykal ve Kaya (1963) birimin alt seviyesini Alt Karbonifere ait «Cebeciköy silisli şistleri» olarak ayırırlar.

Stratigrafi sınıflaması ve litoloji. — Gümüşdere formasyonu, altta, lidit ve silisli şeyllerden yapılmış Kartaltepe üyesine; üstte, grovak, konglomera ve şeylleri kapsayan kalın bir kumtaşı kesitine bölünebilir.

Kumtaşı seviyesi en az 356 m, tahminen 400 m. dir. Grovaklar, kötü ile iyi arası boylanmış, yersel feldispatça zengin ve laminalıdır. Litik (taşlı) tipleri koyu gri, bitkisel kalıntılı ve kömür laminalı, karbonlu şeyl arakatlıdır. Polijenik konglomeralar orta boylanmış ve kalınlıkça değişkendir. Genellikle, kum ile çok ince çakılçık

sınırları içinde feldispat, ince çakılciğa kadar renkli veya beyaz kuvars, çört, lidit ve az miktarda metamorf kayası parçaları bileşimi meydana getirir. Konglomera içinde, yersel subarkozik kısımlar ve kaba kumtaşı tabakaları yer alır. Kumtaşı seviyesi en üstte, 5 ince kesite göre, ortalama % 21 polikristalin kuvars (metakuvarsit), % 30 tortul kökenli kırıntılar, % 46 kuvars ve %3 kil aramaddede kapsayan, orta boylanmış, çok kaba grovak aralığı ile son bulur.

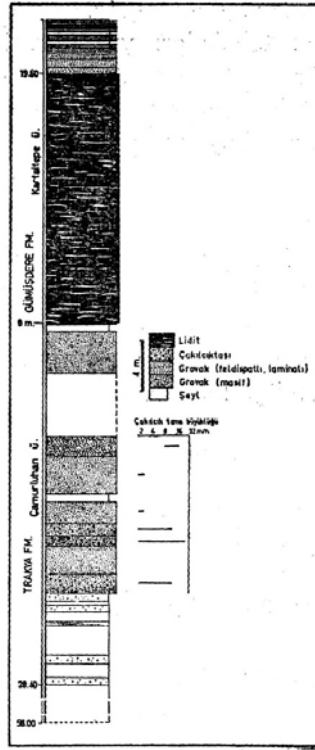
Kumtaşı kesiti, alttan üste, feldispat, polikristalin kuvars; birimin tabanındaki liditlerden türemiş olabilecek lidit çakılciıklarını; yersel kömürleşmiş bitki kalıntılarını artan miktarda kapsar. Bu özellikler, muhtemelen daha kuzeyde, gençleşmiş ve derin aşınmış bir beslenme alanı üzerine olan transgresyonun, marjinal aşınma ve regresyonla izlendiği lehindedir.

Kartaltepe üyesi

Tanım ve dağılım. — Gümüşdere formasyonunun, başlıca lidit ve silisli şeylden yapılmış alt kesiti Kartaltepe üyesi olarak isimlendirilmiştir. Birim için ad, tipik litoloji olarak, lidit seviyesinin en iyi görünümü verdiği Gümüşdereköy güneyi Kartal Tepe'den alınmıştır. Tipik kesit, Değirmen Dere'den çıkarılmıştır (İstanbul F21c2; 64.7 : 66), Şek. 9. Kartaltepe üyesi güneyde, Cebeciköy senklinalline vergilidir. Kuzey kesimde, Belgrad Ormanında üyenin görünümü çizgiseldir, (Harita II).

Önceki çalışmalar. — Paeckelmann (1938), Çift- alan - Gümüşdereköy güneyinde, «Nierenkalke - Kieselchieffer - Serie» ile ilgili olmayan lidit görünümlerini kaydeder. Yalçınlar (1954), Cebeciköy'de ilk olarak, birime ait şeyllerde Sphenopteris sp., C a l a m i t e s sp., Neuropteris sp., A s t e r o c a l a m i t e s e t i f o r m i s gibi bitki kalıntılarına dikkati çeker. Yazar, bu floraya dayanarak, 'Trakya Serisininin' karasal fasieste Vestfalien ve Dinansiene ait olabileceğini belirtir.

Litoloji. — Kartaltepe üyesi tipik kesit ve çevresinde 19 m, Cebeciköy'de 30 m. den fazla kalındır. Liditler, genellikle siyah, ince laminalı, kahverengimsi gri ayrışma renkli, kırılğan ve 1-4 cm. arasında çökeltme birimleri halindedir. Şeyller siyah, koyu gri, silisli, organik materyalce zengin ve grimsi sarı, açık gri, beyaz ayrışma renklidir. Şeyl içinde, Radiolarialı, ince, koyu renkli çört tabakaları; 4-16 cm. arasında dereceli tabakalanma gösteren feldispatça zengin grovak; silttaşı ve kıltaşı arakatıklar bulunur.



Şekil : 9 — Kartaltepe üyesinin Zekeryaköy asalanında stratigrafi konumu ve tipik kesiti

Stratigrafi bağıntılar. — Asbirime ait şeyler, Cebeciköy'de, kireçtaşı üzerinde arakatlı bir derecelenme ile başlar. Sınırdaki litoloji değişimi sedimentolojik biçim değiştirmelerle iştirâklidir. Kontakt aralığının özellikleri, beslenme alanı etkinliğinin arttığı lehindedir. Kuzeyde, daha çok liditlerle temsil edilen Kartaltepe üyesi ani olarak Çamurluhan şeyleri üzerine oturur; Arada lidit çökeli mi öncesi bir aşınmanın geçtiği öngörülebilir.

Silisli şeyler, güneyde, yersel çok iyi korunmuş, ince yapılı bitkisel kalıntılar, feldispatça çok zengin kumtaşı, ender kalın kavkılı brakyopodlar; kuzeyde, ayrışma dolayısıyla tanınamıyan, çok sayıda Gonitites kalıntıları kapsar. Cebeciköy kesimindeki, çapraz laminalanma, oturma ve oluk yapılarına dayanarak, güneyde sığ, kuzeyde —aşınma sonrası— daha derin bir ortamın yer aldığı ileri sürülebilir. Güneyde, üste doğru, organik kalıntıların azalması ve silis oranında artış transgresyona bağlı derinleşmeyi yansıtır.

Flora ve zaman-stratigrafi. — Cebeciköy'de kireçtaşının üzerine gelen silisli şeyller oldukça iyi korunmuş bitki kalıntılarını kapsar. Prof. Dr. R. Kräusel tarafından tanınan, *Sphenopteridium rigidum* Poton., *Sphenopteridium* cf. *furcillatum* Ludw.; tarafımızdan incelenen ve Dr. H. Tyroff'un doğruladığı, *Diploclamites jongmansii* Gothan, *Asterocalamitopsis sphenophylloides* Gothan; Dr. S. Artüz tarafından tanınan, *Lepidophloios* sp. dir. Bu flora, asbirim Üst Vizeeni karşıladığını gösterir. Ancak, Gothan et al. (1959) tarafından Vestfalien (A) yaşında *stratumtypicum* verilen *D. Jongmansii* ye göre, formasyonun şüpheli üst sınırının, en azından, Namurien içinde kalacağı düşünülebilir. Cebeciköy'de silisli şeyller, tanmamayan brakyopodlar, Kartal Tepe kuzeyinde ayrılmış liditler kötü korunmuş çok sarımsı goniatitleri kapsar.

Depolama ortamı. — 2 ile 4 mm. arasındaki feldispat taneleri (üste gelen Çiftalan formasyonu içindeki lidit çakıllarına göre), iyi korunmuş bitki kalıntıları ile asbirim, Cebeciköy çevresinde, şelf alanlarını yansıtır.

Diabaz oluşuğu

Bu volkanik oluşuğun, sahada alt ve üst sınırlarının kapalı oluşu dolayısıyla, jeoloji sütunundaki durumu ve anlamı kesin olarak kararlaştırılamamıştır.

Birim yaklaşık 125 m. kalınlıkta, çoğunlukla ayrılmış, koyu zeytûni gri, yersel kalsit dolgulu boşluklu ve intersertal dokudadır. Dört ince kesite göre ortalama bileşim % 48 bazik plajiyoklas ile ayrışmasından türeme %4 kalsit; yaklaşık %11 rombik— %5 klinopiroksen, % 18 demir oksit; % 6 olivin; % 1 apatit ve diğer mineralerden (Klorit, mika v.s.) yapılıdır.

Harita dağılımına göre, diabaz, Gümüşdere ve Çiftalan formasyonları arasında sınırlanmıştır; komşu birimler içine uzantıları gözlenememiştir.

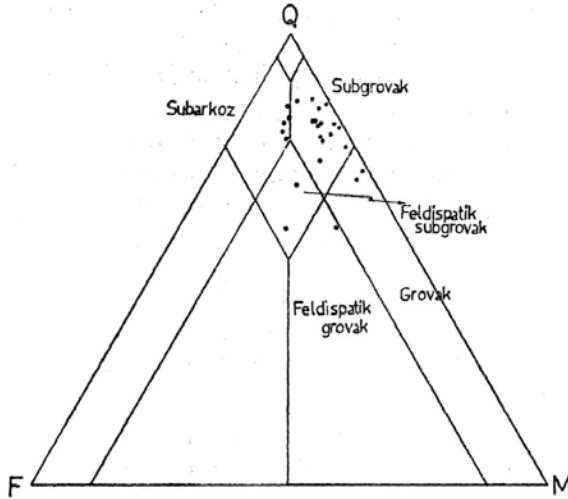
Çiftalan formasyonu

Tanım ve dağılım. — Alt sınırı açık olmayan, üstten bir karbonat birimi ile sınırlanmış stratigrafi seviyesi Çiftalan formas-

yonu olarak ayırt edilmiştir. Birim için isim, güneyindeki Kırkmerdiven Dere'de müracaat kesitinin bulunduğu Çiftalan köyünden alınmıştır. (İstanbul F21c2; 59.2:67.7 ile 59.2:68 arası).

Önceki çalışmalar. — Paeckelmann (1938), birimi, tipik yer çevresinde, Orta Devonienne ait «Hangende Quarzit» olarak ayırır ve Boğaziçi - Pendik arasındaki «Kieselschiefer» seviyesi ile eş tutar.

Litoloji. — Çiftalan formasyonu büyük kısmıyla kuvarşça zengin subgrovaktan yapıldır. Az miktarda yersel çakılçıklı subarkoz, feldispatik subgrovak, kuvarşça zengin feldispatlı grovak ve kumlu şeyl arakatıkları kesit içinde yer alır, Şek. 10. Birim için ölçülebilen en büyük kalınlık 114 m.dir.



Şekil : 10 — Çiftalan formasyonunun kumtaşı sınıflaması (Folk'a, 1954 göre dir)

Kuvarşça zengin subgrovak ve subarkozlar, beyaz, genellikle iyi boylanmış, silis çimento ve kuvarş büyümesi ile bağlanmış tanelerden yapıldır. Dirençli taneler orta ile iyi arası yuvarlaklaşma: litik kırıntılar, sıkılaşmaya bağlı şekil değişimleri gösterirler. Bütün kesitin, ortalama % 79 unu meydana getiren kuvarşlar, düz sönmeli, az miktarda inkluzyonludur; ilkel tane sınırlarını silen tane büyümesine uğramışlardır. Polikristalin kuvarşlar ortalama bileşimin % 6.66

dır ve diğer kuvarslara göre değişken tane büyüklüğü gösterirler. Mikrokristalin kuvars % 2 oranında, genellikle ince tanelidir. % 6 yı teşkil eden feldispatların taze olanları, çoğunlukla plajiolastır ve iyi yuvarlaklaşma göstermez. Feldispatın büyük kısmı ayrışarak serisitleşmiş, demirle boyanmış kaolene dönüşmüştür. % 3 civarında olan litik kırıntılar, başlıca Radiolarialı lidit, silisli şeyl, yersel mikrokristalin kuvars örgülü şeyl, ince kuvars taneli kumtaşı ve fillitten yapıdır. Bileşimin % 0.15 ini iri mika pulları ve geri kalanını serisit, kil, çok ince kuvars tanelerden yapıli aramadde meydana getirir. Aynı bileşenler, özellikle lidit, kumtaşlarında yersel yaygın çakılçık yığışlımları halinde bulunurlar.

Stratigrafi bağıntıları. — Birimin alt ve üst sınırları açık olarak tanınmamaktadır. Birim, Gümüşdere formasyonundan ani ortamsal ayrılış, üste gelen karbonat kesiti (Değirmendere fm.) ile ortamsal benzerlik taşır.

Çiftalan formasyonunun litoloji değişimi (Şek. 11), aramadde ve kuvars oranlarına göre, çökeltme ortamı enerjisinin gittikçe arttığını gösterir. Birim üç mikrofasiye ayrılabilir. Mikrofasiye A, nispeten derin bir litotopa aittir. Kuvars ve taş kırıntıları dağılımında birden değişim litotopun alçak enerji koşullarını yansıtır. Mikrofasiye B, litotopun kıyıya doğru kaydığını düşündürür. Üste doğru duraysız bileşenlerin azalışı etkin dalga tabanı üstünde çökeltmeye işaret eder. Mikrofasiye C, dalga tabanı üstünde ve dereceli bir transgresyona paralel olarak beslenme alanı değişimini yansıtır. Dokusal parametrelerin değişim derecesine göre, altta derin, üstte sığ transgressif çökeltmenin yer aldığı söylenebilir. Kumtaşlarının eriştiği dokusal olgunluk kısmen çökeltme alanı duraylılığı ile kontrol edilmiş olabilir.

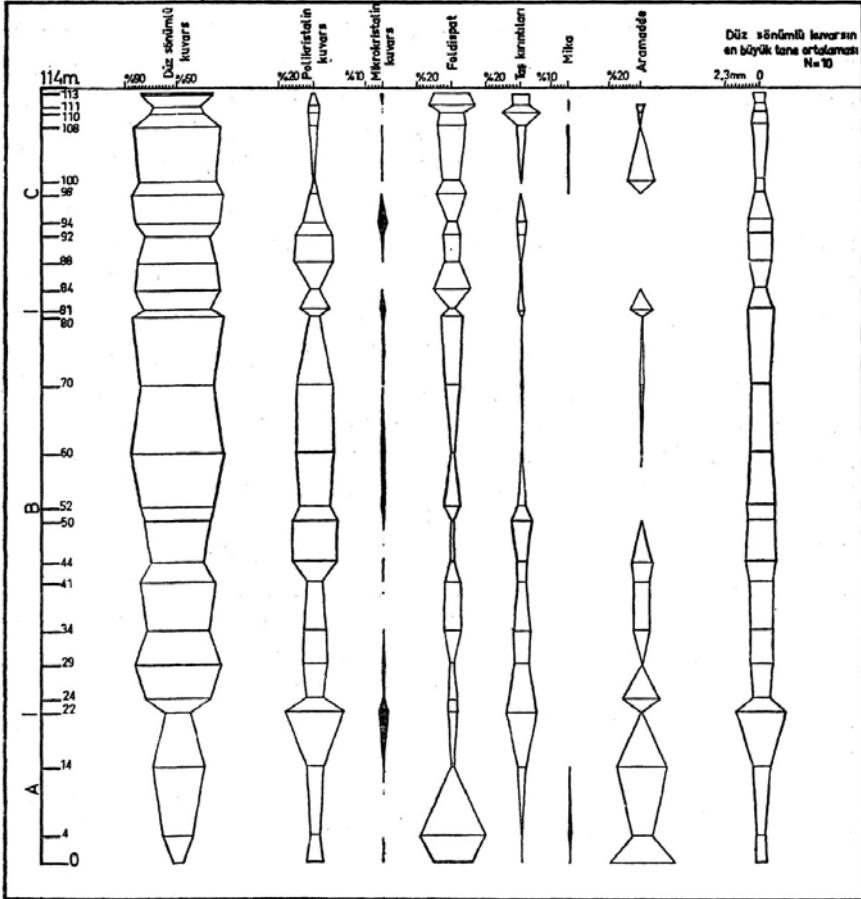
Birim içinde % 6 yı aşan polikristalin kuvars, kristalin beslenme alanına (Folk, 1954); üst kesitte yer alan çapraz tabakalanmalar kuzeyden güneye akıntı çökeltmesine işaret ederler.

Çökeltme ortamı . — Dokusal olgunluk parametreleri, tabaka içi homojenliği ve şeyl oranının bağıl azlığı çökeltimin epineritik kuşakta ve dalga zonu içinde yer aldığını gösterir.

Değirmendere formasyonu

Tanım ve dağılım. — Alttan Çiftalan formasyonu, üstten Uskumruköy formasyonuna ait kumtaşları ile çevrili karbonat ke-

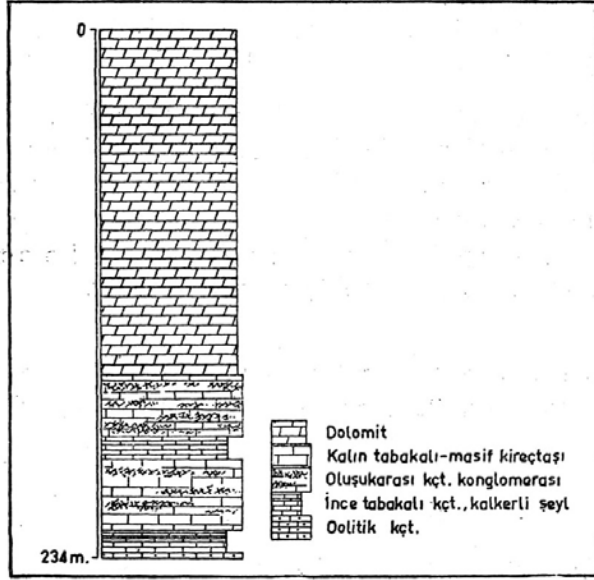
sit Değirmendere formasyonu olarak isimlendirilmiştir. Birim için ad, mostraların yaygın olduğu çevre olan Değirmen Dere'den alınmıştır. Müracaat kesiti Gümüşdere güneyinde yer alır (İstanbul F21c; 65.7:66.3 ile 65.9:66.5 arası).



Şekil : 11 — Çiftalan formasyonunun litoloji değişimi

Önceki çalışmalar. — Paeckelmann (1938), birimi kısmen Alt Devonienne ait «Massige Kalke» şeklinde belirtir ve Boğaz'da, «Pendikkalken von İstinye» seviyesi ile eş tutar.

Litoloji. — Formasyon altta, kireçtaşı ve kalkerli şeyl - kireçtaşı nöbetleşmesi, üstte, dolomit seviyelerinden yapılıdır, Şek. 12.



Şekil: 12 — Değirmendere formasyonuna ait müracaat kesiti

Kireçtaşları, genellikle koyu gri, afanitik (mikrit, biomikrit), kalın tabakalı ile masifdir. Birimin görülebilen en alt kısmında onkolitli ve oolitli kireçtaşları ayırt edilebilir. Şeyl - kireçtaşı nöbetleşmesi, genellikle ince ile orta arası tabakalanmış, zeytûni gri, grimsi sarı ayrışma renkli kalkerli şeyl ve aynı tabaka kalınlıklarında koyu gri, afanitik, yersel dolomitleşme gösteren kireçtaşından yapıldır. Masif seviyelerinde, kalınlıkça değişken, orta boylanmış, büyük çakıla kadar taneler kapsayan, kireçtaşı ara dolgulu, oluşuk - arası kireçtaşı - konglomerası yersel olarak bulunur. Bileşen taneler, birime ait afanitik, rekristalize bioklastlı kireçtaşları, bunların yersel dolomitleşmiş, sarımsı ayrışma renkli killi tipleri ve az miktarda, kalkerli şeyllerdir.

150 m. ye varan dolomit kesiti, genellikle açık gri, kırılımandır, yersel tabaka izleri taşır. Bileşim, ortalama 0.15 mm. maks. 0.25 mm. ye varan, çoğunlukla subhedral, bütün yüzeyleri ile temas eden dolomit kristalleri; %1 civarında maks. 0.12 mm. ye varan karadan türeme ve bir kısmı otijen kuvarstan yapıldır.

Stratigrafi bağıntıları. — Değirmendere formasyonu alt ve üste gelen birimlere paralel konumludur; fakat açık bir kontakt

gözlenememiştir. Birimin bütün kesiti içinde kaba karadan türeme materyal yokluğu, alt ve üstteki kuvars - kumtaşı birimlerine nazaran, denizin transgressif bir salımına işaret eder.

Favna ve zaman-stratigrafi. — Birime ait kireçtaşlarında orta derecede korunmuş yersel foraminifer topluluklarına rastlanabilir. Dr. T. Güvenç tarafından tanıtılan mikrofavna, *Scrubertella* sp., *Glomospirella* sp., *Glomospira* sp.?, *Nodosaria* sp., *Plectogyra* sp. gibi Karbonifer ve Permien için ortak olabilen elementler kapsar.

Depolanma ortamı. — Oolitik kireçtaşları, bol Gastropodlu seviyeleri ile formasyon, kıyı yakını sığ denizel ortama aittir.

Uskumruköy formasyonu

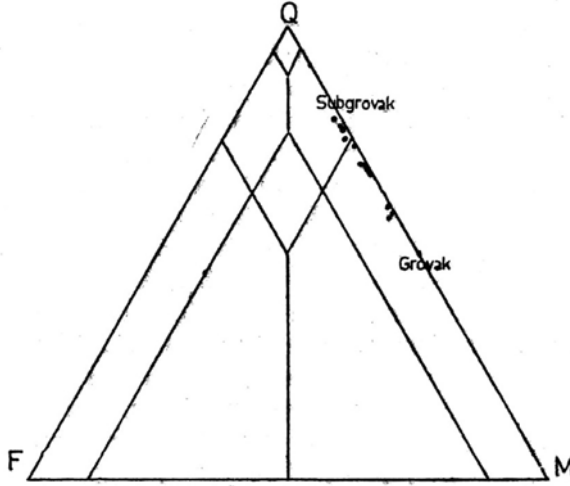
Tanım ve dağılım. — Alttan Değirmendere formasyonu ile çevrili, üst sınırı belirli olmayan, başlıca grovaktan yapıli stratigrafi birimi Uskumruköy formasyonu olarak ayırtlanmıştır. Birim için ad, müracaat kesitinin bulunduğu Uskumruköy batısından alınmıştır (İstanbul F22d1; 68:64.4 ile 68.3:64.7 arası). Uskumruköy formasyonuna ait mostralar, Zekeriyaköy şarjiyaj çizgisi önünde (Kasapçayırı, Kule Tepe), Uskumruköy güneyi (Sofu Dere) ve Gümüşdereköy güneyinde tanınabilir.

