

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ



tmmob jeoloji mühendisleri odası yayın organı

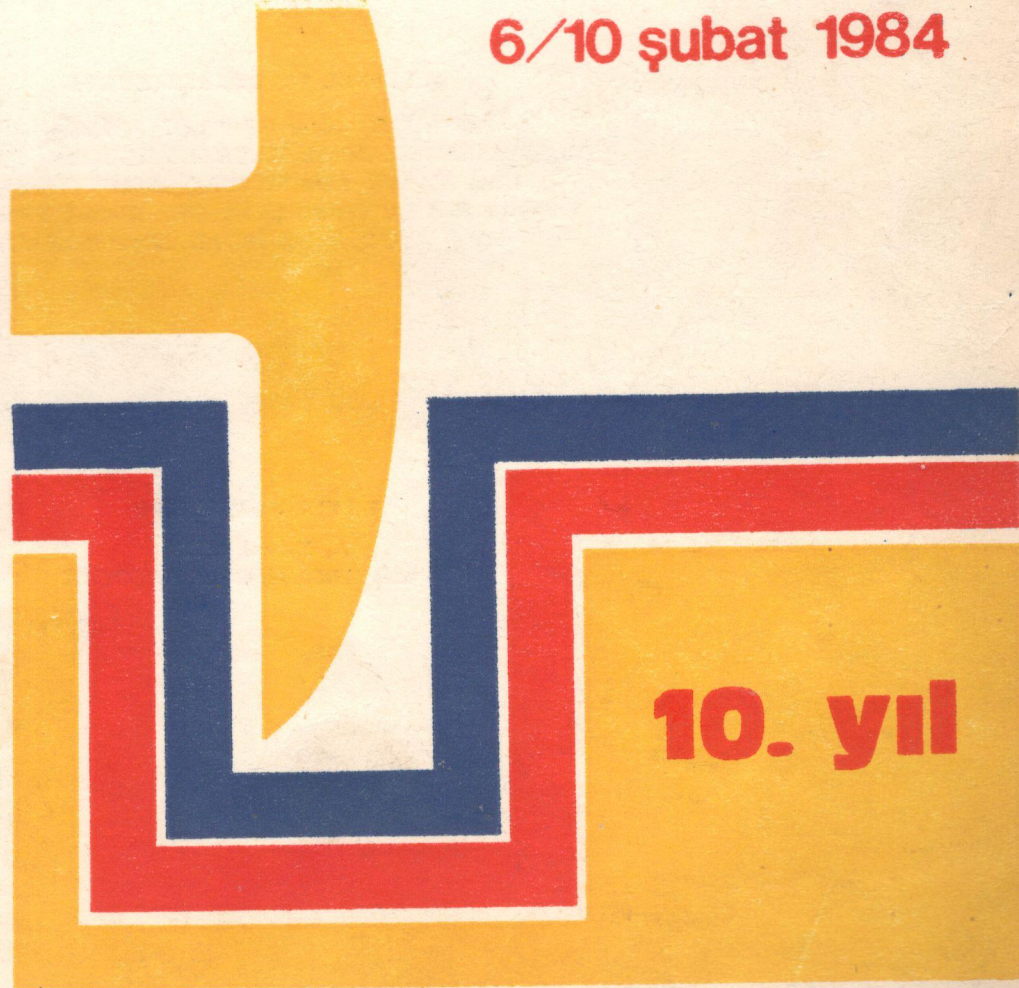
18

EYLÜL 1983

türkiye

jeoloji kurultayı

6/10 şubat 1984



10. yıl

TMMOB JEOLOJİ MÜHENDİSLERİ ODASI

YÖNETİM KURULU

İsmail KULAKSIZOĞLU, Yunus ÜYE, Cumhur BAT
Halil TÜRKMEN, Tahir ÇEBİ
Ahmet ANGİLİ, Rifka BİLGİN

BİLİMSEL VE TEKNİK KURUL

Mehmet AYAN, Güner GÖYMEN, A. Kemal AKIN
Ergülzer BİNGÖL, Selçuk BAYRAKTAR, Necatî TURHAN
Unal ARTAN, Aziz ERTUNÇ, Rifat YOLDAŞ.
Aydın BALTA, Erman ŞAMİLGİL, Hikmet TÜMER
Nihal ATUK, Aykut İŞÇAN, Neşat KONAK

YAYIN KOMİSYONU

A. Kemal AKIN
Bayazıt ERDEM, Cihat BAŞOCAK

sahibi ve yayım sorumluma

fomaii Kıtıfaksısoflu

yayın komisyonu başkanı

A. Kemal Alan

yayın yazmanı

Tekin Ankal

teknik yönetmen

A. Kemal Akin

yönetim yeri

Konur Sokak No: 4/â

Kızılay, Ankara

Telefon : IS 87 65

yızişma mβ&ml

PJC. 00? , Kmü&y, Anterit

Jeoloji Mühendisliği, TMMOB
Jeoloji Mühendisleri Odası ya*
yındı*. Yilda HQMZf&ymlmiv*
Dergi Udâ mı aiaa& mm vs y&*
yım koftıllarına ^yan her ya^ı-
ya açiktır» Yayımılama» yazılar,
daki fikir ve teknik ıortımlülük
yakarlarına ait olup, Jeoloji
Mühendisleri Odasını ve Der-
giyi baflamaı,

abone kutuları

Dergi fiyatı 000

öfrancilere 50\$

Yıllık abone 900

Üyelere Ücretsiz daf itilir.

İlan tarifesi (TL.)

Tek sayı Üç sayı

Ön kapak 100.000 100.000

öa IQ kapak 50.000 120.000

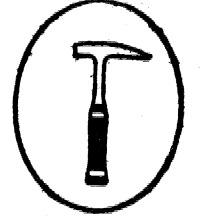
Arka iç kapak 40.000 96.000

Arka dış kapak 20.000 110.000

h sayfa tam 30.000 72.000

tfesilü bürolar Jeoloji Mühe»,
d'âltri Odası'nin yayıa organla,
ıxmt verecekleri ilan toetlerl-
nm %5*indett muaf olurlar. *

JEOLOJİ MÜHENDİSLİĞİ



tmmob jeolop mUhendteteri odası yayın organı

BAYI 18

EYLÜL 1983

Okurlarımıza

1

Ponttd*lerdoW vıalkaüzma
Votoanism of the Pontide Belt
Tuncay ERCAN
Abdullah GEDİK

3

Gelibolu İbnınadasında İlci f^kılı ya#ta fiU, fasiyesindeki kil
mineralleri ve gömülme tlerinMfine ait bazı ipuçları
Clay minerals in two flysch faciès of different ages in Gelibolu
Peninsula and some clues for burial depth
Mehmet ÖNAL
Hüseyin YILMAZ

23

Bulü bör minerallerinin kristal kimyanı ve sistematik
sınıflandırması

O.L. OHMST

Çeviren : Cahit HELVACI

31

tmmbob jeoloji mühendisleri odası yönetim kurulu başkan ismail Kulaksı&ogiu 2, başkan Ytmua Üye y^a^Man Cumhuri Bat sa\ nüm Halil Türkmen üye Tahir Cebi üy© Ahmet Angılı Üye Bsitor Bilgin	Serçeme (Erzurum) Deresi ve dotoymıaı stratigrafisi Stratigraphy of Serçeme creek (Erzurum) and surrounding area Ali BÎLİGİN	35
	Lopatin yüufefmtuin açüdaması ve petoM a^ain^awiia uygulanması Explanation of Lopatin's method and its application to petroleum exploration Selahattin PELİtN	45
tmmbob jeoloji roüfeemlisleri odası (JMO).. ' .	KoElu . ZongiiMak taşkömürü belgesinde üş boyutlu sttfeksWMer üzerinde yapay doğru akım elektrik özdirene çalitmaları Direct current resistivity sounding studies over the three dimensional discontntnities in the coal mining district of Kozlu - Zonguldak in Turkey Fethi ERGÜDER Ahmet ERCAN	51
6235 (T303) sayılı Türk Mü- hendis ve Mimar Odaları Bir* lifi (TKMOB) Yasasına göre İS Mayıs 1974 yılında kurulan TMMOB Jeoloji Mühendisleri Odası, mühendislik unvanına sahip ve jeoloji mesleği ile il- gili bütün uygulamaları yap- maya yasal olarak yetkili bu- lunan tura jeoloji mühendisle- rinin anayasal tek meslek ör- gütü olup T.G. Anayasam**« JLS5, maddesinde belirtüdifü ü- z&TQ kamu kurumu niteli rinde feir mbslek kuruluşudur. Oda, yeraltı ve yerüstü dof al teynaklanmızın ültöemiz ya- rarları doğrultusunda değerlen« dirümesine katkıda bulunmak, Madem Jeolojisi, Petrol Jeolo- jisi, Yeraltıstılan Jeolojiği» De- nm Jeolojisi» İnşaat Jeolojisi, Çevr* Jeolojisi, Kentleşme, Soaaajcük; Temel Jeoloji Hiz- metleri %e çeşitli mühendislik vtfgulamalarında mesleğin et- kinle tiriimeâine vè üyelerin y#tki ve aorumluluklanıııı saptanması ve geliştirilmesi yö* nünde çahgmaiar yapmak, jeolo- ji mühendisliği eğitiminin m- li »63tae katkıda bulunmak, ilk dört yıllık temel jeoloji mü- ta&dîglıti efittoinde İbirliktelt fin saflanması görevini üst* lfııu&ek, mesleğin gelişmesi ve tamtümam ile ilgili teknik kongre* mminar, stapozyum, konferans, sergtler düeeente- mek, üyelerinin birbirleri U« ve halk ile olan ilikileiın4e dürüstlüf ü ve güveni hakim kalmak üzere meslek diaiploîi ve ahlâkım korumak amacıyla ^alıimalar yapmaktadır	Haberler 78	
	Ayyıldız Matbaası A.Ş., Ankara . 1984	

Okurlarımıza

TMMOB yasası olarak bilinen 6235 (7303) sayılı kanunun ham maddelerini değiştiren, kanun hükmündeki kararnameler (5*8*1983/66 KHK - 16.10.1983185 KHK) yürürlüğe girdi,

TMMOB ve bağlı Odaları ilgilendiren söz konusu değişikliklere Mskın ömt açıklamalar aşağıda wyélerkmñn bilgi ve d&kkaMerine sunulmuştur.

Madde k : €€ Birlik umumi heyeti; iki yılda bir (eskisi her yıl idi) Oda-term, meslekte en az 10 yıl kıdemli olan üyeleri arasından toplam üye sayısının %5 si oranında (eskisi %5) ve 3 Msîdm m (eskisi 10 Mşi), 100 kişiden çok olmamak ñmere seçecekleri delegelerden oluşur. Birlik umumi heyeti, üye tam sayısının çoğunluğu ile toplanır ve kararların çoğunlukla alır. Birinci toplantıda çoğunluğun sağlanamaması halinde; ikinci toplantı için çoğunluk aranmaz. Birlik umumi heyetinin seçimle ilgili toplantılarını üyelerin Jmtılmalan ve oy Tmlanmaları zorunlu olup, geçerli mmereti olmaksımn katılmayanlar ile oy kullanmayanlar Yüksek Haysiyet Divanınca cezalandırılır,

Madde 28 : Odadan İhraç edilenler süresiz olarak, sanat icrasından geçici olarak men edilenim' (ODAYA ÜYE OLMAYANLAR) ise men süresi içinde, hiçbir şekil ve biçimde mesleki faaliyette bulunamazlar, Bunlar, TMMOB tarafından derimi, ilgili yerlere ve kuruluşlara duyurulurlar.

Madde 21 : Şube ve Oda umumi heyetleri üye tam sayısının çoğunluğu ile toplanır ve kararlarını çoğunlukla alır, Birinci toplantıda çoğunluğun sağlanamaması halinde, ikinci toplantı için çoğunluk aranmaz. Umumi heyetlerin seçimle ilgili toplantılarına üyelerin katılmaları ve oy kullanmaları zorunlu olup geçerli bir mazereği olmaksızın katılmayanlar ile oy kullanmayanlar Oda Haysiyet Divanınca cezalandırılırlar.

Madde S3 ; Kamu Kurumu ve Kuruluşları ile İktisadi Devlet Teşekkülleri ve Kamu İktisadi Kuruluşlarda asli ve sürekli olarak çalışan mühendislik ve mimarlık meslekleri mensuplarının meslek ve ihismlarıyla ilgili Odaya girmeleri isteklerine bağlıdır. Ancak bunlar, görevlerinin gereği olan işleri yaparken, mesleki bakımından, Odaya kayıtlı meslektaşlarının yetkileriyle haklarına sahip ve ONLARIN ÖDEVLERİ ile yükümlüdürler. Bu konuda Türk Silâhlı Kuvvetler mensupları tte ügUi hükümler saklıdır.

*Madde Al : Bu kanun MMlerini Bakanlar Kurulu yürütür**

Geçici Madde : Seçim dönemleri ve görev sürelerinin sona ermiş olup olmadığına bakılmaksızın TMMOB organları ile delegeleri ve Oda organlarının seçimleri 1 Aralık 1983 tarihinden itibaren 4 m içinde tamamlanır,

Genç mesleğimizin içinde bulunduğu sorunların tek iek_β birbirinden kopuk_β bağımsız girişimlerle çözülemeyeceği bilinci içinde^ tüm meslektaşlarımızın^ Odamıza ve mesleğimize her zamankinden daha kararlı biçimde sahip çıkacaklarına inanıyoruz.

Saygılarımla
JEOLJİ MÜHENDİSLİĞİ

Pontid'lerdeki Volkanizma

Volcanism of the Pontide Belt

TUNCAY ERCAN
ABDULLAH GEDİK

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara.
Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü, Ankara

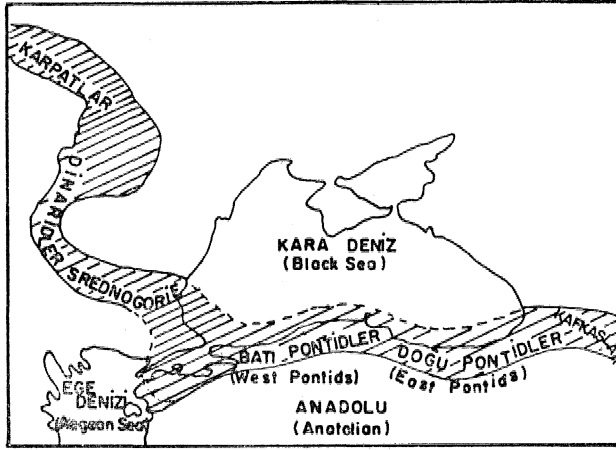
ÖZ Karadeniz kıyıdaflan, Marmara Bölgesi ve Kuzevbatı Anadolu'yu kapsıyan Pontid tektonik birliifti* de Karbonifer'den günümüze defın çeş.tll evrelerde volkanizma etkin olmuştur. Yaşlan göz Öüne alınarak, yaklapk 9 ana gurupta toplanan volkanik kayagların oluşum koşulları ve kökenleri incelendiğinde, Anadolu'nun en eski tektonik birliift olan Pontid'lerin jeolojik evrimme üiik:n geşitli veriler elde edilmektedir. Alpin dağ oluşumu sisteminin bir parçası olan Pontid'lerin batıda Balkan yanmadasında ve daha dojruda Küçük Kafkasya'da yayılını araştırıldıf ı zaman, o bölfelerde'de Pontidlerde etkin olan volkanizmanın yaypn olduf u görülmüştür. Makalece Pontidlerdeki; Permo-Karbonifer, Triyas, Liyae, Dogger, Malm-Alt Kretaâê, Üst Kretaee, Paleosen-Eosen, Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanik kayaçların dağ ılımlı ve oluşum koşulları toplu halde sunulmuş ve bunların birbirlerinden farklı köken ve gelişme gösterdikleri aonucima varılmışto.

AIJ8TKACT i In the rontitio belt which e «moisis of the Black sea coastal ranges, Marmara region and Northwestern Anatolia volcanic aottvitfes have token place starting from Carboniferous to Recent* Volcâaic rocks cropping out In thte belt are subdivided into nine main groups according to their age. Investigation on the origins and the mode of oççurenc©» of, these groups have rcvailed important data on the geological evolution of the Pontide belt, It o Pontide belt being the Northern branch of Alpine chain may be correlated with toe BaUsan peninsula to tti© West and the little Caucasus to the East, The type of volcaimm which to pee nü or to the Pontide belt is alsı> predominant in these areas. The origin and distribution of the volcanic rocks «f Fermo-Carboniferous, OMaâic, Uassio^ Doggerj MatauLower Cretaceous^ Upper toetoeous» Paleoeene -Eocene, Miocene and PHo-Quaternary age» which cropping' louit In various parte of the Pontide belt, have been discussed. It ha» been concluded that volcanic rocks of different ages have been developed under different condltfon».

GtRtf

Poatidler, Anadolu'nun tektonik birliklerinaen biri olup, kuzeyde Karadeniz kıyıdafları ile Marmara bölgesi, Ege kıyıları ve Karaburun yarımadasına kadar uanan Kuzevbatı Anadolu bölgesini İçerir (Ketin, 1968), Bu birlik; batıda Çekoslovakya'da Karpatlardan başlayıp, Romanya-Yufoslavya-Bulfaristan'ı kat ederek tüm Karadeniz gliney kıyıları boyunca, Tüt » Mye'yi gegen v© dof uya do|ru uzanan Alpin dağ oluşumunun (Şekil 1) bir parçasıdır, Alp dağları sistemi, son

yıllarda geliştirilen plaka tektoniği kuramlarına göre, ada yayları ve kıtaların çarpışmaları sonucu oluşmuş tur (Dewey ve Bird, 1970 ve 1971). Bir çarpışma orojenik kuşağı olan Alp sistemi, eaki Tetis okyanusunun yok oluşunun ürünüdür (Şengör, 1982), Alpin dağ oluşuna İlişkin ada yayları dizisi volkanitleli, tüm bu kuşak boyunca Jura-Pliyosen gibi genif bir gaman araufında gelişmişlerdir (Dixon ve Pereira, 1974), Türkiye'deki Pontid kugafıda, bu ada yayları diziMne aittir ve bu ada yayları d'zisindeki volkanitlerin büyük bir kısmı, Kuzey Anadolu-da Tetis okyanus kabufunun

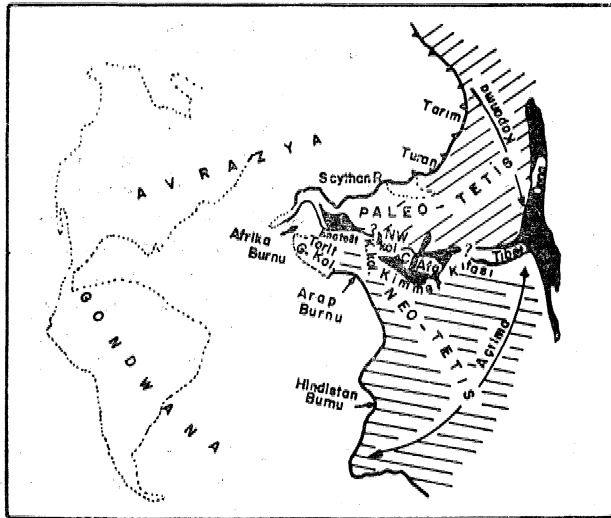


▨ Ada yayı serisi (Island-arc series)

Soldi İ Pontid kuşağı ve Balca yarımadası*
daM uzamını

Figur© İİ The Pontid belt and its extension in Balten
Peninsula

olasılıkla bu günkü Kuzey Anadolu fay zonu ve İzmir-Ankara ofiyomt zoau boyunca Fontid'ler altına dalmaya bağlamasıyla oluşan bir yitim zonundan türemişlerdir (Dewey vd, 1973), Jura öncesinde, bu gün M Pontidlerin bulunduğu geniş zonda, Kimmer kıtası adlı (Şekil 2) bir kıta bulunmakta olup, bu kıta Bulgaristan ve Yunanistan'ın kuzeyinden başlayarak doğuya doğru Tibet'e Himalayalara kadar uzanmakta idi ve Paleotetisin güney sınırını oluşturuyordu. Son yıllarda yapılan çalışmalarla, bir zamanlar Avrasya ile Gondwana kıtaları arasında, üçgen şeklin*



Şekim fi Pangea'nın Triya» marni - Jura başı ,aunımı ile Tetts alanının] ip geometrisi (gengdr ve diğerleri 1980'den)

Figure %ı Late trias»ic-Barly Jurassic reconstruction mi Pangea and the internal geometry of the Tethyan domain (From Şengör and others», 1980)

de feniş bir okyanusun varlığı belirlenmiş, okyanusa "Tetis" adı verilmiştir. Ancak, Alp sisteminde Mesozoik sonu-Senozoyik kenet zonlarının, Triyas ve daha sonra açılmaya başlayan okyanusları temsil ettikleri fark edilmiş ve bu yüzden bunlara Neo-Tetis denmiştir (Şengör, 1979; Şengör vd, 1980), Neo-Tetis'in temsil ettiği okyanus alanlarının, kopukluğa uğramış Kuzey Gondwana kıtasını gösterdikleri fark edildikten sonra; Alp-Himalaya orojenez sisteminin Mesozoik sonu-Senozoyik kenet zonlarının daha kuzeyinde Fermiyen-Triyas yaşlı başka bir kenet zonu saptanmış ve bunu» danada önceleri var olan Paleo-Tetis okyanusunun kapanma ürünü olduğu öne sürülmüştür. Bu suretle, Mesozoik başı ile ortasında, yofun bir orojenik aktivitenin etkin olduğu dar bir kuşak belirlenmiş olup, buna Kimmer kıtası adı verilmiştir (Şengör, 1979), Paleotetis kenet zonunun kesin yeri, orojenez sonrası çökel kayalar ve volkanizma örtüsü ile gizlenmiştir.

Makalede; Pontidlerin prototipi olan Kimmer kıtasında, daha sonra olasılıkla Alt Jura'da bu kıtanın, Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolları ile parçalanmasıyla oluşmuş Sakarya kıtasında ve Pontid bir lifinde, bugüne değin oluşmuş tüm volkanitler ve oluşum kofulları ile mekanizmaları tanıtılmaya çalışılacaktır. Sakarya kıtası daha sonra olasılıkla Üst Kretase-Paleosen'de Pontidler ile çarpılarak birleştiğinden dolayı (Şengör ve Yılmaz, 1980) bu kıta da Pontid kuşağına dahil edilmiştir. Volkanizma ise, Karbon niferden, Kuvaternere kadar zaman zamani şiddetlenerek etkinliğini sürdürmüştür. Makalede, Pontid kuşağındaki volkanizmanın tanıtılması amaçlanmakla birlikte, salt bununla yetilmemeli ve daha Batı'ya doğru Balkanlardaki uzanımı da ele alınarak, çeşitli araştırmacılarca saptanan bulguların da kısaca sunulması yef tutulmuştur.

BALKANLARDAKİ ADA YAYI VOLKANİZMASI

Alpin ada yayı ünitesi en Batı ucundan itibaren ele alınacak olunursa, bu sistemin Çekoslovakya'da Batı Karpat dağları ile başladığı ve Macaristan ile Romanya'da Doğu Karpatlarla devam ettiği belirginleşir (Şekil 1). Tüm Karpatların tipik bir ada yayı volkanik kuşağına alt olduğuna ve bu alanda yer alan bir eski yitim zonundan türediklerine ilişkin pek çok güçlü veri elde edilmiştir (Szadezky-Kardoss, 1977; Kadulescu ve Sandulescu, 1973; Boccaletti vd, 1973, 1974-a, 1976; Stegena vd, 1975; Bleahu vd, 1973; Lexa ve Konecny, 1974 v.b.). Bu ada yayı volkanizması zonu, Yugoslavya'da da devam etmekte (Boccaletti vd, 1974-b; Ciric, 1963, 1970; Gocev vd, 1970 v.b.) ve Bulgaristana ulaşmaktadır. Bu bölgede Avrasya ve Afrika (Gondwana) plakaları arasında üst Jura-Alt Kretase esnasında bir okyanusal alan ve bir de Afrika Plakasının kuzeye doğru Avrasya plakası altına dalmasıyla oluşmuş bir yitim zonu olduğu ve bu yitim zonundan ilk kez Alt Kretase'de ada yayı volkanitlerinin oluştuğuna ve tüm Kretase boyunca devam ettiği iline ilişkin veriler elde edilmiştir (Boccaletti vd, 1974-a), Şekil 3 te Boccaletti vd (1974-a) tarafından Bal-

geMİ Bı Balkan > arimadiisında Üst Jura, Alt Kretase
ZLımaPıhLn günümüz© kadar plaka tektoniği
açısından evrın şeması (Boccaletti ve di^
Cerferi* 1974-a'dan).

A — Üst Jura . Alt Kretas©, B — Üst Kre-
tase - Paleosen, O — Üst Eosen, D — Alt
Myosen, E — Tortnlyeu, F — Pliyosen, G —
Günümüz,

1 — Kıta kabuğu, 2 — BsM okyanus alanla-
rı, 8 — Pannonlyeu önnsi kenar havzası, 4 —
Tersiyer _ Aktüel kenar havzaları» 5 *- Aktif
yitim zonlan, 8 — Aktif olmayan yittai zont.
lan, t _ Akttf yay ardi itM kuşağı, 8 —
Fosil yay ardi İTm kuşağı, 9 — Transform
fay, 10 T« Dönmeler,

Ae — Ege denizi, Af — Afrika plakası» Âp —
Apusenl dağ litn, Bk — Balkanlar, Gp —
Karpatlar, Eu — Avrupa plakası, Gl —
Oolja masifi, oD — Dış Mnaritier, «DH — Dif
Hellenidler Fı — Pannonlyeu öncesi kenar
havzası, p^ — Pamuonlyeu ©nsialik kenar
havzası, Fı .- Pelagonlyeu masiA, Bh — Ro-
dop înasifi, Sc — ScutarLpec hattı, SM —
Serbo-BfaJcedonyen masifi, Spl — Sup Pale,
gonlyeu zanu, T ^- Transilvanya ensialik
kenar havzası, V — Vardar zonu,

Mgure S; Schematic seguence of plate tectonic evolu-
tion in the Balkan peninsula from the Upper
JuTassic-Lover Cretaceous (From Boocaletti
at all, 1976-a).

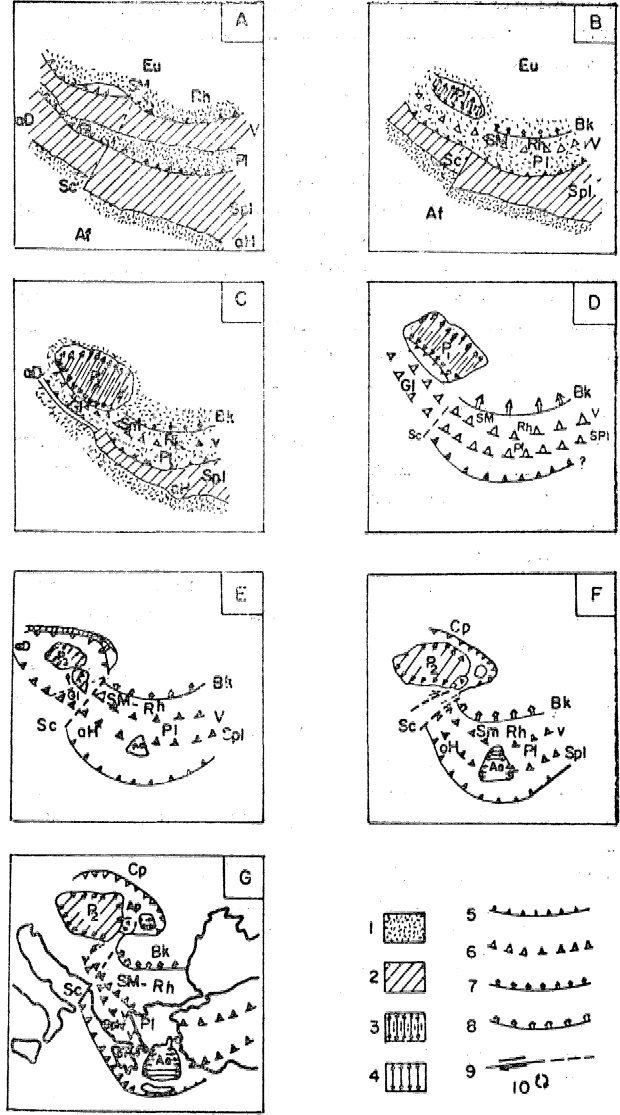
A) Upper Jurasslq/Iiover Cretaceous, B)
Upper Oretacejus,/Paleocene, O) Upper
Eocene, B) Lower Bliocenej E) Tortonlan^
F) PHocenë, G) Beeemt,

1) Continental crust, 2) Faleoceanio areas,
S) Pre-Pamioniam marginal basin, 4)
TerMary»Beeemt marginal basins, 5) Active
subduction zones, 6) Inactive subduction
zones, 7) Active back.arc thrust belt, 8)
rSossil back-are thrust beltj 9) Transform
fault, 10) Rotations

Ae — Aegean sea, Af — African plate., Ap —
Apusenl mountains, Bk — Balkans, Cp —
Carpatians, Eu — European plate, Gl — Golja
massif, oD — Outer Dinarlds., oH — outer
Hellenids, P^ — Pre Pannorhan marginal
basin, Pı — Pannonian ensiaUo marginal
basin, Pi — Pelagiâniani masif, Bh -*. Bho-
dope masstf, Sc — Scutari - Pec Mri©, BM — ierbo_
Macedone massif, Spl — Sub-Palagonian
zone T — KpanÄylvaniiaja ensiaUc margiial
basin, V — Vardar zone

kanlardaki, üst jura-Alt Kretaseden, günümüze kadar
olan tektonik gelişme açıklanmaya çalışılmıştır.

