

T.P.J.D. BÜLTENİ TAPG BULLETIN



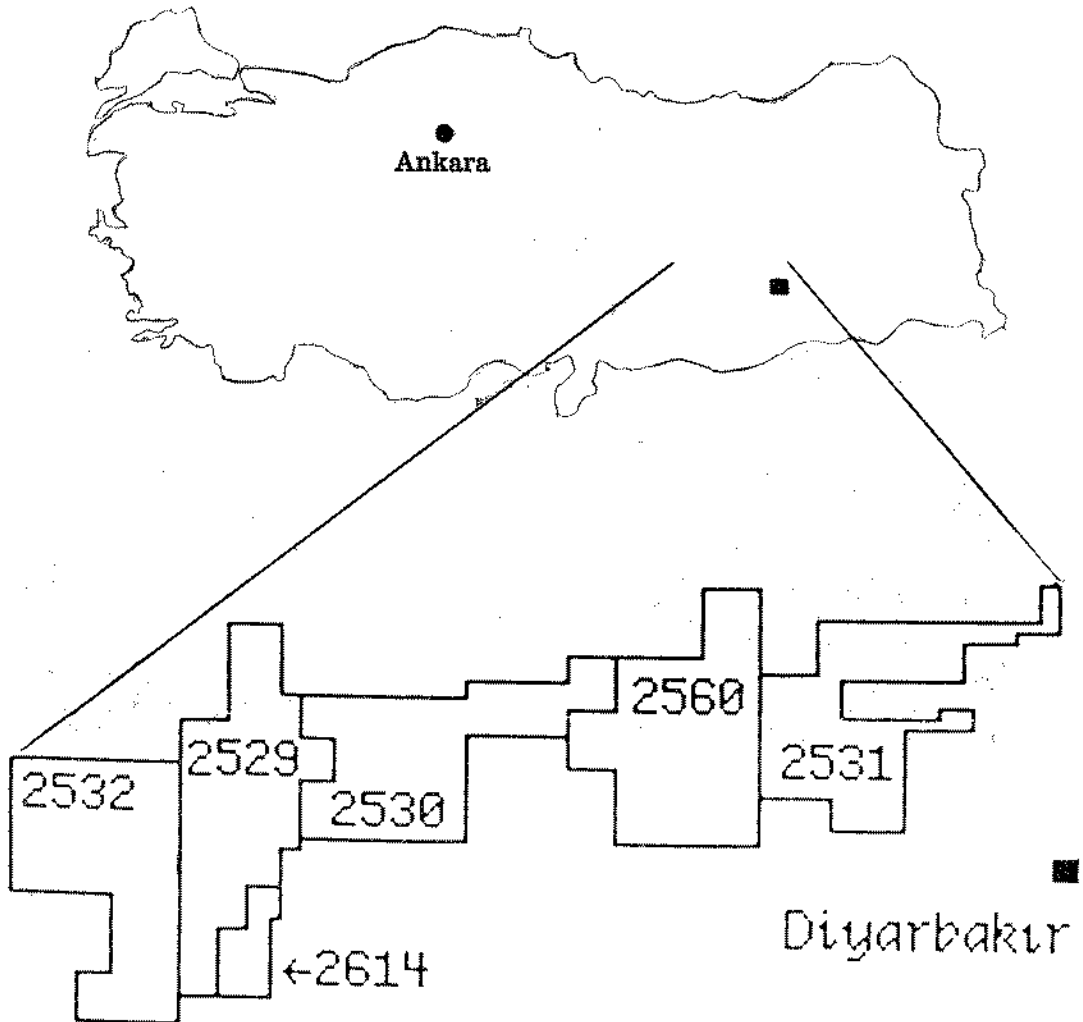
TÜRKİYE PETROL JEOLGLARI DERNEĞİ. CİLT1/1.OCAK 1988

TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS. VOLUME1/1.JANUARY 1988



ARCO TURKEY INC.,

WISHES MUCH SUCCESS TO
THE TURKISH ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS
AND CONGRAGULATES THE ASSOCIATION
ON THE PUBLICATION OF THIS BULLETIN



TPJD BÜLTENİ

İÇİNDEKİLER/CONTENTS

TAPG BULLETIN

CİLT 1, SAYI 1, OCAK 1988 — VOLUME 1, NO. 1, JANUARY 1988

Başlarken

1918'de Zürih'de İstanbul'lu Bir Jeoloji Doktora Öğrencisi.

A Geology Doctoral Student From İstanbul In Zurich In 1918

A.M.C. Şengör 1

The Thermal Evolution of Sedimentary Basins and Significance for Hydrocarbon Generation.

M. Namık Yalçın and Dietrich H. Welte 12

Ege Denizi'nin Hidrokarbon Aramaları Yönünden İrdelenmesi

Observations in the Aegean Sea from the Point of View Hydrocarbon Exploration.

Süleyman Turgut 27

Meso-scale Cycles in Lacustrine Mudrocks of the Triassic(?) Jurassic Richmond Group and the Cause of Cyclicity in the Newark Supergroup.

Volkan S. Ediger 39

Amanos Dağları ve Maraş Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi

Tectonic Evolution of the Miocene Basins at the Amanos Mountains and the Maraş Region.

Yücel Yılmaz, Okay Gürpınar ve Erdiç Yiğitbaş 52

Kargı Masifi ve Dolaylarında Mesozoyik Tektonik Birliklerinin Düzenlenmeleri Soruna Bir Yaklaşım

An Approach to the Problem of Reconstructing the Mesozoic Tectonic units in the Kargı Massif and Its Surroundings.

Yücel Yılmaz ve Okan Tüysüz 73

Onur Köşesi	87
Yayın Tanıtımı	89
Bilimsel Etkinlikler	92
TPJD Bülteni Yazım Kuralları	97
Instructions to TAPG Bulletin Authors	98

KAPAK RESMİ — Korudağ Antiklinali, Çermik İlçesi, Güneydoğu Anadolu, Türkiye. Resim Güneydoğu Anadolu binik yapı kuşağından çekilmiştir. Bindirmeler nedeniyle Mardin Grubu üç kez tekrarlanmaktadır. Antiklinalin çekirdeğindeki karbonat, Mardin Grubunun en alt birimidir. Karbonat etrafındaki seyl-kum-taşı Geç Silüriyen-Erken Devoniyen yaşlı Dadaş Formasyonu olup dokanak ilişkisi tektoniktir. Bu dilhâzlerin üzerinde Geç Kretase'de bölgeye nap oluşturan şekilde yerleşmiş Koçali Karmaşığı bulunur. Koçali Karmaşığı üzerine de diskordansla Eosen-Miyosen yaşlı karbonat istifli gelmektedir. Foto : Doğan Perinçek

ON COVER — The Korudağ Anticline, west of the town of Çermik, the southeastern Anatolia, Turkey. The picture was taken from overthrust structural belt of the southeastern Anatolia. The Mardin Group was repeated three times because of the overthrusting. Carbonates in the center of the Anticline is the lowest unit of Mardin Group. The carbonate unit was surrounded by shale and sandstone belonging to the Dadaş Formation (Late Silurian-Early Devonian). The contact between the carbonate unit and the Dadaş Formation is tectonic. These units were overlain by the Koçali Complex which formed nappes in the Late Cretaceous. The Koçali Complex in turn was overlain by another carbonate unit (Eocene - Miocene) with a discordance. Photo : Doğan Perinçek

B A Ş L A R K E N

Türkiye Petrol Jeologları Derneği 30 yıllık geçmişi boyunca değişik türde yayınlar yaparak üyelerini son bilimsel ve teknolojik gelişmelerden bilgili kalmaya çalışmıştır. Bu yayınların en sonuncusu "Petrol ve Aramacı" adı altında çıkmıştır. Yayın hayatına 1981 yılında başlayan "Petrol ve Aramacı" 20 sayı çıkarılabilmiş, daha sonra ekonomik nedenlerle yayımlanması sürdürülememiştir. İşte, doğan bu boşluğu bir derecede doldurabilmek ve yeterli sayıda üretebilen yerbilimcilerimize kaynak gösterebilmek amacıyla Dernek Yönetim Kurulumuz "TPJD BÜLTENİ" adı altında teknik içerikli bir yayını hayata geçirmeyi kararlaştırmıştır. "TPJD BÜLTENİ" özellikle petrol ve doğal gaz araması konularındakiler ile genelde yerbiliminin tüm disiplinlerindeki bildirilere açık olacaktır. Şimdilik yılda bir kez çıkarılması düşünülen "TPJD BÜLTENİ" derneğimizin yeterli ekonomik güce ulaşmasıyla yılda iki veya daha fazla da çıkarılabilecektir.

"TPJD BÜLTENİ" içerik itibariyle üç ana bölümden oluşacaktır : bildiriler, yayın tanıtımı ve yurt içi ile dışı bilimsel etkinliklerin özetleri. Yerbilimciler "TPJD BÜLTENİ" ne bildiri göndererek katkıda bulunabilecekleri gibi yeni çıkmış kitap, dergi v.b. yayınlar ile katıldıkları toplantı, seminer ve kongrelerin özetleri ile de katkıda bulunabilirler. Bu yayın Dernek Yönetimi ve Yayın Kurulu'nun özverili çalışmalarının yanı sıra, tüm üyelerin katkıları ve desteği ile yayın hayatını sürdürebilecektir.

Türkiye Petrol Jeologları Derneği 1958 yılında kurulmuş olup bu yıl 30. yıldönümünü kutlamaktadır. Böylesine bir Bülteni yayın hayatına katmakla TPJD, 30. yılında daha güçlü olacak ve geleceğe umutla bakacaktır.

Daha iyiyi ve güzeli hep birlikte paylaşabilmek umuduyla bu Bülten'e makale gönderen yazarlara ve Bülten'in yayımlanmasında emeği geçen tüm kişi ve kuruluşlara teşekkür ederiz.

*Türkiye Petrol Jeologları Derneği
Yönetim Kurulu*

TPJD YÖNETİM KURULU
TAPG EXECUTIVE COMMITTEE

M. Zihni Aksoy	Başkan President
Atilla Karabulut	2. Başkan Vice President
Oğuz Ertürk	Yazman Secretary
Erdal Ahıska	Sayman Treasurer
Metin Yazman	Üye Member

YAYIN KURULU
EDITORIAL BOARD

Ahmet Güven
Volkan Ş. Ediger
Süleyman Turgut

SAHİBİ
EXECUTIVE DIRECTOR

M. Zihni Aksoy

YAYIN SORUMLUSU
MANAGING EDITOR

Erdal Ahıska

YAZIŞMA ADRESİ
CORRESPONDENCE ADDRESS

Müdafaa Cad. No : 22
06420 Bakanlıklar - Ankara - TURKEY
Tel : 117 91 60 / 374 - 285

1918'de Zürih'de İstanbul'lu Bir Jeoloji Doktora Öğrencisi

A Geology Doctoral Student From Istanbul
In Zurich In 1918

A.M.C. ŞENGÖR*

ÖZ

Türkiye kökenli bir araştırmacının jeoloji alanında yapmış olduğu bilinen ilk doktora çalışması İstanbul doğumlu Anastase Georgiadès Bey'in 1918 yılında Zürih Üniversitesi'nde yaptığı "Moluk Takımadalarında Halmahera Adasının (Djilolo) Püskürük Kayaçları Üzerinde İncelemeler" adını taşıyan, şöhretli petrograf Prof. U. Grubenmann'ın yönetiminde yapılmış olan tezdir. E. Gogarten'in Halmahera'dan topladığı bazalt, diyorit, trakidolerit, andezit ve tüflerden oluşan bir kolleksiyonun petrografik bir incelemesinden ibaret olan tez, kolleksiyondaki malzemenin sistematik bir şekilde toplanmış olmasından ötürü önemli sonuçlara varmamış ve bu nedenle de kendisine daha sonraki literatürde sık atıf yapılmamıştır. Georgiadès'in doktorasını aldıktan sonraki yaşamı hakkında herhangi bir belge bulunamamıştır. Tezin önemi, Türkiye kökenli bir araştırmacının kaleminden çıkan ilk jeoloji doktorası olması ve gene Türkiye kökenli başka bir araştırmacının ürettiği ikinci tezden 20 yıl önce yapılmış olmasıdır.

ABSTRACT

The first doctoral thesis completed by a researcher from the present - day Turkey was the "Investigations on the Eruptive Rocks of the Island of Halmahera (Djilolo) in the Moluccan Archipelago" by Anastase Georgiadès Bey of Istanbul. The research had been done under the supervision of the famous petrographer

Prof. U. Grubenmann and the thesis was accepted in 1918 by the University of Zurich. Its topic was a petrographic study of a suite of rocks including basalts, diorites, trachy dolerites, andesites, and tuffs that had been collected previously by E. Gogarten in Halmahera. Owing mainly to the unsystematic nature of the collection, the study could reach no significant results and consequently few references have been made to it in the subsequent literature. No documents could be found to illuminate Georgiadès' life following his graduation. The importance of his thesis lies in the fact that it was the first doctoral thesis in geology ever to be completed by someone from Turkey and that the next oldest thesis was 20 years younger.

GİRİŞ

Vogelsang, Jeoloji'nin Felsefesi adlı, kendi çağdaşı jeoloji hakkında yazdığı (Vogelsang, 1867, s. 51) eserinde "bir bilim tarihi, bizzat bilimin kendisidir" sözünü hatırlatarak felsefesini anlatmayı amaçladığı jeolojinin detaylıca bir tarihini sunmakla işe başlamaktadır. Semper'in (1914) Goethe'nin jeolojik çalışmalarını anlatan bilim tarihi eseri, aynı zamanda jeoloji biliminin felsefesini de yansıtan, tarihçiler kadar bugün jeoloji ile uğraşan bilim adamlarını da ilgilendiren bir kitaptır. Bunlara benzer daha pek çok örneği burada sıralamak mümkündür. Bu örneklerle vurgulamak istediğim, bilim tarihinin tarihçiler kadar faal bilimcileri de ilgilendirdiği (veya ilgilendirmesi gerektiği), bilimin geçtiği yolları bilmeyenlerin yeni yol aramada herhalde bunları bilenler kadar başarılı olmayacakları gerçekleridir. Ben, kısa meslek ha

(*) A.M.C. ŞENGÖR, İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü, 80394 İstanbul,
İ.T.Ü. Faculty of Mines, Department of Geology, 80394 İstanbul.

yatım esnasında yerbilimlerinin tarihinden biraz haberdar olmanın pek çok faydasını gördüğüm için, **Türkiye Petrol Jeologları Derneği'nin** yeni bülteninin ilk sayısı için davet edilen makaleme ülkemizin jeoloji tarihinden unutulmuş bir yapıtaşı konu olarak seçmeğe karar verdim. Bu aynı zamanda Türkiye'de gerçek anlamda doğa bilimleri ile uğraşının başlamasının genelde sandığı kadar da yeni bir olay olmadığını, sosyal şartlar ne derece olumsuz olurlarsa olsunlar, içinde yaşadığı doğayı merak edecek zekâ ve tahsil seviyesine sahip kişilerin ne yapıp ne edip bu meraklarını tatmin yollarını aramış olduklarını özellikle genç jeologlara gösterir, onlarda ülkemizde zor zamanlarda yeşermiş bir bilim zevkine saygı uyandırırsa en önemli amacına ulaşmış olacaktır.

Türkiye'de özelde jeolojinin, genelde de yerbilimlerinin tarihi ile ilgili çalışmalar ne yazık ki pek azdır. İçerisinde yerbilimlerinden coğrafyanın da gelişme tarihine yer verilen ilk ciddi bilim tarihi ile ilgili eser Adnan-Adıvar'ın Paris'de kaleme aldığı **Science chez les Turcs Ottomans** adlı küçük kitabıdır (Adnan (Adıvar), 1934), Sürgünden Türkiye'ye döndükten sonra Adıvar eserini gözden geçirerek bugün klâsik olmuş olan meşhur ikinci baskısını **Türkiye olarak Osmanlı Türklerinde İlim** başlığı altında neşretmiş, bu ikinci baskıya üç adet de harita ilâve etmiştir (Adnan-Adıvar, 1943)¹. Ancak Adnan-Adıvar'ın eserinde doğrudan jeolojinin Türkiye'deki gelişmesi ile ilgili bilgiler yoktur.

Türkiye'de jeoloji tarihi ile ilgili en geniş ve en ciddi çalışma hâlâ Akyol'un 1949 yılında yayınladığı **Tanzimatta bizde coğrafya ve jeoloji** adlı makalesidir. Bundan sonra Akyol (1943 a, b, c) Türkiye'de yirminci yüzyılın ilk yarısı içindeki Coğrafya tarihini anlatan makalelerinde ve Erinc de 1973 yılında yayınlanan Türkiye'de Cumhuriyet döneminde Coğrafyanın gelişmesi ile ilgili kitabında bir miktar jeolojinin tarihine de dokunmuşlar, Ketin de 1973, 1975 ve 1981 yıllarında sırasıyla Cumhuriyet'in kuruluşunun 50. ve Atatürk'ün doğumunun 100. yıldönimleri nedeniyle **Bilim ve Teknik** dergisinde ve Cumhuriyet'in 50. Yılı Anısına yapılan Yerbilimleri Kongresinde yayınlanan üç kısa makalesiyle Türkiye'de 1923'den bu yana yer-

bilimlerinin, özellikle jeolojinin, geçirdiği gelişmeyi özetlemiştir. Özellikle Erguvanlı ve Ketin 1950'lerden beri düzensiz aralıklarla yayınladıkları kısa makalelerde Türkiye'de Osmanlı döneminden bu yana jeolojinin gelişmesinin ve bu gelişmede rol oynamış kişilerin çeşitli cephelerini tanıtmışlardır (Erguvanlı, 1952, 1954, 1975, 1979 ve Ketin, 1979). Ketin ayrıca **Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış** adlı ders kitabında gene pek kısa olarak Türkiye'de jeolojinin gelişmesini özetlemiştir (Ketin, 1983, s. 7-12). Yukarıdaki kısa izahattan da görüleceği gibi ülkemizde özelde jeolojinin genelde de yerbilimlerinin gelişmesi ile ilgili mufassal ve sistematik bir çalışma yoktur.

Herhangi bir ülkede bir bilimin gelişmesi incelenirken o bilimin mensupları tarafından yapılmış olan doktora tezlerinin etüdü ayrı bir önem taşır. Hele bu bilim başka ülkelerde geliştikten sonra, oralarda tahsillerini yapan kişilerce bir ülkeye 'ithal edilmiş' bir bilimse, bu kişilerin mesleğe başlangıç çalışması niteliğinde olan ve pek çok halde kişinin meslek yaşamının yolunu çizen doktora çalışmaları, bahiskonusu bilimin ülkedeki tarihi açısından büyük önem kazanır.

Ülkemizde 1923 - 1966 yılları arasında Fizik, Matematik ve Kimya dallarında yapılan çalışmalar İnönü (1971, 1973, 1982) tarafından yayınlanan bibliyografyalarda tenkidî bir analize de tâbi tutulmuş, bu bibliyografyalarda ayrıca bu dallarda sırasıyla 1923-1966, 1919-1966 ve 1885-1966 yılları arasında yapılan doktora çalışmaları da listeler halinde verilmiştir. Ülkemizin bilim tarihi açısından son derece zengin belgeler oluşturan bu çalışmalarında İnönü eserleri yazarlarının köken ve çalışma mahalleri açısından şu gruplarda toplamıştır: a) Türkiye'de çalışan Türk uyruklu araştırmacılar, b) Türkiye'de çalışan yabancı uyruklu araştırmacılar, c) Dış ülkelerde çalışan Türkiye kökenli

(1) Adnan - Adıvar'ın eseri 1970'de Hayrullah Örs tarafından Türkçesi sadeleştirilerek Remzi Kitabevi tarafından tekrar basılmıştır (Adnan-Adıvar, 1970), 1982'de A. Kazancıgil ve Ş. Tekeli tarafından Türkiye'deki bilim tarihinde yapılan yeni gelişmeler de gözönüne alınarak bu eser zengin dipnotlar ve referanslar eklenmek suretiyle dördüncü defa aynı kitabevi tarafından negredilmiştir (Adnan-Adıvar, 1982)

araştırmacılar. İnönü, bu son grubu da kendi içinde ikiye ayırmıştır. Böylece c1) Türkiye'de bir üniversite veya araştırma kurumundan kısa bir süre için izinle ayrılp dış ülkelerde çalışan bilim adamları ve c2) Türkiye'de doğup büyüdüktan ve öğrenimlerini bir ölçüde yaptıktan sonra bir dış ülkeye giderek araştırma yaşamına girmiş ve orada yerleşmiş görünen bilim adamlarından (hattâ uyruklarını değiştirmiş bile olsalar) oluşan iki alt grup oluşmuştur (İnönü, 1971, s. 1). Yazımın konusunu oluşturan İstanbul'lu Anastase Georgiadès kesinlikle c grubuna girmekte ise de Zürih'de doktorasını aldıktan sonra ne yaptığı, nereye gittiği kesinlikle belli olmadığından c grubunun hangi alt grubuna alınması gerektiği bilinmemektedir.

ANASTASE GEORGIADÈS BEY'İN BİLİLEN HAYAT HİKAYESİ

Türkiye kökenli ve uyruklu (daha doğrusu Türkiye kökenli ve Osmanlı uyruklu) olarak yerbilimlerinin herhangi bir dalında bilinen ilk doktoranın sahibi olan Georgiadès doktorasında (Şekil 1) bulunan öz geçmişinde (Georgiadès, 1918, s. 47) hayat hikâyesini şöyle özetlemektedir: Kendisi 1894'de İstanbul'da Haliç sahillerinde (muhtemelen Fener'de) dünyaya gelmiş, 1902-1905 yılları arasında İstanbul Rum-Fransız Lisesinde (Lycée Gréco-français de Constantinople) okumuştur (herhalde ortaokul). 1905-1908 yıllarını Almanya'nın Münih şehrinde geçiren Anastase Georgiadès, burada Gisela-Kreis-Realschule'de lise tahsilinin bir kısmını yapmış, 1908'de İstanbul'a dönerek lise tahsiline doğduğu şehirde devam etmiştir. 1910 yılında hem Rumca ve hem de Fransızca olarak girdiği imtihanları başaran Georgiadès bakalorya (olgunluk) diplomasını alarak Fransa'ya gitmiş, Paris'de, Lycée St. Luis'de, 1910-1914 yılları arasında "büyük mühendislik okullarından birine girebilmek için" kendisini hazırlamıştır Georgiadès, 1918, s. 47). 1914 yılında kendi deyimiyle "zorlu imtihanlardan sonra" Ecole Nationale Supérieure des Mines'e (Millî Maden Yüksek Okulu), kabul edilen Georgiadès'in üniversite tahsili ne yazık ki Birinci Dünya Savaşı felâketi ile kesintiye uğramış, Fransa'dan İsviçre'nin Zürih şehrine geçen meslekdaşımız burada 1918 yılında Zürih Üniversitesi'ne önce yalnızca din-

leyici ("Zuhörer") daha sonra da kayıtlı öğrenci ("immatriculierter Studierender") olarak kabul edilmiştir (Zürih Şehir Arşivi'ndeki üniversite kayıt no. 24938, Georgiadès Bey, Anastase).

Untersuchungen über Eruptivgesteine der Insel Halmahera (Djilolo) im Archipel der Molukken.



INAUGURAL-DISSERTATION

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VERFASST VON

PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT II

1918

UNIVERSITÄT ZÜRICH

Anastase Georgiadès Bey

aus Konstantinopel.

Begutachtet von Herrn
PROF. DR. U. GRUBENMANN.



ZÜRICH o 1918.
Diss.-Druckerei Gebr. Leemann & Co.
Stockerstr. 64.

Şekil 1 : Anastase Georgiadès Bey'in doktora tezinin ilk sahifesi.

Figure 1 : First page of the thesis of Anastase Georgiadès Bey.

Georgiadès'in Zürih Üniversitesi ve Federal Teknik Üniversite'nin (Eidgenössische Technische Hochschule: ETH) ortak sahip oldukları Jeoloji ve Mineraloji-Petrografi enstitülerinden hangisine önce kabul edildiği açık olmamakla beraber, doktorasını ikincide yaptığı görülmektedir. Elde belge bulunmadığı için Georgiadès'in doktorasını aldıktan sonraki yaşamı hakkında ne yazık ki herhangi bir bilgimiz yoktur.

ANASTASE GEORGIADÈS BEY'İN DOKTORA ÇALIŞMASI

Georgiadès'in doktorandlık süresi talihsiz bir zamana isabet etmiştir. Doktorasını yanında yaptığı, "Die Kristallinen Schiefer" adlı eseri ile petrografide, özellikle metamorfik kayaların petrografisinde kendine büyük bir şöhrat yapmış olan Prof. Ulrich Grubenmann (1850 - 1924), bu durumu Georgiadès'in doktora için kaleme almış olduğu raporda şöyle ifade etmek-

Julienporen der die geologischen Arbeit des Herrn A. Georgiadès

„Betreffend des geologischen Werkes des Herrn A. Georgiadès: Die Kristallinen Schiefer“

Die vorliegende Arbeit ist ein sehr interessantes, das zu einem sehr wichtigen Teil der geologischen Wissenschaften gehört. Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

Die vorliegende Arbeit ist ein sehr interessantes, das zu einem sehr wichtigen Teil der geologischen Wissenschaften gehört. Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

Şekil 2 : Anastase Georgiadès Bey'in doktora tezi hakkında hocası Prof. U. Grubenmann'ın yazdığı rapor (Zürich Şehir Arşivi, no. U 110 e.20).

Figure 2 : Report about Anastase Georgiadès Bey's thesis by his advisor Prof. U. Grubenmann (Zurich City Archive, no. U 110, e.20).

tedir (Şekil 2): "Bu çalışma son derece uygunsuz bir zamanda yapılmıştır. Savaş zamanında bir yabancıyı İsviçre'de veya dışarıda metamorfik temel kayaları üzerinde arazide çalıştırmak güç olduğu için, aday, Dr. E. Gogarten tarafından Güneydoğu Asya adalarından, bilhassa Halmahera'dan getirilmiş ve büyük bir miktar incekesitle birlikte ETH'nin mineraloji enstitüsüne hediye edilmiş olan zengin bir taş

koleksiyonunun incelenmesi ile görevlendirilmiştir".

Bu nedenle Türkiye'den giderek Zürih'te doktora yapan Georgiadès'in doktora konusu, hem doğup büyüdüğü hem de doktorasını yaptığı topraklara çok uzaklarda olan Halmahera adasının kuzey kanadı olmuştur (Şekil 3). Şekil 1'de ilk sahifesinin bir kopyası verilmiş olan doktora tezinin adı "Moluk Takımadalarında Halmahera Adasının (Djilolo) Püskürük Kayaları Üzerinde İncelemeler" dir. 1918'de Zü-

Die vorliegende Arbeit ist ein sehr interessantes, das zu einem sehr wichtigen Teil der geologischen Wissenschaften gehört. Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

Die vorliegende Arbeit ist ein sehr interessantes, das zu einem sehr wichtigen Teil der geologischen Wissenschaften gehört. Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

Die vorliegende Arbeit ist ein sehr interessantes, das zu einem sehr wichtigen Teil der geologischen Wissenschaften gehört. Der Verfasser hat eine sehr gründliche und sorgfältige Untersuchung der Kristallinen Schiefer durchgeführt, die zu einer sehr wichtigen Entdeckung geführt hat. Die Arbeit ist sehr sorgfältig und gründlich durchgeführt, und die Ergebnisse sind sehr wichtig für die geologische Wissenschaft.

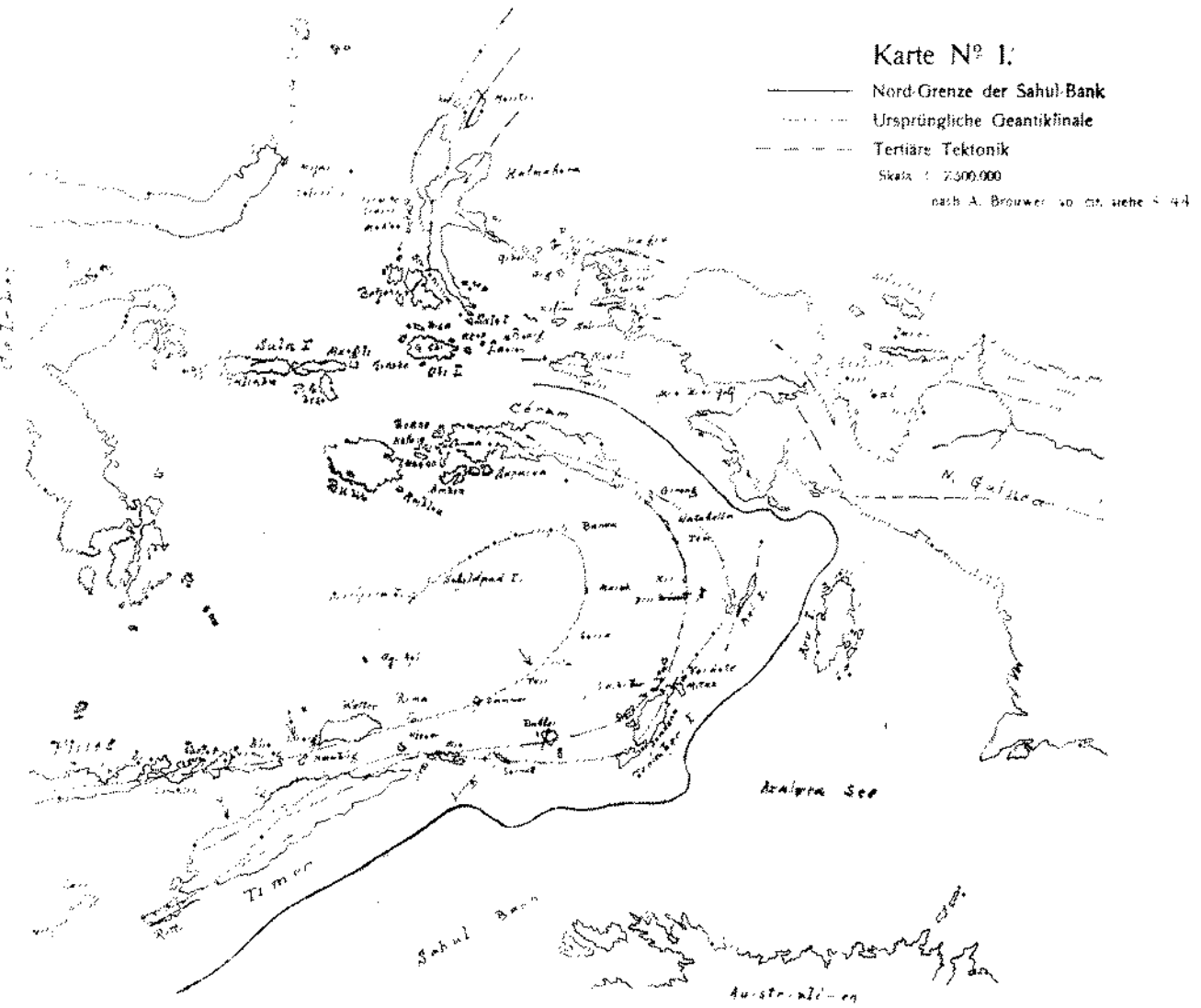
Zürich, den 1. Dezember 1918

Der Referent:

Ulrich Grubenmann

rih'te tamamlanıp yayınlanan bu tez (Georgiadès, 1918) hakkındaki raporuna Grubenmann şöyle devam etmektedir :

"Buna göre adaya verilen görev arazide kendi gözlemlerini yapmak yerine mevcut literatürden ve Gogarten'in verdiği özel bilgilerden yararlanarak Halmahera'nın coğrafi şartları ve jeolojik yapısı hakkında bir fikir edinmek olmuştur. Aday bu konudaki sonuçlarını tezinin ilk 9 sahifesinde (basılı tezde s. 7-12 arası) iki



Şekil 3 : A - Halmahera'nın Avustralasya'daki yeri (Georgiadès, 1918, Harita no. 1)

Figure 3 : A - The location of Halmahera in Australasia (Georgiadès, 1918, Map no. 1).

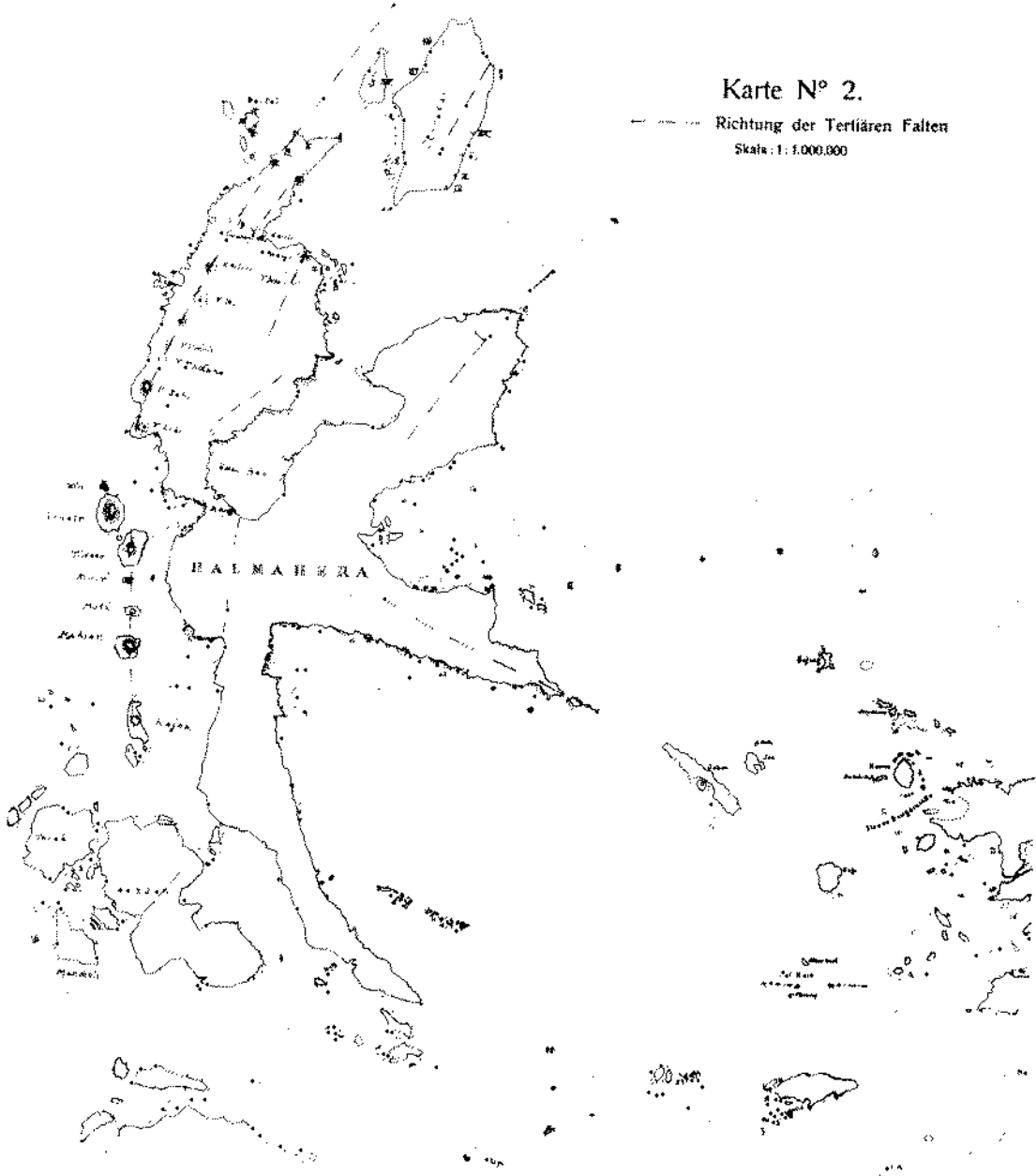
de harita yardımıyla anlatmaktadır (şekil 3). Bu haritalardan birinde (Şekil 3B) ayrıca taş numune yerleri işaret edilmiştir".

Georgiadès'in kendisi ise doktora tezinin basılmış versiyonuna yazdığı önsözde şöyle demektedir :

"Her petrografiğin incelemenin, bu inceleme-yi yapan kişi tarafından arazide yapılan jeolojik gözlemleri izlemesi son derece doğal ve beklenen bir durumdur. Buna rağmen, artık aksi-yom halini almış olan bu kural (Georgiadès 'Wahrheit = Gerçek' diyor) her zaman uygulanamamaktadır. Bu, özellikle henüz iyi incelen-

memiş uzak diyarlar bahis konusu veya buralara yapılan ziyaretin ana amacı jeolojik açıdan tesbit edilmemiş olduğu zamanlarda görülmektedir. Bilhassa bu son halde petrograf, yerinde yapılması gereken incelemeleri başkalarına bırakmak zorundadır" (Georgiadès, 1918, s. 5).

Gogarten'in koleksiyonundan Georgiadès tarafından incelenen taşların çoğunluğunu, Grubenmann'ın raporuna göre, olivinli feldspat bazaltlar ve diyoritler oluşturmakta, bunların yanında trakidoleritler ve andezitler de görülmektedir. Georgiadès (1918) eldeki materyalin püskürük ve dayk kayaları ile volkanik tüf ve küllerden oluştuğunu belirtmekte, derinlik ka-



Şekil 3 : B - Halmahera adasında volkanların, Tersiyer kıvrımlarının ve numunelerin konumları (Georgiadès, 1918, Harita no. 2).

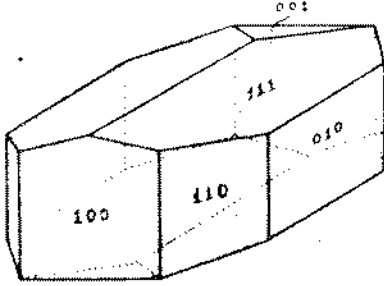
Figure 3 : B - The locations of volcanoes, Tertiary fold axes and rock samples in Halmahera (Georgiadès, 1918, Map no. 2).

yağlarının olmadığını vurgulamaktadır. Gogarten'in koleksiyonundaki kayaç numuneleri çoğun Halmahera adasının birbirinden uzak noktalarından ve genellikle plaj ve derelerdeki çakıllardan toplanmışlardır ve bu nedenle bembaklarındaki arazi ilişkileri açık değildir ve hem de çoğu 'taze' olmayıp limonitizasyona ve laterizasyona uğramışlardır.

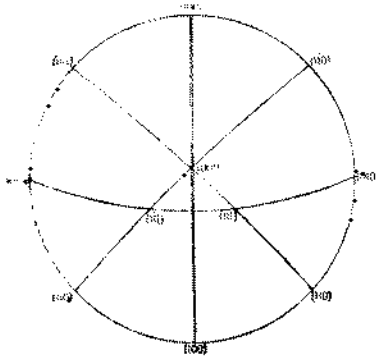
Tüm bu uygunsuz koşullar nedeniyle Georgiadès elindeki koleksiyondan toplu bir 'jeolojik tarihçe' ortaya çıkartmakta güçlük çekmiş, daha ziyade tek tek numunelerin incelenmesinden kökensel bazı sonuçlara gitmeğe çalışmıştır. Grubenmann raporunda Georgiadès'in özellikle alterasyon ürünlerini detaylı olarak incelediğini vurgulamakta, ojit mineralinin bilhassa detaylı

bir şekilde incelendiğini, kristalografik ölçümlerinin yapıldığını, şekillerinin çizilerek projeksiyonunun yapıldığını belirtmektedir (Şekil 4).

Augit nach der X-Achse gestreckt.



Stereographische Projektion.



Winkel (100) : (001) = 97° Winkel (110) : (111) = 55°
 „ (100) : (110) = 47° „ (010) : (111) = 60°
 „ (110) : (010) = 43° „ (111) : (111) = 60°

Şekil 4 : Ojlit kristalinin şekli ve projeksiyonu (Georgiadès, 1918, s. 43).

Figure 4 : Sketch of an augite crystal and its projection (Georgiadès, 1918, p. 43).

Grubenmann'ın raporunun sonunda Georgiadès'in tezinin kalitesi hakkında söyledikleri takdir sözleri değildir. Sonuçların ne bol ne de önemli olduğunu kaydeden Grubenmann bu durumun nedenini Georgiadès'den çok kendisine verilen konuda ve malzemede görmektedir. Hatta Georgiadès'in kendisi hakkında, onun araştırma süresince takdire şâyân bir çalışkanlıkla eldeki kötü malzemeden elde edilebilecek hemen tüm bilgiyi elde ettiğini özellikle vurgulamaktadır.

Anastase Georgiadès'in doktora tezinin önemi hakkında tarih Grubenmann'a hak ver-

miştir. Güneydoğu Asya'daki (daha doğrusu 'Avustralasya') en az bilinen adalardan biri olduğu halde, Halmahera hakkındaki seyrek literatüre bir göz attığımızda Georgiadès'in tezi ne yapılmış tek bir atıfa dahi tesadüf edemiyoruz. Ben Halmahera'yı da içine alan Indonezya takımadaları hakkında yazılmış üç klâsik muassasal eserde (Rutten, 1927; van Bemmelen, 1949; Hamilton, 1979) Georgiadès'in adına rastlayamadığım gibi, Halmahera'nın 1980 yılında yayınlanmış olan 1/250.000 ölçekli jeolojik haritasının izahnamelerinde (Apandi ve Sudana, 1980; Supriatna, 1980; Yasin, 1980) de kendisine indirekt de olsa herhangi bir atıf bulamadım. Halmahera hakkındaki literatürden bir tek Hollandalı şöhretli Jeolog H.A. Brouwer'in 1923 yılında yayınladığı "Halmahera adasında jeolojik etüdler" adlı makalesinde Georgiadès'e "Halmahera'nın Kayaçları GEORGIADÈS BEY tarafından tasvir edilmiştir" şeklinde bir atıf vardır (Brouwer, 1921, s. 7). Bunun dışında B. Bessho 1944 yılında Japonya'da *Coğrafya Dergisi*'nde Halmahera'nın jeolojisi hakkında bir makale yayınlamışsa da, benim bu yazıyı görme imkânım olmadı.

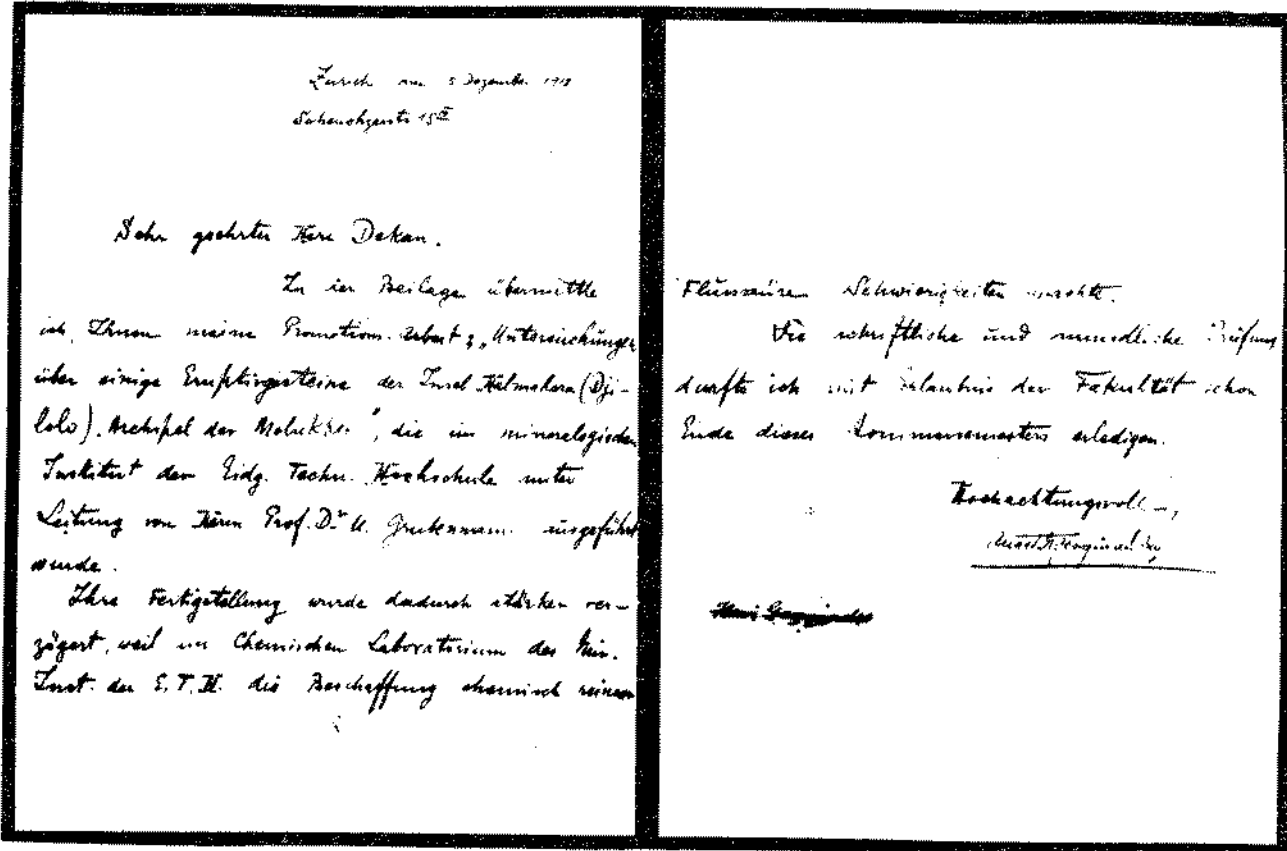
Georgiadès'e atıf yapılmamasının başlıca iki nedeni var gibi görülmektedir. Bunlardan birincisi Georgiadès'e, doktora malzemesini oluşturan koleksiyonu temin eden Gogarten, Georgiadès'in tezinin nesredildiği sene Halmahera'daki etüdlerini içeren iki makale yayınlamıştır. Bu makalelere tâ 1979'da dahi, mesela Hamilton'un kitabında atıf vardır. Georgiadès'in tezi adanın jeolojisinden ziyade bu adada bulunan volkanik kayaçların âdetâ rastgele bir tasviri olduğu için, bölgesel jeoloji ile ilgilenenler için adayı bizzat görmüş olan Gogarten'in raporları, şüphesiz incelediği taşların pek çoğunun nereden alındığından bile emin olmayan Georgiadès'in petrografik tezinden daha faydalı olmuştur. İkinci neden de Georgiadès'in tezinin —şüphesiz şartlar gereği— alelâde bir petrografik tasvirden ve birkaç kimyasal analizden ileri gitmeyen bir belge olmasıdır. Ancak bu olumsuz durumun oluşmasında esas sorumluluk, İstanbul'dan kalkarak Münih, Paris ve Zürih gibi —o zamanlarda ve özellikle Birinci Dünya Savaşı esnasında —uzak ve yabancı diyarlarda bilim yapmak arzusuyla dolaşan

Georgiadès'den ziyade, ona devrin tâbiriyle 'bon pour l'orient' bir doktora yaptırarak âdetâ başından savmış olan Grubenmann'ın, belki de Georgiadès'e savaşılan ülkelerden birinin vatan-daşı olduğu için araziye gitme iznini vermemiş olmaları muhtemel olan İsviçre makamlarındır.

Georgiadès, tezi hakkında Grubenmann'ın 4 Aralık 1918 tarihli raporunun yazılmasının ertesi günü Zürih Üniversitesi Philosophische Fakultät II Dekanlığına resmen bir mektup yazarak (Şekil 5) tezini takdim etmiştir. Bu takdim mektubunda güzel bir İtalyan stili el-yazısına sahip olduğunu gördüğümüz meslek-daşımızın Zürih'de, İsviçre'nin ilk büyük jeoloğu Johann Jakob Scheuchzer'in (1672-1733) adını taşıyan Scheuchzer sokağında, 15/III numara-da oturduğunu da öğreniyoruz.

Tezinin takdim mektubunun son paragrafında Georgiadès sözlü ve yazılı doktora imti-hanlarına Fakültenin izni ile 1918 yılının yaz yarıyılı sonunda girerek bunları geçmiş oldu-ğunu bildirmektedir. Kendisine sözlü imtihanlar esnasında hangi soruların sorulmuş olduğunu bilemiyoruz. Ancak yazılı imtihan soruları ile kendisinin cevap kâğıdı, yukarıda bahsi geçen diğer belgelerle birlikte Zürih Şehir Arşivi'nde (Stadtarchiv) saklanmıştır. Bu belgeden Geor-giadès'e üç soru sorulduğunu ancak bunlardan yalnızca birine cevap istendiği görülmektedir. Sorulan sualler şunlardır :

1. Herhangi bir nesnenin optik özellikleri, bu nesnenin morfolojik karakterinin belirlenmesinde ne şekilde kullanılırlar?
2. Amfibol ailesini kimyasal, fiziksel, morfolojik kökensel ilişkileri açısından (tartışınız).
3. Taşların ufalanma ve ayrışmalarını (fiziksel ve kimyasal olarak) tartışınız.



Şekil 5 : Anastase Georgiadès Bey'in tezini Zürih Üniversitesi, Philosophische Fakultät II Dekanlığı'na takdim mektubu (Zürih Şehir Arşivi, no. U 110 e. 20).

Figure 5 : Letter by Georgiadès addressed to the Dean of the Philosophische Fakultät II of the University of Zurich to submit his thesis (Zurich City Archive, no. U 110 e. 20).

tamamını Türkiye dışında tamamlayarak doktor olan ve daha sonra Türkiye'ye gelerek Türkiye Cumhuriyeti vatandaşlığına kabul edilen Dr. Ahmet Can İbrahim'in (Prof. Dr. Ahmet Can Okay) doktora tezi taribi 1933'dür (Berlin Teknik Üniversitesi'nden). Türkiye Cumhuriyeti'nde fiilen jeoloji mesleğini icrâ eden jeoloji doktoru ilk jeolog olan Prof. Okay'ın da doktorası, dolayısıyla Georgiadès'inkinden onbeş yıl sonradır. Bu tariblerden Georgiadès'in 1918'de tamamladığı doktorasının Türkiye bilim tarihindeki yerinin önemi daha iyi anlaşılabilir.

Georgiadès'in hayat hikâyesinin bence en ilginç yanı kendisine yerbilimleri mesleğine intisap etme fikrinin nerede, ne sebeple geldiğidir? Kendi hayat hikâyesinden, üniversiteye gitmeden önceki niyetinin "büyük mühendis mekteplerinden birine girehilmek" olduğunu öğreniyoruz. Acaba Ecole Nationale Supérieure des Mines'e "zorlu imtihanlardan sonra" girmiş olması bir tesâdüf müdür? Birinci Dünya Savaşı çıktıktan sonra İsviçre'ye giderek jeolojide tahsiline devam etmesi ve hattâ doktora yapması, bende bunun bir rastlantı olmadığı intibamı uyandırıyor. Eğer Georgiadès cidden yerbilimlerine gönül vermiş idiyse, bu sevgi nerede doğmuştu? Paris'de mi, von Zittel'in Münih'inde mi, yoksa Ali Fetbilerin Abdullah Beylerin, Halil Edhemlerin, Damat Ali Kenanların İstanbul'unda mı? Haliç sahillerinde doğup büyüyen Georgiadès, bu târihi suya acaba bir yerhilimcinin gözleriyle hiç bakmış mıydı? Binlerce yıllık taribinde, en acılı zamanlarında dahî âlimlere ilham kaynağı ve yuva olmuş olan İstanbul şehri acaba hağrında doğan Georgiadès'e de ilham kaynağı olmuş muydu?

Bu soruların cevaplarını bilin tarihçilerine bırakıyorum. benim buradaki amacım hem Türkiye kökenli bir araştırmacının 1918 yılında dünyanın saygın üniversitelerinden birinde şöhretli bir hocanın yanında jeoloji doktorası yaptığını saptayarak bu araştırmacıyı ve tezini kısaca tanıtmak, hem de bundan tam 69 yıl önce doktorasını almak olan ve bugün belki de artık hayatta olmayan meslekdaşımızı (ve hemşehrimi) kalbden kutlamaktır.

TEŞEKKÜR

Georgiadès ve tezi hakkında bir yazı yazmak fikri bana Prof. Dr. Kâzım Çeçen ile bu konuda yaptığım bir sohbetten sonra geldi. Zürih Şehir Arşivi'nde Georgiadès'le ilgili belgelerin bulunmasında ETH Jeoloji Enstitüsü Kütüphanesi memuresi Bayan Esther Chappuis'in büyük yardımını gördüm. Prof. Dr. Ahmet Can Okay'ın doktorasının bir nüshasını Doç. Dr. Aral İ. Okay bana hediye ederek bu tez ve merhum babasının ilginç hayat hikâyesi hakkında bilgi sahibi olmamı sağladı. Türkiye'de yerbilimlerinin tarihi hakkındaki bilgilerimin çoğu Prof. Dr. Kâzım Ergin, Prof. Dr. Kemâl Erguvanlı, Prof. Dr. İhsan Ketin ve Prof. Dr. Sırrı Eriğin bana karşı gösterdikleri bitip tükenmek bilmeyen cömertlikleri (ve sabırları) sonucu elde edilmişlerdir. Beni **TPJD Bülteni**'nin ilk sayısına bir makale yazmağa davet ederek bu yazının hazırlanmasına önayak olan Başkanımız Zihni Aksoy'a teşekkür ederim.

KAYNAKÇALAR

- Adnan (Adivar), Abdülhak, 1934, La Science chez les Turcs Ottomans: Librairie Orientale et Américaine, G. - P. Maisonneuve, Editeur, Paris, 1974 s.
- Adnan-Adivar, Abdülhak, 1943, Osmanlı Türklerinde İlim (İkinci Tabı): İstanbul Maarif Matbaası, 225 s.
- Adnan-Adivar, Abdülhak, 1970, Osmanlı Türklerinde İlim (H. Örs tarafından kaynakları genişletilmiş ve Türkçesi sadeleştirilmiş 3. Baskı): Remzi Kitabevi, İstanbul, 220 s. (2. Baskıdaki haritalar yoktur).
- Adnan-Adivar, Abdülhak, 1982, Osmanlı Türklerinde İlim (Aykut Kazancıgil ve Sevim Tekeli tarafından zengin dipnotlarla geliştirilmiş 4. Baskı): Remzi Kitabevi, İstanbul, 243 s. (2. Baskıdaki haritalar yoktur).
- Akyol, İ.H., 1940, Tanzimat devrinde bizde coğrafya ve jeoloji: Tanzimat I'de: İstanbul Maarif Matbaası, s. 511-571.
- Akyol, İ.H., 1943a, Son yarım asırda Türkiye'de Coğrafya: Mutlakiyet devrinde Coğrafya: Türk Coğr. Der., no. 1, s. 3-15.
- Akyol, İ.H., 1943b, Son yarım asırda Türkiye'de Coğrafya: Mevritiyet devrinde Coğrafya: Türk Coğr. Der., no. 2, s. 121-136.
- Akyol, İ.H., 1943c, Son yarım asırda Türkiye'de Coğrafya: Cumhuriyet devrinde Coğrafya: Türk Coğr. Der., no. 3/4, s. 247-276.