Önceki çalışmalar. — Paeckelmann (1938), Gümüşdereköy güneyinde birimi «Liegende Quarzit» şeklinde ayırt eder ve Boğaz içinde, Alt Devonienne ait «Pendikschichten, Quarzitin İstinye» seviyeleri ile yaşit tutar.

Litoloji. — Uskumruköy formasyonu altta 50 m. ye varan, grovak arakatlı, yersel kırmızımsı kahverengi şeyl ve üstte, dik yarlar teşkil eden kuvarsça zengin grovak ve subgrovak seviyelerinden yapılidir, Şek. 13. Kuvvetli deformasyon sebebiyle ölçülemeyen kalınlık, tahminen 100 m. yi aşkındır.

Subgrovak ve grovaklarda, 14 ince kesite göre, düz sönme gösteren kuvarslar % 69 u teşkil ederler. Tane büyümesine rağmen, iri olanlarında ilksel tane sınırları ayırt edilebilir. Değişken tane büyüklüğü gösteren polikristalin kuvarslar % 7 ve Radiola-

ria kapsayan çört kırıntılarında yapıli mikrokristalin kuvarslar % 2 oranında bileşime iştirâk ederler. Litik kırıntılar % 12 civarında Radiolarialı, yersel mikrokristalin kuvars örgülü silisli şeyl, kuvarskumtaşı, az miktarda metamorf kaya taneleri, ağır mineralleri kapsar. Feldispatlar, çoğunlukla serisitleşmiş olarak % 0.6 oranında ayırt edilebilir. Aramadde kil, serisit, 0.04 mm. den küçük taneleri kapsamak üzere % 9 dur.



Şekil : 13 — Uskumruköy formasyonu üst keşitindeki kumtaşlarının sınıflaması (Foik'a 1954 göreدير)

Stratigrafi bağıntıları. — Uskumruköy formasyonu alttaki karbonat kesiti ile açık bir kontakt yapmadığı gibi bir litoloji bağlantısı da göstermemektedir. Birimin ait 50 m. lik kısmını temsil eden grovak arakatkılı kırmızımsı şeyller Üst Paleozoik kesitinde ilk ortamsal değişimi yansıtır. Üstte, kuvarşça zengin grovak ve subgrovaklar, dokusal olgunluk parametrelerinin düşük derecesi, bitkisel kalıntılar kapsayan şeyl arakatkılar ve yersel kömürleşmiş bitki kalıntıları ile paralik koşullara işaret eder.

Depolanma ortamı. — Litoloji özellikleri beslenme alanı etkisinin fazla olduğu epineritik - terrestik depolanma kuşakları lehindedir. Kumtaşlarının kuvarşça zengin, laminalı ve laminasyona iştirak eden ince çakıcıklı oluşu sabit yönlü akıntıların yer aldığı delta ortamlarını yansıtır.

Paleozoik Sonrası

Bölgede Meseozoik ve Tersiere ait, birbirlerinden aşınma yüzeyleri ile ayrılmış birimler, Üst Paleozoik üzerinde açılı diskordansla bulunur.

Trias, Kocaeli Yarımadasında, Verfeinen yaşlı kırmızı kumtaşlarıyla (Erguvanlı, 1949) Baltalimanı ve Trakya formasyonlarını örter. Kretase yaşlı andezitik volkanitler, içlerinde yersel gelişik kireçtaşları ile, tektoniğe bağlı olarak Paleozoik altında görünür. 'Sarıyer kireçtaşı' olarak tanınan açık pembemsi renkli, kaba taneli bioklastlı kireçtaşları, M. Serdaroğlu tarafından tanımlanan Lepidorbitoides minör (Schlumberger), Orbitoides m e d i a (d'Archiac), Siderolites calcitrapoides Lamarck gibi mikroforamlara göre Maestrihtien yaşındadır. Eosen, Paleozoik aşınma yüzeyi üzerinde resifal kireçtaşları ve bileşenleri ile temsil edilir. Taban seviyelerin, Karboniferin güneybatı sınırında Lütésien Sonuna (Dacı, 1951), kuzeybatısında ise Priaboniene ait oluşları, güneyden kuzeye Karbonifer topluluğu üzerine bir transgressif aşmaya işaret eder. Oligosen, Congerialı şeyl ve kireçtaşlarından yapılı olmak üzere yersel görünümlüdür. Sarmasien yaşlı lagüner istif (Arıç, 1950), alttan üste kum, marn ve Mactralı kireçtaşlarından yapılı şekilde Eosen, Oligosen ve Karbonifer üzerinde diskordansla bulunur. Çamurluhan'da Ö. Yazlak tarafından tayin edilen Gryphaea gryphoides Schlotheim ve O s t r e a sp. Miosen-Alt Pliocene ait denizel çökellerin varlığına işaret eder.

Bölgenin en genç çökelleri altta Ağaçlı ve üstte Belgrad birimi şeklinde ayırt edilebilecek Pliosen-Pleistosen arasında yaşlandırılan karasal Ağaçlı ve Belgrad kaya birimleridir. Ağaçlı birimi, genellikle, beyaz ve açık renkli kum, şeyl, çamurtaşı, bunların kalıkerli çeşitleri, killi kireçtaşları ve linyit seviyelerini kapsar. Belgrad birimi, (literatürde Belgrad formasyonu) genellikle kırmızı renkli izole kum, çakıl ve az miktarda açık yeşil çamurtaşlarını kapsar. Harita alınımında ayırt edilmemekle beraber kuzeyden güneye bir transgressif aşmaya bağlı olarak Ağaçlı birimi Paleozoik istifi örtmüştür.

ÜST PALEOZOİKTE ÇÖKELMENİN GELİŞİMİ

Transgressif Ayineburnu üyesi ani bir kemofasies değişimi ile yerini üste gelen Baltalimanı lidit ve silisli şeyline bırakır. Arada kanal dolgusu grovakların varlığı (Küçükyalı üyesi) bir tektonik dengelenmeye işaret eder. Baltalimanı liditlerini takiben depolanma alanında yeniden alkalın koşullar gelişir; yersel bioklastlı çökeller ve artan topoğrafik gradyanlara bağlı türbidit oluşuklar yer alır. Famennienden Vizeen Başına kadar, bölgesel bir transgresyon gelişir. Vizeen Başından itibaren bunun yerini, Küçükköy üyesine rastlıyan bölgesel bir regresyon alır. 1000 m. ye varan karadan türeme dolgu ve deniz sığlaşması dereceli olarak, yeni biotoplara ve başlıca Çamurluhan şeyl çökeline yol açar; şelf kenarında Cebeciköy bioklastlı kireçtaşları oluşur. Birim kuzeye doğru sığlaşmayı yansıtan kalınlıkça azalma gösterir. Kireçtaşı kesiti, Cebeciköy'de sığ epineritik koşullar ve uzak volkanik faaliyetlerin etkileri altında silisli şeyllere (Kartaltepe üyesi) geçer. Litoloji gelişiminin gösterdiği gibi, Kartaltepe lidit silisli şeylleri –Baltaliman formasyonuna benzer şekilde– jeomorfolojik olgunlukla ilgilidir. Kuzeyde lidit çökelişini önceleyen, Çamurluhan üyesine kadar inen bir aşınma yer alır. Lidit seviyesi üste doğru regresif olarak gelişen türbidit grovak-şeyl nöbetleşmesiyle örtülür. (Gümüştüpe formasyonu, kumtaşı seviyesi). Bölgesel regresyonun bitişi, ardalayan farklı ortamsal koşullarla kesin olarak belirlenir. –Arazi ve rileri yeterli olmamakla beraber– Çiftalan formasyonu Paleozoik Sonu denizinin ani ve sığ bir transgresyonuna ait olabilir. Değirmendere karbonat kayaları, litoloji ve fauna bakımından bir açık denizin uzantısında çökelmiş görünür. Uskumruköy formasyonu kıyı yakını ve paralik koşulları yansıtır.

Dönemler

Kalın karadan türeme, kimyasal (presipitat) ve organojen çökeltilere göre, İstanbul bölgesinin genelleştirilmiş Paleozoik istifi içinde, değişik ölçek ve özellikle dönemler ayırt edilir. Bunlardan stratigrafi yorumunda önem taşıyanı assimetrik dönemdir.

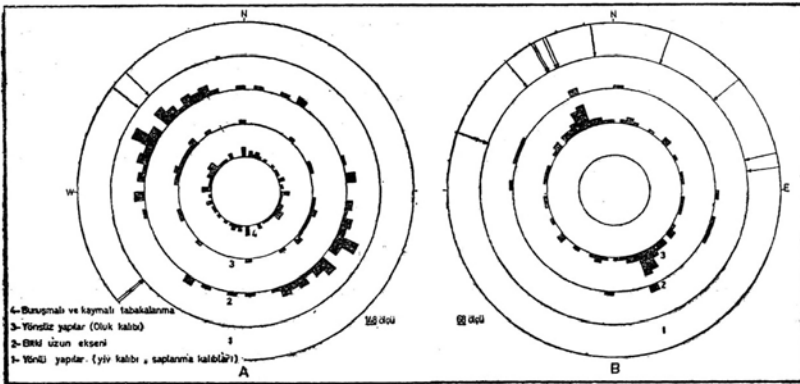
Assimetrik dönemin genelleştirilmiş sırası kireçtaşı (afanitik)

— lidit (ve Posidonomyalı silisli şeyl) — grovak (ve şeyl) şeklindedir. Bu tip çökellerin gösterdiği ritim özellikle iki şekilde yorumlanabilir: (a) Yersel izostatik dengelenme, ani başlayan sonradan yavaşlayan çökellemeyle, karadan türemiş sedimentlerden presipitatlara doğru bir derecelenmeye yol açabilir. Bu arada havza dolması ve çökelinin otokontrolü önemlidir, (b) Kıyı çizgisi üzerinde delta kaymaları ve beslenme alanı akaçlanma sistemindeki değişimler, genelleştirilmiş stratigrafi istifinde beliren dönemleri sağlayabilir.

Paleoakıntılar

Tortul yapı incelenmesi, genellikle karışık deformasyon gösteren Trakya formasyonunda yapılmıştır. Birimin çökelleme özelliği, yönlü akıntı yapıları bakımından fakir oluşudur. Oluk ve yiv kalıplarının, çoğunlukla çakışmaları dolayısıyla, oluk kalıpları akıntı yönünü destekleyici olarak ele alınabilir. Uzun eksenleri, genellikle akıntıya paralel yönelen (Kuenen ve Sanders, 1956) bitki kalıntıları da akıntı doğrultusunu sağlarlar.

Trakya formasyonunda derlenmiş iki doğrultu ve yön diagramı (Şek. 14.) genel beslenmenin kuzeybatıdan güneydoğuya olduğunu gösterir. Birimin alt kısmında yaklaşık N45W, üstünde ise N20W hâkim doğrultuları, —havzanın transgresyonu ve regresyonuna bağlı— eksen değişimlerine yorulabilir.



Şekil s 14 — Trakya formasyonunun (A) alt ve (B) üst kesitlerine ait paleoakıntı diagramları

YAPISAL JEOLoji

Istanbul bölgesinin yapısı, stratigrafi birimlerinin dağılımı, fa-sies değişimi ardarda gelişen deformasyonlara bağlı sapmalar dolayısıyla çeşitlilik gösterir. Boğaz'ın batı ve doğu yakalan Paleozoik yaşlı stratigrafi istifleri ve özgül yapısal şekilleri bakımından iki alan: Trakya ve Kocaeli alanları şeklinde ayırteedilebilir. Aynı jeoloji özellikleri çerçevesi içinde Trakya alanı dört asalana bölünür: (1) İstinye asalanı, Büyükdere ile Ortaköy arasında, batıdan Ayazağa ve Bahçeköy ile sınırlı şerittir; Karbonifer Öncesi birimler, Büyükada, Baltalimanı ve Trakya formasyonları stratigrafi istifini teşkil ederler. (2) Kâğıthane asalanı, Ayazağa - Haliç - Cebeciköy - Kemerburgaz dörtgeni içinde Trakya formasyonundan yapılandır. (3) Cebeciköy asalanı, Habipler-Cebeciköy-Alibeyköy güneyinde Trakya, Cebeciköy ve Gümüşdere formasyonlarını kapsar. (4) Zekeriyaköy asalanı, Çiftalan - Sarıyer arasında güneyden Kemerburgaz ve Bahçeköy ile sınırlı Trakya, Cebeciköy, Gümüşdere, Çiftalan, Değirmendere ve Uskumruköy formasyonlarını içine alan kuzey kesimidir. Genel yapı çerçevesinde, özel yapısal şekilleriyle beliren dört asalan, aşağıda verilmiştir, Şek. 15.

Asalan genellikle, WNW doğrultulu, batıya dalımlı açık kıvrımlar, aynı gidişli ve büyük atımlı düşey faylarla temsil edilir. Diğer bir tektonik gurup, N ve NE arasında gidişler gösteren kısa menzilli faylar, kıvrım ve girişim yapı şekilleridir. Güneyden kuzeye aşağıdaki önemli tektonik bileşenler yer alır.

1. İstinye asalanı

Kuruçeşme fayı: N55W gidişli, 1.5 km. izlenebilen düşey çekim faydır. Kuzey blokunun stratigrafi kesikliliği; batı uçta lidit ve Acıbadem kalkerli seviyelerinin yersel görünüşü, paralel gidişli ikincil fay, breş kuşakları ve andezit damarları; derin açılmış Kuruçeşme Deresi belirteçler arasındadır.

Arnavutköy antiklinali: Yaklaşık NW gidişli, batıya dalımlı ve eksen düzlemi boyunca yarılımlı bir kıvrımdır. Güneyden Kuruçeşme fayı, kuzeyden Bebek fayı ile sınırlıdır.

Bebek fayı: N87E gidişli, 1 km. kadar izlenebilen düşey çekim faydır. Güney ve kuzeyden çevrilen birimler arasında stratig-

rafi eksikliği; liditlerin deformasyon zonunda ve kuzeyinde breş ve andezitlerle karışık paralel tektonik mercekler halinde bulunuşu; batı uçta geniş andezit stokları belirteçlerdir.

Rumelihisar fay sistemi: Genellikle N15E gidişli, 1250 m. uzunlukta büyük eğimli ters faylardan yapıldır. Stratigrafi birimlerinin tekrarı, merceksel şekilleri; breş zonları (J.K.8 üzerinde) deformasyona işaret eder.

Baltalimanı senklinali: Harita yorumuna dayanan, eksenini yaklaşık Baltalimanı Deresi'ne paralel, boyuna ve enine faylarla kırılmış açık bir kıvrımdır.

Ayazmadere fayı: N80 gidişli, 2 km. devamlı izlenebilen ve 3 km. batıya uzatılabilecek düşey çekim fayıdır. Fay, doğuda, bazı yapısal çizgileri kesmesi; Nispetiye kuzeyinde breş zonları ve yersel lidit görünümleri; batı uçta, geniş andezit stoku ve bunun tabaka gidişlerine etkimesi ile belirlenir.

İstinye antiklinali: Stratigrafi birimlerinin dağılımına göre beliren, NW doğrultulu, batıya dalımlı bir kıvrımdır. İstinye çevresinde Ordovisiene kadar inen çekirdek gözüktür. Antiklinalin güney kanadı eksen düzlemi boyunca gelişen İstinye fayı ile alçalmıştır. Kuzey kanadında stratigrafi istifi Ordovisienden Vizeene kadar derecelenir; kuzeye atımlı itki, güneye eğimli çekim fayları ve andezitlerle yersel kesilmeler gösterir.

İstinye fayı: Ortalama N55W gidişli, 6 km. kadar izlenebilen, düşey çekim fayıdır. Batı uçta ikincil kollara ayrılma, doğuda büyük düşey atım önemli özellikleridir. Tokmak Burnu'nda breş haline geçmiş Silürien yaşlı ortokuvarsitin, yumrulu kireçtaşları ile komşuluğu; sık su kaynaklarının çizgisel dizilişi; fay kuşağında andezit girmeleri ve ortokuvarsit fay mercekleri; kuvvetli morfoloji ifadesi; stratigrafi kesiklikleri belirteçler arasında sayılabilir.

Haciosman fayı: N37E gidişli, 1 km. izlenebilen, muhtemelen sol doğrultu atımlı düşey bir faydır. Derin açılmış Haciosman deresi; su kaynakları; andezit girmeleri ve merceksel görümlü liditler belirteçlerdir.

Bakladere senklinali: Harita yorumuna dayanan, yaklaşık NW doğrultulu, yanlardan normal faylarla kesilmiş bir kıvrımdır.

Kestanedere fayı: N65W gidişli, yaklaşık 60SW eğimli, 3 km. uzunluğunda bir çekim fayıdır. Bariz fay çizgisi sevi, batı uçta ve doğuda Elma Dere breş zonları; su kaynakları; yumrulu kireçtaşı ve liditlerin yersel görünümüleri deformasyona işaret eder. Güney blok Karbonifer şeyllerinden; kuzey blok Silürien yaşlı silisli şeyllerden yapılıdır ve bağıl yükselme gösterir.

2. Kâğıthane asalanı

Asalanda N doğrultulu kapalı kıvrımlar, N ve NW de yoğunlaşan kısa menzilli faylar, büyük ölçekte girişim kıvrımları yer alır. Batıdan doğuya aşağıdaki yapısal şekiller ayırt edilebilir:

İntepe antiklinali: Uzun eksenli NW gidişli, eksen düzlemi hafif kuzeydoğuya yatık, merkezde genel gidişe uygun faylanmış bir antiklinaldir.

Çavuşköy antiklinali: Yaklaşık N - S gidişli eksenli yersel olarak düşey faylara değişen bir kıvrımdır. Alibey Deresi yamaçlarında yatay veya az eğimli tabakalar, paralel gidişli breş kuşakları bu tektonik çizgiye işaret eder. Güneyde Küçükköy fayı ile kesilmekle beraber, eksen batıya döner; belki de, NW gidişli Çamurluhan antiklinaline değişir. Küçükköy üyesinin kumtaşı oranı, kıvrımın batısında doğuya nazaran azalır.

Alibeyköy s e n k l i n a l i : Ortalama N - S gidişli, kesiklikler ve sapmalar gösteren kapalı bir kıvrımdır. Kuzeyde Çamurluhan üyesinin üste yakın kesitlerini, güneye doğru daha yaşlı seviyelerini kapsar.

3. Cebeciköy asalanı

Asalan, başlıca WNW doğrultulu, eksen düzlemi kuzeye yatık veya güney kanatları dikleşmiş kıvrımlar, paralel gidişli, kuzeye atımlı itki fayları ve yersel düşey faylarla temsil edilir. Önemli yapısal şekiller, güneyden kuzeye, aşağıdadır.

Çamurluhan antiklinali: Yaklaşık NW gidişli, eksen düzlemi kuzeye yatık, yersel eksen alçalım ve yükselimleri gösteren bir kıvrımdır. İç kısımda Küçükköy üyesi yer alır. Genellikle Çamurluhan üyesinden yapılı kuzey kanat ters dönmüş ve gelişik dilinimle iştiraklidir.

Küçükköy fayı: Ortalama N55W gidişli, 5 km. takip edilebilen, yersel itki fayları ile iştirakli olan bir faydır. Doğuda stratigrafi kesiklikleri, breş zonu, batıda Cebeciköy kireçtaşının çamurluhan altına düşmesi ve fay çizgisi şevi deformasyonu belirler.

Cebeciköy senklinali: Ortalama N55W gidişli ve eksen düzlemi kuzeye devrik kıvrımdır. Güneyden Küçükköy, kuzeyden Cebeciköy yakınsak fayları ile sınırlıdır. Güney kanadın doğu ve batı uçlarında tabakalar ters dönme ve dikleşmeler; ortada az eğimle normal durum gösterirler. Senkinal içinde, genel gidişe paralel küçük itki ve çekim fayları devrik ve en echelon (aralı ve aşamalı) dalımlı kıvrımlar ve Kartaltepe üyesinin disharmonik deformasyonu yer alır.

Cebeciköy fayı: Yaklaşık N55W gidişli, 4 km. izlenebilen normal bir faydır. Stratigrafi birimlerinin kesikliliği, güney ve kuzeyde yapısal stilin farklılığı, kuvvetli topoğrafya ifadesi ve breş zonları belirteçlerdir.

4. Zekeriyaköy asalanı

Asalan Kretase ve Paleozoik arasında şarriyaj, itki fayları; Paleozoik kesit içinde ters dönmüş kıvrım, ekay ve itki fayları gibi WNW gidişli, güneyden itilmeye bağlı tektonik şekillere sahiptir. Batıdan doğuya, aşağıdaki önemli yapılar ayırt edilir.

Belgrad ormanı antiklinali: Antiklinal, orman ve genç çöeller dolayısıyla belirli olmamakla beraber, kuzey kanadına göre yaklaşık N55W eksen gidişlidir. Kanadın 45° ye varan ters dönüşü, tortul yapılar ve stratigrafi istifinin Cebeciköy ile karşılaştırılmasından sağlanabilir. Az eğimli, itki fayları ve kıvrımcıklar SW den gelen kuvvetleri yansıtır. Devrik kanat kuzeyde, Gümüşdere fayı ile Kretaseden ayrılmış; batı uçta, Çiftalan ekayı ve doğuda, Uskumruköy itki fayları şeklinde gelişmiştir.

Çiftalan ekayı: Yaklaşık N55W gidişli, 1.5 km. izlenebilen, güneye eğimli yakınsak itki faylarından yapılıdır. Kuvvetli topoğrafya ifadesi, farklı stratigrafi birimlerinin anormal kontaktı ve tekrarı deformasyona işaret eder.