Kuzeyde yer alan Dinarik=Karpat ve daha güney*
deki Helenik-Balkan zonlan arkasındaki alanlarda bir
kenar havzası (marginal basin) ve bir yay .arkası it-
ki kuşağı (back-arc thrust belt) gelişmiş, kısa bir
sakin devirden sonra Alt Miyosen'de bölgede önemli



def işikllkler meydana gelerek, Helenik-Balkan zonun-
da yay-henâek sistemi güneye doğru göç etmiştir. Bū
esnada^ Dinarik-Karpat s'teminde ters yönden (güneye
dalan) yeni bir yitim sonunun geliştiği ve bu yeni
yitim sonunun da Miyo, Pliyosen yaşlı kalkalkalen
yeni bir ada yayı volkajizması oluşturduğunu öne sür-
mektedir (Boccaletti vd, 1974-b). Bu suretle bu
farklı iki yaştaki ada yayı volkanitleri gurubunun bir-
birine paralel olmalarına karşm, ters yönde farklı iki
yitim zonundan türedikleri görüşü ortaya çıkmıştır.
Yeni yitim zonu ile, Romanya'da yeni bir kenar hav-
zası (Panoniyen marginal basin) oluşmuştur. Bu yeni
yitim zonunun günümüzde de küçük bir bölgede etkin-
liğini sürdürme olasılığ mm bulunduğunu 3ne sürülmek-
tedir (Boccaletti vd, 1972), tkinci gurup ^da yayı vol.
kanitleri, olasılıkla Tortoniyen'de oluşmaya başlamış
ve Sarmasiyenden sonra volkanik etkinlik yavaşla-
mıştır. Volkanizma yer yer ignimbrtik, çolrun dasitik-
Aüidezitik niteliktedir, (Boccaletti vd, 1976), Tüm vol-
kanitlerde yapılan petrokimyasal incelemelerle, bunla-
rın gerek majör^ gerek iz, gerekse REE nadir toprak
element içeriklerinin, bir yit'm zonundan türemiş

kalkalkalen âda yayı gurubundan oldukları (Cîreum* Pacific island are ealcalkalineserle) saptanmıştır (Boocaletti vd 1973).

Alpin daf oluşumuna ilişkin ada yayı volkanizması daha dofuya doğru İzlenecek olunursa, tüm Bulgaristanı D,B yönde geçtifl, belirlenir. Bu volkanik kuşafa, "Srednogorle zonu" adı verilmiştir (Boncev, 1966), Srednogorie zonundakl volkanizma salt Üst Kretase'de etkin olmuştur ve Kampaniyen-Könia«siyen'de başlayarak Maestrlichtien'de bltmıştır (Gocev, 1970; Aiello vd, 1977), Volkanltlerde yapılan ayrımtılı petrokimyasal çalışmalarla bunların çoğun kalk* alkalen-şoşonitik ender olarak toleyitik niteliklerde olup, tipik bir ada yayı voltonizması özellikleri taşıdıkları (Bocealetti vd, 1978) saptanmıştır. Bocealetti vd (1974-b) ne göre, Srednögörle zonu volkanitleri, Rodop masifinin altında Afrika kratonunun Avrasya kratonu altına dalmasıyla oluşan yitim zonundan türemişlerdir*

Vokanizma batıda Sofya civarında genellikle kalkal. kalen, daha doğuda Karadeniz kıyılarında ise, şoşonitik nitelikte olup (Stanisheva-Vassileva, 1971; Gocev vd, 1974) toleyiUk nitelikli lavlar azdır, Manetti vd (1979) de volkanltlerde ayrıntılı petrokimyasai çalışmalar yapmış, gerek kalkalkalen lavların, gerekse şoşonitik lavların nadir toprak elementleri (REE) İçerikleri ile de tipik ada yayı gurubuna ait olduklarını; bunların kıtasal kabufun kısmi ergimesi ile ya da ilkel manto malzemesinden türemeyip, ancak bir yitim zonunda dalan bir okyanus kabuğu parçasının kısmi ergimesi ile oluşabileceklerini belirtmişlerdir,

Srednogorie zonundaki bu Üst Kretase yaşlı ada yayı volkanizması, daha dofuya doğru Türkiye'de, Trakya'da Demirköy eivanndan başlayarak tüm Karadeniz kıyılarında etkin olarak yüzlekler vermiş ve küçük Kafkasya'ya, daha da dofuya İran'a doğru yayılmıştır. Esasen Pontidlerdeki en yaygın ada yayı volkanlğması da budur,

PONTİDLEBDmÜt VOİÄANTZMA

Tüm eski çalışmaların irdelenmeleri ile Türkiye, deki Pontid kuşafında kabaca 9 farklı yaşta ve özelliklerde volkanik evre buLundufu saptanmış ve bunlar olası yaşlarına göre geMI 4 te belirtilmişlerdir:

1. Permo-Karlıojifor Ya^U Volkanizma

Pontid kuşamının en eski volkanik kayaları olasılıkla Permo^Karbonifer yaşlı olup salt, İstanbul dofusunda Şile ve Afva'da Cide güneyinde, Bartın çevresinde ve Bayburt yakınlarında saptanmıştır,

İstanbul yakınındaki Şile ilçe merkezi güneyinde kügtik yüzlekler şeklinde trakî-andezit türde lavlar vardır ve bunlar Permo-ICarbonifer yaşlıdır (Baykal, 1943; Baykal ve Önalın, 1979),

Daha doğuda Agva ve güneyinde de aynı türde PermoKarbonifer yaşlı volkanizma saptanmıştır (Baykal, 1943), Oerek Şile, gerekse Afva'da bulunan bu PermoKarbonifer volkanitlerinin petrokimyasai nitelikleri henüz bilinmemektedir.

Ayrıca, daha batıda Çatalca yakınında küçük bir hornblendli andezit türde volkanik yüzlek saptanmış olup, Erentöz (1953) tarafından Üst Kretase yaşlı olufu öne sürülmüşse de, Permo-Karbonifer yaşta olma olasılığı göz önünde tutulmalıdır,

Pontid kuşağında, Permo-Karbonifer volkanitler içiade en yaşlı olam Cide güneyinde Akyol ve diğerleri (1974) tarafından saptanmış olup, "Hamitli Riyodasiti" olarak adlandırılmıştır ve Üst Karbonifer* den daha yaşlı olufu saptanmıştır. Pembe renkli, porflrltk doküün, devitoifly© bit hamura sahip r%ı»da, sitik türde bu volkanlzmanm daha da ya|U olma olasılfı düşünölmekte ve Kambriyen yaşlı olabilecefi öne sürölmektedir (Şaroflu, 1983, sözlü görüşme),

Ayrıca İstanbul çevresindeki Paleozoyik yaşlı çökeller içinde yer yer volkanik tüf katkıları da küçük yüzlekler şeklinde saptanmışlardır, Örnefin, Baykal ve Kaya (1963), İstanbul yakınlarında Cebeciköy çevresinde, Karbonifer yaşlı fosilli ve "Cebeciköy Formasyonu" olarak adlandıMarı Mreçtaşları ve grovıklar içinde yer yer de tüflü düzeyler bulunduğunu sapta, mışlardır. Ancak, bu tüflerin kaynağı olan volkanik merkezler henüz tam bilinmemektedir.

Bunun yanısıra en sem yapılan çalışmalarla Pontidlerde Karbonifer yaşlı volkanizma başka yerlerde de saptanmıştır, Öraegrin Bartın civarında, M,T,A, Radyoaktif Mineraller ve Kömür Da'resinin yaptığı sondajlardan alınan karotlarda Westfaliyen yaşlı kömür %ü2^yleri İçinde 15-20 cm kalınlıkta tüflü katmanlarda olufu, alman karotlarla saptanmıştır (Ergin, 1983; Yazgan, 1983, sözlü bilgüer). Bu nedenle Karbonifer yaşlı volkan'zmanm Pontidlerde yaygın olufu ve Örtölü olduğ*ından bugün pek çok yerde izlenemediğı belirlenmektedir,

Pontid kuşağında bilmen PermoKarbonifer yaşlı son volkanizma Bayburt civarında saptanmış olup, olasılıkla Üst Karbonifer yaşlıdır, Tokel, (1981) e göre dasitik türde ve kalkalkalen nitelikte olan bu volkanizma belki de Qümüfhane-Kösedat granit karma«şığıyla İlgilidir ve yay üzerinde su yüzeyine çıkmış ilk adayı belirtmektedir, Bu Permo-Karbonifer yaşlı volkanizma Ketin (1951) e göre ise, çeşitli çökellerle arakatlı bir denizaltı volkanüzması olup, hornblend-biyotitli andezitik lavlar, tüfler ve bir takım silis'fiye lavlarla temsil olunur. Ancak, bu volkanizmmn Permo-Karboniferden biraz genç olma olasılığı bulunmaktadır (Akdeniz, 1983, sözlü bilgi),

Pontidlerde izlenen bu Permo-Karbonifer yaşlı volkanizma, yer yer bu birliğin batıya uzanımı olan Srednogorie, Düarıdler ve Karpatlarda da etkin olmaktadır. En batıdan itibaren kısaca değinilecek olunursa; Çekoslovakya'da Batı karpatlarda, Tatra dağlarında Devoniyen yaşlı volkano-sedimanter birimler vardır, Çökellerle ardaalanmalı olan bu lavlar kabuk kökenli kalkalkalen nitelikte ve olasılıkla bir ada yayı volkanizmasıdır (Miko, 1982), Bu volkanltlerde ayrıntılı petrokimyasai çalışmalar yapan Varga ve Hodermarsky (1982), bunların kalkalkalen nitelikte olup bir ada yayı, ya da aktif kıta kenarında oluğtuklarını öne sürerler, Lavlardan aldıMan çok sayıda örnekte yaptıkları deneysel ve petrokimyasai çalış-

maların sonuçlarına göre, bunların kabuk kökenli olup anateksli sonucu oluşukları ve 2 klobar basınç ve 700°C sıcaklıkta, yaklaşık 8 tan, derinlikte okyanus kabufunun kısmi ergimesiyle meydana geldikleri belirginleşmektedir. Batı Karpatlarda ayrıca bir de Permîyen yaşlı volkanizma vardır, Basitik-Riyolitik türde olan bu volkanizma kalkalkalen nitelikli ve kıtasal bir volkanizmadır (Vozar, 1980),

Bu yaşlı volkanizmanın Romanya'da Bofu Karpatlarda daha da eski olabileceği saptanmıştır, Örneğin Folea ve Krautner (1982), Doğu Karpatlarda Üst Prekambriyen-Kambriyen yaşlı ve "Marisian süpergurubu" adını verdikleri bir birlik saptamışlardır, Bu süpergurubu 5 ayrı formasyon oluşturmaktadır. En altta sialik bir temel üzerinde yer alan volkano-sedimenter nitelikli formasyon bazik lavlar vardır. En üstteki yine volkano-sedimenter nitelikli olan formasyonda da asi tik riyolitik lavlar gözlenmiştir ve tüm süpergurup metamorfizedir.

Aynı volkanizma, Dinaridlerde ve Bulgaristan'da da yer yer yüzlekler vermektedir (Bellon ve Letouzey, 1976), Ancak henüz yeteri kadar çalışma yapılmamıştır.

Fontla kuşağındaki Permo-Karbonifer yaşlı bu volkanizmada henüz ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yapılmamış olup, ilk bakışta, kuzeyde yer alan Paleo-Tetis okyanusuna ilişkin okyanus kabuğunun güneye doğru Kimmer kıtası altına dalmasıyla oluşan bir yitim zonundan türemiş çok esiki bir ada yayı volkanizması olabileceği varsayılabılır. Belki de kabuk kökenli bir kıta içi volkanizmasıdır.

Esasen gengör ve diferleri (1980), Özellikle Dofu Pontidlerde, Üst Jura öncesi kayaların okyanusal topluluğu şeklinde olduklarını saptamış; kıtasal toplulukta Permo-Karbonifer yaşlı toleyitik ve kalkalkalen volkanitlerin bulunduğunu, okyanus topluluğunda ise ofiyolitlerle birlikte toleyitik bileşimde mafik volkanitlerin bulunduğunu ve bunların Orta Jura'da yanyana geldiklerini belirtmişlerdir, Araştırmacılara göre Gümüşhane graniti gibi granitik ve granodiyoritik plütonlar'da, bu mafik yay ile ilgilidir ve Alt Jura'ya kadar kıtasal topluluk ajanının güneyinde bir okyanusun varlığını gösteren belirti de yoktur,

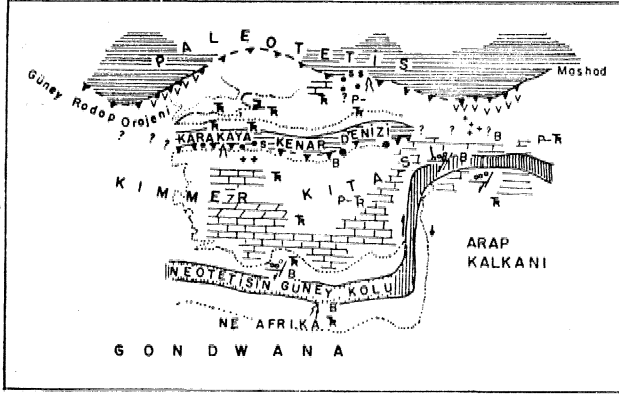
%, Triyas Yaşlı Volkanizma

Pontidlerdeki Triyas yaşlı volkanitler. Kuzeybatı Anadolu da (eski Sakarya kıtasında), Kazdağ'dan Bursa ve Eskişehir üzerinden Marmara denizine kadar, Bursa ve Eskişehir üzerinden, Bilecik ve Sivrihisar kuzeyinden Ankara'ya uzanır. Daha doğuda Amasya civarındaki yüzlekleri ile sona erer. Kuzeybatı Anadolu'da, bu volkanitler, Bingöl ve diğerleri (1973) tarafından "Karakaya formasyonu" olarak tanımlanan, formasyon içinde bulunmaktadır, Karakaya formasyonu, splitik bazaltik bu volkanitlerle birlikte, çamurtaşları ve radyolaritlerle zaman zaman granitik gösteren feldspatlı kumtaşı, kuvarsit, konglomera, slıttap ardalanmasında meydana gelir, Tipik olarak, Biga yarımadasında Edremit, Zeytinli kuzeyi, Yenice, Çal ve Derenti köyünde izlenen bu volkanitler, metamorfik bazalt olarak adlandırılmış ve koyu

gri renkli, iri gözenekli olup bolluklar kâmit ve zeolit ile doludur, Ojit ve Albit fenokristalleri, camöi bir hamur içinde izlenirler. Boşluklarda yer yer zeolit vö epidot dolgusu da saptanmıştır (Bingöl ve diğerleri, 1973), Karakaya formasyonunun litolojileri, zaman zaman derinleşen, genellikle sıf bir denizel ortamı belirtir. Çok az metamorfik olup bol Permo-Karbonifer yaşlı kireçtaşı blokları içerir. Biga yanmadısudaki yayılımların Alt-Triyas yaşta oldukları saptanmıştır (Bingöl ve diğerleri, 1973), Karakaya formasyonu, Bursa ve Eskişehir üzerinden, Bilecik ve Sivrihisar kuzeyinden Ankara'ya doğru uzanır, Ankara çevresinde çalışmalar yapan Çalın vd (1973), bu formasyonu "Karışik seri" olarak tanımlamış ve Üst Triyas yaşlı olduğunu belirtmişlerdir. Araştırmacılara göre, Karışık seri, esas olarak grovak, konglomeratik kumtaşı ve kiltafırlardan meydana gelmiş olup içinde splitik, diyabaz, tuf ve ekzotik bloklar halinde bol fosilli Permîyen ve Triyas yaşlı kireçtaşları içerir, Splitik bazaltlar, camı hamur maddesi içinde bulunan klinozoitize, epidotize ve kalsitize albit fenokristalleri, albit mikrolitleri ve opak minerallerden meydana gelmiştir, Genellikle, amlgdoloidal yapıda olup gözenekler, kalsit, barit, epidot ve klinozoisitlenmiştir. Diyabazlar ise, genellikle albit-diyabaz bileşiminde olup, albit çukurcukları, klorit ojit ve opak mineraller içerirler. Çatlak ve boşluklar klorit, kalsit ve demir hidroksitle dolmuştur, Akyürek ve diğerleri (1982), Ankara-Elmadag Kalecik çevresinde yaptıkları çalışmalarda, bu formasyonu "Ortaköy formasyonu" olarak adlandırmış ve Alt-Üst Triyas yaşta olduğunu belirtmişlerdir. Bu formasyon Ankara kuzeydoğusuna doğru, Çankırı çevresinde de yayılım göstermekte olup, Eldivan-Şabanözü civarında Akyürek ve diğerleri (1979) tarafından "Yafizali formasyonu" olarak adlandırılmıştır. Formasyon içindeki volkanikler, koyu yeşil-siyah renkli metabazik lav ve tüflerden metamorfik ve metadiyabazlardan oluşur. Lavlar, amigdaler dokuda olup, boşlukların içi kalsit ve Albit ile doldurulmuştur, Kloritleşme yaygındır ve Alt Triyas yaşlıdır. Bu formasyon ve volkanikler daha doğuda Amasya çevresinde de yer yer yüzlekler vermektedirler (Tekeli, 1981),

Karakaya formasyonu içindeki bu Triyas yaşlı volkanitler, olasılıkla eski Kimmer kıtasında Permîyende başlayan riftleşme ile oluşmuş bir rift volkanizması ürünleridir (Şekil 5), Yılmaz (1981) e göre, bu bazik volkanitler, bölgede, kuzeydeki kabuğun güney ucunda levha kenarına özgün bir tektonik rejim gelişmeye başladığını ve bir rift vadisi gelişimi ve bununla ilişkili bir bazik volkanizma olduğunu kanıtlar. Ekzotik kireçtaşı bloklarının, mafik volkanik kayalarla beraberliği, güneye doğru derin bir çanak oluşmaya başladığını gösterir, Karakaya formasyonu mavi şist metamorfizması da içerir, Olasılıkla Permîyen'de başlayan riftleşme, kısa bir süre sonra Triyasta ve henüz bölge okyanuslaşmadan bir yitim zonunda mavi şist metamorfizmasına uğramış, ya da kuzeye itilip kıta üzerine yerleşirken (obduction) üzerindeki yük ve tektonik aşırı yüklenme ile, yüksek basınç, düşük ısı etkisinde kalmıştır (Yılmaz, 1981), Bu Permo-Triyas

yağlı split-kireçtaşı-grovak topluluğu» Üst Kretase'de bölgeye yerleşen asıl ofiyolitlerle karıştırılmaktadır. Çünkü bu topluluk, yer yer asıl ofiyolit kontaktında görülmektedir.



Şekil 5: Bölgenin Permo-Myâs Paleotektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981'den)
Figure 5: Paleotectonic map of the region during Permo-Triassic time (From Şengör and Yılmaz, 1981)

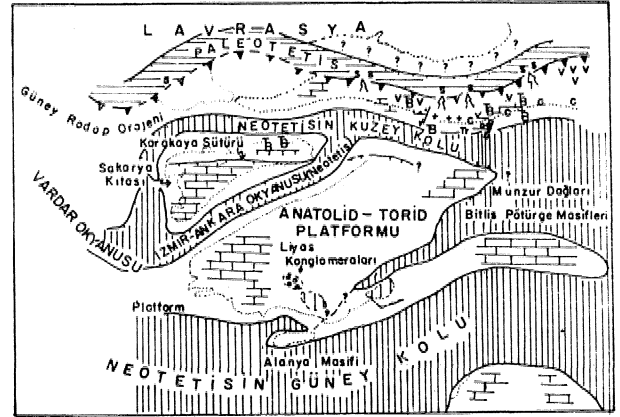
Her iki toplulukta da bazik volkanojenik kayalar ile derin deniz çekelleri ve yabancı kireçtaşı bloklarının bulunması. Kuzeybatı Anadolu'da asıl ofiyolit birimlerinin Permo-Triyas topluluğuna dahil edilmesine ve hepsinin Paleozoyik yaşlı olarak düşünülmesine yol açmıştır. Şekil 5'te, Permo-Triyas'ta Paleotetis'e nazaran bir yay ardı havza içinde gelişen Karakaya kenar denizi; Şekil 6 da ise Alt Jura (Liyas'ta), bu denizin kapanışı ve Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformunun oluşumu (Şengör ve Yılmaz, 1981'den) açıklanmaya çalışılmıştır.

Pontid kuşafında, oluşumları Karakaya formasyonundaki volkanitlerden farklı gibi görünen, daha başka Triyas yaşlı volkanitler de saptanmıştır, örneğin, İstanbul'da Kilyos GB smda küçük bir Triyas yaşlı volkanik yüzlek, Kaya ve Lys (1980) tarafından saptanmıştır. Bu araştırmacılar tarafından "Kocatarla formasyonu" olarak adlandırılan bu volkanitler, ileri derecede def işmiş iç yapısız som katmanlı ve çok yersel az boşlukları içeren bazalt lavından oluşur, Bunlar, Karbowifer yaşlı "Otimüşdere formasyonu" Çökelleri üzerinde uyumsuz olarak yer alır. Bazaltların üzerinde Triyas yaşlı çökel kayalar bulunduğundan, bunların y aşının Alt Triyas (SMTlyen) olduğu düşünülmüştür. Ancak daha yaşlı (örneğin Permiyen) olma olasılıkları da göz önünde tutulmalıdır, Bunlar Karakaya volkanitlerinden farklı ve lav düzeyleri karasal niteliktedir, İstanbul'daki bu Kocatarla formasyonu bazaltik lavları, İzmit-Gebze arasındaki SMTiyen yaşlı, kırmızı detritikler (Kapaklı formasyonu, Kaya ve Özdemir, 1983) içinde yer alan yüzeyel mafik lav düzeyleriyle eş tutulabilir. Bu bölgede, Triyas çökelleri karasaldır. Karasal olarak başlar ve tedricen ltoral fasiyesteki oluşuklara geçer, en nihayet derin deniz çökellerine geçer, Bunların içindeki bazaltik dayklar, morumsu, yefilimsi-siyah renklerde olup, bademeikli

sert ve damar şeklindedir (Özdemir vd, 1973), Böylece, İstanbul ve İzmit-Gebze'de saptanan Triyas volkaniklerinin, Triyas yaşlı Karakaya formasyonu volkaniklerinden farklı olup, onlar gibi okyanusa! türde rift ürünü olmadıkları belirginleşir. Ayrıca, Armutlu yarımadasında yüzlekler veren ve Karakaya formasyonu volkanitlerine dahil edilen volkaniklerin bir kısmı da bu tür olup, Triyastan daha yağlı olabilecekleri göz önüne alınmalıdır (Demirtaşlı, 1983, sözlü bilgi).

3. Liyas Volkanitleri

Pontid kuşafındaki Liyas yaşlı volkan: tier de ender olarak gözlenirler. En batıda, Mudurnu dolaylarında Kuzey Anadolu fay zonuna yakın yerde Liyas yaşlı ve volkanojenik detritik kayaların birbirleri ile ardalandıkları bir formasyon saptanmış olup (Yılmaz ve diğeri, 1981), bu istiflerin içinde bazik lav akıntıları da gözlenmiştir. Ayrıca istifi altere diyabaz daykları da kesmektedir. Volkanik kayalar alka* len ve toleyitik niteliktedir ve Yılmaz vd (1981) tarafından "Mudurnu formasyonu" olarak adlandırılmışlardır, Aslında, kömür düzeyleri içeren, sıf denzel bir istiftir. Ye tektonik balomdan, aktif bir ortamda çökelmiştir. Daha doğuda Gerede güneyinde ve Eskipazar güney-



Şekil 6: Bölgenin Liyas paleotektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981'den)

Figure 6: Paleotectonic map of the region during Lias (Şengör and Yılmaz, 1981)

yinde benzer özellikte iki yüzlek daha saptanmıştır (Tütüncü, 1983 sözlü bilgi), Pontidlerde Liyas volkanizması daha doğuda Niksar-Alucra çevresinde (Gedikoflu vd, 1979) saptanmış olup, petrokimyasal özellikleri henüz pek iyi bilinmemektedir. Bir başka yüzlek te Kelkit yakınlarda yer almaktadır (Demirtaşlı, 1988, sözlü bilgi), Daha doğuda Bayburt çevresinde m Liyas yağlı volkanizma gözlenmiştir, Bayburt çevresinde taban konglomerası ile başlıyan Liyas çökelleri daha üst düzeylere doğru ortokuvarsitlere ve pembe-kırmızı yumru, bol ammonitli Mreçtaşlarıyla devam eder, Ardalanmalı miltarı ve grovıklar, ince kömür düzeyleri ve daha

üstte de volkanik arakatki gaptanmıftır (Yılmaz, 1972), Daha güneyde normatif kuvarslı toleyitik bazaltlar ve alkali trakitik lav arakatkiari da gözlenmiştir (Şengör vd, 1980),

Pontidlerdeki Liyas volkaniiianasi daha doğuda Yusufeli çevresinde de izlenmektedir, Akyürek vd, (1977) tarafından bu volkanitler "Gevatyayla formasyonu" olarak adlandırılmış olup, kum taşı, miltaşı, ve sevilere ardalanmalı tüfler ve spilitik lavlarla, spilitik aflomeralardaü ibarettir, Spilitler, koyu yeşil renkte ve hemikristalın porfirik dokulu olup, kalğışmış, serisitleşmiş ve epldottaşmış yersel fenokristalli albit plajiyokiasları İgerir. Çökellerdeki kumtap taneleri ist, kuvars, albit, muskovit, kuvarsit, çört, serisit ve split* ten olugmuğtur,

Pontid kuşağındaki bu Liyas yağlı volkanizma daha doğuda küçük Kafkasya'da devam etmiş ve geniş alanlarda yüzlekler vermiştir. Adamiya vd, (1977) küçük Kafkaslarda, Liyas yağlı volkanizmanın Hettanjiniyen ve Şinemuriyende riyolitik lavlarla başladığını, kısa bir aradan sonra denizaltında 0,5-3 km, kalmılıkta ve bazalt-andezit-dasit riyolit türde kalkalkalen lavlar oluşturduğunu, yer yer de şoşonitik nitelikte bazaltik andezit ve andezitlerin görüldüğünü belirtmişlerdir,

Pontid kuşağındaki bu Liyas yaşlı volkanizma, güneydeki Gondwana kıtasında Liyasta oluşmaya baghyan bir rift açılması evresi ile ilgili olmalıdır, Böylece riftleşme sonucu Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolu oluşmaya başlamış (Şekil 6) ve bu kol, Gondwana kıtasının kuzey kısmını (Kimmer kıtasını), Töid-Anatolid platformu, Sakarya kıtası ve şimdiki Pontidlerin bulunduğu bölge (Güney Rodop orojeni) olmak üzere 8 parçaya ayırmıştır (Şengör ve Yılmaz, 1981), Seymen (1975). Liyasta oluşmaya bailyan bu rift ile birlikte Liyas-Alt Kretase süresince Neo-Tetis okyanusunun giderek genişlediğini ve bu okyanusun kuzeyinde Atlantik tipte bir kıta kenarının ve yitim zonunun oluşmaya başladığını öne sürer. Yılmaz ve diferleri (1981) ne göre de Mudurnu çevresindeki Liyas volkanizması, Neo-Tetis okyanusunun açılış evresini işaret etmekte, Liyas başında açılmaya başlayan bu rift ile birlikte okyanuslaşma başlamaktadır. Bu bölgede faylarla sınırlı çanaklarda hızla çökelen rift volkanitleri, kumtaşları ve diğer detritiklerle birlikte kalın Liyas formasyonları oluşmuştur, Çökeller içinde yer yer doleritik dayklar da gözlenmektedir, Küçük Kafkaslardaki yüzlekler hariç, tüm Pontid kuşağındaki Liyas volkanitleri, petroMmyasal özellikleri ile de bir rift volkanizması özellikleri taşımaktadır, Küre çevresindeki, Permo-Karbonifer yaşlı olma olasılığı bulunan bazı volkanitlerin de Liyas yaşlı olabilecekleri ve bir rift ürünü oldukları göz önüne alınmalıdır. Şekil 7 de Dofu Pontid'erin Perm-Triyas'tan bugüne defin evrimini gösteren şemalarda (Şengör vd, 1980) bu durum açıklanmaktadır. Senior vd (1980) ne göre, Dofu Pontidlerde, kıtasal topluluk, Liyasta bir ada yayı haline gelmiş ve bu sırada da bu yayı ikiye bölerek rift zonları boyunca Neo-Tetis açılmaya başlamıştır. Bu riftleşme olayı, eski Paleo-Tetis yitme zonu üzerinde bir kenar deniz açılması

şeklinde ve bu çanak daha sonra Neo-Tetis'in kuzey kolu olmuştur. Görür ve diterleri (1983), Pontidlerdeki çeşitli Liyas çökellerinin sedimentolojik incelemelerini yapmış ve Sinemuriyen başlangıcında Pontidlerin güneyinde Neo-Tetis okyanusunun kuzey kolunun açılışına bağlı olarak faylanma ve riftleşme başladığını öne sürmüşlerdir. Araştırmacılara göre bu olay Pontidleri geniş ölçüde etkileyerek yörede horst ve grabenlere karşılık gelen birtakım denizaltı tepeleri ve deniz çukurları oluşturmuştur, Denizaltı tepeleri üzerinde ve yamaçlarda çoğunlukla kondense seriler ve sıf karbonat faslyesleri çökelerken çukurlar içinde lav-tuf arakatki türbitidler birikmişlerdir. Araştırmacılar, Neo-Tetis'in kuzey kolunun Alt Liyas'ın sonlarına döfrü, Paleo-Tetis'in dalma-batmasının oluşturduğu mafmatik yayın Gondwana platformundan riftleşerek ayrılması sonucu, oluştuğunu vurgulamışlardır. Böylece Liyas volkanitlerinin bir riftleşme volkanizması olduğu ortaya konmuşsa da, bu görüşü kimi araştırmacılar tarafından kabullenilmemekte ve bunların eski bir ada yayı volkanizması oldukları savunulmaktadır, Örneğin Tokel (1983), Pontidlerdeki Liyas volkanitlerinde yaptığı petro-kimyasal çalışmalarla Liyas volkanik fasiyesinin bazik ve nötr lavlarla arışıklı, suda taşınmış volkanik klastikler, siltafları ve biyojenik resiflerden oluştuğunu, ve tüm petrokimyasal özelliklerin, lavların ada yayılanında görülen yüksek alüminyumlu kalkalkalenlere geçişü düşük potasyum toleyitleri olduğunu gösterdiğini savlamıştır. Tokel, ayrıca granitik plütonların da adayı tipi yitimi gösterdiğini öne sürmüş, ve güneyindeki Tetis okyanus kabuğunun kuzeydeki Pontidler altına Ordovislyen'den beri dalmakta olduğunu belirtmiştir. Oysaki, Bektaş (1983) aynı granitik plütonlarda petroMmyasal çalışmalar yaparak bunların dalan okyanus kabuğu ve manto kökenli olduklarını, ancak, Tokel (1983)'in önerdiğinin tersine, güneye doğru dalan bir yitim zonuna bağlı olarak gelişebileceklerini savlamıştır. Bu da gösteriyor ki, Pontidlerdeki Liyas volkanizmasının kökeni ve oluşum koşulları henüz tam aydınlatılmamıştır.