- Apandi, T. ve Sudana, D., 1980, Peta Geologi Lembar Ternate, Maluku Utara: Lembar: Ternate 2516-2616, skala: 1/250.000: Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi, Direktorat Jenderal Pertambangan Umum, Departemen Pertambangan Dan Energi, 9 s.
- van Bemmelen, R.W., 1949, The Geology of Indonesia, General Geology, v.IB (Portfolio): Government Printing Office, The Hague, 60 s.
- Brouwer, H.A., 1921, Geologische Onderzoekingen op het eiland Halmahera: Yearboek van het Mijnwezen in Ned. Oost-Indië 1923, Verh., c. 2, s. 73-105.
- Erguvanli, K., 1952, Türkiye'nin ilk maden mühendisi İbrahim Edhem Paşa: Türkiye Jeol. Kur. Bült., c. 3, s. 129-132.
- Erguvanli, K., 1954, Doktor Abdullah Bey'in hayatı ve eserleri: Türkiye Jeol. Kur. Bült., c. 5, s. 269-272.
- Erguvanli, K., 1975, Türkiye'de son 50 yılda mühendislik jeolojisi ve problemleri: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 17-19 Aralık 1973, Tebliğler, M.T.A. Enstitüsü, Ankara Basım ve Ciltevi, Ankara, s. 238-256.
- Erguvanli, K., 1979, Türkiye'de jeoloji araştırmalarında jeoloji öğretiminde öncüler: Yeryuvarı ve İnsan, c. 4, s. 5-10.
- Ering, S., 1973, Cumhuriyet'in 50. Yılında Türkiye'de Coğrafya: Başbakanlık Kültür Müsteşarlığı Cumhuriyetin 50. Yıldönümü Yayınları: 11, Başbakanlık Basımevi, Ankara, 62 s. (Aynı eser için ayrıca bkz. İstanbul Üniversitesi, Cumhuriyetin 50. Yılına Armağan Kitabı, 1973, s. 113-168).
- Georgiadès (Bey), A., 1918, Untersuchungen über Eruptivgesteine der Insel Halmahera (Djilolo) im Archipel der Molukken (Inaugural Dissertation): Diss. - Druckerei Gebr. Leemann & Co., Zürich, 47 s. + 2 Levha.
- Hamilton, W.B., 1979, Tectonics of the Indonesian Region: U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1078, 345 s.
- İbrahim, A.C. (Okay), 1933, Sporenformen des Aegirhorizonts des Ruhr-Reviere (Dissertation): Buchdruckerei Konrad Triltsch, Würzburg 47 s. + 8 Levha.
- İnönü, E., 1971, 1923-1966 Döneminde Fizik Dahındaki Araştırmalara Türkiye'nin Katkısını Gösteren Bir Bibliyografya ve Bazı Gözlemler: Ortadoğu Teknik Üniversitesi Fen ve Edebiyat Fakültesi, Yay. no. 24, Mars Matbaası, Ankara, VIII + 112 s.
- İnönü, E., 1973, 1923-1966 Dönemi Türkiye Matematik Araştırmaları Bibliyografyası ve Bazı Gözlemler: Ortadoğu Teknik Üniversitesi Fen ve Edebiyat Fakültesi, Yay. no. 26, Ongun Kardeşler Matbaası, Ankara, VIII + 141 s.
- İnönü, E., 1982, 1923-1966 Dönemi Türkiye Kimya Araştırmaları Bibliyografyası ve Bazı Gözlemler: Boğaziçi Üniversitesi Yay. no. 313, Boğaziçi Üniversitesi Matbaası, İstanbul, X + 295 s.
- Ketin, İ., 1940, Über die Tektonik und den Vulkanismus des Gegend von Bad Bertrich (Inaugural - Dissertation): Jahrb. Bodenforsch., c. 60, s. 49-98.
- Ketin, İ., 1973, Yerbiliminin 50 yıllık Cumhuriyet dönemindeki gelişmesi: Bilim ve Teknik, c. 6, sayı 72 (Özel Sayı), s. 38-42.
- Ketin, İ., 1975, Yerbilimlerinin 50 yıllık Cumhuriyet dönemindeki gelişmesi: Bilim ve Teknik, c. 6, sayı 72 (Özel Sayı), s. 38-42.
- Ketin, İ., 1975, Yerbilimlerinin 50 yıllık Cumhuriyet dönemindeki gelişmesi: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi, 17-19 Aralık 1973, Tebliğler, M.T.A. Enstitüsü, Ankara Basım ve Ciltevi, Ankara, s. XV-XX.
- Ketin, İ., 1979, Türkiye'de jeoloji araştırmalarının ve jeoloji haritalarının kısa tarihçesi: Yeryuvarı ve İnsan, c. 4, s. 15-17.
- Ketin, İ., 1981, Yerbilimlerin Cumhuriyet dönemindeki gelişmesi: Bilim ve Teknik, c. 14, sayı 168, s. 13-16.
- Ketin, İ., 1983, Türkiye Jeolojisine Genel Bir Bakış: İ.T.Ü. Kütüphanesi, sayı: 1259, Teknik Üniversite Matbaası, Gümüşsuyu, İstanbul, 595 s.
- Rutten, L.M.R., 1927, Voordrachten over de Geologie van Nederlandsch Oost-Indië: Wolters U.M., Groningen-Den Haag, 839 s.
- Semper, M., 1914, Die Geologischen Studien Goethes. Beiträge zur Biographie Goethes und zur Geschichte und Methodenlehre der Geologie: Veit & Comp., Leipzig, 389 s.
- Supriatna, S., 1980, Peta Geologi Lembar Morotai, Maluku Utara: Lembar: Morotai: 2517-2617-2618, skala 1/250.000: Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi, Direktorat Jenderal Pertambangan Umum, Departemen Pertambangan Dan Energi, 10 s.
- Vogelsang, H., 1867, Philosophie der Geologie und Mikroskopische Gesteinsstudien: Max Cohen und Sohn, Bonn, 229 s. + 10 Levha.
- Yasin, A., 1980, Peta Geologi Lembar Bacan, Maluku Utara: Lembar 2515-2615, skala: 1/250.000: Pusat Penelitian Dan Pengembangan Geologi, Direktorat Jenderal Pertambangan Umum, Departemen Pertambangan Dan Energi, 9 s.

The Thermal Evolution of Sedimentary Basins and Significance for Hydrocarbon Generation

M. NAMIK YALÇIN* and DIETRICH H. WELTE**

ABSTRACT

The temperature history of source rocks is of special importance when kinetic aspects of hydrocarbon generation are considered.

A deterministic mathematical model based on an energy and mass balance approach is used to analyse the influence of various parameters on the thermal history of a basin. Consequently, the role of heat flow, sedimentation rates, different lithologies, surface and/or sediment/water interface temperatures, erosional and non-depositional periods and pressures are investigated in a comprehensive manner.

Examples from modeling studies in different basins clearly demonstrate that the temperature history of a certain source rock is determined by the combined effects of all these parameters. No single parameter can be identified as being the most important one. Certain parameters become dominant only during a certain period of the evolution of a sedimentary basin depending on the changing boundary conditions. Two different source rocks occupying different depth and age levels can be affected in very different ways by the same boundary conditions.

Modeling studies which emphasize single parameters, for example only heat flow generally lead to erroneous results and misleading conclusions. Therefore, in modeling

studies the geologic evolution of a basin as a whole has to be considered, and not only certain aspects of it. Computer-aided basin studies permit on the basis of a numerical simulation of all relevant geologic processes a more precise reconstruction of the temperature history throughout the basin.

INTRODUCTION

Basic research in the field of oil and gas generation has clearly shown that oil and gas are formed from kerogen in the source rocks when they are exposed to a thermal stress through time (Philippi, 1965; Welte, 1965, 1966; Tissot and Welte, 1978; 1984). Further research in organic geochemistry led to a so called "maturity concept" of immature, mature or overmature source rocks. Analytical methods and techniques have been developed in order to determine the maturity level of a source rocks. In this context a method developed in coal petrography, the measurement of vitrinite reflectance, has been applied to vitrinite particles in the kerogen. The combination of measurements on the hydrocarbon yield of a source rock (rock extracts, S_1 -values in Rock-Eval, etc.) and the vitrinite reflectance values resulted in an empirical concept of the so called "Oil Window" (Tissot, et al., 1974). The oil window concept considers more or less fixed values of vitrinite reflectance for the onset and peak of oil generation and for the commencement of gas generation in source rocks with different types of kerogen (Tissot and Welte, 1978). This empirical concept is still widely used for the determination of the hydrocarbon generation potential of source rocks. However,

(*) M. Namik Yalçın, Integrated Exploration Systems IES Bastionstr. 11 - 19, D - 5170 Jülich.

(**) Dietrich H. Welte, Integrated Exploration Systems IES and Institute for Organic Geochemistry (ICH - 5), KFA Jülich P.O. Box 1913, D - 5170 Jülich.

more recent studies on the quantification of hydrocarbon generation indicate clearly that the reactions leading to an increase in vitrinite reflectance and to the generation of oil and gas from organic matter are controlled by different kinetics (Tissot and Espitalié, 1975; Yüklér and Kokesh, 1984).

Therefore, depending on geologic heating rates, deviations from fixed vitrinite reflectance values defining different phases of hydrocarbon generation can occur, so that the onset and intensity of oil and gas generation is shifted on the maturity scale. The shift is towards higher vitrinite reflectance values in areas with low heating rates and towards lower values by higher heating rates (Fig. 1). Consequently, an accurate determination of the oil and gas generation potential of a given source rocks is not possible with vitrinite reflectance alone and necessitates the application of a different approach to determine the hydrocarbon generation in more detail.

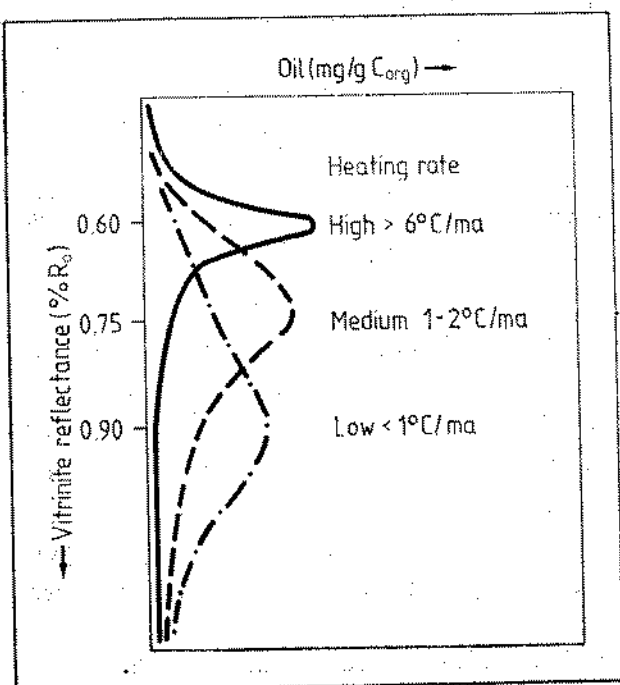


Figure 1 : Shift of the oil generation peak on the maturity (vitrinite reflectance) scale due to different heating rates.

It is generally accepted that the formation of oil and gas from kerogen can be described by a kinetic model based on first-order reaction

kinetics obeying an Arrhenius equation (Jüntgen and Klein, 1975; Tissot and Espitalié, 1975; Ungerer and Pelet, 1987). Hence the generation of oil and gas can be computed when kinetic parameters of the kerogen in this source rock and the relevant temperature history is known. Pyrolysis experiments on coal and kerogen were used for the definition of activation energies and frequency factors during the primary cracking of the organic matter into oil and/or gas (Jüntgen and Klein, 1975; Ungerer and Pelet, 1987). Even related parameters of the secondary cracking (conversion of generated oil into gas) have been determined by pyrolysis experiments (Ungerer et al., 1987), so that oil and gas generation in source rocks can be calculated, if the temperature history of the relevant source rocks is known.

To understand the temperature history of a source rocks one must consider it as an integral part of the evolution of a sedimentary basin. This can only be accomplished by a detailed analysis of the complicated interaction of such processes as deposition, burial, compaction, uplift and erosion of sediments under changing boundary conditions during geologic time. Since any source rock is part of a particular basin in each case the entire basin must be analysed. The concept of a three dimensional dynamic model of a source rock during basin evolution with the help of a computer model was introduced by Welte (1972) after Tissot (1969) had worked out the first kinetic model for the transformation of sedimentary kerogen into oil and gas. The idea was at this time to combine and consider geochemical and geological information together and to reconstruct the geothermal history of a source rock in order to compute the petroleum potential of a given basin.

HEAT TRANSFER IN SEDIMENTARY BASINS

Physical aspects of the heat transfer phenomena described in the heat transfer equation by Stallmann (1963) and given below indicate clearly that the thermal history of sedimentary basins is a time dependent energy balance problem. This is controlled on the one

$$\begin{aligned}
 & \frac{\delta}{\delta x} \kappa \frac{\delta T_m}{\delta x} + \frac{\delta}{\delta y} \kappa \frac{\delta T_m}{\delta y} + \frac{\delta}{\delta z} \kappa \frac{\delta T_m}{\delta z} = \\
 & \text{CONDUCTION} \\
 & \rho_w C_{pw} \left[\frac{\delta}{\delta x} V_x T_m + \frac{\delta}{\delta y} V_y T_m + \frac{\delta}{\delta z} V_z T_m \right] + Q = \\
 & \text{CONVECTION} \qquad \text{SOURCE/SINK} \\
 & \rho_{ws} C_{ws} \frac{\delta T_m}{\delta t} \\
 & \text{NET ACCUMULATION}
 \end{aligned}$$

C_{pw} = SPECIFIC HEAT OF FLUID
 C_{ws} = SPECIFIC HEAT OF BULK SEDIMENT
 κ = THERMAL CONDUCTIVITY
 Q = SINK OR SOURCE TERM
 T_m = TEMPERATURE
 V_x, V_y, V_z = FLUID VELOCITY IN X, Y, AND Z DIRECTIONS, RESPECTIVELY
 ρ_w = DENSITY OF FLUID
 ρ_{ws} = DENSITY OF BULK SEDIMENT

hand by the heat entering and leaving the system and on the other hand by the ability of the system to store heat.

The heat input into a sedimentary basin depends on the heat flow from the basement, which is mainly a function of lithosphere thickness. Therefore, changes in the thickness of the lithosphere cause variations in heat flow, i.e. the temporal distribution of the heat input into a sedimentary basin (Fig. 2).

Heat coming into a basin is transferred by two mechanisms, namely by conduction and convection (Stallman, 1963; Welte and Yüklér, 1981). Consequently, parameters which are related to these two main mechanisms control the heat transfer process. These parameters, as given in the heat transfer equation, are the thermal conductivity and heat capacity (specific heat) of the system and the rate of fluid flow caused by compaction and pressure gradients. Since a sedimentary basin is composed of various types of lithologies with different porosities (i.e. a different water content), the

thermal and physical parameters of all lithologies must be considered. Boundary conditions at the base of the simulated system caused by heat flow variations and at the top of the system represented by the so called sediment/water interface temperatures must also be taken into account. This necessitates a comprehensive analysis of processes and parameters such as deposition, sedimentation rates, lithologies, water depths, etc. as a function of time. In the light of the physical aspects of the heat transfer process, the geologic factors affecting the thermal history can be summarized as follows: (1) Heat flow at the base of the system (2) Type of geologic process (deposition, non-deposition, erosion, overthrusting, faulting, salt diapirism, etc.) (3) Rate of sedimentation and/or erosion (4) Type of lithology (5) Water depths (6) Surface and/or sediment-water interface temperatures (7) Pressures.

For a realistic temperature reconstruction all of these parameters and their changes in time should be integrated in order to represent the dynamic nature of the heat transfer within a basin. Numerical simulation methods permit a quantitative treatment of basin evolution and heat transfer as a multiparameter system under changing boundary conditions through time (Sharp and Domenico, 1976; Yüklér et al 1978, Welte and Yüklér, 1981).

With the help of a computer-aided integrated basin modeling method, the geologic evolution of a sedimentary basin can be simulated in an integrated and quantitative manner, and hence the temperature history can be reconstructed. Furthermore, the effect of different geologic parameters on the resulting temperature history can be investigated and analysed.

COMPUTER - AIDED INTEGRATED BASIN MODELING

The very complex processes during the evolution of a basin obey geologic, physical, chemical and physicochemical principles and rules, and occur along a geologic time scale. Therefore, the purpose of computer-aided

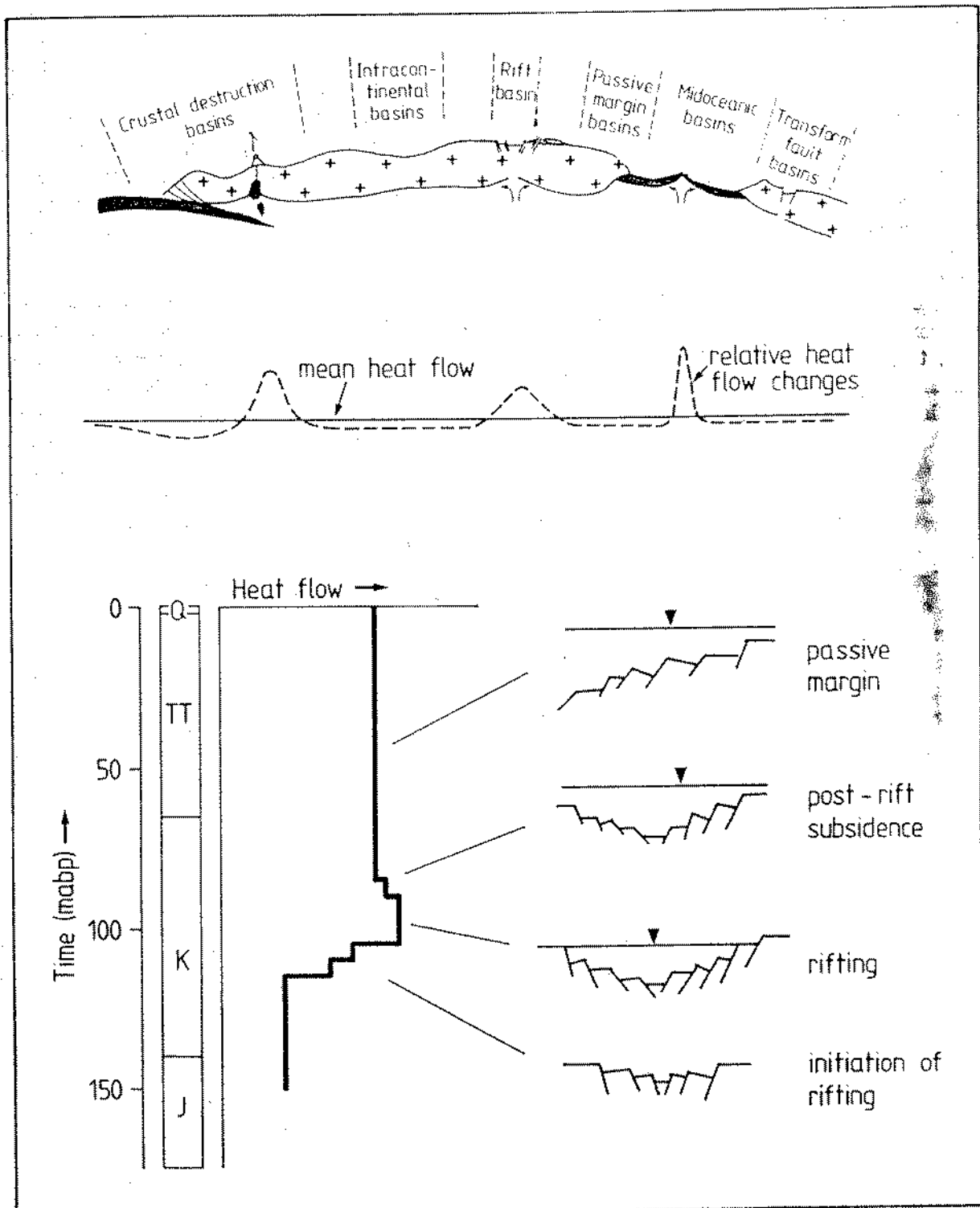


Figure 2 : Different types of sedimentary basins in respect to plate-tectonics, relative changes of heat flow in these basin types and temporal development of heat flow in a rifted basin.

basin modeling is to understand and to reconstruct the entire geologic evolution of a sedimentary basin from its formation up to present day and to quantify this information numerically.

The first and most important step of the computer-aided integrated basin modeling method is the understanding of the processes during basin evolution. These processes are sedimentation, subsidence, uplift, erosion, faulting, compaction, but also include physical and/or chemical processes such as heat transfer, water flow, generation of oil and gas, etc. Consequently, all available and relevant data on age, thickness, lithology and porosity of individual units, estimates on paleo-bathymetry and sediment/water interface temperatures and depositional environments from the input basis for the computer modeling. Furthermore, information on initial physical and thermal properties (density, permeability, viscosity, thermal conductivity, heat capacity) of various lithologies and water, heat flow, type and amount of organic matter is needed. These data are then used in order to solve the equations for water flow, heat transfer, maturity, and hydrocarbon generation potential considering a mass and energy balance of the system.

During a modeling study, three main steps can be distinguished (Welte and Yalçin, 1985):

- I — Geologic basin modeling
- II — Geochemical modeling
- III — Integration of results from I and II in order to determine the hydrocarbon potential of a study area.

The first part deals with the simulation of all relevant major geologic processes (deposition, subsidence etc.). During this step, two important aspects are investigated. The first is compaction of sediments, which is modeled on the basis of exponential decrease of porosity due to loading and the resulting flow of pore water in different lithologies. It also comprises effects of non-equilibrium of compaction which leads to formation of over-and/or underpressuring of the system.

The second aspect is the transfer of heat by conduction and by convection. Thermal properties of the pore matrix system such as thermal conductivity and heat capacity of sediments and water, but also energy input into the system, e.g. heat flow, are considered during heat transfer calculations. The main results of the "Geologic Basin Modeling" step are a quantitative basin analysis with emphasis on compaction history, pressure history and particularly temperature history for all time-stratigraphic units.

The second part, the "Geochemical Modeling" represents the determination and quantification of the hydrocarbon generation history of recognized source rocks using the predetermined temperature history and a kinetic approach. The main results of the "Geochemical Modeling" are the definition of the timing of hydrocarbon generation and the determination of type (oil, condensate, gas) and amount of hydrocarbons generated.

During the third and final step, information on the timing, rate, amount and location of oil and gas generation can be used with other quantitative information for the evaluation of migration and accumulation processes so that the hydrocarbon potential of a basin can be defined more accurately and comprehensively than with conventional methods.

THERMAL HISTORY OF SEDIMENTARY BASINS

When discussing the thermal history of a basin, it is often directly or indirectly suggested as a general rule that burial causes a temperature increase, and uplift and erosion a decrease. It is also assumed that temperatures always rise when heat flow increases and vice versa (Fig. 3).

With the help of some case histories of temperature development in different basins which have been investigated by the computer-aided integrated basin modeling method the interrelationship of different boundary conditions and their effects on the temperature history

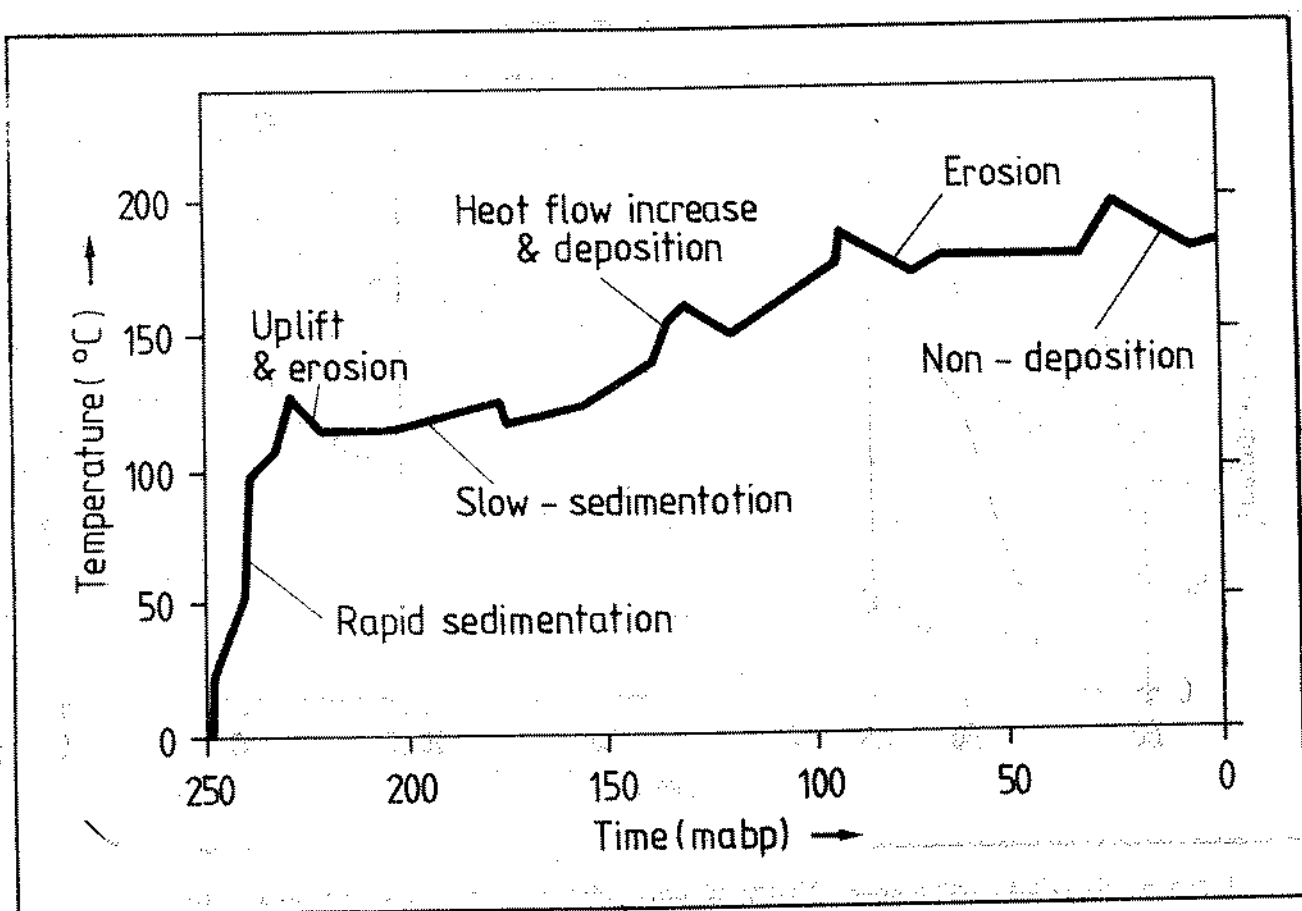


Figure 3 : Calculated temperature history of a source rock at a particular point in a basin and the interpretation of different trends in temperature history in connection with relevant geologic processes.

have been studied in detail in order to test the above - mentioned general assumptions.

The time dependent temperature development of three stratigraphic units in the Cambay Basin of India shows unusual course (Yalçın et al., 1987) during the period from 43 to 19 mahp (million years before present). In contrast to a continuously increasing temperature trend in unit C, which is stratigraphically the youngest unit, the temperatures in the older units B and A decrease until 35 mahp before they also start to rise (Fig. 4). In Fig. 5 the relevant values and trends of the heat flow, sedimentation rate and sediment/water interface temperatures during the same period are shown. It is obvious that the sediment/

water interface temperature was the governing parameter during this period, since the heat flow values were constant and sedimentation and erosion periods even caused opposing developments, such as the temperature increase in all three units during an erosional period (Fig. 5). Opposing trends of increasing temperature of the unit C and decreasing trends of B and A at the same location under the heat transfer phenomena in sedimentary basins.

Calculated temperature histories of the same units in another part of the basin are characterized by a temperature decrease during the last few million years until present although heat flow and sediment/water interface temperatures remained constant and sedimentation,

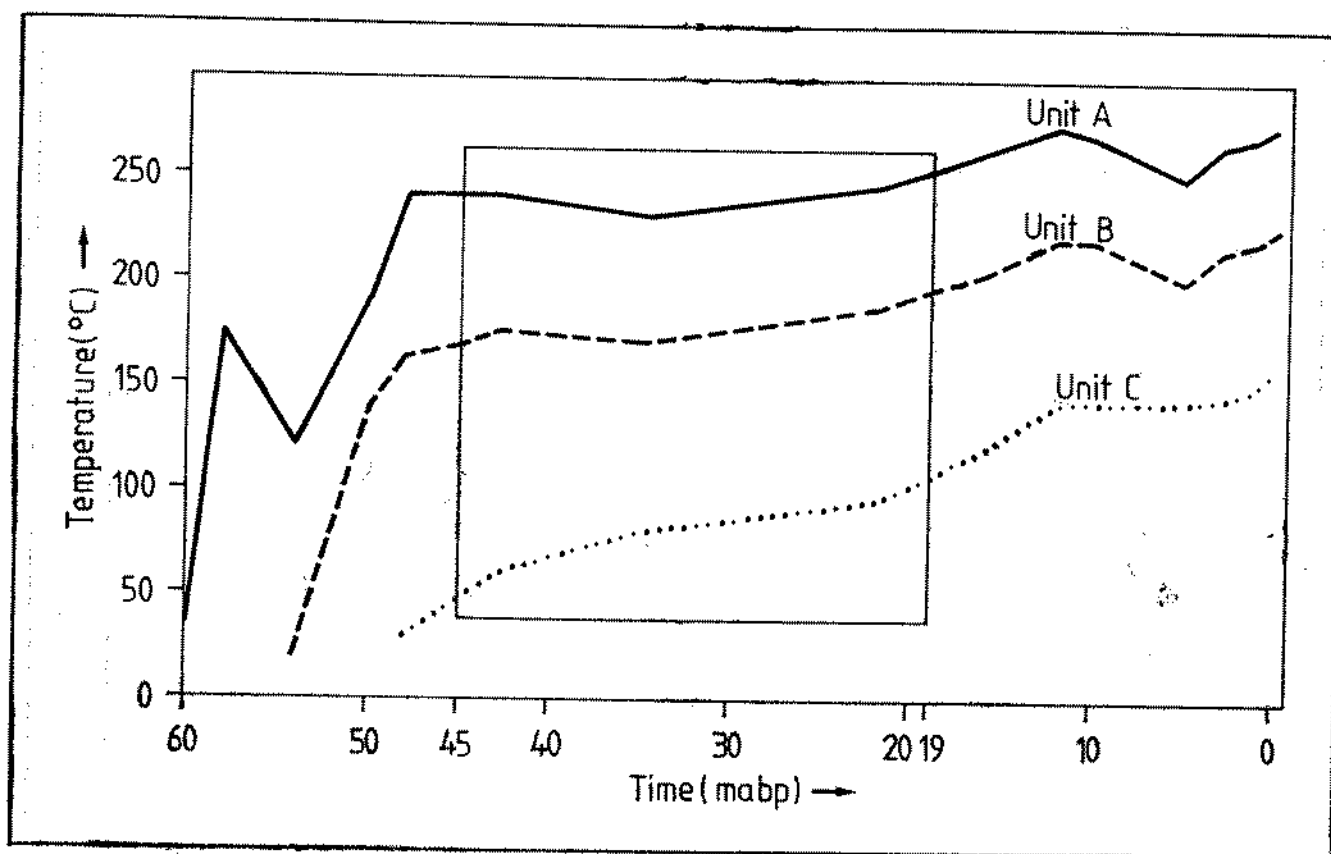


Figure 4 : Calculated temperature history of three different units in Cambay Basin, India.

e.g. burial, continued (Fig. 6). This unusual and unexpected behaviour is due to the lithology of the unit which was being deposited during that time, namely sand, which has a relatively high thermal conductivity. All other conditions in this location during the respective time span together with the deposition of a thin sandy unit then led to a situation in which thermal conductivity was the dominant parameter affecting the thermal history.

A similar development is also observed in the temperature history of a Cretaceous source rock in the San Joaquin Basin in California. This source rock was cooling down during a period in the Late Cretaceous when the heat flow did not change, deposition continued and the sediment/water interface temperature even increased. It was again a period when sandy units were deposited on the surface which

favoured heat loss from the system (Fig. 7). On the other hand just before this period the source rock was rapidly buried and heated in a relatively short time to high temperatures. Time was too short for a balanced heat budget situation, which was only reached with some delay and subsequently caused the unusual cooling.

The northern North Sea area was rifted during the Late Jurassic-Early Cretaceous (Boen et al., 1984) which caused thinning of the crust and a heat flow increase from a background value to a maximum at the turn of Jurassic-Cretaceous (Fig. 8). However, not only the heat flow increase but also the formation of rotational fault blocks affected the temperature history of the source rocks, as the shoulders of the faulted blocks were eroded while deposition, i.e. burial, continued just one

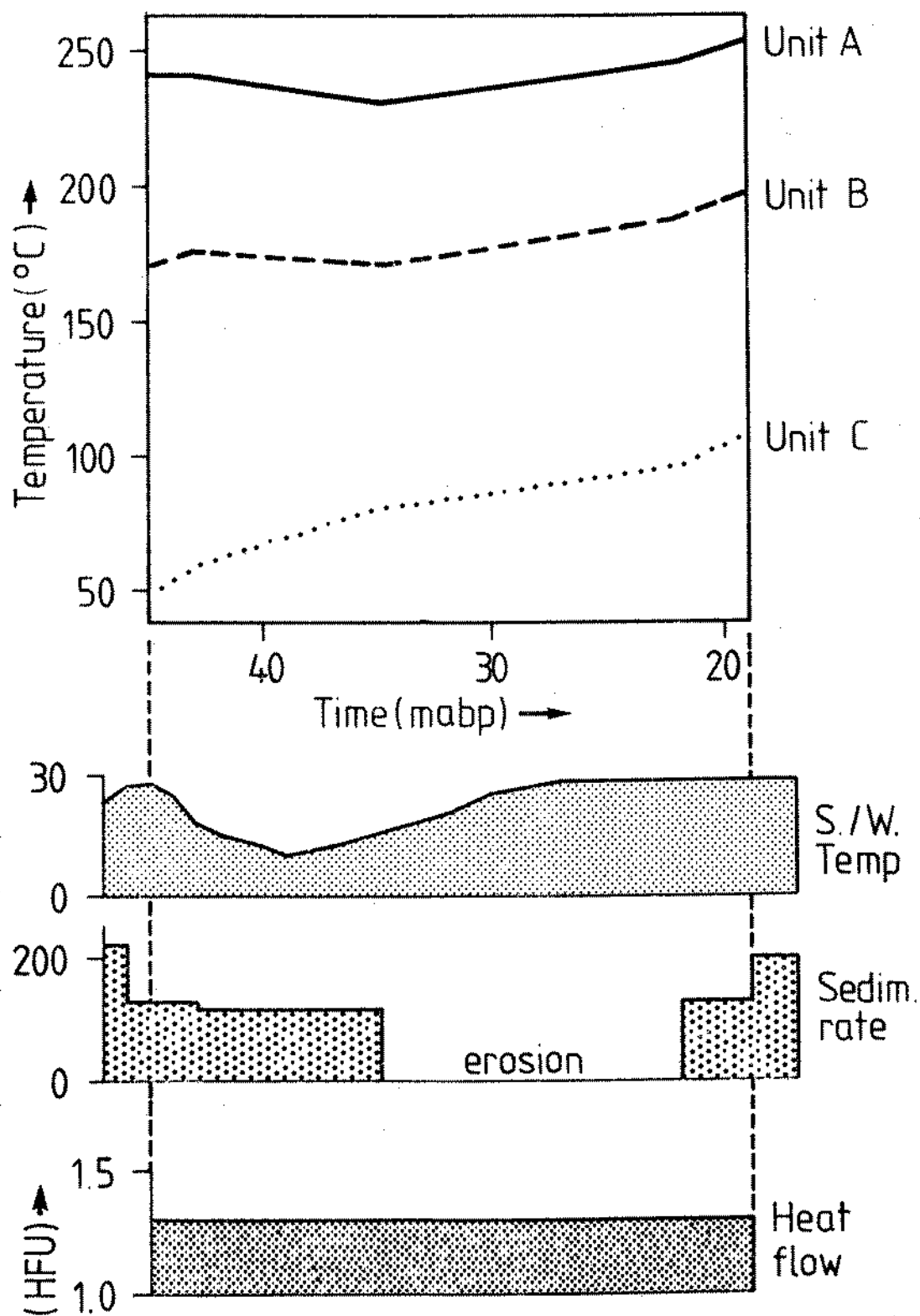


Figure 5 : Temporal distribution of heat flow, sedimentation rate and sediment/water interface temperatures together with the temperature history of the units A, B and C.

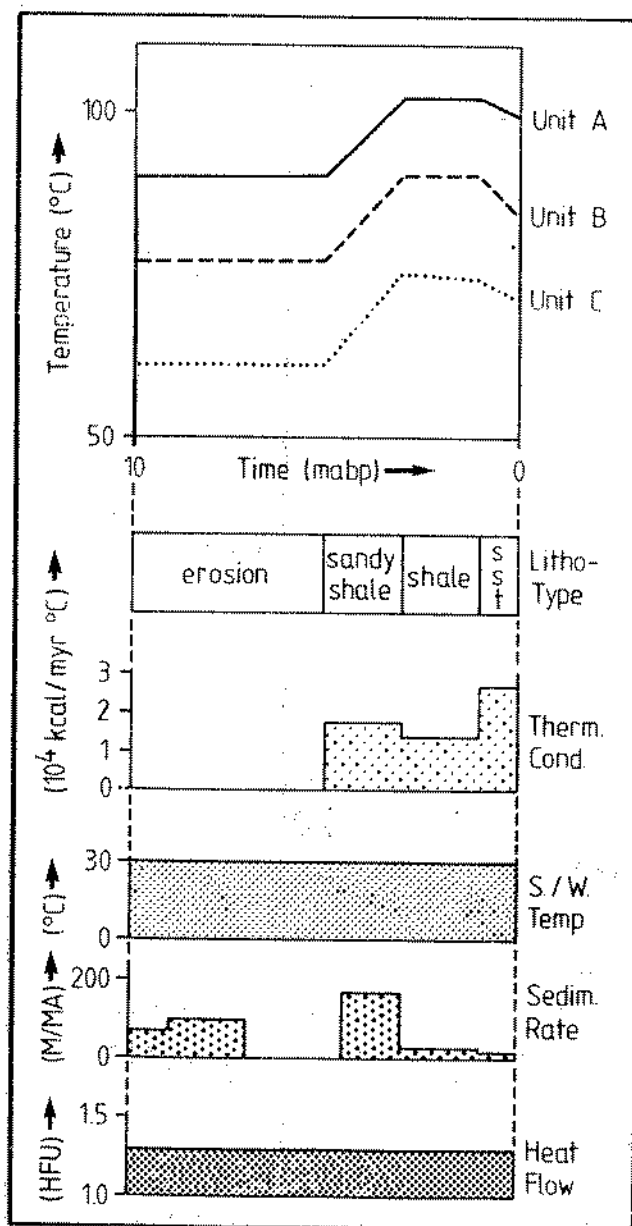


Figure 6 : Thermal history of the units A, B and C during the last 10 ma at a location in the Cambay Basin and related changes in lithotype, thermal conductivity, sediment/water interface temperature, sedimentation rate and heat flow during this period.

or two kilometers away. This erosional period caused a decrease in temperatures of a Triassic source rock despite remarkably high heat flow and sediment/water (surface) temperatures (Fig. 8). The same source rock, however, was heated on the flanks due to continuing burial.

The pressure distribution in a sedimentary basin is also one of the critical parameters which effect the temperature development. Its effect is most critical when pressures are abnormally high, which occurs when high sedimentation rates and restricted pathways for fluid expulsion lead to the trapping of pore water in sediments. The abnormally high water content leads to a reduction of the bulk thermal conductivity of the related sedimentary column, since water has a lower thermal conductivity than the sediments. Consequently, overpressured areas are in many instances characterized by abnormally high temperature gradients.

TEMPERATURE HISTORY AND HYDROCARBON GENERATION

As discussed before, the detailed temperature history of a given source rock is the essential input parameter for the computation of hydrocarbon generation based on models utilizing the laws of chemical kinetics.

The thermal history of several selected source rocks was determined by the computer-aided integrated basin modeling, which was then used to solve the kinetic equations given by Tissot and Espitalié (1975). Thus with the help of these kinetic equations for kerogen conversion and the temperature output from the geologic model the so called "specific oil and specific gas yield (HC Generation Potential)" was computed, indicating the amount of oil and gas generated per gram total organic carbon (gHC/g TOC). In this way, the hydrocarbon generation potential of a given source rock is computed from the first occurrence of hydrocarbon generation up to the present day.

These specific oil and gas yields have been computed under the assumption of a close source rock system, i.e. no expulsion of hydrocarbons was permitted. Furthermore, at this point no stoichiometric considerations were introduced with respect to a hydrogen balance.

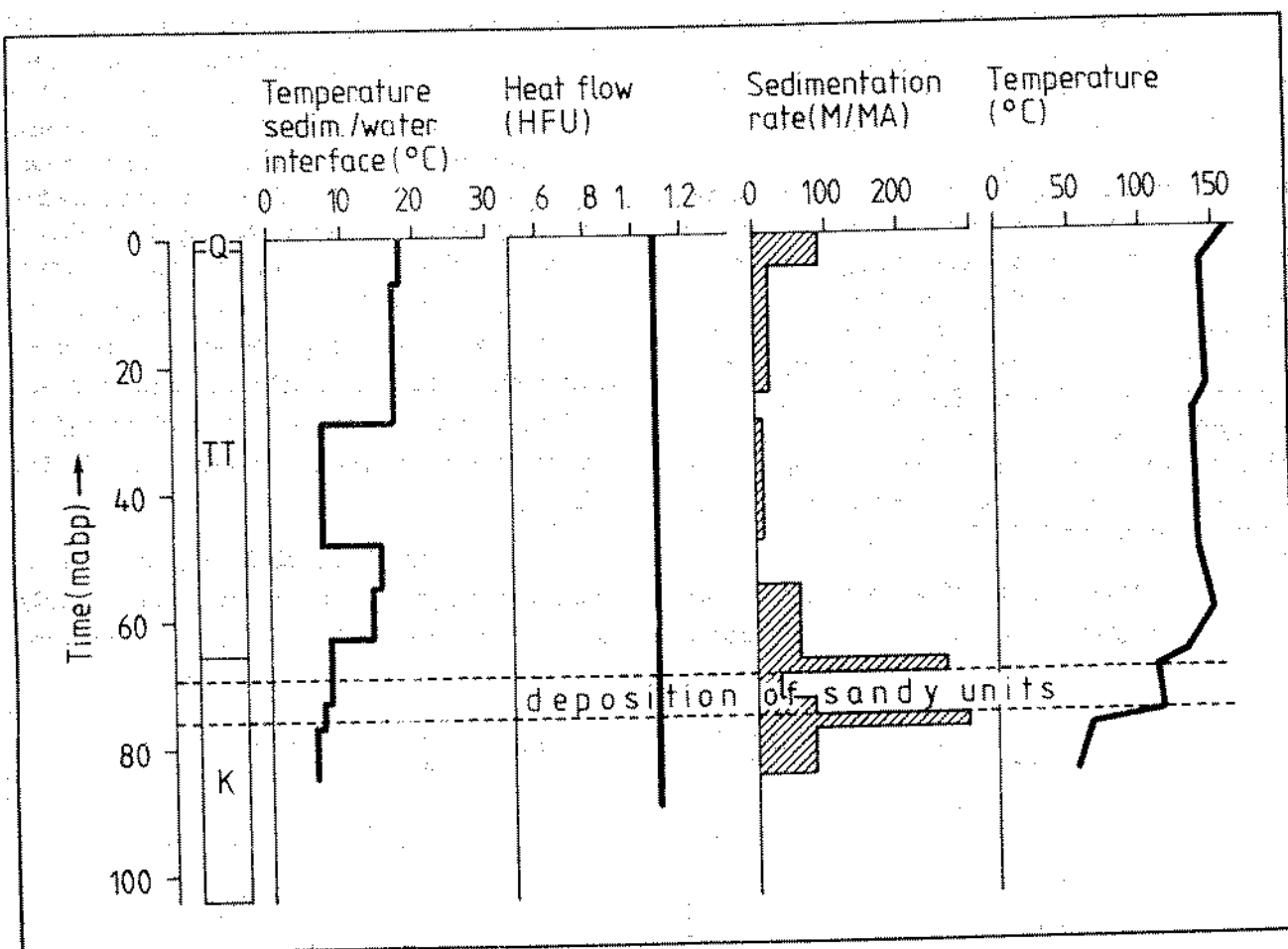


Figure 7 : Temporal distribution of some boundary conditions and the resulting temperature history of a Cretaceous source rock in San Joaquin Basin, California. K = Cretaceous, TT = Tertiary, Q = Quaternary.

In order to demonstrate the effect of the temperature history on the generation of hydrocarbons, four case histories from the northern North Sea area are discussed. These case histories represent selected points in certain basins which have been simulated numerically.

At point A a Jurassic source rock containing a type II kerogen was heated until 90 mabp with changing geologic heating rates. From 90 mabp until approximately 10 mabp the temperature in this source rock increased only very slowly at first and then remained constant. The last 8 ma are characterised by an unusually high heating rate caused by very rapid burial so that the temperature increased from 120 °C to 175 °C with a heating rate of almost

7° C/ma (Fig. 9). Consequently, the generation of oil commenced at approximately 96 mabp when the temperature was just over 100 °C. Oil generation continued at a constant rate and reached its maximum at 60 mabp at a temperature of 120 °C. Gas generation, which started as condensate generation a few million years earlier continued until 8 mabp despite the constant temperatures, because the threshold of cracking reactions was surpassed. The period during the last 8 mabp with high heating rates led to the cracking of all the oil and to a subsequent rapid generation of gas (Fig. 9).

At location B in the basin the same source rock had a temperature development, which shows similar trends but different absolute values. Oil and gas generation commenced

earlier, namely at 130 mabp and 115 mabp, respectively. The total cracking of oil to gas occurred in a relatively short period of 20 ma. Unlike at point A, no additional gas was generated at B during the period of constant temperatures during Tertiary, despite a temperature value of 175 °C. The reason is that the kerogen fraction which generated gas at 120 °C at point A was already activated here, and additional gas can only be generated by higher temperatures, since the residual gas generation potential is related to a different frequency and strength of the chemical bonds. Therefore, when the temperature increased further during the last 8 ma, a residual potential of gas was activated at about 200 °C (Fig. 9).

The thermal history of a Paleozoic source rock with a type III kerogen in another basin

shows a marked temperature increase up to 150 °C at a point C during the Triassic. Thereafter the temperature varied only slightly until it reached a maximum of 165 °C in the Jurassic. This maximum value was not reached again until present (Fig. 10). The computed hydrocarbon generation shows clearly that almost the entire oil and gas generation occurred during Triassic and no additional generation of gas took place during the last 200 ma since almost the entire potential was exhausted and the later temperatures were not high enough to activate the remaining gas generation potential (Fig. 10).

At the point D burial during the Triassic was less than at the other points. Consequently, the temperature in the source rock increased

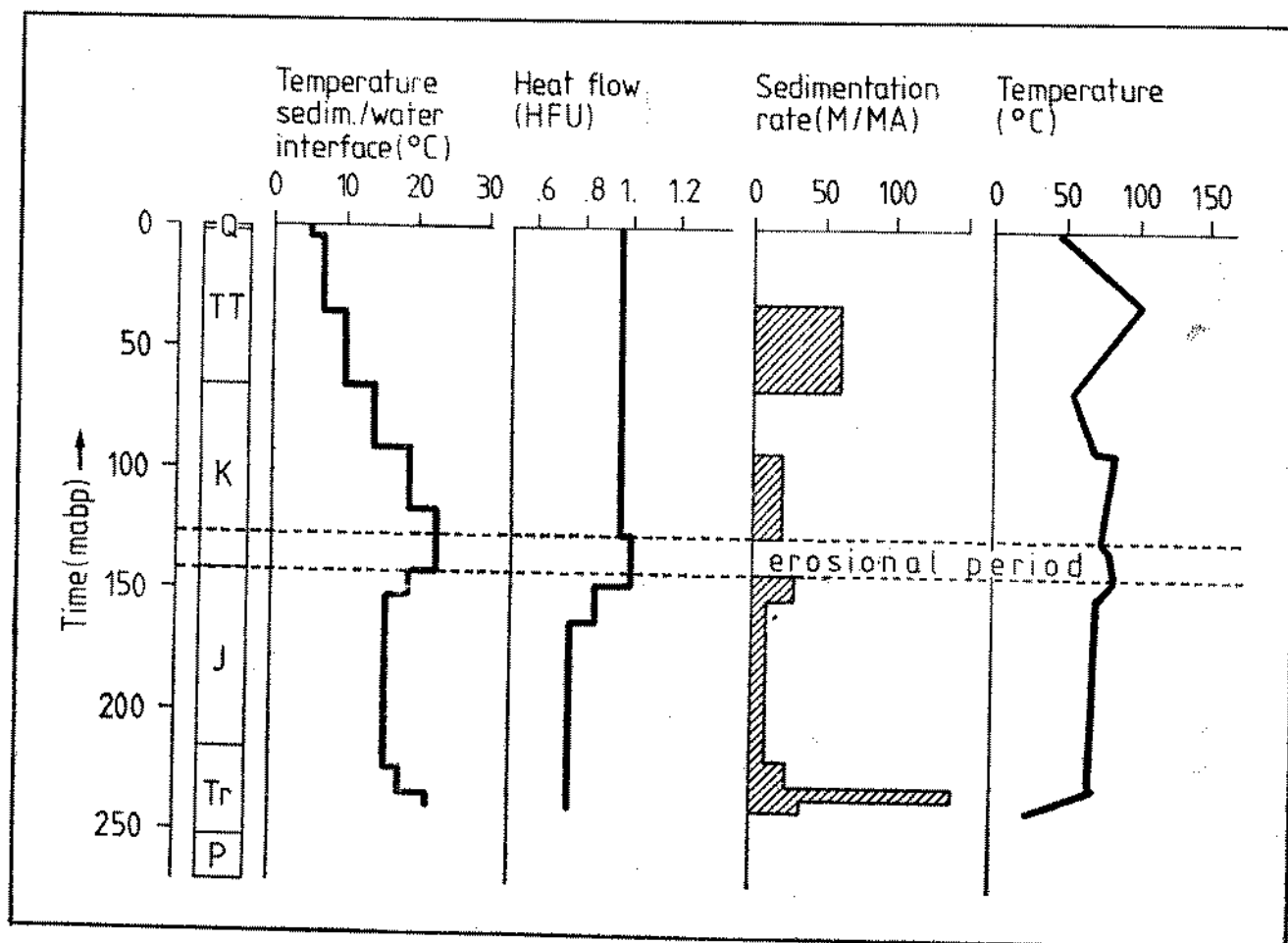


Figure 8 : Temporal distribution of some boundary conditions and the resulting temperature history of a Triassic unit in northern North Sea Area, P = Permian, J = Jurassic, K = Cretaceous, TT = Tertiary, Q = Quaternary.

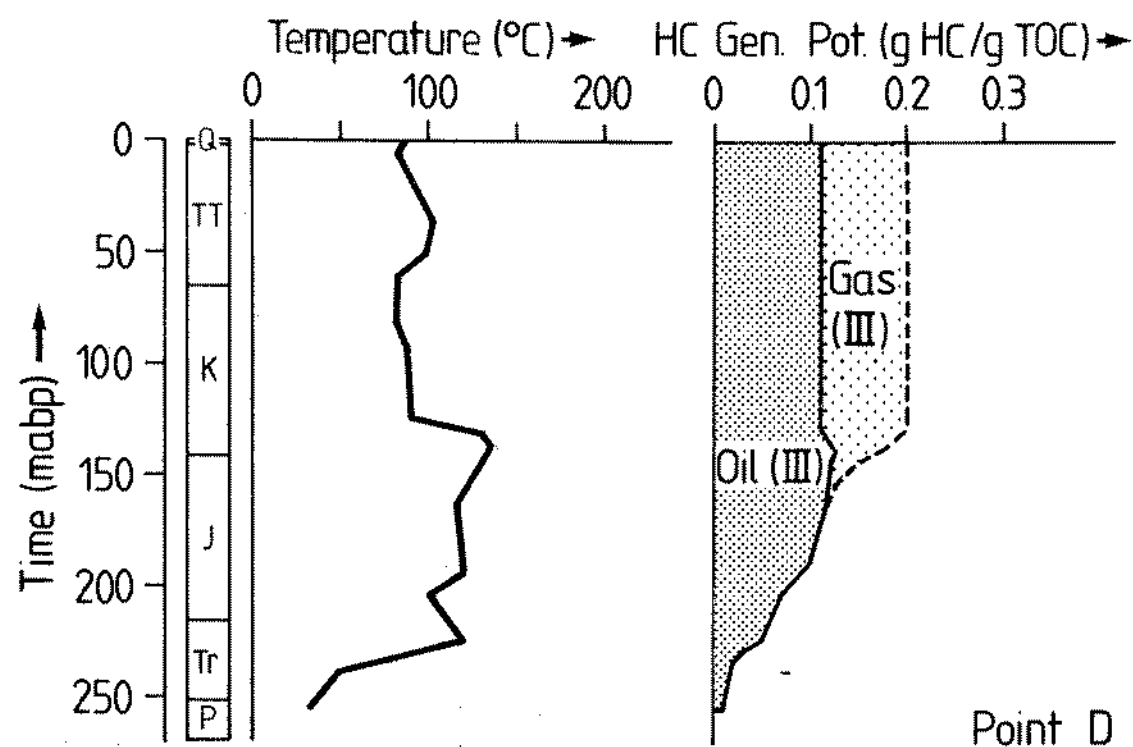
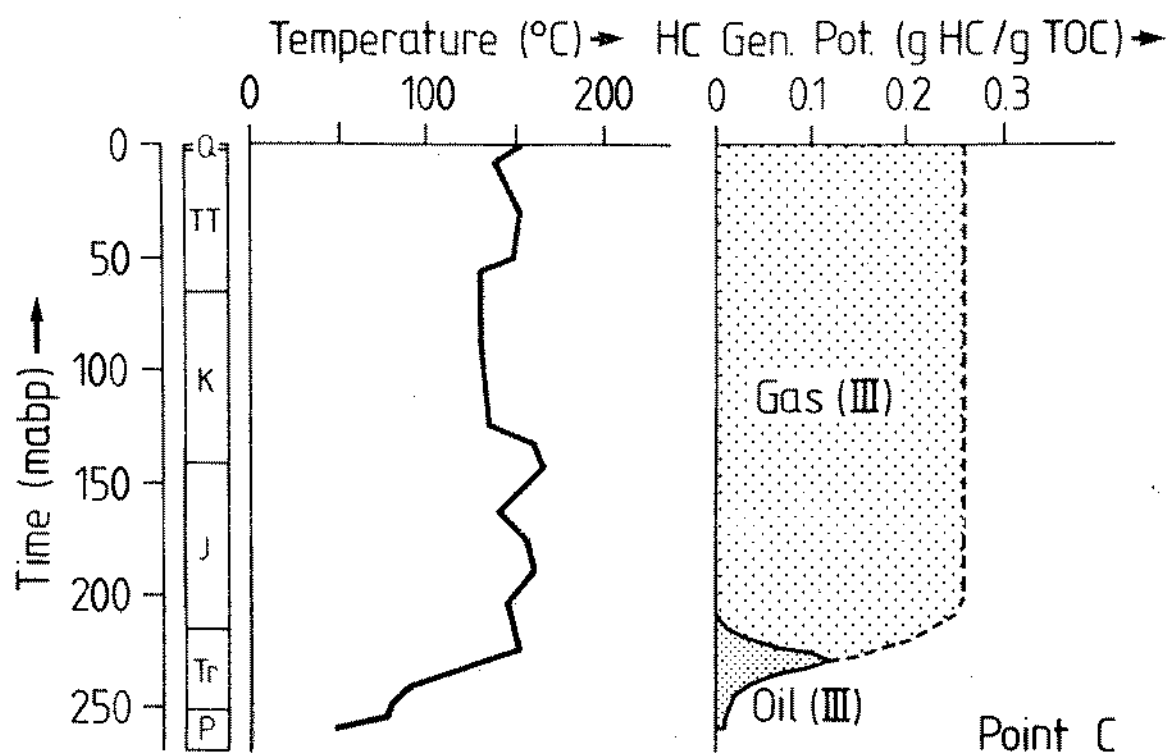


Figure 9 : The calculated temperature and hydrocarbon generation potential development of a Jurassic source rock (Type II kerogen) at two different points in the northern North Sea area.