Gümüşdere fayı: Yaklaşık N55W gidişli, Küçükkartal Tepe ve Pırtallı Dere arasında 5 km. devamlılık gösteren, muhtemelen gü-

neye eğimli bir faydır. Karboniferin Kretaseye karşı çeşitli seviyeleri ile sınırlanması; topoğrafya ifadesi; batı ve doğuda iştirâk eden itki fayı sistemleri belirteçlerdir. Esas çizgi sol doğrultu atımlı faylarla kesilmiş ve en az Miosen yaşlı çökellerle örtülmüştür.

Uskumruköy itki fayı sistemi: Ortalama NW gidişli, litolojik tekrarlanışına göre varsayımlı itki faylarından yapılmıştır. Kuzey cephede Uskumruköy kumtaşları itki fayı ile Kretase volkanitleri üzerindedir. Bu örtü doğuya doğru, klip teşkil eden, kuzey atımlı şarriyaja bağlanır.

Zekeriyaköy şarriyajı: Şarriyaj, Sarıyer, Zekeriyaköy ile Uskumruköy arasında yer alır. Anahatlarıyla, Trakya ve Uskumruköy formasyonlarının Kretase yaşındaki çökeller üzerine güneyden itilmesine bağlı, örtü, klip ve ekaylardan yapıldır. Kızılıçıkdere penceresi; Maden Mahallesi ve Uskumruköy klipleri; Çırçır Dere'de Trakya formasyonu içinde küçük itki fayı mercikleri; kuzey kenarda, Kretase volkanitleri içinde ekaylara bağlı olarak yer alan Uskumruköy kuvars - kumtaşları; Kasapçayırı mevkiinde Trakya formasyonunun Uskumruköy kumtaşları altında kalışı ve buralarda deformasyona katılan dayanıklı Sarıyer kireçtaşı; kontakta Trakya formasyonunun dik yanları ve derin açılmış dereler, çizgisel dizilişde sayısız kaynaklar ayıraçlar arasında sayılabilir.

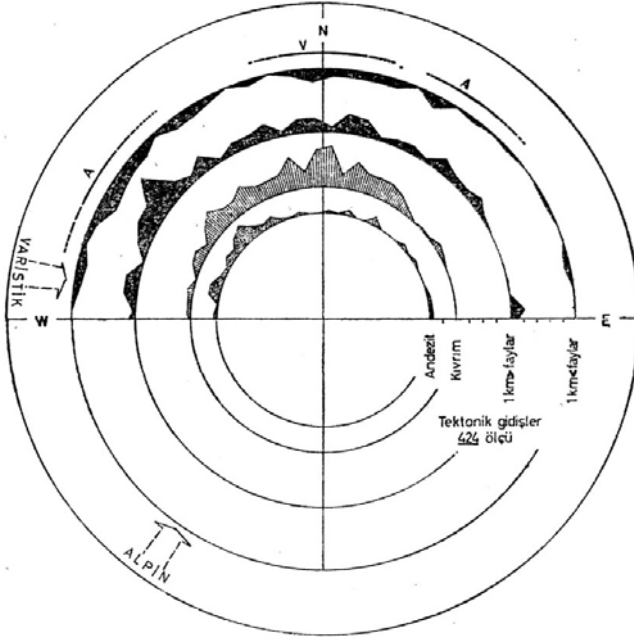
Şarriyaja ilişkin yer değiştirme, batıya doğru oldukça fazla eğimli Uskumruköy itki fayı sistemine değişir. Daha batıda ters dönmüş Belgrad ormanı antiklinali SW - NE yönlü tektoniği doğrular.

Çırçırdere fayı: Ortalama E-W gidişli, güneye eğimli, büyük açılı bir itki fayıdır. Silürienden Karbonifere kadar bütün birimleri sınırlaması, lidit ve yumru kireçtaşından yapıli, komşu itki fayı mercikleri; sayıca çok su kaynakları belirteçler arasında sayılabilir.

Kabataşdağ antiklinali: Genellikle E-W gidişli, itki fayları ve bunları kesen N-S gidişli faylarla sınırlıdır. Güneye eğimli fay yüzeyleri aralarında stratigrafi birimlerinin tekrarı; itki fayı mercikleri; topoğrafya ifadesi güneyden itilmeye bağlı deformasyonu gösterir.

Tektonik Hareketlerin Yaşı

Burada ayırt edilen ve diğer belirtilmeyen yapı şekilleri genel gidişlerine göre üç esas doğrultu verirler, Şek. 16.



Şekil ; 16 — Trakya alanına ait tektonik şekillerin dağılımı

WNW doğrultusu, büyük düşey atım, uzun mesafelerde devamlılık, uçlarda dallanma ve andezit stokları, önemli fay çizgisi şevi, breş zonları ve andezit iştirâkleri gösteren fayları; eksen düzlemleri kuzeye yatık, büyük ölçekteki kıvrımları kapsar. Karakteristik olarak bu tip tektonik yapılar asalanlarda N55W doğrultusunu taşırlar.

İkinci —NNE ve NNW arasında değişmekle beraber— ortalama N doğrultusu, genellikle doğuya yatık büyük eğimli faylar, eksen yükselim ve alçalımlı kapalı kıvrımlarla temsil edilir.

Bunlardan ayrı olarak, yersel önem taşıyan NNE ve NE arasında gidişli, kısa menzilli sol doğrultu atımlı faylar da belirtilebilir.

Haritadan anlaşılabilceği gibi, her üç doğrultu ayrı deforma-

yon safhalarını yansıtır. Birbirlerini kesme özelliklerine göre en gençten yaşlıya doğru sıra NE, WNW ve N şeklindedir.

Paleozoik istifin genç çökellerle olan iki kılavuz yapısı Zekeriyaköy şarriyajı ve Gümüşdere fayı ile bileşenleridir. Şarriyaj doğuya doğru Baykal (1943) tarafından İpresien ve Lütésien arasında yaşlandırılan Şile şarriyajına bağlanabilir (Akartuna, 1963, Baykal ve Kaya, 1966). Rumeli yakasında Eosenin Karbonifer üzerinde Lütésien ile başlaması da bu deformasyonun yaşını doğrular. Şarriyajla iştirâkli olan Gümüşdere fayı ve diğer yapıların sınırlarına paralellikleri dikkate alınır, en azından, WNW doğrultulu yapısal şekillerin bir kısmının Eosen Başında teşekkül ettikleri anlaşılır. Tektonik taşınma yatık kıvrımlar ve itki faylarına göre, kuzeydoğuya doğru olmuştur. WNW gidişleri kesen daha genç NE doğrultulu atımlı faylar da bunu doğrular.

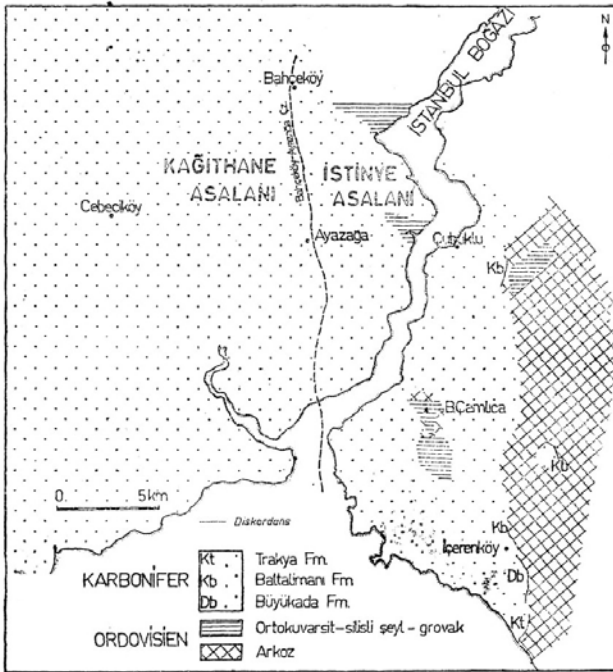
Daha önce de belirtildiği gibi N doğrultulu belirli yapısal çizgiler WNW e dönmeleri veya kesilmeleri dolayısıyla Eosenden önce teşekkül etmiş görünürler. Nitekim Kretase ve Üst Paleozoik arasında sedimenter kontakt bulunmamakta; Üst Paleozoik ile karşılaştırıldığında, Kretase yaşlı çökellerin tektonik sadeliği ve zayıf diajenezi de en erken Namurien Sonrası bir deformasyonun geçtiğini göstermektedir. Kretase ve Üst Paleozoik arasında beliren bu diskordansı genç Varistik fazlardan birine bağlamak mümkündür. Dolayısıyla, N doğrultulu tektonik şekillerin Varistik orijinli olmaları sonucuna varılabilir. N doğrultuların WNW olanlarla kesilmeleri veya sınırlanmaları; kıvrımlanmanın çoğu simetrik oluşuna rağmen, yaklaşık EbS yönünde tektonik taşınma (Rumelihisar itki fayları) Varistik yaşı destekler.

Tektonik Yorum

Bölgedeki Paleozoik istif, Ordovisien ve Silürien yaşlı dayanımlı ('competent') temel, Devonien ve Sonrası dayanımsız ('incompetent') örtü çökellerinden yapılıdır.

İstinye asalanında mostra verecek kadar sığda bulunan Ordovisien temel açık kıvrımlara yol açmış itilmeye zayıf bir şekilde

katılmıştır. Serbestleme tektoniğine bağlı WNW doğrultulu düşey faylar, meydana gelen bloklarda kuzeye eğimlenme ve sayısız an-dezit girmeleri de temelin yakın denetimini yansıtır. NE gidişli doğrultu atımlı ve normal faylarla da, İstinye asalanı mozaik düşey fay bloklarına bölünmüştür. İstinye asalanı ve diğerleri arasında deformasyon stilinin farklılığı, stratigrafi birimlerinin dağılımına göre varsayımlı Bahçeköy - Ayazağa çizgisi (İstinye ve Kâğıthane asalanları arasında sınır) çıkarılabilir, Şek. 17. Bu 'kuşak', kuvvetli litosomal karakter gösteren ortokuvarsite göre Ordovisienin aşınma yüzeyi veya morfolojisi; Ordovisien kayalarının Karbonifere kadar kazandığı kıvrım şeklinin kontrolü altında meydana gelmiş olabilir. Nitekim, Trakya formasyonu içinde paleoakıntılar N-S doğrultusuna yaklaşan bir morfoloji gelişimini gösterir. Varsayımlı olmakla beraber, bu kuşağın Karbonifer başında bir şelf basamağını karşıladığı da düşünülebilir.



Şekil: 17 – Trakya alanında İstinye ve Kâğıthane tektonik fasieslerini ayıran Ayazağa - Bahçeköy çizgisi; Kocaeli yakasında Alt Karboniferin Ordovisien yaşlı temel üzerine transgresyonu

Kâğıthane asalanı, temele oldukça yakın seviyeleri kapsar. Dis-harmonik biçim değiştirme, tektonik çizgilerin birden değişimi, kuvvetli girişim kıvrımları farklı bir tektonik fasiye işaret eder. Varistik yapı Kâğıthane asalanında, tam; İstinye asalanında kısmen korunmuş görünür.

Zekeriyaköy asalanında, Ordovisien temel en derindedir. WNW gidişli kuzeye atımlı itki fayları, yaklaşık NE gidişli sol doğrultu atımlı fayların doğudan batıya artan ölçekleri, devrik kıvrımlar ve deformasyonun kısa mesafelerde biçim değiştirmesi yüzey deformasyonu yansıtır. Alpin itilmede en genç Üst Paleozoik kaya birimlerinin Kretase ile en önce temasa geldikleri, bunların Kretase üzerinde normal konumlu alloktonlar ve Kretase içinde ekaylara katılmış bulunmalarından anlaşılmaktadır.

Cebeciköy asalanı, şarriyaj dışında, stratigrafi istifi kadar, yapısal özellikleriyle Zekeriyaköy asalanına benzerlik taşır. Kıvrımlar ve itki fayları kuzeye yatık; deformasyon zonlarında kuvvetli dilinim iştirâklidir. Bariz eksen alçalım ve yükselimleri, çeşitli ölçekte aralı ve aşamalı dalımlı kıvrımlar ve andezit girmelerinin azlığı kalın bir dayanımsız kaya istifinin deformasyonunu yansıtır.

İstinye, Zekeriyaköy ve Cebeciköy asalanlarında belirli N55W doğrultulu büyük kıvrım ve faylar, kuzeye eğimlenmiş bloklar; Kâğıthane, İstinye ve Cebeciköy asalanlarında girişim tektoniği ortaklaşa özelliklerdir. Stratigrafi seviyelerinin de yapısal gidişlere paralelliği dikkate alınırca, Varistik çizgilerin Cebeciköy ve Zekeriyaköy asalanlarında, Alpin hareketle yön değiştirdiği varsayılabilir.

SONUÇLAR

1. İstanbul bölgesi Üst Paleozoik topluluğunun kaya - stratigrafi sınıflaması ve Turnesien Sonundan Vizeen Sonu Ortasına kadar jeokronoloji sınıflaması yapılmıştır. Topluluğun üst kesitine ait kaya birimlerinin zaman eşdeğerleri, güvenilir verilerin eksikliği dolayısıyla, kesin değildir.
2. Üst Paleozoik kayaları miojeosenklinal bir topluluktur. Stratigrafi istifi kireçtaşı - lidit-grovak şeklinde iki asimetrik ritimi yansıtır.
3. Turnesien sırasında, Kocaeli ve Adalar, sığ kenarsal dikordansların yer aldığı; Boğaz'ın batı yakası, çökelinin devamlı

geçtiği kesimlerdir. Vizeen Sonunda İstanbul bölgesi bütünüyle sığlaşmış, Boğaz'ın batısında yersel aşınmalar olmuştur.

4. Karbonat kesitler dışında, Üst Paleozoik birimlerinin hepsi (liditler dahil) bitkisel kalıntılar kapsar. Kömürleşmiş kalıntılar Gümüşdere formasyonu üst kesitinde ve Uskumruköy formasyonu içinde yer alır.
5. Jeosenklinealin Vizeen sırasındaki eksen doğrultusu yaklaşık N-S dir. Hakim beslenme kuzeydendir.
6. Vizeen sırasında Bahçeköy - Ayazağa doğrultusu bir şelf yokuşunu karşılar görünmektedir. Bu çizginin batısında, doğuya karşılık, stratigrafi sütunu tam, kaya birimleri kalındır. Çizgi, tektonik defomasyonlara etkimiştir.
7. Baltımanlı lidit birimi kıyıda uzaklıkla kontrol edilmiş, şelf sınırları içinde kalan, pelajik bir ortamı yansıtır.
8. Heybeliada kireçtaşı birimi Trakya formasyonunun alt kesitinde litosom durumudur.
9. Trakya formasyonu, büyük kısmıyla, modern kavrama göre bir fliş topluluğudur; türbidit N e r e i t e s - fasiesindedir.
10. Cebeciköy kireçtaşı şelf kenarında oluşmuştur; güneye doğru derin, kuzeye doğru sığ kaya birlikleri ile iştirâklidir.
11. Gümüşdere şeyl ve grovak birimi litofasies yönünden Trakya formasyonuna benzer. Beslenme alanı kuzeye düşer.
12. Çiftalan kuvars - kumtaşı birimi, Paleozoik Sonunda ilk defa beliren yüksek enerjili kıyı yakını denizel çökellerdir.
13. Değirmendere karbonat birimi son bir deniz ilerlemesini yansıtır. Birim Karbonifer Sonu ve Permien için ortak mikrofaunal elementler kapsar.
14. Uskumruköy kuvars - kumtaşı birimi, İstanbul bölgesinde ilk beliren paralik koşullarla ilgilidir.
15. Alpin deformasyon üç devreye ayrılabilir. Bunlara ait yapısal şekiller, yaşlıdan gence doğru : (a) şarriyaj ve ilgili ters dönmüş kıvrımlar, dike yakın itki fayları, (b) serbestleme tektoniğine bağlı düşey fay mozaïği, (c) sol doğrultu atımlı faylar. Alpin yapıdan kısmen ayrılabilen N gidişleri, doğuya doğru bir tektonik taşınmaya bağlı oldukları takdirde, Varistik olarak sınıflanabilir.

BİBLİYOGRAFYA

- Abdüsselâmoğlu, Ş., 1963. Nouvelles observations stratigraphiques et Paléontologiques sur les terrains paleozoïques affleurant a l'est du Bosphore. M.T.A. Bull., 60, 1 - 6.
- A.C.S.N., 1961. Code of stratigraphic nomenclature. Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., 45, 645 - 665.
- Ager, D. V., 1963. Principles of Paleoecology. McGraw-Hill Co., New York.
- Akartuna, M., 1963. Şile şarriyajının İstanbul Boğazı kuzey yakalarında devamı. M.T.A. Derg., 61, 14-21.
- Altınlı, İ. E., 1951. Kayışdağ bölgesinin jeolojisi. İst. Üniv. Fen Fak., S.B., 16, 189-205.
- Arıç, C., 1950. İstanbul Küçükçekmece arasındaki arazide jeolojik bazı müşahedeler. İT.Ü.D., 8, 214-216.
- Baykal, F., 1943. Şile bölgesinin jeolojisi. İst. Üniv. Fen Fak., Monografileri, 3.
- Baykal, F. ve Kaya, O., 1963. İstanbul bölgesinde bulunan Karboniferin genel stratigrafisi. M.T.A. Derg., 61, 1-9.
- Baykal, F. ve Kaya O., 1965. İstanbul Silürieni hakkında. M.T.A. Derg., 64, 1-7.
- Baykal, F. ve Kaya, O., 1966. İstanbul Boğazı kuzey kesiminin jeolojisi. Türk. Jeol. Kur. Bül., 10, 31 -44.
- Boureau, E., 1967. Traité de Paléobotanique, T. II. Paris.
- Bromley, R. G., 1967. Marine phosphorites as depth indicators : A. Hallam (Ed.), Depth indicators in marine sedimentary environments. Marine geology, 5, 503-509.
- Bushinski, G. I., 1964. On shallow - water origin of phosphorite sediments: L. M.J.U. v. Straaten (Ed.), Deltaic and shallowv marine deposits. Developments in Sedimentology, 1-Elsevier, Amsterdam.
- Chaput, E. ve Yalçınlar, İ., 1951. Un lambeau de calcaires Carbonifères au Nord Ouest d'Istanbul. C.R. Acad. Sci., 232, 994-995.
- Cogney, G. ve Danze - Corsin, R., 1960. Les conglomérats du bas Oued Bou-Regreg et la flore du Carbonifère inférieur du jebel Bakach (Maroc). Travaux de l'Inst. sc. Chérifien. Srié geol. et geogr. 8.
- Dacı, A., 1951. Küçükçekmece ile Çatalca arasındaki Nummuliğin paleontolojik etüdü. Rev. Fac. Sci. Univ. İstanbul XVI, 2-3, 89-113, 207-247.
- Deflandre, G., 1960. A propos du developpement des recherches sur les

- Radiolaires fossiles. *Rev. Micropal.*, 2, 212-218.
- Dzulynski, S. ve Smith, A. J., 1964. Flysch facies. *Ann. Soc. Géol. Pologne*. 34, 245 - 304.
- Dzulynski, S. ve Walton, E. K., 1965. Sedimentary features of flysch and greywackes. *Developments In Sedimentology* 7. Elsevier, Amsterdam.
- Erguvanlı, K. 1949. Hereke pudingleriyle Gebze taşlarının inşaat bakımından etüdü. İ.T.Ü.D., İstanbul.
- Friese, H. ve Gothan, W., 1952. Neue Betrachtungen über die Kohlenflora von Dobrilugks Kirchain. *Geologie*, 1-2.
- Folk, R. L., 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Jour. Geol.*, 62, 344-359.
- Folk, R. L., 1965. Some aspects of recrystallization in ancient limestones : L. C. Pray ve R. C. Murray (Ed.), *Dolomitization and Limestone Diagenesis*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Sp. Publ. 13, Tulsa.
- Foreman, H. P., 1963. Upper Devonian Radiolaria from the Huron Member of the Ohio Shale. *Micropaleontology*, 9, 267-304.
- Gandl, J., 1972. Trilobites from the Devonian of İstanbul: O. Kaya (Ed.) *Paleozoic of İstanbul*. Baskıda.
- Gothan, W. et al., 1959. Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. *Beihefte zum geologischen jahrbuch* H. 36.
- Gürich, G., 1923. *Leitfossilien*, III. V. von Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Häntzschel, W., 1962. Trace fossils and problematica: R. C. Moore (Ed.), *Treatise on invertebrate paleontology*, part W, W177-W245.
- Hirmer, M., 1927. *Handbuch der Paläobotanik*. Druck und Verlag von R. Olden buorg, München.
- Hutchinson, G. E., 1957. *A treatise on Limnology*. John Wiley and Sons, New York.
- Johnson, R. G., 1962. Interspecific Associations in Pennsylvanian Fossil Assemblages. *Jour. Geol.*, 70, 32-55.
- Jongmans, W. J. ve v.d. Heide, S., 1955. Flore et Faune du Carbonifere inferieur de l'Egypte. *Medelingen Nieuve Serie*, No. 8.
- Kaya, O., 1969. Karbon bei İstanbul. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 3, 16-173.
- Kaya, O. (Ed.), 1972. *Paleozoic of İstanbul*. Baskıda.
- Kaya, O. ve Mamet, B., 1971. Biostratigraphy of the Visean Cebeciköy limestone near İstanbul, Turkey. *Jour. Foram. Res.*, 1, 77-81.