Liyas yaşlı volkanitler, Pontidlerin Batıya doğru uzanımları olan Dinaridlerde ve Karpatlarda da saptanmışlardır, örneğin, Dinaridlerde Liyas yayı bazik volkanizma yer yer izlenmektedir (Boccaletti vd, 1974), Dofu Karpatlarda, Metaliferli dağlarında da Liyas yaşlı, bazik nitelikte volkanikler yaygındır (Savu, 1968; Bellon ve Letouzey, 1976), Ancak petrokimyasal özellikleri ve kökenleri henüz tam bilinmemektedir.

4. Dogger Volkanitleri

Pontid kuşağında, Dogger yaşlı volkanizmanın varlığı, son yapılan çalışmalarla saptanmıştır (Yılmaz vd, 1988; Yılmaz, sözlü bilgi, 1983), Salt Kastamonu iline bağlı, Devrekani ilçesi yakınlarında izlenen Dogger volkanizması, karasal bir volkanizma olup, üzerlerinde Malm yaşlı fosilli çökeller saptanmıştır, piütonun yer yer sıf derinliğe ulaşmış yüzeyde lav şeklinde akmasıyla oluşmuştur. Dogger yaşlı ke-

sindir, Mra völkaniizma L'yas yağlı çökelleri kesmekte olup, üzerlerinde Malm yaşlı fosilli Qökeller saptanmıştır,

Pontidlerin güneyinde, Liyastan itibaren Neo-Tetis okyanusu açılmaya başlarken, bu esnada bir taraftan da, kuzeydeki Avrasya kıtası ile Pontidlerin çarpışmaları tamamlanmış ve böylece Paleo-Tetis okyanusunu kapamıştır. Bu çarpışmadan sonra Dogger volkanitleri oluşmuştur, Völkaniizma, ya güneye doğru dalan Paleo-Tetis okyanus kabuğuna ilişkin yitim zonunda türemiştir ya da çarpışma ile ilgili kabuk kalınlaşması sırasında, kabuğun derine gömülü usim. lannın ergimesinden (Tibet türü volkanizma) oluşmuştur. Bu konuda henüz açıklık yoktur, Dogger volkanizması Malm-Alt Kretase'de şiddetlenerek, özellikle Dofu Pontidlerde etkin olmuştur, ileride yapılacak çalışmalarla, Pontidlerde yeni Dogger yaşlı volkanik yüzleklerin de bulunabilecekleri olasıdır,

Esasen, Dogger yaşlı bu volkanizma Dofu Karpatlarda da yer yer saptanmıştır (Bellon ve Letovzey, 1976),

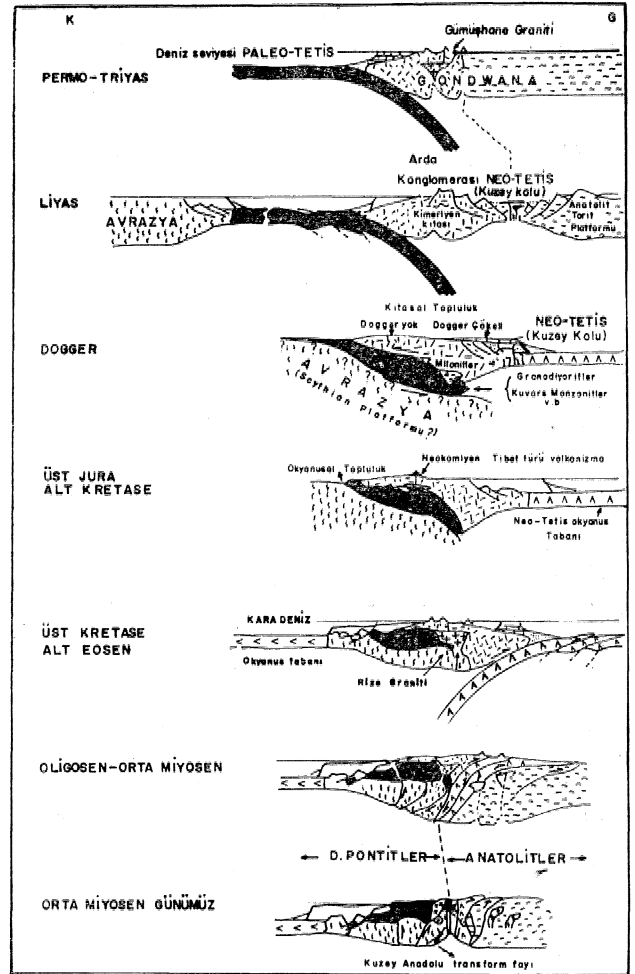
5. Matojilit Kretese Volcanitleri

Pontid kuşafında, daha sonra Malm-Alt Kretase yaşlı; spilitik bazalt, bazalt, bazaltik andezit, andezit türde lavlar ile tüf ve aglomeralarla temsil edilen volkanizma etkin olmuştur. Bu volkanizma salt Dofu Pontidlerde izlenmektedir ve henüz Batı Pontidlerde rastlanmamıştır. Volkanitler, Giresun, Trabzon arasındaki Harşit nehri çevresinde (Zankl, 1961; Stajanov, 1973; Efin ve H'rst, 1979), Trabzon yöresinde (Özsayar, 1971), Niksar-Âluçra çevresinde (Gediköglü vü, 1979), Artvin-Ardanuç çevresinde (Özsayar vd, 1982), Gököy (Ordu) yöresinde (Gedikoflu vd, 1982) v.b. yer almaktadır. Daha doğuya doğru Küçük Kafkaslarda da yüzlekler verirler ve o Bölgedeki Alt-Orta Jura yaşlı volkanizmanın devamı olarak ve bir ada yayı gurubu olarak tanımlanırlar (Adamıya ve diflerleri, 1977), Malm-Alt Kretase volkanitleri, Dofu Pontidlerde, genellikle toleyitik nitelikte 'oluşmaya başlamış, daha sonra kalkalkalin nitelikte ürünler meydana getirmiştir. Çok az da alkali nitelik gösterirler, Bu volkanizma tipik olarak Ardanuç (Artvin) çevresinde izlenmekte olup, Özsayar ve dif erleri (1982) tarafından "Karlı formasyonu" olarak adlandırılmış ve bazalt, andezit spilitleşmiş bazalt, spilitleşmiş andezit Lavlar ile tüf ve aglomeralardan oluştuğunu saptanmıştır. Bu birimler, karmaşık bir seri halinde bulunurlar ve ayırtılarak haritalanmaları zordur. Arazide yeşil ve mor renkte tipik olarak görülürler. Andezitler, plajiyoklas mikrolitle rinden oluşan b'r hamur içinde dağılmış, andezin ve ojit fenokristalleri ve sekonder kloritten oluşur. Bazaltlar ise benzer şekilde plajiyoklas mikrolitlerâen oluşmuş bir hamur içindeki labrador ve ojit fenokristalleri ile opak minerallerden olunurlar. Yaklaşık 1.400 metre kalınlığa erişen bu seri birimleri, geçirdikleri hafif rejonel ve kataMastik metamorfizma dolayısıyla bugüne değin paleozoyik yağlı metamorfizm kuşak (örneğin, Eren-töz, 1974) olarak deferlendirilmişlerdir. Gököy (Or-

du) yöresinde bu volkanizmaya ilişkin bazaltik lavların oluşumlarından sonra, çapı yaklaşık 30 km. olan bir paleokaldera oluşmuştur ve daha sonra Üst Kretase (Maestrihtien) yaşlı rhyolitik lavlar kaldera etrafında çember şeklinde dizilmiştirler (Gedikoflu vd, 1982), Bazaltik lavların yanısıra yer yer de andezitik lavların yer aldığı bu «eri yaklaşık 1000 m, kalınlıktadır,

Dofu Pontidlerde izlenen bu Malm-Alt Kretase yaşlı volkanizma araştırmacılar tarafından "Alt Bazik Seri" adı verilmiştir,

Pontid kuşafının güneyinde Liyastan itibaren Neo-Tetis okyanusu açılmaya başlarken ve Liyas-Alt Kretase süresince okyanus giderek genişlerken; bu esnada olasılıkla Dogger'de kuzeydeki Avrasya kıtası (okyanusa! topluluk) ile şimdiki Pontidlerin yer aldığı kıtasal topluluk (Kimmer kıtası) çarpışmıştır, (Şekil 7), Bu suretle, Paleo-Tetis'in kapanma işlemi b'tmiş olmakla, bir başka deyişle; bir zamanlar Gondwana'nin kuzeyinden kopan ince bir kıta parçası olan Kimmer kıtası ile Avrasya'nın çarpışma işlemi gerçekleşmektedir, Dogger'deki bu çarpışma esnasında



Şekil 7: Doğu Pontidlerin Permiyenden günümüze dek evrimi (Şengör ve Yılmaz, 1981'den)

Figure 7: The evolution of the Eastern Pontid belt (From Şengör et al, 1980)

kıtasa topluluk, kuzeye dofru okyanusal topluluk üzerine bindirerek onu deforme etmiştir (Ketin ve diğerleri, 1980), Kıtasa topluluğun güneyinden elae edilen veriler, Diyas'ta bu topluluğun Gondwana kíta* sından riftleşerek koptuğunu göstermektedir. Kıtasa topluluğu, okyanusal topluluk üzerine getiren faryajlar daha sonra plütonlarla kesilmişler ve bunların tümü de MalnVde başlayan çekellerle örtülmüştür,

Bu çarpışmadan sonra, Fontla kuşafında Malm-Alt Kretase volkanitleri oluşmaya başlamıştır, Volkanisna* belki de, güneye dog ru kıtasa topluluk altına doğru eğimli olan Paleo=Tetis okyanus kabuğuna iligkin eski kapanmış yitim zonundan türemiş ve bu yitim zonunun son ürünleridir. Ancak, Şengör vd (1980), bu volkaMtlerin, yitim zonu ürünü olmayıp, olasılıkla çarpışma ile ilgili olduklarını ve garpışma ile İlişkili biçim defifimi sırasında, okyanus toplulu-funu belirtmişlerdir,

6. Üst Kretoaö Volkanitiert

Pontidlerde Üst Kretasede, volkanizma giderek şid-detlenmiş ve geniş alanlar kaplıyan, yer yer de çö=kellere arakatlı olarak izlenen volkanik ürünler oluşmuştur, Bulgaristan'daki Srednogorle volkanik zonunun devamı olan volkanizma Batı Pontidlerde en batıda, Trakyada Demirköy çevresinde izlenir, Spilitik bazalt, riyodasit ve riyolit türde lavlar ile tuf ve ag=tomeralar olunmuştur ve ada yayı volkanizması gurubuna dahil edilmişlerdir (Ercan, 1979), Üst Kretase yağlı denizel çökellerle ardalı olarak izlenirler ve yer yer yastık yapılar sunarlar (Ayhan vd, 1972), Kum taşı-volkanik konglomera-yastık lav arakatlı çamurtaşlardan oluşan Üst Kretase yaşlı bu istif, en üstte bazaltik lavlarla sona ermektedir (Aydın, 1980), Bu volkanik kuşak daha doğuya doğru Çatalca doğusunda, İstanbul çevres'ndeki Sarıyer-Kilyos-gile dolaylarında da devam eder (Ercan, 1981), Çatalca dofusunda Üst Kretase yaşlı hornblendli andezitik lavlar saptanmış olup (Erentö, 1950 v© 1953), bunların daha yaşlı olma olasılıkları da vardır. İstanbul bogazının kuzey girişinde bulunan Kavaklar bölges'nde volkanik malzeme çok fazlalığı ve boi andezitik-bamltik lavlar* aglomera ve sineritler izlenir (Baykal, 1971), Aynı volkanizma Şile dolaylarında da etkindir ve kuvarşlı andezit, hyoloandezit türde yaklaşık 500 metre kalınlıkta, Turoniyen yaşta lavlar oluşturmuştur (Baykal 1943; Baykal ve Önalın, 1979), Üst KretasB ada yayı volkanizması, daha doğuya dofru Kefken, Kuruçayıle, Türkeli, Gerze, Alaçam ve Ünye çevresinde*de yer yer yüzlekler vermektedir (Baykal, 1971), Ancak petrokünyasal özellikleri henüz tam bilinmemektedir.

Eref li çevresinde yaygın yüzlekler veren Üst Kre=tas© yaşlı volkanitlerde yapılan petrolojik çalışmalarla, bunların yer yer toleyitik nitel'ltc bazalt, spilitik bazalt ve bazaltik andezit; yer yer kaikalkalen ve yüksek potasyumlu kaikalkalen nitelikte andezit ve yer yer de şoşonitlik n'telikte ve latit türde lavlarla tuf ve aglomeralardan meydana geldikleri saptanmıştır. Çökellerle ardalı bu volkanitler tipik ada yayı volkanizması özelliklerini taşıyar (Ercan vd, 1983=A1

Yer yer yastık lavlar görülen Senomaniyen yaşlı bu volkanojenik seri yaklaşık 700-800 m, kalınlıktadır,

Cide dofusunda yüzlekler veren Üst Kretase yaşlı volkanizma, bu bölgede incelemeleri yapan Gedik vd, (1983) tarafından incelenmiş ve genellikle yüksek potasyumlu kaikalkalen ve şoşonit nitelikte andezitik, traWandezitik ve latitik türde lavlardan ve çökellerle ardalı tüflerden oluftukları ve ada yayı volkanizması özellikleri gösterdikleri belirtilmiştir.

Daha doğuya dog ru Smop çevresinde de aynı Üst Kretas© yaşlı volkanizma yüzlekler verir. Bazalt, spilitik bazalt, bazaltik andezit türdeki lavlar yer yer kaikalkalen, yer yer de şofontik özellikler gösterir. Yaygın agloniera ve tüfler de izlenir (Oedik vd, 1983),

Sinop-Samsun arasında geniş bir alanda da Üst Kretase volkanizması devam eder, Lavlarda yapılan petrokünyasal araştırmaların Ön sonuçlarına göre bunlar yüksek potasyumlu kaikalkalen ve şoşonitik nitelik taprlar ve andezit, dasit ve latit türde olup yine ada yayı volkanizması özellikleri taşırlar. Çoğun, çökellerle arakatlı tuf ve aglomera yataklanmaları şekündedirler (Gedik vd, 1983), Esasen aynı bölgede çalışan Feeeerilio ve Taylor (1975), lavlarda petrokünyasal İncelemeler yaparak, bunların silisyum ve potasyum İçeriklerinin, kaikalkalen ve şoşonitik nitelikte olduklarını gösterdiğini belirtmişlerdir. Araştırmacılar, kaikalkalen lavların, farklı iki magma tipini temsil ettiklerini, bunlardan ilkinin tipik kaikalkalen ada yayı kompozisyonuna çok yakın olduğunu, di=ferinin ise fazla miktarda oynak (incompatible) elementlerin yoğunlaştığı ağır nadir toprak elementleri» nin türevlerini kap siyan bir magma türü olup, yüksek basınçta kısmi ergimeden ve granat taşıyan bir kalıntıdan oluşan bir manto kökeni işaret ettiğini Öne üs=rerler,, Şoşonitik türdeki lavların kimyasal nitel' klerl de bunların tipik ada yayı volkanitleri gurubundan olduklarını kanıtlamaktadır,

Doğu Pontidlerde ise Üst Kretase volkanizması son derece yaygın olup, çok geniş yüzlekler oluşturmuştur. Altta, yaygın dasit, riyodasit, latit türde lavlar ve tuf-aglomera yatakları izlenmektedir ve bunlara kabaca "Dasitik Seri" veya "Alt Dasit Seri" adı verilmektedir. Üst Kretase yaşlı bu dasitik volka=nizma, Dofu Pontidlerde Gököy (Ordu) yöresinde (Özsayar vd, 1982; Gedikoflu vd, 1982), Ünye-Ordu-Koyulhisar. Reşadiye çevresinde (Terlemez ve Yı=maz, 1980), Harşit (Giresun^Dofankent) dolayında (Gedikoflu, 1978), Hopa-Artvin-Şaviat yörelerinde (Koprivica, 1979; Özsayar vd, 1981), Trabzon yöresinde (Özsayar, 1971), Çayelinde (Altın» 1977), Murgul. Pazar-Ardeşen=Görel-Tirebolu dolaylarında (Vujanoviç, 1974) ve dana pek şok yerde izlenmişlerdir, Dofu Pontidlerdeki volkanik kökenli masif ve ağımsı damar çevherleimelerine yan kayaç oluşturan bu volkanitler, yer yer gökellerle arakatlıdır ve genelde kaikalkalen özellikler göster'rler (Tufal, 1969; Peccerillo ve Taylor, 1975; Gedikoflu ve diğerleri, 1979; Eğin ve Hirst, 1979 v.bj, Dofu Pontidlerdeki volkanik kökenli masif sülfid yatakları, çok metalli özellikte» zengin pirit içeren, bakır-kurşun-çinko çevherleşmeleri olup ekonomik önem taşırlar. Genel olarak hidroter-

mal-epijenetik tipte olup, volkanizmanın yamsira tektonlama ile de ilişkilidirler (Novoviç, 1979). Bu yataklar olasılıkla, fazla derin olmıyan düşük enerjili deniz ortamında dasitik volkanizmanın son evresinde, hidrotermal-ekshalatif ilemlerle deniz tabanında volkanik kırıntılı kayaglar içinde oluşmuşlardır (Çağray, 1979). Bu metalojetik kuşak, batıda Kızılırmak vadisinden (Şekil 4), doğuda Rusya sınırlarına kadar yaldapık 500 km, uzunlukta ve 50-75 km, gençlikte uzanmaktadır, Karamata vd (1979), Pontid ve Anadolid kuşaklarındaki Üst Kretase-Terşiyer ve Kuvaterner yağlı, farklı yerlerde yüzlekler veren 80 magmatik kayaç örneğinin cevher içeriklerini aratırmışlar ve Anadolid magmatik kayagların kurgun içerikleri yönünden Pontid magmatiklerinden daha zengin olduklarını, Pontidlerin ise bakır içerik açısından daha zengin olduklarını saptamışlardır. Araştırmacılar, Anadolid gurubuna "Dinarid-Hellenid-Anatolid Pb-Zn-Sb metalojenik proving!" • Pontid gurubuna ise "Karpal-Balkan-Pontid Ou metalojenik provensi" adını vermişlerdir.

Bofu Pontidlerdeki Üst Kretase volkanizması, daha üst düzeylerde ve daha genç olarak spilitik bazalt, trakandezit v.b, lavlar oluşturmuştur. Ve son ürünler olan bu bazik volkanitlere, "Üst Bazik seri" adı verilmiştir. Ancak, Üst Bazik seri olan bu bazik volkanitler kimi yerlerde Eosen yaşlı volkanitlerdeki bazik volkanitlerle karıştırılmaktadır. Ayrıca, Üst bazik serinin, alttaki dasitik seri üzerinde uyumsuz olarak yer aldığı görüşü de vardır (Altın, 1977), Üst Kretase yaşlı bu ada yayı volkanizmasının Doğu Pontidlerde ne zaman bittiği henüz tam saptanamamış, yer yer Paleosene geçişli olduğu belirtilmiştir (Gedikoflu vd, 1979),

Dofu Pontidlerdeki bu Üst Kretase volkanizması küçük Kafkasyada da etkin olmuş ve önce kalkalkalı nitelikte (bazalt-andezit-dasit-riyolit) türde, daha sonra da alkali bazaltik nitelikte ürünler oluşmuştur (Adamiya ve diğerleri, 1977),

Doğu Pontidlerdeki bu Üst Kretase volkanizması (yer yer Paleosende de devam etmiştir), tipik bir ada yayı volkanitleri gurubundandır ve yitme zonu ürünleridir. Daha sonra Eosen yağlı volkanitler de ada yayı gurubundan olup aynı yitme zonunun ürünleri olduklarından, her iki yagtaki volkan, zaman zaman koşulları ve bölgesel jeolojik evrim, Eosen volkanizması bölümünde ele almaç aktır.

1, Eosen Volkanitleri

Pontidlerdeki Eosen volkanizması da, Üst Kretase volkanizması gibi çok geniş alanlarda etkin olmuştur ve çok kez çökel kayalarla arakatlıdır. Genel olarak andezitik-dasitik türde lavlar, tuf ve agiomeralar, çökellerle ardalanmalı olarak izlenirler ve yer yer de bazaltik-trakitik lavlar izlenmektedir. Çofun kalkalkalı, yer yer de şolonitik ve alkalin niteliktedir.

Dofu Pontidlerde bu Eosen volkanizması "Üst-Dasit Seri" olarak adlandırılmış olup, Gümüşhane-Aluçra-İbimkarahisar-Golköy gevresinde silisçe doymuş ve sodik (Tokel, 1977), Hopa-Arhavi bölgesinde

çok geniş kapsamlı ve 1000 m. kalınlıkta (Kopruluca, 1976), Harşit çayı çevresinde yer yer tuf diler piroklastikler ve alkali bazaltlarla bir arada (Stojanov, 1973), Şavşat çevresinde tüm Paleosen-Bosen'de etkin ve Üst bazik seri bazaltlarıyla bir arada (Koprivica, 1978), Giresun çevresinde Nummulites fosilli kireçtağlarıyla arakatlı (Akm, 1978) olarak izlenir,

Kafkaslarda da aynı volkanizma etkin olup, Adamiya ve diğerleri (1977) ne göre, Alt Eosende oluşarak Oligosene kadar süren bu volkanizmanın genelleştikçe alkalılığı artmış ve kalkalkalin-yüksek potasyumlu kalkalkalin-alkalin olmak üzere bir evrim geçirmiştir,

Ardanuç (Artvin) yöresinde Üst Eosen yaşlı andezit ve trakiandezit türde lavlar saptanmış (Özsayar vd, 1982), aynı bölgede Alt-Eosen yağlı volkanizmanın da saptanması sonucu (Akyol, 1969) bu Eosen volkanizmasının Alt Eosende başlayıp, tüm Eosen boyunca sonuna kadar aktif olduğu ortaya çıkmıştır. Ardanoç-Şavşat arasında yüzlekler veren Alt-Orta Eosen yaşlı volkanitler, yer yer eokellerle arakatlı bazaltik lavlar, tuf ve aglomeralardan oluşmuştur. Bazaltik lavlar, hafifçe albitleşmiş iri labradorit kristalleri hornblend bozuşmalarıyla, meydana gelmiş klorit psodömorflan, labradorit, mikrolitleri, sekonder kuvars ve aksesuar magnetit kristallerinden ibaret bir hamur içinde bulunurlar. Hamurda kalsit veya kristal cam ile dolu bolluklar olup Ypresiyen-Lütesiyen yaşlıdır ve yaklaşık 800 m. kalınlık sunarlar (Akyol, 1969),

Hargit bölgesinde bu volkanizma, çökellerle arakatlı tuf ve dasit-riyodasit türde lavlarla (Efn ve Hirst, 1979) temsil olunur ve kalkalkalin nitelikte, dir.

Daha batıya doğru Niksar-Erbaa arasında, "Ladik formasyonu" olarak adlanan ve genelde volkanik bir fliş şeklinde oluşan birimler saptanmıştır (Tutkun ve İnan, 1982) ve altta yer yer 30-40 cm, çaplı bazalt blokları içeren bir yaban konglomerası ile başladığı izlenmiştir. Formasyonun üst düzeylerine doğru, spilit, bazalt, dasit gibi volkanik kayalarla arakatlı, ya da onlar tarafından kesilmiş kumtaşı-şeyi-marn düzeyleri vardır, Yer yer görülen andezitik tuf ve tipiktir. Ve tüm formasyon yaklaşık 800 m. kalınlıktadır.

Daha batıda Kastamonu çevresinde andezit ve bazaltik andezit türde ve kalkalkalin nitelikte olup, Peceerillo ve Taylor (1976) tarafından lavlarda yapılan ayrıntılı iz element ve nadir toprak elementi analizleri ile tipik bir ada yayı volkanit birliğine ait oldukları saptanmıştır,

Aynı volkanizma Batı Pontidlerde de pek çok yerde yüzlekler vermektedir, Düzce kuzeydoğusunda Alt Eosen yaşlı volkanojenik fliş fasiyesi'nde gelmiş çökellerle arakatlı tuf-aglomera, bazalt ve andezitler oluşmuştur. Bunlar Bolu kuzeyinde, Yığılca çevresinde Görmüf (1982-A) tarafından "Melendere formasyonu" olarak tanımlanmıştır. Bu bölgede Üst Eosende volkanizma şiddetlenmiş ve geniş yer kaplayan andezitik lavlar (Keltepe formasyonu; Öörmüg,

1982-A) üe sona ermiştir. Bu andezitik lavlar, Kalkalkalen bir magmadan türemiş olup adayayı volkanik kayaglarına uyumluluk gösterirler (Görmüş, 1982-B).

Bolu-Sakarya çevresinde bu yay volkanizması, Yılmaz ve diğerleri (1981) tarafından "Dikmen volkanitleri" olarak adlanmış olup birkaç evrelidir ve Orta-Üst Eosen yağlıdır.

Bursa kuzeyinde, Armutlu yarımadasında Paleosen-Eosen yaşlı ve yine birkaç evrelidir (Akartuna, 1982), Gemlik ve Mudanya'da da yüzlekler verir ve Paleosen-Üst Eosen yaşlı oldufu belirlenmiştir (Altınlı, 1984).

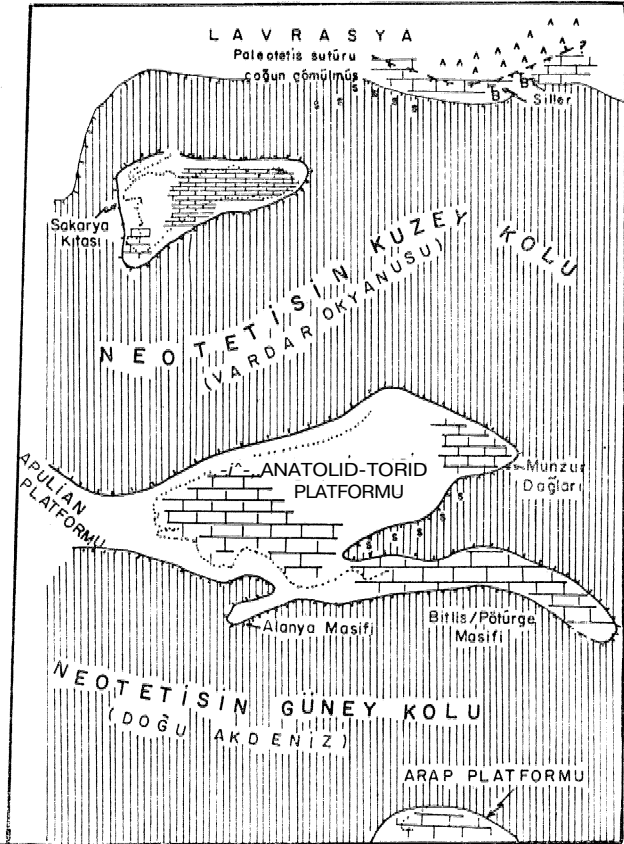
Bu yay volkanizması, Bilecik ve Bursa civarında, Biga yarımadasında ve Batı Trakya'da uzanmakta olup (Ercan, 1979), Balya çevresinde, kendisinden daha genç olan Miyosen yaşlı volkanizmadan farklı olarak KD-GB yönde bir kuşak şeklinde uzanır (Akyol, 1982), Dasitik türde Davlardan oluşan volkanizma» AndeMtik Miyosen volkanizmasından, daha fazla bomuşmuş olmasıyla ve genellikle Mreğtaşlarıyla dokanak zonlarında Pb=Zn-Cu cevherleşmesi iğemeaiyle ayrılır. Dasitik lavlar, genellikle kil minerallerinden ve oligaklas mikrolitleri kuvars, kaolen, biyotit ve serisit pulcuklarından oluşan bir hamur maddesi iğinde; kuvars-plajiyoklas (Oligoklas ve Andezin)-Ortoklas-mikroklın ve hornblend fenokristallerinden oluşmuşlardır. Balyadan geçen Eosen volkanizması GB ya doğru Edrfemlt-Korucu'ya kadar uzanır ve bu volkanizmanın en güney ucunu teşkil eder, Edremit-Koruct çevresinde altere dasit ve andezitler Ercan ve diğerleri (1983=B) tarafından "Bafburun volkanitleri" olarak adlandırılmış ve ada yayı volkanikleri gurubuna ait oldukları beUrtılmıştır.

Edremitten itibaren bu Eosen volkanizması KB ya doğru döner ve daha batıda Biga yarımadasının ortasında Eosen yaşlı çökel kayalarla ardaianmah olarak izlenir (Bingöl ve diğerleri, 1973),

Volkanizma daha KB ya doğru Gelibolu yarımadasından Trakyaya geçer ve Keşan civarında olasılıkla Üst Eosen yaşlı lavlar oluşturur (Temek, 1949), Batı Trakya da ve Bulgaristan'ın güneyinde de Eosen yaşlı volkanitler bulunmakta (Ercan, 1981), ancak bu bölgelerde bir süre de Oligosen devrinde devam etmiş oldufu biMnmeekteâl.