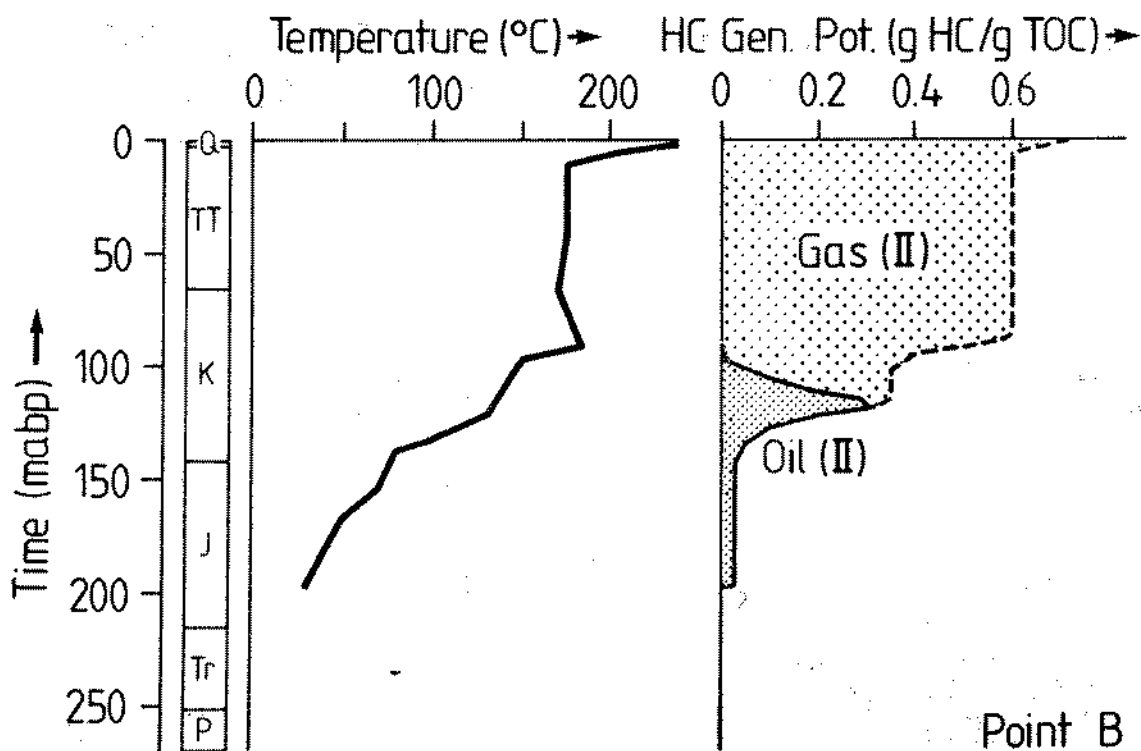
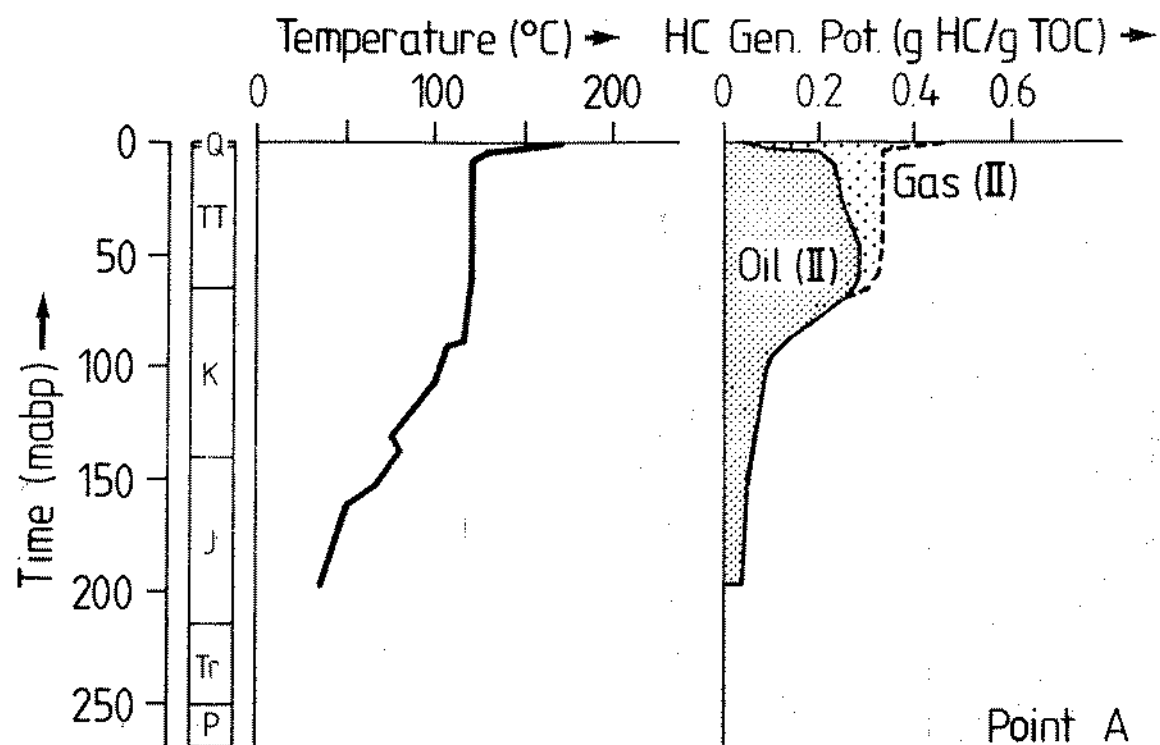


Figure 10 : The calculated temperature and hydrocarbon generation potential development of a Paleozoic source rock (Type III kerogen) at two different points in the northern North Sea area.

only to a level at which oil generation only reached the initial phase. It continued with slightly changing rates until the end of Jurassic, when the maximum temperature of 140 °C was reached. At that time the cracking of oil into gas had already commenced and the generation of gaseous hydrocarbons continued despite a subsequent lowering of temperatures. Additional gas was generated up to 124 mabp when the cracking reaction stopped as the temperature dropped below a critical threshold value of about 110 °C. This critical value was not reached again so that no additional gas was generated and in this respect the situation, remained in a "frozen" state from 124 mabp until present (Fig. 10).

CONCLUSIONS

The generation of hydrocarbons is controlled by the rate and completeness of the chemical reactions that convert kerogen into hydrocarbons. Temperature is the governing factor for these chemical reactions. Once the temperature history of a given source rock is known, the timing, type, amount and rate of hydrocarbon generation can be computed from set of kinetic equations.

The conventional way to determine the hydrocarbon potential is via maturity values (based on vitrinite reflectance) and hydrocarbon generation curves. Although still widely used, this conventional approach is by far less accurate and does not lead to quantitative data. Furthermore, it cannot define the exact timing of phases of intense hydrocarbon generation, since the kinetics of vitrinite reflectance and hydrocarbon generation are different. Consequently, critical parameters such as the spatial and temporal distribution of oil and gas generation in different source rocks, can only be defined by a kinetic approach. A kinetic approach, however, requires a accurate temperature history. Hence a realistic reconstruction of the temperature history of sedimentary basins is essential for the definition of the hydrocarbon potential of a basin.

The thermal history of a source rock can only be defined after an analysis of the entire

sedimentary basin and the relevant boundary conditions. A sedimentary basin is formed by very complex interrelated processes, which form a multiparameter system. These processes exhibit non-linear relationships under dynamic conditions i.e. during basin evolution. In physical processes during basin evolution steady state conditions are never reached.

The thermal history of sedimentary basins, a time dependent energy balance process, is controlled by heat flow, surface and/or sediment/water interface temperatures, sedimentation and/or erosion rates, lithologies and finally by pressure. Examples from modeling studies in different basins clearly demonstrate that the temperature history of a certain source rock is determined by the combined effects of all these parameters. No single parameter can be identified as being the most important one.

A certain parameter becomes dominant only during a certain period depending on the boundary conditions during the evolution of a sedimentary basin. Consequently, methods which emphasize only a single parameter generally lead to erroneous results and misleading conclusions such as that burial always causes a temperature increase or that temperatures rise when the heat flow increases. It is even possible that two different source rocks occupying different depth and age levels can be affected in very different ways by the same boundary conditions. Therefore, when reconstructing the temperature history, the geologic evolution of a basin as a whole has to be considered, and not only certain aspects of it. Static methods such as a combination of burial history diagrams and geothermal gradients are not accurate enough to reflect the dynamic nature of the heat transfer processes in sedimentary basins and therefore are often erroneous or misleading.

The numerical simulation of basin evolution, which permits an integrated and quantified approach, is probably the most accurate method for a realistic and comprehensive temperature history reconstruction.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are thankful to Canadian Hunter, Calgary, Canada, to grant permission to publish information on the San Joaquin Basin, USA. We gratefully acknowledge the permission by Norsk Hydro, Oslo and Statoil, Stavenger, Norway to publish information on wells in the North Sea. We also would like to thank Mr. B. Wygrala of IES for critically reading the manuscript. Many thanks go to Miss Fix for typing the manuscript.

REFERENCES

- Boen, F., Eggen, S. and Vollset, J., 1984, Structures and basins of the margin from 62 to 69° N and their development, in: A.M. Spencer et al. (Eds.), *Petroleum Geology of the North European Margin*, 253 - 270.
- Juentgen, H., Klein, J., 1975, Entstehung von Erdgas aus kohligen Sedimenten. *Erdöl und Kohle-Erdgas-Petrochemie vereinigt mit Brennstoff-Chemie*, 28, 2, 65 - 73.
- Philippi, G.T., 1965, On the depth, time and mechanism of petroleum generation. *Geochim Cosmochim. Acta* 29, 1021 - 1049.
- Sharp, J.M., Jr., and Domenico, P.A., 1976, Energy transport in thick sequences of compacting sediments. *Geol. Soc. America Bull.*, 87, 390 - 400.
- Stallman, R.W., 1963, Computation of ground-water velocity from temperature data, in methods of collecting and interpreting ground-water data. *U.S. Geol. Survey Water Supply Paper*, 1544-H, 36-46.
- Tissot, B., 1969, Premières données sur les mécanismes et la cinétique de la formation du pétrole dans les sédiments. Simulation d'un schéma réactionnel sur ordinateur. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, 24, 470-501.
- Tissot, B.P. and Espitalié, 1975, Thermal evolution of organic matter in sediments: Applications of a Mathematical Simulation. *Rev. Inst. Fr. Pet.* 30, 5, 743 - 777.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H., 1978, *Petroleum Formation and Occurrence*. Springer Verlag, 538 pp.
- Tissot, B.P. and Welte, D.H., 1984, *Petroleum Formation and Occurrence*, second revised and enlarged edition. Springer Verlag, 699 pp.
- Tissot, B.P., Durand, B., Espitalié, J., Combaz, A., 1974, Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 58, 3, 499 - 506.
- Ungerer, P. and Pelet, R., 1987, Extrapolation of the kinetics of oil and gas formation from laboratory experiments to sedimentary basins. *Nature*, 327, 6117, 52 - 54.
- Ungerer, P., Behar, F., Villalba, M., Heum Odd Ragmar, Audibert, A., 1987, Kinetic modeling of oil cracking. 13th International Meeting on Organic Geochemistry, Abstracts, Venice, Italy, Sept. 1987, 194 - 195.
- Welte, D.H., 1965, Relation between petroleum and source rock. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 49, 46 - 68.
- Welte, D.H., 1966, Kohlenwasserstoffgenese in Sedimentgesteinen: Untersuchungen über den thermischen Abbau von Kerogen unter besonderer Berücksichtigung der n-Paraffinbildung. *Geol. Rundschau*, 55-1, 131 - 144.
- Welte, D.H., 1972, Petroleum exploration and organic geochemistry. *J. Geochem. Explor.* 1, 117 - 136.
- Welte, D.H. and Yüklér, A., 1981, Petroleum Origin and Accumulation in Basin Evolution - A Quantitative Model. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 65, 1387 - 1396.
- Welte, D.H. and Yalçın, M.N., 1985, Formation and occurrence of petroleum in sedimentary basins as deduced from computer-aided basin modeling. *International Conference on Petroleum Geochemistry and Exploration in the Afro-Asian Region, Dehra Dun, India, Nov. 1985, Key Note Papers*, 1 - 21.
- Yalçın, M.N., Welte, D.H., Kumar, S.R., Misra, K.N., Misra, G.S., Mandal, S.K., Balan K.C., Mehrotra, K.L., Lohar, B.L., 1987, Three-dimensional computer-aided basin modeling of Cambay Basin, India. A case history of hydrocarbon generation. *Proceedings of International Conference on Petroleum Geochemistry and Exploration in the Afro-Asian Region, Dehra Dun, India, Nov. 1985, (in press)*.
- Yüklér, M.A. and Kokesh, F., 1984, A review of models in petroleum resource estimation and organic geochemistry. In: Brooks, J. and Welte, D.H. (eds.), *Advances in petroleum geochemistry*, 1, 69 - 113.
- Yüklér, A., Cornford, C. and Welte, D.H., 1978, One-Dimensional Model to Simulate Geologic, Hydrodynamic and Thermodynamic development of a Sedimentary Basin. *Geol. Rundschau*, 67, 960 - 979.

Ege Denizi'nin Hidrokarbon Aramaları Yönünden İrdelenmesi

Observations in the Aegean Sea from the Point of View of Hydrocarbon Exploration

SÜLEYMAN TURGUT*

ÖZ

Ege Denizi, Orta Miyosen sonlarında Batı Anadolu'da başlayan gerilme tektonik rejiminin etkinliğinde açılmış, son düşey hareketlerle bugünkü şeklini almıştır. Denizin açılmasına neden olan gerilme rejimi, Batı Anadolu'da bazı istisnaların dışında tamamıyla düşey hareketlerle temsil olunur.

Ege Denizi'nde, açılmayla beraber oluşmaya başlayan çökel havzalar gerilme rejiminin bu özelliklerini yansıtır. Bu nedenle çoğu çökel havza ya bir tarafından, ya da her iki tarafından yüksek atımlı normal faylarla çevrilmiştir.

Ege Denizi'ndeki pekçok Neojen çökel havzası, tektonik rejimin gereği olarak kuzeydoğu - güneybatı veya kuzeybatı - güneydoğu yönünde gelişmiştir. Havzaların genişliği ve içerdikleri çökel kalınlık güneyden kuzeye doğru artmaktadır. Bu açıdan Ege Denizi'nin hidrokarbon potansiyeli yönünden önemi de güneyden kuzeye doğru artmaktadır. Özellikle Ege Denizi'nin orta kuzeyinde ve kuzeyinde yer alan çökel havzalarında 2000 metreden daha kalın Neojen çökelleri oluşmuştur. Bu çökeller hem anakaya, hem örtü kaya ve hem de hazne kaya olabilecek fasiyesler içermektedirler. Yapılan çalışmalar, özellikle kalın çökel istif içeren havzalarda çökel istifin hidrokarbon türetebilecek yeterli olgunluğa ulaştığını ve bu havzaların çeşitli kapan türleri içerdiğini göstermiştir. Kuzey havzalarda yapılan bazı arama çalışmaları ekonomik hidrokarbon birikiminin varlığını kanıtlamışlardır.

ABSTRACT

The Aegean Sea has opened up under the influence of extensional tectonic regime which had started towards the end of the Middle Miocene in Western Anatolia. Latest normal block faulting has shaped its present-day configuration. The extensional tectonic regime which caused the opening up of the Aegean Sea has been represented by vertical movements entirely in Western Anatolia, excepting a few isolated cases. The Neogene sedimentary basins which formed during the opening of the Aegean Sea reflect the characteristics of an extensional tectonic regime. As a result, many of the basins in the Aegean Sea are bordered on either one or both sides by large normal faults. These basins are oriented either in northeast-southwest or northwest-southeast directions reflecting tectonic alignments in the Aegean Sea. Size of the basins and sedimentary thickness in them become greater from south to north. Thus, the hydrocarbon prospectivity of the Aegean Sea increases from south to north. Especially, in the central north and northern sedimentary basins, more than 2000 meter-thick sediments were deposited. These sediments comprise source, reservoir and seal facies. Studies indicate that the source rocks are mature enough to generate hydrocarbons and the type of organic matter found in the source rock facies is both gas and oil prone type. Seismic studies indicate that good hydrocarbon traps could exist in the northcentral and northern Aegean sedimentary basins. Hydrocarbon exploration efforts in the north Aegean basins have resulted with a number of economical successes.

(*) Süleyman TURGUT, TPAO, Arama Grubu, Ankara.

GİRİŞ

Bu makale ile Ege Denizi'nin Neojen çökel özellikleri ve çökel bavya oluşumları ele alınmakta, hidrokarbon potansiyeli hakkında görüşler ve bilgiler verilmektedir.

Ege Denizi Neojen çökelleri, bu denizde ve bu denizi çevreleyen iri ufaklı pekçok graben havzasında çökelmişlerdir. Dolayısıyla grabenlerin oluşumuyla Ege Denizi'nin açılması arasında direk ilgi bulunmaktadır. Ege Denizi'nin açılmasına neden olan gerilme tektoniği aynı zamanda grabenlerin de oluşmasına neden olmuştur. Ege Denizi ve grabenlerinin oluşmasına neden olan gerilme tektoniği bir çok çalışmacı tarafından detaylı bir şekilde incelenmiştir (Brooks ve Feientinos, 1980; Brooks ve Williams, 1982; Dermitzakis ve Papanikolaos, 1981; Dewey ve Şengör, 1979; Fytikas v.d. 1984; Jackson v.d. 1983, Lalachos ve Savoyat, 1979; Le Pichon ve Angelier, 1981; Le Pichon v.d. 1984; Lybèris, 1984; McKenzie, 1978; Morelli v.d., 1975; Needham v.d., 1973; Turgut, 1987).

Ege Denizi Neojen havzalarının tamamı, oluşmalarına neden olan gerilme tektoniğinin özelliklerini yansıtır. Mamafih berberi, çökelme mekanizması ve çökel içeriği açısından önemli farklılıklar gösterirler. Bu farklılık özellikle güneyden kuzeye doğru daha açık şekilde izlenebilir. Kuzeydeki bavyalar güneydekilere nazaran daha hızlı bir çökme ve çökmenin etkisinde kalmışlardır. Bu nedenle kuzey havzaları daha kalın çökel istif içerirler. Üst Miyosen çökelme periyodunu takibeden Pliyosen ve Pleistosen döneminde gelişen genç tektonik hareketler çökel havzalarda hidrokarbon kapanmasına elverişli çeşitli yapılar oluşturmuşlardır. Bundan dolayı, 1960 sonları ile 1970 başlarında açılan ilk arama kuyuları bu tür kapanları test etmek amacıyla açılmış ve başarılı sonuçlar elde edilmiştir.

EGE DENİZİ'NDE HIDROKARBON ARAMA ÇALIŞMALARI

Ege Denizi'nde arama bedefli ilk kuyular kuzeyde Thermaikos körfezinde açılmıştır. Texaco Petrol Şirketi 1970 yılında Thermaikos

Körfezinde 3560 metre son derinliği olan Thermaikos - 1C kuyusunu açmıştır. Bu kuyuda Miyosen klastik istifinde petrol ve gaz emareleri görülmüştür. Aynı yıl aynı şirket aynı alanda son derinliği 3660 metre olan Thermaikos - 1A kuyusunu açmıştır. Bu kuyuda ekonomik bir bulguya rastlanmamıştır.

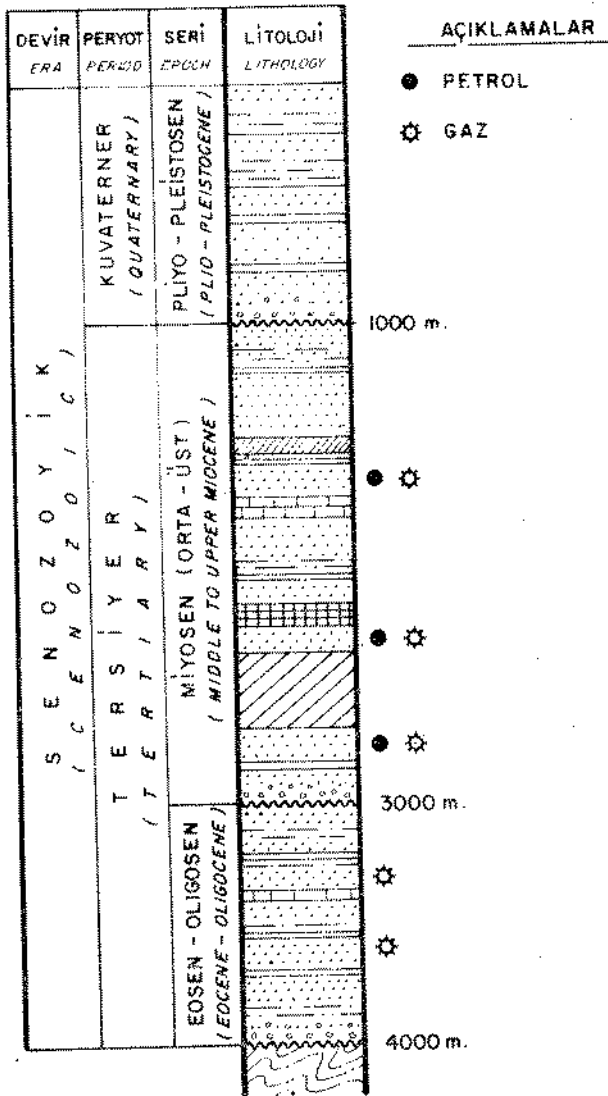
1971 yılında Colorado Petrol Şirketi Taşoz Adasının 30 kilometre kadar doğusunda son derinliği 2270 metre olan Doğu Taşoz-1 arama kuyusunu açmıştır. Bu kuyuda ağır petrol içerikli yüksek gözenekli Üst Miyosen kumtaşlarına rastlanmıştır. Petrolün gravitesi düşük olduğundan (11 API°) üretilmemiştir. Daha sonra 1973 yılında Colorado Şirketi Taşoz Adasının 7 kilometre kadar batısında son derinliği 3270 metre olan Güney Kavala-1 kuyusunu açmıştır. Bu kuyu Üst Miyosen kumtaşlarından günde 20 milyon ayak-küb gaz ve 460 varil kondanseyt üretmiştir.

1974 yılında Oceanic Grubunu oluşturan Petrel şirketleri topluluğu Taşoz Adasının kuzeybatısında, Kavala Körfezinde son derinliği 346 metre olan Prinos - 1 kuyusunu açmışlardır. Kuyuda gözenekliliği yüzde 25'e varan, geçirgenliği de 500 milidarcy olan kalın Üst Miyosen kumtaşları kesilmiştir. Bu kumlardan günde 3000 varil petrol test edilmiştir. Bugün Prinos sabasında açılan 12 adet üretim kuyusundan günde yaklaşık 2800 varil petrol üretilmektedir.

1973 yılında Conoco Petrol Şirketi Limnos Adasının yaklaşık 24 kilometre güneydoğusunda son derinliği 2804 metre olan Limnos - 1 kuyusunu açmıştır. Bu kuyuda kalın Eosen-Oligosen çökel istifi ile bir miktar Miyosen istifi kesilmiştir. Kuyuda herhangi bir hidrokarbon emaresine rastlanmamıştır.

1978 yılında Union Texas Turkey Şirketi İzmir Körfezinde ve Foça açıklarında son derinliği 2220 metre olan Foça - 1 kuyusunu açmıştır. Kuyuda kalın bir Miyosen çökel istif kesilmiştir, fakat bu istifin son 1000 metreye yakın bir bölümü tamamen volkanik kökenli bir istif olup çökel istifin potansiyelliğini yok etmiştir. Mamafih kuyuda 360 metre kadar evaporit kesilmiştir.

Bu faaliyetlerden ayrı olarak, TPAO, Shell Oil, Ashland Oil of Turkey, Seismic Exploration International SA, Gulf Oil, Dorchester Gas Corporation ve Continental Oil Company of Turkey gibi şirketler Ege Denizi'nin muhtelif alanlarında sismik aramalar yapmışlardır. Haritalanan yapıların ve kapanların yeterince büyük olmadığı varsayımından hareket edilerek yeni kuyular açılmamıştır. Daha sonra Amoco Oil of Turkey Kuşadası, Foça, Edremit ve Saroz Körfezlerinde yeni sismik ve jeolojik çalışmalar yapmış ve bu alanların potansiyelini değerlendirmiştir (Moulton ve Johnson, 1986).



Şekil 1 : Ege Denizi'nin genelleştirilmiş Lito - Stratigrafisi

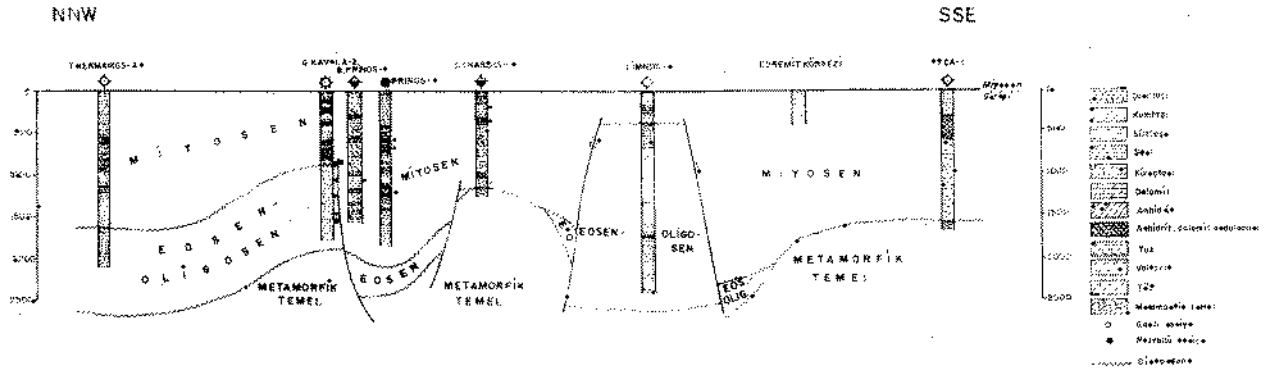
Figure 1 : Generalized Lithostratigraphy of the Aegean Sea.

Görüldüğü üzere Ege Denizi'nin çeşitli yöreleri, özellikle kalın çökel istif içeren Neojen graben havzaları petrol şirketlerinin ilgisini çekmiştir.

Yapılan jeolojik, jeofizik ve hidrokarbon arama çalışmaları Ege Denizi grabenlerinde hidrokarbon türümü ve kapanlanması için yeterli kalınlıkta ve organik olgunlukta çökel istifin olduğunu kanıtlamıştır. Şekil - 1, Ege Denizi kuzey graben havzalarında görülebilecek olası lito-fasiyesleri ve kalınlıklarını göstermektedir. Görüldüğü üzere bazı Neojen grabenleri 3000 metreye varan Miyosen-Pliyo-Pleistosen çökelleri içermektedir. Neojen çökelleri dışında, yöresel olarak bu havzalarda Eosen-Oligosen yaşlı Tersiyer çökel kalıntılarına da rastlamak mümkündür.

Tersiyer çökel istifi Ege Denizi'nde tek başına bir ekonomik potansiyel oluşturmamakla beraber Neojen grabenlerinde kalın Neojen çökelleri ile bir arada bulunması halinde önemli potansiyel içermektedir. Aksi halde gerekli ana kaya ve örtü kayadan yoksundur.

Çanakkale, İntepe ve Edremit Körfezinde Küçük kuyu mevkiinde Neojen şeyil ve marnlarında yapılan ana kaya çalışmaları bu kayalarlarda yüzde 1.91, 1.84, 1.45, 0.76 oranlarında toplam organik karbon (TOC) olduğunu saptamıştır. Bu oranlar hidrokarbon türümü açısından yüksek değerlerdir (minimum değer yüzde 0.6 olmalıdır). Yine bu veriler üzerinde yapılan organik olgunlaşma ve kerojen tipini tanımlama çalışmaları, yeterli organik olgunluğun varlığını ve tanımlanan kerojen tipinin de hem petrol ve hem de gaz türetebilecek türde olduğunu saptamıştır. Ayrıca, Yunanistan'ın Taşoz Adası'nın batısında bulunan Prinos ve Güney Kavala sahalarında Üst Miyosen kumtaşı rezervuarlarından önemli miktarlarda petrol ve gaz ürettiği göz önüne alınırsa, Ege Denizi Neojen grabenlerinin içerdiği çökel istiflerin hidrokarbon oluşması açısından yeterli miktarda toplam organik karbon (TOC) içerdikleri ve bunun yeterince olgunlaştığı kolayca anlaşılabılır. Şekil - 2, Kuzey Ege Denizinde ve Türkiye kıyılarına yakın alanlarda, petrol şirketlerince en yoğun arama yapılan çökel havza bölgelerini



Şekil 3 : Ege Denizi'nin kuzey yarısında açılan kuyulardan geçen kuzey kuzeybatı - güney güneydoğu yönlü stratigrafik kesit.

Figure 3 : NNW - SSE stratigraphic cross-section, from half of the northern part of the Aegean Sea wells.

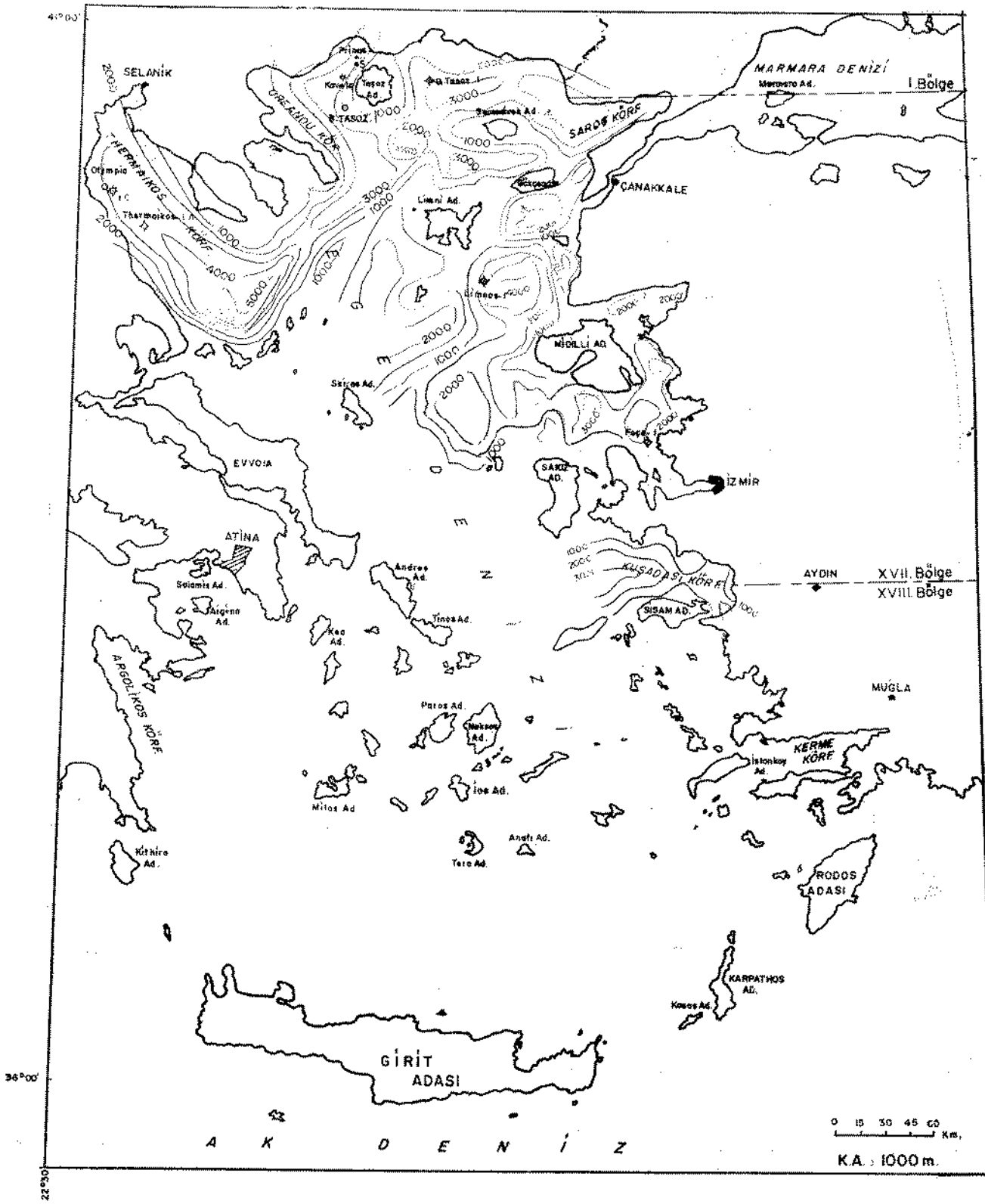
göstermektedir. Şekil - 2'ye göre İzmir - Foça Körfezi, Limni - Gökçeada - Bozcaada adaları arasında kalan bölge, kuzeyde Taşoz Adasının doğusu ve batısı, Kavala Körfezi, kuzeybatıda Thermaikos körfezi petrol şirketlerinin en fazla ilgi gösterdiği ve sondajlı hidrokarbon aramaları yaptıkları bölgeleri oluşturmaktadır. Şekil - 3'de ise hidrokarbon aramaları açısından en fazla ilgi gören çökel havzaların kuzey kuzeybatıdan güney güneydoğuya doğru birbirlerine göre konumları görülmektedir. Kesitten görüleceği üzere bütün havzalar Neojen gerilme tektoniğinin özelliklerini yansıtmaktadırlar. Ayrıca; Thermaikos Körfezinde ve Limni Adası'nın güneyinde ve doğusunda Neojen sedimantasyonundan ayrı olarak kalın Eosen-Oligosen çökellerine de rastlanmaktadır. Bunlar, Üst Oligosen - Alt Miyosen döneminde bölgesel yükselmenin yarattığı aşınmadan korunabilmiş yöresel çökel istifleri oluştururlar ve Thermaikos ve Güney Kavala Körfezlerinde açılan arama kuyularında hidrokarbon emaresi (show) içerirler.

Şekil - 4'de, Kuzey Ege çökel havzalarında çökel kalınlık dağılımı görülmektedir. Görüldüğü üzere, bazı çökel alanlarında çökel kalınlığı 5000 metreye kadar ulaşmaktadır. Fakat genelde 2000 ile 3000 metre arasında değişmektedir. Özellikle hidrokarbon arama faaliyetlerinin yoğun olduğu alanlarda ortalama toplam çökel kalınlığı 2500 metre ile 3500 metre arasında değişmektedir. Şekil - 4'de görülen kalınlık haritasının çizilmesi için gerekli bilgiler,

Ege Denizi'nin çeşitli alanlarında açılan arama kuyuları verilerinden (Şekil - 2) ve sismik verilerden elde edilmiştir.

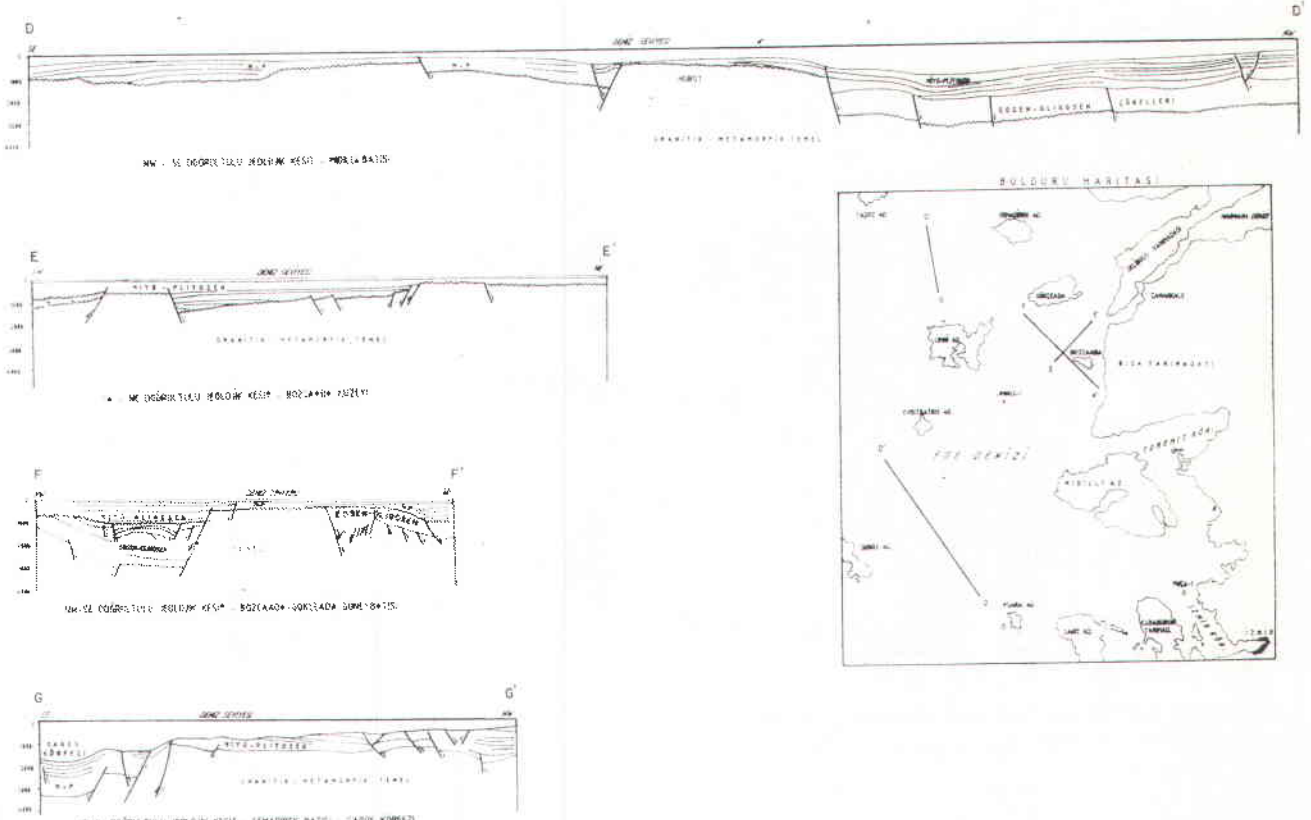
EGE DENİZİ HAVZALARININ ÇÖKELSEL ÖZELLİKLERİ

Yersel olarak gözlenen Eosen - Oligosen çökel istifleri dikkate alınmazsa, Ege Denizinde oluşan çökel havzalar, Ege Denizi'nin Orta - Geç Miyosen'de açılmasına neden olan gerilme tektonik rejiminin özelliklerini yansıtır. Kuzey-güney yönünde bir gerilme, doğu-batı yönünde bir kısalma şeklinde kendini gösteren bu tektonik rejim (Le Pichon ve Angelier, 1981) Ege Denizinde güneyden kuzeye doğru çizgisellik taşıyan birbirinden farklı çökel havzalar oluşturmıştır. Bu havzaların tümü graben havzalarının bazı özelliklerini taşırlar. Genellikle tabanından veya bir tarafından düşey atımlı normal faylarla çöken tekne görünümü arzederler. Şekil - 5, Ege Denizi'nin kuzeyinde ve kuzeydoğusunda gelişen bu tür havzaların bazılarını şematik olarak göstermektedir. Şekil - 5 DD' birbirinden farklı iki grabeni göstermektedir. Şeklin solunda yer alan ve daha sığ bir görünüm arzeden havza, deltayık bir çökel ortamı karakteri taşımakta, temel faylar belirtilmekle beraber izleri görülmektedir. Bu havzanın genel oluşum mekanizması, deltayık klasik istif havzayı doldurdukça, teknenin çökel yükün altında taban fayları da yardımıyla çökme esasına dayanmaktadır. Havzada "fore-set" tabakaları açıkça görülmektedir. Böyle bir



Şekil 4 : Ege Denizi toplam sediman kalınlık haritası.

Figure 4 : Total sediment thickness map of the Aegean Sea



Şekil 5 : Midilli Adası batısı, Bozcaada - Gökçeada - Limni Adası civarlarından ve Kuzey Ege çukurluğundan geçen jeolojik kesitler

Figure 5 : Geologic cross - sections from the various parts of the Aegean Sea.

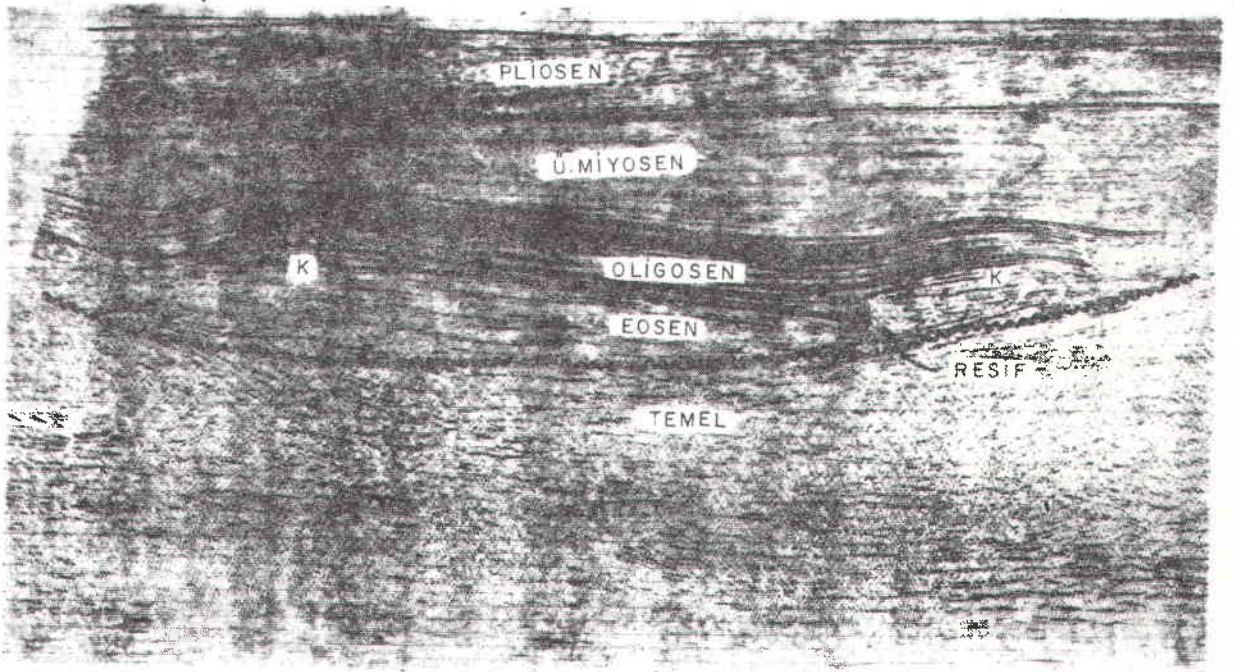
havzada üst üste binen ve havzanın periyodik çökmesi ile eşanlam taşıyan delta çökelleri görmek her zaman olasıdır. Yine Şekil-5 DD' incelendiğinde şeklin sağında yer alan havza, oluşum mekanizması açısından soldakinden farklıdır. Bu havza tam bir graben formunu yansıtmakta ve tekneyi kenarlarından sınırlayan normal fayların çökmesi ile çökmektedir. Çökel yükü altında çökme olmamaktadır. Aksi halde şekilde görülen büyük su derinliği farkı doğmamış olurdu. Böyle bir havzada yoğunluk akıntılarının sebep olduğu türbiditik çökellere rastlamak her zaman olasıdır. Şekil-5 DD' Ege Denizi'nin tam ortasından geçmektedir. Dolayısıyla Ege Denizi'nin ortasında düşey atımlı normal fayların hareketliliği ile oluşan graben havzası bulunmaktadır.

Şekil - 5 EE' Bozcaadanın tam kuzeyinden geçmekte ve asimetrik graben oluşumunu sergilemektedir. Yine böyle bir havzada deltayık çökeltme karakterini yansıtan "fore-set" taba-

kaları gözlenebilmektedir. Şekil - 5 FF' Gökçeada ve Limni'nin güneydoğusunda benzer mekanizmalarla oluşmuş grabenleri göstermektedir. Grabenler büyük atımlı normal faylarla sınırlanmışlardır. Şekil-5 FF' 'de faylanmanın oluşturduğu yapısal bir kapanım da gözlenmektedir. Hidrokarbon aramaları açısından önemli bir gelişmedir.

Şekil-5 GG'de ise hem aktif normal faylanmanın oluşturduğu graben tipi ve bem de çökel yükü altında, çökerek gelişen bir graben tipi gözlenmektedir. Saros Grabeni ve kuzeyindeki Doğu Taşoz grabenleri bunlara birer örnektir.

Ege Denizi graben havzaları oluşum mekanizması ve çökelsel özellikleri açısından farklılaşma gösterdikleri gibi kuzeyden güneye de birbirlerinden farklı karakterler sunarlar. Kuzeyde yer alan çökel havzalar daha olgun havzalar görünümünde olup oluşum safhalarını tamamlamışlar ve sakin bir görünüm almışlardır.



Şekil 6 : Taşoz Adasının doğusundan geçen sismik kesit - Doğu Taşoz Havzası

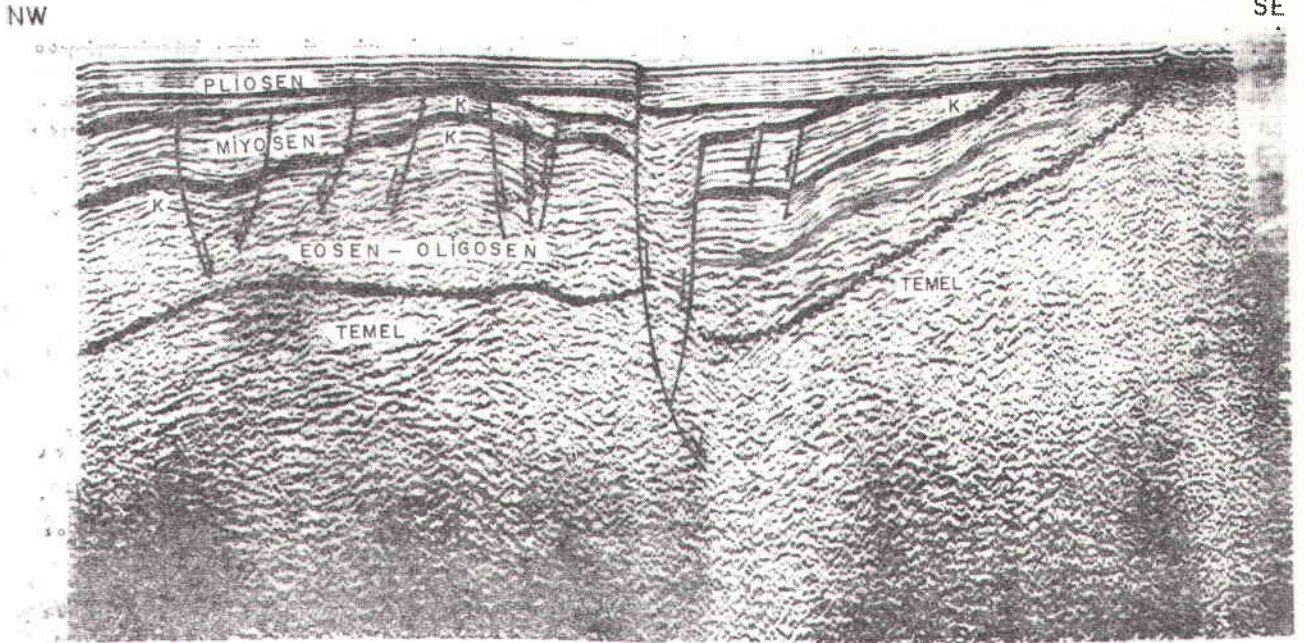
Figure 6 : Seismic section from the eastern part of the Thasos Island, eastern Thasos Basin.

Bu özellikleri ile hidrokarbon aramaları açısından daha fazla potansiyel içermektedirler. Zira organik olgunlaşma, hidrokarbon göçü ve hidrokarbonlar için olgun kapan oluşumu gibi hidrokarbon aramalarını büyük ölçüde etkileyen olaylar ancak olgun havzalarda gerçekleşebilir. Mamafih, kuzeyden güneye gidildikçe Ege Denizi çökel havzaları daha az olgun havza görünümü kazanmaktadır.

Şekil - 6, Taşoz Adasının doğusundan geçen kuzey-güney yönlü bir sismik hattı göstermektedir. Kesitte çökel istif alttan üste doğru incelendiğinde, havza oluşumunun tamamlandığı görülür. En üst birimi oluşturan Pliosen çökellerinin bile paralel bir konum aldığı ve havzanın sakin bir görünüm kazandığı gözlenmektedir. Ayrıca Pliosen çökellerini oluşturan delta "fore-set" tabakaları da çok iyi gözlenebilmektedir. Havzada fay aktivitesi ya tamamen durmuş, ya da minimuma inmiştir. Bu durumda eğer Üst Miyosen biriminin alt düzeylerinde bulunan şeyiller organik olgunlaşma düzeyine ulaşmış iseler, türeyen hidrokarbonlar göç yoluyla Eosen biriminin üzerinde oluşan yapısal kapanlara (K) yerleşecektir. Bu kapan-

lar olgun kapanlardır. Bunlara göç yoluyla gelen hidrokarbonlar başka tarafa kaçamazlar. Dolayısıyla bu kapanlar hidrokarbon aramaları açısından çok iyi potansiyel oluşturmaktadır. Yine bu kesitte görülen resif gelişmesi diğer bir elverişli kapan türünü oluşturmaktadır. Eğer Eosen çökel istifi içinde olgunlaşmış ana kayalar mevcutsa bunlardan türeyen hidrokarbonlar yine göç yoluyla, görülen resif içinde kapanlanacaklardır.

Şekil - 7, Biga Yarımadası'nın önünden ve Bozcaada'nın güneyinden geçen kuzeybatı-güneydoğu yönlü bir sismik kesiti göstermektedir. Kesitte, güneydoğuya gidildikçe çökel istifin incelerek çökel havzada Eosen - Oligosen mektedir. Görülen havzada Eosen - Oligosen çökel istifi üzerinde Miyosen - Pliosen çökel havzasının oluştuğu ve Miyosen çökmesini takiben de havzanın yükseldiği, Pliosen'de ise ortadaki yüksek atımlı normal fay kompleksinin etkinliği ile tekrar göktüğü görülmektedir. Ortadaki büyük atımlı normal fay yüzeye kadar ulaşmakta ve havzada hâlâ faya dayalı hareketlilik sürmektedir. Bu durum havzanın tam olarak olgunlaşmadığını, çökmenin ve çökme-



Şekil 7 : Biga yarımadasının güneybatı ucunun batısından geçen NW - SE yönlü sismik kesit
Figure 7 : NW - SE seismic section from the south western corner of the Biga Peninsula.

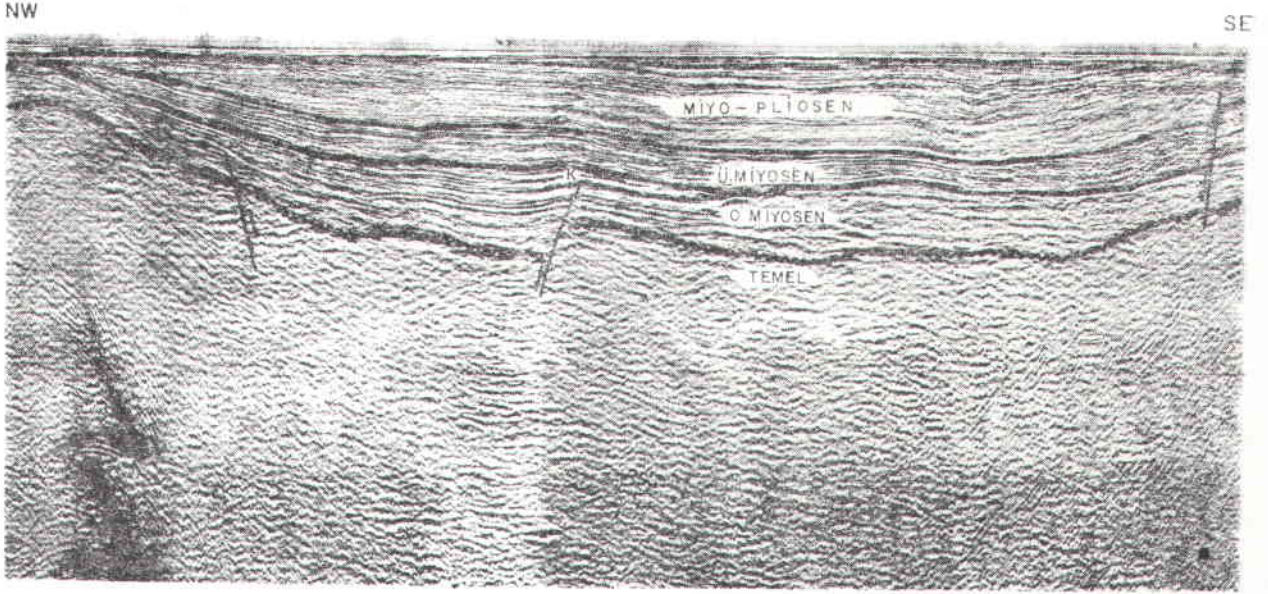
nin devam ettiğini vurgulamaktadır. Mamafih, Eosen-Oligosen ve Miyosen çökel istifleri içinde Miyosen sonrası yükselmeye ve aşınmaya bağlı olarak hidrokarbonların kapanlanabileceği birçok kapan tipi oluşmuştur. Bu kapanlar, kesitin sol yarısında yapısal, sağ yarısında stratigrafik diskordans kapanları şeklinde gelişmişlerdir. Mamafih bu kapanların gerçek potansiyel kapanlar olabilmesi için diskordans yüzeyinin geçirimsiz olması gerekmektedir. Diğer taraftan havzanın ortasındaki büyük sentetik normal fayla onun antitetik fayı havzada bir hareketliliğe ve dolayısıyla bir duraysızlığa neden olmaktadır. Havzanın bu faylar nedeniyle zaman zaman hareketlenmesi kapanların çatlamasına ve kapanlanmış olan hidrokarbonların kaçmasına ve dolayısıyla kapanların boşalmasına neden olabilir. Görüldüğü üzere bu havzada hidrokarbon aramaları açısından risk fazladır.

Şekil - 8, Dikili Körfezi'nin kuzeyinde gelişen bir Miyosen havzasını göstermektedir. Havza'da çökme ve çökme henüz durmamıştır, fakat çok yavaş sürmektedir. Zira Miyos-Pliosen istifi yataya yakın bir konum almıştır.

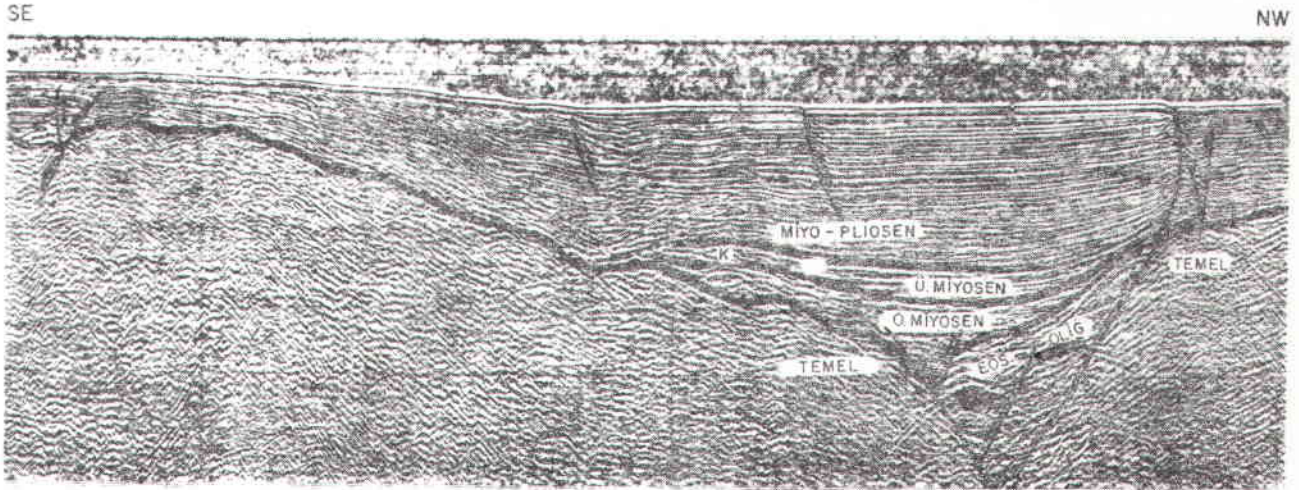
Havza tam olarak olgunlaşmış sayılmaz, fakat aktifliğini az çok kaybetmiştir. Ancak çökel yükü altında bir miktar çökme olabilir. Tabana yakın seviyede normal faya bağlı olarak yapısal bir kapan da gelişmiştir. Fakat zaman içinde çökmenin devam etmesi halinde bu kapanın yok olacağı kolayca anlaşılabilir.

Şekil - 9, Midilli Adasının güneyinde gelişmesini halen sürdüren bir çökel havzayı göstermektedir. Havza tabanından sentetik ve antitetik normal faylarla kontrollüdür. Bu faylar görüldüğü gibi halen aktiftir ve havza ortasından çökmesine devam etmektedir. Çok az olgun bir havza deyimi bu havza için geçerlidir. Üst Miyosen çökel istifinin kamalandığı alanda küçük bir kapan oluşmuşsa da çok fazla bir potansiyel içermemektedir. Dolayısıyla bu havza hidrokarbon aramaları açısından önemli bir potansiyel içermemektedir.

Şekil - 10, Kuşadası Körfezi'nde, Büyük Menderes Grabeninin kuzey kolunun Körfezdeki devamı üzerinden geçen bir sismik kesiti görüntülemektedir. Görüleceği gibi, graben oluşumunu henüz devam ettiren olgunlaşmamış, duraysız bir çökel havza görünümündedir. Grabe-



Şekil 8 : Dikili Körfezi - Ayvalık arasından geçen sismik kesit
Figure 8 : Seismic section from the Gulf of Dikili and Ayvalık.



Şekil 9 : Midilli Adasının güney - güneybatısından geçen sismik kesit, Güney Midilli Havzası.
Figure 9 : Seismic section from the south - south western of the Midilli Island, Southern Midilli Basin.

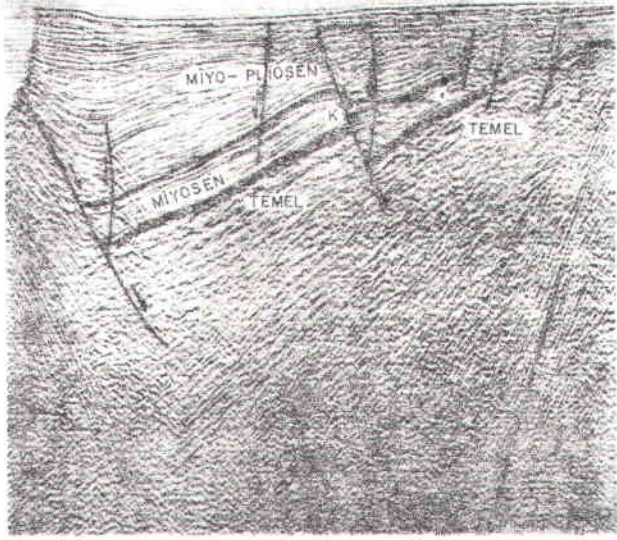
ni, güneyinden sınırlayan sentetik normal fay listrik faya dönüşmekte ve halen aktif olduğu yüzeydeki etkinliğinden kolayca anlaşılabilir. Graben, güneyini sınırlayan normal fay-boyunca daha hızlı çökmektedir. Bu nedenle gerçek bir grabenden çok bir yarı graben özelliği taşımaktadır. Mamafih, kuzeye doğru temel normal faya yaşlı bir kapan gelişmiştir. Fakat bu kapanın ekonomik geçerliliği çok fazla değildir. Bu havzada ekonomik açıdan en büyük sorun organik olgunlaşmanın ve hidrokarbon göçünün henüz tamamlanmamış olmasıdır. Bu

da şüphesiz havzanın henüz olgunlaşmadığının bir kanıtıdır.