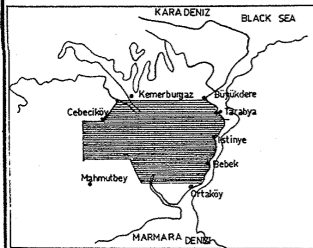
- Kazakov, A. V., 1937. The phosphorite facies and the genesis of phosphorites. 17 th. Intern. Geol. Corgn. (U.S.S.R.), 95-113.
- Ketin, İ., 1953. Tektonische Untersuchungen auf den Prinzeninseln nahe İstanbul. Geol. Rundsch., 41, 161-172.
- Ketin, İ., 1959. Çamlıca bölgésinin tektoniği hakkında. Türk. Jeol. Kur. Bült., 7, 1 -18.
- Ksiazkiewicz, M., 1954. Graded and laminated bedding in the Carpathian flysch. Ann. Soc. Géol. Pologne, 1952, 22, 399-449.
- Kuenen, Ph. H. ve Sanders, J. E. 1956. Sedimentation phenomena in Kulm. and flozleeres graywackes, Sauerland and Oberharz, Germany. Am. Jour. Sc. 254, 649-671.
- Kühne, F. ve Paeckelmann, W., 1928. Die stratigraphische und fazielle Entwicklung des Karbons im nordöstlichen Sauerlande und ein Vergleich mit Nachbargebieten. Jb. preuss. geol. L.-A., 49/2, 1229-1254.
- Mamet, B., 1972. Foraminiferal biostratigraphy of the Lower Carboniferous Trakya and Heybeliada formations. İstanbul region, Turkey : O. Kaya (Ed.), Paleozoic of İstanbul. Baskıda.
- McCallien, W. J., 1947. A note on the Devonian Kiesel-schiefer the Bosphorus. Rev. Fac. Sc. Univ. d'İstanbul. S. B., 12, 173-182.
- McGugan, A., 1965. Occurence and persistence of thin shelf deposits of uniform lithology. Geol. Soc. America Bull., 76, 125-130.
- McKee, E. D. ve Weir, W. G., 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. Geol. Soc. America. Bull., 64, 381 -390.
- Okay, A. C., 1947. Geologische und petrographische Untersuchung des Gebiets zwischen Alemdağ, Karlıdağ und Kayışdağ in Kocaeli (Bithynien, Türkei). Rev. Fac. Sc. Univ. İstanbul, S. B., T. XII, 269-289.
- Okay, A. C., 1948. Geologische Untersuchung des Gebiets zwischen Şile, Mudarlı, Kartal und Riva in Kocaeli (Bithynien, Türkei) Rev. Fac. Sc. Univ. d'İstanbul. S. B., T. 13, 311 -336.
- Paeckelmann, W., 1925. Beitrage zur Kenntnis des Devons am Bosphorus, insbesondere in Bithynien. Abh. Preuss. Geol. L.A.N.F., 98.
- Paeckelmann, W., 1938. Neue Beitrage zur Kenntnis der Geologie, Paläontologie und Petrographie der Umgegend von Konstantinopel. Abh. Preuss. Geol. L.-A., N. F. 186
- Penck, W., 1919. Grundzüge der Geologie Bosphorus. Veröff. Inst. f. Meeresk., N. F. A., 4.
- Prentice, J. E., 1958. The radiolarian cherts of North Devonshire, Eng-

- land. Ecl. Geol. Helv., 51, 706.
- Ralli, G., 1933. Le Basin Houiller d'Heraclée. La Flore du Culm et du Houiller Moyen, İstanbul.
- R. C. C. C., 1951. Rock color chart. Natl. Research Council.
- Sarycheva, T. G. et al., 1964. Facies zoning of brachiopods in the Carboniferous seas of the Kuznets basin. Internat. Geol. Review, 6, 1630-1642.
- Schwarz, A. 1928. Die Natur des culmischen Kieselschiefers. Tez, Main.
- Seilacher, A., 1964. Biogenic sedimentary structures : J. Imbrie ve D. Newell (Ed.), Approaches to Paleoecology, 296-317. John Wiley and Sons, New York.
- Tokay, M., 1952. Karadeniz Ereğlisi - Alaplı - Kızıltepe - Alacağzı bölgesi jeolojisi. M. T. A. Derg., 42-43, 35-79.
- Tchihatcheff, P. De., 1864. Le Bosphore et Constantinople, avec carte géologique. Paris.
- Tchihatcheff. P. De., 1866- 1869. Asie Mineure. Bd. 1-3 Géologie, Bd. 4 Paléontologie. Paris.
- Van Vloten, R., 1954. Geology of the border region between Coahuila and Zacatecas. Mexico : Leidse Geol. Mededelingen, 19.
- Yalçınlar, İ., 1944. İstanbul Boğazı batısında jeomorfolojik araştırmalar. Türk. Coğr. Derg., 2, 131-136.
- Yalçınlar, İ., 1951. Nouvelles observations sur les terrains paléozoïques des environs İstanbul. Türk. Jeol. Kur. Bült., 3, 125- 130.
- Yalçınlar, İ., 1954. Sur la presence de schistes Carbonifères et plantes fossiles à l'W İstanbul. Ex. C. R. S. Soc. Geol. France No. 2. (Seance du 18 Janvier).
- Yalçınlar, i., 1962. Note sur les terrains fossilifères observés dans certains massifs ancien de la Turquie. C. R. Somm. S. G. F., p. 212.
- Wilcox, N. R., 1953. The origin of beds of phosphatic chalk with special reference to those at Taplow, England. Congr. Geol. Intern. C. R., 19e, 1952, 11, 11 9-133.
- Wolf, K. H., 1963. Limestones. Australian National Univ. Canberra. Basılmamış.

TRAKYA ALANINA AIT JEOLÖJİ HARİTASI I

O. Kaya

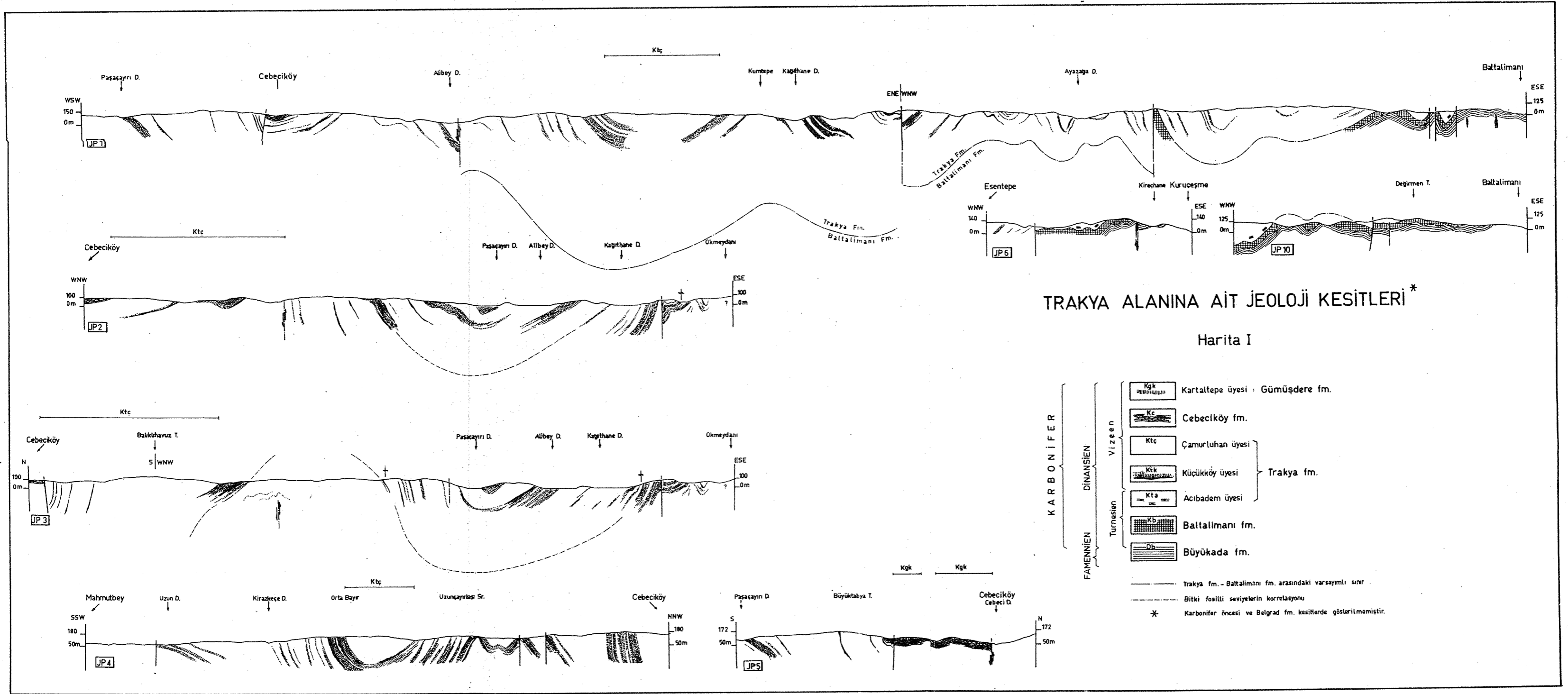
0 1km



- | | | | | | |
|---------------------------------------|------------|------------|------------|--------|---|
| ORDOVİSİYEN
SİLURİYEN
DEVONİYEN | FAMENİYEN | DİNANSİYEN | KARBONİYER | NEOJEN | Belgrad fm. |
| | | | | | <ul style="list-style-type: none"> Kumtaşı kesifi Kartaltepe üyesi |
| DİNANSİYEN | DİNANSİYEN | DİNANSİYEN | KARBONİYER | NEOJEN | Cebeciköy kçt. |
| | | | | | <ul style="list-style-type: none"> Camurluhan üyesi Küçükköy üyesi Acıbadem üyesi |
| | | | | | Baltalimanı fm. |
| | | | | | Büyükkada fm. |
| | | | | | Pendik gurubu, kçt., kuvarlit vs |

- | | |
|--|---------------------------------|
| | Devrik tabaka belirli kontakt |
| | kuvarim disenseri fay çizgileri |
| | Belirsiz kontakt |
| | kuvarim eksenleri fay çizgileri |
| | Süpheli kontakt |
| | kuvarim eksenleri fay çizgileri |
| | Mn-Fe'ce zengin kçt. |
| | Kc |
| | Kt |
| | Subgrovak, litik grovak |
| | 'Fluxolurbitide' |
| | Şeyli |
| | Andezit |

İSTANBUL BOĞAZI
BOSFORUS



TRAKYA ALANINA AİT JEOLJİ KESİTLERİ *

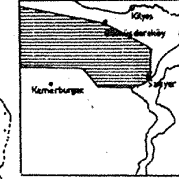
Harita I

- | | | | | |
|------------|-----------|-----------|--------------|----------------------------------|
| KARBONİFER | DİNANSIEN | Vizeen | Kgk | Kartaltepe üyesi : Gümüşdere fm. |
| | | | Kc | Cebeciköy fm. |
| | | | Ktç | Çamurluhan üyesi |
| | | | Kkk | Küçükköy üyesi |
| | | Turnesien | Kta | Acıbadem üyesi |
| | | | Kb | Baltalimanı fm. |
| FAMENNIEN | | Db | Büyükada fm. | |
- Trakya fm. - Baltalimanı fm. arasındaki varsayımlı sınır
 - - - Bitki fosilli seviyelerin korrelasyonu
 * Karbonifer öncesi ve Balgrad fm. kesitlerde gösterilmemiştir.

TRAKYA ALANINA AİT JEOLJİ HARİTASI II

O. Kaya

0 1km

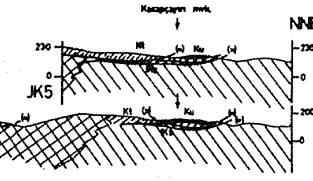
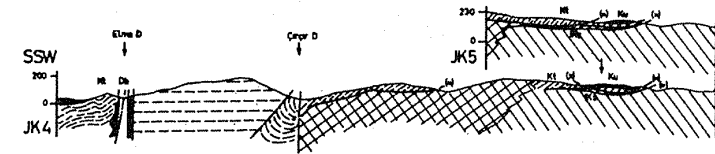
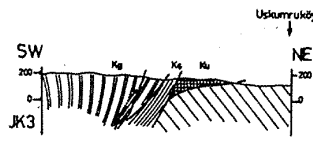
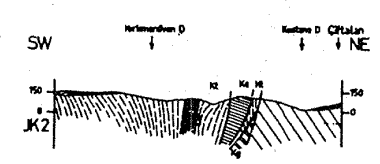
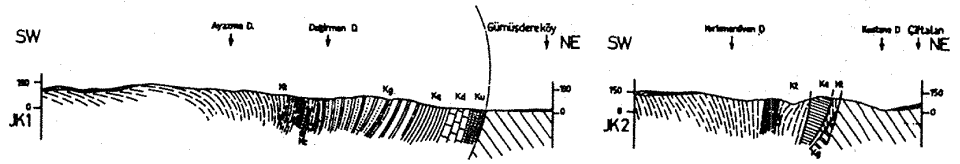
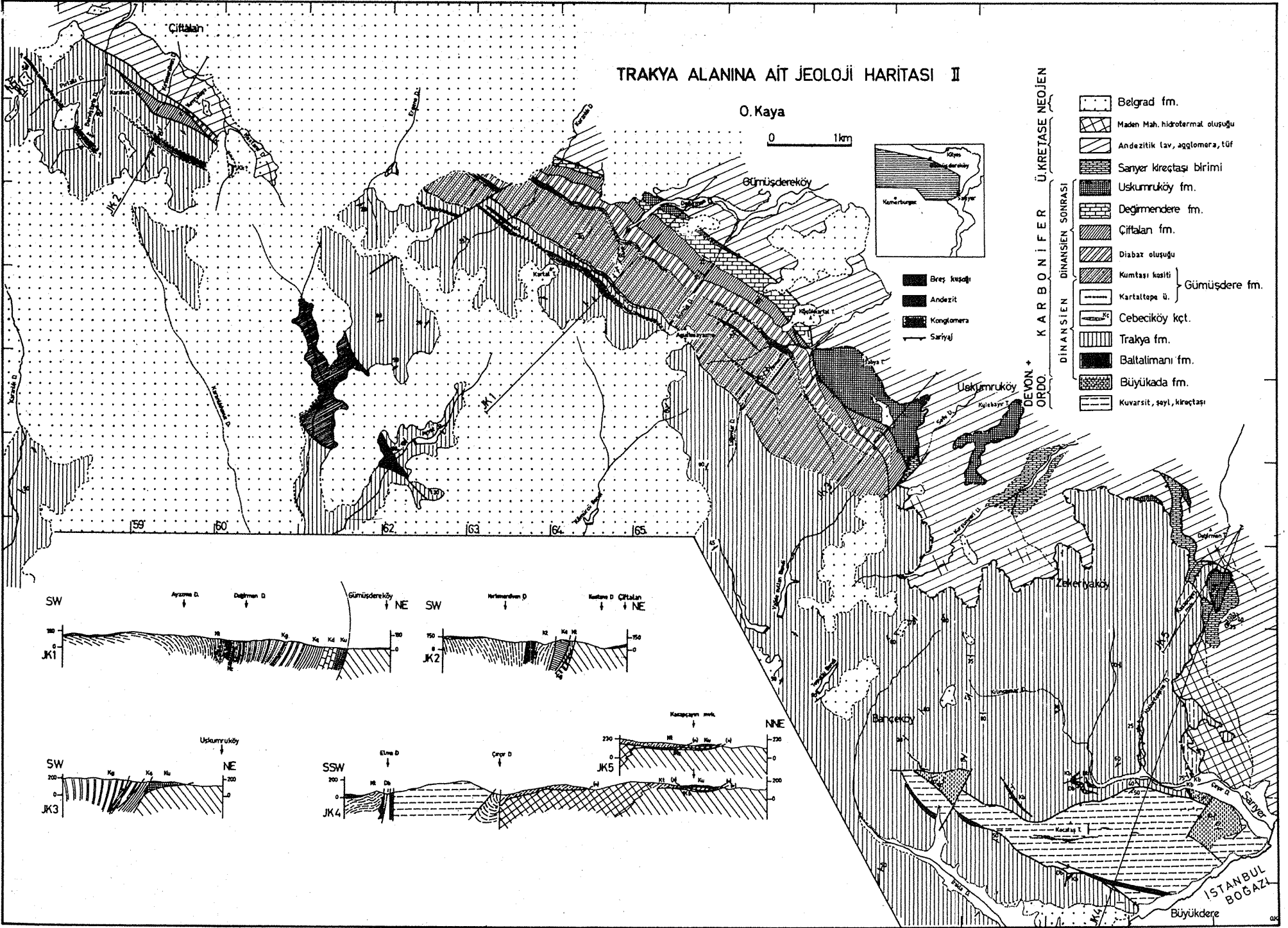


- Breş kütüğü
- Andezit
- Konglomera
- Sarıyer

DEVON + ORDO. KARBONİFER Ü. KRETASE NEOJEN

DİNANSİYEN DİNANSİYEN SONRASI

- ▨ Belgrad fm.
- ▨ Maden Mah. hidrotermal oluşuğu
- ▨ Andezitik lav, agglomera, tüf
- ▨ Sarıyer kireçtaşı birimi
- ▨ Uskumruköy fm.
- ▨ Değirmendere fm.
- ▨ Çiftalan fm.
- ▨ Diabaz oluşuğu
- ▨ Kumtaşı kesiti
- ▨ Kartaltepe ü.
- ▨ Cebeciköy kçt.
- ▨ Trakya fm.
- ▨ Baltalimanı fm.
- ▨ Büyükdere fm.
- ▨ Kuvarsit, şayt, kireçtaşı



İSTANBUL BOĞAZI

Büyükdere

VANADİNİT VE DESKLOZİT ÜZERİNE BİR ÇALIŞMA

(Astudy on Vanadinite and Desclosite)

Tuncay Kineş

M.T.A. Enstitüsü, Ankara

ÖZ : Sekonder kurşun minerallerinden olan vanadinit ve desklozit birbirinden farklı mineralojik özelliklere sahiptir. Her iki mineralde görülen zonlanma, oluşum esnasında kimyasal bileşimde değişimler meydana geldiğini ortaya koyar. Minerallerin kimyasal formülüne giren vanadyumun fillitlerden; kurşun, çinko ve bakırın ise ana sülfid yatağından geldiği anlaşılmıştır. Sekonder yatak yanıl salgı neticesinde meydana gelmiş litojen bir oluşumdur.

Sahada var olan yatay zonlanmada vanadinit + desklozit zonu en dış halkayı meydana getirdiğinden bunun dışında yeni kurşun-çinko yataklarının bulunabileceği düşünülmektedir.

ABSTRACT : Vanadinite and desclozite of secondary lead minerals occur in a cave between the overlying dolomite marble and the sericitic schist at the bottom of the Keban metamorphic massive, Elazığ county East Turkey.

The minerals having different mineralogical properties show distinct zoning marking changes in composition during the formation.

These supergene products of the lead and zinc deposit are believed to take their lead, zinc and copper content from the primary sulphides. The secondary deposit is lithogene in origin being formed by lateral secretion.

It is most unlikely that the occurrence indicates that additional lead-zinc ore bodies can be found further away from the known are bodies.

GİRİŞ

Çalışmaya konu olan numuneler Elâzığ vilâyeti, Keban Madeninin batısındaki bir mağara içinde toplanmıştır. Bu mağara Fırat nehrinin batı yakasında Nimri Yazlığı denilen yerin yaklaşık olarak 250 metre kuzeyinde bulunmaktadır. Keban masifini meydana getiren metamorfik ünitelerden alttaki kalk - şistler ile bunun üzerindeki dolomit mermerin kontakt çizgisi boyunca uzanan birçok mağaradan sadece bir kısmının duvarları birkaç sm. kalınlığında tabaka şeklinde ekono-

mik değeri olmayan vanadinit ve desklozit kaplar. Bu iki mineral bazı demir oksitlerden ayrı kütleler halinde oluşmuştur.

Mağaraların, çok gelişmiş makaslama (shear) zonlarında bulunması sekonder mineralleşmenin makaslama tarafından kontrol edildiğini ortaya koyar.

VANADİNİTİN MİNERALojİK ÖZELLİKLERİ

Vanadinit $Pb_5(VO_4)_3Cl$: Vanadinit her iki ucu bazal pinakoid yüzü ile sona eren sarımsı kahverengi kısa hegzagonal prizmalar şeklindedir. Çoğunluğu mikroskop boyutunda olan kristallerde rastlanan en büyük boyut 0,5x0,1 sm.'dir. Kısa prizmalar radyal demetler meydana getirecek şekilde uçlardan birbiri ile birleşirler. Yüksek relief veren vanadinitin pleokroizması vardır. Pleokroizma renkleri α =kahvemsî-sarı, β =kahvemsî -portakal sarısıdır. Pleokroizma, genellikle iri kristallerin çekirdek kısımlarından kenarlara doğru belirli olarak zayıflamaktadır. Pleokroizmada görülen bu değişiklik mineralin kimyasal bileşiminde kenarlara doğru bir değişikliğin işareti olabilir. Zonlanma genel bir özelliktir; paralel gelişme nedeniyle kristaller iç içe geçmiş prizmalar halindedir. İç içe geçmiş bu prizmalar kristalin gelişmesi sonucunda meydana gelmiş olup kristal gelişmesi bir tek vanadinit kristali içindeki farklı renkteki bantların çok sayıda tekrarlanması ile ayırtlanır. Renk değişimi, bileşimdeki farklılaşmanın tek bulunan kristallerin oluşumu sırasında meydana geldiğini gösterir. İkizleri olağandır. Kırılma indisi $n_y = 2,356$, $n_x = 2,300$ dür. Vanadinitin rengi ve optikçe tek akslı oluşu arsenik taşıdığına veridir. X – ray difraksiyon metodu ile 5 numune üzerinde yapılan çalışmalarda bulunan kristal parametrelerinin aritmetik ortalaması; $a = 10,31 \text{ \AA}$, $c = 7,34 \text{ \AA}$ ve $c/a = 0,712 \text{ \AA}$ olarak saptanmıştır.

DESKLOZİTİN MİNERALojİK ÖZELLİKLERİ

Desklozit $Pb(Zn, Cu)OHVO_4$: Desklozit çok değişik şekillerde oluşur; kalsit - dolomit taneleri veya vanadinit kristalleri arasında -1 mm kalınlığı geçmeyen tabakalar halinde bulunur. Vanadinit kristalleri arasında bulunduğu zaman vanadinitin yerine geçer. Boşluk çeperlerini kaplayan öhedral vanadinit kristalleri, boşluğun orta kısmını dolduran ince taneli ve renklenmiş desklozit tabakası kapsar. Desklozit seyrek olarak yerleşen öhedral vanadinit kristallerinin serbest gelişen uçlarında kalınlığı 0,01 - 0,05 mm arasında değişen bir örtü tabakası meydana getirir. Her zaman toprağımsı renk gösteren mineral pleo-

kroik olup pleokroizması vanadinite nazaran daha kuvvetlidir ve bu özelliği ile tanınması kolaydır. Pleokroizma renkleri α =yeşilimsi sarı, β =portakalımsı kahvedir. İkizleri vardır. Tek bir desklozit tanesi içindeki veya birbirine bitişik tanelerde görülen belirli renk değişimleri, desklozitin kimyasal bileşiminde meydana gelen küçük farklılaşmadan ileri gelebilir. Vanadinit kristalleri yerine geçen desklozit psödömorfları ve ayrıntılı replasmanlar, desklozitin vanadinite göre daha sonra oluştuğunu ortaya koyar.