Pontidlerdeki üst Kretase ve Eosen volkanizmasının kökeni ise kesin olarak bir yitme zonundan türemiş ada yayı gurubundan oldufuandır, Pontid volkanik kusajında yapılan ayrıntılı volkanolojik incelemeler son 10 yılda gelişmiş ve bu kuşaktaki Üst Kretase-Eosen volkanizmalarının, bugün kapanmış, kuzeye doğru dalan bir yitim zonundan titredikleri, ilk kez Doğu Pontidlerde, Gümüşhane bölgesinde Eosen yağlı volkanitlerde yapılan galıgmalarla Tokel (1972 ve 1973) tarafından ortaya konmuştur. Volkanitlerde petrokimyasal çalışınalar yapan Stojanov (1973); Peccerillo ve Taylor (1975 ve 1976), Tokel (1972, 1973, 1977, 1981); Akm (1978), Eğin ve Hirst, (1979), Gedikoflu (1978), Gedikoflu ve diğerleri (1979, 1982), Özsayar ve diğerleri (1982), Ercan ve diğerleri (1983.A) v.b, aragtiricilar yitim zonuaun tüm Üst Kretase-Eo-

sen boyunca volkanik ürünler oluşturduklarını saptamışlardır. Hatta» daha önce betimlenen, Üst Kretaseden çok daha yaşlı yay volkanitleri de yüzlekler verdiklerinden, araştıracıların bir kısmı, kuzeye doğru olan yitim olayının olasılıkla Liyas öncesi başladığını (Gedikoğlu ve diğerleri, 1979; Tokel, 1981) ve çok uzun bir süre devam ederek Miyosen öncesi soia erdini (Çağatay, 1979; Tokel, 1981) Öne sürmüşlerdir. Ancak, özellikle Şengör (1979), Şengör ve diğerleri (1980), Yılmaz, (1981), Yılmaz ve diğerleri (1981), Şengör ve Yılmaz (1981) v.b, araştıracılar, Pontidlerle birlikte tüm Türkiye'nin plaka tektoniği açısından jeolojik gelişimini tam anlamıyla açıklayıcı modeller teklif etmişler ve çoğmlukla kabullenilen bu modeller sayesinde, kuzeye doğru olan yitim olayının Liyas def il, ancak Üst Kretase* de olabileceği ortaya çıkmıştır. Liyasta bir rift oluşmaya başlamıştır, Doger nasında güneydeki Neo-Tetis okyanusu gelişmeye devam etmiş, Kimmer kıtası Torid-Anatolid platformu şekline dönüşmüş ve Sakarya kıtası belirginleşmiştir, Malm-Alt Kretase'de Neotetis okyanusu açılarak iyice büyümüş (Şekil 8) ve nihayet Üst Kretaseye doğru, bugünkü İzmir-Ankara zonu ile İlgaz masifi ve Erzincan hattı boyunca Neotetis okyanusu kabuğunun Fontidler altına dalma işlemi ve Liyan yitim zonu ge-



Şekil 8 1 Bölgenli BfaBm-Alt Kretase paleotektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981'd©n)

Figure 8 1 Paleotectonic map of the region during Malm-Lower Oretaoeoiiin (From Şengör and Yılmaz, 1981)

lifmeye başlamıştır. Şekil 9'da bölgenin Üst Kretase-Paleosendeki paleotektonik haritası (Şengör ve Yılmaz 1981) görülmektedir. Bu suretle, Pontid kıta parçasının güney sınırında ofiyolitli bir kenet kuşağı meydana gelecektir. Batıda bu kenet kufafı Vardar zonu ile temsil edilir, Gelibolu'dan Marmara denirinden, Armutlu yarımadasından geçerek Geyve, Bolu-Eskipazar ve İlgaz masifine kadar uzanır. Daha doğuya doğru Erzincan ve Küçük Kafkaslardan İran'a geçerek Zagros dağları ile Himalaya'lara kavuşur, Kuzeybatı Anadolu'da bu kuşağın güneyinde ikinci bir ofiyolitli melanj kuşağı olan İzmir-Ankara zonu bulunur ve bu zon Sakarya latasının güney sınırını belirlemekte olup, Sakarya kıtası ile Anatolid-Torid platformu arasında Liyas'ta açılmaya başlayan ve Paleosen'e kadar varlığını sürdüren bir okyanusun artıkını temsil eder (Şengör ve Yılmaz, 1981), Bu okyanus, kuzeye efimli yitim zonu boyunca Alt Paleosen-Alt Eosen süresinde kapanmıştır. Bunun Batı uzantıları, günümüzde Ege denizi suları altında kaldığından Pontid içi kenet kuşağı ile İzmir-Ankara zonu arasındaki bağlantı açıkça işlenememektedir, Hem, bugünkü Marmara denizinin bulunduğu yerden geçen iç zon, hem de İzmir-Ankara zonu. Batıda Vardar zonuyla bağlanır. Böylece, Sakarya kıtası bir ada konumundadır (Şengör ve Yılmaz, 1981), En önemli ofiyolit kenet kufafı da İzmir-Ankara ve İlgaz-Erzincan ofiyolit kuşakları olup ayrıntılı çalışmalar hala sürdürülmektedir, Örneğin Tatar (1982), Sivas-Erzincan civarındaki ofiyolitlerin, kuzeydeki Pontid ada yayı ile, güneydeki Anadolu plakası arasında yer alan okyanus kabuğu malzemesi olduğunu ve bir ofiyolit bindirmesinin söz konusu olup, bir üstte itilme (obduction) zonu niteliği fösterdifini belirtir, Bektaş (1982), Pontid-Anatolid tektonik birliklerinin geçiş bögesi'nde kalan Tanyeri (Erzincan) ofiyolitli olistrostomal karışım, olistolitler şeklinde çeşitli boyutlarda trondjemit blokları içerdiğini; gabroik kayalarla birlik cluşturan Tanyeri okyanus trondjemitlerinin düşük A/P ve K_2O ve Rb ile yüksek $Y-Zr$ içerikleri ile kıtasal trondjemitlerden ayrıcalık gösterdiğini belirtir, Aratırıcı, bu trondjemitlerin ada yayı-kenar denizi irotektonik ortamı Tanyeri ofiyolitli karışımına ait yarı alkali bazaltların ileri derecede diferansiyasyonu (ayrışması) ile gelişmiş olabileceği sonucuna varır.

Böylece, Tetis okyanusunun kuzey kolunun kabuk malzemesinin Pontidler altına dalmaya başlamasıyla oluşan yitim zonundaki, Pontid kıtasında Üst Kretaseden itibaren yeni bir ada yayı volkanizması türemeye başlamıştır (Alt Dasit seri-Üst Kretase, Üst Bazik Seri-Üst Kretase ve Paleosen; Üst Dasit Seri-Paleosen ve Eosen), Bu ada yayı volkanizması ender olarak toleyitik, çof un kalkalkalen ve şogonitik niteliktedir, Volkanizma, küçük Kafkaslarda bir süre Oligosende de devam etmiştir, Batı Trakya ve Bulgaristanda da bir süre Oligosende de devam etmiştir (Ercan ve diğerleri, 1983-B), Dofu Pontidlerde Malm-Alt Kretase yaşlı "Alt Bazik Seri"- volkanitler ile Üst Kretase yaşlı yeni ada yayı volkanizması arasında Avusturya'ya ait bir uyumsuzluk yüzeyinin (Gedloğlu vd, 1982)

saptanması da bu iki volkanik evrenin köken ve oluşum koşulları bakımından farklı olduğuna işaret eder. Ancak bazı araştırmacılar bunu kabullenmemekte (Özsayar vd, 1981; Tokel, 1981; Gedloğlu vd, 1979) ve dofu Pontidlerin aktif kıta kenarı nitelikte olduğunu ve Ldyas'tan itibaren oluşmaya başlayan aynı yitim aonundan bütün yay volkanitlerinin türedifini sürmektedirler. Batı Pontidlerde ise ayrıntılı çalışmalar daha az olup, bu bölgedeki jeotektönik incelemler, Malm öncesinde, Avrasya kıtasının devamı halinde olduğunu, Malm'de denim transgresyonu ile sıf bir Şelf haline geldigrini ve Alt Kretase sonlarında güneyde yer alan Tetis okyanusunun kuzey kolunun okyanus kabufunun, Avrasya kıtası altına dalmaya başlamasıyla bir volkanik yay feliftini ve bunun ardında kıtasal kabuktaki incelemeyle Karadenizlin oluştuğunu belirtir, Saner (1980) e göre Üst Kretasede Pontidlerin güney ucu önünde dalma sonunda bir yitim karmaşığı gelişmiş ve ada yayı volkanizması gidertatlenmiş, Üst Kretaseden sonra Anadolu ve Pontid kıtalarının çarpışmalarıyla Pontid sıradagları olufn Pontidlerde Üst Kretasede başlayan ada yayı volkanizması, Batıda birbirine paralel 3 kol f ekinde dir Bu bölgede, Tetis okyanusunun ortasında kalaa Sakarya kıtası önündeki Pontid kıtasında en kuzendeki Üst Kretase yaşlı yay kolu olan, İstanbul-Şile-Dfimirky volkan.k yay kufafı oluşurken; bu sırada Sakarya kıtasının güney cephesinde tomir=Ankara zonj önünde, biri Armutlu yarımadasından geçen volkanik yay, diğeri de daha güneyde oluşan Edremlt-Balya, yay kolu (Ercan ve diğerleri, 1983-B) olmak üzere iki yay daha meydana getirmiştir. Yılmaz ve Saner (1980)'e göre, Sakarya kıtasının kuzeyinde okyanus kabusu, Pontidler altına dalmaya başlamış ve buna bafli olarak kuzeyde Üst Kretasede şiddetli bir ada yayı volkanizması patlamıştır ve böylece Atlantik tipi bir kıta kenarı giderek Pasifik tipi bir kıta kenarı haline gelmiştir. Kuzeye dalan okyanus levhası, kıtanın ucunda dilimlenerek kalın bir melanj prizmasının gelişmesine neden olmuş ve okyanus levhası da kendi içinde dilimlenmeye başlamıştır. Yılmaz ve diğerleri (1981) e göre; Pontid kıtasının güneyinde'kl dalmanın başlaması ile birlikte Pontid kıtası önünde, kıta ucuna karşı gıyrüan ve dilimlenen okyanus sal litosfer ve manto parçaları bir melanj yifışım prizması geMştirmltir, Sakarya kıtasının, okyanusun dalmasıyla gitgide Batı Pontid kıtasına yaklaşması, aradaki okyanus tabanının dilimlenmesine yol açmış, böylece bu melanj prizması giderek büyümüş tür. Okyanus litosferin olasılıkla Sakarya kıtası ve Pontidlerin birbirine yaklaşmaları sonucu şiddetle dilimlenmesi, bu dilimlenme hem melanj prizması içine, hem de kıta dilimleri içine kamalanmasına yol açmış, ayrıca ada yayının da güneye doğru göçmesine neden olmuştur. Yitim zonunun açısının artması ve kıta ucunun önünde melanj prizmasının gelişimi, okyanus ve yitim zonunun güneye göğüne neden olmuş ve sonuç olarak yeni ada yayı oluşarak Üst Kretasede meydana gelen melanj kuşağının üzerinde b'le gelişebilecek kadar 'güneye taniftir. Okyanus tabanının dalıp batma-

si, Pontid kıtası ile Sakarya kıtasının tam çarpışması üe olasılıkla Eosen sonunda bitmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981), Zira Üst Eosen yaşlı gökel kayalar hem Batı Pontidlerde, hem de Sakarya kıtasında bu iki bölgeyi de örtmektedirler (Yılmaz ve diğerleri, 1981),

Böylece tüm Fontid kuşağındaki Üst Kretase-Eosen yaşlı ada yayı volkanizmasını veren ve Üst Kreta.* seden itibaren oluşmaya başlayan yitim zonu, Alt Eo-yönden itibaren, güneyde yer alan Anatolid-Torid platformu ve kuzeydeki tüm Pontid kıtasının çarpışmaya başlaması sonucu (Şengör ve Yılmaz, 1981) kapanmaya başlamıştır. Başka bir deyişle, Üst Kre-tase'den sonra Afrika ve Arap kıtalarının kuşakları doğru olan hareketleriyle ilgili olarak, Kuzey Anadolu Tetis Okyanusu kapanmıştır. Bu suretle Tetis okyanuslarının her ikisinin de tamamen yok olması ile etkileri birbiri üzerine eklenen bir çift orojenik sistem meydana gelmiştir. Bu kuşaklardan, Palea-Tetis'in yok olmasıyla gelişmiş olanına Kimmerid, Neo-Tetis'ten gelişimine de Alpid adı verilmiştir (Şengör, 1982),

Pontid kuşağında yapılan tüm petrokimyasal incelemeler göz önünde alındığında; Üst Kretase-Eosen ada yayı volkanizmasının genellikle başlangıç evrelerinde ender olarak toleyitik nitelikte, daha sonra giderek gelişerek kalkalkalen ve şoşonitik nitelikte oluştuğu belirlenmektedir. Volkanik kayaların hepsi, dünyadaki diğer bölgelerdeki ada yayı volkanikleriyle benzer kimyasal özellikler gösterirler, Olasılıkla toleyitik magmanın kökeni kuru amfibolitin, Pontid kıtası altına dalan Tetis okyanusu tabanının erken yitimi sırasında erimesiyle ilgilidir, Bu olay, düşük potasyum ve K/Rb oranlarını ve bazı demir zenginleşmeleri sonucunu doğurmuştur (Eğin vd, 1979), Kalkalkalen magma ise yitim işleminin ileri evrelerinde, amfibolitin erimesinin biyotit ve flogopit erimesiyle aynı zamana rastladığı anda oluşmuştur. Böylece potasyum zenginleşmesi başlamıştır. Demir zenginleşmesi yoktur, çünkü olasılıkla yüksek su kapsamı vardır, Yüksek Or ve Ni kapsamı, potasyumla beraber yitmiş olan dilimin üzerindeki lerzolit kısmi ergimesinden olabilir. Zamanla giderek K zenginleşmesi artmış ve iogonitik nitelikli melez lavlar da oluşmuştur,

8. Miyosen Volkanizmaları

Pontidlerde Orta Miyosenden itibaren yaygın bir volkanizma etkin, olmaya başlamış olup, çoğunlukla kalkalkalen nitelikte, ender olarak alkalen ve şoşonitik olarak izlenmektedir,

Batıda, Ege adalarında (Imroz-Limni-Samothraki-Ayios-Michalis v/b,) şiddetli kalkalkalen ve şoşonitik bir volkanizma Alt Miyosen sonlarından itibaren etkin olmaya başlamıştır (Ercan vd, 1979).

Biga yarımadasında, Gülpınar-Ayvaçık çevresinde, yine Alt-Orta Miyosen yaşlı olup, bu geniş alanda volkanikler 3 ana evrede oluşmuşlardır. Birinci dönem etkinlikleri kalkalkalen lav püskürmeleriyle görülür. İkinci etkinlik döneminde çok sayıda kül akması püskürmesi yer almış olup, bu püskürmelerle bir kül akıntısı oluşmuştur, Yaklaşık 400 m'lik yer kaplayan ignimbritik tüllerin ortalama toplam kalınlığı 50 m.

dolayındadır, Olasılıkla 20-30 km'ye geç püskürtmüştür ve bu denli geç kayı bugün denizaltında olan 4x6 km, lik bir kaidem (Midilli adası ile Ayvacık arasında) oluşturmuştur (Öngür, 1978), Üst Miyosende ise bu kez alkali bazaltik bir volkanizma etkin olmuştur (Ercan, 1981),

Miyosen volkanizması Biga yarımadasının orta kesimlerinde Eosen yay volkanizması ile birlikte ve Edremit-Balya arasında da devam eder (Ercan ve diğerleri 1983), Bunlarda A=Orta Miyosen yafta olup, kalkalkalen nitelikte ve genellikle andezitik-dasitik türdedir, Volkanizma Gönen-Manyas-Susurluk-Dursunbey-Örhanlı dolaylarında da aynı özelliklerde devam eder. Bu bölgedeki yaygın Miyosen volkanizması Ercan (1979) ve Ercan (1981) tarafından ayrıntılı olarak incelenmiştir,

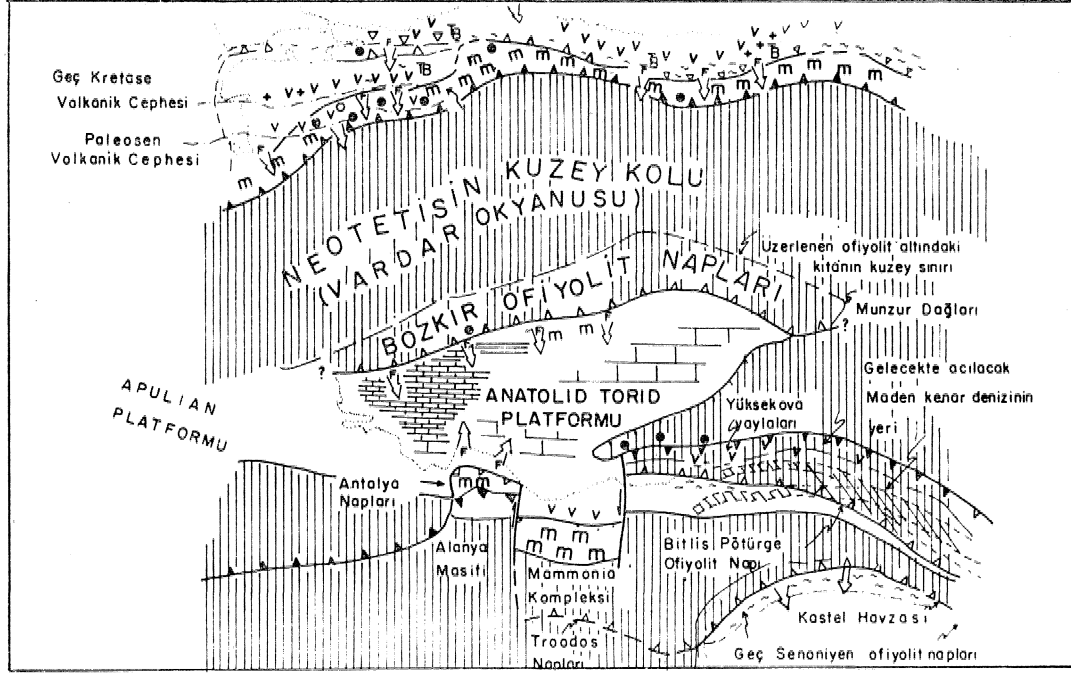
Volkanizma daha doğuya, Ankara'ya doğru çeşitli yüzlekler vererek imlenir, Ankara çevresinde ve daha doğuya doğru çok geniş alanlar kaplayan volkanizma, bir başka çalışmada ayrıntılı olarak ele alınacaktır,

Miyosen volkanizması ile Pliyo-Kuvaterner volkanizması oluşum ve köken bakımından ele alındıklarından, her iki yaştaki volkanizmanın oluşum koşulları bir sonraki bölümde betimlenecektir.

9. Pliyo-Kuvaterner Volkanizması

Pontidlerde Üst Miyosen volkanizmasının devamı şeklinde olan Pliyo-Kuvaterner volkanizması Doğu Pontidlerde ve Kafkasyada yer yer alkalen, yer yer kalkalkalen özellikler gösterir (Adamiya ve diğerleri, 1977; Stojanov 1973; Tokel, 1981, Koprivica, 1979; Akın, 1978; Yoldaş, 1982; Şengör ve Kırd, 1979; Terlemez ve Yılmaz, 1980 v.b.). Ender olarak ta şoşonitik türde lavlar yer almaktadır. Çoğunlukla alkali bazaltik türde olan volkanizma doğuda Artvin çevresinden, batıda Trakya'ya kadar uzanmaktadır, Kısaca definecek olursak; örneğin, Artvin çevresinde Kuvaterner yaşlı alkali bazaltlar -saptanmış olup (Akyol, 1969), bunlar yaklaşık 200 m, kalınlıkta ve labradorit mikrolitlerinden oluşan bir matriks içinde Labradorit, ojit, olivin fenokristalleriyle karakterizedirler,

Koyulhisar ve Reşadiye çevresinde geniş alanlar kaplayan 3 farklı yaşta alkali nitelikli bazaltlar yer alır, Bunların ilk iki evresi, Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından "Erdembaba bazaltları" olarak adlandırılmışlardır, Erdembaba bazaltlarından yaşlı olanı, olasılıkla Pliyosen yaşlıdır ve bol gözeneklidir. Labradorit, hornblend, ojit, olivin fenokristalleri tipiktir. Dana genç olanı olasılıkla Pleyistosen yaşlıdır, ve r-ert, kırılma yüzeyi midyekabufu lekinde olup, beşgen sofuma eklemleri izlenir, Labradorit, ojit ve olivin fenokristalleri tipiktir ve gözenekleri yoktur. Bu bölgede en genç olan bazaltlar, Terlemez ve Yılmaz (1980) tarafından "Yolüstü bazaltı" olarak adlandırılmış olup, bol gözenekli, cürufur şekindedir, Hornblend, ojit, olivin, fenokristalleri belirgindir ve Holosen yaşlı olup tarihsel zamanlara kadar gelir, Ayrıca, Yolüstü bazaltları ile birlikte yer yer de yine çok genç andezitik kalkalkalen lavlar da izlenmektedir



Şekil 9: Bölgenin Üst Kretase - Paleosen paleotektonik haritası (Şengör ve Yılmaz, 1981 den).

Figure 9: Paleotectonic map of the region during Upper Cretaceous - Paleocene (From Şengör and Yılmaz, 1981)

Daha Batıya doğru Boyabat yakınında etkin olan alkali bazaltik volkanizma Gedik vd, (1983) tarafından "Akyörük bazaltı" olarak adlandırılmış, olup Miyo=Pliyosen yahtadır,

Fliyo-Kuvaterner yaşlı volkanizma daha batıya doğru Ankara yakınında, Bursa' çevresinde, Biga çevresinde, Biga yarımadasında ve Trakya da artık tamamen alkali bazaltik niteliktedir. Üst Miyosen sonundan itibaren Batı Pontidlerde bilinen kalkalkalen andezitik lav yoktur. Örneğin, Susurluk-Orhaneli güneyinde Üst Pliyosen yaşlı, Ayvacık çevresinde Alt Kuvaterner yaşlı alkali bazaltik lavlar yer alır, Ezine'de Üst Miyosen yaşlı alkali bazaltik lavlar bulunur (Ercan, 1982)/Çanakkale-Biga arasında da alkali bazaltik volkanizma, yer yer dağınık küçük yüzlekler vermektedir. Ancak yağları henüz kesin belli olmayıp Üst Miyosen yada Pliyosendir, Belki de farklı yaşta iki evrede oluşmuşlardır (Ercan, 1979), Aym volkanizma Trakya da dağınık küçük volkan bacaları şeklinde belirginleşir, Keşan çevresinde ve Tekirdağ yakınında Üst Pliyosen yaşlı alkali övün-öjit bazaltların varlığı (Kopp vd, 1969; Lebküchner, 1974) bilinmektedir,

Pontidlerdeki; Miyosenden itibaren etkin olmaya başlayan Miyosen, Pliyosen ve Kuvaterner volkanizmaları, kendilerinden daha yağlı olan Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanitler gibi ada yayı volkanitleri grubuna alt değillerdir, Zira Pontid-Anatolide kıtalarının çarpışmaları Üst Eosen'den Önce (olasılıkla AJt-Orta Eosende) bitmiştir (Şengör ve Yılmaz, 1981), Pontidlerdeki Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner volkanizmaları, eski yitim zonundan türememişi olup, tipki Malm-Alt Kretase volkanitleri gibi, çarpışma ile ilgilidir, Ve

Pontid-Anatolide kıta çarpışması ile ilgili biçim defisimi sırasında okyanus topluluğunun derine gömülmesi kısımlarının kısmi ergimesinden oluşmuşlardır (Şengör ve Kidd, 1979; Şengör ve diğerleri, 1980). Aym volkanizma Dofu ve Güneydoğu Anadolu'da çok feniş yer kaplamakta olup, aikalen ve fölonitik niteliktedir, Dofu Anadolu volkanitlerinde ayrıntılı petrolojik çalışmalar yapan Tokel (1980), bu volkanitlerin İz element içerikleri bakımından kıta ortası volkanik dizilere benzerlik gösterdiklerini ve Anadolu-Arabistan kıtaları arasındaki yitim zonunun Neojenden önce tamamlandığını kanıtladığını öne sürerek bu volkanitlerin kökenini açıklamakta plaka-ortası manto yükselimi hipotezinin uygun düşeceğini belirtmektedir, Bektag (1981), Erzincan bölgesinde gelişmiş kalkalkalen Pliyo-Kuvaterner yağlı volkanizmanın kökeninin, yapıtı petrokimyasal incelemelerle Pontid ile Anatolide ada yayı-Kıta çarpışmasından sonra Litosfer içinde depolanmış kalkalkalen magma adaları olduğunu ve bu çarpışmanın Eosen sonunda oluşup Tetis okyanusunun kapandığını belirtir, Şengör ve Yılmaz (1981) ise Alt Eosende çarpışmanın olduğunu; Ataman vd (1975), Oliyö-Miyosen yaşını önermektedirler. Berfougnan (1975) de Eosen sonrasında çarpışmanın gerçekleştiğini ve Triyasta oluşmaya başlayan eski Tetis kıta eğik olarak yeni bir kırık (Kuzey Anadolu fayı) oluşututunu belirtmektedir. Nıksar-Eşadiye arasındaki Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner volkanitlerinde çalışan Baş (1979) da benzer sonuçlara vararak, bunların yitim zonu ürünü ada yayı defil, üst manto ve kabuk kökenli olduklarını öne sürer,

Ankara yakınında Kızılcahamam çevresindeki volkanitlerde çalışan Öngür (1977), volkanik

örneğin en yaşlı **voUranitler** olarak kabullenilen ve kabaca Per^o-Kar^uifer yaşlı oldukları belirtilen volkaniklerde; ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar yoktur. Böylece Permo-Karbonifer yaşlı volkanitlerin oluşum kofulları ve kökenleri aydlatılamamıştır,

Tr,ya# yağı volkanitler eski bir riftleşme ürünü olarak oluşmuş olabilirler. Ancak riftleşme yaşı konusunda bazı görüş ayrılıkları bulunmaktadır, Örneğin Toroslarla, Kuzey Anadolu fayı arasındaki bölgenin (Triyas volkaniklerinin yer aldığı bölge) Orta Devon'dan itibaren riftleşmeye başladığı ve meydana gelen okyanusun Permiyenden itibaren yaklaşık İzmir-Ankara-Tokat hattı boyunca, kuzeye doğru alta dalma başlatılma ilişkin Mr görüş de (Bingöl, 1988) öne sürülmüştür, Böylece bu görüşe göre, Permiyenden itibaren devam eden alta dalma, Alt Triyasta, Erzincan batısına kadar yer alan bölgede kıtasal çarpışma aşamasına ulaşmakta ve kuzeydeki aktif kıta kenarı ve okyanus tabanı dilimleri, güneydeki kıtasal kabuk üstüne üzerlemektedir, Bingöl (1983) e göre, bu esnada Erzincan dofusunda, Dofu Pontidlerde alta dalma işlemi devam etmekte ve ada yayı rejimi etkin, olmaktadır. Böylece, Triyas yaşlı volkanitlerin bir rift değil, belki de bir yitim zonu ürünü oldukları görüşü ortaya çıkmaktadır,

Dıyas yaşlı volkanitlerin oluşum mekanizmaları da, henüz tartışmalıdır, Gondwana kıtasında, Liyas'tan itibaren oluşmaya başlayan ve yeni bir riftleşme ürünü olarak oluştukları varsayılan Liyas volkanitlerinin, son yapılan çalışmalarla ada yayı özellikleri gösterdikleri de ortaya konulunca durum askıda kalmaktadır. Doğru yaşlı volkanizma tamamen karasal özellikte olup olasılıkla çarpışma sonrası okyanusa kabuğun derine gömülü kısımların kısmi ergimesinden (Tibet türü volkanizma) oluştuğu düşünülmektedir, Ancak daha henüz ergiyen okyanusa kabuğun Paleo - Tetis okyanusuna mı, yoksa Neo , Tetis okyanusuna mı ait olduğu bile tartışmalıdır ve tam aydlatılamamıştır,

Malm-Alt Kretase volkanitleri de aynı mekanizma ile oluşmuş olabilirler veya Dogger volkanitleri ile birlikte Paleo - Tetis okyanus kabuğuna ilişkin eski bir yitim zonundan da türemiş olabilirler, Bu durum da henüz tam belirlenmemiştir, Özellikle Maun - Alt Kretase yaşlı volkanitlerde ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar gerekmektedir,

Pontid bir üfünün jeotektonik gelişimi Alt Kretase'den itibaren daha iyi bilinmektedir. Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanitlerin kuzeye doğru dalan Neo-Tetis okyanus kabuğunun yitim zonunda, kısmi ergimesiyle oluştukları ve tipik ada yayı özellikleri gösterdikleri konusunda kuşku yoktur, Esasen en ayrıntılı petrokimyasal çalışmalar da bu guruplarda yapılmıştır. Ancak, Dofu Pontidlerde, bu volkanitlerde çok ayrıntıya gidilmesine karşın, Batı Pontidlerde pek fazla ayrıntılı çalışma yoktur. Ve özellikle eski Sakarya kıtasının dolaylarında oluşanlar pek iyi bilinmemektedirler, Hatta kimi yerlerde henüz yaşları bile tam aydlatılmamıştır. Örneğin, İstanbul güneyindeki küçük adalarda (Prens adaları), Ordovisyan yaşlı çökel topluluğu üzerinde yer alan eski bozmuş volkanitlerin yaşı son derece tartışmalıdır, Olasılıkla Üst kretase ada yayı volkanitlerinden olduğu kabullenilen (önelen,

1983, sözlü bilgi) bu lavlar Mmi araştırmacılarca Karbonifer yaşlı, kimilerince ise Eosen yaşlı olabilir, Bu da göstermektedir ki Batı Pontidlerdeki Üst Kretase ve Eosen yaşlı volkanitlerde henüz yaş problemi bile çözümlenememiştir, Bu bölgede bir süre Alt Oligosende de devam eden bu ada yayı volkanizması Biga yarımadasında ve Trakya'da ayrıntılı olarak ele alınmalıdır,

Pontidlerde daha sonra oluşan Miyosen ve Pliyo - Kuvaterner volkanitlerinde ise durum tam tersine olup, Dofu Pontidlerde fazla ayrıntıya gidilmesine karşın bu kez Batı Pontidlerde bu guruplar ayrıntılı olarak incelenmiştir, Özellikle, Kuzeybatı Anadolu ve Ege adalarında bu volkanizma ayrıntılı olarak incelenmiş olup çalışmalar devam etmektedir, Pontidlerdeki Miyosen ve Pliyo-Kuvaterner yaşlı volkanitler ise, bir ada yayı değil, çarpışma ile ilgili kabuk kalınlaşması sonucu oluşmuş Tibet türü volkanitleridir. Ancak, Batı Anadolu'da Doğu Pontidlerden farklı olarak Orta Miyosenden itibaren grabenleşmelerin başlaması sonucu bu bölgede farklı olarak kıtasal rift tip: volkanizma da son evrelerde oluşmaya başlamıştır. Buda, Dofu Pontidlerdeki ve Batı Pontidlerdeki Neotektonik rejimin farklı olmasından ileri gelmektedir. Kuzeybatı Anadolu'da levha içi açılmalar; özgün alkali bazaltik ürünler, özellikle Kuvaternerde etkin olmaktadır, Bunların yüzlerlerinin dizilimleri bu graben sistemi doğrultusunda kabaca D-B yönde gelişmiştir, Ayrıca, bu bölgedeki Miyosen volkanizmasına, plütönizma da eşlik etmiş ve bu şekilde volkanizma-plütönizma beraberliğini meydana getirmiştir, Miyosen volkanitlerinin son ürünleri genellikle şopnitik türde olup bu şopnitik lavlar, kıtasal çarpışmayı izleyen ve gittikçe zayıflayan kalkalkalen volkanizmasının son aşamalarında gelişmiştir. Böylece kahnaşan kıta kabuğuna anatektik kısmi ergimesiyle oluşan magmanın, ya da manto kökenli ilksel magmanın egemen olma durumuna göre, çeşitli nitelikte volkanitler oluşmuşlardır ve ilksel magmanın egemenliği, gençleştikçe etkilmiştir.