Şekil - 11 ve 12'de yine olgunlaşmamış, aktifliklerini sürdüren yarı graben türü havzalar görülmektedir. Bu havzalar Ege Denizi'nin güneyinde ve açılmanın en fazla olduğu orta kesiminde bulunmaktadır. Özellikle Şekil - 11'de görülen ve Mikonos Havzası adı verilen havza güneydoğusundan çok aktif bir normal fay sistemi ile kontrol edilmekte ve bu fay sistemi boyunca daha hızlı çökmektedir. Fay sistemi

SW

NE



Şekil 10 : Kuşadası körfezinden geçen SW - NE yönlü sismik kesit Büyük Menderes Grabeni kuzey kolu

Figure 10 : SW - NE seismic section from the Gulf of Kuşadası, northern branch of the Büyük Menderes Graben.

boyunca daha hızlı çöktüğü, çökel istifteki tabakaların aşağıya doğru çekilmelerinden (downward drag) kolayca anlaşılmaktadır. Yine bu havzada, çökel istif içinde plastik deformasyona neden olabilecek fasiyeslerin de varlığı dikkati çekmektedir. Plastik deformasyon çökel istif içinde diyapirleşme ve akma yapıları şeklinde kendini göstermektedir. Şekilde de belirtildiği gibi tuz veya diğer evaporit çökeller bu tür deformasyon oluşturmaya en müsait fasiyeslerdir. Havzanın güneydoğusundan fay zone boyunca hızla çökmesi diyapirleşmeye neden olan bir diğer sebeptir. Bütünüyle havza hiç olgunlaşmamış bir görünüm arz etmektedir. Şekil-12'de de yine normal fay hareketleri ile oluşumlarını devam ettiren havzalar görülmektedir. Mamafih bu kesitin sağ tarafında yer alan havzanın özelliği tam olarak bilinmemektedir. Zira diyapirik olaylar görülmekte, fakat buna neden olabilecek çökel kalınlık veya fay aktivitesi pek görülmemektedir. Dolayısıyla havzanın oluşum mekanizması tam olarak bilinmemektedir. Yine de olgunlaşmamış bir havza görünümü sergilediği açıktır. Bu havzalarda ekonomik bir potansiyel de görülmemektedir.

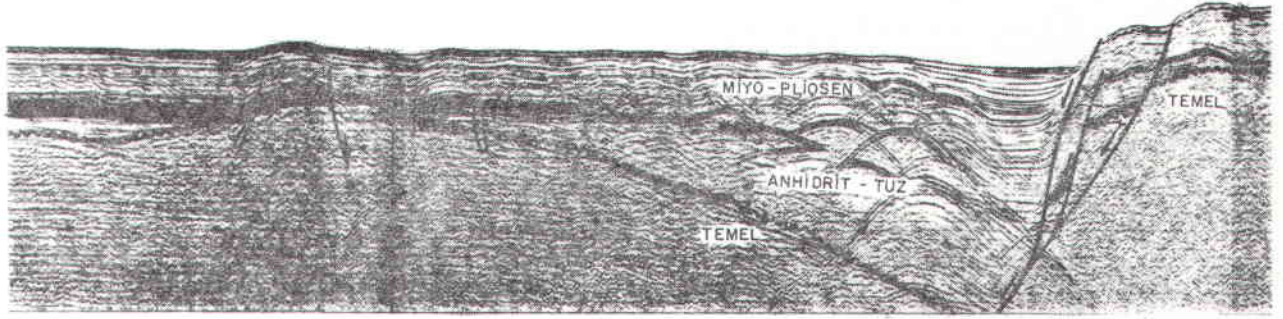
SONUÇ

Ege Denizi Neojen çökel havzalarının tamamı gerilme tektonik rejiminin özelliklerini yansıtmaktadır. Çoğu büyük normal faylarla kontrol edilmekte ve bu faylar boyunca çökmelerini sürdürmektedirler. Havzaların oluşum mekanizması bu havzalarda çökelen sedimanların karakterini de tayin eder. Bu nedenle bazılarında deltayık, bazılarında da türbiditik karakter ağır basmaktadır. Havzanın çok hızlı çökerek yarı kapalı bir havza durumunu alması halinde evaporitler çökelmiştir. Bunlar Ege Denizi'nin hem kuzeyinde ve hem de güneyinde gözlenebilmektedir. Evaporitler, olgun havzalarda rezervuarlar ve kapanlar için çok iyi örtü oluşturmurlar. Ege Denizi'nin hidrokarbon aramaları yapılan kuzey havzalarında en iyi örtü kayaları evaporitler (tuzlar ve anhidritler) oluşturmaktadır.

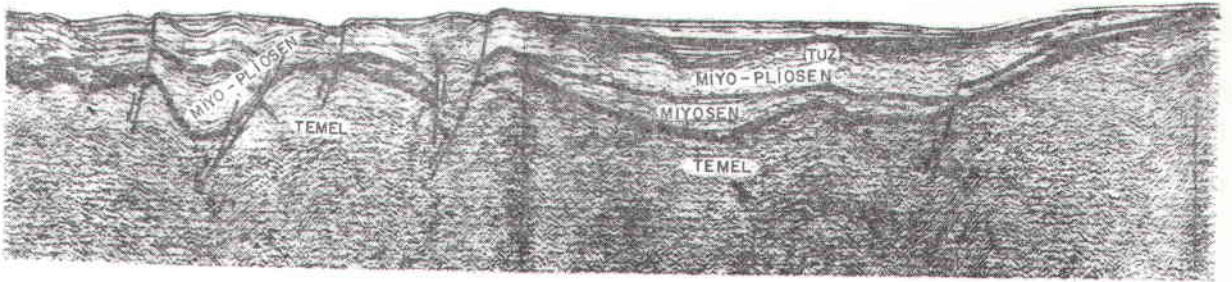
Ege Denizi çökel havzalarının çoğu kuzeyden güneye olgunlaşma farklılığı gösterirler. Kuzeydeki havzalar daha olgun, güneye gidildikçe daha az olgunluk gösterirler. Havzaların olgun veya az olgun olmaları direkt olarak onların hidrokarbon potansiyeline yansır. Olgun havzalarda hidrokarbon türümü ve göçü tamamlanmıştır. Bu havzalarda kapanlar daha yüksek potansiyel içerirler ve güvenilir kapanlardır. Az olgun ve olgun olmayan havzalarda bu tür durumlar hakkında fikir yürütmek oldukça yüksek risk içerir. Bu nedenle Ege Denizi'nde hidrokarbon aramaları daha çok kuzey havzalarında yoğunlaşmıştır.

KAYNAKÇALAR

- Brooks, M. ve Ferentinos, G., 1980, Structure and evolution of the Sporadhes Basin of the north Aegean trough, Northern Aegean Sea : Tectonophysics, v. 68, p. 15-30.
- Brooks, M., ve Williams, G.D., 1982, Extensional tectonics in Neogene and Quaternary sequences at the western margin of the Axios Basin, northern Greece : Jour. Geol. Soc. London, v. 139, p. 293-297.
- Dermitzakis, M.D., ve Papanikolaog, G., 1981, Paleogeography and geodynamics of the Aegean region during the Neogene : Proc. of VII. th Inter. Cong. on Med. Neog., Athens, 1979, p. 245-289.



Şekil 11 : Mikonos Adasının kuzeydoğusundan geçen sismik kesit - Mikonos Havzası, Güney Ege Denizi
Figure 11 : Seismic section, from the northeast of the Mikonos Island, Mikonos Basin, Southern Aegean Sea.



Şekil 12 : Denusa - Kinaros Adaları arası havza oluşumlarının gösteren sismik kesit, Güney Ege Denizi.
Figure 12 : Seismic section, showing basin developments between the Denusa and Kinaros Islands, Southern Aegean Sea.

- Dewey, J.F., ve Şengör, A.M.C., 1979, Aegean and surrounding regions : Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone : Geol. Soc. Amer. Bull., v. 90, p. 84-92.
- Fytikas, M., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Peccerillo, A., ve Villari, L., 1984, Tertiary to Quaternary evolution of volcanism in the Aegean region, in Dixon, J.E., ve Robertson, A.H.F. (ed.), the geological evolution of the eastern Mediterranean: Geol. Soc. Special Pub., 17, p. 687-699.
- Jackson, J., King, G.C.P., ve Vita-Finzi, C., 1983, Neotectonics of the Aegean : An alternative view : Earth planet. Sci. Lett., v. 61, p. 300-318.
- Lalechos, N., ve Savoyat, E., 1979, la Sédimentation Néogène dans le fossé Nord-Egeen : Proc. VI th. Coll. on Geol. of the Aegean Region, Athens, 1977, p. 591-603.
- Le Pichon, X., ve Angelier, J., 1981, The Aegean Sea : Phil. Trans. R. Soc. London, v. A 300, p. 337-372.
- Le Pichon, X., Lybèris, N. ve Alvarez, F., 1984, Subsidence history of the North Aegean trough, in Dixon, J.E., ve Robertson, A.H.F. (ed.), the geological evolution of the eastern Mediterranean : Geol. Soc. Special pub. 17, p. 727-741.
- Lybèris, N., 1984, Tectonic evolution of the north Aegean trough, in Dixon, J.E., ve Robertson, A.H.F. (ed.), the geological evolution of the eastern Mediterranean : Geol. Soc. Special Pub. 17, p. 709-725.
- Mc Kenzie, D.P., 1978, Active tectonics of the Alpine - Himalayan belt : the Aegean Sea and surrounding regions : Geoph. J. Roy. Ast. Soc., v. 30, p. 109-185.
- Morelli, C., Pisani, M., ve Gantar, G., 1975, Geophysical studies in the Aegean Sea and in the eastern Mediterranean : Boll. Geofis. Teor. Appli., v. 66, p. 127-167.
- Moulton, D., ve Johnson, P., 1986, Amoco Turkey Petroleum Company Exploration Summary, Edremit Bay, Turkey, Licence No : 2470, yayınlanmamış TPAO arşiv raporu.
- Needham, H.D., Le Pichon, X., Meiguen, M., Pautot, G., Renard, V., Avedik, F., ve Carre, D. 1973, North Aegean Sea trough : 1972 Jean Charcot cruise : Bull. Geol. Soc. Greece, v. 10, p. 152-153.
- Turgut, S., 1987, Ege Denizi ve dolaylarının tektonik evrimi ve hidrokarbon olanakları : Türkiye VII, Petrol Kong. Jeol. Bild., s. 22-35.

Meso-scale Cycles in Lacustrine Mudrocks of the Triassic-(?) Jurassic Richmond Group and the Cause of Cyclicity in the Newark Supergroup

VOLKAN S. EDİGER*

ABSTRACT

Meso-scale cyclic stratification in the lacustrine Vinita Beds Member of the Richmond Group have potential for use in chronostratigraphic interpretations. The cyclic strata in carbonaceous mudrocks are characterized by alternating dark-colored, fine-grained and light-colored, coarse-grained beds. A Richmond Group lacustrine meso-scale cycle is first divided into a lower unit A and upper unit B, and then into lithological facies. Rock color, specific gravity, and organic matter content of the cyclic mudrocks are linked to these lithologic changes. Variations in the sedimentologic parameters, coupled with type of dispersed organic matter, and relative abundances of some spores-pollen groups are used to interpret relative depth of water, closeness to the shore, transportation modes, and Eh-potential of the depositional medium. Climatic variations that may be driven by periodic changes in the obliquity of the earth's orbit among other processes is thought to cause the cyclic stratification in the lacustrine Vinita Beds Member. Paleopalynological biostratigraphy lends support to such an interpretation.

INTRODUCTION

Cyclic (= rhythmic) stratification may be caused by a succession of events or by gradual periodic changes in or outside the depositional environments (Einsele, 1982), as opposed to event stratification which is related to catastrophic events such as volcanism, storms, or

floods etc. (Sellacher, 1982). Many catastrophic events can be considered as rare with respect to human lifespans, but they are quite common geologically. However, gradual periodic changes are believed to be the more important cause for cyclic stratification. Some of these cycles carry information on time, and others do not (Schwarzacher, 1975). Cyclic sequences which have potential use in chronostratigraphy are called "peridites" (Einsele, 1982), and were recently used to establish an absolute time scale in British Jurassic-Cretaceous deposits (House, 1985).

Cyclic stratification is remarkably common in different lithostratigraphic units of the Newark Supergroup which is found in the exposed and inferred Triassic-Jurassic proto-Atlantic rift basins in eastern North America (Fig. 1). Among these rift basins, the cyclic strata in the Newark Basin have been extensively studied by Van Houten (1962, 1964, 1965, 1969, 1980), Thayer et al. (1970), Olsen (1978, 1980, 192, 1984b), and Olsen et al. (1978). A brief discussion on the comparison of the cyclic strata in the Newark-type Basins and modern lakes can also be found in Olsen (1984a).

The Richmond Rift Basin in Virginia is one of the southern Newark-type basins which was formed during the earliest rifting of the proto-Atlantic region (Ediger, 1986). Triassic-(?) Jurassic Richmond Basin deposits have been placed within the Richmond Group which consists of Turkahoe, Turkey Branch, Boscobel, and Otterdale Formations (Ediger et al., in prep.). Lacustrine cyclic stratification is very common in the Middle-Upper Triassic Vinita

(*) Volkan S. EDİGER : Turkish Petroleum Corporation (TPAO), Research Center, 06420 Ankara, Turkey.

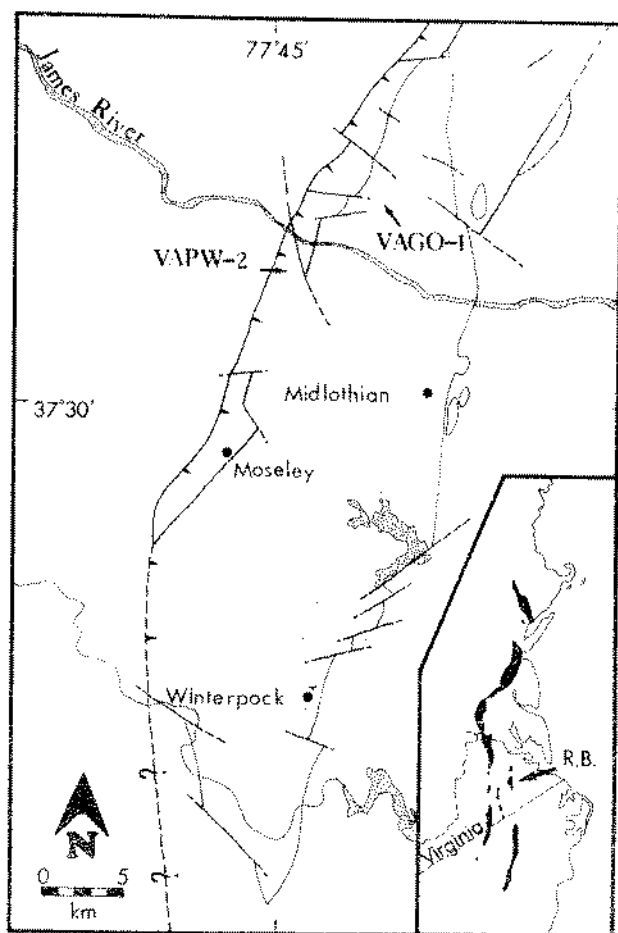


Figure 1 : Simplified geologic map of the Richmond Basin showing sample locations and the exposed basins of the Newark Supergroup in the eastern North America.

Beds Member of the Tuckahoe Formation. Cyclic stratification is well displayed in the core samples from the wells VAPW-2 and VAGO-2 (Fig. 1). Seventy-three core samples (VE-100 to VE-174) and forty-two boxes of core from the well VAPW-2, and fifty-four samples (VE-301 to VE-354) from the well VAGO-1, and several outcrop samples were studied micro - and megascopically.

PETROLOGY, ROCK COLOR, AND SPECIFIC GRAVITY OF THE MUDROCKS IN THE CYCLIC STRATA

The lithology of the Vinita beds varies from black clay-shale to light gray, medium grained sandstones. Mudstones are the dominant lithology and are mostly found as an alternation

of light-colored, coarse-grained rocks with dark-colored and fine-grained ones.

Sedimentological study at a hand specimen scale shows that most beds in the Vinita Bed Member are well laminated and the shales are fissile. Alternations of fine-dark and coarse-light layers are common both in large (cm) and small (mm) scale. However, almost no stratification can be seen in the light-colored and coarse-grained sandstones. Small-scale convolute bedding burrowing, and cross-bedding are frequently observed in the alternating sandstones and shales (Fig. 2). Shrinkage cracks and burrows are usually filled with slightly calcareous, silty sediments. Beds and laminae are often disrupted, looped, and contorted by syn - and post - depositional small - scale faults. Fault planes seem to form mostly in the dark shales, and slickensides are common even on the small-scale fault planes. Mylonitized surfaces and parallel lineations are common on fault planes. Displacement along these fault planes is on the order of centimeters and dip-slip movement may be normal or reverse. Intermediate forms of bedding between regular bedding and homogenized massive bedding are very rare probably because of relatively little alteration of sediments by organismal burrowing. Organic matter occurs as dark laminae, mottles, minute specks, or lenses in the samples (Fig. 2).

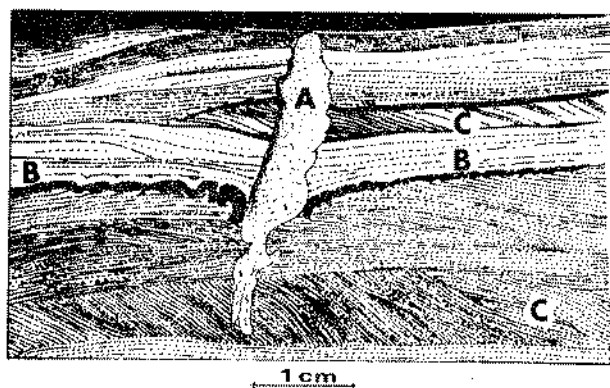


Figure 2 : Sedimentary structures in sample VE-211 of the VAPW-2 well. (A : Burrow, B : Convolute bedding, C : Cross bedding).

The color of the analyzed samples is between black and medium gray (2 to 6 color values on the Munsell Color Chart by The Rock-color Chart Committee, 1948; Fig. 31). However, 87 % of

the samples are distributed between values 2-4, and 40 % in value 4 alone.

The color versus organic matter curve for rocks containing less than 5 % calcite (Hosterman and Whitlow, 1981) can be used to estimate organic matter content in the Richmond Group carbonaceous mudrock samples (Fig. 3).

pressed-powder samples: slightly higher values might be expected for whole-rock estimates. Most of the VAPW-2 and VAGO-1 well samples can be classified as "organic-rich" using Carpentier and Schmoker's (1982) definition. Since all of the carbonaceous mudrock samples have color values equal to or less than 5, this study

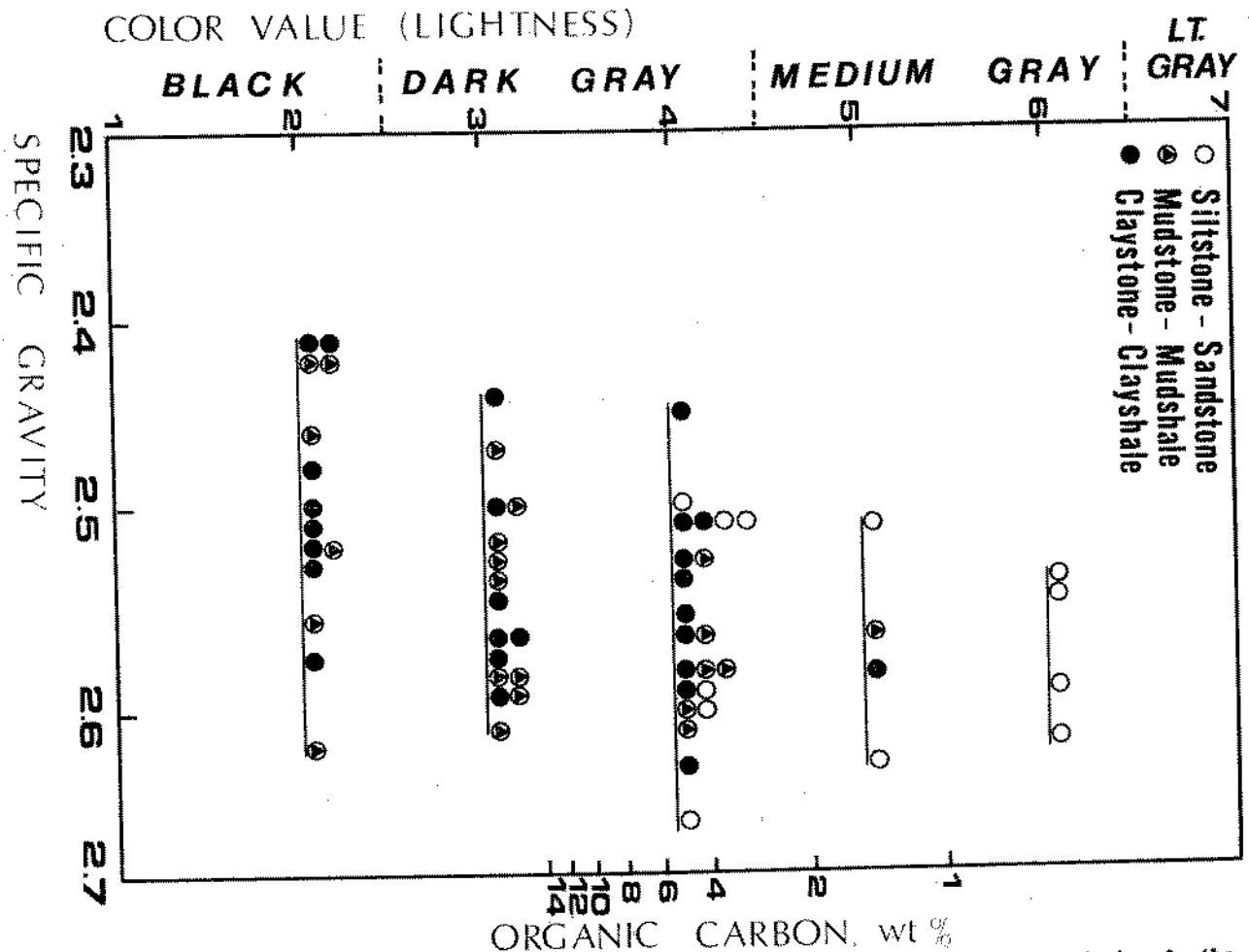


Figure 3 : Munsell color values, specific gravity measurements, and organic carbon content of the carbonaceous mudrocks in the VAGO-1 well. Organic carbon values are based on the color-organic carbon curve for less than 5 % calcite by Hosterman and Whitlow (1981).

Carpentier and Schmoker (1982) found that the boundary between "black" and "gray" shale occurs at 4.0 % organic content by volume. Schmoker (1980) estimated that the boundary between "organic-rich" and "organic-poor" occurs at 2.0 % organic content by volume. A 4.0 % organic content by volume corresponds approximately to 1.5 % (Hosterman and Whitlow, 1981) or 1.8 % (Schmoker, 1980) by weight. These measurements were done on dry

suggests the boundary between organic-rich and organic-poor mudrocks is around value 5. This boundary is also used to be the boundary between hydrocarbon source and nonsource rocks (Schmoker, 1980).

The average specific gravity of unweathered mudrock samples was determined to be 2.55. The average density of the Richmond Group mudrocks with extremely weathered surfaces

was found to be 2.48 g/cm³ (Reilly, 1981). Specific gravity range varies within 0.09 at the average for the color value 6, within 0.13 for value 5, within 0.22 for value 4, within 0.18 for value 3, and within 0.22 for value 2. According to the formula developed by Engelhardt (1932), for an average specific gravity of 2.55, the organic content of the carbonaceous mudrocks is expected to be 3.52 % by volume. This is close to the organic content calculated for the same lithology by other methods. Therefore, the grain size, amount of organic matter, and specific gravity of these rocks may be closely related to each other, and of use in lithostratigraphic interpretations.

The most important factor affecting specific gravity is pyrite content because of its high specific gravity. In addition to the high specific gravity of the samples, the wide range of variance may be attributable to pyrite content. Although FeS has a strong black color and is an important pigment, FeS₂ does not affect the rock color (Potter et al., 1980). However, Robbins (1982) found that some carbonaceous mudrocks from the Dan River-Danville Basin are black because of pyrite content.

CLASSIFICATION AND SUBDIVISIONS OF THE RICHMOND GROUP LACUSTRINE CYCLES

The types of cyclic stratification found in sedimentary rocks are varied, from annual varves to the large scale megacycles or cyclothems. Cyclic patterns have been classified in many ways. Anderson (1964) used first, second, third, fourth, and fifth order beginning with varves. Wetzel (1982) used micro-scale, meso-scale, macro-scale, and mega-scale cyclic variations. Goodwin and Anderson (1985) used punctuated aggradational cycles and sequences. The Richmond Group lacustrine cycles are here classified as meso-scale cycles using the classification system of wetzel (1982). Meso-scale cyclic variations are thought to be controlled by cyclic climatic variations, that also affect sea level changes and variation in supply of oxygen and organic matter. Such cycles have durations of thousands to about one million years and are commonly observed in

carbonaceous shales (Einsele, 1982; Wetzel, 1982).

Each Richmond Group meso-cycle is found to be composed of two segments: a lower Unit A and an upper Unit B (Fig. 4). In general, Unit A is thicker than Unit B. These units may be equivalent to one punctuated aggradational cycle of Goodwin and Anderson (1985), or to one detrital or chemical short cycle of Van Houten (1964) and Olsen (1984b). A unit consists of two different lithofacies: Facies 1 is dark-colored, carbonaceous, slightly sandy shale, and Facies 2 is mostly light-colored sandstone, with mudstone and shale interbeds. Facies 2 is further subdivided into four subfacies: Subfacies A is a shale or mudstone, Subfacies B, alternation of siltstone-sandstone and mudstone-shale; Subfacies C, a well-indurated mudstone; and Subfacies D, a shaly sandstone or siltstone. However, in some cases it is difficult to differentiate facies because of their transitional boundaries in the Facies 2 of the Unit B. A meso-scale cycle may then be thought of as a lake going unoxic twice (Robbins, 1986, pers. comm.).

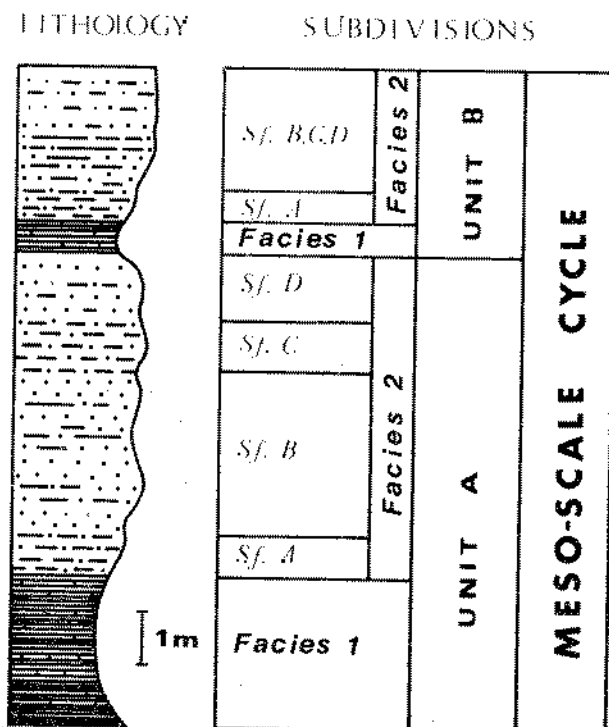


Figure 4 : Lithologic subdivisions of a complete idealized Richmond Group meso-scale cycle.

THICKNESS ANALYSIS OF THE CYCLIC STRATA

The strata in the VAPW-2 well can be divided on the basis of repetitive lithologic units into eleven different cycles (Fig. 5). The Triassic part of VAPW-2 well contains 146.5 m of alternating sandstone and shale. Each cycle, except the first one, begins with a relatively thick, mostly dark gray-black, fissile carbonaceous clay-shale. This is overlain by an alternation of siltstone-sandstone and shale-mudstone layers. In most cycles, except 1 and 4, there is a well-indurated, usually massive, not very thick, slightly calcareous mudstone (Subfacies C) especially in Facies 2 of the lower Unit A.

The thickness of a cycle is essentially a function of episodic and gradual base-level fluctuations, but the initial topography, sedimentation rate, and compaction can have significant affects (Goodwin and Anderson, 1985). The thickness of cycles is used as a measure of relative water depth, sedimentation rate, and to a lesser extent, of compaction rate. However, cycle thicknesses are extremely difficult to interpret, because cyclic stratification may be obliterated or obscured by primary and secondary phenomena. Slow subsidence and oxygenation of the bottom sediments allow obliteration of the cycles by bioturbation, high sediment input will make cycles unrecognizable, and aperiodic events (storm, earthquake, etc.) affect the preservation of cycles (Einsele, 1982). The erosion of some of the cycles and base level changes may also be significant if sedimentation rates are slow. A number of secondary processes such as differential compaction during diagenesis and tectonism also affect the preservation. Shinn and Robbin (1983) showed that compaction during diagenesis may reduce the initial thickness by 50 % for some lithologies and 90 % for others.

In the analysis of cycle thickness against depth (Fig. 5), I use the midpoints of each cycle to represent that particular cycle. The thicknesses of all cycles vary from 6.6 m to 27.6 m. If cycles 1 and 8 are excluded, the cycles range between 8.7 - 18.3 m with a mean of 13 ± 2.8 m. The first and last cycles (1 and 11)

are definitely not complete cycles, because the lowermost and the uppermost parts of the cyclic strata are missing in the core samples. Cycle 8 is the thickest cycle, consisting of up to 60 cm thick sandstone and shale layers. It is difficult to propose a cause for such an unusually thick cycle other than a misinterpretation by the author. Post-depositional thickening of strata is possible by repetition through reverse faulting. Since such faults are extremely common in the Vinita Beds Member, cycle 8 may be thickened tectonically after deposition. The incomplete and faulted cycles are excluded in the thickness analysis of the cycles.

There is a weak trend of decreasing cycle thickness with increasing core depth. The lowermost complete cycle is 8.7 m thick and the uppermost complete cycle is 12.5 m thick. A linear regression line can be drawn following this trend. This line is defined by the formula: Thickness (t) = 16.6 - 0.03 Depth (d). The reason why the older cycles are thinner than the younger cycles may be explained by the increase of geostatic pressure with increase in depth. However, the change of thickness may not be related to depth and it may occur by chance. It should also be noted that by connecting the dots along the midpoints of a cycle creates a sinuous pattern with a periodic increase and decrease in the thicknesses. The reason for such a periodic pattern is not known yet.

VARIATIONS IN VARIOUS PARAMETERS AND THEIR PALEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

The eleven meso-scale cycles interpreted from the well VAPW-2 were studied in detail. Sedimentological analyses includes rock color and grain size variations; microscopic analyses included the amount and type of the dispersed organic matter, and percentage of generalized palynomorphs (Fig. 6).

The lowermost facies (Facies 1) is represented by a medium-dark gray sandy shale layer at the base of each cycle. This facies is overlain by alternating sandstone and shale, then dark gray shale and mudstone (Subfacies A, B, and C of Facies 2), and topped by a sandstone

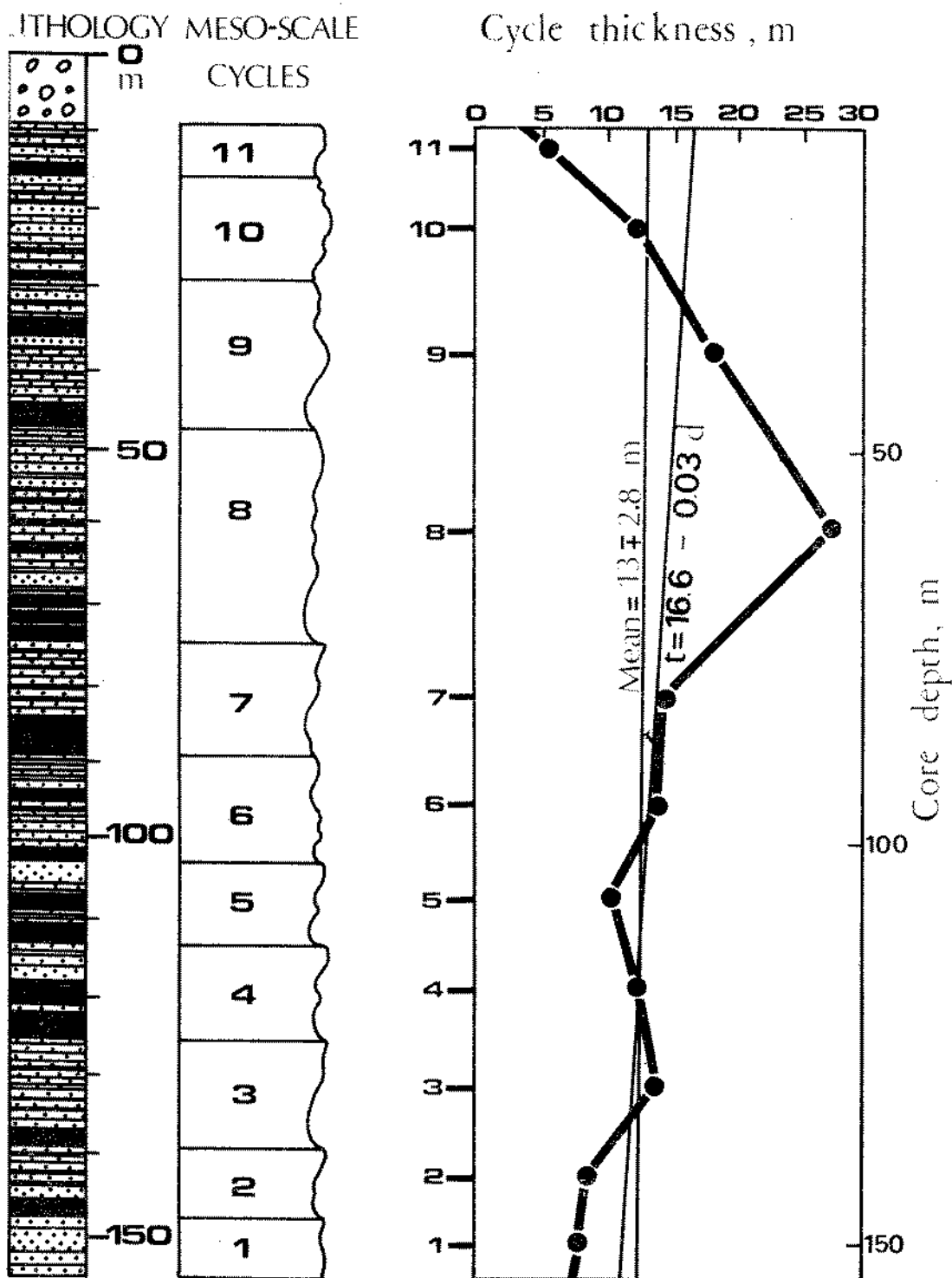


Figure 5 : Thickness analysis of eleven meso-scale cycles in the VAPW-2 well. The linear best-fit line ($t = 16.6 - 0.03 d$) is drawn by hand following the general trend of decreasing cycle thickness with core depth.

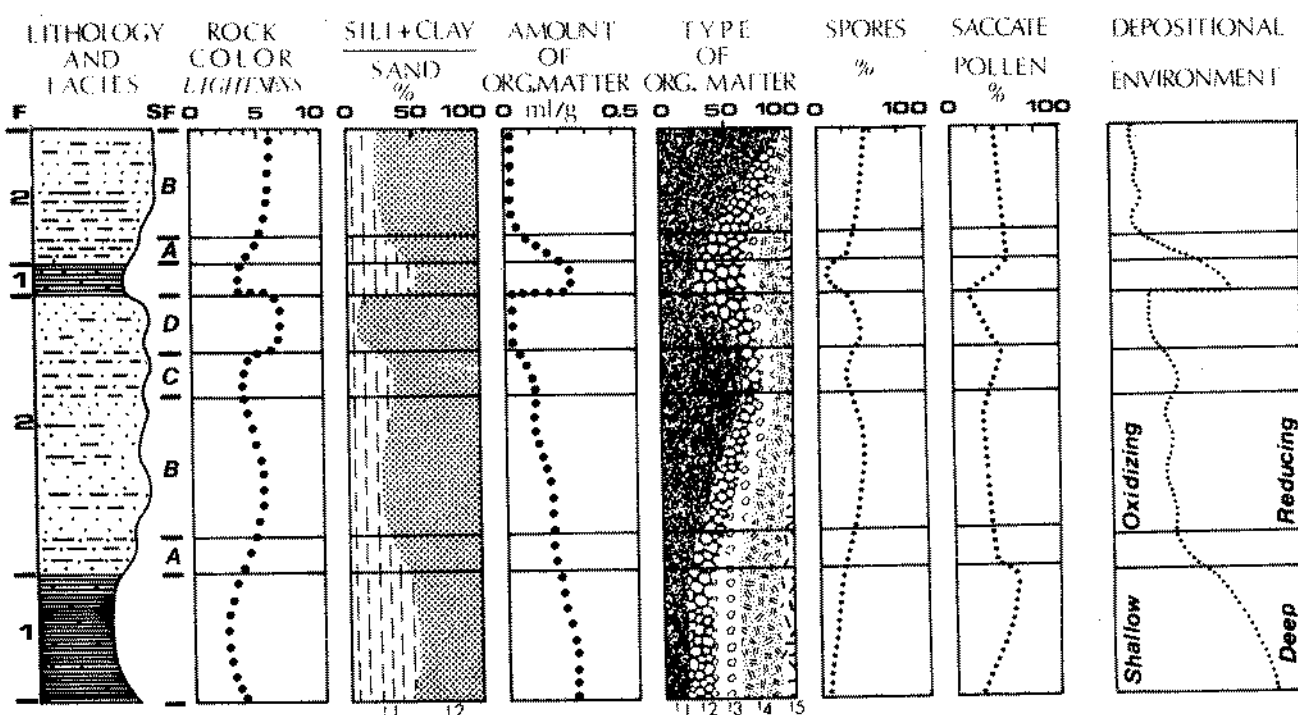


Figure 6 : Depositional environment interpreted from variations of various sedimentological and paleopalynological parameters in lithological facies of an idealized Richmond Group meso-scale cycle (F : Facies, SF : Subfacies)

(Subfacies D of Facies 2). The rock color and silt + clay content diagrams of these cycles show a positive correlation. In general, the coarser the grain size, the lighter the rock color. This correlation may be attributed to the fact that fine-grained sedimentary rocks contain larger amounts of organic matter, because they have a similar settling velocity to fine-grained clastic particles.

Color of sedimentary rocks often is affected by diagenetic factors, and can change very easily (Potter et al., 1980). However, the Richmond Group cycles can be differentiated by cyclicity in rock color which are affected by the silt+clay/sand ratio and organic matter content. Color of sedimentary rocks is generally accepted to vary by virtue of organic carbon and Fe^{++} ion contents (cf. Potter et al., 1980; Wetzel, 1982). According to Potter et al. (1980), Fe^{++} content of the Richmond Group samples might be in the range of 0.7 - 1.0 %. Black and gray, organic-rich mudrocks of the cyclic Richmond Group

strata are best interpreted as the products of an oxygen-deficient, reducing environment.

The typical fluvial sedimentary sequences fine upward. In contrast, the cyclic strata in the well VAPW-2 coarsen upward. Such cycles are best interpreted as lacustrine deposits; they may have been formed in relatively shallow lakes. However, the absence of dessication cracks and other signs of exposure to air also shows that these sediments were deposited mostly in an aqueous environment.

The amount and type of dispersed organic matter were also studied in the Vinita Beds Member cyclic strata. The amount of organic matter is estimated as ml/g in the samples. The amount of organic matter at the base of a meso-scale cycle was found to be around 0.2 ml/g; the amount decreases to 0.01 ml/g near the top of the first unit. Organic matter content sharply increases to 0.2 - 0.3 ml/g at the boundary between two units (A and B), and decreases again upward to about 0.01 ml/g toward the top of the second unit. This general pattern of

variation of organic content against core depth is related to clay + silt contents and inversely to rock color, as might be expected. Such a relationship strongly confirms the assumption that the fine-grained sedimentary rocks contain more organic matter than the coarser-grained rocks, and the dark color is due to the organic matter content.

A similar pattern is also found in the type of organic matter in the samples. There are basically five types of dispersed organic matter in the studied samples: 1) mostly transported black, amorphous organic matter, 2) transported structured woody particles, 3) air-or water - transported spores and pollen, 4) *in situ* structured algal remains, and 5) possible algal amorphous organic matter. In shaly lithologies at the bottom of the units (Facies 1), amorphous organic matter and structured woody fragments are rare, but structured and amorphous *in situ* algal remains and spore-pollen content are high. Conversely, toward the upper part of each unit, black amorphous organic matter increases while the rest decrease. In general, high amounts of amorphous, fusinitic-type organic matter are related primarily to thermal alteration of the Vinita Beds Member through igneous intrusions. They can also be ascribed to reworking of already deposited and carbonized organic remains that tend not to break down further with weathering. The unaltered, lighter-colored nature of the other dispersed organic matter suggests that they are in place.

The pattern of variations in other sedimentologic parameters fits with the palynomorph composition of the samples. During deposition of the Vinita Beds Member in the Latest Ladinian-Early Carnian, trilete spore-producing ferns apparently dominated the eastern edge of the Richmond Basin, whereas saccate pollen-producing gymnospermous plants seem to have been mostly developed in the highlands on the western edge of the basin. The possible development of different plant communities on topographically different sides of the basin can be used efficiently for paleoenvironmental interpretations of different lithologic units in the

cycles. Since most of the modern air-borne (wind-transported) saccate pollen are found to remain in the air relatively longer than the water-transported spores, the relative percentages of spores-pollen may be used to determine the significance of rivers flowing towards the lake at various stages of the history of the basin.

In general, the spores-pollen content increases towards the top of each facies (the dark colored-fine grained lithology). The content and preservation of these can be explained by their similar settling velocities and the reducing conditions. The spores-pollen in these shales show clear-cut biological degradation, a high degree of pyritization, and high carbonization which cause dark color and brittleness. However, spores-pollen in the light-colored, coarse-grained siltstones and sandstones are oxidized in that their color is gone and they appear to be mechanically degraded during transportation. The relative abundance of the gymnospermous saccate pollen are higher in the dark shales, whereas the spores are more abundant in the coarser grained sedimentary rocks.

The pattern of variation in many of the parameters at boundaries between units indicate a rapid change in the environment at the beginning of each unit. Interpreting what this change means is difficult to estimate in lacustrine deposits. In the marine environments the rate of base level rise is estimated at about 1 m/100 years at the end of each cycle (Talbot, 1973). The sharp boundaries between the Richmond Group cyclic units do not seem to represent a nondepositional period because there is no sedimentologic or mineralogic evidence for such an exposure to atmosphere.

Based on the variation patterns of the measured and observed sedimentological and paleopalynological parameters, it may be concluded that the Richmond Group cyclic units in each meso-scale cycle were possibly formed as a result of periodic changes of the lake shore line. They may also have changed in response to overturn in bottom waters and consequent oxygenation of the bottom sediments (Robbins,

1986; pers. comm.). Although sediments deposited in shallow parts of the lake can be exposed to the atmosphere during waning periods, the lake never dried up completely. Expansion or waning of the lake could be expected to change the depth of water, as well as other chemical and sedimentological properties of the depositional environment.

Sedimentation may have been affected by two main environmental controls: 1) Relatively shallow water and oxidizing conditions, and 2) Deep water and reducing conditions. At the beginning of each unit (Facies 1) the water column was deoxygenated; the water depth may have been great and reducing conditions were dominant in most part of the lake except perhaps in the shelf areas. After some fluctuations or overturns (Subfacies A, B, and possibly C of the Facies 2), an oxidizing and possibly shallower depositional environment was formed (Subfacies D of the Facies 2). By the end of each cyclic period, major changes in the environment occurred. Although both unit A and B have similar patterns of variations, Unit A indicates more reducing and possibly deeper conditions than Unit B. This may mean that Unit B was formed during a drier climate and perhaps a shorter period of time than the Unit A.

COMPARISON WITH OTHER NEWARK SUPERGROUP CYCLES

Cycles similar to the Richmond Group cycles are well documented from the Newark Basin, particularly by Van Houten (1964), and Olsen (1984a and b). Van Houten (1964) separated the Lockatong Formation into 4.5-6 m long detrital cycles and 2.5-4 m short chemical short cycles based on the absence and presence of Na-bearing analcime. However, Olsen (1984a) argued that the basis for distinguishing the "chemical cycles" as a separate short cycle is not significant. He considered that all the Lockatong Formation cycles consisted of short detrital cycles which have an average thickness of about 5.5 m.

The Richmond Group cycles are different from the Newark Basin cycles as noted by Olsen (1984a). The major difference is that the

Richmond Group cycles in VAPW-2 well do not have the high carbonate content. The Richmond Group samples contain less than 5 % calcite in general. Therefore, chemical cycles are probably not significant in the Richmond Basin. However, the occurrence of cycle couplets together, in the form of detrital-detrital cycles in both basins is worth mentioning. A Richmond Group cycle can be considered as equivalent to one Newark Basin cycle which consists of a pair of detrital and chemical short cycles according to van Houten's, or a pair of detrital and detrital short cycles according to Olsen's interpretations. The thinner unit B of the Richmond Group cycles may have been formed under similar conditions, such as a drier climate as the Van Houten's chemical short cycles.

The thicknesses are also different: one complete Newark cycle is 6-11 m thick, but the Richmond cycle has a mean thickness of 13 ± 2.8 m. However, since most of the short cycles laterally intertongue with other short cycles and are not complete, the thickness analysis should be based on the thicknesses of complete cycles, and not on the individual short cycles. On average, the Richmond cycles are about 30 % thicker than the Newark cycles. The difference in thicknesses may be attributable to differential compaction, subsidence, change in sedimentation rates, or different interpretation by different authors. Another difference is that the Newark cycles usually contain extremely few or no spores-pollen. This was related to a "flotant" that prevented spores-pollen from reaching the bottom of the basin (Van Houten, 1964). However, evidence for such an extensive flotant was not given, and it is difficult to explain the formation of a flotant especially during oxidizing periods. The abundance of burrows, bioturbated beds, coprolites, and fecal pellets suggest that the Newark cycles were formed in a shallower, more oxidizing, perhaps more alkaline, and relatively more open environment than the Richmond cycles. The Lockatong short cycles have characteristics that may be interpreted in terms of water depth (Van Houten, 1962, 1969; Olsen, 1980). The causes of lake level changes were ascribed to changes in amounts of precipitation in closed basins (Van

Houten, 1962, 1964, 1965, 1969, 1980). Therefore, the variations in various sedimentological characteristics in the Newark Basin are attributable to the waning and expansion of lakes caused by alternating wetter and drier phases of the intermediate and long term climatic changes. It should also be noted that the age of the Lockatong Formation is younger. Such an explanation fits the Richmond Basin cycles also.

CAUSE OF CYCLES AND THEIR PERIOD

The meso-scale cycles are interpreted to have been formed by cyclic sedimentation, although some amount of "dyscyclic" or non-cyclic sedimentation such as discontinuous rapid input of organic matter also may have been involved (Wetzel, 1982). The cause of the meso-cycles is allogenic, but the smaller-scale cycles are thought to have been formed by the internal energy gradient (autogenic) of the depositional environment itself, such as gradual lateral environmental migration, sediment transportation, periodic faulting, volcanism etc. (Beerbower, 1964; Einsele, 1982). However, Goodwin and Anderson (1985) argue that most, if not all, aggradational cycles accumulate episodically in response to an allogenic mechanism.

According to the Milankovitch theory, long term changes in climate at any given latitude are due to a climatic response to external forcing by changes in the pattern of solar radiation controlled by eccentricity, obliquity, and recession of the Earth's orbit (e.g. Berger, 1977; Imbrie and Imbrie, 1980; Imbrie, 1982; Read et al., 1984). The climatic effect is caused in part by a change in the Earth's orbit, and in part by the system's response to that change (Imbrie, 1982). However, a number of factors other than orbital geometry influence this pattern (Hays et al., 1976), and the causes of the resultant climatic changes are extremely complicated. These global events changed the distribution of climatic belts and sea level on the earth's surface, and such changes also may affect sedimentation conditions in different depositional environments.

Meso-scale short cycles or similar cycles are believed to last in the order of 10,000 - 30,000 years (Anderson, 1964) or 21,000 years (Van Houten, 1964). If such cycles are formed by some astronomical mechanism, and if the climatic response is linear, then three main periods which cyclic forces would operate would be 19,000 and 23,000 years from the influence of precession, 41,000 - 42,000 years from the influence of obliquity, and 100,000 and 413,000 years from the modulation of precession by eccentricity (Hays et al., 1976; Berger, 1977; Imbrie, 1982). These time periods are also supported by the geologic data of Einsele (1982), House (1985), and Goodwin and Anderson (1985). Van Houten (1964) and Olsen (1984a), assumed in the Newark Basin that the smallest cyclic couplets which are composed of a lamina of low carbonate-high carbon mudstone and a lamina of high carbonate-low carbon mudstone are annual, and used the thickness of the varves to estimate the total time duration of each cycle. They interpreted that the short cycles had a period of about 21,000 years, the 25 m cycles a period of 100,000 years, and the 100 m cycles a period of 500,000 years. These values were derived from the sedimentation rates which were interpreted as about 0.24 mm/year in the deep part, and 0.15 mm/year in the shallow part of the Newark Basin (Olsen, 1984a). Olsen also estimated a sedimentation rate for the Richmond Basin as 0.3 mm/year based on the varve thickness measurements.

The Richmond Group varves are not always continuous laterally: the thicknesses of the varve couplets vary considerably between 0.2 - 0.8 mm based on the thin section measurements in my samples. Sadler (1981) showed that short-term sedimentation rates in most depositional environments are rapid and greatly variable with respect to environment as opposed to long-term rates. One major reason for this variability may be that cyclic stratification is commonly obliterated or obscured by later processes. The calculations for sedimentation rates should be considered with caution because numerous assumptions are made in these calculations including constant rates of subsidence, of sedimentation, and of compaction.

These rates are uneven in modern rift basins (Robbins, 1982, 1985) and probably also were in the past (Ediger, 1987). Such analyses may best be used in sequences which have been deposited on stable and sufficiently deep platforms or in basins of moderate depth where sedimentation rates vary on the order of 0.5 - 2 cm/1,000 years (Einsele, 1982; House, 1985).

However, a sedimentation rate around 0.3 mm/year was possible for the Vinita Beds Member lacustrine deposits in most of the basin other than the deepest parts. If sedimentation, subsidence and compaction rates were uniform throughout the basin, and the strata were not thickened by faulting, the sedimentation period of a 13 m thick average lacustrine cycle would be about 43,333 years. This period is consistent with the cyclic variations in the obliquity of the earth's orbit. The thickness of the Vinita Beds Member is about 700 m in the Horner-1 and Bailey-1 wells (Cornet, 1984; unpublished data; Ediger et al., in prep.). If an average lacustrine cycle is 13 m thick and there were no erosional nor nondepositional periods, there then should be about 54 such cycles in 700 m thick Vinita Beds Member. The Vinita Beds Member especially in the deepest part of the basin would be deposited in about 2.3 million years. This figure is within the time period estimated for the formation of the Vinita Beds Member by the paleopalynological biostratigraphic studies (Ediger, 1986). In that study, the Vinita Beds Member was interpreted to have been deposited during Latest Ladinian-Early Carnian time which lasted about 3 million years. However, in the deepest part of the basin the sedimentation rate had to have expected to increase at least three times to about 0.9 mm/years to fit the obliquity cycle.

Olsen (1984a and b) applied Fourier analysis on the depth rank orders of cyclic strata in the Newark Basin and found that in the Lockatong cycles, 23,500, 133,000, and to a lesser extent 44,000 years are the most important cyclic periods. The insignificance of 44,000 year-cycles in the Newark Basin was explained by the latitude dependent nature of the insolation

on cycles by Olsen (1984a). According to Berger (1978), around 15° N latitude, solar insolation changes should reflect large magnitude effects of the cycles of precession and eccentricity but small magnitude effect due to obliquity. However, these arguments are not sufficient to exclude the hypothesis that obliquity cycles might be significant in the Triassic Newark Supergroup, considering they are more important than the precession cycles in the Pleistocene deposits as shown by Evans and Freeland (1976) and Ward (1981). It is known that the Earth's obliquity oscillates very little (around 2°, Ward, 1974), but Hays et al. (1976), Evans and Freeland (1976) and Ward (1982) showed that even these small variations could produce important modifications in the Earth's climate. In the long-term, these small changes could create large oscillations of the obliquity and cause severe climatic alterations (Ward, 1981).

It is extremely difficult to relate the cause of the Richmond Group meso-scale cycles to variations in the Earth's orbit. One of the major problems is that the non-linear orbital cycles are superimposed on each other thus producing a very complicated pattern (Hays et al., 1976; Goodwin and Anderson, 1985). Such a pattern is further complicated by non-linear tectonic subsidence and sedimentation rates. However, thickness analysis of the cycles, biostratigraphy, and especially the association of two short cycles, one of which may have been formed in drier climate than the other one support the importance of "obliquity" rather than "precession" cycles in the Newark Supergroup. It is also strongly believed that periodic and episodic tectonic subsidence along the border faults played an important role in the formation of the cyclic units in these strata, although Hays and Pittman (1973) argued for an episodic nature of tectonic subsidence. The interpretation that the short cycles are not "precession" cycles but two units of one "obliquity" cycle seems to be more likely according to the evidences we have at the present time.

CONCLUSIONS

As with the other Newark Supergroup units, the Richmond Group consists of thick lacustrine cyclic stratification, and these cycles have potential use in chronostratigraphy. Various sedimentological and palynological parameters can be used to separate the cycles and to analyze paleoenvironments. The cycles formed by periodic variations in the obliquity of the earth's orbit at about every 42,000 years may be more important than the "precession" cycles formed every about 21,000 years at least in the older Newark Supergroup units. Paleopalynological biostratigraphy and studies on the dispersed organic matter can efficiently be used in the study of cycles in the Newark Supergroup, as well as in other basins.

ACKNOWLEDGEMENTS

This paper is partly taken from the author's Ph. D. Dissertation in the Department of Geosciences, The Pennsylvania State University. The author would like to thank Mr. Martin B. Farley, Dr. Elenora I. Robbins, and Dr. Alfred Traverse for critically reviewing and editing different versions of this manuscript. Dr. Bruce Cornet, Dr. Paul E. Olsen, and Mrs. Elizabeth I. Traverse contributed this paper in various ways. This study was made possible in part by the support of NSF Grant No EAR-8204410 to Alfred Traverse.

REFERENCES

- Anderson, R.Y., 1964. Varve calibration of stratification. Kansas Geological Survey of Bulletin 1969: 1-20.
- Beerbower, J.R., 1964. Cyclothems and cyclic depositional mechanism in alluvial plain sedimentation, in Merriam, D.F. (Ed.), Symposium on cyclic sedimentation, Volume 1. Kansas Geol. Survey Bull. 169: 31,42.
- Berger, A., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature* 296: 44-45.
- Berger, A.L., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quat. Research* 9: 139-167.
- Carpentier, R.R. and Schmoker, J.W., 1982. Volume of organic-rich Devonian shale in the Appalachian Basin: relating "block" to organic matter content. *A.A.P.G. Bulletin* 66(4) : 375-378.
- Ediger, V.S., 1986. Paleopalynological biostratigraphy, organic matter deposition, and basin analyses of the Triassic Richmond Rift Basin, VA. The Pennsylvania State University, PhD Dissertation: 1-548.
- Ediger, V.S., 1987. The geological evolution of rift basins and their hydrocarbon potential. *Proc. 7th Biannual Petroleum Congress of Turkey, Geology, April 6-10, 1987, Ankara: 1-10* (In Turkish with English abstract).
- Ediger, V.S., Cornet, B., Goodwin, B.K., and Ziegler, D.G., and Traverse, A., In prep. Revision of the stratigraphic classification of the Richmond Rift Basin Triassic deposits, and a summary of the geology of the area.
- Einsele, G., 1982. General remarks about the nature, occurrence, and recognition of cyclic sequences (periodites): p. 3-8. In: Einsele, G. and Seilacher, A. (Eds.), *Cyclic stratification*, Springer-Verlag, Berlin, 1-536.
- Engelhardt, D. von, 1932. Die Beurteilung des Kukkerseit nach seinem Spezifischen Gewicht. *Brennstoff-Chemie* 13 : 10,11.
- Evans, D.L., and Freeland, H.J., 1977. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice age?. *Science* 198: 528-529.
- Goodwin, P.N. and Anderson, E.J., 1985. Punctuated aggradational cycless: A general hypothesis of *Geology* 93(5) : 515-533.
- Hays, J.D. and Pitmann, W.C., III, 1973. Lithospheric plate motion, sea-level changes, and climatic and ecological consequences. *Nature* 246 : 18-22.
- Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Age. *Science* 194 : 121-131.
- Hosterman, J.W. and Whitlow, S.I., 1981. Munsell color value as related to organic carbon in Devonian shales of Appalachian basin. *A.A.P.G. Bulletin* 65 (2) : 333-335.
- House, M.R., 1985. A new approach to an absolute timescale from measurements of orbital cycles and sedimentary microrhythms. *Nature* 315 : 721-725.
- Imbrie, J. and Imbrie, J.Z., 1980. Modelling the climatic response to orbital variations. *Science* 207: 943-953.
- Imbrie, J. 1982. Astronomical theory of the Pleistocene ice ages: A brief historical review. *Icarus* 50: 408-422.