SEKONDER KURŞUN MİNERALLERİNİN KÖKENİ VE SINIFLANDIRILMASI

Kurşun ve çinko yataklarının süperjen ürünü olan vanadinit ve desklozitin kurşun, çinko ve bakır elementlerini Keban primer sülfid yatağından aldıklarına inanılmaktadır. Yeryüzü kabuğundaki elementler arasında vanadyum çokluk yönünden 10 ncu sırayı alır. Vanadyum özellikle belirli tortul kayalarda fark edilir bir zenginlik meydana getirir. Şeylin vanadyum bakımından zengin olmasına karşılık dolomit ve kireçtaşı fakirdir. (Wasserstein, 1945) Bu nedenden şeyl benzer yataklarda muhtemel vanadyum kaynağı olarak kabul edilir. Keban'daki fillitler şeylin metamorfik eşdeğeri olduğundan vanadyumun buradan geldiği bir gerçektir. Bu gerçek analitik olarak da doğrulanmaktadır; primer sülfid yatağından alınan galen – sfalerit numuneleri ortalama % 0,003 V_2O_5 , cevher getiren kuvars siyenit porfiri % 0,01 V_2O_5 ve fillit % 0,02 V_2O_5 (Maucher, 1937), dolomit mermer % 0,005 V_2O_5 (Kineş, 1969) taşır.

Ancak vanadinitin oluşumu daha önce de belirtildiği gibi fillitten çok dolomit mermer ile ilgilidir. Bu ilgi dolomit mermerdeki kalsitin çok eriyebilir olması ile açıklanabilir. Gerçekten kalsitin çözünürlüğü vanadyumu çeker. Notestein (1918) kalsit ve vanadyum arasındaki karşılıklı ilgiyi açıklamıştır; kalsit vanadyumu, vanadit sülfat eriyiklerinden çökeltir. Vanadit sülfat eriyikleri ise alkali karbonat ve alkali bi karbonat eriyiklerinde çökeler. Bu yoldan fillitler içindeki vanadyum, sülfat taşıyan yeraltı suları ile taşınır. Bu eriyik kalsit ile ter masa gelince içindeki vanadyum yukarıda açıklandığı gibi çökeler. Her iki mineralde görülen ve uzun bir oluşum devresine işaret eden zonlanma eriyiklerin kimyasal bileşiminde devamlı bir dalgalanmayı gerektirir. Yer kabuğu içindeki bolluğu ve belirli kayalardaki zenginliği yönünden vanadyumun, kurşun ve bakır gibi jeoşimi bakımından seyrek olan elementlere göre daha çok yanal salgı (lateral secretion) ile meydana geldiğine iyi bir durum yaratır. Bilindiği gibi yanal salgı bir

kayaç içindeki elementlerin mobilizasyonunu ve bunların yakındaki bir açıklıkta çökmesi işlemini içine alır. Lovering (1963) bu işlemi daha iyi tarif etmek ve çevre koşullarını dikkate almak için litojen terimini kullanmıştır. Lovering'e göre litojen bir yatak, kayaç veya mineral yataklarındaki elementlerin selektif mobilizasyon ve rekristalizasyon ile yeni bir mineral veya mineraller oluşumu meydana getirmek üzere değişikliğe uğramasından meydana gelir. Mobilize olan elementlerin ilkel yerlerinden itibaren en az 1 sm. uzağa taşınması gereklidir. Elementleri mobilize eden madde kayacın porozite suyu gibi herhangi bir eriyik olabilir. Ancak bundan mineral yataklanmasının kısmına katılan mağnetik kökenli eriyikler dışta tutulur.

Saha ve laboratuvar gözlemleri Keban'da meydana gelen vanadinit ve desklozitin litojen bir oluşum olduğunu ortaya koymuştur.

SONUÇ

Bazı yazarların Keban cevher sahası için ileri sürdüğü; vanadinit ve desklozitin ana sülfid yatağından ayrı olarak Fırat nehrinin batı yakasında yeni kurşun - çinko yataklarına işaret edebileceği görüşü tarafımızdan doğru görülmemektedir. Zira cevherleşme sahasında bulunan iki ana merkezden birini meydana getiren Kebandere'den dışarıya doğru varolan yatay zonlanmanın en dış halkasını vanadinit ve desklozit meydana getirmektedir. Bu halkanın kurşun, çinko ve bakırı ise ana sülfid yatağından gelmiştir. Dolayısıyla anılan elementlerin hareketi içerden dışarıya doğru olduğundan vanadinit + desklozit sekonder yataklanmanın sınırını yapar.

BİBLİYOGRAFYA

- Goldschmidh, V. M. 1954 Geochemistry: Oxform Press.
- Kineş, T. 1969 The geology and ore minelalization of the Keban area east Turkey: Doktora tezi Univ. of Durham.
- Loveringr T. S. 1963 Epigenetic, diplogenetic, syrigenetic and litogene deposits: Econ. Geol. Cilt 58, s. 315.
- Maucher, A; 1937 Keban madeni zuhuratı hakkında rapor: MTA Enstitüsü Ankara.
- Notestein, F. B. 1918 Some chemical experiments bearing on the origin of certain U - V ores: Econ. Geol. cilt 13, s. 50.
- Watsserstein, B. 1945 Discussion on paper by CM . Schwellnus: Proc. Geol. Soc. South Africa, cilt, XC, s. 48

**ÇAYRAZ (HAYMANA) CİVARINDAKİ HARHOR (EOSEN)
FORMASYONUNDA ALTTAN ÜSTE DOĞRU DOKU
PARAMETRELERİNDE VE AĞIR MİNERAL BOLLUK
DERECELERİNDE DEĞİŞMELER**

**(Vertical Variations in Grain Size Parameters and Heavy Mineral
Abundance of Harhor Formation (Eocene) in Çayraz Area (Haymana))**

Teoman Norman – Madjid Rasi Rad

Orta Doğu Teknik Üniversitesi, Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Ankara

ÖZ : Genç Orta Eosen yaşlı Harhor formasyonu, Haymana antiklinali'nin kuzey kanadında yer almıştır. Bol nümmilitli ve assilinli Çayraz formasyonu üzerine ince bir konglomera seviyesi ile gelir; 50-200 sm. kalınlığındaki kumtaşı bankları ile mil (mud) arakatlardan oluşur. Kalınlığı 255 m. olup, üst kısmı aşınmıştır. Kumtaşları, volkanik kayaç parçacıkları (% 50 den fazla), köşeli kuvars, ortoklaz, plajiyoklaz taneleri ile metamorfik şist, granit, kalker, çört gibi diğer kayaç parçacıklarından oluşmuştur. Kalker çimentolu olan kayacın içinde % 20 civarında mil hamur (muddy matrix) bulunur. Volkanik arenit cinsinden bir litarenit olan bu kumtaşlarının belli başlı ağır mineralleri glokofan, granat, apatit, turmalin ve zirkondur. Bunların ilk üçü kendi aralarında bir korelasyon gösterirler. Harhor formasyonu kumlarının muhtelif bazik volkanik, metamorfik, sedimenter ve asit intruzif kayaç çevrelerinden gelerek önce neritik (sığ deniz) bir ortamda çökeldikleri, ancak çok sık oluşan tektonik hareketler sonucunda su altı heyelanları meydana getirerek zaman zaman türbid akıntılar halinde daha derin basenlere yerleştikleri anlaşılmaktadır. Ağır mineral gruplarının muhtelif seviyelerde azalıp çoğalmalarını, bölge bölge yükselmeler ve erozyon hızını etkileyen genel iklim değişmelerine bağlamak mümkün görülmektedir.

ABSTRACT : Harhor formation (Late Middle Eocene) outcrops in a small syncline, situated to the north of the Haymana Anticline. The formation overlies the Çayraz formation (with abundant nummilites and assylinas) with a thin conglomerate and consists of alternations of thick (50-200 cm.) sandstones and thin mudstone bands. Total visible thickness of the formation is 255 m. The upper part, forming the centre of the syncline, is eroded. These calcareous sandstones contain approximately 20 % muddy mat-

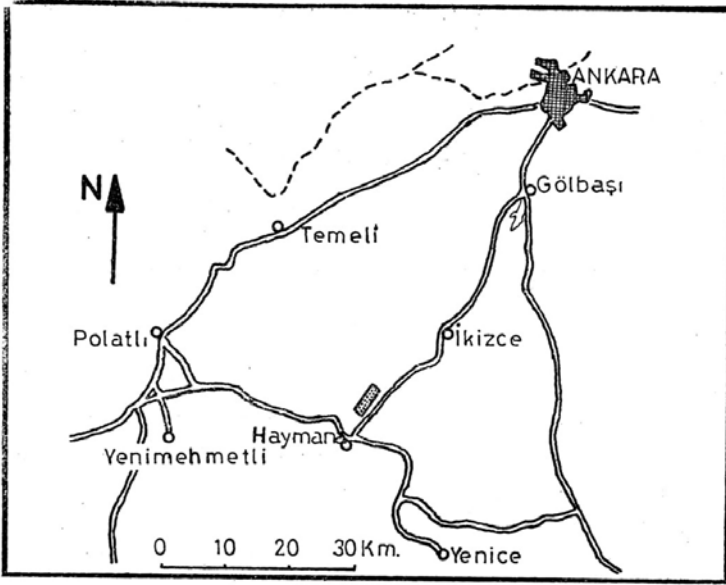
rix and consist of volcanic rock fragments (more than 50 % by volume), metamorphic schist, granite, limestone and chert fragments, as well as angular quartz, orthoclase and abundant calcic plagioclase. Thus, the rock may be named as a litharenite, or even a volcanic - arenite. Heavy minerals consist of mainly glaucophane, garnet, apatite, zircon and tourmaline, in addition to abundant opaque iron minerals and a few others. The first three minerals show a good correlation in their «abundance» (Norman, 1969) within the rocks.

Sediments of Harhor formation are probably derived from various complex sources : basic volcanic, metamorphic, sedimentary and acid intrusive areas. In technically active geologic conditions, they were first accumulated in relatively shallow marine waters (neritic environment) where from time to time, they formed submarine slumps, turning into turbidity currents. These currents resedimented the materials as turbidites in the deeper parts of the basins. The increase or decrease of abundance of various heavy mineral groups at different stratigraphic levels may be explained by differential uplift in the source areas and/or widespread climatic changes which affected the rate of erosion.

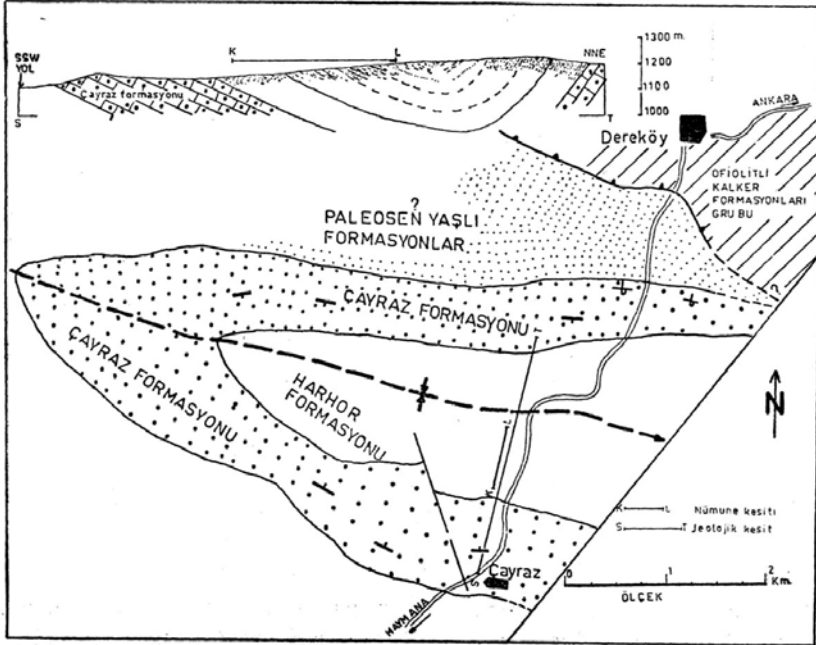
GİRİŞ

Genç Orta Eosen (Üst Lütesyen) yaştaki Harhor formasyonu (Schmidt 1960 a, b), Ankara - Haymana yolunda 67. km. civarında Çayraz kuzeyinde görülürler (Şekil 1). Genellikle NNE yönüne eğimli olan tabakalar, Haymana antiklinalinin kuzey kanadında yer almış, kabaca WNW-ESE doğrultusunda uzanan bir senklinali meydana getirirler (Şekil 2). Senklinalin ortası aşınmış bulunduğundan, formasyonun en üst kısmı görülemez. Harhor formasyonu Ankara - Haymana yoluna paralel bir kesit boyunca alttan üste doğru sistematik numune alınarak incelenmiş, elde edilen sonuçlar aşağıda kısaca belirtilmiştir.

Bölgede daha önce çalışmış bulunan Lahn ve Lokman (1945), Erol (1954), Rigo ve Gortesini (1960 a, b), Schmidt (1960 a, b) ve Yüksel (1970), en çok formasyonların muhtelif ölçeklerde haritalanması, stratigrafileri ve tektonik yapılarının özellikleri ile meşgul olmuştur. (Çizelge 1). Yüksel çok değerli çalışmalarında daha derine inerek petrografik etüdü de yapmış, ancak doku ve ağır mineral analizleri konularına girmemiştir. Bu bakımdan, şimdiki çalışmanın bu alandaki bir boşluğu doldurma yolunda ilk adım olacağını ümit ediyoruz.

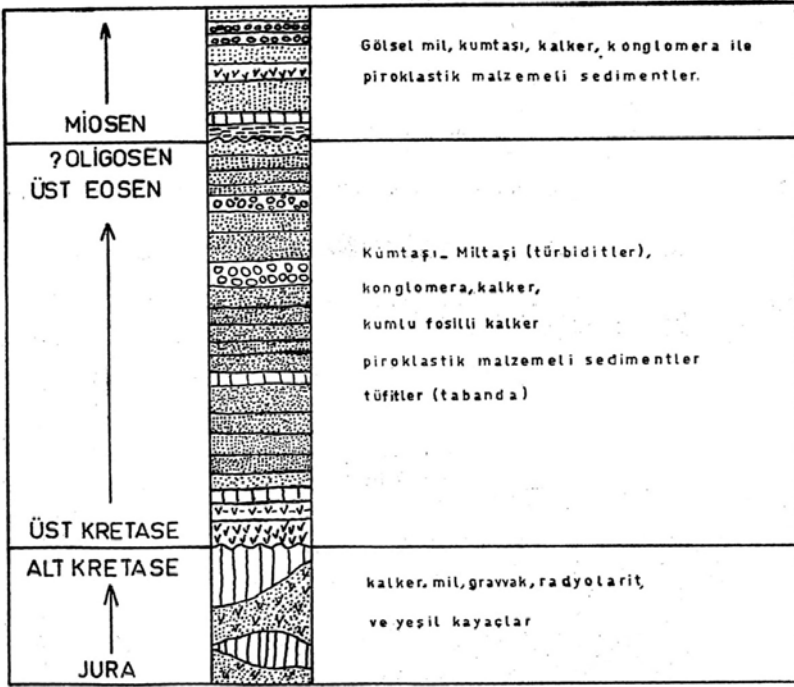


Şekil : 1 — Çayraz (Haymana) alanında Harhor formasyonunun nümune alınan kesitinin yeri (Noktalı)



Şekil : 2 — Haymana bölgesinin genel jeolojisinin krokisi ve SSW-NNE doğrultusunda jeolojik kesiti. (Daha önce çalışanlardan özellikle Erol, 1954, Schmidt, 1960 a, b, ve Yüksel, 1970 esas alınmıştır.)

Alanın genel jeolojisi: daha önce jeolojik inceleme yapanların çalışmalarına dayanarak şöyle özetlenebilir: Tabanda Jura -Alt Kretase yaşlı, muhtelif kalker, gravvak miltaşı (mudstone) radyolarit ve yeşil kayalardan oluşmuş bir formasyonlar grubu bulunmaktadır. Bunun üzerine transgresif olarak volkanik sedimentler (tüfit), fliş tipi türbiditler (dereceli tabakalanma gösteren kumtaşları ile mil ardalanması) ve bol fosilli kumlu kalkerlerden oluşmuş ikinci bir formasyonlar grubu gelmektedir. (Rigo ve Cortesini, 1960 a, b). İkinci grubun yaşı Üst Kretase (Mestrihtien) 'den Üst Eosen'e (dahil) kadar uzanmaktadır. (Şekil 3). Bahis konusu



Şekil : 3 — Genel Stratigrafi Dizilimi (Rigo ve Cortesini 1960, Schmidt 1960 Yüksel 1970 esas alınmıştır.)

Harhor formasyonu bu grubun üst kısımlarına doğru yer almaktadır. Üçüncü formasyonlar grubu ise, öncekilerin tektonizmaya ve aşınmaya uğramasından sonra (Schmidt, 1960 a) çökelmiş olup, daha ziyade görsel kumtaşı, kalker ve miller ile piroklastik malzemeden oluşmuştur. Genellikle yatay veta az eğimli olan bu

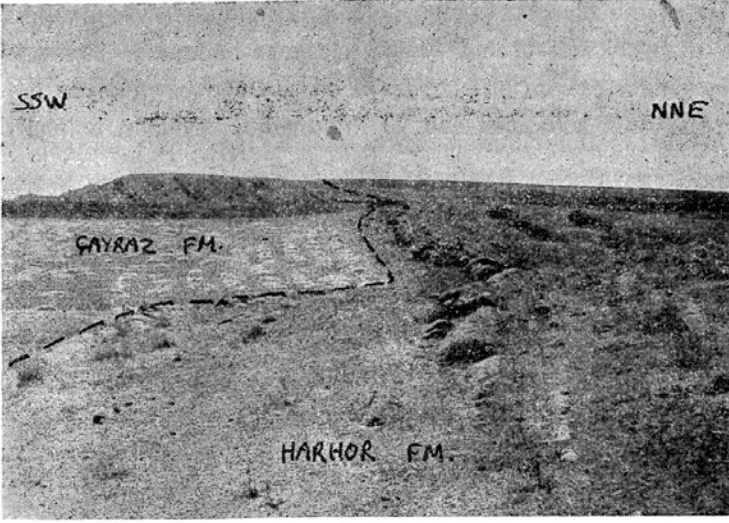
formasyonlar grubunun yaşı Miosen'den Pliosen'e (dahil) kadar uzanır. Alanın kuzey ve batısında, tabandaki yeşil kayaçlı formasyon grubu yüzeye çıkar. Doğu ve güneyde ise Kırşehir masifinin kompleks asit ve intermedier kayaçları bulunur.

İncelenen Harhor formasyonu ilk defa olarak Schmidt tarafından adlandırılmıştır (1960 a). Çayraz alanında ince bir taban konglomerası ile, alttaki bol nümümlitli ve assilinalı Çayraz formasyonunun üzerine gelir (Çizelge 1 ve Şekil: 4) Ankara - Hayma-

	Lahn ve Lokman 1945	Erol 1954	Rigo ve Cortisini 1960 a	Schmidt 1960 a	Yüksel 1970	Şimdiki Çalışma 1971
Oligosen						
Eosen	Paleosen-Eosen flişi	Lütesyen flişi	Eosen flişi	Harhor formasyonu	---	Harhor formasyonu
				Çayraz formasyonu	Çayraz formasyonu	
paleosen						

Çizelge : 1 — Harhor formasyonu alanında daha önce çalışanların verdikleri adların korelasyonu

na yolunun 67: km.'si civarında yolun sağında bulunan bir çeşme bu sınırın takriben 15 m. üzerine isabet etmektedir. (Şekil 4). Daha ziyade orta tane boylu kumtaşı bankları (50 - 200 sm. kalınlıkta) ile bunların aralarında bulunan ince mil (mud) arakatgılarından oluşan Harhor formasyonunun tabakaları, daha kuzeyde yer alan bir senklinal eksenine doğru eğimli olup (Şekil 2), bu eksene varana kadar formasyonun kalınlığı yaklaşık olarak 255 metredir. Üst kısımlara doğru bazı tabakalar, taşınmış ve kısmen nümümlitleri ihtiva etmektedir. Formasyonun belirtilen bu kısmından, ölçülü aralıklarla seçilen kumtaşı banklarının ortalarından (Norman 1969) 23 adet numune alınarak laboratuar analizlerine tabi tutulmuştur. (Levha I).



Şekil : 4 — Harhor formasyonunun taban kısmı. Tabakalar NNE yönünde eğimlidir. Buğday demetleri olan tarla alttaki formasyonda açılmıştır, Foto : Rad.

Teşekkür. - Arazi ve laboratuvar çalışmalarının düzenlenmesinde bize yardımcı olan Prof. Dr. Melih Tokay'a (O.D.T.Ü), Dr. Zati Ternek'e (M.T.A. Enstitüsü) ve Doç. Dr. Gürol Ataman'a (Hacettepe Üniv.) teşekkür ederiz.