Pontid kuşafında volkanik kayalarda yapılmakta olan ve ileride yapılacak olan ayrıntılı çalışmalar, bu konuya daha fazla açıklık getirecektir.

BEAİNİLEN BKLÖELEB

Adamiya, S.A, Zakariade, G.S₄ ve Lordkipanidze, M.B 1977, Evolution of the ancient active continental margin, as illustrated by Alpine History of the Caucasus: Geotectonic, **11/4,208-309**

Aiello. E., Bartomni, O., Boccaletti M_{ff} Gocev, PM, Karaguleva, J., Kostadinov, V, ve Manetti, P. 1977, Sedimentary features of the Srednogorie zone (Bulgaria) • An Upper Cretaceous intra-arc basin: Sediment. Geol., 19, 39-68

Akartuna, M., 1968, Armutlu yarımadasının jeolojisi t.Ü. Fen Fakültesi Monografileri, No: 20, 105 s

Akm, H., 1978, Geologie, magmatismus und Dagerstattebildung im Ostpontischen Gebirge-Türkei au der sieht der plattentektonik: Geol, Edsch., 68/1 253-283

- Akyol, Z., *mm*, Artvin Berta çayı üe BülbÜİan yaylası arasmıdaM stratigrafik dik kesit* MTA Rapor No: 4448 (Yayınlanmamış)
- Akyol, Z., Arpat B., Erdoğan, B*, Göfer, E., Güner, Y., Şaroflu, F., Şentürk, t, Tütüncü, K,, ve Uysal, Ş. 1974, ade-Kumcafile dolayı jeoloji haritasının açıklaması: MTA Enstitüsü 1/50,000 ölçekli jeolojik haritalar serisi, Ankara
- Akyol, Z. 1982, Bankesir-Balya cevherli sahalarının province, Northeast Turkey: Jour, of Volcan, and jeolojisi, mineralojisi va maden potansiyelinin deferenlendirilmesi: İstanbul Yerbilimleri Berg., 3/1-2, 163-189
- Akyürek, B., Bingöl, E., Doyuran, &, Korkm&ger, B., Metin, 3., Öztumur, C., 1977, 1/50,000 ölçekli Tor-tum Q 47 a paftasının jeoloji haritası izahname» si: MTA 1/50,000 ölçekli jeolojik haritalar serisi, Ankara
- Akyürek, B., Bilginer, B., Çatal Bu, Bafer, 2., @oysal, Y. v% Sunu, O., 1079. Eldivan-Şabanözü (Çankın) dolayında ofiyolit ' yerleşmeame iLf kin bulgu* lar: Jeoloji MühendisUfi Derg., 9, 5-11
- Akyürek, B., Bilginer E, Akbaş, B., Hêpşen, N», Peh-livan, Ş, Sunu, O., Soysal, Y., Dafer, Z. Çatal, E., SÖzeri, B_M Yılarım H., Hakyemez Y., 1982, Ankara-Btoradat-Kalecik dolayının jeolojisi: MTA Rapor No: (Yayınlanmamış)
- Altınlı, İJB. 1943, Ban^rma-Gemlik arasındaki kıyı sıradanın jeolojik meelenmeöi: İÜ. Fen Fak, Mecm, 8/1.2, 76-137
- Altınlı, I.E., 1973, Orta Sakarya jeolojisi: Oummuriyetin 50, Yüü Yerbilimleri Kongresi Teblifler Kitabı, 150=191
- Altun, Y., 1977, ÇayeU.Madenköy bakır-ginko (Cu-Zn) yatafmrn jeolojisi ve cevherleşmeyo ilifkin soru-lar: MTA derg., S9, 9-21
- Ataman, G., Bukôt, m, Çapan, U.Z., 1975, Kuzey Ana-dolu fay zonu bir BaleoJBenioff zonu olabilir mi?: MTA Derg, M, 112,118
- Aydm, Y», 1980, Kırklaroli-lfneada elvarmda stratigra-« fi ve volkanik faaliyet: 34, Türkiye Jeoloji Bil-limsel ve Teknik Kurultayı bildiri Özetleri kitabı, 54
- Ayhan, A., Dinçel, A., Tuğrul, Y. 1972, Istranea ma-sifinia (Yüdz dafları) jeolojisi: MTA Rapor No: Ö130 (Yaymlammamış)
- Baş, E, 1979, Petrolo^sene und geohenügche unter-suehunf en an subrezenten vulkanittû der Norda« natöllschen störungson© (Abschnitt: Erzincan« Nikaar), Türkei: DoJctora tezi. Hamburg Üniv, Ahnanya^ 116 s,
- Baykal, F., 1943, Şile mintıkasımn jeolojisi: I.Ü. Fen Fak, Mecm., Beri: B, 7/8, 166-233
- Baykal, F., 197İ, Historik jeoloji, K.T.Ü, Yaynlan No: 3S 486 ®.
- Baykal, F., Kaya, O., 1963» İstanbul bölgesinde bulu-nan Karbomferin genel stratigrafisi: MTA Derg., 61, 1«10
- Baykal, F., ve önalın, M., 1979, Şile sedimanter karışı" fi (gilé Olistostromu) : Altınlı Simpozyumu Teb-lifler kitabı, T.JJC., 15-25
- Bellon. H. ve Lioutouzey, J.,^ 1976, Volcanism related to Plate tectonics in the Western and Eastern MedL terranea: Inter. Symp, Struc, HJat, Medit* Basin., SpUt (Yugoslavia), im*IM
- Bektaş, O., 19S1, Kuzey Anadolu fay zonunun Erzın-©an-Tanyeri buoaılı yöresindeki jeolojik özellikleri ve yerel ofiyolit sorunları: Doktora ttgi, K.T.Ü. Yerbilimleri Fak Yayın No: 32, 196 s,
- Bektaş. O., 1983, Kuaeydofu Fontla magmatik yayında, ki (I) tipi granitler ve jeotektonUc konumlan* 37. Türkiye jeoloji BiUmsel ve Tdcnlk Kurultayı Bildiri özetleri Mtaiv, 49*50
- Bektaş, O., 1982, Tanyeri (Erzincan) ofiyolitli karması, fına ait Trondjemitlerin paleotektonk konumu ve kökenleri: K.T.Ü. Yerbilimlerl Derg., 2/1-2, 39-50
- Berfougnan, H., 1975 Eelations entre les edifices Pen-tique et Taurique dans le Nord-Est d© L'Ana-toUe: Bull, Soc. Qml Fr. 7/18, 670.6^
- Bingöl, E., Akyürek, B ve Korknmzêr, B., 1978, Biga yanmMasmın jeolojiM ve Ka^akaya formmsyonu^ nu» bazı özellikleri: Cumhuriyetin 50, Yılı y«rbi, limleli konfreM teWifler Mtebr 70-76
- Bingöl, E., 1988, Profcambriyen-Jum arasında Türkiye^ nln olaali jeotektoaik evrimi: 37, Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Bildiri özetleri ki-tabı, 36-38
- Bleahu, M., Boocaletti, M., Manetti, P, ve Peltz, S., 1973, The Neogene Carpathian arc: A continental arc displaying the features of an Island arc: Jour* Geophys. Research, 78, 5^5-5032
- Bocealetti, M,* Manetti, P., PecuUo, A. ve Peltz, B., 1073, Young volcanton in the Calimani m Harf hi« ta mountains (Eaat Oarpathians) : Evidence of a PaleoBetenie zone: Tectonophysics» 10, ^«313
- ^ccaletti, M., Manetti, P, ve Peccerillo, A., 1»74-a, Hypohepa on the plate tectonic evolution of the Carpatho-Balkan arcs: Earth, Planet, Seien Lett., 23, 193-İÖS
- Bocealetti^ M., Manetti, P. ve Pecoerillo, A., 19744>, The Balkanide m sm. instance of Back-Are thrust belt possible relation with the Hellenlides: Geol Soe, Amer, Bull., ^,1077-1084
- Bocealetti, M., Horvatk F., Loddö. M_M Mongelli, F, ve Stegenal, l., 1976, The Tyrrhenian and Pan- nonian basins: A Comparison of two Medi» terranaan taterarc basins: TeGtonophysics^ 35, 45-69
- Bocealetti, M., Manetti, P» Peccerillo, V. ve Vassileva, G,S., If78. Lat« ttetaceous hifh-potaMum voL canism in Eastern Srednogorie, Bulgaria- Geol, Soc, Amer, Bull., 89, 439.447
- Boncev, E,K., 1966, Rowu© general de la structure geolo, glqv© de la Bulgarie: tnst, Geol, Sofia, 15, 5«24

- Girie, B., 1963, Le développement des Dinarides Yougos, laves pendant le cycle Alpin: Bul, Soc, Geol France, 2, 565-582
- Cirie, B., 1970, Correlation des phases tectogenetiques et magmatiques dans les Dinarides: Bull, Soc, Geol, France, 12, 945-947
- Çalgui, R., Pehlivanoflu H., Ercan, T, ve Şengün, M., 1978, Ankara civarı jeolojisi: MTA Rapor No: 6487 (Yayınlanmamış)
- Çafatay, A., 1979, Yeni gelişmelerin ışığında, Türkiye, nm volkanik kökenli masif sülfür yatakları: Jeoloji Mühendisliği I. Bilimsel ve Teknik Kongresi, BİL diriler kitabı, 35=56,
- Dewey, J.F, ve Bird, J.M., 1970, Mountain belts and new global tectonics: Jour, Geophys. Res., 75, 2825
- Dewey, J.S.F, ve Bird J.M., 1971, Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland: Jour, Geophys, Res., 76, 3179
- Bonin, J, ve Pereira, J./1974, Plate tectonics and mineralization In the Tethyan region: Mineralium Deposita 9/3, 185-198
- Dewey, J.F., Pitman, W., Ryan, W., ve Bonin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine System: Geol, Soc, Amer, Bull., 84, 3137 - 3180,
- Ercan, T., 1979, Batı Anadolu-Trakya ve Ege adalarının, daki Senozoyik volkanizması: Jeoloji Mühendislik Derg. 9, 23-46
- Ercan, T., Dinçel, A, ve Günay, E., 1979, Uşak volkanitlerinin petrolojisi ve plaka tektoniği açısından Mge bölgeMndeM yeri: T.J.K. Bül., 22/2, 185-198
- Ercan, T., 1981 Batı Anadolu Tersiyer volkanitleri ve Bodrum yarımadasındaki volkanizmanın durumu: İstanbul Üniv, Yerbilimleri Derg, E/3-4 263-282,
- Ercan, T., 1982, Kula yöresinin jeolojisi ve Volkanitlerin petrolojisi; İstanbul Üniv, Yerbilimleri derg, 3, 77.124
- Ercan, T, ve Öztunalı, Ö., 1983, Demirci-Selendi (Manisa) çevresindeki Senozoyik yaşlı volkanitlerin petrolojisi ve kökensel yorumu: Hacettepe Üniv, Yerbilimleri Derg. (Baskıda)
- Ercan, T, ve diğerleri, 1983=A, Etefli (Zonguldak) çevresindeki ada yayı volkanizmasının özellikleri (Hazırlanıyor)
- Ercan, T, Günay, E, Türkecan, A., 1983=B; Edremit-Korucu yöresinin (Balıkesir) Tersiyer stratigrafisi, magmatik kayaların petrolojisi ve kökensel yorumu: TXK, Bülteni (Baskıda)
- Ercan, T., 1983, Gördes volkanitleri: Türkiye jeoloji Kurumu Bül., 26/1
- Erentöz, C, 1950, Çatalca masifi ve dolaylarının jeolojisi hakkında: İÜ. Fen Fak, Meem., 14/4, 307-320
- Şrentöz, a, 1953, Çatalca bölgesinde jeoloji tetkikleri: MTA Enstitüsü Yayını, Seri: B, No: 17, 94 s.
- Erentöz, C., 1974, 1/500,000 lik Türkiye jeoloji haritası izahnamesi (Kars paftası): MTA Yayınlan, Ankara
- Eğin, D. ve Hirst, D.M., 1979, Tectonic and magmatic evolution of volcanic rocks from the Northern Kargit river area., NJB, Turkey: Geocome-I, 56=93
- Efin, D., Hirst, D.M, ve Philips, R, 1979, The petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Northern Harşit river area, Pontid volcanic province. Northeast Turkey: Jour, of Volcan and Quoth, Res, 6^ 105-128
- Folea, I, ve Krautnw, H.G., 1982, Present State of research on Precambrian and Paleozoic metamorphic rocks in the Romanian Carpathian: Newsletter, 4,32-87
- Gedik A., Korkmaz, S. ve Ercan. T., 1983, Orta Karadeniz (Samsun-Sinop) havzasındaki volkanitlerin petrolojisi ve bölgesel yayılımı (Hazırlanıyor)
- Gedikoğlu, A., 1978, Harşit granit karmaşığı ve çevre kayaları (Giresun=Dof ankeni) : İLT.Ü, Yerbilimleri Pak, Doçentlik tezi (Yayınlanmamış), Trabzon
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., ve Örsayar, T., 1979, The main Lines of geotectonic development in the East Pontids in the Mesozoic era: Geocome-I, 55Ö-580
- Gedikoğlu, A., Pelin, S., Örsayar, T., 1982, Gökçöy (Ordu) yöresinde bir paleokaldera ile çevreleşmelerin konumu arasındaki ilişkiler: K.T.Ü. Yerbilimler Derg., 2/1-2, 117=180
- Gocev, P.M., 1970, The Senonian complex in the Srednogie Zone: C.B, Açad, Bulg, Sci, 23, 975-978
- Gocev, P.M., Haidutöv, I, ve Boncev, B., 1970, Probable tectonic della penisola Balanica: Soc, Ged. İtaliyana Boll., 80, 325-345
- Gocev, P.M., Kostadinov, V., Şanov, S., Zagorcev, I, V, 1974, Srednogie, In: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions: M, Mahel (Editor), Geol, Inst, Dionyz stur, Bratislava, 322-351
- Görmüş, S., 1982, A, Yığılca (Bolu KB) Yöresinin Stratigrafisi: Yerbilimleri, 9,91-110
- Görmüş, S., 1982-B, Yığılca (Bolu KB) yöresinin tektoniği ve jeolojik evrimi: Yerbilimleri, 9, 133-140.
- Görür, N., Akkök, R., Şengör, A.M.G, ve Yılmaz, Y., 1983, Pontidlerde Neo-Tetis'in kuzey kıta kenarının Diyastem sedimantolojik özellikleri ve tektonik durumu: 37, Türkiye Jeoloji Bülteni ve Teknik Kurultayı Bildiri Özetleri Kitabı, 89-41
- Karamata, S., Milojkovic, R., Cuturiç, N. ve Milanoviç, B., 1979, Lead and copper contents of igneous rocks from the Pontides and the Anatolides and their significance, Geocome I, 347-3Ö6
- Kaya, O, ve Lys, M., 1980, İstanbul boğazının Batı yakasında (Kilyos) yeni bir Triyas boğuşu: MTA Derg., 93/94, 201-26
- Kaya O, ve Özdemir, Ü., 1983, Kocaeli Triyas stratigrafisinin gözden geçişi (Hazırlanmakta)
- Ketin, İ., 1951 Über die géologie der gegend von Bayburt in Nordost Anatolien: İT Fen Fak, Meem, Seri: B, v: 16, 113-127
- Ketin, İ., 1966, Anadolu'nun tektonik birlikleri: MTA Derg., 66, 20-34
- Ketin, İ., Yılmaz, Y, ve Şengör, A.M.O, 1980, Kuzey Türkiye'de Paleotetis; Geg Jura Öncesi okyanusun kalıntıları: 34, Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Tezleri kitabı, 75-76

- Kopp, K.O., Pavoni, N, ve Schindler, C, 1969, Das Erfene=Beeken: Beüi, Geol. Jb., 76, 136 S.
- Koprivica, D., 1976. Hopa-Arhavi bölgesinin jeolojisi, yapısal özellikleri ile sülfür ve manganez zuhurları: MTA derg., 87,1=20
- Koprivica, D., 1978, Şavşat'ın batısında kalan alanın jeolojisi, yapısal özellikleri ve sülfür yatakları: MTA Derg., 91, 13-25
- Koprivica, D» 1979, Geological correlation in the Hopa-Artvin-Şavşat ares: Geocome I, 379-410
- Liebkühner, E,İ\ 1974, Orta Trakya oligoseninin jeolojisi hakkında: MTA Derg., 83, 1=30
- Dem, J, ve Koneeny, V., 1974, The Carpathian volcanic arc: A discussion: Acta Geol. Acad. Sci. Hungar., 18, 279-293
- Manetti, P., Peccerillo, A, ve Poll, G, İ 1979, Ree distribution in Upper Cretaceous calc-alkaline and shoshonitic volcanic rocks from Eastern Srednogorlê (Bulgaria): Chemical Geology, 26, 51=63
- Miko, C, 1982, Characterization of a volcanic-sedimentary formation in the Eastern part of the low Tatra Mts. Geotraverse "C" (West Carpathians): Newsletter, 4,49-51,
- Novoviç, T, 1979 A, contribution to the knowledge of main types of mineralizations in copper, zinc and lead deposits in Black Sea region» Turkey: Geocome-I, 16-28
- Öngür, T., 1977, Kızılcahamam GB sınırn volkanolojisi ve petroloji incelenmesi: T.J.K, Bül, 20/2, 1.12
- Öngür» T, 1978, Behranvkalderası, KB Anadolu: T.J.K, 82. Blimsel ve Telmik Kurultayı Bildiri özetleri Kitabı, 42
- Özdemir, Ü., Talay. G. ve Yurtsever, A., 1973, Kocaeli Triyası Projesi; Kocaeli Triyasının blyostratigrafi etüdü: Cumhuriyetin 50. Yılı Yerbilimleri Kongresi Tebliğler kitabı, 112,132
- Özsayar, T, 1971, Geologie und Poiöontologie des Gebietes Östlich Trabzon (Anatolian): Giess. Geol. Sehr., 1, Giessen
- Özoayar, T, Gedikoflu» A, ve Pelin, S., 1981, Artvin yöresi yastık lavların yaşına İlişkin paleontolojik veriler: K.T.Ü, Yerbilimleri Derg., 1/1, 88-42
- Özsayar, T., Pelin,S., Gedikoflu, A., Eren AA, ve Çapkmoflu, C, İÖ82, Ardanuç (Artvin) yöresinin jeolojisi: K.T.Ü. Yerbilimleri Derg., 2/1-2 2,37
- Feccerillo, A, ve Taylor, S,R, 1075, Geochemistry of Upper Cretaceous volcanic rock from the Pontic chain. Northern Turkey: Bull, Volcanologique, 30, 1-13
- Feccerillo, A., ve Taylor, S.R., 1970, Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from Kastanzank» H., 1961, Magmatismue und bauplan des Ost* politischen Gebirges im Querprofil des Harjit-Tales, NE Anatolien; Geol. Rdscli., 51, 218-239
- monu area, Northern Turkey: Oontrib. Min, Pet, rol, 58, 63-81
- Radulescu, D. ve Sandulescu, M., 1973, The plate tectonic concept and the geological structure of the Carpathians; Tectonophysics, 16, 155-161
- Saner, S., 1980, Batı Pontidlerin ve komşu havzaların oluıumlannın levha tektoniği kuramıyla açıklanması. Kuzeybatı Türkiye: MTA Derg., 93/94, 1-19
- SavUj H., 1988. Considerations concernant les relations stratigraphiques et la petrologie des ophiolites Mesozoiques de Roumanie; Com, Geol, Rom, Anu., 36, 143-175
- Söymen, İ., İ975, KelMt vadisi kesiminde Kuzey Anadolu fay zonunun tektonik özelliği: Doktora tezi İT.Ü, yayını. 192 s.
- Stanishova-VasMleva, O» 1971. Cretaceous magmatic formation in the Burgas synclinalorum: C.R, Acad, Soi. Bulg., M, 1509-1512
- Stegena L., Geezy, B, ve Horvath, F» 1975, Late Cenozoic evolution of the Pannonian basin: Tectonophysics, 26, 71-90
- StojanoVj ft, 1973, Pontidlerde Har^t nehri sahasında volkanik taşların petrolojisi: Cumhuriyetin 50. Yılı Kongresi TeMifler Kitabı, 490-517
- Szadeçky « Kardoss, E., 1971, The Carpatho-Dinarid area form the point of view of the new global tectonics: Geonomia es Banyaszat, Budapest, 4, 82-120 . . .
- Şengör, A.M.C» 1970, Mid-Mesozoic closure of Permian-Triassic Tethys and its implications: Nature, 279, 590-593
- Şengör, A.M.C, ve Kidd, W.S^., 1979, Post collisional tectonics of the Turkish-tranion Plateau and a comparison with Tibet., Tectonophysics» 55, 316-376
- Şengör, A.M.C., Yılmaz Y, ve Ketin, t, ifSÖ, Remnants of a Pre-Late Jurassic ocean in northern Turkey: Fragments of Permian-Triassic Paleotethys: Geol, Soc, Amer. Bull, 91/1, 599-609
- Şengör, A.M.O, ve Yılmaz, Y, 1981, Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic Approach: Tectonophysics, 75, 181-241
- Şengör, A.M.C., 1982, KimmeridorojOT,ik sisteminin evrimi: Orta Mesozoyikte Páleo-Tetisin kapanmacı olayı ve ürünleri: Türkiye Jeoloji Kurultayı, Bildiri özetleri kitabı. 45-46
- Şengör, A.M.C. ve Yılmaz, Y, 1982, Ege'de kabuk evrimi ve Néo-magmatizmanın kökeni: Türkiye Jeoloji Kurultayı Bildiri özetleri kitabı, 64-65
- Tatar, Y., 1982, Yıldızeli (Sivas) kuzeyinde Çamlıbel dağlarının tektonik yapısı: K.T.Ü, Yerbilimleri derg., 2/1-2, 1-20
- Tekeli, Ö, 1981, Subduction complex of Pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey- Geology, 9, 6872
- Terlemez, t, ve Yılmaz, A., 1080, Ünye.Ordu-Koyulhear, Reşadiye arasında kalan yörenin stratigrafisi: T.J.K, Bül., 28/2, 179=182
- Temek, Z., 1949, Geological study of the region Kesan-Korudaf; Doktora tezi, İstanbul Üniv, Fen Fakültesi, 78, s,
- Tokel, S, 1972, Stratigrafical and volcanic history yerdeki gelişimleri, bu gelişimlerin Kuzey Anadolu sism'k zonu ile muhtemel ilgileri: Cumhuriyetin 50. Yılı yerbilimleri Kongresi Tebliğler kitabı, 1-é

- Tokel, S., 1973, Dofu Pontidlifla Me#ozoyik ve Tersif of the GÜmÜfhaae area, NE Turkey: University of London, University College, Ph* D. diesis,
- Tokel S., 1977» Dofu Karadeniz bölgesinde Eosen yaşlı kalk-alkalen andezitler ve jeotektonizma: Türkiye Jeol Kur. Bült., 20, 40,54
- Tokel, S., 1980, Dofu Anadolu'da Neojen volkanizma* sımın jeokimyası: 84. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı Búdiri özetleri kitabı, 33
- Tokel, S., 1981, Plaka Tekton'fnde magmatik yerle^ simler ve jeokimya; Türkiye'den örnekler: Yer-yuvarı ve tosan, 6/3=4» 53,65
- Tokel, S., 1983, Myas volkáiiitlerinin K-Anadoludaki dağılımı, jeokimyası ve kuzey Tftis ada yayı sistemi evriminin açıklanma^ndaM Önemi: 37. Türkiye Jeoloji Bilimsel ve Teknik Kurultayı BU. diri Özetleri Kitabı, 42=41
- Tufal, H.T., 1969, Pyritic sulphide deposits of the Lahanos mine ares. Eastern Black sea Region* Turkey: Doktora Tezi, Durham Üiüv, (İngiltere) yayınlanmamış
- Tutkun, S, ve inan, t, 1982, Nİksar-Erbaa (Tokat) yo» resinin jêoloj'si; KTÜ Yerbilimleri Derg, 2/1-2, 61-67
- Varga, I, ve Hormarsky, J., 1982, Early Paleozoic acidic volcanlBm in the western Carpathians; Approach to petrogenesis and tectonic background ttsing main element distribution: Newsletter» 4, 107-110
- Vozar, J., 1980, A study on Permian volcanics of the West Oarpathians Newsletter, 2, 79-81
- Vujanovic, V, 1974, Dofu Karadeniz bölgesi, layı kesiminde bulunan sülfid maden yataklarının mineralöjİM, parajenez ve köken özellikleri: MTA Derg., 82, 21-35
- Yılmaz, Y. Tüysüz, O., Yıldırım, M., Bulut, V., Özköylü, E., Sakallıoflu, E., Pehlivan, Ş., Akbaf, B., ve Armafajû, F., 1983, Ugai-Karfi masifi v® yakın çevrenin jeolojisi: MTA Jeoloji Dairesi Konferanları özetler Kitabı, 18
- Yılmaz, Y., 1972, Petrolo^ and Structure of the Gümüşhane granite and surrounding rocks: Doktora teM, Londra üniversitesi, İngiltere, 260 S,
- Yılmaz, Y., ve Saner, S., 1980, Orta Sakarya bölgesinin tektonik evrimi: 34. Türkiye jeoloji bilimsel ve Téknik kurultayı, Bildiri özetleri kitabı, 27
- Yılmaz, Y., Tüysüz, O., Gözübol, Â,M., ve Yifitbaş, E., 1981, Abant (Bolu)-Dokurcun (Sakarya) arasmda Kuzey Anadolu fay zonunun kuzey ve güneyinde kalan tektonik birliklerin jeolojik evrimi: İstanbul Üniv. Yerbilimleri Berg.er 2/8-4, 239-251
- Yılmaz, Y., 1981, Sakarya kıtası kenarının Tektonik evrimi: İstanbul Üniv. Yerbilimleri Dergisi, i/1*2. 83-52
- Yoldaş, R., 1982, Tosya (Kastamonu) ile Bayat (Çorum) arasındaki bölgenin jeolojisi: Doktora tezi, İ.Ü, Fen Fakültesi Jeoloji Kürsüsü İstanbul, 811.
- Zankl, H., 1961, Magnmtismus und bauplan des Ostpon-tischen Geb'rges im Querprofil des Harslt-Tales, NB i^atolien: Geol, Rdsch., 51, 218*239

Gelibolu Yarımadasında İki Farklı Yaşta Fills Fasiyesindeki Kil Mineralleri ve Gömülme Derinliğine Ait Bazı İpuçları

Clay minerals in two flysch fades of different ages in Gelibolu Peninsula and some clues for burial depth

MEHMET ÖNAL DJE. Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, İzmir
HÜSEYİN YOJMAZ D.E, Üniversitesi Mühendislik - Mimarlık Fakültesi, İzmir

Özellikle Gelibolu Yarımadasında ardalanmış kum taşı ve gamurtaşlardan oluşan Erken Eosen yaşlı Karaburun Formasyonu (1000 m kalınlıkta) ve kumtaşı kıvrımlı kireçtaşı ve tüf arakatlı kiltaglardan oluşan Orta-Geç Eosen yaşlı Burgaz Formasyonunun fillig mostralarından alınan örneklerin kil mineralleri, olabildiğince diagenetik derecesini belirlemek için incelenmiştir. Yukarıda sözü edilen formasyonların her iki fillig düzeyleri, tel oranda organik malzeme içerir ve böylece bu iki fillig düzeyinin petrol için ama kaya olduğu düşünülebilir.

İki fillig kristalleşme derecesi, keskinlik oranı ve diğer minerallerin varlığı X-ışın difraksiyonu ile araştırılmıştır. İki mikrondan daha küçük tane büyüklüğündeki killerde $14A^{\circ}$, $7A^{\circ}$ ve $3,5A^{\circ}$ pikleri ile sedimenter klorit ve $10A^{\circ}$ ve $3,35A^{\circ}$ pikleri ile de illit varlığı saptanmıştır. $375-400^{\circ}C$ deW liitmalarda $14A^{\circ}$ ve özellikle $7A^{\circ}$ piklerinin şiddeti oldukça azalmıştır. Bu sedimenter klorit için tipiktir. Yönsüz preparatlarda sedimenter kloritin İb monoklinal veya orta heksagonal polimorf tiplerinin varlığı belirlenmiştir. İllitin kristalleşme derecesinin gömülme derinliği ile azaldığı, fakat keskinlik oranının ise arttığı görülür.

Weaver (1961 a), Kubier (1966), Burst (1969), Moort (1971) ve Foscolos - Kodama (1974) nin çalışmaları gömme önünde tutulduğunda, fillig düzeylerin içinde bulunan Mİ mineralleri tiplerinin, bu tortulların 4000 metreden daha derinde diagenetik geçirmiş olabileceğini gösterir.

ABSTRACT; In Gelibolu Peninsula flysch minerals in samples from flysch outcrops of Karaburun Formation (1000 m thick) of Early Eocene consisting of alternating sandstone and siltstone, and Burgaz Formation (700 m thick) of Middle Eocene age consisting of sandstone, detrital siltstone and claystone with tuffaceous intercalation were investigated in order to assess their degree of diagenesis. Both flysch levels of the above mentioned formations contain abundant organic compounds and therefore may be considered as a potential source rock for petroleum.

Crystallinity index and sharpness ratio of illite and presence of other clay minerals have been studied by X-ray diffraction. In claystone two macron fraction, sedimentary chlorite was identified by reflections at $14A^{\circ}$, $7A^{\circ}$ and $3,5A^{\circ}$ whereas illite was identified by reflections at $10A^{\circ}$ and $3,35A^{\circ}$. Upon heating at $375-400^{\circ}C$ the intensities of $14A^{\circ}$ and particularly $7A^{\circ}$ peaks considerably decreased, indicating the presence of sedimentary chlorite. In the traces of unoriented aggregates of monoklinic and orthorhombic polytypes of sedimentary chlorite were also identified.