- Olsen, P.E., 1978. On the use of the term Newark for Triassic and Jurassic rocks of eastern North America, Newsletter on Stratigraphy 7 : 90-95.
- Olsen, P.E., 1980. Fossil great lakes of the Newark Supergroup in New Jersey, In: Manspeizer, W. (ed.), Field studies in New Jersey geology and guide to field trips, 52nd Ann. Mtg. New York State Geol. Assoc. Newark College of Arts and Sciences, Newark. Rutgers University: 352-398.
- Olsen, P.E., 1982. Lockatong Formation detrital cycles (Late Triassic, Newark Basin, N.J. and Pa.), giant lakes, and ecosystem efficiency. Geol. Soc. Amer., Abstracts with Program 14 (1-2) : 70.
- Olsen, P.E., 1984a. Comparative paleolimnology of the Newark Supergroup: A study of ecosystem evolution, PhD Dissertation, Yale University: 1-726.
- Olsen, P.E., 1984b. Periodicity of Lake-level cycles in the Late Triassic Lockatong Formation of the Newark Supergroup, New Jersey and Pennsylvania In: Berger, A. et al. (Eds.), Milankovitch and Climate, NATO Symposium, Dordrecht, Part I, 129-146.
- Olsen, P.E., Remington, C.L., Cornet, B., and Thomson, K.S., 1978. Cyclic changes in Late Triassic lacustrine communities. Science 201: 729-733.
- Potter, P.E., Maynard, J.B., Pryor, W.A., 1980. Sedimentology of shales. Springer-Verlag, New York: 1-306.
- Reilly, J.M., 1980. A geologic and potential field investigation of the central Virginia piedmont, Virginia Polytechnic Institute and State University, 1-111.
- Robbins, E. I., 1982, "Fossil lake Danville": The paleoecology of a Late Triassic ecosystem on the North Carolina - Virginia border. University Park, The Pennsylvania State University, Unpublished Ph. D. dissertation, 1-400.
- Robbins, E.I., 1985, Accumulation of fossil and metallic minerals in active rift lakes. Tectonophysics, 94: 633-658.
- The Rock-color chart Committee (Goddard, E.N. et al., eds.), Rock-color charts. Geol. Soc. Amer. Publication.
- Sadler, P.M., 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of stratigraphic sections. J. Geology, 89 : 569-584.
- Schmoker, J.M., 1980. Organic content of Devonian shale in Western Appalachian Basin. A.A.P.G. Bull, 64 (12) : 2156-2165.
- Schwarzacher, W., 1975. Sedimentation models and quantitative stratigraphy. Developments in Sedimentology, Elsevier, Amsterdam 19 : 1-382.
- Seilacher, A., 1982. General remarks about event deposits, p. 161-174 In: Einsele, G. and Seilacher, A. (Eds.) Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, Berlin 1-536.
- Shinn, E.A. and Robbin, D.M., 1983. Mechanical and chemical compaction in fine-grained shallow-water limestones. Journal of Sed. Petrol. 53 : 595-618.
- Talbot, M.R., 1973. Major sedimentary cycles in the Carolinian beds (Oxfordian) of southern England. Palaeogeog. Palaeoecol. 14 : 293-317.
- Thayer, P.A., Kirstein, D.S., Ingram, R.L., 1970. Stratigraphy, sedimentology and economic geology of Dan River Basin, North Carolina. Carolina Geol. Soc. Field Trip Guide Book, Raleigh: 1-44.
- Van Houten, F.B., 1962. Cyclic sedimentation and origin of analcime-rich Upper Triassic Lockatong Formation, west central New Jersey and adjacent Pennsylvania. Amer. J. Sci. 260 : 561-576.
- Van Houten, F.B., 1964. Cyclic lacustrine sedimentation, Upper Triassic Lockatong Formation, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. Kansas Geol. Surv. Bull. 169: 497-531.
- Van Houten, F.B., 1965. Composition of Triassic, Lockatong and associated Formations of the Newark Group, central New Jersey and adjacent Pennsylvania. Amer. J. Sci. 264: 825-863.
- Van Houten, F.B., 1969. Late Triassic Newark Group, north central New Jersey and adjacent Pennsylvania and New York, In: Subitsky, S.S. (ed.), Geology of selected areas in New Jersey and adjacent Pennsylvania and Guidebook. New Brunswick. Rutgers Univ Press. 314-347.
- Ward, W. R., 1974. Climatic variations on Mars. 1. Astronomical theory of insolation. J. Geophys. Res. 79 : 3375-3386.
- Ward, W.R., 1982. Comments on the long-term stability of the Earth's obliquity. Icarus 50: 444-448.
- Wetzel, A., 1982. Cyclic and dyscyclic black shale formation: p. 431-455 In: Einsele, G. and Seilacher, A. (eds.), Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, Berlin, 1-536.

Amanos Dağları ve Maraş Dolaylarında Miyosen Havzalarının Tektonik Evrimi

Tectonic Evolution of the Miocene Basins at the Amanos Mountains and the Maraş Region

YÜCEL YILMAZ*, OKAY GÜRPINAR** ve ERDİNÇ YİĞİTBAŞ***

ÖZ

Miyosen dönemi, Güneydoğu Anadolu'nun jeolojik evriminin anlaşılmasında kritik bir dönemdir. Çünkü Miyosen başında bölgede Güneydoğu Anadolu orojeni gelişimini sürdürürken Orta Miyosende İskenderun, Maraş v.b. alanlarda "Miyosen havzaları" olarak anılan yörelerde yeni bir çökelme dönemi başlamıştır. Orta Miyosen'de açıldığı varsayılan havzalarda çökelen istifler de aslında orojenezin son dönemlerinde ve aynı progresif tektonik rejim içinde gelişmiştir. Ancak orojeni oluşturan progresif deformasyonun bölgedeki etkileri zaman içinde farklı niteliklere dönüştüğünden, bu şartlar altında yöreden yöreye değişen farklı istiflerin gelişmesine neden olmuştur. Orta Miyosen'den başlayarak gelişen ve özellikle orojenik kuşak içinde yer alan Miyosen istiflerinde çökelmeyi büyük ölçüde yanal atımlı fay sistemleri denetlemiştir. Amanos dağları ve dolaylarında gelişen Orta Miyosen istifleri, bu bakımdan bir yeni çanak açılmasının ürünü değildir. Aksine bölgede önceden beri varolan denizel ortamın orojenik kuşakta sıkışma sistemi sonucu yükselen alanı terkedip, daha sonra yanal atımlı fayların neden olduğu gerilmeli rejimin bölgede oluşturduğu çukur alanlara denizin yeniden ilerlemesinin bir ürünüdür.

ABSTRACT

The Miocene is a critical period in the geological history of the Southeastern Anatolia, because while the orogenic activity was progressing, a new phase of sedimentation was started in İskenderun, Maraş and Andırın regions.

The sediments which were deposited in the basins that were assumed to have opened in the Middle Miocene were in fact developed during the latest stages of the orogenic activity. Therefore they are genetically related to the progressive tectonic regime of the orogene.

As the crustal convergence progressed, different but coeval sedimentary sequences were formed due to different nature of the deformational effects along the orogenic system.

The Middle-Late Miocene sedimentations were mainly controlled by a newly-formed set of lateral fault system. The Middle Miocene sequences in the Amanos mountains and within the orogenic zone were not the products of new basin opening but the marine readvancement into the orogenic belt due possibly to the release created as a result of formation of the lateral fault system.

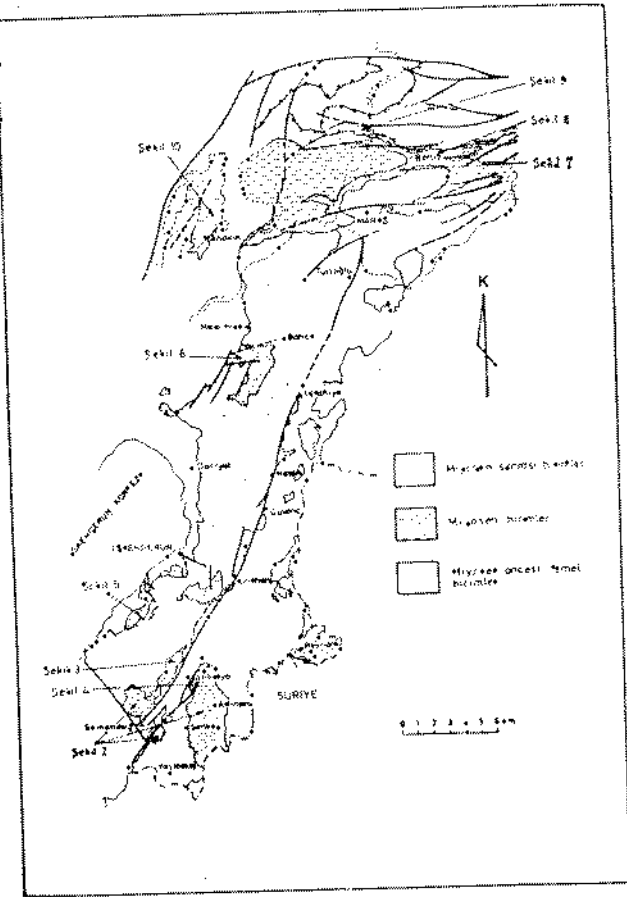
GİRİŞ

Maraş-Andırın-İskenderun-Antakya ve dolaylarında yaygın Miyosen istifleri yer almaktadır (Şekil 1). Özellikle İskenderun, Maraş ve Misis-Andırın dağları dolayında görülen Miyosen

(*) Yücel YILMAZ : İ.T.Ü. Maden Fak. Jeoloji Müh. Bölümü

(**) Okay GÜRPINAR, İ.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü

(***) Erdinç YİĞİTBAŞ : İ.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü



**Şekil 1 : Amanos dağları ve Maraş dolaylarında
Miyosen birimlerinin dağılımını gösterir
jeoloji haritası.**

sen istifleri, bu yörelerin adıyla anılan birtakım havzalarda (örneğin İskenderun Miyosen çanağı, Maraş Miyosen havzası v.b.) çökelmiş istifler olarak bilinmekte veya değerlendirilmektedir. Bu makalenin yazarları önce Amanos dağları, daha sonra da Maraş ve kuzeyindeki Güneydoğu Anadolu orojenik kuşağında yıllar süren jeoloji çalışmaları ve haritalamalar yapmıştır. Bu araştırmalar her ne kadar bu bölgelerin temel kayaları ile temel jeolojik sorunlarını hedef almışsa da sorunun çözümünde bölgenin tabandan tavana bir bütün halinde ele alınıp incelenmesi gerektiğinden Miyosen çökel istiflerinin de bu çalışmalar sırasında dikkate alınması kaçınılmaz olmuştur. Bu çalışmaların ortaya koyduğu veriler ve bulgulara göre bölgenin jeolojik evriminde birbirini denetleyen ve

birbirlerini sebep-sonuç ilişkisi içinde bütünle-
yen birtakım jeolojik olaylar vardır.
Miyosen dönemi de bu bölgeler için bir bütü-
nün gelişimi içinde, daha önceki olaylardan ba-
ğımsız ve bağlantısız olmayan bir ara dönemi
temsil etmektedir. O halde Miyosen döneminde
jeolojik olayların ortaya konulabilmesi için bu
çürede sınırlı bir alanın tek başına incelenmesi
yeterli olmayacaktır. Örneğin Maraş dolayın-
daki Miyosen çökel istiflerinin ayrıntılı sedi-
mantolojik araştırılması birtakım önemli ipuç-
ları verebilse dahi jeolojik evrimin anlaşılma-
sında tek başına yetersiz kalacaktır. Bu ne-
denle çevre alanların zaman içindeki evrimle-
rini ve bu bölgeye olan etkilerini dikkate alan
bir yaklaşım yapılması gereklidir.

Bu tanıtımın ışığında bu yazıda sözü edilen bölgelerdeki Miyosen çökellerinin evrimi, incelenen geniş alanın tektonik evrimi içinde ele alınarak irdelenecektir. Böylece, farklı bir bakış

[illegible]

Şekil 2 : Harbiye - Yayladağ horstu çevresinde Mi-
yosen istifli.

açısıyla geliştirilen düşüncelerimizin, bölgede çalışmalar yapan meslektaşların eleştirilerine sunulması amaçlanmıştır.

Amanoslardan başlayarak Maraş kuzeyine ve kuzeybatısına kadar uzanan alanlar, Arap otokton istifini geçip Güneydoğu orojenine kadarki farklı tektonik birlikleri içine alır. Bu özet bilgiden de görüleceği gibi Miyosen çökelişiminin evrimiyle, orojenin evrimi; bu bölgelerin Miyosendeki jeolojik gelişimi bakımından birbirlerinden ayırd edilemeyecek olaylardır. Bu nedenlerle bu yazıda Miyosen olayları bir bütünlük içinde ele alınarak değerlendirilmiştir. Yazıda önce; orojenik kuşağın uzağında, güneydeki Arap otoktonunda yeralan Miyosen çökelleri tanıtılmaktadır. Daha sonra kuzeye; orojenik kuşağa doğru yaklaşılmakta ve bu alanlardaki Miyosen istifleri ve istiflerin özellikleri tanıtılmaktadır. Bu bölümün sonunda ise orojenik kuşak yakınında ve orojenik kuşak içinde yeralan Miyosen istifleri değerlendirilmektedir.

Stratigrafik ve litolojik bu verileri, bir tartışma bölümü izlemektedir. Bu tartışma bölümünde Miyosen döneminde bölgenin hangi kesiminde hangi ortamların yer aldığı sorununa yaklaşım yapılmaktadır. Bu bölümde ayrıca bu bölgeler için çok önemli bir sorun halinde duran "Maraş Miyosen havzası", "İskenderun Miyosen havzası" gibi adlarla anılan bu bölgelerde Miyosende gerçekten bir çökeltme çanağının açılıp açılmadığı sorunu irdelenmektedir.

Yazının son bölümünde, ilk iki bölümün ortaya koyduğu bulguların ışığında, bölgenin tektonik evrim süreci içinde Miyosen çökelişiminin nasıl denetlendiği ve geliştiği konusuna bir yaklaşım yapılmaktadır.

STRATİGRAFI

GÜNEY AMANOSLARDA MİYOSEN

Harbiye - Yayladağ Horstu ve Çevresinde :

Güney Amanosların Kızıldağ ile Harbiye - Yayladağ horstu ve arasında kalan alandaki istifte aşağıdaki birimler yeralmaktadır (Şekil 1, 2, 3, 4, 5).

Gildirli Formasyonu : Miyosen istifinin taban birimi konglomera ve konglomeratik kumtaşlarının egemen olduğu bir kırıntılı çökelişidir ve farklı taban birimleri üzerinde (Yılmaz, 1984) açısal diskordansla oturur. Konglomera üzerinde yer yer 300 m. yi bulan kalınlıkta konglomera-kireçtaşı ardalanması ve daha sonra mikritik ve biyomikritik dokulu kireçtaşı gelişimi görülür. Konglomera-kumtaşı istifinin daha çok üst kesimlerinde yeralan bu kireçtaşı mercekleri, resifal karbonat çökelişimine geçişin öncüsüdür. Bazı kesimlerde ise konglomera, üstte doğru konglomera-kaba kumtaşı ve silttaşı - marn ardalanması olarak devam edip daha sonra resifal kireçtaşlarına geçer.

Konglomeratik bu taban birimi içinde fosil bulunamamıştır. Ancak hemen üzerine gelen kireçtaşları ile geçiş zonunda Erken Miyosen sonu yaşını veren fosiller bulunduğu onlarla uyumlu bu taban kesimin de aynı yaşta olması gerekir.

Karaisalı Formasyonu : Miyosen çökel istifinin tabanındaki kırıntılıların üzerinde yer aldığı görülen karbonat birim bu ad ile tanıtılacaktır. Bu birim Asi nehri vadisindeki Yeşilyazı köyü civarında vadinin bir yakasından diğer yakasına geçen, dayanımlı özelliği nedeniyle mostrada yar yapan bir birim olarak dikkati çekmektedir. Bu kireçtaşı düzeyi yanal yönde farklı birimlere değişmektedir. Birim bazı kesimlerde bol Ostrea'lı fosil bankı halindedir. Sutaşı köyünde bu düzeylerde aşırı yassılaşmış fosillerin varlığı dikkati çekmektedir. Resifal kireçtaşları tabanda kumlu, üstte doğru killi özellikler gösterir. Kireçtaşının üstünde ve onunla geçişli marn ve şeyller yer alır. İncelemeden fauna topluluğuna göre birimin yaşı Langiyen'dir.

Güney Amanoslardaki Miyosen istifinin taban birimleri (Gildirli ve Karaisalı fm.) birlikte değerlendirildiğinde bunlar, karasaldan başlayarak denizele geçen bir çökeltmenin gelişimini temsil etmektedirler. Yerel olarak en tabanda çoğun karasal bir birim yeralmaktadır. Yer yer moloz akıntısı (debris flow) balinde, olasılıkla havzayı açan fay zonlarına yastı yerel, kalın, kötü boylanmış çökeller tanınır. Bazı kesimlerde ise taban birimi fluviyatildir. İçin-

de kaba kırıntılılar ile bunların içinde taşkın dönemlerine ait yanal kamalanan kırmızı çamurtaşı seviyeleri vardır.

Kırıntılı istif üstte doğru delta ovası halinde ve giderek iyi boylanmış sığ denizel kumtaşı düzeylerine geçmektedir. Kumtaşları tedricen karbonatlara yerini bırakır. Ancak alt-

taki kırıntılı kesim olmaksızın doğrudan kireçtaşları ile başlayan istifler de vardır.

Karbonatlara tedrici geçişte kumtaşları içinde öncü (precursor) bazı küçük kireçtaşı mercekleri tanınır. İstifte birkaç düzeyde gelişen bu merceklerden sonra tümüyle karbonatlara ulaşılmaktadır.

Sebenoba Formasyonu : Marnlı kireçtaşı, marn ve kısmen dilingen marn (şeyl)'lerden oluşur. Marnlar ak, mat, porselen görünümlü, yumuşak, kırık yüzeyleri yer yer yumrulu bir görünüm sunar. İnce-orta katmanlı olup, içinde yer yer ince, dayanımlı kireçtaşı seviyeleri içerir. Dayanımlı bu kireçtaşları pembemsi ve beyazdır. İnce kesitte bu kesimler biyosparitik-tir. İstifte üst kesimlere doğru marn düzeyleri egemen hale gelir. Bu birimin üzerinde açık renkli, kalın katmanlı, killi, pelajik foraminiferli, seyrek istiflenmiş biyomikritlerden oluşan bir kesim yer alır. Pelajik birimin içerisinde *Globigerina* sp. yaygındır. Az da olsa fosfat tanelerine de rastlanmaktadır. İstif 350 m. den daha kalın olup Orta Miyosen yaşındadır ve olasılıkla bir kıta sahanlığında çökelmiş basen fasiyesini (?) temsil eder (Şekil 2).

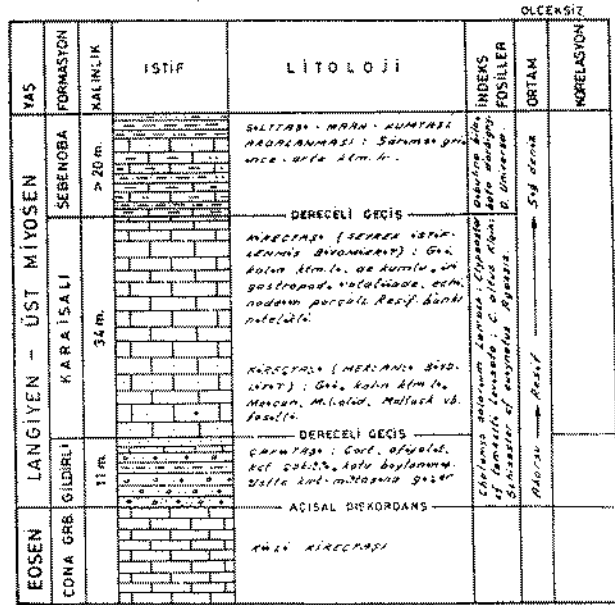
Mızraklı Formasyonu : Alt kesimlerde marn, marnlı kireçtaşı ve kireçtaşı ardalanmasından, daha üst kesimlerde ise silttaşı-şeyl-kumtaşı ardalanmasından oluşur. Ancak her iki dizi arasındaki geçiş derecelidir (Şekil 2). Bu istif üzerinde ise hernekadar geçişli gibi görünse de paralel diskordansla Pliyosen yaşlı kumtaşı-marn ardalanmasından oluşan daha genç bir çökel istifi görülür.

Mızraklı formasyonundan derlenen fosil topluluğu Orta-Geç Miyosen zaman aralığını göstermektedir (Şekil 2).

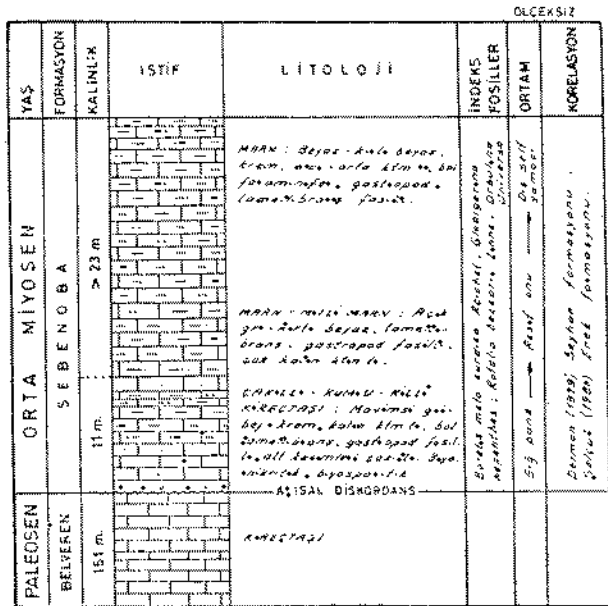
İskenderun Bölgesinde Miyosen :

Antakya bölgesinde Miyosen çökelleri tabanda Erken (?) -Orta Miyosen yaşlı bir konglomera ile başlamasına karşın, İskenderun bölgesinde Miyosen istifi Tortoniyen ile başlar (Erentöz, 1955; Yılmaz, 1984). İstif marn, marn ve kumtaşı, kumtaşı, mercanlı kireçtaşı ve konglomeradan oluşmuştur.

Gökçekli Formasyonu : Başlıca marn ve kumtaşından oluşmaktadır. Bazı alanlarda ta-



Şekil 3 : Merdivenlikaya ölçülmüş stratigrafi kesiti.
Figure 3 : Merdivenlikaya measured stratigraphic section.



Şekil 4 : Sinanlı ölçülmüş stratigrafi kesiti.
Figure 4 : Sinanlı measured stratigraphic section.

Tabanda ofiyolitik kayalar üzerinde çökelme, ofiyolitik bir konglomera birimi ile başlamaktadır. Bu ince birimi (30 m.) kireçtaşları izler. Eol fosilli istif taşı (packstone) özelliğindeki bu birimde planktonik ve bentonik organizmalar tanınmıştır. (*Orbulina suturalis*, *Orbulina bilobata*, *Orbulina universa*, *Elphidium crispum*, *Cibicides cf. lobatulus*). Bu fosil topluluğu birimin Langhian veya da genç olduğunu göstermektedir. Daha üste doğru kilitaşlarına geçilmektedir. Bundan daha üst birimler Pliyosen istifine aittir.

Bu istifin, Iskederun-Arsuz dolayında karada bulunan istifle karşılaştırılması sonucunda aşağıdaki gelişim düşünülmektedir. Orta Miyosen başında deniz içindeki kesim ile Antakya güneyinde, Harbiye-Yayladağ horstu ve dolayındaki Miyosen havzası bağlantılı konumda idi. Geç Miyosen'de deniz Kızıldağ'ın az çok bugünkü konumunda ancak çok belirgin oluşan bir yükselim alanını tedricen aşmaya başlamıştır. Bu ilerleme, hızlı ve fazlanmayla gelişen bir çökmenin sonucu olabilir. Faylar zaman içinde kara yönünde gerileyip Miyosen sonunda bugünkü topoğrafyanın belirmesine yol açmıştır.

ORTA AMANOSLARDA MİYÖSEN

Kızıldere Bölgesi (Osmaniye-Yarpuz-Haruniye alanı)

Kızıldere bölgesinde Miyosen istifi altta volkanikler ve üzerinde konglomera-kumtaşı-kireçtaşı ve marnlardan oluşan bir istifle temsil edilir (Şekil 6).

Şahankayası Volkanitleri : Andezitik bazalt ve olivin bazaltlarla temsil edilir. Volkanitler, konglomera katmanları arasında onunla uyumlu balde bulunmaktadır.

Kalecik Çakıltası : Tabanda iri çakıllar içeren konglomera ile başlar. Üste doğru ince taneli konglomeraya (Şekil 6) ve kırmızı kumtaşlarına, daha üstte ise marn ve kireçtaşlarına (Horu kçt.) geçer.

Horu Kireçtaşı : Merceksel resifal kireçtaşlarından oluşur. Tabandaki çakıltaları ve üzerine gelen marn-şeyl birimi (Kızıldere fm.) ile yanal ve düşey geçişlidir. Birim, tabanında ça-

kıltası ve volkanitler olmaksızın ince bir kırıntılı düzeye doğrudan temel üzerinde de gelişebilmiştir. Çoğun resif yapıcı organizma kavkaları içerir. Birim Kozlu (1982) ye göre Serravalien yaşıdır (Şekil 6).

Kızıldere Formasyonu : Birim kumtaşı-şeyl silttaşı ve kanal çakıltası düzeylerinden oluşur. Orta Amanoslarda Osmaniye-Yarpuz-Haruniye alanında Miyosen istifinin üst düzeylerini oluşturan birim Horu kireçtaşları ile yanal ve düşey geçişlidir. Altta şelf-lagün ortamı nitelikleri sunan kumlu marn-silttaşı-şeyllerle temsil edilir. Üste doğru yer yer kömürlü seviyeler içeren kumtaşlarına ve en üstte kanal düzeyli kumtaşı-çakıltalarına geçer.

KUZİY AMANOSLAR VE KAHRAMAN-MARAŞ DOLAYINDA MİYÖSEN

Kahramanmaraş şehri ve dolayında Miyosen istifleri, bir orojenik kuşakta yer almaktadır. Bu nedenle istiflerin ana karakterlerini belirleyen bu bölgenin farklı tektonik ortamları esas alınarak tanıtılacaktır. Bu tektonik ortamlar kısaca şöyle tanıtılabilir. Kuzeyde bir nap alanı bulunmaktadır. Engizek dağları bu nap alanının içinde yer alır. Bu bölgedeki Miyosen istifi "nap alanında Miyosen" başlığı altında tanıtılacaktır. Napların öneyi bir şaryaj cephesini oluşturur. Bu kesimdeki Miyosen istifleri ise "Engizek şaryaj cephesinde Miyosen" adı altında tanıtılacaktır. Bunun güneyinde Ahır dağı ve doğu devamında ise Güneydoğu Anadolu otokton istifi yer almaktadır. Bu alandaki Miyosen çökelleri "otoktonda Miyosen" başlığıyla verilecektir. Maraş şehri batı ve kuzeybatısında yer alan ve Miyosen havzası olarak bilinen en yaygın Miyosen mostralarının yer aldığı kesim ise "Maraş Miyosen istifi" adı altında verilecektir. Bu istif, yukarıda sözü edilen farklı tektonik ortamların tümünün bir kavuşma alanı niteliğindedir.

Otoktonda Miyosen :

Çağlayancerit Formasyonu : Birim karbonatlı kumtaşlarından oluşur. Gaziantep formasyonu üzerinde konkordan durmaktadır. Üzerine ise Lice formasyonu dereceli geçişli ola-

faýlarla kesilerek derinde kalıp gizlenmiştir. Birimin kendi üzerine ise Alacak formasyonu (Yılmaz v.d. 1987) itilmelidir. Derlenen fosillere göre istifin yaşı Erken Miyosen'dir. Bu veri de Lice Formasyonu ile Hompur formasyonu'nun yanıl eşdeğer birimler olduğunu göstermektedir. Aralarındaki fark; Hompur formasyonu'nun daha distal bir kesime ait olup şimdi allohton birliklerin içinde yerleşmiş olması, Lice formasyonu'nun ise bu alanda otokton niteliğini korumuş olmasıdır.

Beşenli Grubu : "Otoktonda Miyosen" bölümünde tanımlan Beşenli grubu "Engizek şaryaj cephesi"nde de aynı niteliklerle temsil edilir. Böylece Beşenli grubu, Amanos tektonik birliği ve Engizek şaryaj cephesi birliğinin ortak bir örtü birimini teşkil eder. Bu nedenle birim burada tekrar tanıtılmayacaktır.

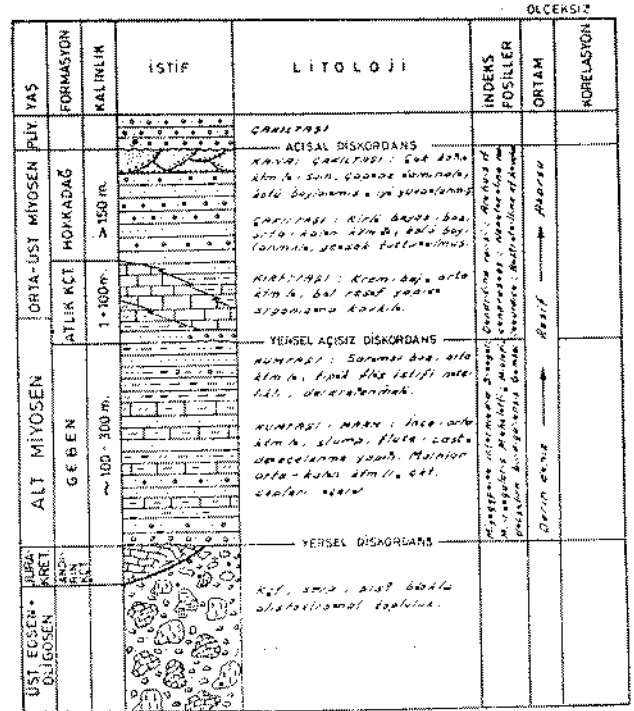
Nap Alanında Miyosen :

Geben Formasyonu : Birim bir marn-kumtaşı istifiyle temsil edilir. Altında yer alan Geç Eosen-Oligosen yaşlı kaba bloklu olistostromal birimlerin, üste doğru giderek tane boyunun incilmesi ve düzenlenmesiyle Geben formasyonuna geçilir (Şekil 9). Birim aslında, tabanında yer alan çok yüksek enerjili bir ortamda gelişmiş olan Eosen-Oligosen yaşlı istiflerin Erken Miyosen'de, enerjisi nispeten düşük bir ortamda çökelmiş ve düzenlenme kazanmış bir devamı niteliğindedir. Tabanda olistostromal bir çakıltı düzeyiyle başlar. Çakıltı yanıl ve düşey yönde boz kumtaşı-marn ve kalkarenit ardalanmasına geçer. Egemen litoloji marn'dır. Kumtaşları oturma (slump) yapılı ve derecelenmelidir. Yer yer kaval yapısı ve akıntı çizgileri gibi türbiditlere özgü taban yapıları gözlenir. İstifin taban düzeylerinde olistostromal çakıltıları marnların içinde cepler ve karallar şeklindedir. Geben formasyonu'nun en üst düzeylerine doğru kumtaşının oranı artarak birim tipik bir fliš istifi görünümünü kazanır.

Marn numunelerinin nannoplankton tayinlerine göre birimin yaşı alt düzeylerde Burdigaliyen-Erken Langiyen; Üst düzeylerde Geç Langiyen - Serravaliyen'dir.

Athk Kireçtaşı : Resifal nitelikli bir kireçtaşıdır. İstifin tabanında bazen çakıltı düzeyleri, bazen de karbonat hamurlu kumtaşı bulunur. Bu resifal kireçtaşı, zaman zaman yanıl yönde kumlu karbonatlara ve zaman zaman da marnlara geçer. İstif üste doğru marn-kireçtaşı ardalanmasıyla devam eder.

Kalınlığı 1-100 m. arasında değişen Athk kireçtaşı genellikle Geben formasyonu üzerinde uyumlu görülür. Ancak bazı kesimlerde tabanındaki detritiklerden de anlaşıldığı gibi açısız bir uyumsuzluk oluştururken bazı alanlarda doğrudan daha yaşlı birimlerin üzerinde diskordan oturmaktadır.



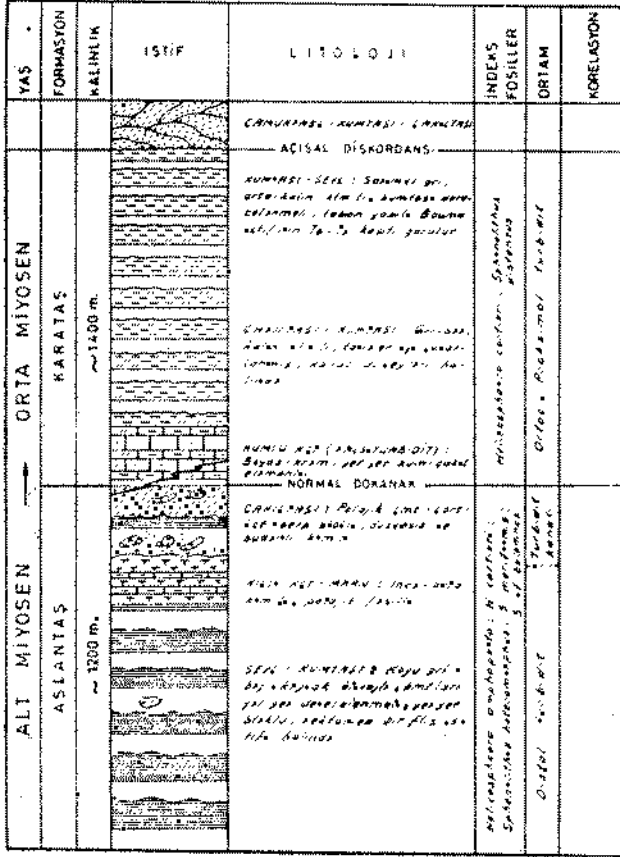
Şekil 9 : Nap alanında Miyosen istifini gösterir genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 9 : The generalized stratigraphic section showing the Miocene sequence over the nappes.

Athk dağında istif, taban üzerinde düşük açılı bir uyumsuzlukla oturmakta olup karbonat birim yanıl ve düşey yönde yer yer marnlara geçmektedir. Kalınlığı 75-100 m. arasında değişir.

İnceleme alanında Athk kireçtaşından derlenen fosiller Erken-Orta Miyosen yaşı vermiştir. Bazı çevre yörelerden de Akitaniyen-Burdigaliyen-Langiyen gibi yaşlar alınmıştır. Athk ki-

reçtaşının resifal ortam ürünü olduğı; içerdığı organizma ve birimin litolojik özelliklerinden anlaşılmaktadır. İnceleme alanında resif oluşturan şartlar bu dönemde çok kısa bir süre egemen olmuştur. Çünkü Erken-Orta Miyosen döneminde ortama bolca kırıntılı malzeme geliş ile resif gelişimleri devam edememiş ve kırıntılı çökeli mi egemen olmuştur.



Şekil 10 : Andırın dolayında Aslantaş - Karataş formasyonlarının genelleştirilmiş stratigrafi kesiti.

Figure 10 : The generalized stratigraphic section of the Aslantaş - Karataş formations in the Andırın region.

Hokkadağ Formasyonu : Çakıltası-kumtaşı-marn ardalanmasından oluşur. Birim Atlık kireçtaşı üzerinde onunla yanal ve düşey, dereceli geçişlidir (Şekil 9). Birimin egemen litolojisini oluşturan çakıltaları üstte doğru yerini gevşek tutturulmuş, dağulgan kumtaşlarına bırakır. Kumtaşları içerisinde de çakıllı düzeyler mevcuttur. Kumtaşının içinde Ostrea kavkuları, bitki sapları ve yaprak fosilleri vardır. Kumtaşı-çakıltası ardalanmasının üst düzeylerinde

marnlar görülmektedir. Yumuşak, yer yer dağulgan özellikte olan bu marnların içinde bol Ostrea kavkuları bulunur. Bunlar bazı kesimlerde öyle çoğalırlar ki kaya tümüyle Ostrea'dan oluşmuşçasına görünür (bank fasiyesi). Bu düzey, yanal yönde kılavuz katman gibi uzanmaktadır. İstifte marulardan daha da üstte yine kumtaşı-çakıltası görülür. Bu seviye aynı zamanda birimin görünür en üst seviyesidir.

Hokkadağ formasyonuna yaş verecek fosil bulgusu yoktur. Ancak Athk kireçtaşı üzerinde yeralması nedeniyle Orta-Geç Miyosen yaşında olmalıdır.

Maraş Miyosen İstifi :

Maraş şehri batı ve kuzeybatısı farklı tektonik birliklerin bir kavşak noktası niteliğinde olduğundan bu alanda diğer tektonik birliklerde tanımlan Miyosen istiflerinin yanal fasiyes eşdeğerleri kısmen bu alanda da görülür. Sadece bu alana özgü Miyosen birimleri ise Aslantaş ve Karataş formasyonlarıdır.

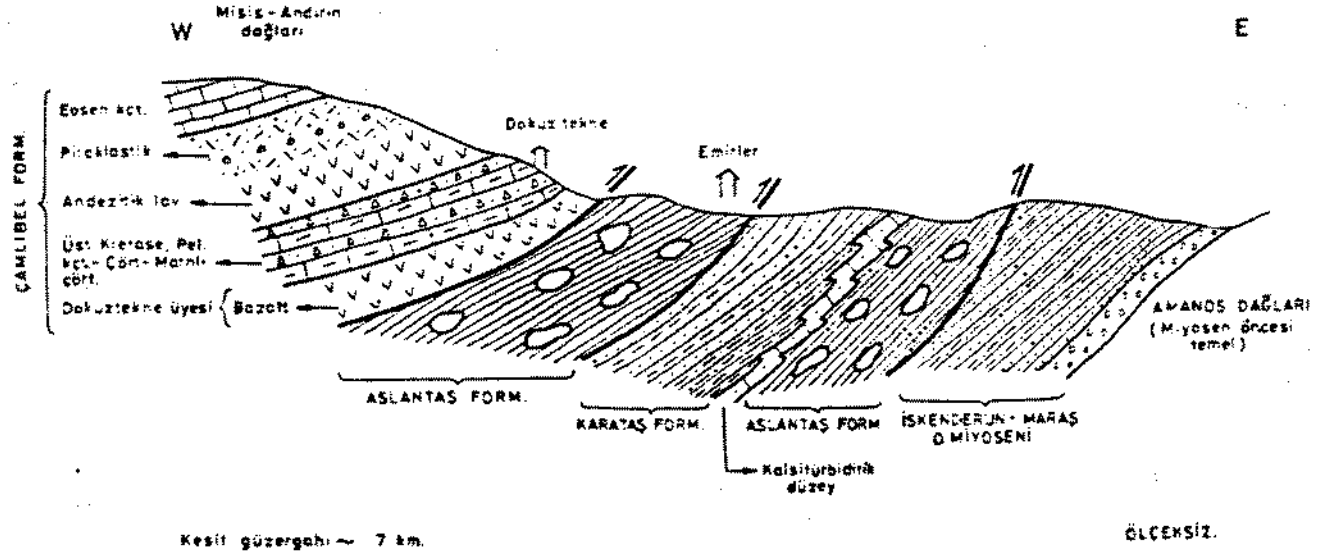
Aslantaş-Karataş Formasyonları : Başlıca kumtaşı-şeyl ve nadiren marn tabakalarının ardalanmasından oluşur. Kumtaşı çoğunlukla derecelenmesi zayıf, belirgin tabakalı bir istif halindedir. Şeyl ise yaygınca foliasyon kazanmış, çoğun ezilmiş ve milonitlemiştir. İstifte ayrıca çeşitli düzeylerde, özellikle üstte doğru bazan çakılla varan iri tanelerden oluşan kalsitürbidit seviyelerine de rastlanır. Çoğunlukla kalın tabakalar halinde bulunan bu kalsitürbiditler, istif içinde dayanımlı düzeyler oluşturmaktadır.

Birimde, çeşitli boylarda pekçok olistolite rastlanmaktadır. Bu olistolitler arasında en yaygın görülen kaya türleri pelajik kireçtaşı, çamurtaşı ve çörttür. Paleontolojik incelemeler bu pelajik blokların çoğunlukla Eosen yaşında olduğunu ortaya koymuştur. Birim içinde bunlardan başka spilit, serpantin, diyabaz ve metapelitik kaya bloklarına da rastlanır. Bloklar 50 cm. den onlarca m. ye ulaşabilmektedir. Tektonizma sonucu blokların çevresindeki birincil ilişki çoğun bozulmuştur. Misis dağlarında önceki bazı araştırmacılar (Kozlu, 1987), birimin bloklı alt kesimini Aslantaş formasyonu; bloksuz, düzenli üst kesimini ise

Karataş formasyonu olarak ayırmıştır (Şekil 9). Bu çalışmada her iki kesim birlikte devamlı bir dizi olarak ele alınmıştır.

Birim alt ve üst dokanakta bindirmelerle sınırlanarak kuzeybatıya eğimli bir tektonik dilim şeklinde uzanır. Ayrıca bloklu alt kesimler (Aslantaş fm) ; bloksuz, düzenli daha üst düzeyler (Karataş fm) üzerine itilmiştir (Şekil 11).

rak cevap verirken, ince kumtaşı katmanları kırılıp koparak budenleri, kalın kumtaşı ve kalsitürbidit tabakaları ise blok görünümlü parçaları oluşturmuştur. Deformasyonun birim içinde yer alan olistolitleri de etkilemiş olduğu, bazı kesimlerde pelajik çamurtaşı - kireçtaşı - çört bloklarının birimle birlikte, birimin yapraklanmasına uygun klivaj kazanmış olduğundan an-



Şekil 11 : Amanos dağlarının NW ucu ile Andırın dağları arasındaki alanda farklı Miyosen birimleri ve ilişkilerini gösterir jeolojik enine kesit (Ölçeksiz).

Figure 11 : The geologic cross section from the Andırın to Amanos mountain (Not to scale)

Birimin Erken Langiyen'deki çökeliminden, tektonizmanın şiddetinin azalarak sönümlendiği Orta Miyosen devrine kadar sürekli kompresyonel bir deformasyonun etkisi altında kalmış; bu süreç içinde yaygınca kıvrımlanmış, kırılmış, faylanmış ve yer yer yapraklanmıştır. Özellikle bindirmeli dokanaklar civarında birim içinde belirgin kayrak klivajı gelişmiştir.

Birim içindeki şevron, diz şeklinde, yatık v.b. birçok türde kıvrımların bulunması, gevrek nitelikli kumtaşının kıvrım şarniyer bölgelerinde kırılmadan kıvrılabilmiş olması, açma sıkma yapısı (pinch and swell structure) içermesi, birimin olasılıkla çökelme ortamında benüz diyajenez geçirmeden önce kompresif deformasyonların etkisinde kalmış olduğunu belgelemektedir. Diyajenezden sonra da devam eden deformasyonlar nedeniyle birim yaygınca makaslanmış; sünek nitelikli şeyl, deformasyona yapraklan-

laşılmaktadır. Çört gibi sert litolojiler ise bu olaylar sırasında bresleşmişlerdir.

Aslantaş formasyonu, tektonik açıdan hareketli derin denizel bir ortamda çökelmiş litolojilerden oluşur. İstifte genel olarak şeylin egemen olması ve tipik bir bouma istifine nazaran alttan eksikli olması nedeniyle birim, orta ç türbidit nitelikli Karataş formasyonundan daha iraksak ve derin bir ortamda çökelmiş olmalıdır.

TARTIŞMA

Güney Amanoslardaki incelemelerin ortaya koyduğu verilere göre Miyosen çökelişi tabanda önce karasal (fluviyal, debris akıntısı) ve/veya geçiş fasiyesleri (delta v.b. ile temsil edilen kaba-ince kırıntılıların çökmesine yolaçmış ve gidrek kırıntılı bir sahil çizgisi gelişmiştir. Bu sığ ortamda yer yer resifler oluşmuştur. Erken Miyosen sonunda başlayan çökelme, Orta Miyo-

sen'de marn ve marnlı karbonatların yaygınca çökeldiği kıta sahanlığı basen fasiyeslerine yerini bırakmıştır.

Orta Miyosen sonuna doğru ortam derinleşmiş ve türbiditik kumtaşları giderek artan miktarlarda düşük enerji ortamında çökelen marn ve kilaşı düzeyleri arasında belirmeye başlamıştır.

Geç Miyosen'de derinde çökeltme devam ederken Arsuz - İskenderun arasında kalan alanda transgresyon giderek kara yönünde ilerlemiştir. Bir diğer deyişle bu dönemde denizel ortam, denizlerin çevrelediği tatlı topoğrafya halindeki Kızılbaş yükselimi yeni yeni işgal etmeye başlamıştır. Bu deniz istilası sonucunda Kızılbaşın batı yamacında kil-marn çökeli mi doğrudan ofiyolitik temel üzerinde gelişmiştir. Bu yükselimde deniz istilası henüz gelişmeye başladığı için yerel olarak karadan getirilen kırıntılı gereç ile tıpkı bölgenin diğer kesimlerinde Erken Miyosen sonunda gelişmiş olan konglomera-kumtaşı-resifal karbonat çökeli mi bu kesimde Geç Miyosen'de gelişmiştir. Böylece benzeri birimler Kızılbaşın batı kesiminde bugünkü deniz alanı içinden bugünkü kara alanına doğru zaman transgresif olarak gelişmiştir. Bir diğer deyişle, Erken Miyosen sonundaki sahil çizgisi bugünkü sahil çizgisine nazaran çok daha deniz tarafında yer almaktaydı. Geç Miyosen'de ise sahil çizgisi bugünkü Kızılbaşın bulunduğu alanda, kara yönünde çok iç kesimlere ilerlemiştir. Böylece litolojik dizilimi birbirine benzeyen ancak yaş konakları farklı diziler ortaya çıkmıştır. Bu yüzden deniz içindeki sondajlarda (Ayşe 1 kuyusu TPAO arşivi), Erken Miyosen'den Geç Miyosen'e eksiksiz ve taban konglomerasından başlayan bir çökeli minin geliştiği saptanmıştır. Kızılbaşın batı kesiminde Geç Miyosen çökel dizisinin çoğunlukla kil, mil, marn vb. gibi birimlerle doğrudan ofiyolitik temel üzerine, altında Erken ve Orta Miyosen birimleri olmaksızın çökelebilmesi çevre morfolojisinin tatlı bir eğimle denize kavuştuğunu, bölgenin bu dönemde az çok penepren alanı halinde olduğunu işaret etmektedir.

Miyosen'deki hızlı derinleşme bölgenin tektonizmaya etkilenmesinin sonucudur. Bu olay, İskenderun dolayında faylanmaya bağlı olarak sığ denizel ortamlar içinde yerel havza açılma-

larının neticesidir. (Yılmaz, 1984). İskenderun havzası ve olasılıkla Samandağ havzası bu gelişime örnek olarak verilebilir.

Geç Miyosen sonuna doğru bütün Güney Amanosların yükseldiği ve ortamın sığlaştığı anlaşılmaktadır. Bu dönemde yaygınca evaporitik çökeller gelişmiştir. Olasılıkla Doğu Akdeniz'deki Messiniyen sığlaşma olayına rastlayan bu gelişim süresinde bölge sadece deniz çekilmesi etkisinde kalmamış aynı zamanda tektonizma etkisiyle de deforme olmuş, çökelen birimlerin yatay konumları bozulmuştur. Bu nedenle Pliyosen çökelleri çoğunlukla Miyosen istifleri üzerinde açılal diskondasla oturmaktadır. Birimlerin bu eğilimi (tilt) kazanması, kara yönünde gerileyen ve sahile az çok paralel bir dizi fay yardımıyla gelişmiş olmalıdır. Böylece bölge bugünkü morfolojik formunu kazanarak yükselmiştir.

Orta Amanosların büyük bir bölümünün Miyosen döneminde yükselim alanı konumunda kaldığı anlaşılmaktadır. Bu genel görünüşün dışında kalan alanlar, fay kontrolü ile Miyosen'de gelişmiş bazı çöküntü alanlarıdır. Yarpuz-Kaypak-Bahçe dolayı (Kızıldere bölgesi) (Şekil 1 ve 6) bu gelişime örnek olarak verilebilir. Orta Amanosların kuzeybatı kesiminde Miyosen çökelleri ile genç örtü birimlerini içeren alanlar, batı kuşakta Osmaniye ile Haruniye, doğu kesiminde ise en güney alanda Gördüğündere dolayından başlayarak Yarpuz-Kaypak ve Bahçe arasında kalan bölgede yaygın Miyosen mostralrı yer alır (Şekil 1). Bu bölgede yer alan Miyosen istifinin gelişme yöre ve koşullarını başlıca SW - NE gidişli faylar denetlemiştir. Bu faylar çoğunlukla Miyosen ve Kuvaterner çökellerini kesmiş ve onları sınırlamıştır (Şekil 1). Bu faylar nedeniyle Miyosen istifi Kaypak-Yarpuz dolayında kuzeydoğu-güneybatı gidişli dar bir koridorda mostra vermektedir.

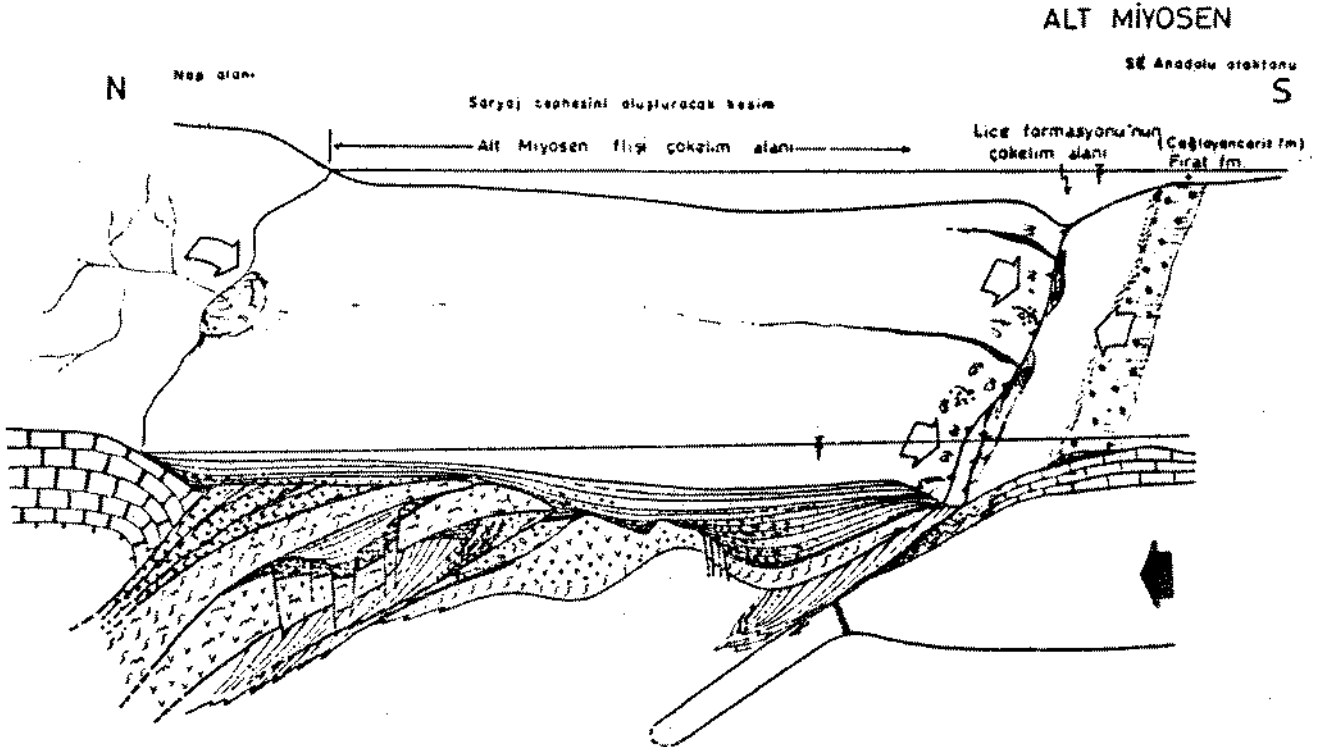
Zorkunyayla ile Dumanlı dağdaki ofiyolitik kuzeyden doğu-batı gidişle sınırlayan fayın kuzeyindeki blokta bölgenin yüksek kotlarında kaba konglomeralarla başlayan kalın bir Miyosen istifinin geliştiği görülür. Birim, yüksek enerjili karasal bir ortamda gelişmiş olup olasılıkla bir akarsu çökeli didir. Bu denli kalın oluşu, bu kesimin çevresine nazaran önemli bir drenaj un-

suru halinde olduğunu işaret etmektedir. Miyosen'den sonra bu alçak alan düşey yönde yükseltilerek bugünkü yüksek kotlarda kalmıştır.

Kuzey Amanoslarda Ahır dağı - Daz tepe dolayındaki istifte Geç Eosen-Oligosen Midyat grubu olarak bilinen neritik kireçtaşı ile temsil edilir. Erken Miyosen başında ince (20-80 m) bir anahtar kireçtaşı düzeyinin çökelişinden itibaren fliš tipi çökellerin gelişimi başlamaktadır (Şekil 7). Bu anahtar birim, Ahır dağında kolaylıkla tanınan, dayanımlı, Midyat kireçtaşlarının marnlı üst kesimleri üzerinde yer almaktadır. Fırat formasyonu (Çağlayan Cerit fm.) olarak bilinen bu kireçtaşı düzeyinin üzerinde gelişmeye başlayan ve fliš benzeri kumtaşı-şeyl ardalanmalarından oluşan birim Lice formasyonu olarak bilinir. Erken Miyosen yaşlı bu birim, üst seviyelerine doğru giderek sığ denizel nitelikler göstermektedir. Daha üste doğru, sığ denizel istif tedricen karasala geçmektedir. (Şe-

kil 7). Üst kesimlere doğru bu çökellerin içleri-ne, şaryaj cephesinde yeralan kaya topluluklarından, miktarı giderek artan biçimde bir malzeme akımının geliştiği dikkati çekmektedir. Özellikle istifte yeralan kanal dolgularında alloktondan taşınmış kaya parçaları boldur.

Misis-Andırın kuşağı ile otokton arasındaki şaryajların içinde yer alan ve Aslantaş formasyonu olarak tanımlanan birim, Lice formasyonunun derin denizel eşdeğeridir. İki birimin arasındaki temel farklılık, Lice formasyonunun Arap platformu üzerinde gelişmiş bir birim olmasıdır. Arslantaş formasyonunun tabanı ise çoğunlukla görülmez. Ancak seyrek bir iki mostrada, Misis-Andırın kuşağının temelinde görülen kayaların, bu birimin tabanında da yer aldığı görülmüştür. Bu birimler, bloklu bir karmaşıktır. Lice formasyonu ile Arslantaş formasyonu arasındaki diğer bir farklılık ise, Lice formasyonunun Erken Miyosen sonuna



Şekil 12 : İnceleme alanının Erken Miyosen'deki jeolojik gelişimini gösterir blok diyagramı.

Figure 12 : The block diagram showing the geological evolution of the investigated area at the Early Miocene.

Şekilde okyanusal ortamın tüketilmesi sonucunda farklı tektonik birliklerin biraraya geldikleri gösterilmektedir. Bunu izleyen dönemde çarpışan birimler birbirlerine yakınlaşmaya devam etmekte ve bunun sonucu olarak, kuzeyde yeralan bütün birlikler topluca Arap otokton istifi üzerine ilerlemektedir. Rejyonel sıkışma, bütün bölgede denizel ortamların tedricen sığlaşmasına ve regresif istiflerin gelişmesine neden olmuştur. Şaryaj cephesi öneğinde oluşan çizgisel havzada türbiditik birimler çökelmeye başlamıştır.