PETROGRAFI

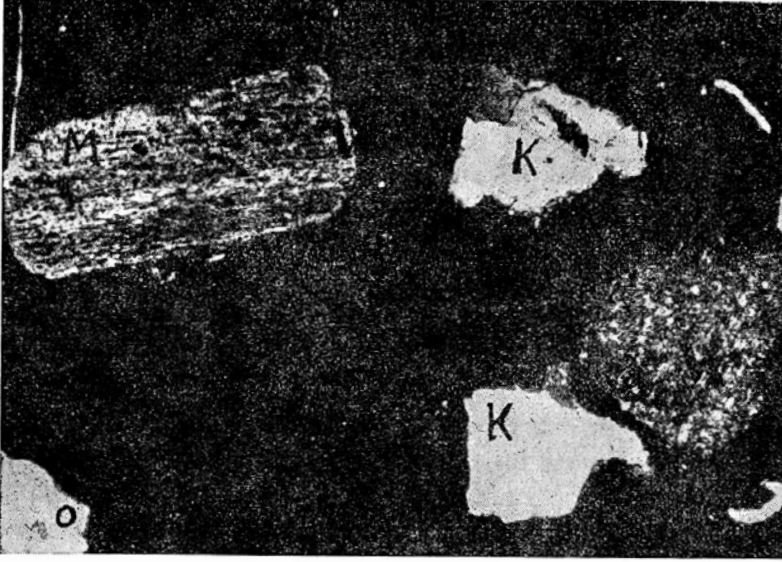
Harhor formasyonun takriben %90'ını teşkil eden kumtaşları, esas itibarıyla kaya parçacıkları, kuvars, feldispat ve milden meydana gelmiş olup, kalsit ile çimentolanmıştır. Kayacın ortalama olarak %20 hacmini mil (silt + kil) teşkil etmektedir.

Mineraloji

Kayaç parçacıkları, kumlu kısmın %50'sini veya bazan daha fazlasını meydana getirmektedir. Bunların yarısından fazlası volkanik kayaç parçacığı olup, ya devitrifiye olmuş volcan camı, veya feldispat mikrolitleri ve fenokristleri (bitovnit - labradorit) ihtiva eden biotitli, kloritli andesitik veya bazik lav parçaları halindedir (Şekil 5). Plutonik kayaç parçacıkları orta büyüklükte tanelerden meydana gelmiş kuvars ve potasyumlu feldispat minerallidir;

fazla bozulma göstermemektedir. Pek az miktarda çört, kalker, ve metamorfik şist parçacıkları görülür.

Kuvars taneleri genellikle çok keskin köşeli olup, düzsönme (straight extinction) ve az inklüzyonu havidir. Bunların da çoğunlukla volkanik kökenli olması düşünülmektedir.



Şekil : 5 — Fotomikrograf. K = kuvars, M =, meîamorfik şist, O = ortoklaz
V = volkanik cam (devitrifiye) ile feldispat mikrolitleri. Metamorfik şistin ' uzunluğu 700 mikrondur. Foto: Rad. Çapraz nikol.

Feldispat parçaları, fazla bozulma göstermeyen ortoklaz ile, bitovnit-labradorit kompozisyonundaki plajioklazlardan ibarettir. Bu sonuncularda zaman zaman serizitleşme görülmektedir.

Tartışma ve sonuç

Kumtaşlarını oluşturan parçacıkların büyük çoğunluğun volkanik kökenli oluşu, çabuk bozulabilen kalsiyumlu plajioklazların nisbeten taze durumda bulunmaları ve nihayet volkanik kuvarsın mevcudiyeti, bu sedimentlerin esas itibariyle volkanik bir kaynaktan (source) türemiş olduklarına işaret etmektedir (FOLK, 1968). Ancak, asit plutonik kayaç parçacıkları ile, çört ve kalker

gibi sedimentlerin ve bazı metamorfik şist parçacıklarının bulunuşu, sediment kaynağının kompleks olduğuna veya sedimentlerin birden fazla kaynaktan türemiş olduklarına işaret etmektedir. (Metamorfik şist parçacıklarının nisbeten az oluşu, bu maddenin taşınma sırasında nisbeten kolaylıkla dağılıp ayrılmasından ileri gelebilir). Mineralojik yönden, asit plutonik parçaların E'daki Kırşehir masif kompleksinden, diğer parçaların ise W, NW ve N yönündeki Mesozoik Ofiolitli Kompleksden (Mof) gelmeleri akla uygun düşmektedir.

Hacim itibariyle büyük bir yüzdesi kayaç parçası olan bu kumtaşları, Folk sınıflamasına göre «Litarenit» adını alır. Bu parçacıkların çoğunluğu volkanik kökenli olduğundan, daha spesifik olarak kayaca «Volkanik arenit» adını verebiliriz (Folk, 1968, s. 124).

DOKU ANALİZİ

Metot

Numuneler gevşek bir kalsit çimentosu ile bağlı olduğundan, taş kırıcı (Jaw crusher) ile takriben 0,5 cm. boyda parçalandıktan sonra asetik asitle ısıtılmış, daha sonra suda kaynatılmış ve nihayet havanda lastik tokmakla dövülmek suretiyle tanelere ayrılmıştır. Kırma işleminin, tane boyu ve ağır mineral analizlerinde önemli bir etkisi olmadığı, daha önce yapılan çalışmalardan anlaşılmıştır (Henningsen, 1967). 44 mikrondan küçük olan silt ve kil malzeme dekantasyon metodu ile alındıktan sonra, geride kalan kum ve kaba silt fraksiyonu elek analizine tabi tutulmuştur. Genellikle elek aralıkları 1/2 Ø aralıklı olup, ince kısımlar 1/4 Ø aralıkta alınmıştır. Kullanılan elek aralıkları şunlardır (parantez içindeki rakamlar mikron olarak elek delik büyüklüğünü göstermektedir) : -0,5 Ø (1400 mikron); 0,0 (1000); 0,5 (710); 1,0 (500); 1,5 (355); 2,0 (250); 2,5 (180); 3,0 (125); 3,25 (105); 3,5 (90); 3,75 (75); 4,0 (63).

Elde edilen analiz sonuçları aritmetik-olasılık (arithmetic - probability) grafik kâğıdı üzerinde kumulatif eğriler olarak çizilmiştir. (Çizelge 2; Şekil 6) Her numune için hazırlanan bu eğri-

lerden 1, 5, 16, 25, 50, 75, 84 ve 95 yüzdelere isabet eden tane boyu değerleri \emptyset cinsinden okunarak, Folk ve Ward (1957)'in for-
müllerinde yerlerine konmuş ve Mz (ortalama tane boyu), Si (boy-
lanma), Sk (asimetri derecesi), Md (median) ve C (en kaba tane
boyu): parametreleri bulunmuştur (Çizelge 3).

$$Mz = \frac{\emptyset 16 \% + \emptyset 50 \% + \emptyset 84 \%}{3}$$

$$Si = \frac{\emptyset 84 \% - \emptyset 16 \%}{4} + \frac{\emptyset 95 \% - \emptyset 5 \%}{6,6}$$

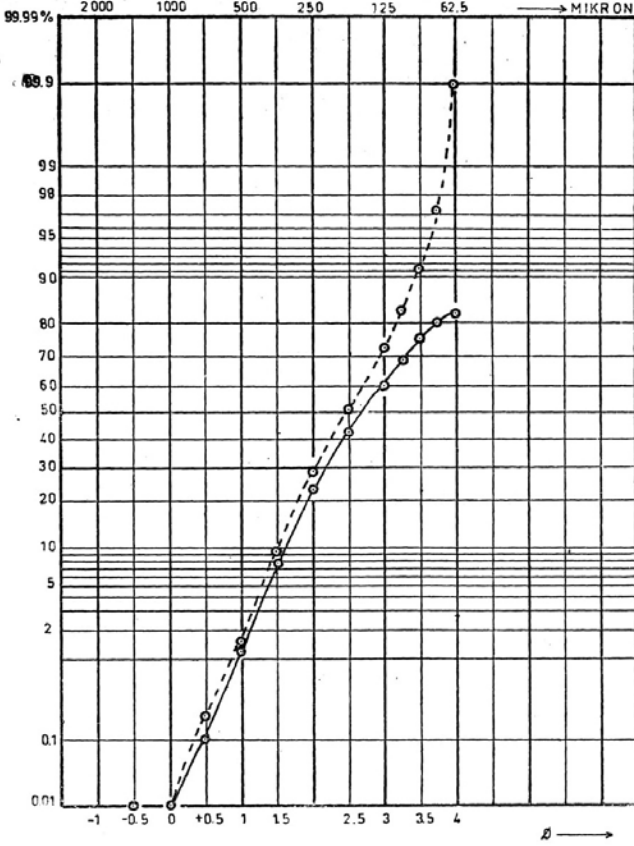
$$Sk = \frac{\emptyset 16 \% + \emptyset 84 \% - 2 \emptyset 50 \%}{2 (\emptyset 84 \% - \emptyset 16 \%)} + \frac{\emptyset 5 \% + \emptyset 95 \% - 2 \emptyset 50 \%}{2 (\emptyset 95 \% - \emptyset 5 \%)}$$

$$Md = \emptyset 50 \%$$

$$C = \emptyset 1 \%$$

KUM VE MİL (SİLT + KİL)						KUM KISMI	
Tane boyu sınıfı		Ağırlık		Kümülatif Ağırlık		Kümülatif Ağırlık	
mikron	\emptyset	gram	%	gram	%	gram	%
- 1400	-0.5	0	0	0	0	0	0
1400 - 1000	0.0	0	0	0	0	0	0
1000 - 710	0.5	0.850	0.1	0.100	0.1	0.100	0.2
710 - 500	1.0	0.100	1.1	0.950	1.2	0.950	1.5
500 - 355	1.5	5.000	6.4	5.950	7.6	5.950	9.3
355 - 250	2.0	12.350	15.9	18.300	23.5	18.300	28.6
250 - 180	2.5	14.200	18.3	32.500	41.8	32.500	50.8
180 - 125	3.0	14.050	18.1	46.550	59.9	46.550	72.8
125 - 105	3.25	6.600	8.5	53.150	68.4	53.150	83.1
105 - 90	3.50	5.100	6.7	58.250	75.1	58.250	91.1
90 - 75	3.75	3.850	5.0	62.100	80.1	62.900	97.1
75 - 63	4.0	1.800	2.3	63.900	82.4	63.900	99.9
Pan		13.700	17.7	77.600	100.1		
Toplam		77.600				63.900	
Kayıp		0.150					

Çizelge : 2 — 17 No.'lu nümunenin tane boyu dağılımı



Şekil : 6 - 17 numaralı numunenin tane boyu dağılımını gösteren (cumulatif eğri - (aritmetik - olasılık grafik kağıdına çizilmiştir). Kesiksiz eğri mil (silt + kil) kısmı ile beraber, kesikli eğri ise sadece kum kısmının dağılımını göstermektedir. Parametrelerin hesaplanmasında kesikli eğri esas alınmıştır.

Analiz ve Sonuç

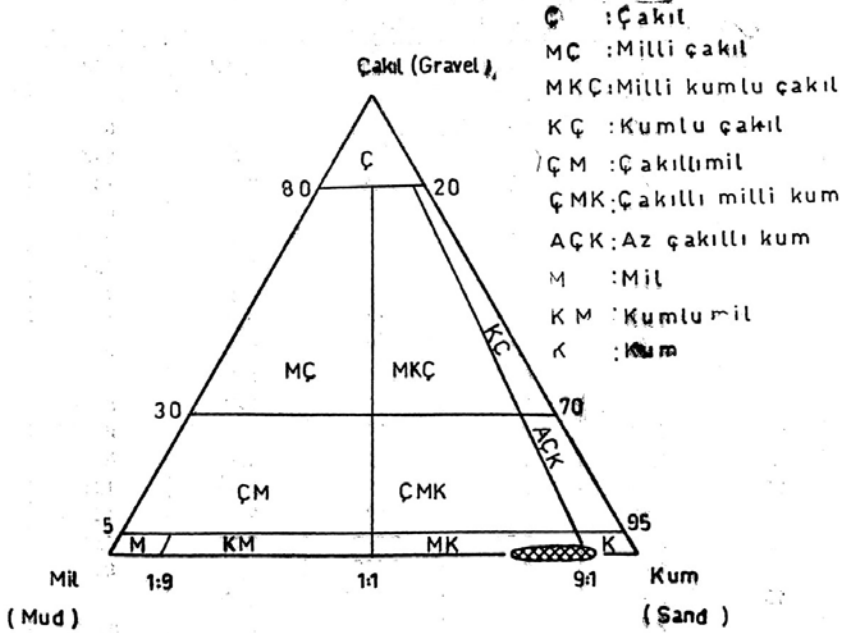
Numunelerin ortalama tane boyu değerleri, boylanma ve asimetri dereceleri incelendiğinde, kumtaşlarının genellikle orta derecede boylanma gösteren, simetrik veya biraz ince tane fazlalığı olan asimetrik dağılımlı kumtaşı olarak adlandırılabilirler ortaya çıkmaktadır. İçerisinde hiç çakıl görülmeyen bu kayaçlar, Folk (1968) sınıflamasında Milli Kumtaşı (Muddy Sandstone) adını alır (Şekil 7).

Numune No.	Mz (Ø)	Si (Ø)	Sk	Md (Ø)	C (Ø)
1	2.05	0.91	0.040	2.00	- 0.10
2	2.28	0.79	0.050	2.25	0.40
3	2.48	0.59	0.047	2.50	1.20
4	2.23	0.74	0.075	2.20	0.50
5	2.15	0.68	0.119	2.05	0.70
6	2.73	0.55	0.060	2.70	1.25
7	2.37	0.64	0.187	2.30	1.10
8	2.75	0.51	0.087	2.70	1.35
9	2.28	0.69	0.091	2.25	0.80
10	2.13	0.82	0.104	2.05	0.20
11	2.45	0.67	0.331	2.40	0.70
12	2.20	0.79	0.000	2.20	0.30
13	2.00	0.88	0.226	1.90	0.30
14	2.50	0.66	0.037	2.50	1.20
15	2.53	0.65	0.062	2.50	1.00
16	2.77	0.53	0.010	2.75	1.25
17	2.50	0.76	0.000	2.50	0.90
18	2.63	0.56	0.113	2.60	1.50
19	2.25	0.77	0.268	2.15	0.80
20	2.17	0.87	0.073	2.10	0.30
21	2.70	0.62	0.000	2.70	1.40
22	2.00	0.77	0.021	1.90	0.50
23	2.28	0.64	0.325	2.15	1.20

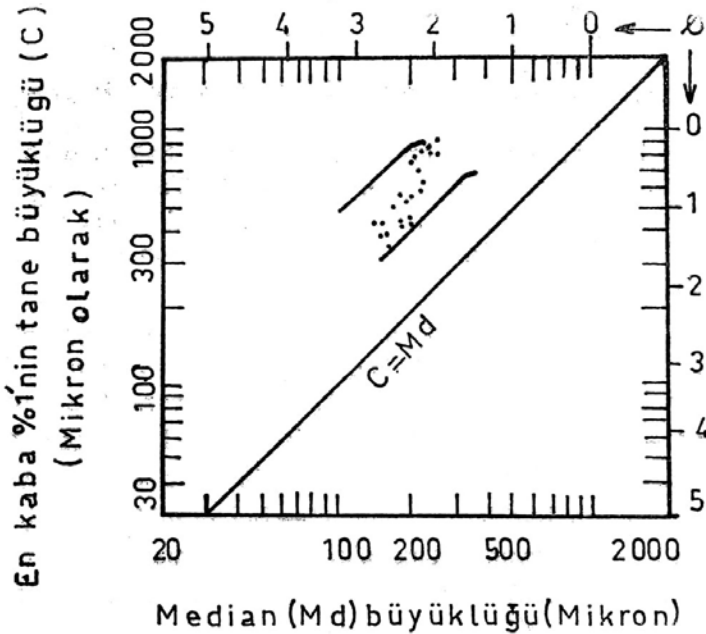
Çizelge: 3 — Harhor formasyonundan alınan 23 nümunenin doku parametreleri.

Mz ve Si parametreleri arasında bir negatif bağıntı görülmektedir (Şekil 8); yani ortalama tane boyu küçüldükçe sediment daha iyi boylanmış görülmektedir. Ancak bu durumun kısmen, 44 mikrondan küçük tanelerin dekantasyon yoluyla analizden çıkarılmasından ileri geldiğini düşünürüz.

Bu sedimentlerde Mz, Si ve Sk parametreleri arasında çökelme ortamını belirtecek anlamlı bir bağıntı (korelasyon) bulunamamıştır (Friedman, 1961; Koldijk, 1963; Moiola ve Weiser, 1968). Bununla beraber C — Md parametreleri numunelerin belli bir bölgede toplandıklarına işaret etmektedir (Şekil 9). Bu dağılım, Passega ve Byramjee (1969) tarafından hazırlanan genel C — Md grafiği ile karşılaştırılırsa, Harhor formasyonu numunelerinin muhtemelen aşağıdaki taşınma (transportation) özelliklerine sahip oldukları ortaya çıkmaktadır :



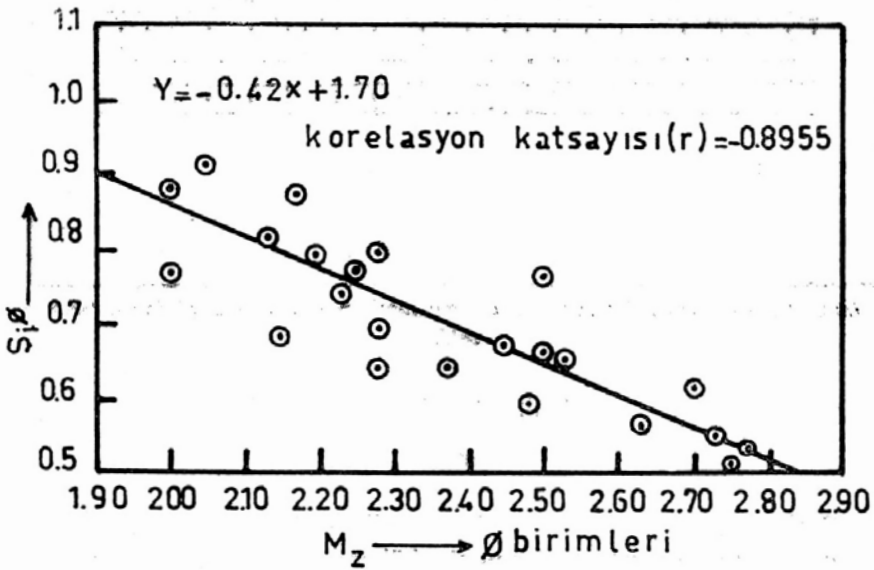
Şekil : 7 — Klastik kayaların tane boyu kompozisyonuna göre adlandırılmaları (Folk, 1968, esas alınarak sadeleştirilmiştir).



Şekil : 8 — Mz ve Si parametreleri arasında negatif bağıntı; çizgi, «en küçük kareler» metodu ile tahmin edilen korelasyon eğrisidir.

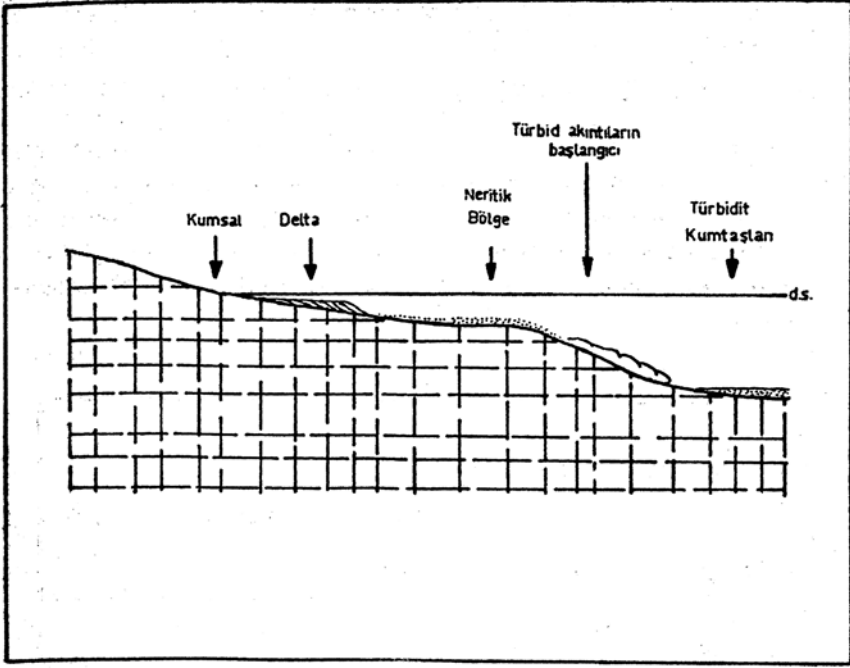
- 1) Kısmen orta; kısmen de yüksek derecede bir türbilans taşınmış olmaları
- 2) Dereceli (graded) süspansiyon halinde taşınmış bulunmaları.

Her iki sonuç da, Harhor sedimentlerinin son buldukları yere türbid akıntılar vasıtasıyla getirildiklerine işaret etmektedir. Tanelerin çok keskin köşeli bulunmaları, metamorfik şist ve kalker gibi «yumuşak» parçacıkların fazla aşınmadan taşınabilmeleri, tektonik bir hareketliliği, dolayısıyla türbid akıntı teşekkül etme ortamını belirtmektedir.



Şekil : 9 – Toplanan 23 numunenin C ile Md parametreleri arasındaki bağıntı; kısa paralel çizgiler, dağılım şeridinin muhtemel kenarlarını belirtmektedir. C = Md dağılım limitidir.

Formasyon içinde nümmilitlerin bulunması bir denizel çökme ortamını işaretlemektedir. Ancak sedimentlerin en son buldukları yere türbid akıntılarla gelebilmeleri için, önce daha yüksek bir yerde, örneğin delta veya neritik bir ortamda çökelmiş olmaları ve buradan yeniden sedimentasyon (resedimentation) yoluyla alt kademelere yerleşmeleri gereklidir (Şekil 10). Bu sonucun, Harhor formasyonu sedimentleri için tutarlı olduğu görüşündeyiz.



Şekil : 10 — Harhor formasyonu sedimentlerinin oluşumunu gösteren temsili şekil.

AĞIR MİNERALLER

Genel

Sedimentler içinde yoğunluğu genellikle 2,9'un üstünde olan bu mineraller incelenerek, malzemenin kökeni ve taşınma şartları hakkında bazı ilave sonuçlar elde etmek mümkün olmaktadır. Gerek ağır minerallerin ayrılmasında, gerekse kantitatif analizlerinde küçük bazı yenilikler yaptığımız için burada bunlardan kısaca bahsedeceğiz.