The crystallinity index of illite decreases while the sharpness ratio increases with burial depth. If the studies of Weaver (1961 a), Kubier (1966), Burst (1969), Moort (1971), and Foscolos-Kodama (1974) are taken into consideration, the types of clay minerals found in the flysch levels show that these sediments may have been subjected to diagenesis at a depth of over 4000 meters.

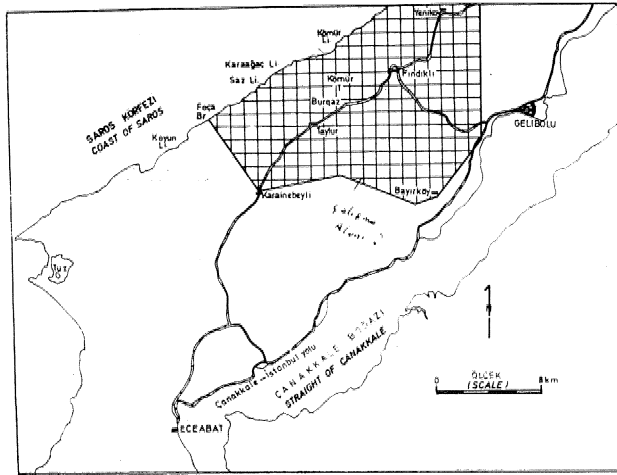
otetp

Bu araştırma, Gelibolu yarımadasında füüş fasiyeleri içindeki kil minerallerinin tanınması, daflimi ve kökeni ile ilgilidir. Kil mineralojisi tortul diyajenez derecesini belirlemek, tortul havzanın jeokimyasal tarihçesini kurmak ve son zamanlarda özelUkle petrol ana kayalarının potansiyelini incelemek için kullanılmaktadır (Foscolos ve Kodoma, 1974). Birçok aratırıcılar, simektlin illite dönüşümü sırasında, hidrokarbon üretimi ile çok iyi korele edilen bir dehidrasyon fazının yer aldığıını belirtmiştir. Dönüşüm 150°O den yüksek olmayan sıcaklıklarda olup, büyük oranda su kaybı ile sonuçlanır (Kodama ve Foscolos, 1974), 150°a de derince gömülü sıcak su büyük miktarda hidrokarbon çözebilir,

Bu lasıtlı çalışmada, Burgaz ve Karaburun formasyonlarının filig örneklerindeki diyajenez: 1, bağımsız kil minerallerinin varlığı, 2, illit kristalleşme derecesi ve keskinlik oranı ve 3, illitto 2M polimorf yüzdesinin bir işlevi olarak açıklamaya çalıştık. Bütün veriler filig örneklerinin maksimum gömülme derinliği ile ilişkili olduğunu göstermiştir. Kodama ve Foscolos (1974) un verilerini kullanarak, bu koşullarda petrolün yalnızca gaz fazında olabileceği söylenebilir,

STRATİGRAFI

Çalışma alanında (Şekil 1), ayırt edilen Mesozoyik ve Tersiyer yaılı kaya birimleri ve bunlar için önerilen zaman bölümleri Şekil 2'de sunulmuştur. Çalışmanın konusunu oluşturan Karaburun Formasyonu'nun Baz Üyesi ile Burgaz Formasyonunun Karaafaç Üyesi'nin tanıtımı aşağıda verilmiştir.



Şekil 1: Çalışma alanında yerbuldumu liiritasi.
Figure 1: Index map showing the study area

Bm Üyesi

Yanımı? Saz Üyesi adı, bu çalışmada, iyi pekleşmiş kumtaşı-gamurtaşı ar dalanması, bir Örnek gamurtaşı ve yersel bir çok Örnek çakıltaşından olufan bir istif şekillide tanımlanmaktadır.

Saz üyesi Saros Körfezi kıyısına paralel bir yayılım gösterir.

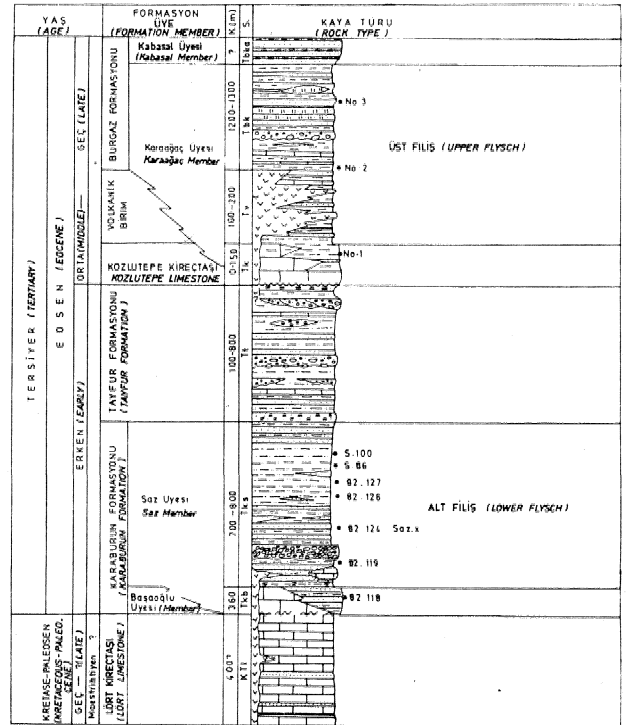
Litoloji; Saz Üyesi'nin alt bölümü kumtaşı-çamurtaşı ar dalanması ve yersel bir çakıltaşı, orta bölümü bir Örnek çamurtaşı ve üst bölümü kumtaşı-gamurtaşı ar dalanmasından oluşur,

Kumtaşları, başlıca kahverengimsi yeşil, iyi pekleşmiştir, Katmanlanma düzgün olup 1,80 cm arasındadır, Kumtaşları orta ile kötü arası boylanmış ve illitvakedir, Çamurtaşı ile düzenli ar dalanmış olan kumtaşı katmanları, Bauma (1962) istifindeki Ta-e bölümlerini tümüyle veya bir parçasıyla taşır, Kumtaşları ve çamurtaşları kapsadıkları tortul yapılarına göre türbidittir,

Çamurtaşları, çoğunluk yeşilimsi gri, lamina ile masif arasında değişen katmanlıdır. Üyenin üst düzeylerinde yer alan çamurtaşları yapraklı ve küresel ayrışma şeklinde ikincil şekiller taşıyor, Çamurtaşları yersel olarak kömürleşmiş bitli fosilleri içerir,

Çakıltaşı, kahverengimsi, yeşilimsi gri, gök iyi pekleşmiş yanal kalmış defşimi gösteren masif katmanlı, orta ile kötü arası boylanmış ve genellikle tane değimsizdir. Çakıllar olağan olarak 5-10 cm, yersel olarak 25-30 cm büyüklük emirleri içinde orta ile iyi arasında yuvarlaklanmıştır. Bileşenler bolluk sırasına göre mlkritik kireçtaşı, serpantin, metamorfik kaya kırıntısı, kuvars kumtaşı ve çörttür,

Stratigrafi ilişkisi: Saz Üyesi, altlayan Başoflu Üyesi, Başoflu Harman Tepesinde üstler, Dokanak kısmı dereceli geçişlidir. Birim, altlayan LÖrt kireçtaşı Foga Burnu'nda düşük açılı uyumsuzlukla üstler,



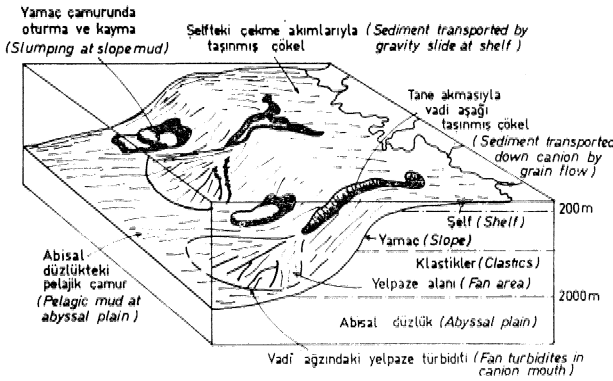
Şekil 2: Çalışma alanının geolojisi gösteren stratigrafi istifi

Figure 2: Geological sections showing stratigraphic succession of the study area

Birim, Tayfur Formasyonu tarafından açık olmayan bir dokanakla yapısal uyumlu olarak üstlenir,

Yaş: Saz Üyesini oluşturan kumtaşı ve çamurtaşılan fosil kapsamamaktadır. Altlayan Başoflu Üyesi ve üstleyen Tayfur Formasyonu'nun Erken Eosen yaşı gözetilirse, Saz Üyesi içm Erken Eosen Yaşı öngörülebilir.

Ortamı: Saz Üyesi'nin kapsadığı tortul bileşenlerine ve tortul yapılarına göre tipik bir filıştır. Birimin alt ve üst düzeyleri normal fills, orta düzeyi ise çamurlu fills niteliği gösterir, Filiş Mutti ve Biöchi Lucchi (1972) türbidit fasiyes örneklerine göre, denizaltı dış ve orta yelpaze alanlarında durulmuştur (Şekil 3).



Şekil 3: Saz ve Karaağaç Üyeleri'ndeki fliş fasiyesinin oluşum modeli

Figure 3: Model of formation of flysch facies in the Saz and Karaağaç members.

Karaağaç Üyesi

Tanrı i Birim, ilk olarak* önem (1974) tarafından "dayk ve tif bantları içeren birörnek şeylden yapıllı bir istif şeklinde tanımlanmıştır,

Karaağaç Üyesi bu çalışmada, kumtaşı, kırıntılı kireçtaşı, tüffit, kilşeyü, çamurşeyil ve gakitap arakatki ve arakatmanlı kiltanından oluşan bir istif şeklinde yeniden tanımlanmıştır.

Birim Gelibolu Yanmadası'nda KD-GB gidışU bir yayılım gösterir.

Litoloji: Kiltaları, yeşil İyi orta arası pekleşmiş çok ince masif arası katmanlıdır, Katman alt ve üst yüzeyleri keskin veya dereceli geçişlidir, tg yapı, yersel düzlemsel laminalıdır.

Kumtaşlan, açık yeşil, iyi pekleptiştir. Katmanlar ma yanal olarak sürekli veya stotofe olup 1-150 cm arasındadır, Kumtaşıları, orta-kötü arası boylanmii, ince-kaba arası taneli, litikvakedir, Kiltaları ile düzenli veya düzensiz aralanmalı, kumtaşı katmanları, Bouma (1962) istffladedkl Ta-© bölümleriu tümüyle bir parçanın taşır VB taşımaz, Kumtaşlanm bazılarını tabanında oyu-dolgu, yük ve gaga yapıları, akmtı izi, fosil izi ve saplanmış çakıl bulunur, Kumtaş'arı ve kiltaşlan, kapsadıkları tortul yapılarına gör© türbidittir, Kumtaş lan, küresel ayrışma, tortullaşma ile yapt uf ararak kıvrımlanma ve kayma gibi ikincil yapılar içerir.

Kırıntılı kireçtaşlan, açık yeşilimsi gri genel'ikle ince-orta arası kalın, yanal sürekli veya sürekaız kat-

manlı kalkarenit ve kalkrudit niteliklidir. Katman alt yüzeylerinde, yük kalıbı, oluk izi, fosil Meri bulunur. Kireçtaşı katmanlaruım küttaşıyla olan aimrlan keskin veya derecelidir. Bazı kireçtaşı katmanları kiltaşından türeme oluşuk içi çakılları içerir, tç yapı, tan© yönlenmesine baf lı olarak düzlemsel laminalıdır,

Tüffit, beyazımsı san, iyi pekleşmiş, orta ve masif arası kalınlıkta, yanal olarak sürekli katmanlı litik tüffittir, Tüffit altlayan kırıntılı kireçtaşından türeme çakıl içerir. Çakıllar, olafan olarak 10-15 cm bü» yüklük sınırları arasındadır, Tüffitin alt yüzeyi kes^kin smırlı, üstleyen kiltaşma dereceli geçişlidir, tç yapı, egemen olarak som, az olarak da düzlemsel laminalıdır.

Çakıltağları, kahverengimsi yeşil, orta iyi arası pekleşmiş, orta=masif arası Kalınlıkta, bağlıca yanal olarak sürekli katmanlar şeklinde bulunur, Katmanlanma, tane büyüklüfü defişimine baf lı olarak aı belirli veya şomdur, Çakıltaşları, genellikle kum, süt ve çamur aramadde destekli ve polijeniktir. Taneler kötü boylanmıştır. Çakıllar olağan olarak 8=10 cm, yersel olarak 3-4,5 sınırları içindedir. Çakıllar köşeli ve az yuvarlaklaşmış arasında değişir. Çakıl bileşenler bolluk sırasına göre kiltası, kumtaşı, kuvars volkanik kaya kırıntısı ve kireçtaşınd'an oluşur. Çakıllar yersel tane değimlidir. Katman alt yüzeyleri genellikle oyu-dolgu ve yük yapıllıdır, Çaküttaşları gofunlukla tane yönlenmesine bağli olarak düzlemsel laminalıdır, Tan© büyüklüfü, alttan üste ve üstten alta tane inçelmeU olabilir,

Kilfeyil, yeşil, iyi peklefmif, gok ince.orta arası katmanlı ve düzlemsel laminalıdır. Katman alt siniri kumtaşına dereceli, üst sınırı keskindir,

Çamurşeyil, yeşil iyi peklemiş, ç^k İnce-orta arası düzlemsel katmanlı ve düzlemsel lamMaMır,

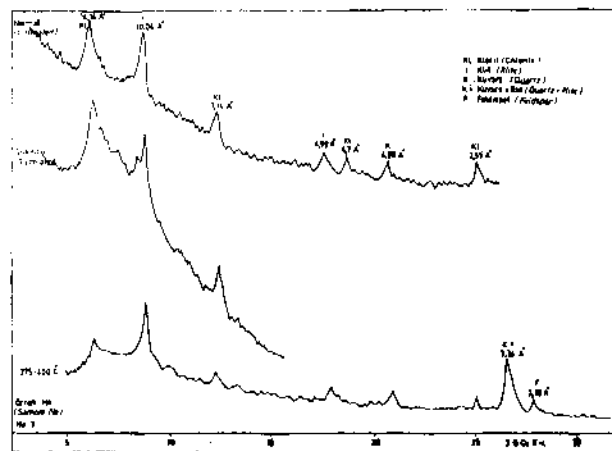
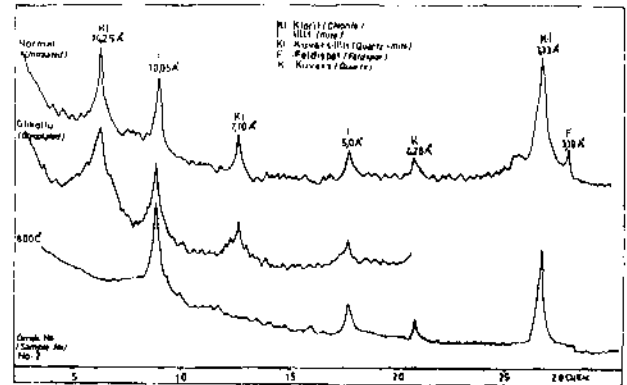
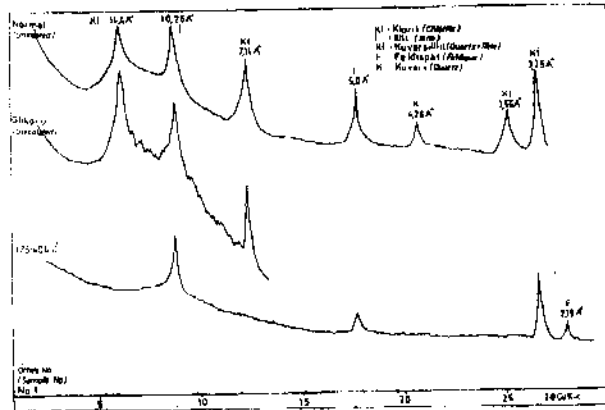
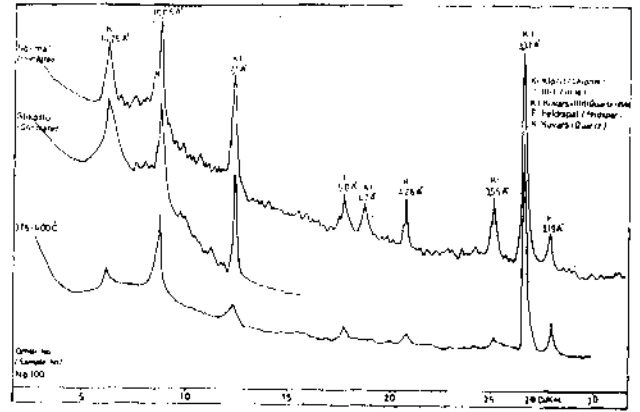
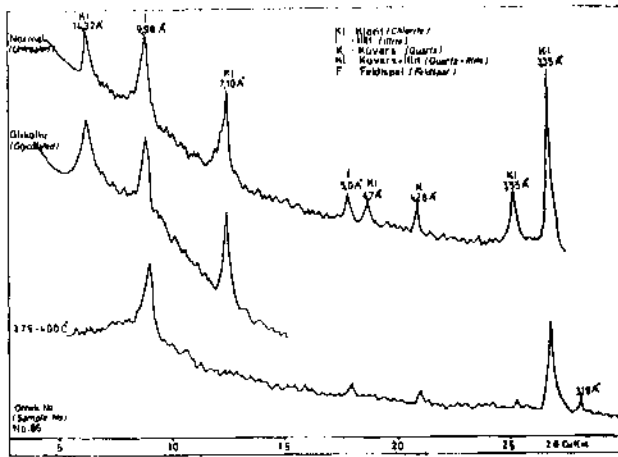
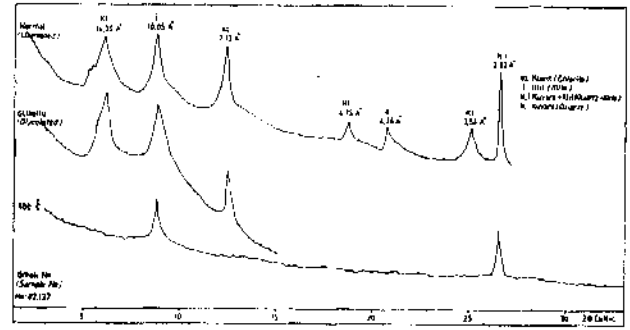
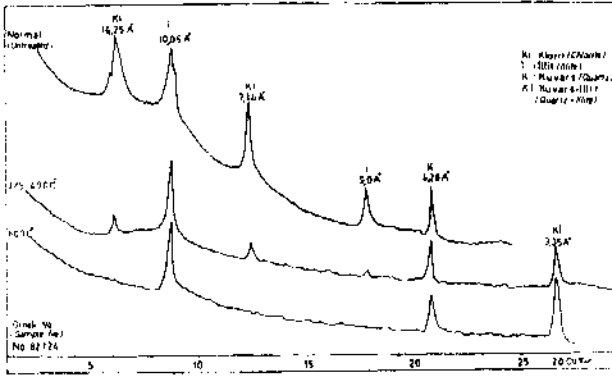
Stratigrafi ilişkisi: Karaağaç Üyesi Kozlutepe ki. reştası ve volkanik birim ile yanal griklidir. Birim yanal giriklik çerçevesi içinde Kozlutepe Mreçtaşını dereceli bir dokanakla Tayfur Köyü kuzeyinde üstler. Karaaf aç Üyesi üstleyen Kabasal Üyesi İle olan örtülü üst dokanaflı Kabasal Tepe'de yapısal uyumludur.

Yaşı Karaağaç Üyesi Önal (1982) "saptanan fosil İlere göre Geç Eosen yaşındadır",

Y©nmıs Karaağaç Üyesi kapsadığı tortul bileşenlere ve tortul yapılarma göre füş benzeri bir nitelik gösterir. Birimin alt ve üst düzeyleri yersel kumlu fillf, egemen olarak killi fills, orta bölümü killi filiş nitelif indedir. Karaağaç Üyesi yukarıdaki veriler çerçevesi içinde yelpaze alanı ve aWsal düzlüğü ortamlarım yansıtır (Şekil 3).

LABOBÂTUVAB YÖNTEMOMm

Çalışma alanından topladan Kiltası ve Çamurtaşı örnekleri havanda ezilmiştir. Tüm örnekler mekanik bir karıştırıcı iç nde yaklaşık 10 dakika kanstınlıp elde edilen sulu gamur 280 meflik elekten feçirilerek kum ayrılmıştır. Kü ve silt Stoke yasasına göre Attagberg silindirlerinde birbirinden ayrılmıştır. Karbonat uzaklaştırılması için 1 N sodyum asetat ve 0,3 N asetik asit kullanılmış ve çözelti pH = 5 olacak biçimde ayarlanmıştır, Organik malzeme H₂O₂ ile çözülüp or-

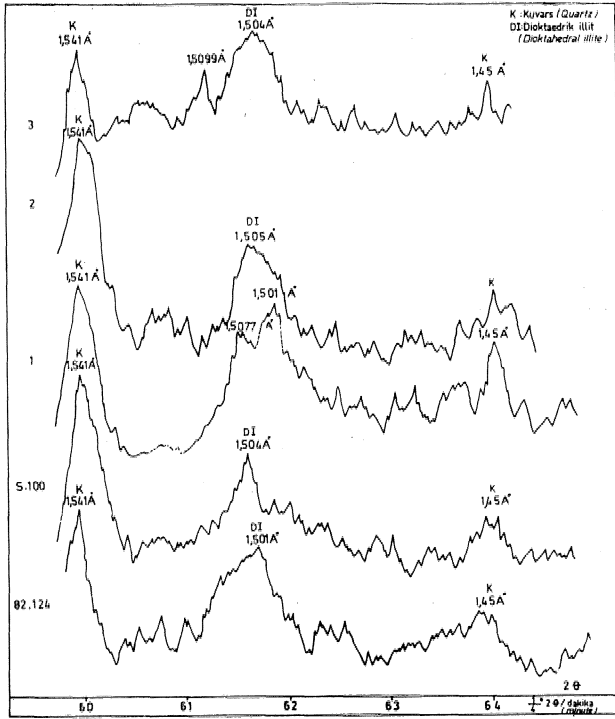


Şekil 5 (a, b, c, d, e, f, g): Çalışma bölgesindeki kil minerallerinin difraktogramları: a, b, c, d şekilleri alt filiş fasiyesi ve e, f, g şekilleri üst filiş fasiyesine aittir.

Figure 5 (a, b, c, d, e, f, g): Diffractograms of clay minerals in the study area; figures a, b, c, d belong to lower flysch facies and figures e, f, g belong to upper flysch facies

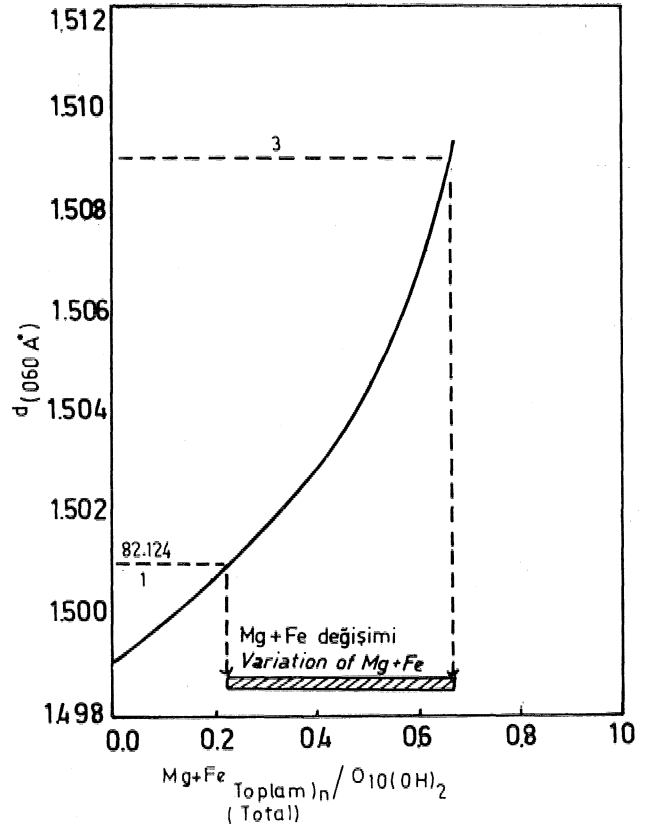
içerdiği toplam Mg + Fe in 0.2 ile 0.65 arasında değiştiği gözlenmiştir. $d_{(001)}$ değerleri illitin dioktaedrik olduğunu gösterir.

Sedimenter klorit refleksiyonları 14 Å, 7 Å ve 3.5 Å larda görülür. Glikol muamelesi sonucu 14 Å

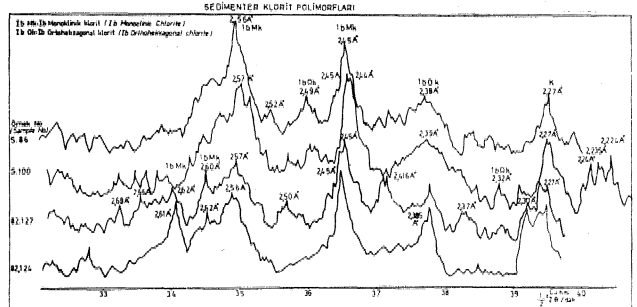
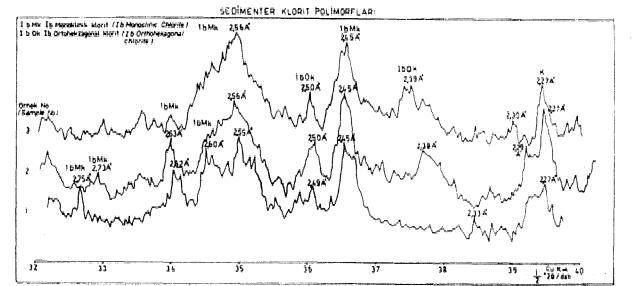


Şekil 7: Dioktaedrik illitin varlığını gösteren difraktogramlar
Figure 7: Diffractograms showing the presence of dioctahedral illite

pikinde bir defisim görülmez. Ancak 375-400° O ara-sondaki ısıtma sonucu bazı Örneklerde 14 Å° püdnin bütünü ile kaybolduğu veya oldukça zayıfladığı görülür (Şekil 5-a bAd^f,g), Bunun yanında 7 Å° ve diğer pikler de benzer davranış gösterirler, 14 Å° pikinde görülen zayıflama ila bazı örneklerde yaklaşık 12 Å° çevresinde zayıf yayvan pikler oluşur, Sedimenter kloritin bu davranışı vermikülitlerinkine oldukça yataandır. Ancak, vermikülitin 7 Å° ve 3,5 Å° pikleri 14 Å° pikine kıyasla çok zayıftır (Güven ve Kerr, 1966), Bizim birçok örneklerde föziedifimiz 14 Å° piki vermikülitinklinin tersine zayıf fakat 7 Å° ve 3,5 Å° pikleri ise daha şiddetlidir (Şekil 5). Bu da Örneklerdeki 14 Å° ve daha büyük açılardaki piklerin sedimenter klorite ait olduğunu gösterir. Alt fills fasi^ yeğindeki kloritlerm (001) ve (008) pikleri zayıf (002) ve (004) pikleri de şiddetlidir.- Bu demirli kloritler için tip'ktir. Üst filiş fasiyesinin en altından alınan bir örneğin içerdiği kloritin tüm pikleri birbirae yakın şiddettedir (Şekil 5-e), Aynı filiş fasiyesinin difer örneklerinde bulıman kloritin (001) ve (003) pikleri (002) ve (004) piklerine kıyasla daha şiddetlidir. Bu ÜSL nnafzeyumlu klortler için tipiktir. Yüksek açılardaki orta şiddette 2,56 Å° v© 2,45 Å° pikleri ve düşük fiddette 2,50 Å° ve 2,39 Å° pikleri herik^ alt ve üst filiş fasiyeslert için tipiktir (ŞekU 9-a, b). Bu< rada vurgulanması gereken önemli bir nokta yukarıda verilen piklerin Å° değerlerinin her Önek için sabit olmadığıdır, Şekil 0-a* b'de görüldüğü gibi lb monoklorite ait birinci pik her örnekte 2,56 Å° da oluş^

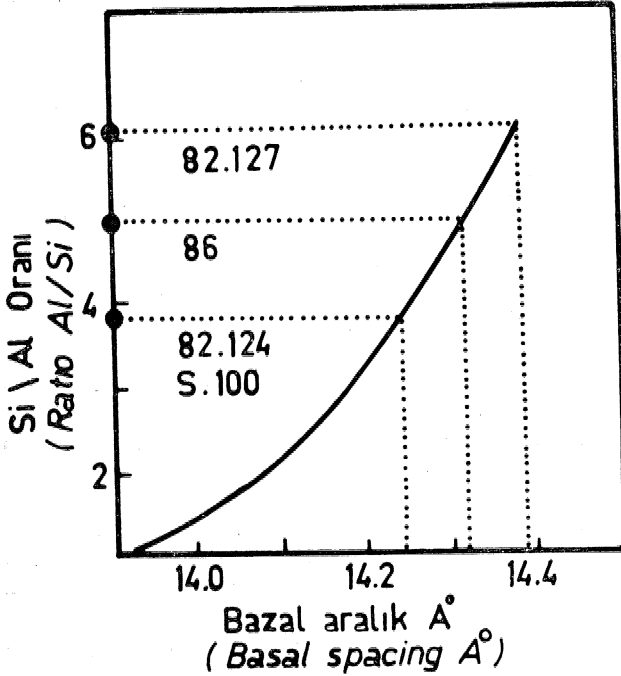


Şekil 8: d(060) in bir işlevi olarak dioktaedrik minerallerindeki magnezyum ve demir oranı
Figure 8: Magnesium plus iron in dioctahedral minerals as a function of d(060)



Şekil 9 (a, b) t KlMt poltaiorflanni gösteren difraktogramlar a, alt fills f asiyesi ve b, üst fiif f asiyestae aittir
Figure 9 (a, b) i Bifractogram showing cMürlte polymorph® (a) belongs to lower flysch faciès a»a (b) belongs to upper flysch faciès

maz, fakat 2,55 Å ile 2,57 Å arasında yer değiştirir. Bu durum diğer pikler için de geçerlidir. Grim (1968) İb monokloritler için verdiği değerler, örneğin, 2,55 Å ile 2,57 Å arasında değişim gösterirler, Vermikülitler İb monokloritler gibi 2,55 Å piM verirler. Ancak, bundan sonra gelen pik ise 2,89 Å olup İb monoklorit gibi 2,45 Å da orta şiddette pik oluşturmazlar, Bu veriler ile klorit-vermikülit ayırımı sağlanmıştır.