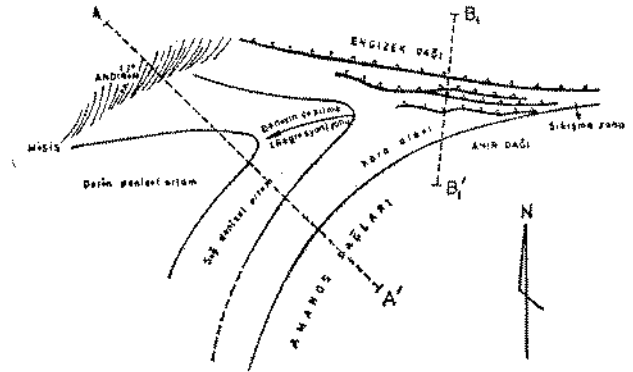
doğru çok sığ bir birim haline gelmesine karşılık, Aslantaş formasyonu'nun bu dönemde henüz derin denizel özelliğini koruyarak Orta Miyosen'de sığlaşmasıdır.

Misis dağlarından kuzeye, Misis-Andırın şaryaj cephesi boyunca ilerlendiğinde, Arslantaş formasyonu ile Lice formasyonu arasındaki farklılığın, litolojik ve ortamsal yönden giderek kaybolduğu görülmektedir. Çökeltmenin gelişimi ve özelliği açısından orojenik kuşak ile Misis-Andırın kuşağı arasında da bir devamlılık olduğu söylenebilir (Yılmaz v.d. 1987).

Engizek şaryaj cephesinde yeralan Üst Eosen-Oligosen yaşlı çoğun volkanik gereçli olistostromal ve iç düzeni zayıf bir topluluk (Helete volkaniti) yer alır (Yılmaz v.d. 1987). Erken Miyosen'e doğru bu volkanik karmaşık üzerinde volkanojenik kumtaşı arakatlı, flišimsi, düzenli bir çökel istif gelişmiştir. Bu oluşum, Andırın dağ kuşağının batı kesiminde Savrun koridoru dolay ile Keşişdere vadisi boyunca varlığı bilinen volkanikli birimlerin (Yılmaz v.d. 1987) benzeri ya da yanıl devamı olarak düşünülebilir.

Nap alanındaki en üst dilimi oluşturan Malatya metamorfizlerinin üzerinde, Geç Eosen'de Andırın kuşağı doğusunda olduğu gibi olistostromal bloklu bir karmaşık gelişmiştir (Bulgurkaya fm. Yılmaz v.d. 1987). Bu karmaşık Erken Miyosene doğru fliš benzeri bir çökel istife yerini bırakmıştır. Geç Eosen ve Oligosen dönemi ile Erken Miyosen'de gelişen çökeller, bölgedeki farklı tektonik birliklerde birbirine çok benzeyen istiflerin gelişmesine yol açmıştır. Bu benzer istiflerin ortak özelliği, Geç Eosen-Oligosen döneminde iç düzeni zayıf, bloklu çökel karmaşıkları; Erken Miyosende ise çökeltmenin nispeten düzenlendiği, fliš benzeri türbiditik istiflerin gelişmiş olmasıdır. Erken Miyosen başında, Geç Eosen'den beri devam eden çökeltmenin yerini giderek düzenli fliš benzeri istiflerin alması, bölge çapında denizaltı rölyefindeki düzensizliklerin, ani yükselim ve alçalmaların büyük ölçüde giderildiğini işaret etmektedir.

Orta Miyosen çökellerinin incelenmesi bölgede aşağıda varlığı belirtilen ortamların yer almış olduğunu belli etmektedir (Şekil 13'den 18'e).



Şekil 13 : İnceleme alanının Erken-Orta Miyosen dönemindeki jeolojik gelişimini gösteren taslak paleojeoloji haritası (Ölgeksiz).

Figure 13 : The enlarged paleogeological map showing the geological evolution of the investigated area at Early-Middle Miocene (Not to scale).

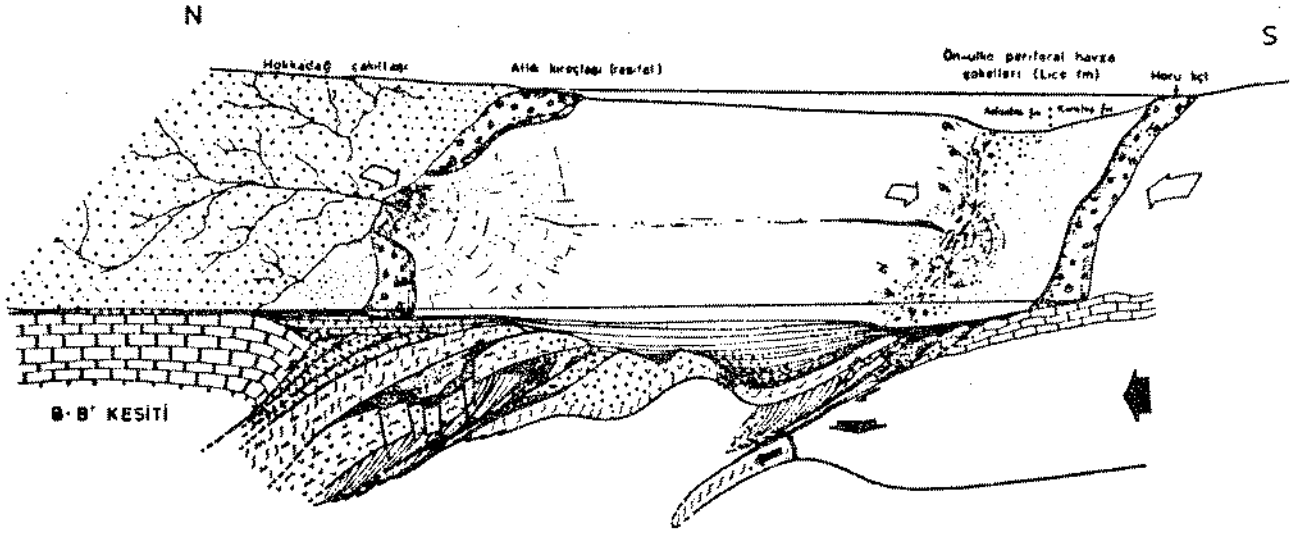
Otokton ile Engizek itilme cephesinin çarpışması ile orojenik kuşak gelişmektedir (Şekil 12, 15). Çarpışmanın tam anlamıyla gelişmediği W alanlarda denizel ortam varlığını korumakta olup daha SW alanlarda derin denizel ortamlara ulaşılmaktadır (Şekil 12'ye bakınız).

Derin Denizel Ortam : Başlıca Misis dağlarının güneydoğu kesiminde, Misisler ile Amanoslar arasında görülür. Aslantaş-Karataş formasyonu ile temsil edilir. Bunlar türbiditik düzeyler içeren fliš türü birimlerdir. Aslantaş; alttaki kesimdir ve üste doğru yanıl yöndeki geniş Karataş olarak anılır. Aslantaş adı daha çok olistostromal bloklar içeren tektonize bir fliš niteliğinde olup yaşı, Erken Miyosendir. İstif Orta Miyosene kesiksiz geçmektedir. Aslantaş kalsitürbiditik bir düzeyin üzerinde, Karataş izlenmektedir. (Şekil 10 ve 11). Karataş; türbiditik nitelikli kumtaşı ile şeyl ardalanmasından oluşan bir fliš istifi olup blok içermez. Düzenli bir iç yapısı vardır. Ortaç bir türbidit niteliğindedir. Birimin yaşı Erken Miyosenden başlayıp Orta Miyosene çıkmaktadır.

Aslantaş-Karataş formasyonları çoğunlukla bir şevde gelişmiş derin denizel bir istif olarak değerlendirilmektedir. Aslantaş kesimi bu derin denize ait distal bir türbidite karşılıktır.

Sığ Denizel Ortam : Miyosende yeni bir transgresyonun başlamasına bağlı olarak gelişen çökel istifleri İskenderun Miyosen çanağı,

ORTA MİYOSEN BAŞI



Şekil 15 : İnceleme alanının Orta Miyosen başındaki jeolojik gelişimini gösterir blok diyagram

Figure 15 : The block diagram showing the geological evaluation of the investigated area during Middle Miocene.

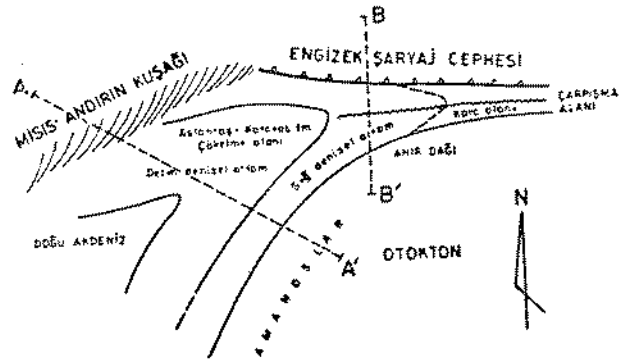
Kuzey - güney sıkışmaya bağlı rejyonel sığlaşma nedeniyle denizin kuzey sahilinde resif gelişimleri ve karasal çökeller (Hakkâdâğ fm.) gelişmektedir. Bu süreçte denizin güney sahilinde Lüle fm. giderek sığlaşan bir ortamda gelişimini sürdürmektedir. Bunun sonucunda regresif resifler ve bunlarla girik karasal çökeller gelişmektedir (Beşenli grb.'nın alt seviyeleri).

sen istifinde kesiklik vardır. Çünkü Orta Miyosen istifinin tabanı Erken Miyosen regresif istifi nin tavanı üzerinde gelişen yeni bir transgresyonun ürünüdür. Bir diğer deyişle deniz Erken Miyosen sonunda çekilmiş Orta Miyosen başında ise bölgeyi yeniden istilaya başlamıştır (Şekil 19).

Misis-Andırınlara dahil olan Miyosen çökel istifi ile Maraş-İskenderun çökel istifi arasındaki ilişki hemen her kesimde faylı görülmektedir. Çoğunlukla Aslantaş-Karataş formasyonları topluca Maraş Orta Miyosen istifi üzerine yüksek açılı ters faylarla itilmiş olarak görülmektedir (Şekil 11).

Engizek dağlarında yer alan nap alanının güney kesiminde de Orta Miyosen çökel istifi, Erken Miyosenin devamı halindedir. Bu kesimde Orta Miyosende çökelme çoğun ince ve yersel bir konglomerayla başlayıp resif çökellerine (Akkâdağ fm.) geçmektedir. Resif kireçtaşının yanal yönde inceli bittiği kesimlerde onun yerini kırmıtlı çökeller almaktadır (Şekil 9). Erken Miyosen ile Orta Miyosen arasında belirgin bir ke-

siklik olmadığı için bir sınır çizmek güçtür. Çünkü bu iki döneme ait çökeller arasında farkedilir bir diskondans yoktur. Bu alanda havzanın gü-

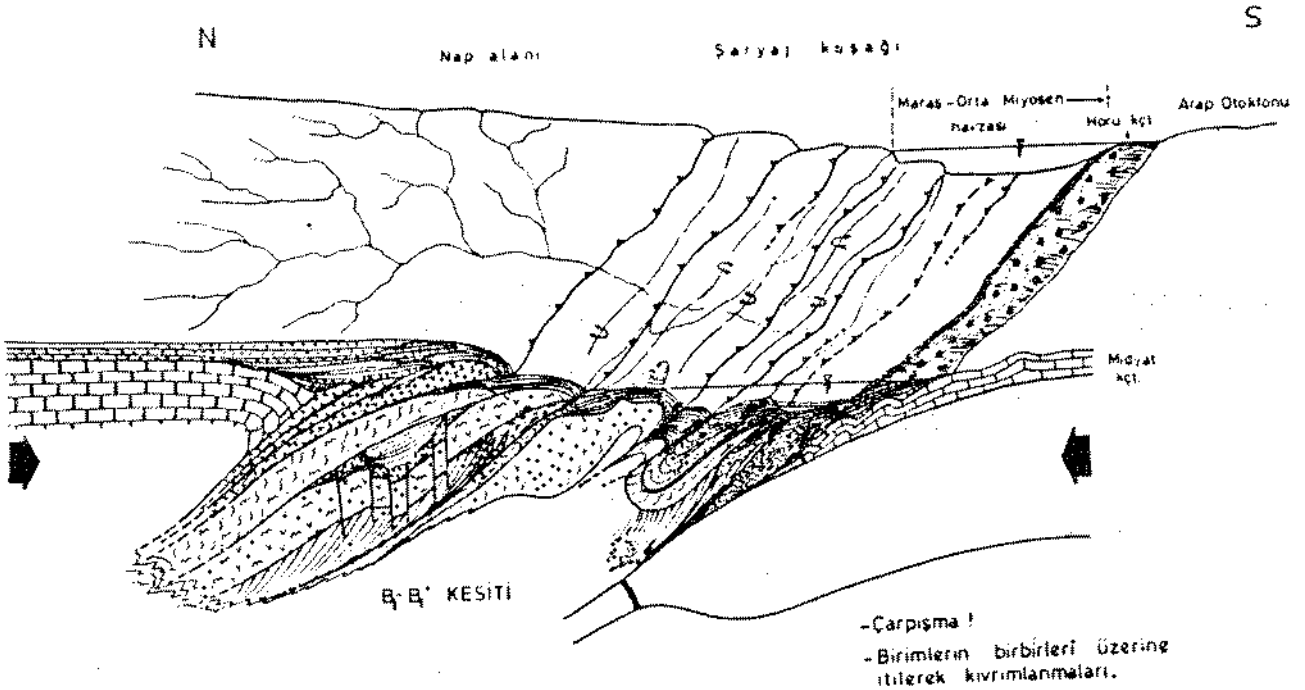


Şekil 16 : İnceleme alanının Orta Miyosen başındaki jeolojik evrimini gösteren taslak paleojeolojik haritası (Ölçeksiz).

Figure 16 : The paleogeological map showing the investigated area during Middle Miocene (Not to scale).

Orojenik kuşakta N-S sıkışma, şaryaj ve kıvrım kuşağının gelişmesine neden olmakta (Şekil 16, 17), deniz bu alandan daha W ve SW yönünde çekilerek yerini karasal ortama bırakmaktadır.

ORTA MİYOSEN



Şekil 17 : İnceleme alanının Orta Miyosendeki jeolojik gelişimini gösterir blok diyagramı.

Figure 17 : Block diagram showing the geological evolution of the investigated area during Middle Miocene.

Şekil 15'te devam ettiği gösterilen rejyonel kuzey-güney sıkışma sistemine bağlı olarak bölge karasal hale gelmiş bu sıkışma sistemi kıvrılma ve şaryajlanmalarla telafi edilmeye başlamıştır.

Bu gelişim, bölgenin bugünkü yapısal iskeletinin ortaya çıkmasına neden olmuştur. Bölgede varlığı tanınan üç farklı yapısal kuşak blok diyagramda ayırdedilmektedir. Kuzeyde ana itilme cephesinden itibaren devam eden bölge, nap alanıdır. Otokton ile nap alanı arasında yer alan kuşak ise şaryaj zonudur (Cephe şaryajları).

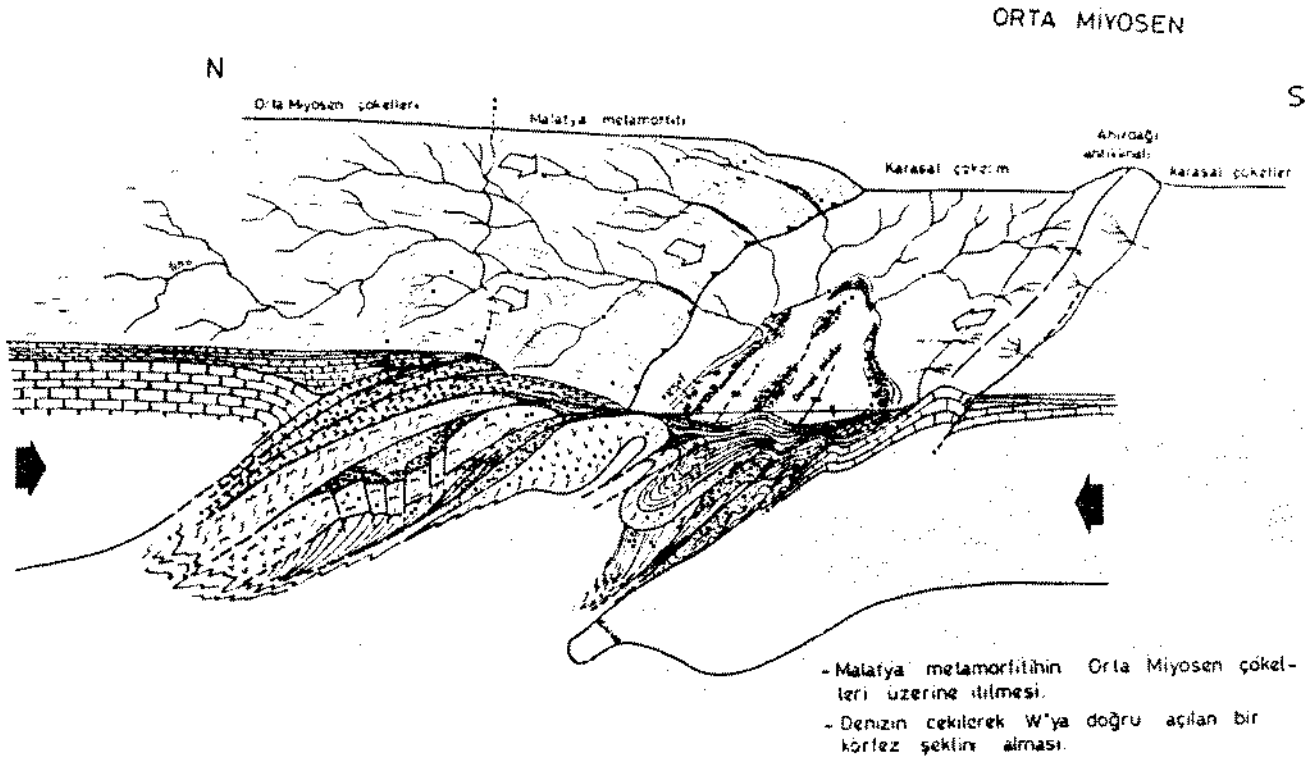
neyindeki gibi bir karasal birim (örneğin, Ahır dağının üzerinde görülen kırmızı karasal çökeliler) yoktur. Karasal dönem ya hiç gelişmemiştir, ya da istifle kolay farkedilemeyen bir stratigrafik lagünle temsil edilmektedir.

Napların güney cephesi Orta Miyosen havzasının (?) kuzey kenarını, Ahır dağı dolayısı güney kenarını temsil etmektedirler. Bu çökelimden sonra da devam eden kuzey-güney kompresif rejim bavyanm güney ve kuzeyini temsil eden çökelleri kıvrıp, faylayarak bunların aralarındaki yanal geçişlerin izlendiği sürekliliği sık sık kesikliğe uğratmıştır.

Karasal Ortam : Ahır dağının kuzey yamacından, doğu yönünde ilerlendiğinde Alt Miyosen regresif istifini üzerinde açısız gelişen transgresif Orta Miyosen istifinin yerini, içinde birkaç denizel ince katkının tanıdığı kırmızı kara-

sal çökellerin aldığı görülmektedir. Bu karasal çökeller yüzlerce metre kalınlığa ulaşmaktadır. Batıdan doğuya doğru, denizel ortamdan karasala geçiş tedricidir (Şekil 13, 18).

Kaleköy-Beşenli köyü dolayından başlayarak doğu ve güneydoğu yönünde yaygınca geliştiği görülen ve kırmızı-beyaz renk ardalanmasıyla dikkati çeken bu istifin alt kesimleri çoğunlukla göl ve akarsu çökelleriyle temsil edilir. İçlerinde birkaç seyrek denizel çökel vardır. İstifte daha üst kesimler bütünüyle fluyvatildir. Bu istifin gelişimi, bölgenin deniz çekilmesiyle tedricen yükseldiğini belli etmektedir. Regresyonun karasala geçen ilk döneminde bölgenin peneplene yakın düzlüklerden oluştuğu gölsel çökellerin ve denizel katkıların varlığından anlaşılmaktadır. Bölgenin özellikle Ahır dağı çizgisinden itibaren güney alanlara doğru hızlı yük-



Şekil 18 : İnceleme alanının Orta Miyosendeki jeolojik gelişimini gösterir blok diyagram (Şekil 17'den bir sonraki adım)

Figure 18 : Block diagram showing the geological evolution of the investigated area during Middle Miocene.

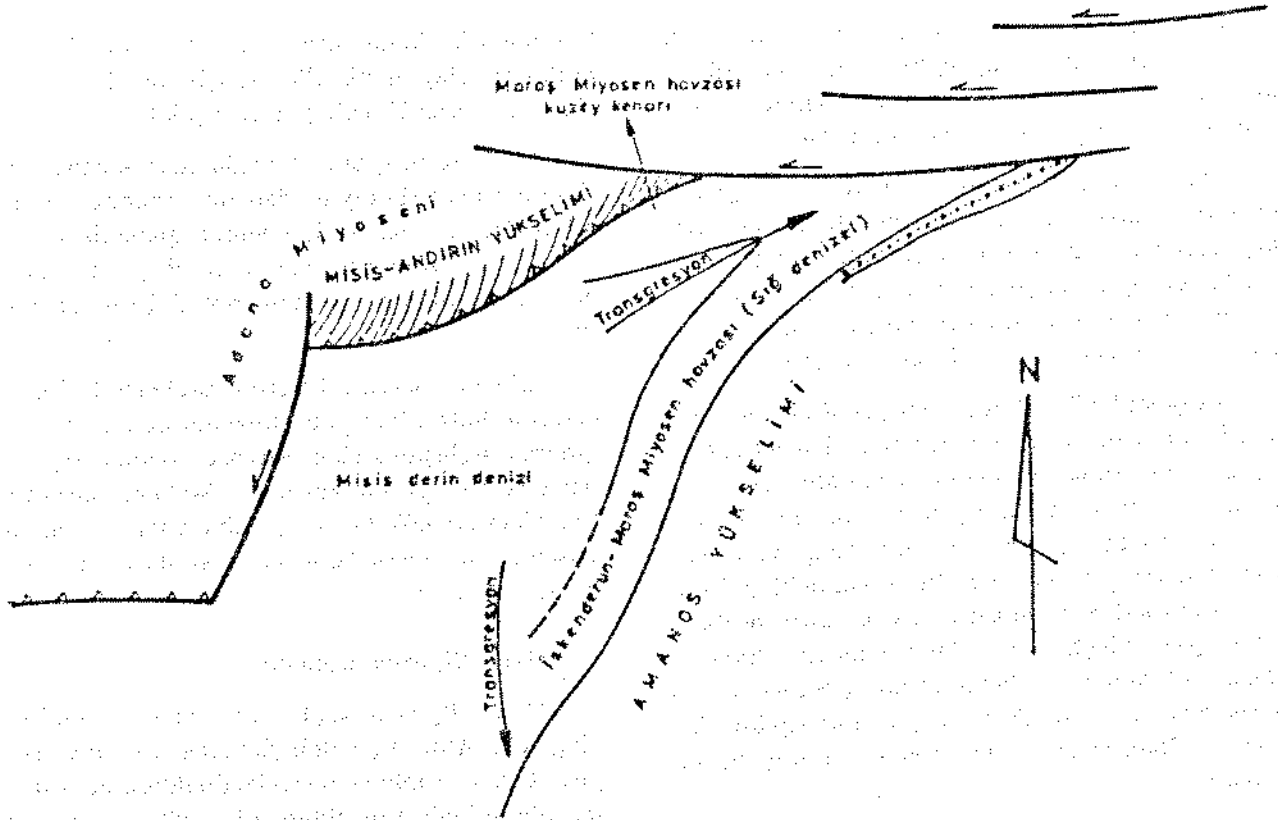
Şekil 17'den hemen sonraki bu dönemde şaryaj zonunun karasal ortam haline gelmesi, karasal ortamın batı yönünde sıkışmanın henüz tam anlamıyla gelişmediği yörelerde denizel ortama geçişi, nap alanında Miyosen çökellerinin aşındırılarak Malatya metamorfizminin yüzeylenmesi gösterilmektedir. Şekilde, otoktonun Ahırdağı alanında kıvrılarak Ahırdağı antiklinalini oluşturmaya başladığı, antiklinalin güney kanadı yönünde ters faylanarak Ahırdağı'nın morfolojik bir yükselim halinde yükselmeye başlaması gösterilmektedir.

selmesi, kaba kırıntıların yer aldığı kalın karasal çökel depolarının oluşmasına yol açmıştır. Bu gelişimin ortaya koyduğu verilere göre, bölge sığ denizelden lagünere, daha sonra alüvyon yelpazelerinin yaygınca geliştiği bir ortam haline gelmiş, daha sonra da hızla yükselmiştir.

Orta Miyosen karasal konglomeraları Andırın kazasından batıya giderek kalınlaşmakta olup Savrun çayı batısında yeralan kuzey-güney gidişli dağ sırasının üzerinde birkaç yüz metre kalınlıkta bir istif halindedir. Çiçekli-Savrun fay zonu boyunca, bu konglomera istifinin varlığı bu kesimde dağ kuşağının yükselmesinin Orta Miyosen'den sonra gerçekleştiğini göstermektedir. Orta Miyosen'de ise batı alanlar

bu bölgeye nazaran daha güney ve güneydoğuda yeralan bir denizel ortama, karasal gerecin taşındığı (drene edildiği) çok yüksek olmayan bir yükselim alanı halindedir.

Çok kalın bir istif oluşturan bu konglomeralar bölgenin düzenli bir biçimde yükseldiğini ortaya koymaktadır. Bu yükselmelerin gelişmesine yanallı atımlı, sıçramalı (en-echelon) N-S fay sisteminin neden olduğu anlaşılmaktadır (Şekil 19). Faylar, geliş yönlerinde yükselim oluşturarak, önlerindeki alçak alanlara kalın konglomera depolarının yığılmasına yol açmıştır. Yer yer 500 m. yi bulan bu çakıltaşları, diller halinde kumtaşlarının içlerine doğru sokulmuşlardır.



Şekil 19 : Orta Miyosende bölgenin jeolojik ve yapısal konumunu gösterir taslak paleojeolojik haritası (Ölçeksiz).

Figure 19 : The paleogeological map showing the geological and structural situations of the investigated area during Middle Miocene (Not to scale).

III. JEOLÖJİK EVRİM

Oligosen - Erken Miyosen Dönemi

Güneyde Suriye sınırından; kuzeyde Engizek-Berit-Andirin dağlarına kadar geniş yayılımlar sunan Miyosen çökeltme çanak(lar)ının evrimi, Neotetisin Güney Kolu (Şengör, Yılmaz, 1981) nun kapanmaya başlamasıyla yakından ilişkilidir. Okyanusal kolun kapanma süreci ile inceleme alanında yeralan Miyosen çökel istiflerinin gelişimi birbirleriyle sebep-sonuç ilişkileri sunarlar.

Eosende okyanus tabanının dalıp batarak tüketilmesi sonucunda farklı tektonik birlikler birbirlerine yaklaştırılmıştır (Yılmaz v.d. 1987). Okyanusal levhanın tüketilmesine rağmen bölgede denizel ortam varlığını korumuştur. Bunu giderek sığlaşmasına rağmen denizel çökelimin sürekliliğinden anlıyoruz.

Okyanus tabanının tüketilmesinden sonra da N-S kompresyonel rejimin devam etmekte olduğu anlaşılmaktadır. Çünkü bu dönemde Misis Andirin kuşağında, Toroslara ait bazı Mesozoyik platform dilimleri (Andirin kçt.), sırtında taşıdıkları çökel istifleriyle birlikte bu bölgenin yerli Oligosen çökelleri üzerine ilerlemişlerdir. İtilmenin ulaşamadığı kesimlerde yerli çökelme kesiksiz olarak devam etmiştir (Şekil 9).

Kuzey-Güney kompresyona bağlı olarak gelişen sıkışma ve kısalma, önce bölgeyi topluca yükseltmeye başlamıştır (Şekil 12,15). Yükselme, denizel ortamın giderek sığlaşmasına yol açmıştır. Denizel ortamın çekilmesiyle karaya çıkan otokton birimler, bu dönemde aşındırılmaya başlamıştır. Bu esnada kuzeyde ise denizel ortam, sığlaşmakla birlikte varlığını sürdürmektedir. Denizel bu kesimlerin karasal hale gelmeleri, Orta Miyosendedir. Bu süre zarfında

finda otoktonun kara haline gelen, sıkışarak yükselen ve kemerlenip eğilti kazanan güney kesimleri, Orta Miyosen karasal birimleri tarafından aşılma uyumsuzlukla aşılmalıdır.

Otoktonda, denizel ortamın rejyonel ölçekte sığlaşmaya başlamasının ilk verisi, Çağlayancerit (Fırat) formasyonu adı verilen anah-tar bir düzeyin gelişmesidir. (Şekil 7). Bu birim, marnlı, çörtlü, pelajik fosilli birimleri izleyen neritik ve yer yer resifal bir kireçtaşıdır.

Rejyonel yükselme nedeniyle Engizek nap-ları ile otokton arasında yer alan denizel ortam sığlaşırken, alloktonu örten Erken Miyosen deni-zi de, sıkışmağa bağlı rejyonel yükselme ile çe-kilerek, yerini regresif istiflere (Çağlayancerit-Lice fm.ları) bırakmıştır. Bu kesimdeki yüksel-me, otoktondakine nazaran daha hızlı ve daha önce gerçekleştiğinden, bu kesimdeki karasal konglomeralarla bunların yanal eşdeğeri resifal kireçtaşlarının (Atlık kçt.) çökelişi (Şekil 15). Erken Miyosen sonunda (Erken Langiyen) ol-muştur.

Allokton kütlelerin otokton üzerine ilerle-meleri, otokton karbonat birimleri (Midyat fm.) üzerinde kırıntılardan oluşan fliş benzeri bir birimin gelişmesine neden olmuştur (Lice fm.) (Şekil 7, 12). Allokton kütlelerin güney sınırı ile otokton arasındaki ortamda gelişen bu türbi-ditik birim, sıkışma sistemi nedeniyle giderek sığlaşan bir ortamın varlığını göstermektedir. Allokton kütleler de bu sıkışma sistemine bağlı olarak, kendi içlerinde şaryajlanıp kuzeyden güneye doğru yükselmeye başlamışlardır. Bu gelişmenin sonucunda, Lice türbiditik istifine, daha yaşlı ve altta olup da itilerek üste doğru yükselen nap dilimlerinden malzeme gelmiştir.

Lice formasyonu bu dönemde olasılıkla, i-lerleyen allokton ile otoktonun sevi arasında gelişen bir çizgisel fliş havzası çökelleriyle, bu-na kuzeyden kanallarla katılan kaba klastikle-rin döl ve yelpazelerinden oluşmaktaydı (Şekil 12). Aynı sürede otoktonun en güney denizel sınırında ise regresif istifler ve resifler gelişmiş-tir (Şekil 7, 15).

Orojenik kuşakta bu rejim, denizel ortamın tamamen kapanmasına yol açacak bir düzende gelişirken, Misislerin bulunduğu ve sıkışma sis-

teminden bu kadar etkilenmemiş olan güney a-lanlarda, olağan bir fliş gelişimini sürdürmüş-tür (Aslantaş-Karataş fm.) (Şekil 10, 14).

Lice formasyonu, burada ileri sürülen gö-rüş nazaran tümüyle denizin kapanma döne-minde ve sıkışma rejimi içinde gelişmiş bir bi-rindir. Bu özelliği nedeniyle de oluşumu genetik olarak bir molas çökelişi gibi değerlendirilebi-lir.

Sıkışma sistemi, Engizek cephesinde denizel ortamın bütünüyle yok olmasına kadar sürmüş, giderek sığlaşan Erken Miyosen denizi, regresif bir düzende yerini karasal çökellere bırakmış-tır. Karasal çökellerin gelişim yaşı Erken Mi-yosen sonu - Orta Miyosen başı olarak verilebi-lir (Şekil 7, 9).

Orta Miyosen Dönemi

Orta Miyosen yaşlı olup Misis, Andırın, Engizek, Ahır dağı dolaylarında yer alan fasi-yes dizileri topluca değerlendirildiğinde tartış-ma bölümünde tanıtıldığı gibi bölgede bir uçta derin bir denizden (örg., Misis dolayları ve Do-ğu Akdeniz), diğer uçta karaya kadar geçen ortamların bölgede denizel ortam varlığını gü-neyde korurken, buna göre daha kuzey alanlar-da ortam giderek daha sığ ve kara halini almak-tadır. Kuzey-güney sıkışma, bu koşullarda batı yönünde bir deniz çekilmesine yol açmaktadır (Şekil 13, 16). Ancak daha sonra yeni bir denizel istif gelişmeye başlamıştır. Bu transgre-sif istife nazaran yanal yönde denizin henüz u-laşmadığı kesimlerde (Örg., Ahır dağı doğu ve güneydoğusu gibi alanlarda) ortam, karasal ni-teliğini korumuştur (Şekil 13, 16, 19).

Misis dağlarının doğusundaki alanlarda yer alan denizel ortam Miyosen döneminde onun daha doğusunda bulunan Arap platformuyla sı-nırlı olduğu için bu derin denizel ortamın daba sığım ve sahilini ise Amanos dağları ile onun ku-zey devamı niteliğinde olan Ahır dağları oluş-turmaktadır (Şekil 13, 14).

Yukarıda tanıtılan istifler birlikte ele alınıp değerlendirilirse Orta Miyosende Maraş dolayın-da bir havzanın açılıp açılmadığı sorusu akla gelmektedir. Böyle bir havza açılması sorunu-nun denetlenmesi için havzanın karşılıklı kesim-

lerinde gelişen istiflere bakmak gerekir. Buna bakıldığında ise örneğin; Orta Miyosende Misislerdeki istif bu alanlarda yeni bir açılmanın gelişmediğini, giderek sığlaşan bir istifin oluştuğunu göstermektedir (Şekil 13, 14). Denizel çökeltme bu alanda sürekli olmuştur. Gerçekten de Misis-Andırın birliği ancak Orta Miyosen sonunda yükselerek kara halini almıştır. O halde, Andırın ve Engizek birliklerinde görülen yeni transgresyon, yeni bir çanağın açılmasının ürünü olmaktan çok Erken Miyosen sonunda bu alandan çekilen bir denizin Orta Miyosende bölgeyi yeniden istila etmesinin sonucu olarak değerlendirilebilir.

İnceleme alanı, Erken Miyosenden itibaren devam etmekte olan kuzey-güney kompresif sistemin etkisi altındadır. Bu kompresif stres bölgeyi sıkıştırıp yükselterek, Erken Miyosen denizinin giderek sığlaşmasına yol açmış (Şekil 13, 14, 15, 16) ve şaryaj cephesi ile Arap platformu (Ahır dağı) arasında kalan bölgede regresif istifleri geliştirmiştir. Sıkışmanın en fazla olduğu bu alanın doğu kesiminde yükselme daha hızlı olduğundan bölge daha önce kara halini almıştır.

Şaryaj cephesinde sığ denizelden karasala geçen bu ortam batı ve güneybatı yönünde denizel niteliğini daha bir müddet koruyabilmiştir (Şekil 13, 14, 15, 16). Kompresyonun devam etmesi ve bölgenin daha da yükselmesi Erken Miyosen çökellerinin de kemerlenmesine ve kıvrılmasına yol açmıştır (Şekil 17).

Alloktonların, otokton üzerinde ilerlemeleri ve sıkışma ileri düzeye ulaşınca bölge, şaryaj cephesini her kesiminde karasal bir ortama dönüştürmüş ve çökelen birimler de kıvrılmaya ve faylanmaya başlamıştır. Sıkışma sistemi şaryajlarla daha fazla telafi edilemeyecek bir düzeye ulaşınca, hâlâ varlığını koruyan ve sıkışmadan kurtulmuş batı bölgedeki denizel ortama doğru sistem, yanal atımlı faylarla kaçarak telafi edilmeye başlamıştır (Şekil 19). Bunun sonucunda aşmalı (en-echelon) yanal atımlı faylar gelişmeye başlamıştır. Bu yüzden şaryaj zonunda metamorfik kütlelerin cephesi çoğun, şaryajların varlığını maskeleyen yanal atımlı faylarla kesilmiştir. Bu yanal atımlı fayların sıçrama yaptığı yörelerde, şaryajların izleri de açıkça görülmektedir (Şekil 1).

Bu gelişmenin sonucunda sıkışarak sığlaşıp yükselen Ahır dağı, şaryaj cephesi ve Andırın bölgeleri arasındaki alan, sol yanal atımlarla batı yönünde ilerleyen blok hareketinin bölgede yol açtığı bir genişleme sistemine yerini bırakmıştır (Şekil 19). Böylece önce bölgeden çekilmiş olan deniz, gerilerek alçalmakta olan bu zonu tekrar istila etmeye başlamıştır.

Kompresif rejim, şaryaj cephesini bu süreçte bile hızla sıkışmaya zorladığından bu kesimde kıvrılan Erken Miyosen çökellerinin senklinal eksenleri boyunca içlerine Orta Miyosen denizi "en-echelon" kollar halinde sokulmuş ve göllenmiş türbiditleri (ponded türbidite) geliştirmiştir. Bu rejim özellikle havza ortasında hızlı yanal fasiyes gelişimlerine ve havzanın kaba geğrelerle dolmasına neden olmuştur. Bu doğu-batı kıvrımların gelişmesi, önceleri E-W gidişli olan sahil çizgisinin yerini karasal ortamda E-W gidişli akarsu sisteminin almasına yol açmıştır (Şekil 18). Denizel Orta Miyosen istifi içindeki kalın kanal dolguları ile yanal atımlı sistemin gelişimi arasında bu yüzden bir paralellik kurulabilir. Çünkü, ani yükselen kütleler gereç sağlayarak ve kendi sınırladığı alanlarda kanallar geliştirerek bu gelişimi sağlamış olabilirler (Şekil 17).

Orta Miyosen'deki yeni deniz ilerlemesinin aslında devam eden N-S sıkışma sistemi esnasında gelişmiş olduğunun diğer bir verisi de Orta Miyosen başında, bölgenin yükselerek kara halini aldığı dönemde geliştiği görülen bazaltik volkanizmadır. Bu volkanizma bölgeyi sıkıştıran N-S sıkışmaya uygun olan N-S gidişli açılma çatlakları boyunca çıkmış ve bölgedeki şaryaj sistemlerinin yanal atımlı sistemlere geçerkenki sıçrama yaptığı basınç serbestlenmesi alanında gelişmiştir.

TEŞEKKÜR

Bu inceleme 1981 yılında başlayıp 1987 yılında sona eren, 6 yıl süren ve 1/25.000 ölçekli yaklaşık 65 pafta harita alanını içeren geniş boyutlu bir çalışmanın küçük bir kısmıyla ilgilidir. Bu araştırmaların yapılmasında gerçek bir bilimsellikte olaya bakan ve her türlü imkanı sağlayan TPAO'na Genel Müdürleri Sayın Özel ALTAN ve Arama Grubu Başkanı Sayın Ozan

SUNGURLU'nun şahsında şükranlarımız sonsuzdur.

Miyosen çökelleriyle ilgili bilgilerimizin oluşumunda birçok yerbilimci meslektaşımızın değerli katkıları vardır. Özellikle Hüseyin KOZLU, M. Ali GÜL, Cengiz YETİŞ, Mustafa YILDIRIM, Can GENÇ ve Mehmet KESKİN'e teşekkür ederiz.

Tüm Miyosen birimlerine ait paleontolojik deskripsiyonlar TPAO Araştırma Grubu tarafından yapılmıştır. Özellikle Maraş dolayındaki Miyosen istiflerinin paleontolojik tayinlerinin bir bölümünü Prof. Dr. Atife DİZER ve Yrd. Doç. Dr. İzver TANSEL yapmışlardır. Dr. Mehmet SAKINÇ yaş konaklarının tayininde önemli katkılarda bulunmuştur. Kendilerine teşekkürü bir borç biliriz.

Yayına giren şekilleri çizen Reyhan YİĞİTBAŞ'a ayrıca teşekkür ederiz.

KAYNAKÇALAR

- Erentöz, C.; 1955, Kışlaköy strüktürü; MTA Enst. Bült., n. 46-47, s. 1-21.
- Kozlu, H.; 1982, İskenderun baseni jeolojisi ve petrol olanakları; TPAO rapor no. 118, yayınlanmamış.
- Kozlu, H.; 1987, Misis Andın dolaylarının stratigrafisi ve yapısal evrimi; Türkiye 7. Petrol Kongresi, s. 104-116.
- Sengör, A.M.C., Yılmaz, Y.; 1981, Tethyan evolution of Turkey; A plate tectonic approach; Tectonophysics, v. 75, p. 181-241.
- Yılmaz, Y.; 1984, Amanos dağlarının jeolojisi; TPAO rapor no. 1920, c. 1-4, 591 s., yayınlanmamış.
- Yılmaz, Y., Gürpınar, O., Kozlu, H., Gül, M.A., Yiğitbaş, E., Yıldırım, M., Genç, C., Keskin M.; 1987,, Maraş kuzeyinin jeolojisi; TPAO rapor no 2028, c. 1-3, yayınlanmamış.

Kargı Masifi ve Dolaylarında Mesozoyik Tektonik Birliklerinin Düzenlenmeleri Sorununa Bir Yaklaşım

An Approach to the Problem of Reconstructing the Mesozoic Tectonic Units in the Kargı Massif and Its Surroundings

YÜCEL YILMAZ* ve OKAN TÜYSÜZ**

ÖZ

Kargı Masifi adıyla tanınan birlik bir metamorfik kayalar topluluğudur. Bu toplulukta metamorfizmaya uğramış ofiyolitik kayalar önemli yer tutarlar. Masifin klasikleşmiş masif yapısına benzemeyen bir litolojik ve iç düzenlenim farklılığı vardır. Bu masifte bir eski çekirdek ile onun çökel örtüsü gibi sade bir düzenlenim yoktur. Masif, zaman içinde birbirine eklenen tektonik birliklerden gitgide büyüyerek gelişmiştir.

Masif ve dolayında farklı iki ofiyolitik kayalar topluluğu ayırt edilmektedir. Bunlardan yaşlı olanı Malm öncesinde, genç olanı ise Geç Kretase sonu-Paleosen'de bölgeye yerleşmiştir.

Ofiyolitlerin bölgeye yerleşmelerinden önceki konumlarını belirlemek amacıyla, genç yapı unsurları yok edilip aynı döneme ait Mesozoyik fasiyes serileri belirlenip birbirleriyle olan ilişkileri ve bağlı yerleri incelendiğinde şu durum görülmektedir; Mesozoyik başında kuzeyde bir okyanus ve onun güneyinde bir kıta yer almaktadır. Mesozoyik sonunda kıtanın bulunduğu yere nazaran kuzeydeki okyanus yokolmuş, güneyde başka bir okyanus gelişmiştir.

Bu yazıda, Mesozoyik fasiyes serilerinin özellikleri, konumları ve tektonik anlamları tartışılarak bunların belirledikleri paleocoğrafik düzenleme tanıtılmaktadır.

ABSTRACT

The Kargı massif consists primarily of metamorphic rocks. Among them occurs a considerable amount of metamorphosed ophiolitic and associated lithologies. The Kargı massif is different from the other well-known massifs of Turkey such as the Menderes and Bitlis massifs, in its internal arrangement in the sense that it is not composed of a core and an envelope-like simple structural frame. Instead, it appears to have progressively grown by the addition of new tectonic units.

Two different ophiolitic assemblages are distinguished in the massif and its immediate surroundings. The older of the two was obducted before Malm and, the younger one, before the Late Cretaceous-Paleocene.

In this study eliminating the young structural elements, the Mesozoic facies series are compared in order to establish the paleogeographic environments at different intervals. As a result of this, paleogeography of the region were reconstructed in the light of that, during the Early Mesozoic there was an oceanic environment in the north with respect to a southern continent, located roughly in the present Black Sea mountain ranges. This ocean was consumed, and closed as a result of a southward subduction and, a new ocean began to develop in the south of the continent.

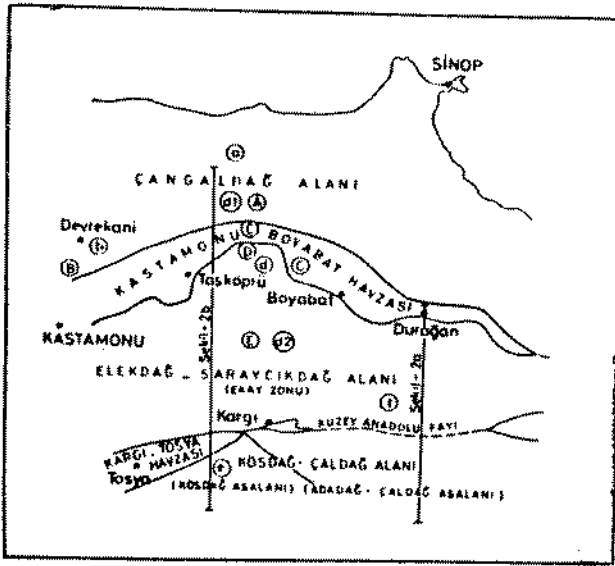
JEOLojİK KONUM

Kuzey Anadolu'nun en geniş yayımlı masifi olan Kargı masifi, diğer büyük masiflerde görülen, çekirdek ve kılıf birimlerinden oluşan alışlagelmiş sade bir masif yapısına sahip de-

(*) Yücel Yılmaz : İ.T.Ü. Maden Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul.

(**) Okan Tüysüz : İ.Ü. Müh. Fak. Jeoloji Müh. Bölümü, İstanbul.

ğildir. Aksine masif, doğu-batı uzanımlı farklı tektonik unsurların birbirine eklenmesi sonucu gelişmiş bir mozayik halindedir. Günümüzde masifin yer aldığı alanlarda farklı yapısal niteliklere sahip olan ve içlerinde farklı kaya grupları ve yaş ilişkilerinin ayırtılabildiği birtakım kuşaklar vardır. Bu kuşaklar kuzeyden güneye doğru Çangaldağ yükselimi, Kastamonu-Boyabat alçalımı, Elekdağ-Saraycıkdağ yükselimi, Kargı-Tosya alçalımı, Çaldağ-Adadağ yükselimi ve Osmançık alçalımı olarak adlanmıştır (Yılmaz ve Tüysüz, baskıda) (Şekil 1).



Şekil 1 : Kargı masifinin yapısal kuşaklarını gösterir harita

a) Sütün kesit yeri ve numarası

— Enine kesit yeri ve numarası

Figure 1 : The map showing the structural belts of the Kargı massif.

a) Locations of the columnar sections

— Geologic cross section directions

Kuzeyden güneye doğru ayrılan bu kuşaklar içinde, masife dahil edilen farklı birimler, Çangaldağ alanında Malm, Kastamonu - Boyabat havzasında Geç Kretase, Elekdağ-Saraycıkdağ alanında Paleosen, Çaldağ-Adadağ alanında ise Eosen çökelleri ile birincil olarak örtülmektedir. Yani masif kuzeyden güneye doğru zaman içerisinde çeşitli birliklerin birbirine eklenmesi ile büyüyerek günümüzdeki konumuna erişmiştir.

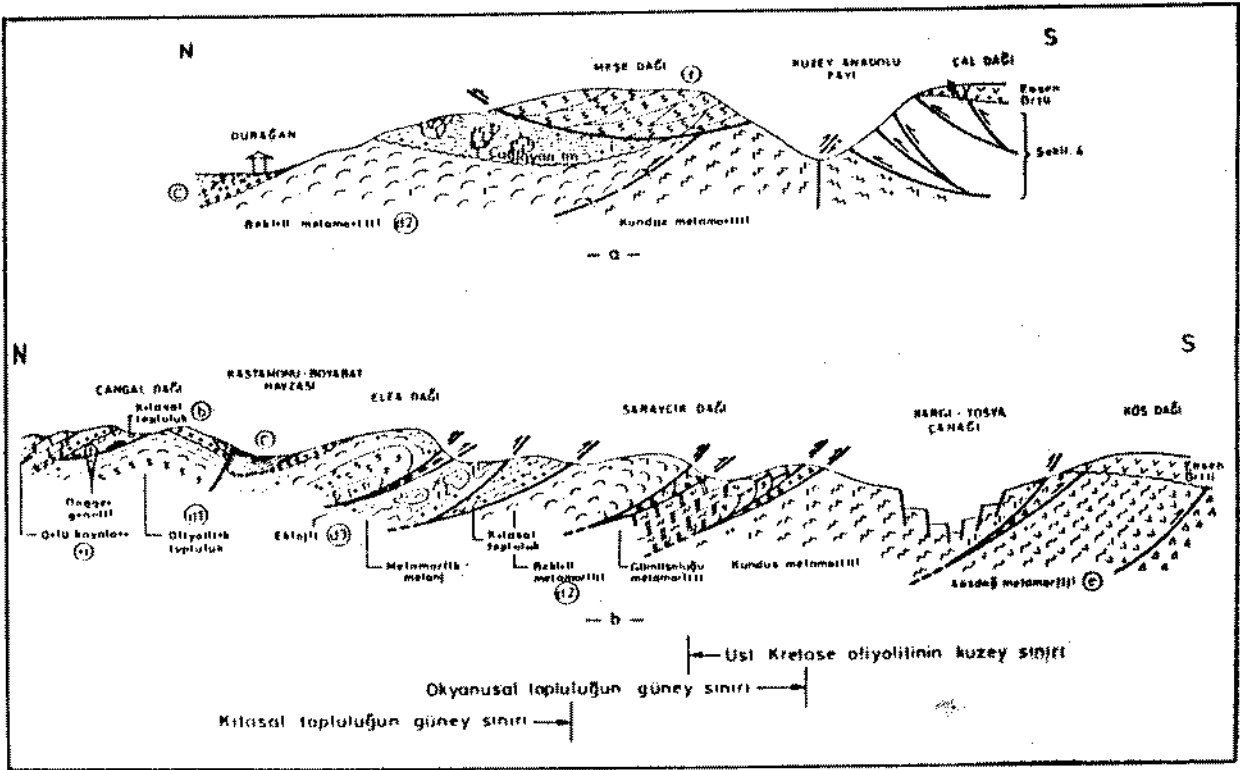
Kargı masifinin kuzey kesimindeki Çangaldağ alanı doğu - batı uzanımlı büyük bir antiklinal halindedir. Antiklinalin çe-

kirdeğinde üç farklı topluluk vardır. Yapısal olarak en altta yeralan düşük dereceli metamorfik ofiyolitik topluluk, hipabisal kayalar ve bazik lavlardan başlayarak bazik lav katkılı şeyl, pelajik çamurtaşı gibi derin denizel çökeltilere geçen düzenli bir dizi halindedir. Bu dizinin en üst kesimleri ise Liyas yaşlı epiofiyolitik bir fliš istifine tedricen geçmektedir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984) (Şekil 3d). Bu ofiyolitik topluluk üzerine Paleozoyik yaşlı kıtasal bir topluluk itilerek yerleşmiştir (Şekil 2). Gnays, kuvarsit ve mermer ile temsil edilen ileri derecede metamorfik bu kıtasal birimin (Şekil 3b) ofiyolit topluluğu üzerine yerleşmesi Liyas sonu-Dogger başı arasında gerçekleşmiştir. Antiklinalin çekirdeğinde yeralan üçüncü birim ise Dogger yaşlı post-tekonik intrüsf bir granitik topluluktur. Granit, kıtasal metamorfikler ile metaofiyoliti (okyanusal topluluğu) ve aralarındaki şaryaj düzlemini kesmektedir (Yılmaz, 1979; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985).

Antiklinalin bu çekirdek birimleri üzerinde Malm yaşlı bir taban konglomerası ile başlayan ve Eosen'e değin süren genelde kesiksiz bir çökel istif vardır (Şekil 3a). Bu istifte Geç Kretase'den itibaren başlayan yaygın bir volkanik aktivite görülmektedir.

Çangaldağ antiklinalinin çekirdek birimlerinde en az iki fazlı bir deformasyonun etkileri tanınmaktadır. Örtü birimlerinde ise doğu-batı eksen uzanımlı simetrik kıvrımlar egemen yapı unsurdur. Çekirdeğin Dogger öncesinde gelişen bu üç birimi ile aralarındaki yapısal ilişki, antiklinalin Alpin yapısının çekirdeğinde mostra vermektedir. Zaman stratigrafik ve yapısal olarak gözetildiğinde Alpin yaşlı büyük antiklinalin çekirdek birimleri aynı zamanda Kargı masifinin de çekirdeğini oluşturmaktadır.

Kastamonu-Boyabat düzlüğünde yeralan Geç Kretase-Oligosen yaşlı çökel ve volkanik topluluk, (Şekil 3c) doğu-batı eksen uzanımlı bir asimmetrik senklinal oluşturur. Geç Kretase yaşlı pelajik bir kireçtaşı ile başlayıp Geç Kretase Paleosen yaşlı volkanik-volkanojenik birimlere geçen ve Eosen-Oligosen yaşlı sığ denizel-karasal çökeltilerle sona eren bu bavya birimlerinin tabanında kuzey ve güneyde yeralan Geç Kretase öncesi birimler birbirlerinin doğal devamı ba-



Şekil 2 : Kargı masifinin doğu (a) ve batı (b) kesimlerine ait jeoloji enine kesitleri

f) Şekil 3'teki sütun kesit numarası

Figure 2 : The geologic cross sections of the eastern (a) and the western part of the Kargı massif.

f) The columnar section number in figure-3.

lindedir. Yani bu havza, masifin birimleri üzerinde Geç Kretasede gelişmeye başlamıştır.

Kastamonu-Boyabat havzası, havza çökelmelerinin niteliği bakımından, ada yayları ile ilişkili havzalara has özellikler sergilemektedir. Havzada Geç Kretasede görülen volkanik etkinlik bu yaya bağı olarak gelişmiştir. Geç Kretase sonu-Paleosen'den itibaren magmatik etkinlik güney alanlara kayarak havzayı terketmiştir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985).

Havzanın güneyindeki istifte, Geç Kretase çökellerinin bulunmayışı bu dönemde bu bölgede önemli bir yükselmenin var olduğunu, Paleosen'de ise havza ekseninin güneye doğru göçtüğünü ve bu yükselimi aştığını belirtmektedir. Bu göç, magmatik eksenin göçmesi ile yaşıt olmalıdır. Bu dönemde havza, kuzeyde Çangaldağ, güneyde ise Elekdag yükselimleri arasındaki bir senklinal yapı içinde yer almaktadır.

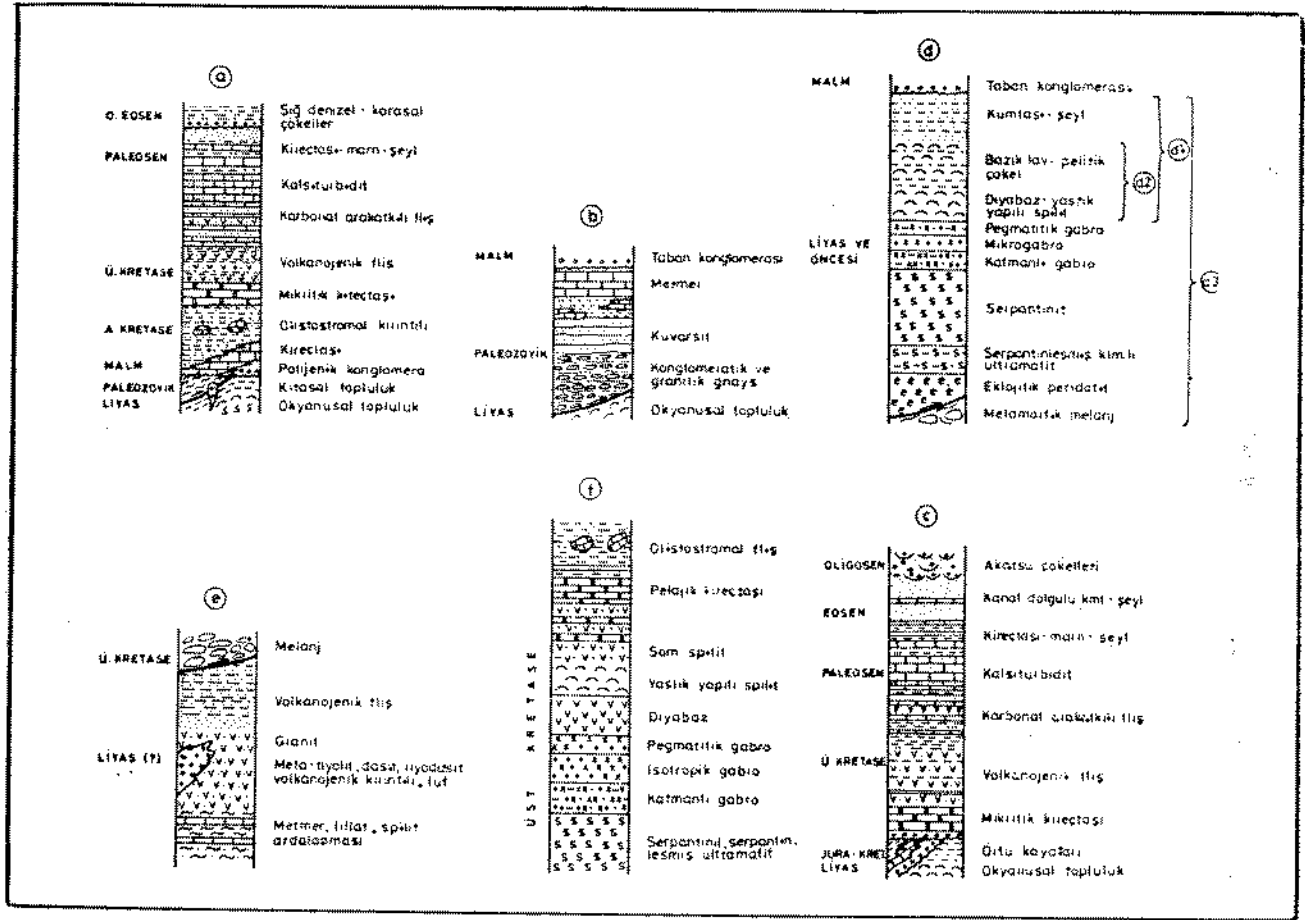
Magmatik eksenin güneye göçmesi ile bir yayarası veya yay ardı havza niteliği kazanan

bölge giderek yükselmiş ve sıkışmış, Oligosen sonunda ise tümüyle kara haline gelmiştir. Erken Miyosen(?) de ise bölgede blok faylanmalar gelişmiş, böylece alçalan havza günümüzdeki niteliğini kazanmıştır.