Ayrırma Metodu

Ağır mineraller sedimentlerden Tetrabrometan (CHBr_2 , CHBr_2 , özgül ağırlık = 2,96) kullanmak suretiyle ve santrifüj yoluyla ayrılmıştır. Her defasında 6 numune aynı anda santrifüje tabi tutulmuş ve 2500 devir/dakika'da 15 dakika döndürülmüştür. Ancak, bu sürede alet arasına durdurularak, tüplerin üst kısımlarındaki sedimentier bir iğne ile karıştırılmış, bu suretle, araya sıkışmış olan ağır

minerallerin aşıya düşmeleri sağlanmıştır. Santrifüj sonunda, tüpün üst yarısındaki hafif mineraller özel bir kaşıkla atılmış ve tüpün dibinde toplanan ağır mineraller ise, 20 ml.'lik bir şırıngaya takılmış 1 mm. çaplı ve 15 cm. uzunluğu olan bir «ponksiyon iğnesi» ile çekilmiştir. Çekme işlemine başlamadan önce şırıngaya biraz temiz tetrabrometan doldurmak, ağır minerallerin pistonu yapışmasını önlediğinden, daha iyi sonuçlar vermiştir. Alkolle yıkanıp kurutulan ağır mineraller mikrobölücü (microsplitter) ile daha ufak bölümlere ayrılmış ve bu bölümlerden bir tanesi, üzerine 3 mm. aralıklarla kareler çizilmiş olan mikroskop lamalarına Kanada balsamı ile yapıştırılmıştır. Üstleri lamelle örtülen slaytlar mikroskop altında incelenmiş, ağır minerallerin cinsleri ve adet olarak miktarları tesbit edilmiştir.

Mineraller

Ayrırma sonucu tetkik edilen başlıca mineraller şunlardır: Opak mineraller (magnetit, hematit, limonit, pirit, lökoksen), Glokofan, granat, apatit, zirkon, turmalin, biotit, sfen, klorit, epidot ve az miktarda birkaç başka mineral. Bunlardan sadece opak mineraller (toplam olarak) ve müteakip diğer beş mineral etüt edilerek sayımları yapılmıştır.

Glokofan — Saydam olan bu mineralin karakteristik pleokrizma renkleri mor, mavi, deniz mavisi ile renksiz arasında değişmektedir. Bu renkler interferans renklerini maskeleymektedir. Taneler genellikle şekilsiz olmakla beraber, sütun şeklinde olanlara da sık sık rastlanmaktadır. Oldukça yüksek bir rölyefi olup, gelişigüzel çatlaklar kristalleri keser.

Granat — Bu formasyonda iki cins granat görülmüştür. Birincisi açık sarı-açık kahve renklerinde köşeli veya az köşeli taneler halindedir; yüksek rölyefi vardır. İkincisi ise daha az görülür; renksiz, dodekahedral ve düzgün şekilli (euhedral)'dir. Bütün granatlarda genellikle demiroksit inklüzyonları bulunur.

Apatit — Şekilsiz (anhedral) veya az düzgün şekilli (subhedral) olarak görülen bir renksiz mineral, alçak mertebede interferans renkleri gösterir. Paralel sönme ve yüksek rölyefleri ile tanınması kolaydır. Az köşeli veya az yuvarlak (subrounded) taneler halindedir.

Zirkon — Bu sedimentlerde zirkon şekilsiz, az düzgün şekilli veya düzgün şekilli formlarda görülür. Renksiz olan mineral,

yüksek rölyefi ve karakteristik interferans renkleri ile tanınır. İçinde kristal inklüzyonları mevcuttur. Mineral az köşeli veya az yuvarlak halde bulunmaktadır.

Turmalin – Yüksek rölyefli, şekilsiz veya az düzgün şekilli formlarda bulunan mineral, pleokroik olup, gri - kahve, koyu kahve ve yeşilimsi mavi renkleri gösterir. Taneler köşeli veya az köşelidir.

Kantitatif analiz metodu

Klasik usûlde mineral tanelerinin sayılıp bunların her slaytta yüzdeler olarak ifade edilmesindeki mahzurlar (sayı frekansının hacim veya ağırlık frekansını yansıtmaması, yüzdelerin bir «kapalı sistem» teşkil etmesi... v.b) daha önce bu konuda çalışanlar tarafından muhtelif yerlerde belirtilmişti (Rittenhouse, 1943, Krumbein, 1962; Krumbein ve Graybill, 1965, s. 242; Hutton, 1950; Hunter, 1967; Norman, 1969). Bu sebepten şimdiki çalışmamızda, Norman (1969) tarafından geliştirilen bir analiz metodu uyguladık.

Bu yeni metotta, tartılmış olan sediment numunesi elek analizinden geçirilmekte ve her tane boyu sınıfının (size class) ağır mineralleri ayrılmakta ve sayılmaktadır. (Ancak mineraller slayda konamayacak kadar fazla olduğu takdirde, mikrobölücü ile belli bir oranı alınmakta, sayımdan elde edilen sonuç bu oranla çarpılmaktadır;) Tane boyu sınıflarından bir tanesi esas kabul edilip ($t = 0$) bu sınıftaki taneler «nominal tane» (= birim tane) olarak adlandırılmakta, bu sınıftan daha büyük ve daha küçük sınıfta bulunan tane adetleri, belli katsayılarla çarpılarak, nominal tane cinsine çevrilmektedir (Şekil 11 ve çizelge 4).

\emptyset	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	
Mikron	500	355	250	180	125	90	63	
t	-4		-3		-2		-1	
$F_t = (k^t)^t$	64.00	22.827	8.00	2.827	1	0.3536		

Şekil: 11 – 1/2 0 aralıklarla ayrılan tane boyu sınıflarındaki mineral adetlerini $t = 0$ sınıfında bulunan «nominal tane» cinsine çevirmek. Örneğin, $t = -2$ sınıfındaki bir adet mineral, hacmi bakımından 8 adet «nominal tane»'ye eşittir; bu sebepten 8.00 çarpanı ile çarpılmalıdır. (Norman, 1969).

Bütün tane boyu sınıflarındaki nominal taneler toplanıp analiz edilen sediment numunesinin ağırlığına bölününce, o mineralin bir gram sedimentteki nominal tane adedi, yani Bolluk derecesi (abundance) ortaya çıkmaktadır :

$$\text{Bolluk derecesi (A)} = \frac{\text{nt. Ft}}{W}$$

nt : bir (t) sınıfındaki gerçek mineral adedi

Ft : (t) sınıfıyla ilgili çarpan

W : Analizi yapılan numunenin ağırlığı (gram)

t	Ft	t	Ft
— 6	512.0	0	1.000
— 5	181.0	1	0.35361
— 4	64.0	2	0.12500
— 3	22.627	3	0.04419
— 2	8.000	4	0.01562
— 1	2.828	5	0.00552
		6	0.00195

Çizelge : 4 — 1/2 0 aralıklarla ayrılan tane boyu sınıflarındaki (1/2 0 size classes) mineral adetlerini, t = 0 sınıfındaki «nominal tane» adedine çevirmek için kullanılan çarpanlar (Ft).

Bolluk derecesi, doğrudan doğruya o mineralin bir gram numunedeki hacmi ile orantılıdır (Norman, 1969). Ayrıca, her mineral ayrıca ele alındığı için, kapalı bir sistem meydana gelerek bir mineral miktarının diğerlerini etkilemesi söz konusu değildir.

Bu çalışmada (t = 0) «nominal tane» sınıfı 3,0 — 3,5 Ø (125-90 mikron) değerleri arasında seçilmiştir. Böylece sediment içerisindeki her ağır mineralin bolluk derecesi, bu sınıfın orta noktası olan 3,25 Ø (105 mikron) boyundaki «nominal tane» miktarı cinsinden ifade edilmiştir (Çizelge 5). Aşağıda, bu sonuçlar birbirleriyle karşılaştırılarak bazı bağıntıların kurulmasına çalışılmıştır.

Tartışma ve sonuçlar

Glokofan, granat ve apatit bolluk dereceleri arasında müsbet bir korelasyon olduğu görülmektedir (Şekil 12, a, b, c). Ayrıca opak minerallerin de toplam olarak bu korelasyona katıldığı göze çarpmaktadır (Levha 1). Korelasyon katsayıları % 0,1 olasılık (proba-

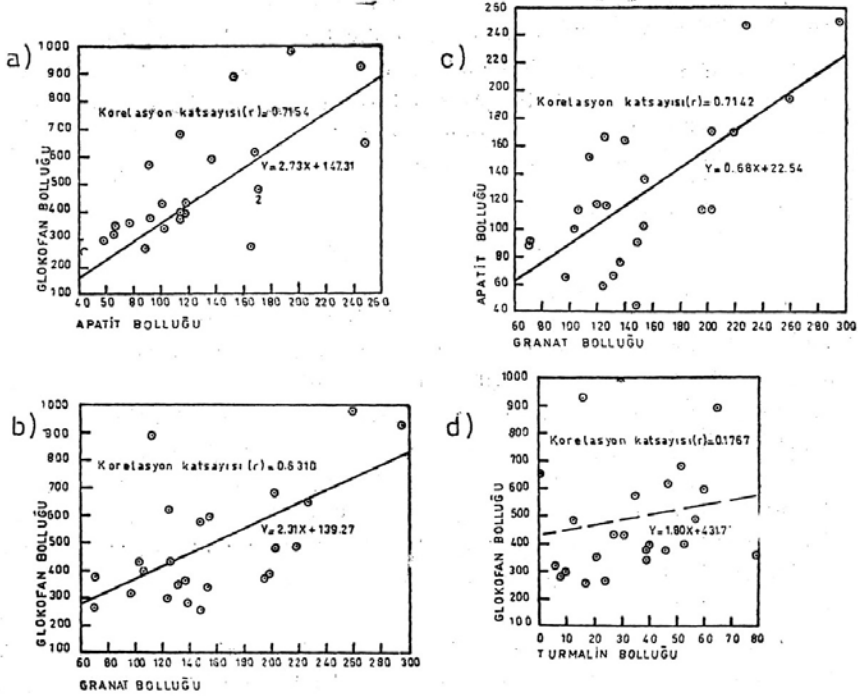
Numune		Mineral Bolluk derecesi (bir gramda nominal tane adedi)					
No.	Gram	Opak	Glokofan	Granat	Apatit	Zirkon	Turmalin
1	64.650	7066.49	259.98	148.77	45.21	21.67	17.34
2	81.000	7141.54	284.24	139.62	165.42	17.30	8.41
3	61.050	9629.06	621.60	125.81	168.75	21.63	47.79
4	62.650	9417.50	435.27	126.55	118.44	20.53	31.22
5	74.900	18349.64	932.79	295.91	251.93	44.28	16.09
6	72.350	10687.57	656.35	227.82	248.53	36.99	1.56
7	78.50	12724.52	485.10	203.53	171.55	64.44	13.83
8	63.650	9258.56	575.57	148.17	91.69	52.46	35.04
9	71.050	19564.93	684.73	203.16	115.85	27.27	51.97
10	73.600	12946.00	354.79	132.23	67.79	38.38	21.39
11	72.000	6061.71	268.06	70.60	89.00	16.59	24.11
12	69.450	15283.87	364.75	137.89	77.91	24.94	79.11
13	74.400	29440.20	489.11	219.99	171.54	44.57	57.69
14	72.850	8720.94	395.86	119.18	119.03	40.22	40.66
15	78.400	12100.74	378.23	195.87	115.69	26.42	46.13
16	83.300	11575.34	595.20	154.31	137.27	48.73	60.61
17	77.750	8485.36	346.63	153.62	103.44	37.31	38.99
18	73.400	11759.30	381.48	71.36	92.22	37.76	39.48
19	79.400	12513.33	399.45	106.04	115.70	38.66	53.72
20	71.100	19312.72	987.16	259.95	195.94	35.64	30.43
21	86.600	12455.16	892.31	114.98	153.91	98.66	65.06
22	80.200	11455.54	324.45	97.07	66.63	16.56	6.34
23	79.500	11462.50	434.15	103.68	101.20	59.45	27.00

Çizelge : 5 — Harhor formasyonunda bir gram nümune içinde bulunan her ağır mineralin bolluk derecesi (bir gramdaki nominal tane adedi)

bility) seviyesindedir. Zirkon ve turmalin kendi aralarında bağıntılı gözükmeyle beraber, birinci gruptaki minerallerde düzgün bir korelasyon vermemektedir (Şekil 12 d). Opak - glokofan - granat - apatit mineral grubunda bir artma olduğunda, zirkon-turmalin grubu etkilenmemekte, buna mukabil birinci grupta bir azalma olduğunda, ikinci grup mineraller de buna uymaktadır. Örneğin, levha 1 de, A,C,D seviyelerinde birinci grup, G, E seviyelerinde ikinci grup artmakta, B, F seviyelerinde ise her iki grup birden azalmaktadır. C ve D seviyelerindeki birinci grup mineral artışları zayıf bir şekilde de olsa, ortalama tane boyu ve boylanma ile ilgili görünmektedir.

Bütün bu müşahedelerin ikili veya üçlü deneylerle sağlamaları yapılmamış olmakla beraber, genel bazı sonuçların çıkarılması mümkündür.

1 — Zirkon ve turmalinin yanısıra nisbeten daha fazla bir bolluk derecesinde glokofan ve apatit gibi yumuşak, dayanıksız mineral-



Şekil : 12 — a) Glokofan ve apatit bolluk derecelerinin korelasyonu.
b) Glokofan ve granat bolluk derecelerinin korelasyonu
c) Apatit ve granat bolluk derecelerinin korelasyonu
d) Glokofan ve turmalin arasında korelasyon çok zayıftır. Eksenlerdeki rakamlar, bir gram numunedeki nominal tane adedini göstermektedir.

lerin bulunmaları, süratli taşınma ve tektonik dengesizliğe (unstable) işaret etmektedir.

2— Hernekadar glokofan, granat ve apatit arasında oldukça iyi bir korelasyon görülüyorsa da, bunların aynı kaynaktan geldiklerini iddia etmek hatalı olur. Ancak, aynı faktör veya faktörlerin (örneğin, bölgenin tektonik yükselmesi, dolayısıyla erozyon hızının her yerde artması) hepsini etkilediği düşünülebilir. Bu görüşten hareketle spekülasyonu bir parça daha genişleterek, zirkon - turmalin sağlayan kaynağın birinciden farklı olduğu ve ayrı zamanlarda artmalarının, ayrı zamanlarda tektonik yükselmelerden ileri geldiği öne sürülebilir.

3 — Azalmalara bütün minerallerin hep birden iştirak ediyor görünmeleri, iklim değişimleri gibi daha universal bir nedene bağlanabilir. Örneğin, mineral kaynaklarının bulunduğu bütün bölgede

iklimin kurak hale gelmesi, her yerde birden sedimentlerin azalmasına sebep teşkil edebilir. Aynı sonuç, çok hareketli tektoniği olan bu bölgede, yaygın bir çökme (subsidence) ile de elde edilebilir.

GENEL SONUÇLAR

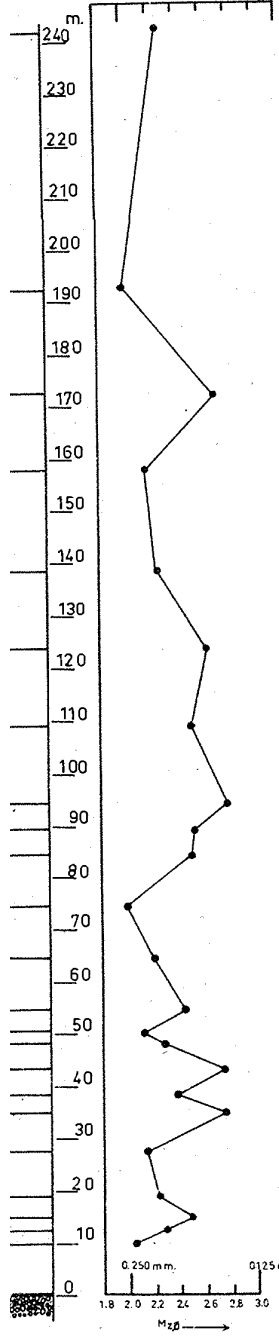
Genç Orta Eosen yaşlı denizel Harhor formasyonu milli kumtaşı banklarından ve arakatgılı mil (mud, shale) tabakalardan oluşmuştur. Kumtaşı kompozisyon itibariyle volkanik arenit cinsinden olup, çoğunlukla volkanik, biraz bazik kayaç (kalsiyumlu plajiyoklas), metamorfik yeşil şistler (glokofan) ve muhtelif sedimentler (kalker, çört) ihtiva eden kaynaklar ile biraz da asit kayacı (granit parçacıkları, ortoklaz, granat, apatit, turmalin, zirkon) havi olan kaynaklardan oluşmuştur. Muhtemelen bu kaynaklardan birincisi alanın N-NW yönlerinde, ikincisi ise E ve SE yönlerinde yer almıştır (Yüksel, 1970). Kaynaklardan havzaya doğru sığ akıntılarla taşınan sedimentler, önce deltaik veya neritik bir ortamda çökelmişler, daha sonra tektonik sarsılmalar sonucunda zaman zaman sualtı heyelanları meydana getirerek türbid akıntılar halinde daha derin basenlere iletilmişlerdir.

Kalsiyumlu plajiyoklaz ve glokofan gibi, hava etkisinden (weathering) çabuk bozulabilen minerallerin mebzul miktarda olması, sedimentlerin çabuk taşındığına ve havadan etkilenecek vakit olmadığına işaret etmektedir. Ancak, bütün minerallerin birden azalması iklim değişiklikleri (erozyon hızının azalması) veya geniş çapta çökme hareketleri ile, gruplar halinde mineral artışları ise bölge bölge tektonik yükselmeler ile izah edilebilir. Bu sıralarda tektonik faaliyetlerin çok fazla olduğu anlaşılmaktadır.

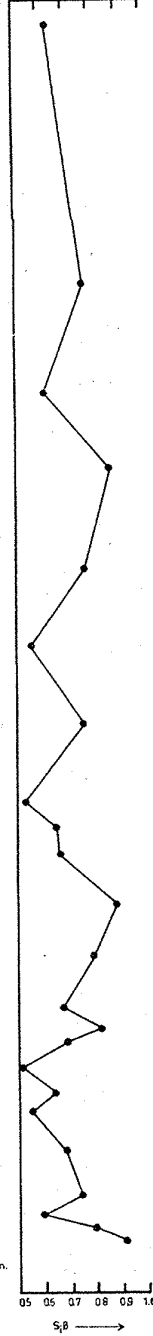
BİBLİYOGRAFYA

- Erol, O., 1954. Ankara ve civarının jeolojisi hakkında Rapor. MTA Enstitüsü Derleme Raporu No. 2491 (neşredilmemiş).
- Folk, R. L. ve Ward, W.C., 1957. Brazos river bar: a study in significance of grain size parameters, J. Sediment. Petrol., 27: 3-26.
- Folk, R.L., 1968. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's Austin Texas. 170s.
- Friedman, G. M., 1961. Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J. Sediment. Petrol., 31 : 514-529.
- Henningsen, D., 1967. Crushing of sedimentary rock samples and its effect on shape and number of heavy minerals. Sedimentology. 8: 253 - 255.