Şekil 10: Alt filiz fasiyesi içindeki kloritlerin SV Al oranının değişimi: Bu çatışma. Eğri Bannister ve Whittard (1945) dan alınmıştır

Figure 10; Variation of Si/Al ratio of chlorites in lower flysch TMs study. Curve is taken from Bannister and Whittard (1945)

Heriki Mis fasiyesindeki kloritlerin 14 Å bazal piklerinin değerlerinde görülen değişimler Bannister ve Whittard (1945) diyagramına uygulanmıştır (Şekil 10 ve 11), Yazarlar 14 Å piklerindeki defişimlerin Si/Al oranı ile ilişkili olduğunu göstermiştir. Bu çalışmadan elde ettiğimiz 14 Å bazal değerlerini Bannister ve Whittard diyagramına uygulayarak heriki filiz fasiyesindeki kloritlerin Si/Al oranlarındaki değişim gösterilmiştir. Sonuçta, alt filiz fasiyesi (Saz Üyesi) içindeki kloritlerin Si/Al oranlarının 4 ile 6 arasında ve Üst filiz fasiyesindeki (Karaağaç Üyesi) 81/Al oranlarının da 2,5 ile 6,5 arasında defiştiği görülmüştür,

TABTİŞMA VB SONUÇLAR

Kodama ve Foscoloa (1974) ve diğer bir çok araştırmacılar yaptıkları çalışmalarda şişebilen Mİ minerallerinin artan diyajenes ile kaybolduğunu vurgulamışlardır (Çizelge 2), Foscoloa ve Kodama (1974) yaptığı ayrıntılı çalışmada, eğer özel jeokimyasal bir

koşul veya hidrotermal bir olay olmadıkça, bağımsız şişebilen minerallerin, gömülmenin 1500 metreyi geçtiği yerlerde oluşmadığını belirtir. Böylece bunların varlığı erken diyajenetik evre ile sınırlanır, Ayrıca kaolinit 3000 metreden daha derinlerde oluşmaz (Çizelge 2). Yazarlar ayrıca illit 2: 1 şişebilen kloritlerin çoğunlukla 1000 ile 3000 m arasında oluştuğunu vurgulamışlardır. Geç diyajenes evresinde 2M illit polimorf oranının İM + İM_d illit polimorf oranından çok daha yüksek olduğu belirtilmiştir; Foscoloa ve Kodama (1974)'nin saptadığı 4000 metrelik en yüksek gömülme derinliğine karp. gelen kristalleşme dt-recesi 12,8, keskinlik oranı 2,3, 2M polimorf yüzdesi 60, illit içindeki şişebilen Mİ yüzdesi 20-10 ve sıcaklık gradyanı 164°O'dir (Çizelge 2), Yazarlar bu evrede sıvı olmayan hidrokarbonların bulunabileceğini vurgulamışlardır. Ayrıca Weaver (1979) eimektiti en yüksek diyajenes evresinden önce kaybolduğunu ve İb Fe-klorit oluşumunun 1500 metrede başlayıp yaklaşık 6000-7000 metreye kadar sürdüğünü belirtir. Bundan sonra İb Mg=klorit oluşumu söz konusudur.

Çalışma alanındaki heriki filiz fasiyesinde şişebilen kloritler ve karışık tabakalı oluşuklar ve kaolinit minerallerinin yokluğu, bunların yüksek dereceli diyajenetik etki altında kaldığını gösterir, Bunun yanında 2M illit polimorf yüzdesi, düşük kristalleşme indeksi ve keskinlik oranının yüksekliği diyajenetik evrenin en yüksek düzeyde olduğuna ilişkin verilerdir, Ayrıca İb monoklinal ve ortoheksagonal klorit polimorf lannın varlığı ve İb klorit polimorf lannın yokluğu özellikle alt filiz fasiyesinin yüksek dereceli diyajenes etkisi altında kaldığını gösterir,

10 Å mineralinin d₍₀₀₀₎ aralığının ölçümü bunun oldukça yüksek oranda oktaedrik Mg + Fe içerdiğini gösterir, Yoder ve Eugster (1958) heriki İM ve 2M sentetik muskovitln d₍₀₀₀₎ değerlerini 1,499 olarak vermiştir. Bu potasyum dioktaedrik mikalarda a₍₀₀₀₎ aralığının alt sınırını yansıtır, Fe⁺, Fe^s ve Mg^s gibi daha büyük iyonların oktaedrik konumdaki Al+B un yerini alması ile d₍₀₀₀₎ aralığı artar, Çalışma bölgesindeki illitlerin d₍₀₀₀₎ aralığı 1,501 ile 1,509 Å arasında değişir, Bu değerler de illitlerdeki oktaedrik konumun J ile ünün mafzezyum ve demir tarafından tutulduğunu belirtir,

Şekil 10'da görüldüğü gibi Saz Üyesi mislerinde saptanan klorit minerallerinin Si/Al oranları aşağıdan yukarı doğru sistematik bir değişim göstermekler, Fakat Karaağaç Üyesi'ndeki klorit minerallerinin S/Al oranları sıfırtamdan (Örnek No 1) derine (örnek No 3) doğru belirgin bir azalma gösterir (Şekil 11), Sıfırtamdaki volkanik malzeme (Andezit, dasit tüfit) nin bolluğu bu Si/Al oranındaki artışa uygun düşer. Böyle bir veri kloritlerin diyajenetik veya sedimenter kökenine ilişkin görüşü de destekler,

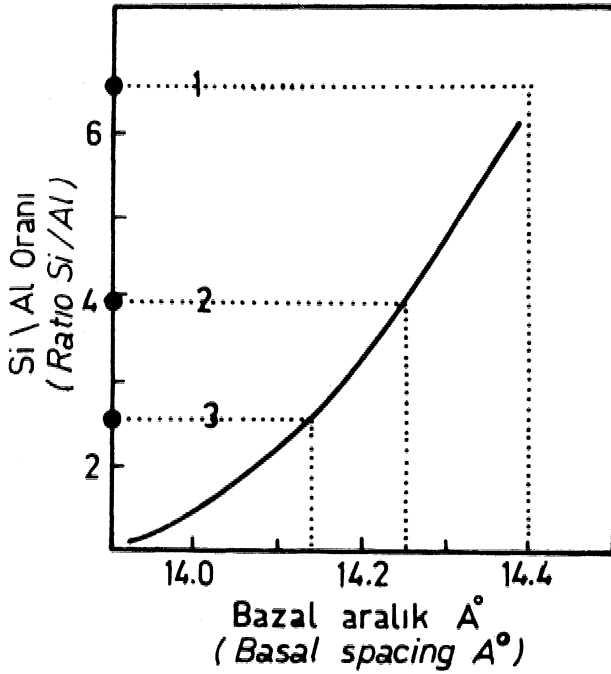
Karaağaç ve Saz Üyelerinin filiz fasiyesinde yelpaze ve açık deniz ortamlarında çötenildiği tortul bileşenlerine ve fosil kapsamlım göre belirlenmiştir (Şekil 3). Heriki üyenin filiz fasiyesinde saptanan illit ve klorit minerallerinin varlığı çökeltme ortamının derin deniz olduğuna ilişkin verilerdir.

Çalışma alanında saptanan kil mineralleri ve bunların polimorfları heriki filiz fasiyesinin yüksek di-

	Kristalleşme derecesi (Crystallinity index)	Keskinlik oranı (Sharpness ratio)	1 - 90 Å ² / 2 58 Å ² illit (Illite)	% 2M illit polimorfu (2M illite polymorph)	Bağımsız tabakalar (Discrete layers)			Illit - 2:1 Sisebilen içindeki illit % (illite 2:1 expandables)	Gömülme derinliği (Burial depth) m	Sıcaklık gradyanı (Temp. grad.) °C	Hidrokarbon oluşukları (Occurrences of hydrocarbons)	
					Sisebilenler (Expandables)	Kaolinit (Kaolinite)	Klorit (Chlorite)					
Forelöz ve Kıdama (BZ)	> 20	< 1.5	< 0.06 0.085	< 25 75	var	var	yok	< 25	1500	77		
	19			50	var	var	yok	40-50	2000	94	Kil yüzeylerinde hidrokarbonlar (Hydrocarbons on clay surfaces)	
	17				Çoğunlukla yok (usually absent)	Çoğunlukla var (usually present)	yok	70-80	3000	141	Dehidrasyon ile sivi hidrokarbon göçü (migration of hydrocarbons by dehydration)	
	16											
	15					Düzensiz tabakalar yok (Randomly interstratified are absent)						
	14	2.3	0.14	60		Düzenli tabakalar var (Regular interstratified are present)			4000	164	Sıvı olmayan hidrokarbonlar (Non-liquid hydrocarbons)	
Bu çalışmada (This study)	6	2.5	0.25	52	yok (absent)	yok (absent)	var (present)	100	4500	170	Sıvı olmayan hidrokarbonlar (Non-liquid hydrocarbons)	
	8	2.0										
	5	2.6	0.18	75								
	3	3.5										
	5	2.8	0.185	77	yok (absent)	yok (absent)	var (present)	100	6000	200		
	5	3.0										
	4	2.8	0.19	80								

Çizelge 21 Gömülme derinliği ve kristallime ctececi keskinlik oranı, %G& % M Müt p&linörflaOT, Müt - %t\ fişebita kil mineralleri, bağımsız tabakalı silikatların varlığı ve yoklumu, Jeistermal gradyan ve hidrokiirbonlarını oluşumu iimnindeki korelasyonu

TaMe 21 Correlation between burial depth and crystal Mnity index, sharpness ratio, percent gM üllte poUmörphs, Uete to illite ^2:1 expandable claymlneral, presence or absence of discrete layers silicates, geothermal gradient and occurrence ol hydrot'ai-toöiis,



Şekil 11: Üst flysch fasiyesi içindeki kloritlerin Si/Al oranının değişimi: Bu çalışma, Eğri Bannister ve Whittard (1945) den alınmıştır

Figure 11: Variation of Si/Al ratio of chlorites in upper flysch facies: This study, Curve is taken from Bannister and whittard (1945)

yajenetik koşullardan etklendiği ve oluşan petrolün de gaz fasında olabileceğini ortaya koyar.

KATKI BELİRTME

Bu çalışmanın yürütülmesinde X-Işın difraksiyon olanaklarını sunan Dokuz Eylül Üniversitesi Maden Mühendisliği bölümüne ve X-Işın difraktogramlarını çeken Dr. Uğur Köktürk'e teşekkürlerimizi sunarız.

DEĞİNİLEN BELGELER

Altınlı, m, 1981, Ç^kelimle giriş: İstanbul Üniversite-

gd Tatbiki Jeoloji Kürsüsü Fen Fakültesi Basına evi S, MS

Bannister, F.A., ve Whittard, W.F., 1945» MâgneMan Otamoeite: Min, Mag., 5, 109-115

Lee, M.F., ve Chau^ıuri, S» 1976, Olay mineral gtudiea of Lower Permian Havensville shale in Kansas and Cm^ahoma: Ceaya and Clay Min., M, 239-245

Grim, E.E., 1968, C^ay Mineralogy: Me Qraw-HiU ^ o k Comp., 147-154

Güven, N., ve Kerr, P.F., im^, Selected Great Basin Foscolos, A.B., ve Kodama, H., 1974» Diagenésto of clay playa clays: The Amer, inner., 51, 1057.1067 minerals from Loww Oretac^us shales of North Eastern British Columbia: Clays and Clay Min., 22, 319-335

Kubier, B., 1966, im> crystallinite d'illite et les zones tout fait supérieures du metamorphîEme: Colloq sur Im Etages Tectoriques ala Baoonnière, 105» 122

Hower, J., ve Mowatt, T.C., 1966, The mineralog' of illités and Mixed=layer ülite/Montmorülonitea: Amer. Mineral., 51, 825-854

Maxwell, D.T., ve Hower, J., 1967, Hugh grade diagenesis and low grade metamorphlsm of IUite in the Precambrian belt seriei: Emer, Mineral., 52, 843-^7

Moort, J.W., 19-71, A comprataive ^tudy of the diagénetie alteration of clay minerals in Mesozoic ghales from Papua, Now Guinea, and in Tertiary shales from LouMana, U.ŞJL: Olays and Clay Mmeo, 19, İ-20

Weaver, O.E., 1961, a, Minerals of the Ouachita structural belt and adjaoint foreland in Ouachite Systan: P 147.162, University of T^cas, Bureau of Bconomio Geology., Publ, No: 6120, P. 410

Yoder, H.S. ve Bugster, H.P., 1955, Synthette and natural museovites: öeoehün. Cosmoehim, Aeta, 8, 226.ISO

İsimleri	Oksit Formülleri	Poli-iyon	Tanım $\Delta = \text{Üçgen}$ $\square = \text{Tetrahedron}$	Yapısal Formülleri	Kaynaklar ve Notlar
Frolovit	$\text{CaO} \cdot \text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4(?)\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}(\text{OH})_4]^{-1}$ veya $[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_6]^{-2}$	\square veya $2t$	$\text{Ca}[\text{B}(\text{OH})_4]_2$ veya $\text{Ca}[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Petrova (1957) (Petrova oksit formülünde $3\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$ verir.
İnderit	$2\text{MgO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6]^{-2}$	$2t, 1\Delta$	$\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 360
Kurnakovit	$2\text{MgO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$			$\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 360
İnderborit	$\text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 11\text{H}_2\text{O}$			$\text{MgCa}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 355
Hidroborasit	$\text{MgO} \cdot \text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_3]^{-2n}$	$(2t, 1\Delta)_{\infty} Z.$	$\text{MgCa}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 353
Tinkalkonit	$\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4]^{-2}$	$2t, 2\Delta$	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 337 Christ ve Garrels (1959)
Kernite	$\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_2]^{-2n}$	$(2t, 2\Delta)_{\infty} Z.$	$\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 335 Christ ve Garrels (1959)
Hilgardit ve parahilgardit	$2\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{CaO} \cdot 9\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})]^{-2n}$	$(2t, 2\Delta)_{\infty} L$	$\text{Ca}_8[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_6]_6 \text{Cl}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, pp. 382-383
Gowerrit	$\text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4]^{-1}$	$1t, 2\Delta$	$\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Erd ve diğ. (1959) Christ ve Clark (1960)
Vlçit	$\text{SrO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2(?)\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_6\text{O}_7(\text{OH})_6]^{-2}$	$(1t, 2\Delta)_2 \text{Ç.}$	$\text{Sr}[\text{B}_6\text{O}_7(\text{OH})_6]$	Clark ve diğ. (1959, 1960) Bu formül oksit formülüne en azından $3\text{H}_2\text{O}$ gerektirir.
p-Viçit	$\text{SrO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 2(?)\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_6\text{O}_7(\text{OH})_6]^{-2}$	$(1t, 2\Delta)_2 \text{Ç.}$	$\text{Sr}[\text{B}_6\text{O}_7(\text{OH})_6]$	Braitsch (1959b) yukarıda verilen husus burada da geçerlidir.
Ammonioborit	$(\text{NH}_4)_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\frac{1}{3}\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_2\text{O}_6(\text{OH})_4]^{-1}$	$1t, 4\Delta$	$\text{NH}_4[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot \frac{2}{3}\text{H}_2\text{O}$	Clark ve Christ (1959b)
Larderellit	$(\text{NH}_4)_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5(?)\text{H}_2\text{O}$			$\text{NH}_4[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot \frac{1}{2} (?)\text{H}_2\text{O}$	Clark ve Christ (1959b)
Sborgit	$\text{Na}_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$			$\text{Na}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Cipriani (1957)
Bzkurrit	$2\text{Na}_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6]^{-2}$	$2t, 3\Delta$	$\text{Na}_2[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Muessig ve Allen (1957)
Üleksit	$\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{CaO} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 16\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_9\text{O}_9(\text{OH})_6]^{-3}$	$3t, 2\Delta$	$\text{NaCa}[\text{B}_9\text{O}_9(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 345
Probertit	$\text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{CaO} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$			$\text{NaCa}[\text{B}_9\text{O}_9(\text{OH})_6] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Clark ve Christ (1959c) Vol. 2, p. 343 Clark and Christ (1959c)
Preobrazhenskit	$3\text{MgO} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_7\text{O}_7(\text{OH})_4]^{-3n}$	$(3t, 2\Delta)_{\infty} Z.$	$\text{Mg}_3[\text{B}_7\text{O}_7(\text{OH})_4]_2 \cdot \frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$	Yarzhemskii (1956)
Terçit	$4\text{CaO} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 20\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_9\text{O}_9(\text{OH})_7]^{-4}$	$4t, 1\Delta$	$\text{Ca}_2[\text{B}_9\text{O}_9(\text{OH})_7] \cdot 6\frac{1}{2}\text{H}_2\text{O}$	Melxner (1953)
Kaliborit	$\text{K}_2\text{O} \cdot 4\text{MgO} \cdot 11\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 18\text{H}_2\text{O}$	$[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4]^{-1}$ veya $[\text{B}_2\text{O}_6(\text{OH})_6]^{-2}$	$1t, 4\Delta$ ve $2t, 1\Delta$	$\text{KMg}_2[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4][\text{B}_2\text{O}_6(\text{OH})_6]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Vol. 2, p. 367

NOT: Z. Zincirler, L. Levhalar, Ç. Çiftli

Çizelge 2: Kristal yapıları bilinmeyen sulu boratların postütle edilen yapısal formülleri.

$(\text{OH})_4]^{-1}$ bileğmindeki poHâyötular igerdiğlno ve $\text{K}[\text{B}_6\text{O}_6(\text{OH})_4]_f \cdot 2\text{B}^{\circ}\text{O}^*$ yapısal formüle sahip olduğuna karar verilir, 2 nolu çizelgedeki larderellit ve ammonioborit mimerallerinin yapısal formülleri de bu kıyaslama ile elde edilir.

Bütünüyle stereochemical kurallara göre penta-borat halkamın $\text{O}_5\text{B}(\text{OH})$ üçkenlerlnln herbirinin sırayla $\text{O}_5\text{B}(\text{OH})_6$ tetrahedralar ile değiştirilebilecek fi düşünülebilir. Böyle bir işlem 1:5 $\text{E}:\text{X}$; $\text{E}:\text{B}:\text{X}$; $\text{é}:\text{S}:\text{X}$; $5:\text{S}:\text{X}$ oranlarına ulaştırır. Bu yöntem çizelge 2 deki yapısal formülleri excurrit iğln 2:5:7, üleksit için 3:5:16, probertit için 8:5:10, preobrazhenskit için $\text{B}1\text{B}1\text{e}$ 1/2 ve terçit için 4:5:20 olarak ortaya konmuştur.

Bag lanmış beş tane tetrahedradan ibaret penta« borat iyonlarım içer \wedge 5:5:X ©ranmdaki mimerallerin» baflantılı iM tetrahedra poli-iyonlan kapbiyân pinnoit yapısındaki minerallere doğru yaklaştıkça denge-siz olacakları olasıdır (Çizelge 1),

Çizelge 2 de son olarak» iki belirgin polHyon tü» rü içeren ender bir mineral durumunu teanMl etasesi bakımından kaliborit çizelgeye eMenmiştir.

Çalılmal'arda çok sayıda sentetik sulu boratlar ve« rilmiş v© buğlar Kemp (19BB) tarafından özetlenmiştir. Bu yazıyı kısa tutmak için bunlar burada konu edilmemiştir. Fakat, daha sonra hazırlanacak ayrıntılı yazıda ele alınacaktır.

DEĞİNİLEN BELGEU03B

Braitsch, O., 1959a, 1 Te-Strontiöhlgarait (Ca, Br)₂ $[\text{B}_6\text{O}_6(\text{OH})_4]_f \text{Cl}$ und aedne Stellung in der Hilgarditgruppe $\text{X}^M [\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4]_a \text{O}1$: Belt, zur Mineralogie und Petrographie, 6, 238-247

Braitsch, Ö., 1059b, Über p-Veatchte, eine neue Veatचित=Vari6tüt aus dem Zechstelnalz: Betr. zur Mineralogie und Pétrographie, tt_f 352-356

Ohrist, CL., 1950, Nature of the polyions contained in hydra-ted borate crystals: Program and Abstract«, American CrystaUograpMc Association Meeting Ithaca, N.Y., 28

Christ, Cli, ve Clark, J.R., 1058, The structure of me« yerhofferite, 2 CaO, 3 \wedge 0 \wedge , TI \wedge O, a PI crystal, determined by the direct method of Hauptoan and Karle: Aeta Cryst., 9, 980

Christ, Cli, ve Olark, J.R., 1960, X-ray crystallQf-raphy and crystal ehemtetry of gowerrite, \wedge 0* SBgO^{\wedge} , 6H₂O: Ame, MneraL, éB_f 230.234

Ohrist, C.U, Caark, JM_f, v© Evans, H.T.Jr», 19Ö8, Stu* dies of borate minerals (III): The crystal structure of colenaanite, Oa1? \wedge (OH)₃, H \wedge O*: Acta Cry», .11, 761-770

Christ, O. L, ve Garreis, R.M., 1959, Relations among sodium borate hydrate at thé Kramer deposit, Boron, California: Ame, Jour, Sei., 257, 516* 528

(*) Silvidl ve McOrath'ın (1950) gonoçlan da pentaborat halkasının bir iç hidrojen bâfi İçerdiğini gösterir. Böyle bir bağın yüksek elektropozitif yükü olan bordan bir protonu 1 A \wedge kadar uzaklaştırman bu varsayımın kabul edemeyecek kadar yanlış olduğunu gösterir.

- Oipriani, O., 1957, Un nuovo mineral© fra i prodotti boriferi di Lardorello: Atti Acad. Naz. Lincei, Rend. Class. Sci. fis. mat. © nat., 22, 519-525
- Clark, J.R., 1950, Studies of borate minerals IV. The crystal structure of inyoite, $\text{CaB}_4\text{O}_7 \cdot (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$: Acta Cryst., 12, 162-170
- Clark, J.R., ve Christ, C.L., 1959a, Studies of borate minerals (VIII): The crystal structure of $\text{CaB}_3\text{O}_6 \cdot (\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$: Zeits. Krist., 112, 213-223
- Clark, J.R., ve Christ, G., 1959c, Studies of borate minerals (VU): X-ray studies of ammonio-borite, larderellite, and the potassium and ammonium pentaborate tetrahydrates: Ame. Mineral., 44, 1150-1158
- Clark, J.R., ve Christ, C.J., 1959c, Studies of borate minerals (V): Reinvestigation of the X-ray crystallography of ulexite and probertite: Ame. Mineral., 44, 712-719
- Clark, J.R., ve Mrose, M.B., 1960, Veatchite and p-veatchite: Ame. Mineral., (in press)
- Clark, J.R., Mrose, M.E., Perloff, A., ve Burley, O., 1959, Studies of borate minerals (VI): Investigation of veatchite: Ame. Mineral., 44, 1141-1149
- Colln, R.L., 1951, The crystal structure of **bandylite**, $\text{CuBi}_2\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$: Acta Cryst., 4, 204-209
- Erd, R.C., McAllister, J.F., ve Almond, H., 1959, Gowerite, a new hydrous calcium borate from the Death Valley region, California: Ame. Mineral., 44, 911-919
- Kemp, P.H., 1956, The chemistry of borates, Part I: Borax Consolidated Ltd., London, 90 s.
- Meixner, H., 1953, Mineralogische Backtungen an Coiemanit, inyoite, Meyerhofferit, Tertchit und Ulexit aus neuen Türkischen Boratlagerstätten: Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., 7, 445-455
- Morimoto, N., 1958, The crystal structure of borax: Min. J., Japan, 2, 1-18
- Muessing, Sr., ve Allen, R.D., 1957, The hydration of kernite ($\text{Na}_3\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$): Ame. Mineral., 42
- Palache, H., Herman, H., ve Frondel, C., 1951, The system of mineralogy (7th ed.): Vol. II, John Wiley
- Yarzhemskii, Ya., 1956, Associations of hydroboracite and szaibelyite in the salt horizons of the inner upheaval: Dokl. Akad. Nauk SSSR, 111, 687-689 (in Russian)
- Zachariasen, W.H., 1954, The precise structure of orthoboric acid: Acta Cryst., 7, 305-310

Serçeme (Erzurum) Deresi ve Dolayının Stratigrafisi

Stratigraphy of Serçeme creek (Emurum) and surrounding area

MÂ BİLOtN Atatürk Üniversitesi Fen - Edebiyat Fakültesi, Erzurum

ÖZ 1 inceleme alanı, Dofu Anadolu'da, Erzurum ilinin KB suida, Serçeme Deres'nin iki tarafında uzanmaktadır.

Bölgemizde yer alan formasyonlar; tortul ve magmatikler olmak üzere iki gruba ayrılırlar. Bunlardan tortullara ait en eski formasyon, Rizekent formasyonudur. Konglomera, kumtap ve şeylin ritmik olarak tekrarlanma şeklinde kendisini göstermektedir.

Üst Jura kireçtaşı Rizekent formasyonu üzerinde açılabilir uyumsuzluk göstererek yer almakta ve fosil yönünden oldukça zengindir, Alt Kretase kireçtaşları inceleme alanımızda geniş bir alanda yığılmaktadır. Üst Kretase kireçtaşları ise türbiditik bir ortamda gelişmiş olup, Alt Kretase kireçtaşları ile olan dokanakları faylıdır,

Eosen formasyonu; Mesozoik yaşlı formasyonlar üzerinde açılabilir diskordans yaparak uzanmaktadır, Volkanik-iedimanter gökellerden oluşan aglomera ve tiftler ise dazitik ve ajiditik bileşimindedir,

ABSTRACT : In this study, the Serçeme Creek and surrounding area in the NW of Erzurum have been investigated, in this region to be covered by sedimentary and magmatic rocks. The formation of the Rizekent is the Bizekent formation which is alternatively composed of conglomerate, sandstone and shale.

Upper Jurassic limestone covers the Rizekent formation which has very rich fossil content. Lower Cretaceous limestones outcrop in a large area, upper Cretaceous limestones have developed in a tuffaceous environment and formed a tuffaceous cover over the Lower Cretaceous limestone.

The whole Mesozoic formations have been overlaid by Eocene formation unconformably. Agglomerate, and tuffaceous rocks belong to the tuffaceous rocks which are composed of dacitic and andesitic rocks.

GİRİŞ

Çalışmamızın amacı, Erzurum, Serçeme Deresi ve dolayının jeolojik konumunu, petrolojik özelliklerini belirlemek ve böylece elde edilen verilerin ışığında kaya birimlerinin oluşum geçişlerini açıklamak ve ortaya koymaktır,

Çalışma alanında, kaya birimlerinin konumlarını sağlıklı olarak belirleyebilmek için; 1/25 000 ölçekli harita alımı yapılmış ve inceleme alanı dört paftayı içerecek biçimde saptanmıştır,

Mineralojik ve petrografik incelemelerimizde, optik metotlar kullanılmış, polarize mikroskopun bütün özelliklerinden yararlanılarak toplam 150 civarında ince kesit incelenmiştir,

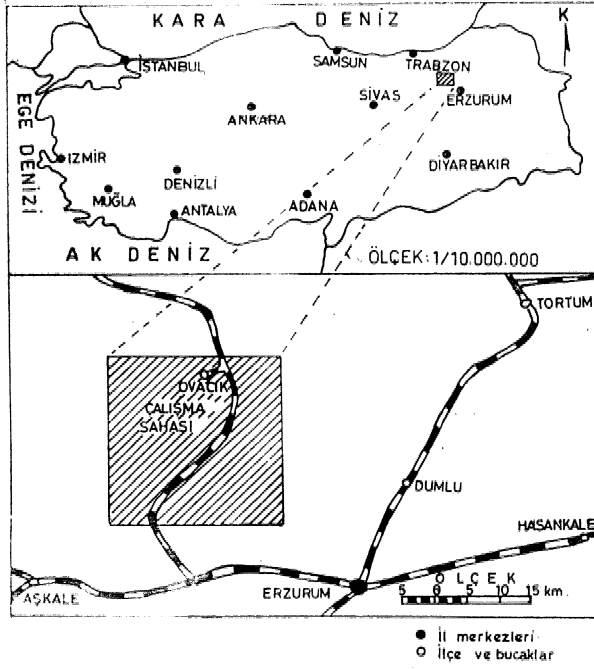
İnceleme bölgesi, Dofu Anadolu'da, Erzurum ilinin KB'sında, Serçeme Deres'nin İki tarafında uzanmaktadır (Şekil 1),

1/25,000 ölçekli Tortum Heß - c_a, c_g ve İİ4Ö , d₄ paftaları olmak üzere; toplam dört paftayı kaplayan inceleme alanında. Gavur Dağları'nın batı kısmı ile Yesirçöl Dağı yer alır.

Ulaşım bakımından, Erzurum'dan gelip Rize yönüne, devam eden yol, bölgenin en önemli ana yoludur.

İnceleme alanındaki yükseklikler genellikle KD. GB yönünde uzanırlar (Şekil 2), Bu aynı zamanda Mesozoik yaşlı formasyonlarda egemen olan dofrultu yönüdür.

Çalışma alanını boydan boya KG yönünde kesen en önemli akarsu Serçeme Deresi'dir, Bölge kaynak yönünden oldukça zengindir. Bunların çoğu tabaka dokanak kaynağı olup, su geçiren tabaka ile su geçirmez tabakaların aynı tarafa dofrultu emimli olduğu yerlerde ortaya çıkarlar, Bazan da yeraltı drenaj kireçtaşlarını eritmiş ve çok sayıda volkanik kaynakları meydana gelmiştir.



Şekil 1: Yer bulduru haritası
Figure 1: Location map

Erzurum'un KB'sını oluşturan inceleme bölgesi ve civarı, çok sayı da Jeoloji Mühend'sinin araştırma konusu olmuştur (Acar, 1975; Arpat, 1965; Âtalay, 1979; Aydoğan, 1979; Burşuk, 1981; Ketin, 1962; Leloflu, 1078).

Lahn (1938), Bizdmkas köyü yaylasında tüfler içerisinde bulunan kömür üzerinde» Gattinger (1954), bölgede genel jeoloji harita ahmı çalışmalarında bulunmuştur,

Özdemir (1974), Erzurum ve civarındaki şifalı suların fiziko-kimyasal analizleri ve saf Uf a et« kili Özelliklerini konu alan bir çalışma yapmıştır. Bu çalışma esnasında, inceleme alanında bulunan bir çermikten alman su örnefin'n standartların altında olduğunu, dolayısıyla şifalı sular sınıfına girmediğini belirtmiştir.