Elekdag-Saraycıkdağ yükselimi, farklı tür ve yaştaki kaya topluluklarının birbirini üzerine itildiği kuzeye eğimli bir ekay zonu halindedir (Şekil 2). Bu zonda Geç Kretase yaşlı ofiyolitik ve epi-ofiyolitik birimleri, Liyas ve daha yaşlı birimler içerisinde ve arasında farklı kalınlıklarda dilimler halinde bulunduğu görülür.

Liyas ve öncesi yaşlı metamorfik lav-çökel aralanmaları ve karasal bir çökel istifinden oluşmaktadır.

Elekdag-Saraycıkdağ yükseliminin en kuzeyinde yer alan Elekdag antiformunda metamorfizmaya uğramış düzenli bir ofiyolitik dizi görülmektedir (Şekil 3d). Dizi alttan üste doğru serpantinleşmiş ultramafit, katmanlı, isotropik ve pegmatitik gabrolar, diyabaz ve spilitik me-



Şekil 3 : Kargı masifinin temel ve örtü birimlerine ait sütun kesitler (Ölçeksiz)

Figure 3 : The stratigraphic sections of the basement and the cover units of the Kargı massif (Not to scale)

talavlardan oluşur. Dağın kuzey yamacında metabazit ve metapelitlerden oluşan epi-ofiyolitik birimler vardır. Üst düzeylerinde kalkıştı arakatlıları da içeren bu çökel örtü, kuzeyde Çangaldağ antiklinalinin çekirdeğinde tanıtılan epi-ofiyolitik birimlerle aynı özelliklerdedir.

Ofiyolitik ve epi-ofiyolitik birimlerin metamorfizmasında basınç etkisi güneye yani istifin altına doğru giderek artmakta ve mavişist fasiyesine ulaşılmaktadır (Tüysüz, 1985, 1986). Ofiyolitin altında ise eklojit blokları içeren ultramafik kayalar vardır.

Ofiyolit dizisi, tabanındaki eklojit blokları içeren bir zon boyunca güneydeki metamorfik bir melanj üzerine itilmiştir. Melanj, bazik metalavpelitik çökel ardalanmasından oluşan bir bamur ile bu bamur içerisindeki çeşitli boy ve

miktardaki ofiyolitik kaya bloklarından oluşmaktadır. Blokların başlıcaları metaultramafitler, metagabro, bazik metalav ve metaçörtlerdir. Bunların tümü yukarıda tanıtılan düzenli ofiyolit dizisinden derlenmiştir. Karmaşığın gelişmesinde sedimanter ve tektonik işlevler etkili olmuştur. Topluluk ofiyolitik bir melanja has özelliklere sahiptir ve Liyas öncesi yaşında olduğunu işaret eden veriler vardır (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985, 1986).

Batı alanlarda metamorfik karmaşık, yapraklanma kazanmış bir kırıntılı-karbonat topluluğu üzerine itilmiştir. Başlıca; mermer, siyah şeyl, kuvarsit ve ince kumtaşı ardalanmasından oluşan bu dizi fosil bulgularına göre (Serdar, sözlü görüşme, 1987) Karbonifer başındadır. Bu topluluk Çangaldağ antiklinalinin çekirdeğinde izlenen karasal birimin eşdeğeri olup, İstanbul -

Zonguldak Paleozoyik istifinin bir kesimini temsil etmektedir. Doğu alanlarda metamorfik melanj güneye doğru metamorfik bir bazik lav-pelitik çökel ar dalanması üzerine itilmiştir (Şekil 2). Bekirli metamorfiti olarak adlanan (Yılmaz ve Tüysüz, 1984) bu birim tabanda bol granatlı, glokofanlı bazik lavlarla başlamakta, üste doğru bazik lav-pelitik çökel ar dalanması ile devam etmektedir. İstifin üstüne doğru çökel katkılar artmakta, bazik lav katkıları ve metamorfizmadaki yüksek basınç etkisi ise giderek azalmaktadır. Çökel özellikleri tanınmaya başlayan bu birim fliš benzeri bir topluluğa dönüşmektedir (Şekil 3d). Stratigrafik ve litolojik özelliklerine göre bu istif Elek dağıının kuzeyinde ve Çangal dağıının çekirdeğindeki lav-çökel ar dalanması ve epi-ofiyolitik örtünün eşdeğeridir (Tüysüz, 1985).

İlgazdağ-Sarayıkdağ hattında çok geniş yayılımı olan Bekirli metamorfiti güneye doğru izlendiğinde içine Geç Kretase yaşlı bir ofiyolitik melanjın tektonik dilimler halinde sokulduğu görülmektedir. Güneye, yani yapısal olarak daha alt düzeylere doğru inildikçe melanj dilimlerinin sayısı ve bu dilimlerin kalınlığı artmaktadır.

Bekirli metamorfiti, Bekirli köyü güneyinde Geç Kretase melanjı üzerine, bu ince melanj dilimi ise daha güneyde mermer, amfibolit, bazik lav, pelitik çökel ar dalanması ile temsil edilen Gümüşoluğu metamorfiti üzerine itilmiştir. Epidotamfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış olan bu topluluğun da Liyas öncesi yaşında olduğu kabul edilmektedir (Tüysüz, 1985, 1986). Gümüşoluğu metamorfiti güneye doğru yine Geç Kretase melanjı üzerine itilmiştir.

Tosya kuzeyinde Bekirli metamorfiti ve altındaki Geç Kretase melanjı güneye doğru farklı bir metamorfik birim üzerine itilmişlerdir. Kunduz metamorfiti olarak adlanan (Yılmaz ve Tüysüz, 1984) bu topluluk tabanda spilitik lavlarla başlar. Lavlar seyrek yastık yapıli bazen masif, çoğunlukla da iyi yapraklı ve çökel arakatlıdır. Bu arakatlılar üste doğru giderek artar. Bunun yanı sıra ofiyolit ve mermer blokları ve yanıl devamlı mermer arakatlıları da görülr. Taban kesimlerinde yüksek basınç metamorfizmasından etkilenmiş olan bu birim,

Tüysüz'e (1985) göre Malm öncesi dönemde bir kenar havzada gelişmiştir.

Sarayık dağıının güney eteklerinden itibaren metamorfik birimler içerisine ve aralarına tektonik dilimler halinde giren Geç Kretase melanjı, serpantin, gabro, spilit, pelajik kireçtaşı çört gibi ofiyolitik ve epi-ofiyolitik birimlerden kireçtaşı, kumtaşı, çakıtaşı gibi farklı çökellerden; fliš tipi kırıntılardan ve şist, mermer gibi metamorfik birimlerden oluşmaktadır. Farklı yaştaki ve farklı kökendeki bu litoloji grupları tektonik dilimler ve/veya olistostromal bloklar halinde biraraya gelerek bu ofiyolitik melanjı geliştirmişlerdir. Melanj, ekay zonunun farklı yapısal düzeylerinde tektonik dilimler halinde bulunur. Diğer bir deyişle karmaşığın yerleşmesi, bölgede geniş bir ekay zonunun (yığışım prizması) gelişmesine neden olmuştur. Stratigrafik verilere göre karmaşık, bölgeye Geç Kretase sonu-Paleosen'de yerleşmiştir (Tüysüz, 1985).

Ekay zonu doğuya doğru izlendiğinde, bu zonun metamorfik ve çökel birimleri üzerinde büyük bir klipin varlığı görülr (Şekil 2a). Bu büyük klip batıda Kargı'dan doğuda Vezirköprü yakınlarına kadar uzanır. Klipin içerisinde ise serpantinleşmiş ultramafit, serpantin, gabro - diyabaz, spilit pelajik kireçtaşı - çört ve fliš tipi çökellerle temsil edilen ofiyolitik ve epi-ofiyolitik birimlerin birbirleri üzerine kuzeyden güneye doğru itildikleri izlenir. Herbir itki diliminin iç düzeni korunmuştur ve bu dilimler birincil konumlarına getirildiklerinde kanların düzenli bir ofiyolit dizisi ile onun epi-ofiyolitik örtüsünün parçaları oldukları anlaşılmaktadır (Şekil 3f). Bu topluluğun pelajik kireçtaşlarından Kampaniyen fosilleri derlenmiştir (Tüysüz, 1985).

İlgaz-Tosya-Kargı alçalımı Kuzey Anadolu fay sistemine ait fayların büyük bir kısmının içinden geçtiği dar bir çöküntü halindedir. Bu alan içinde Orta Miyosenden başlayıp günümüze kadar uzanan bir genç çökel istifi vardır. Bu genç çökel havzasının temelinde kuzey ve güneyde Geç Kretase ofiyolitik birimleri ve onlarla birlikte dilimlenen metamorfikler vardır. Yani havza bu ekay zonu üzerinde gelişmiştir.

Kuzeyde Devrez çayı-Kızılırmak boyunca uzanan Kuzey Anadolu fayı, güneyde Osmancık düzlüğü ile sınırlanan Köşdağ-Çaldağ yükselişi, kuzeybatı-güneydoğu uzanımı Kızılırmak vadisi ile iki asalana ayrılmaktadır (Şekil 1). Batıdaki Köşdağ asalanı kuzeye onun doğusundaki Çaldağ asalanı ise güneye eğimli yapısal unsurlar içerir. İki bölge düşey faylarla ayrılmaktadır. Çaldağ asalanının en alt birimi Kunduz metamorfittir (Şekil 4). Metamorfite üstte Kampaniyen yaşlı, kumtaşı-çakıltı-şeyl ardalanmasından oluşan bir kırıntılı istif tarafından şaryajla örtülür. Bu birim türbiditik nitelikli, homojen, tipik bir fliş istifidir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984).

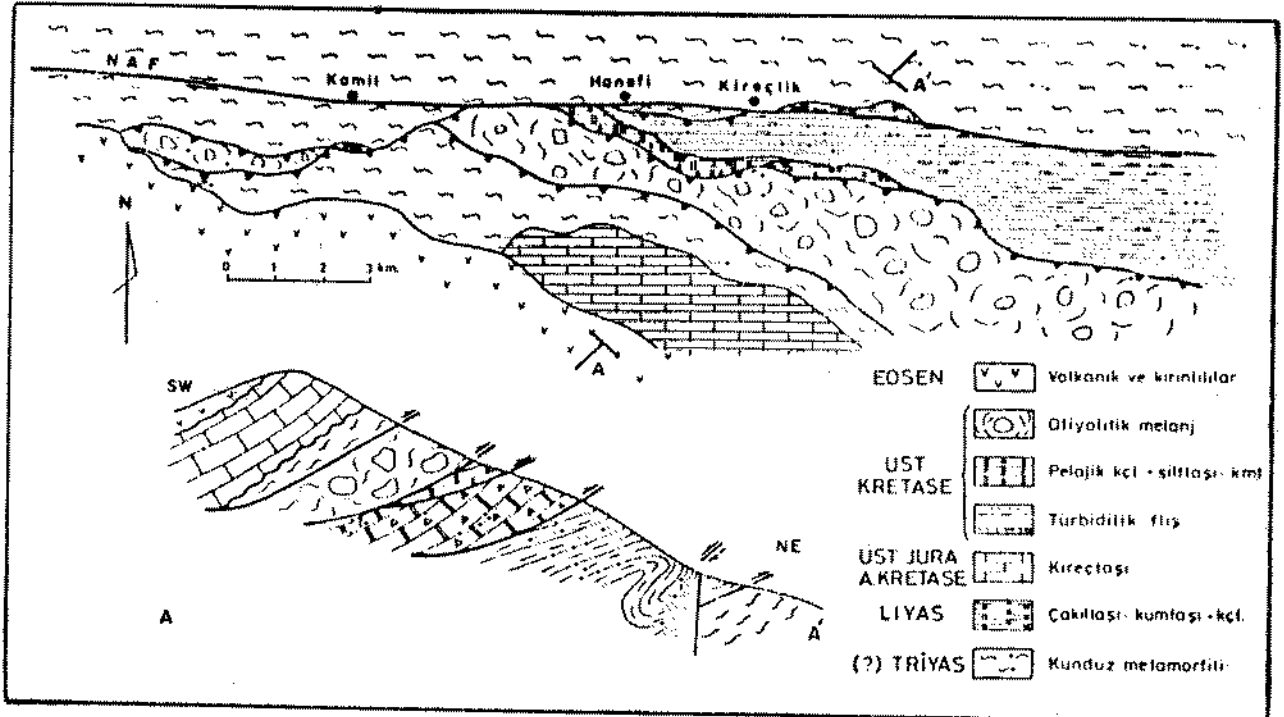
Fliş istifinin üzerine pelajik kireçtaşı-silttaşı-kumtaşı ardalanmasından oluşan Santoniyen-Kampaniyen yaşlı (Tüysüz, 1985) bir pelajik çökel istifi şaryajla yerleşmiştir. Bu birim dilimlenen bir kıta önünde, kıta dilimleri üzerinde taban konglomerası ile başlayan ve hızla pelajikleşen bir kıta şevi çökelidir (Tüysüz, 1985). Birim içerisinde Geç Jura - Erken Kretase kireçtaşlarının yaygın olistolitleri de bulunmaktadır.

Pelajik istif üstte Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj tarafından şaryajla örtülür. Ancak

batıya doğru bu iki birim arasında; daha doğuda ise fliş istifi ile melanj arasında, küçük tektonik dilimler halinde kırıntılı ve karbonatlıdan oluşan bir istif vardır. Bu istif altta konglomera ile başlamakta üstte doğru Erken pliensbachiyen Ammonitleri (Tüysüz, 1985) içeren kumlu kireçtaşı ile devam etmektedir. Dogger, bunlar üzerinde yer alan kırmızı çamurtaşı ve silttaşları ile temsil edilmiştir. (Konuk, 1974) ve üstteki Malm yaşlı, bol Ammonitli yumru kireçtaşları ile geçişlidir. Bu Jura istifi sedimentolojik açıdan kırıntılı getirimi nispeten az olan karasal bir ortamdan sığ denizel ortama geçişi belirtmektedir (Tüysüz, 1985). Birimin eşdeğerleri Pontidlerin güneyinde geniş yayılıma sahiptir (Görür v.d., 1983).

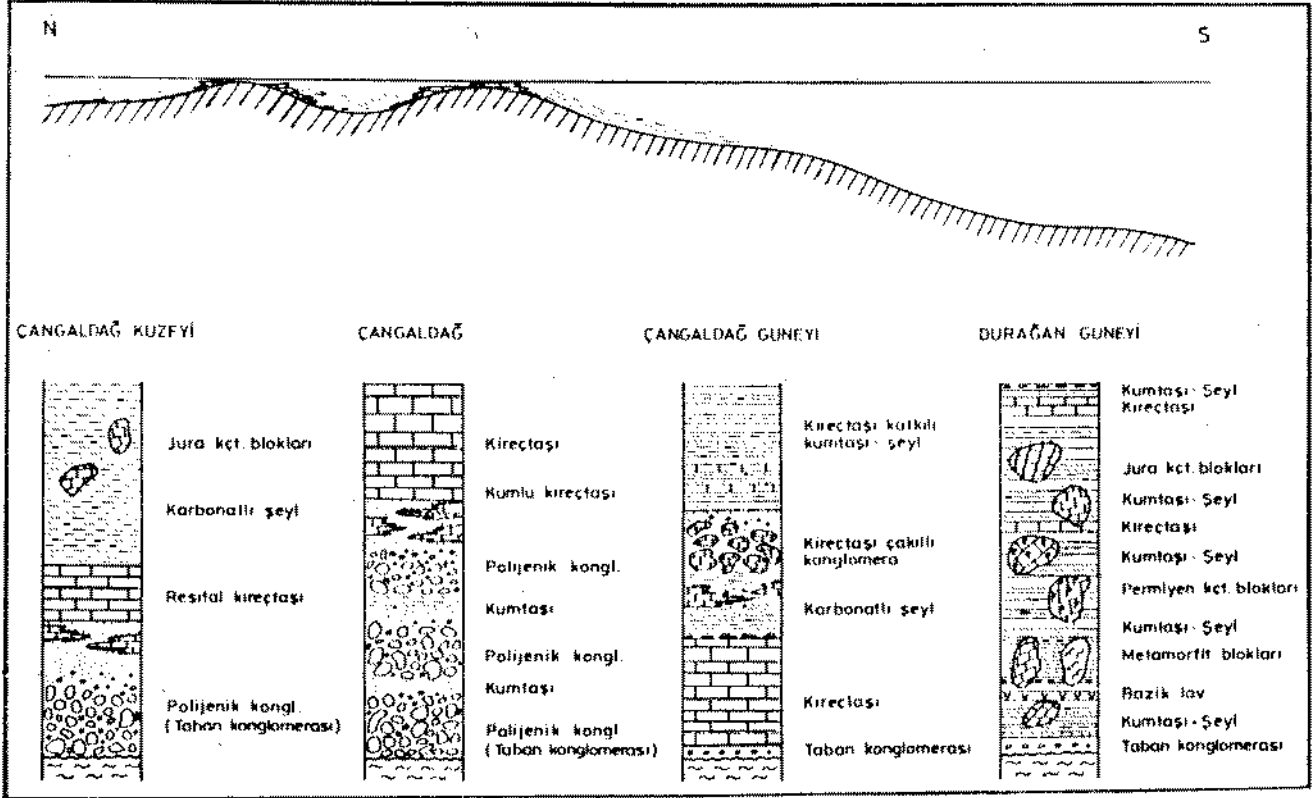
Geç Kretase ofiyolitik karmaşığı kuzey alanlardaki ekay zonunda tanıtılan ofiyolitik melanjla aynı özelliklerdedir.

Çal dağında tanıtılan tüm birimler ve aralarındaki dokanaklar Eosen çökel ve volkanitleri tarafından diskordan olarak örtülmektedir. Bu bölge yapısal özellikleri açısından bir ekay zonu halindedir. Bu zon, Kargı masifinin bu çalışmada tanıtılan kesimi içerisindeki aynı dönemde



Şekil 4 : Çaldağ asalanının jeolojik harita ve kesiti (Ölçeksiz)

Figure 4 — The geological map and cross section of the Kargı massif (Not to scale)



Şekil 5: İnceleme alanındaki Geç Jura-Erken Kretase Örtü birimlerinin kuzeyden güneye değişimini gösterir kesitler (Ölçeksiz)

Figure 5 : The columnar sections showing the lateral changes of the upper Jurassic-lower Cretaceous cover units in a north-southerly direction (Not to scale)

gelişmiş yapı unsurlarının aksine güneye eğimlidir.

Kösdağ asalanında, Çaldağ asalanının aksine kuzeye eğimli şaryajlarla birbiri üzerine itilmiş tektonik dilimler vardır. Bunlardan en üstteki Kunduz metamorfiti, kuzeyde ekay zonunun tabanında tanıtılan metamorfitin doğal devamı halindedir ve ondan Tosya havzası Neojen çökelleri ile ayrılmaktadır.

Kösdağ metamorfiti, asitik metalav-volkanojenik kırıntılı ardaalanmasından oluşur. Epizonal granitik sokulumlarla yaygınca kesilmiş olan bu dizide metamorfizmanın etkisi zayıf olup bazı kayalara klivaj kazandırmaktan öteye gidememiştir. Birimin üst kesimleri ise metamorfik olmayan aglomeratüf arakatlı bir volkanojenik fliş istifi halindedir. Kösdağ metamorfiti bir ada yayı topluluğunun özelliklerine sahiptir. İstifin görülür en alt düzeylerinde Kunduz metamorfitindekilere benzer bazik lav kat-

kılarının ve serpantin blokalarının bulunması bu dizinin tabanında Kunduz metamorfitin var-olabileceğini düşündürmektedir. Kösdağ metamorfiti güneye doğru Geç Kretase yaşlı ofiyolitik melanj üzerine itilmiş olup herikisi birden Eosen çökel ve volkanitleri tarafından örtülmektedir.

Çaldağ - Kösdağ yükseliminin güneyindeki Osmancık alçalımında egemen olan kaya toplulukları Çaldağ ve Kösdağ yükseltilisinin zirvesinden başlayıp güneye doğru uzanan Eosen çökel ve volkanik birimleri ile temsil edilmektedir. Bu birimler ekay zonuna ait kaya topluluklarını ve aralarındaki dokanakları diskordan olarak örtmektedirler (Şekil 2).

Eosen istifi tabanda karasal bir konglomera ile başlar ve hızla sığ denizel kumtaşı - çakıltası - marn ardaalanmasına geçer. Bu birimin üzerine doğru etkin bir magmatik faaliyetin gelişmeye başladığı izlenir. Akdezit-bazalt türü

lavlar, bunlara ait tüf, aglomera, lahar breşi v.b. bu etkinliğin ürünleridir. Volkanik/volkanojenik birimler farklı kalınlıkta çökel arakatkıları içerirler. İstifte bazen çökeller, bazen de volkanitler egemen olmaktadır. İstifin üstüne doğru karasal lav ve aglomeralar egemendir. Tanıtılan bu istif Ypresiyen-Lütisiyen yaşındadır (Yılmaz ve Tüysüz, 1984).

TARTIŞMA

Kargı masifinin kuzeyinde Malm öncesinde evrimini tamamlamış, farklı birimlerden oluşan eski bir temel ve bu temel üzerinde gelişmiş Malm-Eosen yaşlı bir çökel dizi vardır. Daha güneydeki Kastamonu - Boyabat havzası Geç Kretase'de gelişmiş bir yayönü havza niteliğindedir. Bu havzanın güneyindeki alan ise Geç Kretase - Paleosen döneminde gelişen bir ekayzonu (yığışım prizması) halindedir. Yığışım prizmasının gelişimi nedeniyle, Kargı masifinin temel kayalarını oluşturan Malm'den yaşlı birimlerin birincil ilişkileri değiştirilerek yeniden düzenlenmiştir. Söz konusu bu topluluklar ekayzonu içerisinde Geç Kretase birimleriyle birlikte dilimlenmiş ve güneye doğru birbirleri üzerine itilmişlerdir. Jeolojik verilere göre bu itilmeler, o dönemde kıtayı oluşturan Malm öncesi birimlerin sıkışıp dilimlenmesi yolu ile gelişmiş olduğundan (Tüysüz, 1985; Tüysüz v.d., hazırlanmakta) atım miktarları, bunların mekan içerisindeki nisbi konumlarını önemli ölçüde değiştirebilecek kadar büyük değildir. Bu yüzden bu zonlu oluşturan birimleri palinspastik olarak düzenlemek ve böylece bölgenin yığışım prizmasının gelişiminden önceki konumuna yaklaşmak mümkün görülmektedir. Bu düşüncenin ışığında Kargı masifinin günümüzdeki konumundan bir adım geriye doğru gidilerek, Geç Kretase'den yaşlı birimler dikkate alındığında şu polarite görülmektedir.

Kuzeydeki Çangaldağ antiklinalinin Malm ve daha genç örtüsü altında en kuzeyde kıtasal topluluğa ait birimler vardır. Ancak antiklinalin kuzeyinde okyanusal topluluğun mostraları da bulunup, yer yer izlenmektedir (1/500.000 ölçekli Türkiye Jeoloji Haritası, Sinop paftası'na bakınız).

Kıtasal topluluğun güneyinde ve yapısal olarak altında okyanusal topluluğun düzenli ofi-

yolit dizisi, lav-çökel ar dalanması ve epi-ofiyolitik örtü birimleri vardır. Bu topluluk günümüzde Çangaldağ ve Elekdag yükselimlerinde Boyabat havzası çökelleri tarafından ayrılmış olarak durmaktadır. Elek dağındaki düzenli ofiyolit istifinin güneyinde ve onun altında metamorfik melanj vardır. Melanjın güneyinde ise batıda kıtasal topluluk, doğuda ise lav-çökel ar dalanması (Bekirli metamorfiti) vardır.

Masifin daha güneyinde kenar havza birimleri (Kunduz metamorfiti), görülür en güneyde ise ada yayı birimleri (Kösdağ metamorfiti) vardır.

Söz konusu birimlerin mekan içerisindeki bu dizilimleri, bölgede Malm öncesinde kuzeyde bir okyanusun, güneye doğru ise bir melanj kuşağının, bir kıtanın, bir kenar havzanın ve bir ada yayının varlığını belirtmektedir. Bu polaritenin anlamını tartışabilmek ve bölgenin evrimine yaklaşılabilmek için önce bu farklı kuşakların ortam ve köken sorunları ve bunlar üzerindeki farklı düşünceleri tanımakta yarar vardır.

Kargı masifinin en yaşlı temel birimi Çangaldağ antiklinalinin çekirdeğindeki kıtasal topluluktur. Amfibolit fasiyesinde metamorfizmaya uğramış, kırıntılı kökenli bu istif Yılmaz'a (1979) göre Prekambriyen yaşındadır. Ancak birim batıya doğru izlendiğinde Araç-Daday dolaylarına doğru metamorfizması azalmakta ve İstanbul - Zonguldak Paleozoyik istifine kavuşmaktadır (Tüysüz, 1985). Bu istif ise migmatitik bir temel üzerinde Kambriyen kırıntılıları ile başlayarak Karbonifere kadar süren, giderek derinleşen bir ortam ürünü olan kesiksiz bir çökel dizi ile temsil edilmektedir (Abdüsselamoğlu, 1977; Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985).

Kıtasal topluluğun Liyas sonu-Dogger başında üzerine itildiği okyanusal topluluk düzenli bir ofiyolit istifi, onun üzerinde yeralan kalın bir lav-çökel ar dalanması ve en üstte Liyas yaşlı epi-ofiyolitik bir fliş istifinden oluşmaktadır. Ofiyolitik dizinin gerek stratigrafik, dizilim (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985, 1986) gerekse petrolojik (Tüysüz, 1985) ve jeokimyasal (Eren, 1979; Yılmaz, 1979; Güngör, 1980; Tüysüz, 1985) özellikleri onun eski bir okyanus

tabanını (Paleotetis) temsil ettiğini belirtmektedir.

Düzenli ofiyolit istifinin tabanında güney alanlarda onunla yaşlı bir metamorfik melanj, daha da güneyde ise bir kenar havza ve ada yayı topluluğu vardır. Yapısal verilere göre kıtasal topluluk, okyanusal topluluk üzerine güneyden itilerek yerleşmiş (Yılmaz ve Tüysüz, 1984, 1986; Tüysüz, 1985; Aydın v.d., 1986, 1987) ve onun güney alanlarda daha fazla gömülmesine neden olmuştur. Bu yüzden okyanusal topluluğun metamorfizmasında basınç etkisi güneye doğru giderek artmaktadır (Tüysüz, 1985). Bunun yanı sıra ofiyolit topluluğunun güneyindeki alanlarda da, örneğin, ekay zonu içerisinde Kastamonu-Akkaya ve Kastamonu-Ilgaz arasında da kıtasal topluluğa ait birimler oldukça yaygın olarak bulunmaktadır.

Kıtasal ve okyanusal toplulukların bir araya gelmesinden sonra Dogger yaşlı epizonal bir intrüsf granit, bu iki farklı topluluğun oluşturduğu yeni kıta içerisine intrüzyonlar halinde sokulmuştur. Yılmaz ve Boztuğ (1986) jeokimyasal özelliklerine dayanarak söz konusu granitleri bu dönemde kuzeye doğru dalan Paleotetis okyanus tabanına ait yay magmatizmasının ürünü olarak yorumlamışlardır. Oysa bölgesel ölçekte ele alındığında jeolojik veriler Dogger'de güney alanlardaki sığ denizel (Görür v.d., 1983) birimler bir yana bırakılırsa bugünkü a yırtla Orta Karadeniz dağları bölgesinde denizel bir ortamın olmadığını, aksine hızlı bir yükselme ve aşınmanın egemen olduğunu belirtmektedir. Malm ve Geç Kretase'de ise Karadeniz'in bugünkü yeri ve dolayında ise okyanusal bir ortam yoktur. Bunun yanı sıra Yılmaz ve Boztuğ'un (1986) dalma yönünü saptamada tartışma konusu yaptıkları "okyanusal topluluğun, kıtasal topluluğun güneyinde bulunduğu" veya bu birimin "Prekambriyen ve Paleozoyik metamorfikleri arasında kuzeye eğimli tektonik bir dilim şeklinde" olduğu düşünceleri de sağlam verilere dayanmayan genellemelerdir. Çünkü gerçekte onların söylediklerinin tersine okyanusal topluluğun bem kuzey bem de güneyinde yaygın kıtasal birimler vardır. Bu yapı ise büyük ölçüde Geç Kretase-Paleosen'de gelişmiştir. Bu yazarların belirttiği tüm Kargı masifini kaplayan ve ofiyolitik topluluğun altında yer-

aldığı ileri sürülen bir Paleozoyik metamorfiti (Ilgaz metasedimenter serisi) ise sahada izlenmemektedir. Söz konusu alan yukarıda da belirtildiği gibi Paleozoyikten Geç Kretase'ye kadar yaştaki birimlerden oluşan bir ekay zonu halindedir (Yılmaz, v.d., 1983; Yılmaz ve Tüysüz, 1986, Tüysüz, 1985, 1986).

Sıkışma rejimi süresince gelişen bölgenin granitleri, Yılmaz ve Tüysüz (1984), Tüysüz (1985), ve Yılmaz (1985) tarafından ise kıtasal kabuğun bu dönemde aşırı kalınlaşmasının sonucu olarak taban kesimlerinin kısmi ergimeye uğramasıyla gelişen Tibet tipi kalkalkali bir magma ürünü olarak değerlendirilmiştir ki bu düşünce bem bölgenin o dönemdeki jeolojik konumuna tümüyle uygun, hem de jeokimyasal verilerle uyumludur.

Okyanus ve kıtasal birimlerin güneyinde yeralan Kunduz metamorfiti Yılmaz ve Tüysüz (1984) ve Tüysüz (1985) tarafından Karakaya karmaşığının (Bingöl, v.d., 1973) Kargı masifindeki eşdeğeri olarak değerlendirilmiştir. Şengör ve Yılmaz'a (1981) göre Karakaya karmaşığı, Paleotetisin güneyinde yeralan bir kenar denizinin ürünüdür. Gerçekte Kunduz metamorfiti bazik lav akıntılarının yanı sıra blok ve kırıntılı getiriminin yaygın olduğu aktif bir denizel ortamda gelişmiştir (Tüysüz, 1985). Ekay zonu içinde okyanusal topluluk ile kenar havza birimleri arasında yeralan kıtasal topluluk doğuya doğru inceliyor bitmektedir. Bu nedenle daha Triyas'ta doğu alanlarda bu iki derin denizel topluluğu ayıran bir kıta parçasının bulunmayışı yüzünden bu iki topluluğun doğru dan temasta oldukları, yani Paleotetis ile Karakaya denizinin bağlantılı olabileceği düşünülmektedir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985). Ancak bu kenar deniz Liyas öncesi kapanmış ve artıkları kıta kabuğuna eklenmiştir. Liyas'ta bu kenar havza birimlerinin artıkları üzerinde gelişen ve Köseadağ metamorfisini oluşturacak istif, bir ada yayı dizisi halindedir. Çoğunluğu asitik lav ve tüflerden oluşan bu birim, Kargı masifinin güneydeki en yaşlı temel birimdir.

Yukarıdaki veri ve tartışmaların ışığında Kargı masifinin Malm öncesi evrimi için aşağıdaki model önerilebilir (Şekil 7).

Permien'de kuzey alanlarda Paleotetis, onun güneyinde ise kıtasal bir topluluk yer almaktadır. Bu temel üzerinde, kıta şevi ve onun okyanus tarafında Akgöl formasyonu'nun türbiditik birimleri, kıta üzerindeki sığ denizel ortamda ise Permien platform karbonatları gelişmektedir.

Triyas'ta, kıtasal temelin riftleşmesiyle Karakaya havzası (olasılıkla bir yayardı havza olarak) gelişmeye başlamıştır. Böyle karbonat platformu parçalanmış, hızla derinleşen bu ortamda spilitik volkanizma gelişmeye başlamıştır (Yılmaz, 1981). Bu dönem kuzeyde yeralan Paleotetis okyanusunun aynı zamanda güneye, doğru dalıp batarak tüketilmeye başladığı dönemdir. Batı Anadolu'dan derlenen verilere göre Karakaya denizi uzun ömürlü olmamış, Liyas başında kapanmıştır (Bingöl v.d., 1973; Şengör ve Yılmaz, 1981). Karga masifinde ise Kunduz metamorfiti üzerinde Paleotetis ada yayına ait birimlerin bulunması, kenar denizinin kapanmasından sonra da yay volkanizmasının güney alanlara aktivitesini sürdürdüğünü göstermektedir.

Liyasta Pontidlerin kuzey ve güneyinde iki farklı olay gelişmiştir : Kuzeyde Paleotetis okyanusal ortamı dalarak bütünüyle tüketilmektedir. Çünkü ofiyolit'in epi-ofiyolitik çökel örtü birimlerinden alınan en genç yaşlar Liyasa kadar çıkmaktadır. Liyas sonunda, İstanbul-Zonguldak kıtasal temelinin, güneyden itibaren Paleotetis okyanusunun artıkları üzerine kuzey yönünde itilerek yerleşmesi, bu dönemde bu okyanusun (Paleotetis) kapanması olarak değerlendirilebilir.

Liyas'ta kuzey alanlarda Paleotetis okyanusal ortamı kapanma aşamasında son dönemlerini yaşarken güney alanlarda farklı bir ortamın gelişmeye başladığı görülmektedir. Pontidlerin güneyinde doğu-batı uzanımlı bir hat boyunca görülen bu yeni denizel ortam, karasaldan başlayıp tedricen denizele geçen bir istifile temsil edilmektedir (Görür v.d., 1983). Liyas gökelleri bu denizde iki farklı türde; devamlı olarak sığ karakterini koruyan ve kıvrıntılı getirimi az olan yüksek bir ortam ile, zengin kıvrıntılı getirimi olan aktif bir ortamda gelişmişlerdir (Görür, v.d., 1983). Bu ortamların geliş-

minde ise gerilme rejimi altında, fay denetiminde oluşan, horst ve grabenlerin oluşturduğu düzensiz bir topografya etkin olmuştur (Yılmaz, 1972; Görür, v.d., 1983). Söz konusu bu gerilme rejimi, Neotetis olarak adlanan ve Pontidlerin güneyinde bu dönemden itibaren açılmaya başlayan yeni bir denizel ortamın başlangıcıdır.

Liyas sonunda kuzey alanlardaki Paleotetis okyanusunun tüketilip kıtasal ve okyanusal toplulukların biraraya gelmesinin hemen ardından bölgenin jeolojisinde önemli değişimler olmuştur. Liyas ve daha yaşlı birimlerin biraraya gelerek oluşturdukları yeni kıta sıkışarak kalınlaşmış ve buna bağlı olarak hızla yükselme başlamıştır. Bu esnada taban kesimleri kısmi ergimeye uğrayarak Dogger granitlerinin gelişimine yol açmıştır.

Karga masifinin kuzey kesimlerinde Dogger'deki aşınma ve karasal çökme dönemini takiben bölgeye Malm'de yeni bir transgresyonun başladığı görülür. Bu yeni çökel dizi kalın bir karasal konglomera ile başlamakta, giderek plaj kumlarına daha üstte ise kalın ve geniş yayılımlı bir karbonat istifine geçmektedir. Karbonat çökelişi sürecinde ve onunla yanal ve düşey geçişli bir kıvrıntılı istifinin de geliştiği alanlar vardır. Geç Jura-Erken Kretase döneminde Malm öncesi temel üzerinde gelişen bu çökel dizi içerisinde konglomera, karbonat ve kıvrıntılardan oluşan Bücnük, İnaltı ve Çağlayan formasyonları ayırtlanmıştır. Bunlar kayastratigrafik ayırtlar olup birbirleri ile zamanstratigrafik eşdeğer birimlerdir (Yılmaz ve Tüysüz, 1984; Tüysüz, 1985).

Liyas'ta güney alanlarda başlayan denizel ortam Dogger ve Malm'de de sürmüş ve kuzeye doğru giderek genişlemiştir. Böylece Erken Kretase'de kuzeyde sığ, güneyde ise daha derin denizel bir ortam bölgeye egemen olmuştur (Şekil 5). Karadeniz dağları bu dönemde az çok doğu-batı gidişli geniş bir yüksek alan halindedir. Sığ denizel ortam bütün Karadeniz çevresini de içerecek bir konumda kuzeye uzanmakta ve bu yükselime yaslanmaktadır. Güney yönünde ise sığdan başlayıp okyanusala kadar varan bir Atlantik tip kıta kenarı gelişmektedir.

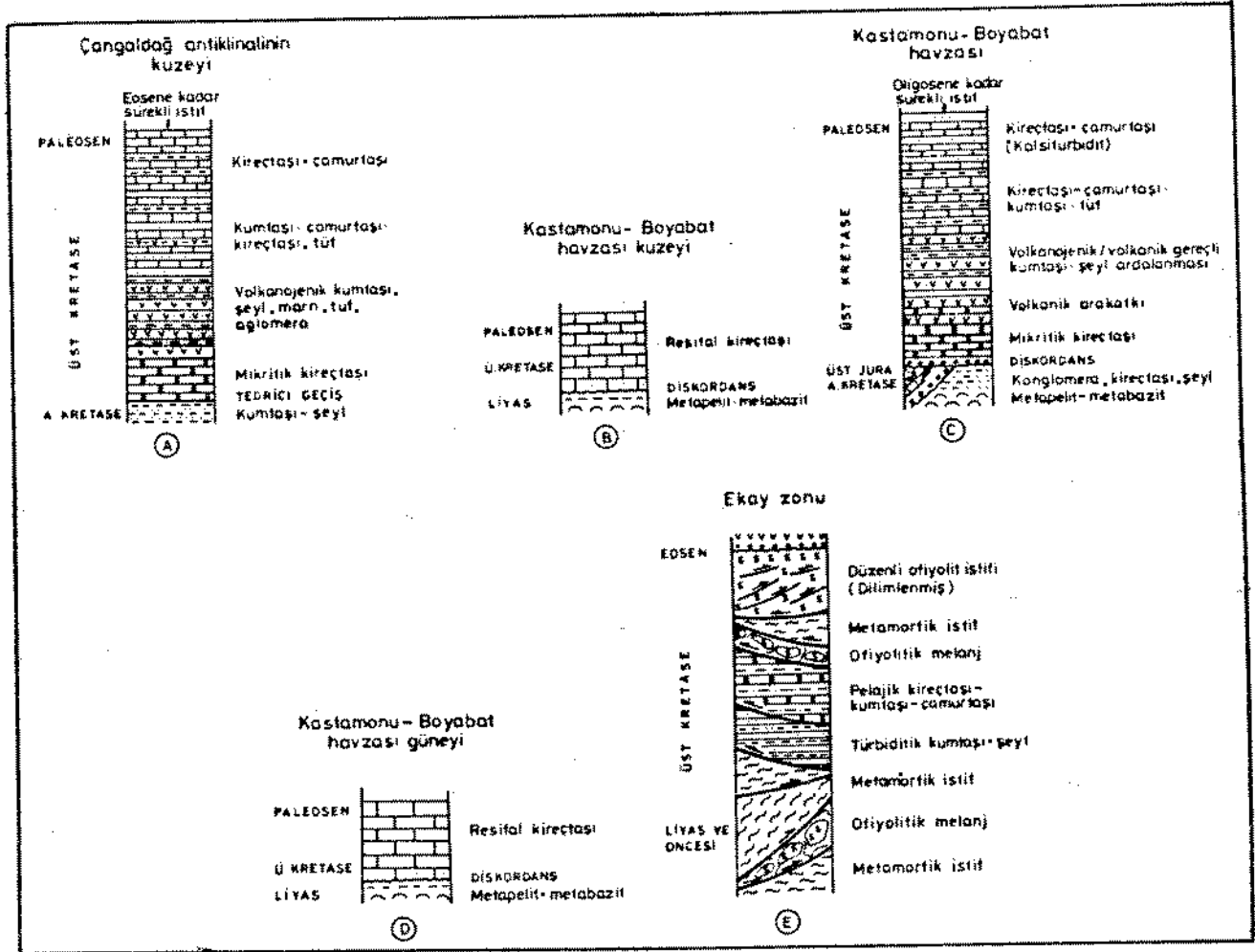
Erken Kretase yaşlı Çağlayan formasyonu, farklı kesimlerde farklı ortamsal özelliklere sa-

hiptir (Şekil 5). Birim bazı kesimlerde resifal karbonatlarla (İnaltı fm.) geçişli sığ denizel, hatta lagüner ortam ürünü olan homojen, siyah bir şeyle temsil edilmiştir. Bazen ince-kaba kırıntılı ardalanması, egemen litoloji topluluğunu oluşturur. Özellikle Çangaldağ antiklinalinin güneyinde ise birim dağ boyutuna ulaşan olistolitler ve yer yer de bazik volkanik ara katkılar içeren bir "yaban flişi"ne benzer özellikler sunar. Olistolitlerin büyük bir kısmı Geç Jura-Erken Kretase karbonatlarından derlenmiştir.

Çağlayan formasyonundaki bu farklı ortam ürünü, ancak zamanstratigrafik eşdeğer birimlerin bölgedeki dağılımı gözetildiğinde bu dönemde kuzeyden güneye doğru giderek derinleşen ancak düzensiz bir topografyanın var ol-

duğu anlaşılmaktadır (Şekil 5). Yine bu birimde özellikle güney alanlara doğru giderek artan boyuttaki Geç Jura - Erken Kretase kireçtaşı olistolitlerinin bulunması Erken Kretase'de bölgede önemli bir tektonik aktivitenin geliştiğini belirtmektedir. Bu nedenle bölgenin bazı kesimleri yükselerek kara haline gelmiş ve aşındırılarak çökmenin sürmekte olduğu alanlara malzeme sağlamışlardır. Bu yüksek alan ise olasılıkla yukarıda sözü edilen yükselime karşılıktır ve eksenini bugünkü Çangaldağ antiklinalinin eksenine az çok çıkışmaktadır.

Geç Kretase birimlerinin bölgesel dağılımı gözetildiğinde (Şekil 6) bu dönemde Pontidlerde farklı ortamların yer aldığı anlaşılmaktadır. Çangaldağ antiklinalinin kuzeyindeki alanlarda Geç Kretase, Erken Kretase kırıntıları (Çağlayan



Şekil 6: İnceleme alanındaki farklı Geç Kretase birimlerine ait sütun kesitler (Ölçeksiz)

Figure 6 : The columnar sections of the Upper Cretaceous sequences in the different parts of the studied area (Not to scale).

fm.) üzerinde ve onunla tedrici geçişli mikritik bir kireçtaşı ile başlar ve giderek volkanik/volkanojenik bir fliş istifini ile devam eder. Tüm Doğu Karadeniz'de görülen bu şiddetli magmatik etkinlik, Neotetis okyanus tabanının kuzeye dalmasına bağlı olarak gelişmiş olup Geç Kretase sonu-Paleosen'den itibaren güneye göçmüştür.

Kastamonu-Boyabat havzası ile Çangaldağ alanı arasında Geç Kretase'de gelişmiş resifal karbonatlar yer yer izlenmektedir. Bu birimler doğrudan temel üzerinde izlenirler. Yılmaz ve Tüysüz (1984) e göre karbonatlar Kastamonu-Boyabat havzasının kenarlarındaki yükselimler üzerinde gelişmişlerdir. Benzer konumdaki karbonatlara Paleosen'de de rastlanmaktadır.

Kastamonu-Boyabat havzasında Geç Kretase, temel kayaları üzerinde ince bir mikritik kireçtaşı ile başlar. Volkanik/volkanojenik bir fliş ile devam eden bu istif Paleosen'den itibaren volkanik aktivitenin azalması sonucu kırıntılı ve karbonat ardalanmalarına geçmektedir. Bu havzanın çökelleri, yayönü havzaya bas niteliklere sahiptir (Tüysüz, 1985).

Ekay zonunda Geç Kretase, ofiyolitik bir karmaşıklıkla, düzenli bir ofiyolit istifleriyle ve fliş tipi veya pelajik kırıntılılar ile temsil edilmektedir. Söz konusu bu birimler, güneye veya kuzeye (Çal dağı) itilmiş tektonik dilimlerin halinde olup çevre birimlerle tektonik ilişkilidir.

Yukarıdaki farklı birimler dikkate alınırsa Geç Kretase'de kuzeyde bir ada yayının, onun önünde bir yayönü havzanın daha güneyde ise bir yığılma prizmasının varolduğu görülmektedir. Yığılma prizmasındaki Geç Kretase birimleri de palinspastik olarak açılıp eski konumlarına getirilir ve bunlar Erken Kretase birimleri ile birlikte değerlendirilirse bölgenin evriminde şu aşamaların geliştiği söylenebilir (Şekil 7).

Güney alanlarda Liyas, kuzeyde ise Malm'de başlayan çökel istif Geç Kretase'de fliş tipi birimlerle gelişimini sürdürmüş, böylece Pontidlerin güneyinde Atlantik tipi bir kıta kenarı oluşmuştur (Yılmaz, 1981; Yılmaz ve Tüysüz, 1984). Bu kıta kenarı güneydeki bir okyanusal ortama bakmaktadır. Neotetis'in kuzey kolu olarak bilinen (Şengör ve Yılmaz, 1981) bu ok-

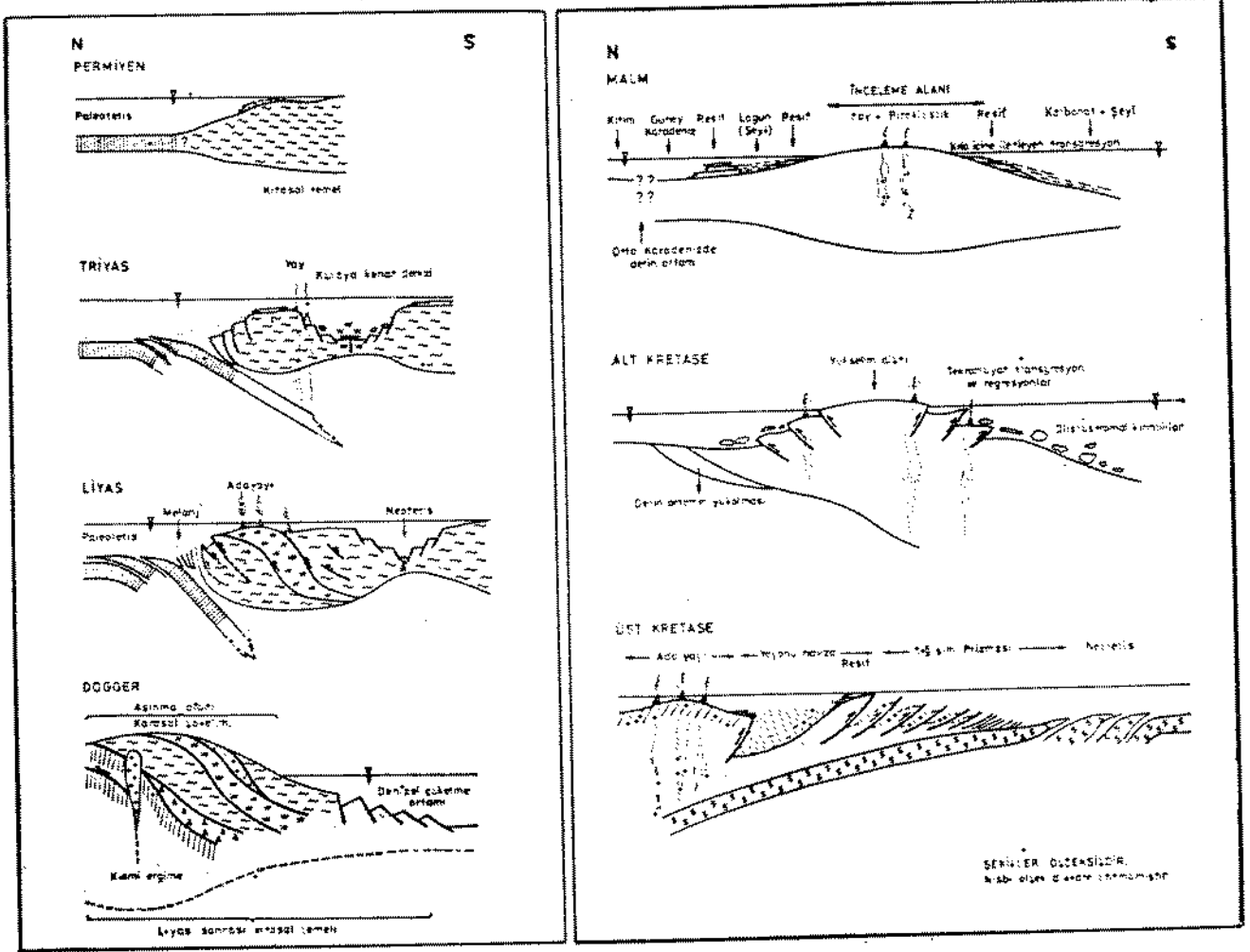
yanus, çökel prizmasının gelişiminin hemen ardından kuzeyden güneye ve adayı yayönü havza yığılma prizmasının varlığı izlenmektedir.

Okyanus tabanının Geç Kretase'de dalıp batmasına bağlı olarak Karadeniz'in bugün bulunduğu alanlarda ve Doğu Pontid dağı kuşağı üzerinde yaygın bir volkanik yay gelişmiştir. Böylece Pontidlerin güneyindeki pasif kıta kenarı aktif bir kıta kenarı haline gelmiş (Yılmaz, 1981), Pontid kıtası giderek bir yay masifi niteliğini kazanmaya başlamıştır. Kuzeyde şiddetli bir yay magmatizması etkinliğini sürdürürken güneyde hendek boyunca dalan okyanus levhasından sıyrılan ofiyolitik ve epi-ofiyolitik malzeme, kıtadan taşınan malzeme ile birleşerek giderek büyüyen bir melanj kamasının gelişmesine yolaçmıştır. Hendek boyunca yığılma melanj dilimleri birbiri altına eklenmiş böylece melanj kaması kuzey alanlarda giderek yükselmeye başlamıştır. Bu sıkışma rejimi içerisinde kıta önü de dilimlenmiş, bu dönemde kıtayı oluşturan ve kıta üzerinde gelişen birimler içerisine melanj kamaları sokulmuştur. Böylece bugün Kastamonu-Boyabat havzasının güneyinde izlenen ve ekaylarla temsil edilen bir yığılma prizması gelişmiştir. Paleosen'de yığılma prizmasının giderek büyümesi ile dalma batma zonu güneye doğru ötelenmiş, buna bağlı olarak kuzeydeki volkanik yay güneye göçmeye başlamıştır. Böylece yığılma prizması üzerinde volkanik/volkanojenik birimler gelişmiştir. Kuzeydeki Kastamonu-Boyabat yayönü havzasında ise Paleosen'den itibaren giderek sığlaşan bir ortamda volkaniksiz birimler çökelmiştir.

Yığılma prizmasının eklenmesi ve sıkışma sonucu kalınlaşan kıta kabuğunun derin kesimleri kısmi ergimeye uğramış, bu olay sonucunda gelişerek yükselen granitik kayalar yığılma prizması içerisine kadar da sokulabilmektedir.

Dalma batmanın devamı süresince okyanus tabanı da dilimlenerek yükselmeye başlamış, sıkışmanın devamı süresince yığılma prizmasının bir kesimi ve dilimlenmiş okyanus tabanı kuzey yönünde ilerleyerek retroşaryajlara neden olmuştur.

Eosen'de, yükselen yığılma prizması ve okyanus kabuğuna göre güney alanlarda karasal-sığ denizel bir ortam egemen olmuş (Os-



Şekil 7 : Pontidlerin jeolojik evrimini gösterir model kesitler (Ölçeksiz).

Figure 7 : The model cross sections showing the geological evolution of Pontide belt (Not to scale).

mancık molas havzası), cephe kesimi güneye ilerleyen volkanizma bunlara eşlik etmiştir. Yığılma prizması ve okyanus kabuğuna ait dilimlerin üzerinde gelişen bu çökelimin hemen ardından bölge yükselmeye devam etmiş, karasal bir alan haline gelen bölgede gelişimini sürdüren volkanizma nedeniyle piroklastik gereç ve lahar oluşumları yaygınlaşmıştır.

Orta - Geç Eosen'de güneyde Neotetis tümüyle kapanmış ve bölge bugünkü yapısal iskeletini büyük ölçüde kazanmıştır. Oligosen'de Kastamonu-Boyabat havzasındaki karasal çökeltilerin ve yerel birkaç gölsel ortamın dışında bölge artık tümüyle kara halinde olup hızla aşındırılmaya başlamıştır.

Neotetis'in kapanmasından sonra kısalıp kalınlaşan kıta kabuğu blok faylarla bugünkü

morfolojisini kazanmaya başlamıştır. Bu sıkışma rejimi altında Ilgaz-Tosya havzası Erken Miyosen'den itibaren açılarak bu ortamda gölsel-karasal birimler gelişmiştir.

Bu dönemde Neotetis'in güney kolunun da kapanması ile Pontid ve Arap kıtaları arasında sıkışan Anadolu levhacığı batıya doğru kaymaya başlamış ve Kuzey ve Doğu Anadolu yanal atımlı fay sistemleri gelişmiştir (Şengör, 1979; 1980, Şengör ve Yılmaz, 1981). İnceleme alanı ve yakın dolayında Geç Miyosen-Pliyosen'den itibaren etkin olan bu sistem, daha önceden varolan ve çökel havzalarını oluşturan zayıflık zonlarını izlemiştir.

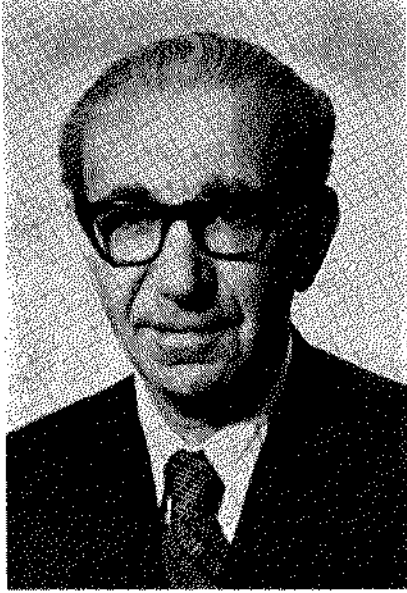
Günümüze kadar etkinliğini koruyan bu yanal atımlı sistem bölgenin bugünkü morfolojisini kazanmasını sağlamıştır.

İnceleme alanı yukarıdaki tanımlamalardan anlaşılacağı gibi Mesozoyik başından beri birbirini izleyen progresif sıkışma rejimlerinin etkisinde kalmıştır. Bu sıkışma rejimi bazı sürelerde duraklamış veya yerini bazı gerilme dönemlerine bırakmıştır. Farklı dönemlerde gelişen, genelde doğu-batı uzanımlı bu yapı unsurları daha önce gelişmiş yapıları da etkileyerek yer yer değiştirmiş ve bölgede bugün izlenen karmaşık yapı örneğini geliştirmiştir. Tüm bunlardan sonra gelişen ve günümüzde de etkinliğini sürdüren yanal hareketlerle bölge bugünkü yapısal ve morfolojik görünümünü kazanmıştır.