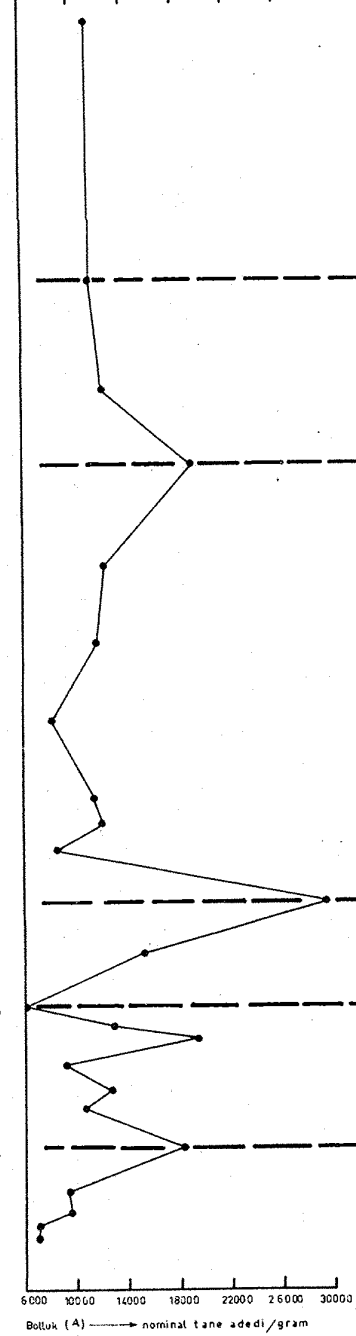
UNE LERİ
ORTALAMA TANE BOYU
(MEAN SIZE)



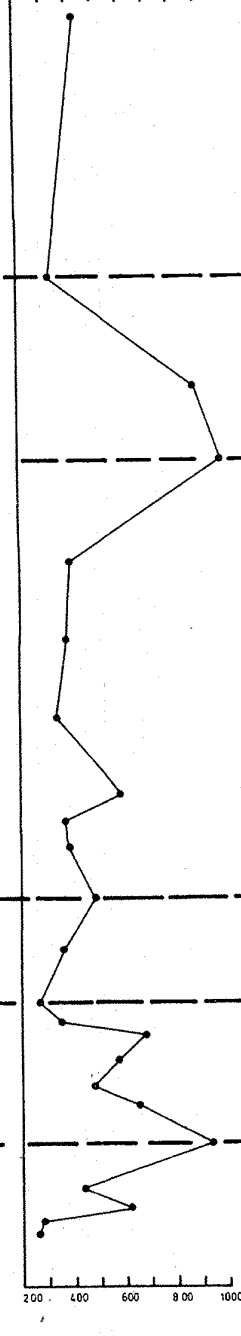
BOYLANMA
(SORTING)



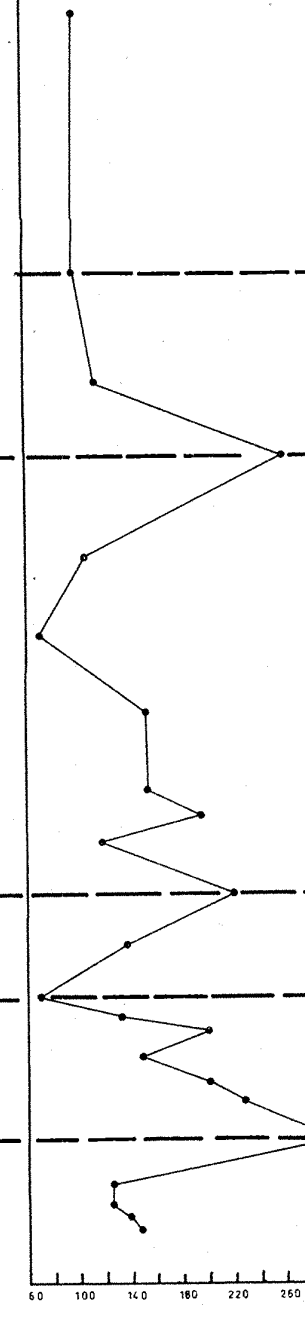
OPAK MİNERALLER
(OPAQUE MINERALS)



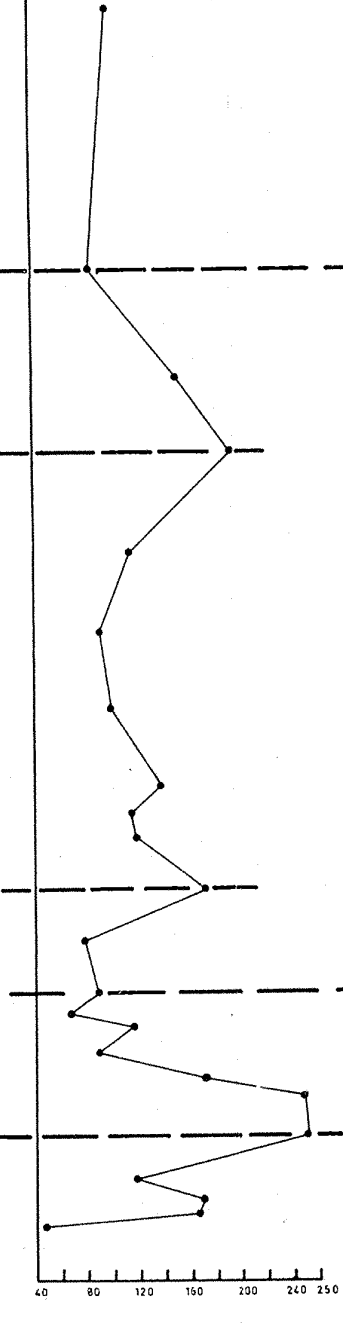
GLOKOFAN
(GLAUCOPHANE)



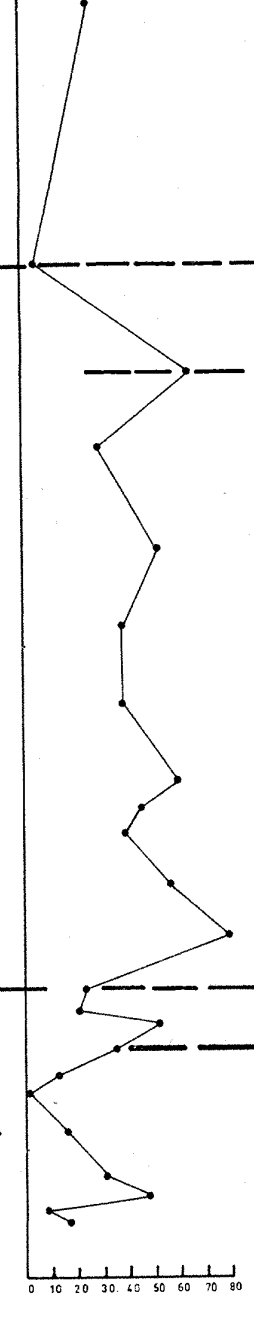
GRANAT
(GARNET)



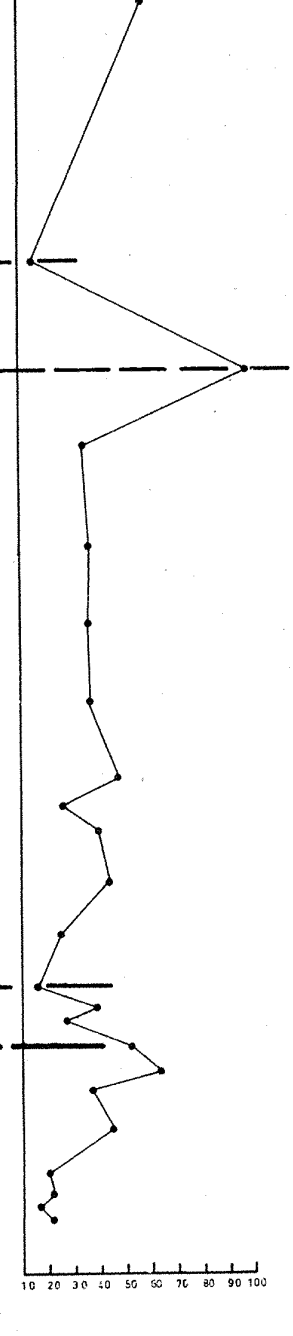
APATİT
(APATITE)



TURMALİN
(TOURMALINE)



ZİRKON
(ZIRCON)



F
E
D
C
B
G
A

Bolluk (A) — nominal tane adedi/gram

- Hunter, E. R., 1967. A rapid method for determining weight percentages of unsieved heavy minerals. *J. Sediment. Petrol.*, 37: 521-529.
- Hutton, C. D., 1950. Studies of heavy detrital minerals. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 61 : 635-716.
- Koldijk, W. S., 1968. On environment-sensitive grain-size parameters. *Sedimentology*, 10: 57-69 .
- Kurmbein, W. C. 1962. Open and closed number systems in stratigraphic mapping. *Amer. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 46: 2229-2245.
- Krumbein, W. C. ve Graybill, F.A., 1965. An introduction to statistical models in geology. McGraw Hill Inc. N.Y.
- Lahn, E. ve Lokman, K., 1945. Polatlı-Haymana sahasının petrol imkânları. MTA Enstitüsü, Derleme Raporu No. 1646 (neşredilmemiş).
- Moiola, R. J. ve Weiser, D., 1968. Textural parameters : An evaluation. *J. Sediment Petrol.*, 38: 45-53.
- Norman, T. N., 1969. A method to study the distribution of heavy minerals grain abundance in a turbidite. *Sedimentology*. 13 : 263-280.
- Passega, R., 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *J. Sediment. Petrol.*, 34: 830-847.
- Passega, R., ve Byramjee, R., 1969. Grain-size image of clastic deposits. *Sedimentology*. 13: 232-252.
- Rad, M.R., 1971. Vertical variations in textural parameters and heavy mineral abundance of Harhor formation (Eocene) in the Çayraz (Haymana) area. MS tezi. ODTÜ, Jeoloji Mühendisliği Bölümü.
- Rigo, M. ve Cortesini, A., 1960a. Regional Studies - Central Anatolia Basin Progress Report No. 1, (Stratigraphy). State Petroleum Archive, Ankara.
- 1960b. Regional Studies - Central Anatolia Basin Progress Report No. 2, (Structure). State Petroleum Archive, Ankara.
- Rittenhouse, G., 1943. Transportation and deposition of heavy minerals. *Geol. Sbc. Am. Bull.*, 54: 1725-1780.
- Schmidt, G.C., 1980a. Geological evaluation of the Licenses MEM/360-363 and MEM/365-367 District II. State Petroleum Archive, Ankara.
- 1960b. Surrender report of Licenses 360-363 District II. State Petroleum Archive, Ankara.
- Yüksel, S., 1970. Etude géologique de la région d Haymana (Turque Centrale). Thèse présentée à la Faculté des Sciences de l'université Nancy pour l'obtention du grade de Docteur ès-sciences Naturelles, (neşredilmemiş).

TÜRKİYE JEOLJİ KURUMU BÜLTENİ YAYIN KURALLARI

Türkiye Jeoloji Kurumu Bülteninde yayınlanmak üzere gönderilecek yazıların aşağıda belirtilen nitelik ve kurallara uygun olmaları gereklidir.

NİTELİK

Yazılar Yer Bilimlerine yeni bir katkısı olan orijinal çalışma veya eleştirili derleme (critical review) niteliğinde ve şimdye kadar yurt içi veya dışında yayınlanmamış olmalıdır.

YAZILARIN DİLİ

Yazı Türkçe, İngilizce, Fransızca veya Almanca dillerinden yalnız biriyle yazılmış olmalıdır. Yazı Türkçe ise «Öz» hem Türkçe ve hem de adı geçen dillerden biriyle yazılmalıdır. Yazı yabancı dilde yazılmış ise aynı dildeki bir «Öz»'ün den başka, Türkçe bir «Öz»'ü ve bir de «Özet»'i bulunmalıdır.

YAZILARIN PLANI

Yazılar olanaklar oranında şu bölümlere ve ayrıntılara göre hazırlanmalıdır.

Başlık ve yazar adları ile meslek adresleri,öz, metin, sonuçlar, **özet (gerektiğinde), bibliyografya, ekler (varsa).**

BAŞLIK VE YAZAR ADLARI VE MESLEK ADRESLERİ

Başlık yazının konusunu kısaca, açık ve yeterli bir şekilde belirtmeli ve büyük harflerle yazılmalıdır. Yazar adları bir alt satırda ünvanlı olarak küçük harflerle yazılmalıdır. Bunu izleyen satırda da yine küçük harflerle yazarların meslek adresleri, idarî veya akademik makamları gösterilmeksizin belirtilmelidir.

ÖZ (ABSTRACT)

Öz'de sadece sonuçlar kısaca belirtilmelidir. Kısa notlar dışında bütün yazıların bir özü bulunmalıdır. Öz, yazarın bilinenlere gerçek katkısını yansıtmalıdır. Öz genişletilmiş bir «içindekiler cetveli» niteliğinde olmamalı, yazının ne hakkında olduğunu değil, neyi anlatmak istediğini belirtmelidir. Konu hakkında önceden bilinenlerle, yapılan çalışma arasında bir karşılaştırma yapılmamalı, özün bildirici niteliği göz önünde bulundurularak «bu tartışılmıştır», «şu incelenmiştir», «şu sonuçlara varılmıştır» gibi yan cümleler kullanılmamalıdır. Yazının içindeki levhalar, çizimler veya graflara atıf yapmaktan kaçınılmalıdır. Öz, açık ve kolay anlaşılır bir üslupta yazılmalı ve kısa cümleler tercih edilmelidir. Özün uzunluğu 300 kelimeyi geçmemelidir. Kısacası, bir öz en az kelimeyle, en açık dille, en çok bilgiyi vermeği amaç edinmelidir.

METİN

Bir yazı «Giriş» ile başlamalı, tartışmalar (varsa) ana metnin sonunda ayrı bir başlık altında verilmelidir.

GİRİŞ

İnceleme alanı veya diğer bir konunun yerini, zamanını ve önemini belirterek başlamalı, birlikte çalışanlara ve emeği geçenlere teşekkürleri, aynı alan veya konuda yapılan önceki çalışmaların bir özetini kapsamalıdır. Ayrıca kullanılan yöntem ve işlemlerle, izlenen sınıflama ve diğer kabullerden de girişte sözedilmelidir.

Ana Metin

Ana metin yazının cinsine, yazarın bağlı olduğu ekole ve diğer bir takım öznel ölçülere göre farklı biçimlerde olabilir de aşağıda belirtilen hususların gözönünde bulundurulması gerekir.

Metin İçi Başlıklar

En çok dört derecede olmalıdır. Dördüncüden ileri derecede metin içi bölümleri parantezli rakamlar, daha küçük bölümler ise parantezli küçük harflerle gösterilmelidir. Ancak sistematik başlıkların kullanılmaları kendine özgü bir durum göstereceğinden bu sınırlamaya girmez.

Birinci derecedeki başlıklar büyük harflerle yazılmalı ve satırla-

rın ortasına getirilmelidir. İkinci derecedeki başlıklar kelimelerin ilk harfleri dışında küçük harflerle yazılmalı ve gerekirse satırın ortasına getirilmelidir. Üçüncü derecedeki başlıklar, sol baştan başlamalı ilk kelimenin birinci harfi büyük, diğerleri küçük harflerle yazılmalıdır. Dördüncü derecedeki başlıklar sol baştan başlamalı ilk kelimenin ilk harfi büyük diğerleri küçük yazılmalı ve siyah yazılması için altları çizilmelidir. Bu başlıktan sonra nokta ve çizgi .-) işaretleri gelmeli ve bunları metin izlemelidir.

Örneğin:

BİRİNCİ DERECE BAŞLIKLAR

İkinci Derece Başlıklar

Üçüncü derece başlıklar.

Dördüncü derece başlıklar. – Metin buradan devam eder.

1) Bölümler

a) Alt bölümler

Atıflar

Metin içinde yapılacak atıflar şu iki örnekten birine uygun olmalıdır: «Raman formasyonu dört üyeye ayrılmıştır (Workman, 1965)». «Workman (1965) Raman formasyonunu dört üyeye ayırmıştır». Atıf bir başka yayın içinde atıf şeklinde bulunuyorsa, mümkünse önce orijinal yazara atıf yapılır sonra parantez içinde bu atıf aktaran yazar belirtilir.

Örnekler: Lebling'in Çakraz civarında Liyas'tan söz ettiği bilinmektedir, (Lebling, 1932: Charles, 1933 den).

Eğer orijinal yayın bilinmiyorsa:

.....Lebling'in Çakraz civarında Liyas'tan sözettiği bilinmektedir (Charles, 1933 den).

Dipnotlar

Dipnotlar, basım işlerini zorlaştıracak ve okuyucunun dikkatini ana konudan saptıracağı gözönünde bulundurularak, olanakların elverdiği oranda az kullanılmalıdır. Dipnotlar birden fazla ise bütün metinde sıra güder şekilde numaralanmalı ve bulunduğu sayfanın hemen altına konulmalıdır.

Stratigrafi adlamaları

Metinlerde geçecek bütün stratigrafi terimlerinin, Türkiye Stratigrafi Komitesi tarafından hazırlanmış M.T.A. Enstitüsü yayınlarından «Stratigrafi Sınıflama ve Adlama Kuralları» (1968)'na uygun olmasına çalışılmalıdır.

Paleontoloji adlamaları

Bu konuda «Code International de Nomenclature Zoologique, XV. Congres International de Zoologie: Int. Trust Zool. Nomenclature, London 1961» kararlarına uyulmalıdır. Verilen fosiller de şu sıra gözetilmelidir:

Protozoa

- Foraminifera
- Radiolaria
- Tintinioidea
- Chitinozoa

Metazoa

- Spongia
- Coelenterata
 - Anthezoa
 - Tabulata
 - Hydrozoa
- Vermida
 - Bryozoa
 - Brachiopoda
- Annelida
- Mollusca
 - Seaphopoda
 - Lamellibranchiata
 - Gastropoda
 - Cephalopoda
- Arthropoda
 - Trilobita
 - Branchiopoda
 - Ostracoda
 - Myriapoda
 - Insecta
- Echinodermata
 - Echinoidea
 - Holothuriode
 - Cystoidea

Blastoidea
Stomocorda
Graptolita
Tentaculita

Vertebrata

- Cins : Latince olarak, italik harflerle ve ilk harf büyük olarak,
 Tür : Latince ve italik harflerle ve tamamen küçük harf olarak yazılmalıdır.
 Yazarın adı : Büyük harfle başlamalı, tarih ondan sonra konulmalıdır.
 Alt - Familya : Familya ve daha yüksek topluluklar: Latince olarak ve ilk harf büyük olarak yazılmalıdır.

Örnek:

- Düzen (Ordo): Fusulinida Rauzer - Çernousova ve Fursenko 1959
 Üst - Familya: Fusulinidea Möller, 1878
 Familya : Ozawainellidae Thompson ve Foster, 1937
 Alt-Familya : Staffellinae Mikluho - Maklay, 1949
 Cins (Genüs) : Pseudoendothyra Mihailov, 1939
 Tür (Espes) : Pseudoendothyra struvei (Möller)

Üslup (Stil)

Uzun, karmaşık cümleler ve parantez içi düşüncelerden olanaklar oranında kaçınılmalıdır. Bülten uluslararası nitelikte olduğundan yazılar herkesin anlayacağı bir sadelikte yazılmalıdır. Türkçe yazılan yazılarda yabancı terimlerin Türkçe karşılıkları varsa kullanılmalıdır, gerekirse, metinde ilk olarak kullanıldığı yerde Türkçe terimin yanına parantez içinde yabancı dildeki karşılığı yazılmalıdır. Eleştiriler nesnel bir düzeyde tutulmalı, asla kişisel tartışmalara yer verilmelidir.

Tartışmalar

Ana metinde açıkça ve ayrıntılı şekilde belirtilmeyen, fakat tartışılmasında yarar umulan yöntemler, verilerin güvenilirliği ve karşılaştırılması, kabuller ve buna benzer hususlar ayrı bir «Tartışmalar»

başlığı altında toplanılabilir. Bazı durumlarda tartışmalar «Sonuçlar» kısmında ele alınabilir.

SONUÇLAR

İncelemelerden elde edilen sonuçlar ana çizgileriyle ve öz olarak «Sonuçlar» bölümünde belirtilmelidir. Önceden söz edilmeyen hususlar bu bölümde yer almamalıdır. Açıklığı sağlamak amacı ile sonuçların maddeler şeklinde verilmesinde yarar vardır.

ÖZET (SUMMARY)

Esas itibarıyla öz gibi hazırlanmakla beraber bazı tartışmaları ve bunların muhtemel sonuçlarını kapsayabilir. En çok altıyüz kelime olmalıdır.

BİBLİYOGRAFYA

Metin içinde geçen her yayın «Bibliyografya» bölümünde verilmeli, metin içinde geçmeyen yayınlar bu bölüme konulmamalıdır. Verilen bibliyografya bilgileri şu sırayı izlemelidir: Yazarın soyadı, adlarının baş harfleri, yayının yapıldığı yıl, makalenin adı, yayının adı, cilt ve veya sayı no.'su

Örnek:

Zeschke, G., 1954, Türkiye'deki florit zuhurları hakkında: Türkiye Jeolojisi Kurumu Bülteni, V, 171-178.

Kitaplar için şu bilgiler verilmelidir: Yazarın soyadı, ilk adının ve diğer adlarının baş harfi, yayının yapıldığı yıl, kitabın adı, baskısı, yayıncının adı, yayının yapıldığı şehir, kitabın toplam sayfa sayısı.

Örnek:

Weller, J. M. 1960, Stratigraphie principles and practice. Harper and Row, New York, 725 s.

Bibliyografya alfabetik olarak düzenlenmelidir. Soyadı dikkate alınarak aynı yazara ait yayınlar yayın tarihlerine göre kendi aralarında sıralanmalıdır. Kişisel (yazı ile veya sözlü olarak) görüşmelere yapılan atıflar, metinde parantez içinde verilmeli, fakat «Bibliyografya» bölümünde belirtilmemelidir. Bibliyografya bilgilerinde imlâ, yazı adı, sayfa numarası gibi hususlarda yanlış yapmamaya büyük titizlik gösterilmelidir. Karışıklığa yer vermemek için yayın adlarında yapılacak kısaltmalar olanaklar oranında az tutulmalıdır.

Lâtin harfleri ile yazılmayan dillere ait bibliografya'da yazar adı Türkçe okunuşuna göre veya belirtilen bir standarda göre verilmelidir. (TSE.f A.B.D. Kongre Kitaplığı, Afnor v.s.).

EKLER (APPENDICES)

Metin içine alınması dikkatin dağılmasına sebep olacak, uzun ve referans niteliğindeki bilgiler özel hallerde makalenin sonunda «Eklere» başlığı altında verilebilir.

Örneğin: İstatistik bilgileri, lokasyon koordinat cetvelleri, formüllerin çıkarılması, v.b. gibi.

FORMATLA İLGİLİ AÇIKLAYICI BİLGİLER

Türkiye Jeoloji Kurumu Bültenine ve diğer adlar altında çıkacak yayınlara kabul edilecek yazılar 28x21.5 sm boyutlarında, kalın daktilo kâğıdının bir yüzüne, kâğıdın dört tarafında en az iki buçuk (2,5) sm boşluk bırakılmak şartıyla, daktilo ile yazılmalıdır. Sayfalar, sıra güder şekilde numaralanmalıdır. Yazılar çizim ve fotoları dahil, biri orijinal, biri kopya olmak üzere iki nüsha halinde gönderilmelidir. Yazılar çift aralıkla yazılmalı, 100 daktilo sayfasını geçmemelidir. Metin ile ilgili çizimler, siyah-beyaz olarak, boyutları 13X20 sm'ye indirildiği zaman kolayca görülebilecek bir şekilde, aydinger kâğıdı üzerine çini mürekkep ile çizilmelidir.

Fotolar parlak kâğıda kontrastlı basılmış olmalıdır. Grup halinde basılacak fotoğrafların bir takımı levha haline getirilmeli, diğerleri tek olarak gönderilmelidir. Bütün çizim ve fotoğraflarda mutlaka çizgisel ölçek kullanılmalıdır. Çizimler ve fotoğraflar üzerine şekil ve çizelge No.'ları yazılmamalı, bunlar bir sayfaya sıra güden bir liste şeklinde, açıklamalarıyla birlikte daktilo edilip metnin en sonuna eklenmelidir.

Bütün tek fotolar ve çizimler (haritalar dahil) metinde «Şekil» olarak anılmalı, grup halindeki fotoğraflardan «Levha» olarak sözedilmelidir. Şekiller, metinde anılma sırasına göre kendi aralarında, levhalar ve çizelgeler de benzer düzende numaralanmalıdır.

Çizimler ve fotolar metin içinde bahsedilen hususları açık ve seçik olarak belirtecek nitelikte olmalı, konu dışı foto ve çizim ve ayrıntılardan kaçınılmalıdır.

TÜRKÇE BAŞLIK
(Yabancı dil başlık)

Adı Soyadı
Adres

ÖZ :

ABSTRACT :

GİRİŞ

BİRİNCİ DERECE BAŞLIK

İkinci Derece Başlık

Üçüncü derece başlık

Dördüncü derece başlık. —

1) Bölüm

a) Alt bölüm

SONUÇ

BİBLİYOGRAFYA

Altınlı, I. E. 1954...

Baykal, F. 1946...