KAYNAKÇALAR

- ABDÜSSELAMOĞLU, M.Ş., 1977; The Paleozoic and Mesozoic in the Gebze region. Explanatory text and excursion guide book, 4th Colloquium on the Aegean Region, Excursion 4: Western Anatolia and Thrace. İTÜ Maden Fakültesi, İstanbul, 16s.
- AYDIN, M.; ŞAHİNTÜRK, Ö.; SERDAR, H.S.; ÖZÇELİK, Y.; AKARSU, İ.; ÜNGÖR, A.; ÇOKUĞRAŞ, R.; KASAR, S.; 1986; Balıdağ-Çangaldağı (Kastamonu) arasındaki bölgenin jeolojisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., c. 29, 2, 1-16.
- AYDIN, M.; SERDAR, H.S.; ŞAHİNTÜRK, Ö.; YAZMAN, M.; ÇOKUĞRAŞ, R.; DEMİR, O.; ÖZÇELİK, Y.; 1987; Çamdağ (Sakarya) - Sünnicedağ (Bolu) yöresinin jeolojisi. Türkiye Jeol. Kur. Bült., c. 30, 1, 1-14.
- BİNGÖL, E.; AKYÜREK, B. ve KORKMAZER, B.; 1973; Biga Yarımadasının jeolojisi ve Karakaya Formasyonunun bazı özellikleri. Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğleri, Ankara. MTA Enst. yayını, 70-77.
- EREN, R.H., 1979; Kastamonu - Taşköprü Bölgesi Metamorfizminin Jeolojik, Petrografik Etüdü: İstanbul Teknik Üniversitesi Mimarlık Mühendislik Fakültesi Yayınları, 143 s. (Doktora tezi).
- GÖRÜR, N., ŞENGÖR, A.M.C., AKKÖK, R., YILMAZ, Y., 1983; Pontidlerde Neotetis'in kuzey kolunun açılmasına ilişkin sedimentolojik veriler. Türkiye Jeol. Kur. Bült., c. 26, 1, 11-20.
- GÜNER, M., 1980; Küre civarının masif sülfid yatakları ve jeolojisi, Pontidler (Kuzey Türkiye) MTA Enst. Dergisi, 93/94, 65-109.
- KONUK, Y.T., 1974; Geologie eines Abschnitts der Nordanatolischen Erdbebenlinie bei Kamil-Osmancık (Prov. Çorum-Türkel). Inaugural Dissertation Bonn, (Doktora tezi).
- ŞENGÖR, A.M.C., 1979; The North Anatolian transform fault: Its age, offset and tectonic significance, Geological Society of London Journal, 136, 269-282.
- ŞENGÖR, A.M.C., 1980; Türkiye'nin neotektoniğinin esasları. Türkiye Jeol. Kur. Konferanslar serisi, 2, 40 s.
- ŞENGÖR, A.M.C. ve YILMAZ, Y., 1981; Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.
- TÜYSÜZ, O., 1985; Kargı masifi ve dolayındaki tektonik birliklerin ayırıcı ve araştırılması (Petrolojik inceleme) (Doktora tezi), İst. Üniv. Fen Bilimleri Enstitüsü, 431 s. (Yayınlanmamış).
- TÜYSÜZ, O., 1986; Kuzey Anadolu'da İki Farklı Ofiyolit Topluluğu: Eski ve Yeni Tetis'in Artıkları. Doğa Tr. Müh. ve Çev. 10, 2, 172-179.
- YILMAZ, O., 1979; Daday-Devrekani masifi Kuzeydoğu Kesimi Metamorfik Petrolojisi (Doğentlik tezi), Hacettepe Üniversitesi Yerbilimleri Enstitüsü, 176s.
- YILMAZ, O. ve BOZTUĞ, D., 1986; Kastamonu granitoid belt of northern Turkey: First arc plutonism product related to the subduction of the paleo-Tethys. Geology, 14, 179-183.
- YILMAZ, Y., 1972; Petrology and structure of the Gümüşhane Granite and surrounding rocks (Doktora tezi) London, England, University of London, 260s.
- YILMAZ, Y., 1981; Atlantik'ten bir kıta kenarının Paleozoik'ten bir kıta kenarına dönüşümüne Türkiye'den örnek. Türkiye Jeol. Kur. yayını 27 s.
- YILMAZ, Y., 1985; Türkiye'nin Jeolojik tarihinde magmatik etkinlik ve tektonik evrimle ilişkisi. Türkiye Jeol. Kur., Ketin Sempozyumu, 63-81.
- YILMAZ, Y. ve TÜYSÜZ, O.; 1984; Kastamonu-Bozabat-Vezirköprü-Tosya arasındaki bölgenin jeolojisi (İlgaz - Kargı masiflerinin etüdü) MTA raporu, 275 s.
- YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., YILDIRIM, M., BULUT, V., ÖZKÖYLÜ, E., SAKALLIOĞLU, E., PEHLİVAN, Ş., AKBAŞ, B. ve ARMAĞAN, F., 1983; İlgaz-Kargı masifi ve yakın çevresinin jeolojisi. Maden Tetkik ve Arama Enst. Genel Direktörlüğü Jeoloji Dairesi Konferansları, Özetler, 18.
- YILMAZ, Y., TÜYSÜZ, O., ÖZKÖYLÜ, E., YILDIRIM, M., BULUT, V., PEHLİVAN, Ş., AKBAŞ, B., SAKALLIOĞLU, E., 1983; Kargı-Bozabat Masifi Jeoloji Düğümlüne Bir Yaklaşım, 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı, Bildiri Özetleri, 51-52.
- YILMAZ, Y. ve TÜYSÜZ, O., 1986; Bir Yığılma Karmaşığının Ayırt Edilmesi : Kargı masifinin Jeolojisi. Türkiye Jeoloji Kurultayı 1986 Bildiri Özetleri, 26.
- YILMAZ, Y. ve TÜYSÜZ, O., 1986; Kargı masifinin jeolojisi. TÜBİTAK Türkiye Birinci Jeotravers I. Workshop, İstanbul, 13-14 Kasım 1986, Özetler, 22-26.

ONUR KÖŞESİ



PROF. DR. İHSAN KETİN'E GEOLOGISCHE VEREINIGUNG E. V. TARAFINDAN GUSTAV STEINMANN MADALYASI VERİLDİ

Türkiye Petrol Jeologları Derneği üyesi, İTÜ Maden Fakültesi Jeoloji Mühendisliği Bölümü, Genel Jeoloji Anabilim Dalı eski başkanı ve şimdiki sözleşmeli öğretim üyesi emekli Prof. Dr. İhsan Ketin'e, merkezi Batı Almanya'da bulunan **Geologische Vereinigung e.v.** en büyük ödülü olan **Gustav Steinmann Madalyası'nı** vermiştir. Bu madalya hâlen Avrupa'da verilmekte olan en önemli üç jeoloji ödülünden biridir (diğer ikisi **Geological Society of London'un Wollaston Madalyası** ve **Société Géologique de France'in Prix Gaundry'sidir**) ve ülkemizde herhangi bir yerbilimciye bugüne kadar verilmiş en önemli uluslararası ödülü temsil etmektedir. Prof. Ketin'e madalya 25 Şubat 1987 tarihinde Almanya'nın Jülich şehrinde yapılacak olan bir törenle verilecektir. Türkiye Petrol Jeologları Derneği Profesör Ketin'i kutlayarak kendisine daha uzun yıllar başarılı bir meslek yaşamı dilemekten onur duyar.

İHSAN KETİN KİMDİR?

Prof. Dr. İhsan Ketin 10 Nisan 1914'de Kayseri'de doğdu. İlk ve orta eğitimini bu şehirde yapan Ketin daha sonra Almanya'ya üniversite tahsiline devlet bursiyeri olarak gitti ve 1932-1938 yılları arasında Berlin, Freiburg (im Braisgau) ve Bonn üniversitelerinde biyoloji ve jeoloji lisan tahsilini yaptı. Ketin 1938 yılında Bonn üniversitesinde dünyaca tanınmış ünlü jeolog Prof. Dr. Hans Cloos'un yanında kuzeybatı Almanya'daki Bertrich kaplıca bölgesinin tektoniği ve volkanik gelişmesini konu alan ara- zı bazlı bir doktora çalışmasını tamamlayarak aynı yıl yurda döndü.

1938-1953 yılları arasında İstanbul Üniversitesi Fen Fakültesi bünyesi içindeki Jeoloji Enstitüsünde önce asistan, 1945'den itibaren de üniversite doçenti olarak vazife yapan Ketin, 1953 yılında İTÜ'nün yeni kurulmuş olan Maden Fakültesi'ne jeoloji profesörü olarak atandı. Yeni çıkan üniversite kanunu gereği 1 Ağustos 1983 yılında yaş haddinden emekli olan Ketin, bu sefer gene İTÜ Maden Fakültesi'nce sözleşmeli profesör olarak göreve geri çağrıldı. Hâlen bu görevini sürdürmekte olan Ketin 1942 yılından beri evli bulunmaktadır ve bir erkek çocuk sahibidir.

Cumhuriyet döneminin yetiştirdiği en büyük doğa bilimcilerden olan Prof. Ketin, 1981 yılında Türkiye Jeoloji Kurumu'nun **Hâmit Nafiz Pamir Ödülü'nü** ve aynı yıl **TÜBİTAK'ın Bilim Ödülü'nü** kazanmıştır. Ketin, TÜBİTAK'dan Bilim Ödülü alan ilk yerbilimcidir. 1984 yılında Ketin'i benzerlerinin en eskisi ve prestiji en yükseği olan **Geological Society of London** şeref üyeliğine seçmiştir.

Ketin'in ülkemize ve tüm insanlığa araştı- rıcı, eğitici ve idareci olarak yaptığı sayısız hizmetler arasında en önemlileri Kuzey Anadolu Fayı diye bilinen Kuzey Anadolu deprem kuşa- ının büyük bir yanıl atımlı fay olduğunu be-

lirleyerek 1948 yılına kadar ne olduğu bilinmeyen bu yapıyı dünyaya tanıtmıştır. Ketin'in bu artık klâsik olmuş çalışması, aynı zamanda bu tür yapıların bütün dünyada daha büyük bir hızla tanınmalarına da öncü olmuş eserlerden biridir. Daha sonra Ketin, tüm Türkiye yüzeyine yayılmış olan kendi jeolojik harita alma çalışmalarına dayanarak ülkemizin jeolojik yapısının ortaya konmasında en önemli adımı oluşturan çalışmalarını 1956-1966 yılları arasında Türkiye içinde ve dışında yayınladığı makalelerle bilim dünyasına sunmuştur. Ketin'in bu konudaki çalışmaları hâlen sürmektedir.

Eğitici olarak Prof. Ketin, ülkemize pek çok üniversite ders kitabı kazandırmış, ayrıca sayısız jeoloji öğrencisinin yanında maden, jeofizik ve coğrafya dallarında okuyan yerbilimcilere de dersler vermiştir.

Prof. Ketin bir defa Türkiye Jeoloji Kurumu başkanlığı, iki defa da Maden Fakültesi başkanlığı görevlerinde bulunmuştur. Ayrıca TÜBİTAK da dahil olmak üzere yurt içinde ve dışında pek çok bilimsel kuruluşta da muhtelif görevler almıştır.

GUSTAV STEINMANN VE STEINMANN MADALYASI

Gustav Steinmann adı bugün tüm jeoloji ders kitaplarında yer alan pek çok temel kavramla kaynaşmış bir isimdir. Yerbilimleri tarihinin büyük isimlerinden biri olan Gustav Steinmann 9 Nisan 1856'da Almanya'nın Braunschweig kentinde doğdu. 1877 yılında Münih Üniversitesi'nde doktorasını yapan Stein-

mann, bugün Fransa toprakları içinde bulunan Strassburg (Strasbourg) Üniversitesi'nde doçent oldu. Steinmann jeoloji profesörü olarak önce Freiburg (im Breisgau) daha sonra da Bonn üniversitelerinde çalışmış, 1924'de emekli olmuştur.

Steinmann jeolojinin tüm dallarında orijinal eserler vermiş en son jeologlardan biridir. Büyük şöhreti daha ziyade bugün okyanus tabanlarını oluşturduğu bilinen tipik çört/bazalt/serpantin kayalarının aynı zamanda dağ kuşaklarında bulunan ofiyolitlerin de tipik üçlüsü olduğunu göstermiş olmasına, dağ kuşaklarının yapılarının anlaşılmasına yaptığı önemli katkılara ve evrim teorisi konusundaki orijinal çalışmalarına dayanır. Avrupa'da Alplerin, Güney Amerika'da da And Dağlarının yapılarının incelenmesine büyük katkılar yapmıştır. İskoç jeologu Sir Erward Bailey'nin çört/bazalt/serpantin üçlüsüne Steinmann Üçlüsü demesi de Steinmann'ın bu konudaki katkılarını ölümsüzleştirmek için tüm jeologlar câması tarafından benimsenmiştir.

Gustav Steinmann 1910 yılında bugün dünyadaki en önemli jeoloji meslek kuruluşlarından biri olan Geologische Vereinigung'u kurmuştur. Bu kuruluş onun anısına Gustav Steinmann Madalyası'nı ihdas etmiş ve bu madalya dünyada pek çok şöhretli yerbilimciye verilmiştir. Bunlar arasında jeolojinin çeşitli branşlarında çığır açmış Avusturyalı Otto Ampferer, Finlandiyalı Pentti Eskola, İsviçreli Maurice Lugeon, Hollandalı Philipp Kuenen, İngiliz H.H. Read ve Alman Hans Stille gibi yerbilimcileri saymak mümkündür.

YAYIN TANITIMI

PLATE TECTONICS — How It Works by Allan Cox and Robert B. Hart; Blackwell Scientific Publications, Oxford, 392 s. (1986)

A.M.C. Şengör
İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü,
Teşvikiye 80394 İstanbul

Yıllardır üniversitelerde ders verenler iyi bir levha tektoniği ders kitabının yokluğunun sıkıntısını çekmekteydiler. Bu konunun en hassas bölümü olan geometri ve kinematik özellikleri levha tektoniğinin öğretilmesini, özellikle matematik temeli geleneksel olarak zayıf olan jeoloji öğrencilerinin doldurduğu sınıflarda bir hayli zorlaştırıyor, alışlagelmiş jeoloji derslerinden —yapısal jeoloji hariç olmak üzere— farklı bir yaklaşımı zorunlu kılıyordu. Özellikle kinematik konusuna ağırlık vermek isteyen hocaların elinde bugüne kadar yalnızca Dewey'nin 1975 yılında *American Journal of Science*'ın cilt 275-A'sında yayınladığı makalesi bulunmaktaydı.

Geçenlerde ebediyete intikal eden Stanford Üniversitesi jeofizik profesörü Allan Cox ile Brian Hart'ın küçük kitapları bu konudaki açığı kapatmak için kaleme alınmış son derece faydalı bir eser. Kitap, Stanford'da verilen levha tektoniği dersnotlarının derlenmesi ile ortaya çıkmış. Kitaptaki şekiller dahi serbest elle çizilmiş ders notu vâri şekiller (Robert Folk'un meşhur sedimantoloji notlarındaki karikatlik benzeri şekilleri bir dereceye kadar anımsatan türde).

Plate Tectonics on bölümden oluşuyor. İlk iki bölümde levha ve levha sınırı, bağlı hareket gibi kavramlar iki boyutlu bir düzlem üzerinde tanıtılıyor. Üçüncü bölüm küre üzerinde düşünüp, küresel yüzey üzerinde nasıl daire çizileceği gibi küresel geometrik konulara ayrılmış. Levha tektoniği dersi verenlerin en çok sıkıntı çektikleri bu konu fevkalâde basit ve güzel bir şekilde anlatılmış. Kitabın daha sonraki bölüm-

leri basit sismoloji (özellikle fay mekanizması çözümleri) ve manyetik ile paleomanyetizmaya ayrılmış. Bunların levha tektoniğinde nasıl kullanıldıklarını anlatıyor. Son bölüm levha tektoniğinin nedenlerini, oluşum mekanizmasını, sıcak noktaları vb. tartışıyor.

Cox ve Hart'ın kitabı üniversitelerde ders verenler kadar profesyonel jeologların da faydalanmaları gereken bir eser. Levha tektoniğinin en faydalı olduğu yerin bu teorinin kinematik "önceden kestirme" kabiliyeti olduğu hatırlanırsa, tektonik yorum yapmağa kalkacak her jeologun bu eseri iyice hazmetmiş olmasının şart olduğunu hatırlatmak isterim. Bu eserin hele bir de Türkçe çevirisi yapılabilirse ülkemizde de gerek üniversitelerde gerekse de devletin jeoloji ile ilgili dairelerinde ve şirketlerde yaygın bir kullanım alanı bulacağı kanısındayım.

THE OPHIOLITE OF NORTHERN OMAN by S. J. Lippard, A.W. Shelton ve I. G. Gass; Geological Society Memoir No. 11, Blackwell Scientific Publishers, Oxford, 178 s. (1986)

Yücel Yılmaz
İTÜ Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü,
Teşvikiye, 80394 İstanbul

Umman Ofiyoliti kitabı, İngiltere'deki Open University araştırmacıları ile diğer bazı araştırmacıların 1975 ile 1985 yıllarını kapsayan, 10 yıllık inceleme projelerinin bir ürünüdür. Çalışmaya yaklaşık 30 bilimci katkıda bulunmuş, 11 doktora tezi yapılmış, bunların sonucunda Umman ofiyolitinin mostra verdiği boyu 800 km eni 75 km olan bir alanın jeolojik haritası üretilmiş ve bu haritalar 1/250.000 ölçeğe indirgenerek kitabın ekinde sunulmuştur.

Umman ofiyoliti kitabı başlıca 4 bölümden oluşmaktadır. Birinci bölüm bölgenin genel jeolojik özelliklerini tanıtan bir tanıtım bölümüdür. Bu bölümde bölgenin rejyonal tektonik ko-

numu, Tetis ofiyolitleri içinde Umman ofiyolitinin yeri ve jeolojik anlamı, bölgedeki jeolojik çalışmaların ve bunların ortaya koyduğu bulguların tanıtımı ile Umman dağlarının tektonostratigrafisi anlatılmaktadır. Bölge stratigrafisinin verildiği bu bölümün son kısmında Umman istifi tabandan tavana kadar ana hatları ile anlatılmakta, otokton ve allokton birimler tanıtılmaktadır.

Kitabın ikinci bölümü, "Umman Tetis'inin Evrimi" başlığını taşımaktadır. Bu bölümde önce Umman istifinde Permiyen çökellerinden başlanarak, kıt'anın kopması (rift) döneminin karşılaştırılmalı verileri ile Triyas yaşlı çökel ve volkanik kayaları anlatılmaktadır. Daha sonra istifte pasif bir kıt'a kenarı niteliğini kazanan Umman bölgesinin Jura-Geç Kretase dönemine ait istifi tanıtılmaktadır. Geç Kretase'de naplar halinde bölgeye yerleşen allokton tektonik birliklerden melanj toplulukları anlatılarak bu bölüm sona ermektedir.

Ofiyolit dizisi tabandan tavana kadar litojik dizilim esasına göre anlatılmaktadır. Bu tanıtımda önce, manto kayaları dizisi olan harzburgit, dünit ve kromitit ve dayklar incelenmektedir. Bu kesimi daha üstteki katmanlı istif izlemektedir. Katmanlı istifi ise üst düzey intrüsfilerinin verildiği kısım takip etmektedir. Daha sonra, levha dayk kompleksi ve volkanik kayalar tanıtılmaktadır. Her ayrı kaya türü ayrıntılı petrografik ve jeokimyasal verilerle değerlendirilmektedir. Farklı kayaların tanıtılmasından sonra bu birimlerin gelişme koşulları (petrojenez), okyanus tabanı metamorfizmasından etkilenmeleri, izotop verileri de sunulurken diğer gözlem ve bulgularla topluca değerlendirilmektedirler.

Kitabın dördüncü bölümünde, ofiyolitlerin okyanus tabanından sıyrılması döneminden başlanarak kıt'a kabuğu üstüne yerleşmesine ve daha sonra geçirdiği değişikliklere kadar olan yapısal evrim anlatılmaktadır.

Umman ofiyoliti kitabı, jeolojik ve petrolojik bir araştırmanın ne şekilde gerçekleştirileceğini gösteren dört başı mamur klâsik bir eser niteliğindedir. Kitap, saha çalışmasından örnek derlenişine, laboratuvar verilerinin değerlendirilmesinden yorumlanışına varıncaya kadar gerekli

her bir araştırma basamağını bilimsel bir titizlik ve yeterlilikle vermekte, sonuçları güncel bir tartışma süzgecinden geçirerek sade ve kolay izlenir bir dille sunmaktadır.

Kitabın şekillerinin; skeç harita, sütun kesit, krokilerinin çok kolay anlaşılabilir ve bol bilgi veren ustalığı dikkati çekmektedir. Bol şekil ve referans içeren kitap bu yönüyle de üstün niteliktedir.

Güneydoğu Anadolu ve Türkiye gibi ofiyolit konusunun bölge jeolojisinin anlaşılmasında kritik önemi olan bir yerde biz Türk yerbilimcileri için Umman ofiyolit kitabının uzun süreden düşmeyen bir baş referans oluşturacağı inancındayım.

TECTONIC SETTINGS OF REGIONAL METAMORPHISM, editörler E.R. Oxburgh, B.W.D. Yardley, P.C. England; the Royal Society, Londra, 276 s. (1987), 49.00 sterlin.

Aral I. Okay,
İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü,
Teşvikiye 80394 İstanbul

Bu kitap 29 - 30 Ocak 1986 tarihlerinde Londra'da Royal Society tarafından düzenlenen 'Rejyonel Metamorfizmanın Tektonik Ortamları' isimli bir tartışma toplantısında sunulan bildirilerin bir kısmını kapsamaktadır. Bu toplantı değişik disiplinlerdeki yerbilimcileri —jeofizikçi, tektonikçi, yapısal jeolog ve metamorfik petrolog— biraraya getirmiş ve son senelerde önem kazanan rejyonel metamorfizmanın tektonik ortamı, zaman ve mekan içindeki gelişimi, bölgesel deformasyon ile olan ilişkisi, metamorfik kuşakların ve bilhassa mavişistlerin sathı yükselimi gibi konuların geniş bir spektrumda tartışılmasını sağlamıştır. Kitapta yer alan onüç makale toplantının bu niteliğini yansıtmaktadır. İlk iki makale metamorfizma olayına tamamen teorik modelleme açısından yaklaşmakta, ve genellikle bu tür makalelerde görülen jeolojik olaylarla bağ kuramama sıkıntısını yaşamaktadır. Kitapta geri kalan makaleler rejyonel metamorfik sahalar veya gerçek jeolojik ortamlarla teorik modeller arasında değişik ölçüde bağ kurmaya çalışmaktadır. Bunlar arasında

bilhassa R.I. Walcott'un bir eşli metamorfik kuşağın güncel bir örneği olarak sunduğu Yeni Zelanda'nın Kuzey Adası hakkında yazısı, C. Chopin'in Batı Alpler'de 1984 senesinde bulunan, oluşması için çok yüksek basınç gerektiren (100 km derinliğe tekabül eden 28 kbar!) koelit içeren kayaların jeolojik ortamı hakkındaki makalesi, A.B. Thompson ve J.R. Ridley'in rejyonal metamorfik kuşakların basınç-sıcaklık-zaman tarihçesi ile teorik modelleme arasındaki ilişkiyi araştıran çalışması sayılabilir. Kitap, Türkiye'deki rejyonal metamorfik bölgelerin yapısal ve tektonik tarihçesine ilgi duyanlar için vazgeçilmez bir kaynaktır. Kitabın yüksek fiyatı, Türkiye'deki nispeten ucuz fotokopi imkanları ile dengelenebilir, yeterki bir kaç kütüphane bu kitaptan edinsin!

THE CHRONOLOGY OF THE GEOLOGICAL RECORD by N.J. Snelling. Published for the Geological Society of London by Blackwell Scientific Publications. Memoir No: 10 (1985), 343 p., hardbound.

İşık Ece,
İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Müh. Böl.
Teşvikiye 80394 İstanbul

Bu kitapta detaylı yaş tayinlerinde Rb-Sr, Sm-Nd ve Pb-Pb toplam kayaç izokron ve U-Pb zirkon metotları Prekambriyen magmatik ve meta-magmatik kayalarda geniş çapta uygulanmıştır. Stratigrafi problemlerine radiometrik izotoplarla korrelasyon olanakları iyi işlenmiş ve özellikle kısmen az bilinen Prekambriyen kayaçlarının kronostratigrafik ve lithostratigrafik birimleri dünyanın çeşitli yerlerinden ve

rilen örneklerle gayet detaylı olarak ele alınmıştır.

Jura'dan daha genç kayalarda kullanılan magnetostratigrafi tekniğinin özellikle derin-deniz karotlarında, jeokronolojideki uygulamaları daha önceki yayınlara dayanarak okuyucuya iyi bir şekilde izah edilmiştir. Biyostratigrafi ile magnetostratigrafinin korrelasyonu levha tektoniği açısından zaman çizelgesi boyunca magnetik kutupların ritmik değişiminin jeolojiye olan katkısı güzel örneklerle izah edilmiştir.

1950'lerde Cesare Emiliani oksijen izotoplarını ilk defa Neojen sedimanlarına uygulamından beri duraylı izotopların özellikle derin deniz karotlarında yapılan oksijen ve karbon izotop stratigrafisine uygulandığı görülmüştür, ve kitapta bu konuyla ilgili daha çok paleo-sıcaklık ve Pleistosen ritmik buzul devirlerine ait çalışmalar özet bilgi olarak verilmiştir.

Sr izotopları ile Güney Pasifik'deki derin deniz kırmızı killilerinin sedimantasyon hızlarının tayini yapılmışsa da, bu metot diğer stratigrafi metotları kadar sıhhatli değildir.

Sonuç olarak bu kitap özellikle Mesozoik öncesi kayaçların stratigrafik korrelasyonu ve levha tektoniği ile paleomagnetizma arasındaki ilişkiyi çeşitli yöntemlerle de mukayese etmektedir. Özellikle stratigrafi problemlerine ammonitler hariç paleontolojik açıdan hiç yaklaşılma-mış, baştan sona kadar izotop metotları kullanılmıştır. Radiometrik izotopların ve magnetostratigrafinin jeolojik uygulamalarına yer verilmiştir. Stratigrafiyi klasik fauna yaklaşımının dışında kullanmak isteyenlere tavsiye edilir. Fakat, bunun bir biyostratigrafi kitabı olmadığı da bilinmelidir.

BİLİMSEL ETKİNLİKLER

LEVHA TEKTONİĞİNİN 25. GÜMÜŞ YILDÖNÜMÜNÜ KUTLAMA SEMPOZYUMU

A.M.C. Şengör
İ.T.Ü. Maden Fakültesi, Jeoloji Bölümü,
Teşvikiye, 80394 İstanbul

Texas A&M Üniversitesi, Jeodinamik Araştırma Enstitüsü'nün son dokuz yıldır her ilkbaharda düzenlemeyi adet haline getirdiği "Jeodinamik Sempozyumlarının" dokuzuncusu 22-24 Nisan 1987 tarihleri arasında gene Texas A&M Üniversitesi'nin College Station'daki kampüsünde yapıldı. Bu seferki sempozyumun düzenleyicileri, Jeodinamik Araştırma Enstitüsü'nün direktörü Prof. Dr. Thomas W. C. Hilde ile Dr. Richard Carlson, Harry H. Hess'in 1962 yılında yayınlanan "History of Ocean Basins" adlı makalesini Levha Tektoniğinin "başlangıcı" kabul ederek 1987 yılının, teorinin ortaya çıkışının 25. yılı olduğuna ve bilimsel bir toplantı ile kutlanması gerektiğine karar vermiş ve bu yılki temayı da bu nedenle "Levha Tektoniğinin 25. Yılı" olarak seçmişlerdi. Hilde ve Carlson toplantıya 1950'li yılların sonu ile 1969 arasında Levha Tektoniğinin ortaya çıkmasında ve yaygın olarak kabul edilmesinde katkısı olan tüm bilim adamlarından hayatta olanları çağırarak âdeta tarihi baştan yaşatmağa karar vermişlerdi. Toplantıya aşağıdaki katılanlar listesinden de görüleceği gibi, Levha Tektoniğinin yaratıcılarından pek çoğu ve "ikinci nesil" levha tektonikçileri denebilecek pek çok yerbilimci ile "üçüncü nesil" oluşturacak olan öğrenci câmiyasından 163'ü katıldı. Katılanlar arasında petrol şirketlerinden gelenlerin kalabalık bir grup oluşturması, yeni teorinin hidrokarbür aramacılığına da ne denli tesir ettiğinin sessiz fakat güçlü bir ifadesini oluştuyordu. Toplantının gümüş renkli kapaklı tebliğ özetleri kitabına bir göz atıldığında tebliğ konularının bilimsel hatıralardan, "eski" konuların bugünkü durumlarının gözden geçirildiği derleme konuşmalardan, yep-

yeni araştırma konularına kadar değişen geniş bir tayfı içerdikleri görülmektedir.

Levha Tektoniğinin 25. Gümüş Yıldönümü Kutlama Sempozyumu 22 Nisan 1987 Çarşamba günü Texas A&M Üniversitesi rektörü Prof. Dr. Frank E. Vandiver'in "hoşgeldiniz" konuşması ile açıldı. Kısa süren açılış töreninde Yerbilimleri Koleji dekanı Prof. Dr. Mel Friedman, Texas A&M Üniversitesi'nde global yerbilimleri araştırmaları konulu bir konuşma yaptı. Bunu takiben Uluslararası Litosfer Komisyonu başkanı Prof. Dr. Karl Fuchs yerbilimlerinde uluslararası inisiyatifleri anlattı.

Levha Tektoniğinin 25. Gümüş Yıldönümü Kutlama Sempozyumunda 7 oturum yapıldı. Bunların ilk günkü ikisinin konuları sıra ile "Perspektifler ve Geriye Bakış" ile "Permiyen öncesinden Bu Yana Manyetik ve Levha Hareketleri" idi. Perspektifler ve geriye bakış, adının da belirttiği gibi, daha çok Dietz ve Heirtz'ler'in sundukları bilimsel hatıralar ve anmalarla geçti. Paleomanyetikçi R. Doell toplantıdan kısa bir süre önce vefat eden Allan Cox anısına müzikli bir diyapozitif gösterisi sundu. İkinci oturumdaki konuşmacılardan bir tek Morley'nin konuşması bilimsel hatıralara ayrılmıştı. Bu oturumda ayrıca Alan Smith Permiyen'den Jura'ya kadar Pangea'nın evrimini, Miyashiro da levha tektoniği çerçevesinde bölgesel metamorfizmayı anlattı. Bu oturumda Richard Gordon ve arkadaşları tarafından sunulan bir yeni yorum da "Arabistan Levhası" ile "Hint Levhası" arasında eskiden Owen Kırık Hattından geçtiği sanılan bir levha sınırının var olmadığı, buna karşılık 90E Sırtının bir levha sınırı olduğu görüşü idi.

Toplantının ikinci gününün ilk oturumunun konusu "Levha Tektoniğinin Dinamiği" idi. Burada şöhretli sismolog Jack E. Oliver sismolojinin levha tektoniğinin ortaya çıkışına yaptığı katkıları anlattı. Oliver, yansıma sismolojisinin de bugünlerde kıta kabuğunun yapısının anla-

gılmasına benzer katkılar yapma potansiyelinde olduğunu öne sürerek, bir yerde başında bulunduğ u COCORP programının da etkili bir reklamını yaptı. Aynı oturumdaki konuşmacılardan Vine, okyanusal kabuğun özelliklerini, Bowin de yerkürenin çekim alanı ile levha tektoniğinin ilişkilerini anlattılar.

İkinci günün diğer oturumları gezegenler dinamiğ i ile Tetis tektoniğ ine ayrılmışlardı. Birinci oturumda Jason Morgan çeşitli uydu gözlem sistemlerinin birkaç santimetre mertebesindeki hareketleri de tesbit edebilecek hassasiyete ulaştıklarını anlatarak, bu yeni teknikleri "levha iç i" tektoniğ in incelenmesinde kullanma olanağ ının doğduğ unu açıkladı. Tetis tektoniğ i oturumunda —konuşmacılardan biri gelemediğ i için— yalnızca iki tebliğ vardı. Levha tektoniğ inin Avrupalı mimarlarından Pror. Dr. Xavier Le Pichon Kızıldeniz - Levant bölgesinin tektonik evrimini, A.M.C. Şengör de Tetis bölgesinden alınmış örneklerle levha tektoniğ inin orojenik araştırmalara yaptığ ı katkıyı anlattılar.

Son günün iki oturumu sırayla "Dalma-Batma ve Çarpışma" ve "Kıt'asal Tektonik konularına ayrılmıştı. İlk oturumdaki konuşmacılardan Bryan Isacks Orta And dağlarının Miyosen'den bugüne kadarki evrimlerini anlatarak "çarpışmasız orojenez" olayının nasıl geliştiğ ini

açıkladı. Toplantının son oturumunda Levha Tektonoğ ini ilk defa tam anlamıyla ortaya konulardan J. Tuzo Wilson ile Dan McKenzie konuştular. McKenzie tebliğ inde kıt'asal tektoniğ in Levha Tektoniğ inin zarif kurallarını alt-üst eden özelliklerinden bahsetti ve ayrıca son yıllarda yaptığ ı magma sirkülasyonu ile ilgili çalışmalarını özetledi. Levha Tektoniğ inin yaygın olarak kabul edilmesinde yaygın rol oynamış olan manyetik gözlemlerle büyük ün kazanmış olan Walter C. Pitman III de bu oturumda östatik deniz seviyesi değ işmelerinin kıt'a kenarlarındaki stratigrafik tesirlerini açıkladı.

Levha Tektoniğ inin 25. Gümüş Yıldönümü Kutlama Sempozyumu son derece iyi organize edilmiş bir toplantıydı. Sempozyum süresince, katılanlar ayrıca bir poster sergisinde sergilenen bilimsel katkıları da tartışma imkânı bulabildiler. Bu arada bilim tarihçisi Henry Frankel levha tektoniğ ini yaratanların bazılarıyla videoya çekilen röportajlar da yaparak toplantının bilim tarihi açısından da ölümsüzleşmesini sağladı. Akşamları ise bir kokteyl parti ile bir ziyafet arasında paylaşıldı.

Bu son derece enteresan ve öğretici toplantıda sunulan tebliğler Elsevier şirketi tarafından yakında bir kitap hâlinde yayımlanacak.

LEVHA TEKTONİĞİNİN 25. GÜMÜŞ YILDÖNÜMÜ KUTLAMA SEMPOZYUMU'NA KATILANLAR LİSTESİ :

Texas A&M Üniversitesi dışından gelenler

Tanya M. Atwater
Olive W. Baganz
Tony A. J. Barber
Hugh W. Bergh
James B. Blankenship
Carl Bowin
Larry D. Brown
Jeffrey R. Bruce
Dwain K. Butler
Godfrey P. Butler
Jacques P. Charvet
G. Brent Dalrymple
David J. Delgado
Robert S. Dietz
Richard D. Doell
A. E. Engel

University of California, Santa Barbara
Conoco Inc., Houston, Texas
Royal Holloway & Bedford New College, Surrey, İng.
Nitswatersrand Üniversitesi, Güney Afrika
Phillips Petroleum Co., Denver, Colorado
Woods Hole Oceanographic Institution, Woods Hole
Cornell Üniversitesi, Ithaca, New York
Özel
A.B.D. Kara Kuvvetleri
Conoco, Houston, Texas
Orleans Üniversitesi, Orleans, Fransa
A.B.D. Geological Survey
Phillips Petroleum Co., Denver Colorado
Arizona State University
Özel
Özel

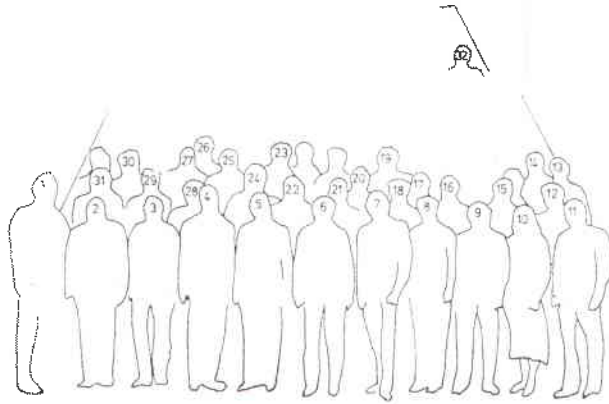
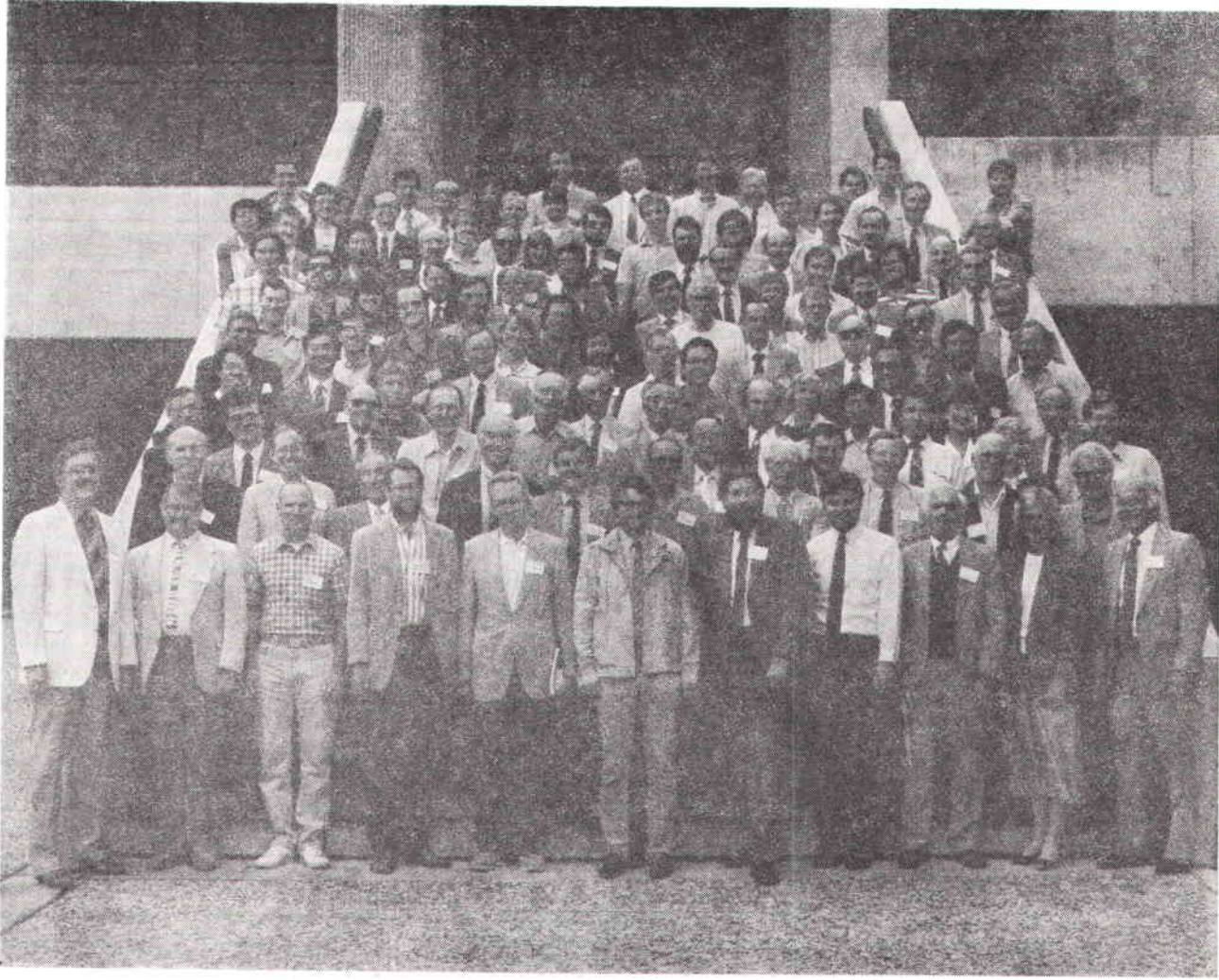
- Derek J. D. Fairhead
 Donald J. Foley
 Henry Frankel
 Claude M. Froidevaux
 Karl Fuchs
 William K. Gealey
 Robert N. Ginsburg
 Arthur R. Green
 William Glen
 Richard G. Gordon
 Jon L. Grannis
 R. Kent Grubbs
 Stuart A. Hall
 Pembroke J. Hart
 James W. Head
 James R. Heirtzler
 Peggy Hellweg
 R. N. Hey
 Eichi Honza
 Debbie L. Hopkins
 David G. Howell
 Charles S. Hutchison
 Ted E. Irving
 Bryan L. Isacks
 Larry Jensen
 Kazuo Kobayashi
 Larry Lawver
 Xavier Le Pichon
 Ian D. MacGregor
 Jannis Makris
 Olav Malvik
 Ron Marr
 John C. Maxwell
 J. L. McCarty
 Rob McCaffrey
 Dan P. McKenzie
 Jason Morgan
 Lawrence W. Morley
 Akiho Miyashiro
 Eugene Moores
 Kazuaki Nakumura
 James Ni
 Dorothy Z. Oehler
 Jack E. Oliver
 Neil D. Opdyke
 W. Richard Peltier
 Walter C. Pitman, III
 Horst Rademacher
 Randall M. Richardson
- Leeds Üniversitesi, İngiltere
 Özel
 Missouri Üniversitesi, Kansas City, Missouri
 Paris Üniversitesi XI, Fransa
 Karlsruhe Üniversitesi, Batı Almanya
 Özel
 Miami Üniversitesi, Miami Beach, Florida
 Exxon, Houston, Texas
 A.B.D. Geological Survey
 Northwestern Üniversitesi, Evanston, Illinois
 Özel
 Özel
 Houston Üniversitesi, Houston, Texas
 A.B.D. Bilimler Akademisi, Washington, D.C.
 Brown Üniversitesi, Providence, Rhode Island
 NASA, Greenbelt, Maryland
 Özel
 Hawaii Üniversitesi, Honolulu, Hawaii
 Japonya Geological Survey
 Conoco, Houston, Texas
 A.B.D. Geological Survey
 Malaya Üniversitesi, Kuala Lumpur, Malezya
 Pacific Geoscience Centre, Kanada
 Cornell Üniversitesi, Ithaca, New York
 Conoco, Houston, Texas
 Tokyo Üniversitesi
 Texas Üniversitesi, Austin, Texas
 École Normale Supérieure, Paris
 A.B.D. Milli Bilim Vakfı
 Hamburg Üniversitesi, Batı Almanya
 Phillips Petroleum Co., Bartlesville, Oklahoma
 Conoco, Houston, Texas
 Texas Üniversitesi, Austin, Texas
 Phillips Petroleum Co., Denver, Colorado
 Massachusetts Institute of Technology
 Cambridge Üniversitesi
 Princeton Üniversitesi, New Jersey
 York Üniversitesi, Ontario, Kanada
 New York Eyalet Üniversitesi, Albany, New York
 Sun Exploration and Production Co., Richardson, TX
 Tokyo Üniversitesi
 New Mexico Eyalet Üniversitesi
 Özel
 Cornell Üniversitesi, Ithaca, New York
 Florida Üniversitesi
 Toronto Üniversitesi
 Columbia Üniversitesi, New York
 Özel
 Arizona Üniversitesi, New York

Ralph D. Rogers	Oklahoma Üniversitesi, Norman, Oklahoma
David B. Rowley	Chicago Üniversitesi
Christiane T. Sabouraud	Cite des Sciences et de l'Industrie la Villette
Selwyn Sacks	Carnegie Institution of Washington
David W. Scholl	A.B.D. Geological Survey
John G. Sclater	Texas Üniversitesi, Austin, Texas
Christopher R. Scotese	Texas Üniversitesi, Austin, Texas
A. M. C. Şengör	İ.T.Ü. Maden Fakültesi, İstanbul, Türkiye
Yang-shen Shi	Nanjing Üniversitesi, Nanjing, Çin
Alan Smith	Cambridge Üniversitesi
Doug Smith	Texas Üniversitesi, Austin, Texas
Stewart W. Smith	IRIS, Arlington, Virginia
Paul Sovellus	Evans & Southerland, Houston, Texas
Shiri D. Srivastava	Bedford Institute of Oceanography
Larry A. Standlee	Conoco, Ponca City, Oklahoma
John Swann	Conoco, Houston, Texas
Hershel G. Truelove	Pres. - John E. Chance & Associates
Seiya Uyeda	University of Tokyo
Victor Vacquier	Scripps Institute of Oceanography, La Jolla
Richard G. Vos	Phillips Petroleum Co., Bartlesville, Oklahoma
Frederick J. Vine	University of East Anglia
Harold Williams	Memorial University of Newfoundland
John Tuzo Wilson	Ö z e l
Richard S. Wing	Conoco, Houston, Texas
Sing K. Wong	Ö z e l

Texas A&M Üniversitesi'nden katılanlar

Aubrey L. Anderson	Dale Morgan
Duwayne Anderson	William W. Sager
Christian Auroux	Dave Schink
Robert R. Berg	Joel S. Watkins
William R. Bryant	David V. Wiltschko
Richard Carlson (organizatör)	
Neville Carter	
Davis A. Fahlgust	
Mel Friedman	
Anthony G. Gangi	
Andrew Hajash	
Thomas W. C. Hilde (organizatör)	
Earl R. Honkins	
Brann Johnson	
Robert J. McCabe	

(Not : Ayrıca gerek ev sahibi Texas A&M Üniversitesi'nden, gerekse de diğer üniversitelerden 163 kadar da öğrenci toplantıya katılmışlardır)



Levha Tektoniğinin 25. Gümüş Yıldönümü Kutlama Sempozyumu'na katılanlar bir arada, Ön iki sırada konuşmacılar yer almaktadır, Konuşmacılar ve organizatörler soldan başlamak üzere duruş sırasıyla şunlardır: 1 — Richard Carlson, 2 — Neil D. Opdyke, 3 — G. Brent Darymple, 4 — Dandall M. Richardson, 5 — James R. Heirtzler, 6 — Dan P. McKenzie, 7 — Christopher R. Scotese, 8 — Richard G. Gordon, 9 — Selwyn Sacks, 10 — Mary Lou Zoback, 11 — Thomas W. C. Hilde, 12 — Robert S. Dietz, 13 — Vince Crenin, 14 — Alan G. Smith, 15 — Jack E. Oliver, 16 — Xavier Le Pichon, 17 — W. Richard Peltier, 18 — Victor Vacquier, 19 — Karl Fuchs, 20 — Seiya Uyeda, 21 — Richard D. Doell, 22 — Lawrence W. Morley, 23 — A. E. Engel, 24 — J. Tuzo Wilson, 25 — Fred J. Vine, 26 — David W. Scholl, 27 — John C. Maxwell, 28 — Akiho Miyashiro, 29 — Jason Morgan, 30 — A.M.C. Şengör, 31 — Walter C. Pitman III, 32 — Bryon Isacks.

(Not : Beyaz basılı isimler, levha tektoniğinin ortaya çıkmasında birinci derecede emeği geçen bilim adamlarıdır).

TPJD BÜLTENİ YAZIM KURALLARI

1. TPJD Bülteni'nde yer alacak makaleler aşağıdaki niteliklerden en az birini taşımaktadır :

- (a) Yerbilimlerine, özellikle de petrol, doğal gaz ve jeotermal enerji konularından birine, yeni bir katkısı bulunan araştırma,
- (b) Yerbilimleri alanında bilimsel yöntemlerle yapılmış özgün sonuçları olan bir çalışma,
- (c) Yerbilimlerinin özellikle petrol, doğal gaz ve jeotermal enerji konularında daha önce yapılmış çalışmaları eleştireci bir yaklaşımla ele alan ve o konuda yeni bir görüş ortaya koyan bir eleştirili derleme (critical review).

2. TPJD Bülteni yılda 1 (bir) kez Ocak ayında yayımlanır.

3. TPJD Bülteni'nin yayım dili Türkçe ve İngilizce'dir.

4. TPJD Bülteni'nde yayımlanacak makalelerin Türkçe olarak daha önce herhangi bir yerde yayımlanmamış olması şarttır. Daha önce yabancı dilde yayımlanmış olan makaleler petrol, doğal gaz ve jeotermal enerjinin konularının aramacılığını doğrudan doğruya ilgilendiriyorsa Türkçe olarak TPJD Bülteni'nde yayımlanabilirler.

5. Yazar(lar) makalenin daha önce herhangi bir yerde yayımlanmadığını yazılı olarak bildirmek zorundadır.

6. Yayımlanacak makalelerin tüm hakları TPJD'ye ait olup makaleler geri gönderilemez. Yayıma kabul edilmeyen makaleler yazar(lar)a geri gönderilir.

7. Makaleler 1 (bir) asıl 1 (bir) yedek olarak düzenlenip gönderilmelidir.

8. Türkçe gönderilecek makalelerin Başlık, yazar(lar)ın çalıştığı kurum(lar) ve Öz bölümlerinin İngilizce'leri mutlaka verilmelidir. Ayrıca makalelerde kullanılacak şekil,

levha ve tabloların açıklamaları Türkçe ve İngilizce olarak iki dilde de verilmelidir.

9. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makalelerin tam metni aşağıdaki başlık sırasını izlemelidir :

TÜRKÇE BAŞLIK

Yazar(lar) ve kuruluş(lar)ı

İNGİLİZCE BAŞLIK

Yazar(lar) ve kuruluş(lar)ı İngilizce olarak

ÖZ

ABSTRACT

GİRİŞ

ANA METİN (Bu başlık kullanılmaksızın ana metne geçilmelidir).

TARTIŞMA

SONUÇ

KISALTMALAR

TEŞEKKÜR

KAYNAKÇA

EKLER

10. "Şekil" ve "Tablo"lar metin içine konulabilir. Ancak "levha"lar mutlaka metnin sonundaki Ekler bölümüne konulmalıdır.

"ŞEKİL"

Her türlü harita

Her türlü kesit

Korelasyon çizimleri

Arazi fotoğrafları

"TABLO"

Grafikler

Denklemler

Matematiksel

eşitlikler

Çizelgeler

"LEVHA"

Her türlü fotomikrograf

11. TPJD Bülteni'ne gönderilecek makaleler "Şekil", "Tablo" ve "levha"lar dahil 20 SAYFA ile sınırlandırılmıştır.

12. Makaleler 29.7 x 21 cm. lik A4 boyutlarında kağıtların bir yüzüne çift aralıklı olarak daktilo edilmiş olmalıdır. Kağıtların çevresinde 2,5 cm. boşluk bırakılmalıdır. "Şekil", "Tablo" ve "Levha"lar da A4 boyutlarında olmalıdır. **A4 BOYUTLARINI GEÇEN HİÇ BİR SAYFA KABUL EDİLMEZ.**

13. Sayfa numaraları kağıtların sağ alt köşelerine kurşun kalemle yazılmalıdır.
14. Çizimler siyah-beyaz basılacak şekilde düzenlenmelidir. Tüm çizimlerde çizgisel ölçek kullanılmalıdır.
15. TPJD Bülteni'nde yayımlanmak üzere gönderilecek makaleler Yayın Kurulu'na incelenir. Makaleler Yayın Kurulu'nun kabulü ve TPJD Yönetim Kurulu onayı ile yayımlanır.
16. Makale sahib(ler)i ile Yayın Kurulu arasında makalenin yayımı ile ilgili olarak oluşacak herhangi bir problemde TPJD Yönetim Kurulu ve Yayın Kurulunun çoğunluğunun vereceği ortak karar kesin ve nihaidir.
17. Makale göndermek için TPJD üyesi olmak zorunluluğu yoktur.

INSTRUCTIONS TO TAPG BULLETIN AUTHORS

1. Papers submitted for the "TAPG BULLETIN" should have at least one of the following characteristics :
 - a) Original study on one of the disciplines of earthscience, especially on oil, gas and geothermal energy explorations,
 - b) Study which has original results obtained by using the scientific methods in earthscience.
 - c) Critical reviews of previously published papers on especially oil, gas, and geothermal energy.
2. "TAPG BULLETIN" will publish in January once a year.
3. Languages of the "TAPG BULLETIN" are Turkish and English.
4. Author(s) must submit a statement indicating paper has not been previously published in any bulletin journal, etc.
5. All rights of papers reserved for the Turkish Association of Petroleum Geologists. If a paper has not been accepted by the Editorial Board it should be sent back to the author(s).

6. Submit two (2) copies of manuscript (one must be the original).

7. Papers are arranged accordingly :

TITLE

AUTHOR(s) and ADDRESS(es)

ABSTRACT

INTRODUCTION

TEXT (with Headings, subheadings, *Italic Headings*)

DISCUSSION(s)

RESULT(s)

ABBREVIATIONS

ACKNOWLEDGMENTS

APPENDIX(es)

REFERENCES

8. "Figures" and "Tables" may place into text but "Plates" must place in the Appendix (es).

FIGURE

All maps

All sections

Correlations

Field photos

TABLE

Graphics

Mathematical

Equations

Plots

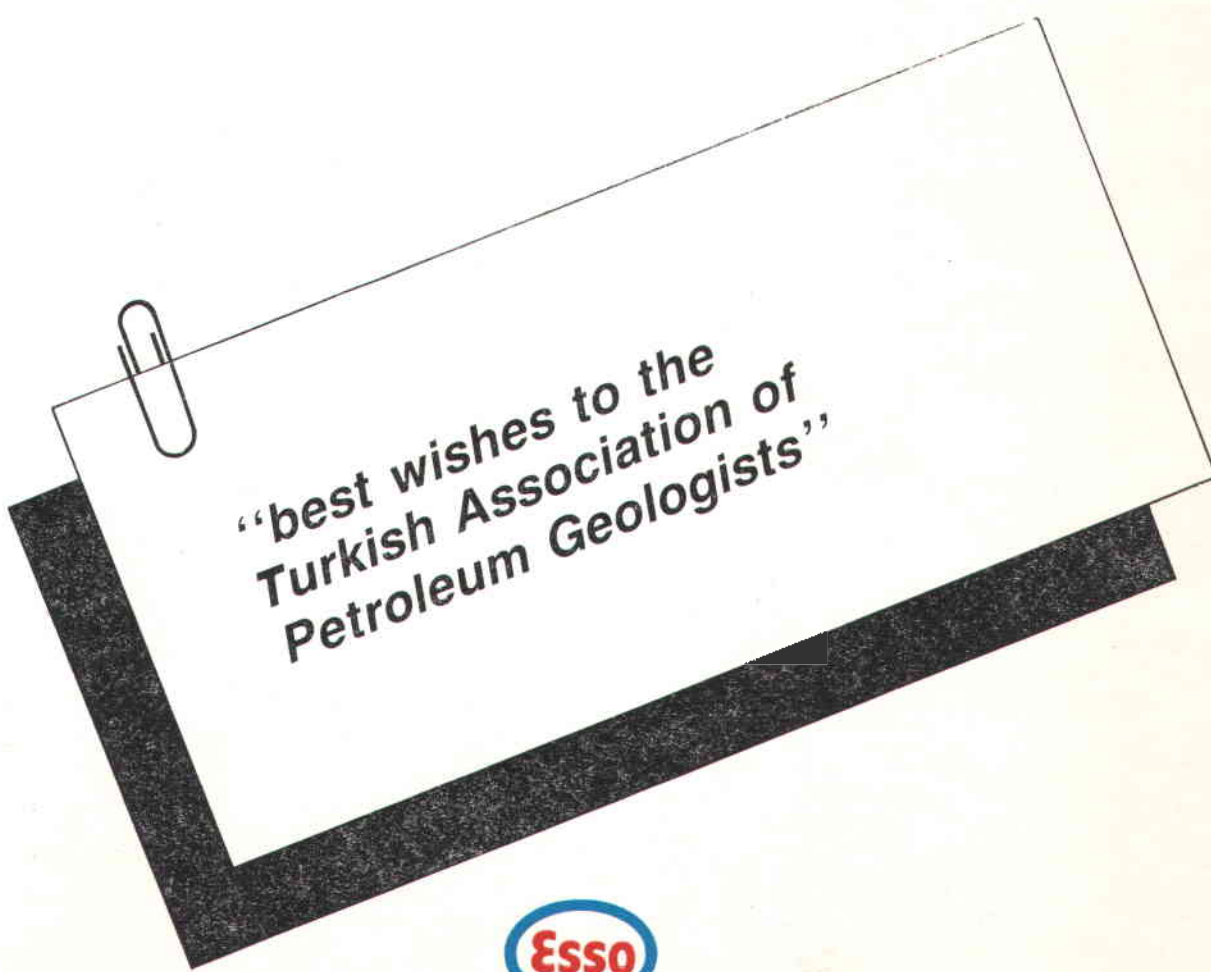
PLATES

All photomicrographs

9. Papers submitted for the "TAPG BULLETIN" must not exceed 20 pages including figures, tables, and plates.
10. Abstracts should be a summary of the paper and should not exceed 300 words. Major papers and geologic notes have abstracts, but Discussion and Replies do not.
11. Manuscript must type on one side on white paper 29.7 x 21 cm., consistently double spaced (including references and figure captions), with only one space after periods.
12. In the References section, spell out all names of journals, serials, societies, etc. Do not abbreviate.
13. Illustrations should be black and white line drawings or good quality photographs. Submit figures in final size to fit one or two-column "TAPG BULLETIN" width, or broadside.



*actively searching for hydrocarbons
in Siirt & Hatay petroleum districts*

A graphic of a white rectangular document tilted at an angle, held by a silver paperclip at the top left corner. The document is placed on a dark, textured surface.

**“best wishes to the
Turkish Association of
Petroleum Geologists”**



ESSO EXPLORATION TURKEY S.A.
Cinnah Caddesi 102/6 ANKARA
Tel : 138 21 45 to 49