Budak (1979), mühendislik jeolojisi yönünden çalifma alanında Serçeme Deresi üzerinde. Kuzgun köyü yakınında inşası düşünülen Kuzgun Barajı'nın temel etüdünü yapmıştır.

Bilgin (1983), Erzurum-B'ıdinkas yöresindeki kro* mitlerin mikroprob incelemesi konulu bir çalışma yürütmüştür,

MESOZOYK

Mesozoyik formasyonlar, inceleme aianımın büyük bir kısmında yüzeyler.

Bunlar; olasılıkla Dogger yaşlı Rizekent formasyonu, Üst Jura kireçtaşları, Alt Kretas© kireçtaşları ve Üst Kretase kireçtaşları olmak üzere dört guruba ayrılırlar (Şekil 3).

Kizekent Formasyonu

Yeşirçöl Dağı'nın kuzey etekleri, Rizekent, Çıkrıklı, Karakale, Kızılkale ve Kapulu Köyleri ile sınırlanabilirilecek geniş bir alanda yüzeylemektedir, Rize» kent yöresinde, bütün açıklığı ile görüldüf ünden, adı geçen formasyona Rizekent formasyonu denilmiştir,, Gri, yeşil, kiril sarı konglomera, kumtaşı ve bunlarla arakatlı kurşuni renkli şeylden ibaret olan, oldukça kalın bir formasyondur. Formasyonun minimum kalın* lif 1 5000 metredir.

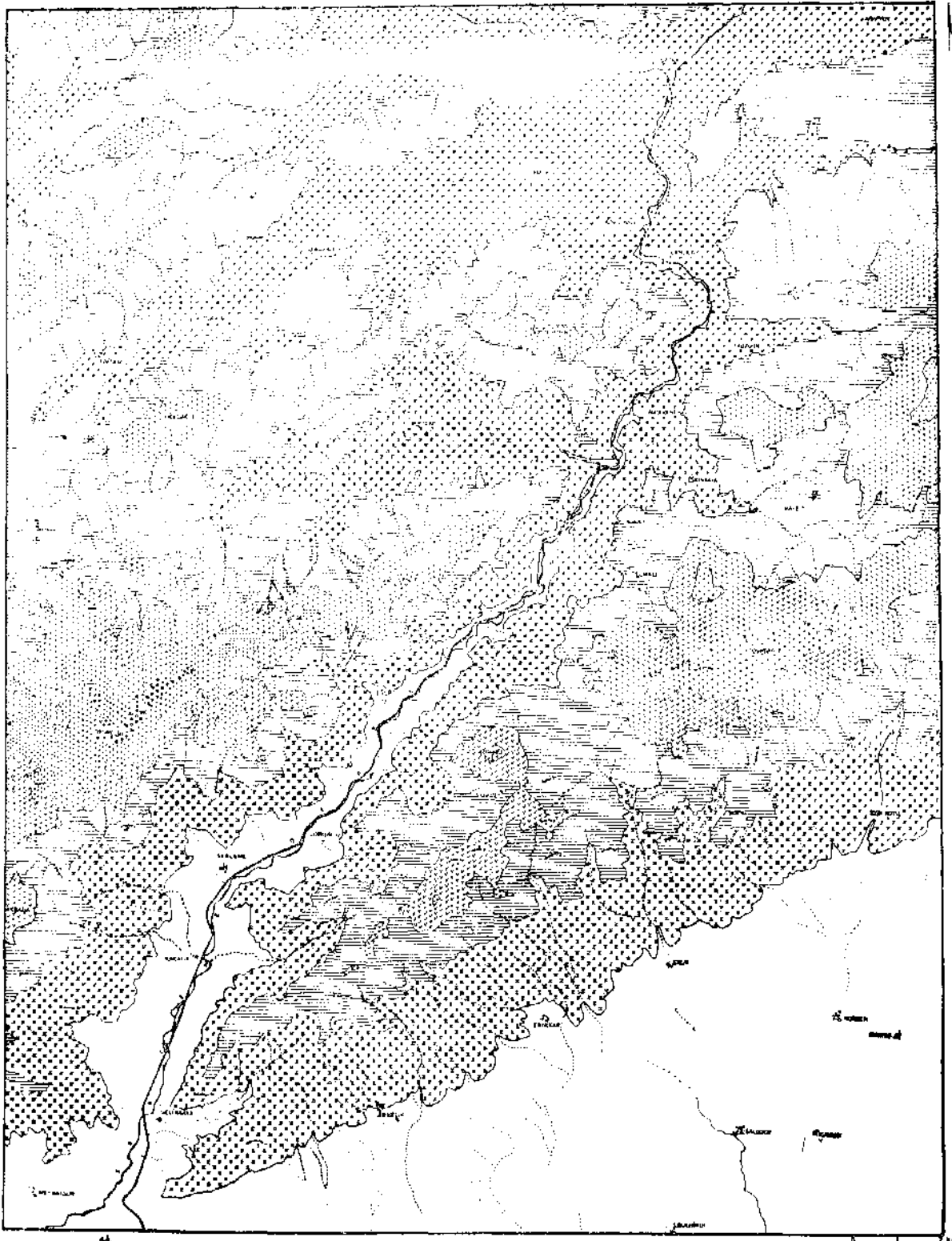
Bu formasyonun İiaklm doğrultusu KD=GB yönünü de olup, efimler ise, 55° üe 88° arasında defişmekte ve genellikle kuzeye dof rudur.

Konglomera, kumtaşı ve şeylin ritmik olarak tek» rarlanması, havza tabanının zaman zaman hareket et< tifi gösterir, Rizekent formasyü'nünde herhangi bir fosile rastlanmamıştır, Fakat, bunun yanında boylanma, dalga izi, çapraz tabakalanma, kayma ve slump gL bi flişlere özgü yapılar sıkça gö*(ilmektedir)..-










Bu formasyonun önemli üyelerinden birisi olan konglomeralarda; çakılların en irisi 5 cm büyüklüğünde, oval ve yuvarlaklıklarında iyi gelişmiştir. Bunun dışındaki dif er çakıllar, def ışık boyutlardadır. Çakıllar, kökenlerine baflı olarak değişik renkler sunmaktadır. Ayrıca, tabakalanmaya paralel olarak, çakıllar yönelm© göstermektedir» Elemanları, raagmatik ve metamor« fik kökenli olup çimentolarını sparitlik kalsit silis ve klorit oluşturmaktadır. Bu elemanlardan yeknesak tipte dalgalı sönme gösteren kuvarsların, volkanik veya damar kayalardan türedikleri sanılmaktadır, Dif er küreselli iyi gelişmiş kuvars tanelerinin ise metamorfitten oluştuğu anlaşılmaktadır. Bu arada, kuvars tanelerinden bazılarında, inklüzyonların aşaf ı yukarı birbirlerine paralel bir şekilde dizildiği dikkati çekmektedir. Bunların kökeninin de, gnays veya plütonik bir kaya oldufu sanılmaktadır, Konu edilen birimin büyük ve küçük boyutlu elemanları, defişik, büefimdeki malzeme olması nedeniyle, heterojen bir konglomera görünümüne sahiptir. Tabaka kalınlıkları ise 0,5 m, ile 1,5 m, arasında def şmektedir.

Bu formasyonun dif er önemli bir üyesi olan kumtaşların elemanlarını ksenomorf kuvars kristalleri oluşturmaktadır. Söz konusu kuvars tanelerinin boyutları, 0,08 mm ile 0,40 mm arasında değişmektedir,, Bunların bir kısmı dalgalı sönme göstermektedir. Dif er taraftan taneler arasında-tali oranda subtomorf plajiyoklas kristallerinede rastlanılmaktadır, Plajiyoklasların yanında çof u kez alterasyona uf ramış durumda mikrolitik strüktürde volkanik parçalarda dikkati çekmektedir. Bütün bu tanelere, sparitik kalsit kristalleri çimento Ödevi görmektedir,

Rizekent formasyonunun önemli üyelerinden birisini de, kurguni renkli şeyi oluşturmaktadır, Tabaka kahnhfi 0,20 m, ile 0,40 m, arasında değişmektedir. Bu birimin içerisinde ksenomorf, tane boyutu 0,062 mm ile 0,02 mm arasında def ışen kuvars kristallerine yaygın bir şekilde rastlanılmaktadır, Blajiyoklaslar çok küçük taneler halinde gözükmekte ve ikizler" yle kolayca tanınmaktadır,- İlorit ise killi çimento içerisinde tali oranda görülmektedir, Kalsit de çimento içerisinde boşluk dolgusu şeklinde göze çarpmakta»



44
AÇIKLAMA

 3000 - 3250 m arasındaki yükseklikler	 2250 - 2500 m arasındaki yükseklikler	 Karayolu
 2750 - 3000 m arasındaki yükseklikler	 2000 - 2250 m arasındaki yükseklikler	 Akarsu
 2500 - 2750 m arasındaki yükseklikler	 1750 - 2000 m arasındaki yükseklikler.	 Kurudere

Ö L Ç E K

Şekil 2: İnceleme alanının orografik ve hidrografik haritası

Figure 2: Orographical and hydrographical map of the investigated area,

DISH), Tr^hoHma Şp_e (kristalize), Radiolaria spp_{tr}, Bictyoeoiiiis, Ceno&pbaera sp₄, BiotyMnltra sp_{tr}, Trilo-
eaxnpe sp_{tr}, LATHocape sp_» Textularitlae, Valvuli^{na},
MMioMae, Beophax sp_{tr}, Hedoergella sp_„, Sa[^]oeoma,
B[^]rtaiEHa oppell (kill!), Baoulltes of_„, Lamellaptye-
huş sp₄, Ekinit dikenli, mercan, gastropod ve makro
kavkı kesitleri bulunmuş, Alt Kretase yaşı verilmiştir,
Ammonitlerin (Şekil 5) bir kısmı çok ağır ve iyi ko-
runamadıkları için kırıldığından tayinleri mümkün ol-
mamıştır.

Fasiyes itibariyle çökme ortamı derin su (hav-
za-yokuşaltı) ve sıf su (şelf kenarı) arasında değişimi
sunmaktadır, Nitekim, kireçtaşlarında çamurtaş^ı, is-
tifaş^ı ve pelletli tanetap dokuları dikkati çekmek-
tedir, Kayaçların tane boyutunun mikritten kum bü-
yüklüğüne kadar değişmesi, çökme ortamının bazen
sakin ve bazen de çalkantılı olduğuna işaret eder,

Üst Kretase Kireçtaşı

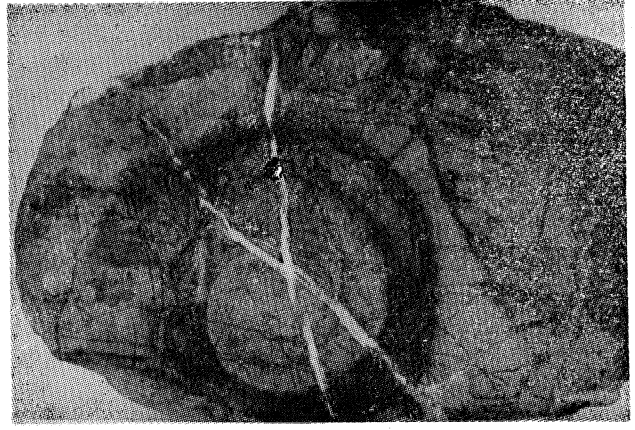
Üst Kretase kireçtaşı, Hinzik (Eferti) köyü
kuzeyi ve Elmalı köyünün batısında yüzeyleme verir.
Renkleri gri ile krem arasında delmektedir, Özelli-
le planktonik foranüferali ve bol radiolarialı olan-
lar ise kırmızı kahve renklidirler, Diğer taraftan bun-
larda gayet güzel laminalarda dikkati çekmektedir.
Söz konusu kireçtaşlarında basınçlı çözeltilerin etki-
siyle stilolitlerde meydana gelmiştir (Şekil 6), Üst
Kretase kireçtaşı ile Alt Kretase kireçtaşlarının
dokularının farklı olduğunu, aralarında herhangi bir
uyum veya uyumsuzluk belirlenmemiştir. Tabakala-
rının genel doğrultusu KB yönünde olmakla birlikte,
diğer yönlere olanlara da rastlanılmaktadır,
Efim açıları da 27° ile 90° arasında değişmektedir,
İstifin minimum kalınlığı 810 m'dir,

Kireçtaşlarından geçitli seviyelerden alınan ör-
neklerin paleontolojik tayininde:



Şekil 4: Üst Jura Kireçtaşında organik taneler ve
diğer alüminyum silikatların spajritten kalsit
kristallerine dönüşümünü gösteren bir örnek (Aktaş tepesi doğusu, çap. 10 cm,
X 25, numarası no. 66).

Figure 4: Spargite crystals filling the interstices
of the calcite grains and of the other
minerals as a result of the metamorphism in the Upper Jurassic
Umulton, (East M Aktaştepe, cross-section - Mool
X 25, sample no. 66)



Şekil 5: Alt Kretase kireçtaşı içerisinde yer alan
bir ammonit fosili (Kelkayalar)
Figure 5: An ammonite fossil found in the Upper
Cretaceous limestones (Kelkayalar)

Radiolaria sp_M, Globotruncana bulloMea (VOG-
LER) > Globotruncana area (CUSHMAN), Globotrunc-
ana tricarinata (QUERAU), Globotruncana gr, Mn-
neiana, Globotruncana gr. lapporeiiti* Globigerinello-
ides sp_„, Mlnouxia sp_» Heterohelice sp_{tr}, Hedbergella sp_„,
Botanophora sp_{tr}, bulunmuş ve Üst Kretase (Senomlyen)
yaşı verilmiştir.

Serpantinlerle iç içe olan bu kireçtaşları, Alt
Kretase kireçtaşlarına göre daha az engembeli bir mor-
foloji meydana getirmiştir, Aralarında yer yer kalınlığı
0,20 m ile 0,40 m, arasında değişen ince tabakalı
marnlara da rastlanılmaktadır.

Üst Kretase kireçtaşı, doku itibariyle vaketasi
ile çamurtaş^ı arasında farklıdır, Her iki-
sinde de yaygın ölçüde radiolaria ve diğer planktonik
fosiller bulunmaktadır, Laminaların özelliği de yukarı-
da belirtildiği gibi bu fasiyesteki kayalarda sürekli
gözlenmiştir, Ayrıca türbiditik akıntuların yuvaların-
da, foraminiferlerin yavaş yavaş bir biçimde yığılması dikkati
çekmektedir, Bu verilere ve yukarıda anlatılan kaya
türü özelliklerine dayanılarak, istifde türbiditik akın-
tuların ürünü olan tortuların egemen olduğu anlaşılmak-
tadır, Söz konusu kireçtaşı yer yer pelajik bir
özellik taşımaktadır, Nitekim, derin deniz sedimanla-
rının özellikleri itibariyle son derece heterojen olup
farklı çökme tipleri sunarlar (Eisen ve Singh,
1980), Pelajik sedimanlarda derin deniz sedimanları
la alakalıdır, Pelajik sedimanların çökmesi esnasında
büyük akıntı faaliyetleri söz konusu değildir,
Çalışma alanında yer alan Üst Kretase kireçtaşı
n daha ziyade pelajik karakterde olup, bünyelerinde
bol miktarda radiolaria içermektedir, Dolayısıyla bun-
ların çökmediği denizin derinliği 4000 m'ye kadar ula-
şmaktadır, Bu formasyonda, bir takım dar ve küçük
oyukların yer yer piritlele doldurulmuş olması da
dikkati çekmektedir,
SENOZOYİK

İnceleme alanında Senozoyik: Eosen - Miyosen
ve Kuvaterner çökelmelerinden ibarettir,
Eosen

Elmalı, Afeakent elvarmda, HinMk (Eferü) köyü KD'sunda nisbeten dar bir alanda yüzeyleme vermektedir, Mesozoyk yağlı formasyonların üzerinde apsal diskordans yaparak uzanmaktadır, Bu formasyonun kalınlığı 170 m'dir. En altta konglomeralar daha sonra kumtaşı, miltap ve en üst kısımda kireçtaşı yer almaktadır.

Konglomeralar kaba tabakalı, iri, küresellif i orta derecede gelişmiş veya m köşeli çakılı, kumlu kireçtaşı tabakalı bir üye olup, elemanları metamorfik kuvarsitler, Jura Alt-Üst Kretase kireçtaşları, serpantin, kumtaşı, andezit ve bazalt gibi, civarda bulunan temel malzemesinden oluşmaktadır. Bu elemanlara çimento ödevi gören kireçtaşı, spartik kalsit kristallerinden meydana gelmektedir,

Konglomeraların üzerinde yer alan kumtaşları gri renkli olup, köşeli tane boyutları 0,15 mm ile 0,30 mm arasında defifmektedir. Taneler arasında tali olarak volkanik kaya parçaları ve plajyodışlara da rastlanılmaktadır, Bu elemanlara kalsit, çimento ödevi görmektedir,

Miltap ekseriya, süt ve kil karışımı malzemeli ince tabakalardan meydana gelir. Yer yer, arasında bir kumtaşı seviyesi göze çarpar. Gevşek kireçtaşı çimento tabakalı olan miltaplardan alınan örneklerin paleontolojik tayinlerinde:

Nummuttes sp., I^cocyUna sp., SpteDclypeois sp., bulunmuş ve Eosen yap verilmiştir.

En üst seviyelerde yer alan gri ve beyaz renkli olup, dokuları mikrit ile vaketap arasında defifmektedir. Bunlar fasiyeg itibariyle sıf (lagüna) bir ortamda çökelmişlerdir. Nitekim, söz konusu Wreçtaşları içerisinde yer alan QulnquolociiUna sıcaklık kontrol eden foraminiferlerden olup, sıcaklığı 3°-16° arasında defif işen bir ortam ve 15 ile 90 m, derinliklerde yaşamaktadır (Moore ve diferleri, 1952), Kireçtaşlarından alınan örneklerin paleontolojik tayinlerinde:

Qulnquëioculina sp., AlveoUua sp., KotâUidae sp., Amphistëgna sp., Ostea sp., Gypsina sp., bulunmuş ve Lütesiyen yafı verilmiştir.

Miyosen

İnceleme alanında, Yoncalık köyü doğu ve batısında dar bir alanda yüzeylenmektedir. Konglomeralar ve onların üstünde yer alan kumtaşları ile temsil edilmektedir. Formasyonun kalınlığı 1250 m civarındadır. Konglomeralar, Eosen konglomeralarında olduğu gibi kaba tabakalı, kahve renkli bir görünüme sahip, çakılların en irisi 2,5 cm boyunda, 1,5 cm genişliğinde oval ve küresellif iyi gelişmiş, bunun dışında diğer çakıllar değişik boyuttadır, Çakılların kökenlerine bağlı olarak renkleri defifmektedir. Konu edilen birimin büyük boyutlu elemanları, değişik bileşimdeki malzeme, ye ait olması nedeniyle heterojen bir konglomera görünümündedir. Elemanların bileşimi başlıca üç türdür: a) Mreç taşları, b) ofiyolit parçaları, c) metamorfik taneler,

a) Kireçtaşları; konglomeraların temel bileşeni oluşturur, Çakıllar içerisinde Üst Jura, Kretase ve Eosene ait mikrofossillere rastlanılmıştır,

b) Ofiyolit parçaları; bunlar Üst Kretasenin erken evrelerinde yerleşim yapmış olan serpantinlere ait parçalardır.



Şekil 61 Bol fosilli ve kireçtaşı basmalı çözeltilerin etkisiyle oluşmuş stülollitler (Serçem Köyü kuzeyi, çap, nlk, X M, numune no. W),
İlgili 61 stülollitler gro^1 in the fossil Hieraus Wikeketoi© by the effect of pressure solutions (North of Serçem idillage, çakılların X 25 sample no ,15)

c) Metamorfik taneler; çakıl ve daha küçük boyutlu kuvarsitlerden oluşmaktadır. Çakıllarda en ince boy egemen olup köşeleri tamamen silinmiştir,

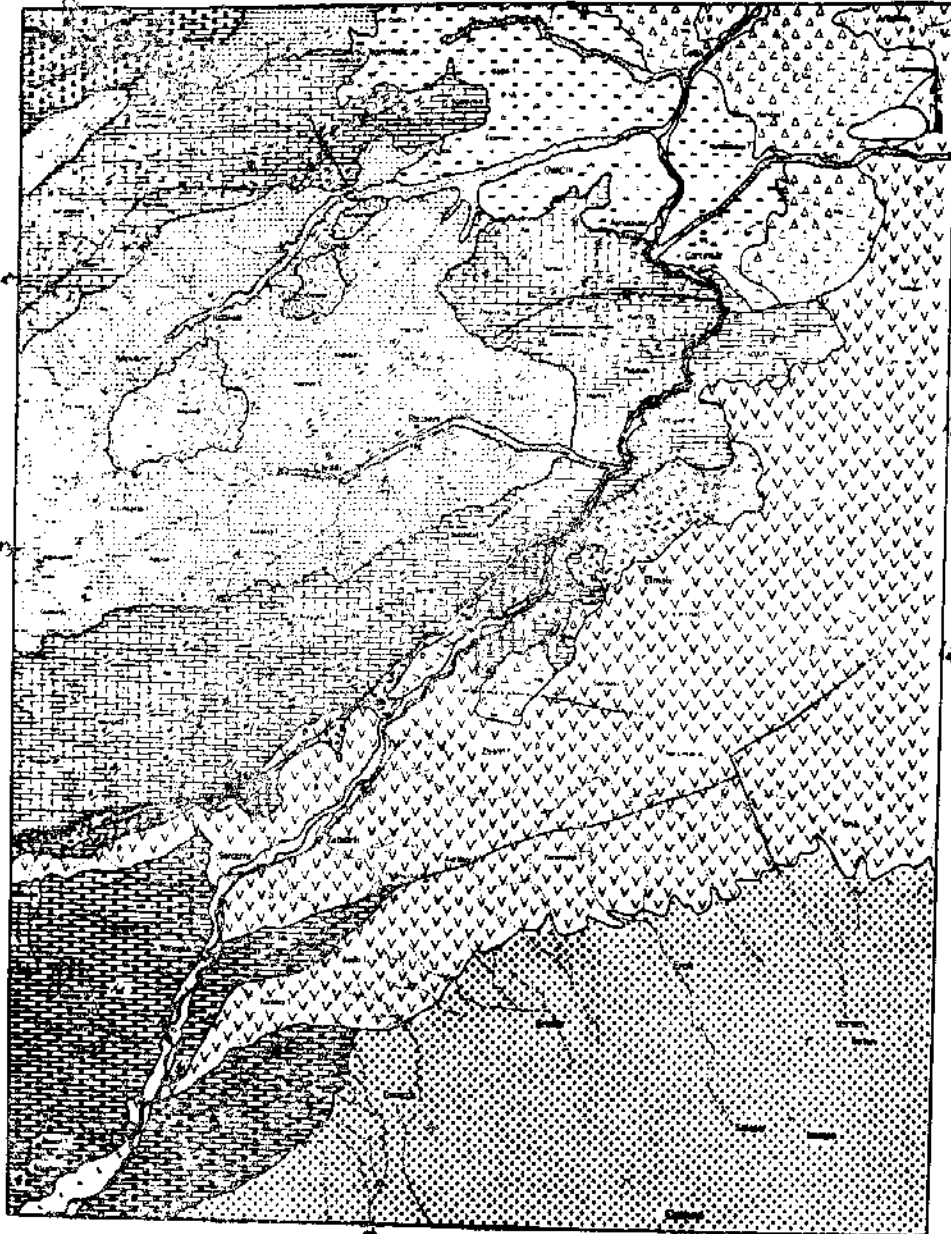
Yukarıda açıklanması yapılan denizel Miyosen formasyonunda; ÜQ tür çakılı spartik kalsit bağlanmaktadır. Çimento içerisinde bulunan fosillerin paleontolojik tayininde:

Echüiolampa# af saulinwensis (COTTEAU), Mogypln« sp., LepMoüyctoia sp., Operculina sp., Amphitetgoâ, RotaUa, Textularia, Melobesiae, bulunmuş ve Miyosen yafı verilmiştir,

Kumtaşları ise oldukça dafılğan olup, konglomeraların üstünde uzanmaktadır, Tane boyutları 0,12 mm ile 0,35 mm arasında değişmektedir, Boylanmaları, kökenlerinin farklı oluşu nedeniyle oldukça kötüdür. Aralarındaki boşluklar killi ve ikincil karbonat çimentosuyla doldurulmuştur,

AGJjOm & MA VE TÜTLEB

Volcano sedimanter çökellerden olan aglomeralar ve tüfler yaygın bir şekilde Çamlıca, Sırlı, AynaUka ile, Ovacık, Çatak ve Arapköy yöresinde yüzeylenmektedir, Bazan da bazaltların içerisinde ince seviyeler halinde göze çarpmaktadır, Aglomeraların tuf ardaianması ErAürum-İspir şosesinden Ovacık nahiyesine ayrılan yolun hemen yanında, bütün açıklığıyla d'kkati çekmektedir, Aglomeraların altında ve üstünde tüfler bulunmakta, aglomeralı seviyenin kalınlığı 1,5 m, ile 2,0 m, arasında değişmektedir. Söz konusu seviyenin çakılların boyutları ise, 2 cm ile kafa büyüklüğü arasındadır. Çakıllar, gof unlukla dasitik ve andezitik bileşimdedir, Aglomeralar ve tüflerin tabanında daha yaşlı formasyonlar bulunmaktadır. Çamlıca köyünün hemen güneyinde Alt Kretase yaşlı kireçtaşları ile gayet güzel uyumsuzluk yapmaktadır. Genellikle tabanlarında bazaltlar yer almaktadır, istifin kalınlığı 200 m'dir.



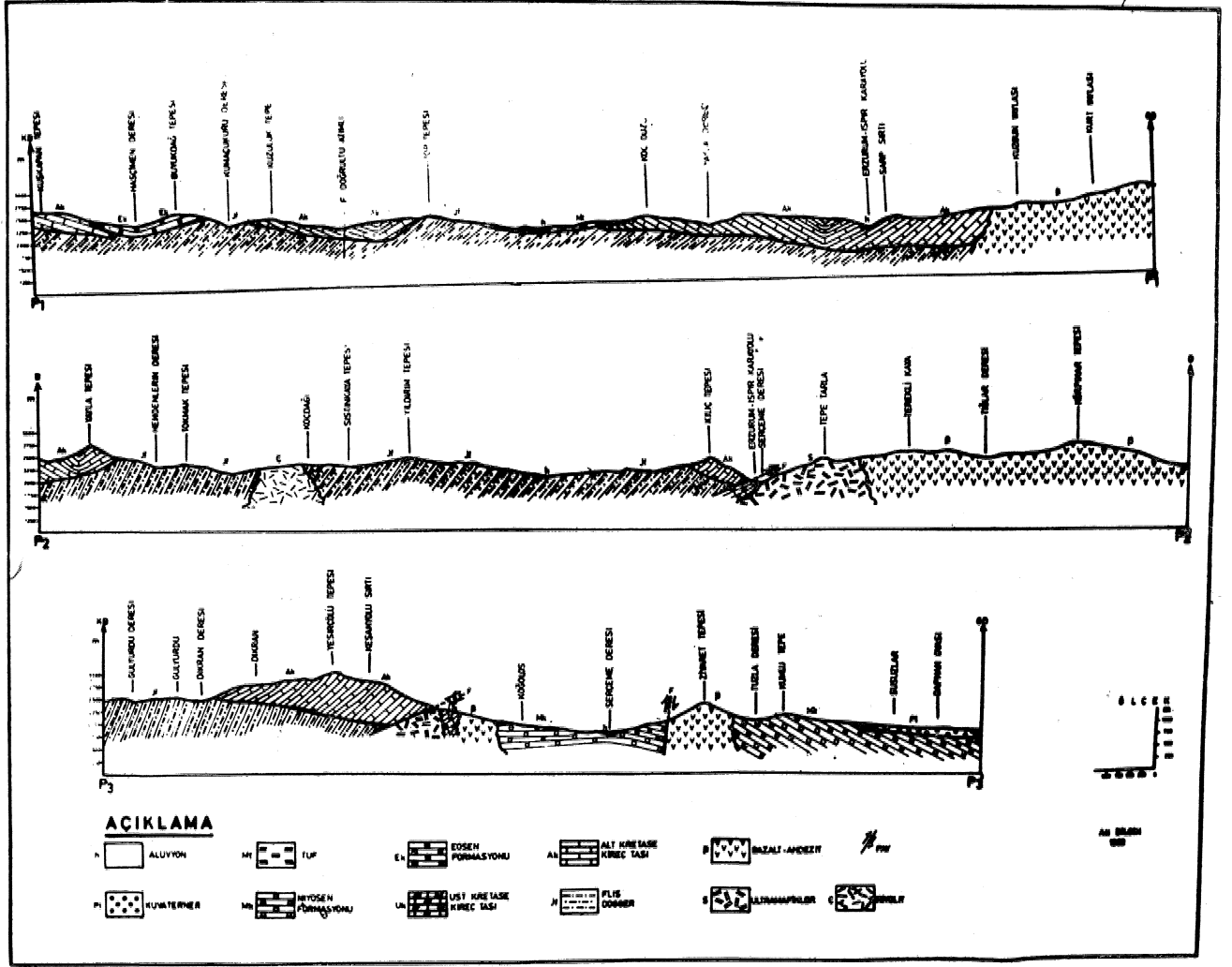
ACIKLAMA (EXPLANATION)

ÖLÇEK (Scale)
1:50.000 (1 cm = 500 m)

h	Alüvyon (Alluvium)	Ük	Üst Kretase Kireçtaşı (Upper Cretaceous Limestone)	— / —	Tabaka doğrultu ve eğri (Strike and dip of bed)
Pl	Kuvaterner (Quaternary)	Ak	Akt Kretase Kireçtaşı (Lower Cretaceous Limestone)	— / —	Fay (Fault)
Ma	Aglomera (Agglomerate)	Jk	Üst Jura Kireçtaşı (Upper Jurassic Limestone)	- - - -	Muhtemel fay (Probable fault)
Mt	Tüt (Tuff)	Jf	Fliş Dogger? (Flysch Dogger)	▲▲▲▲	Bindirme (Thrust)
Mk	Miyosen Formasyonu (Miocene Formation)	C	Riyolit (Rhyolite)	††	Kesit yerleri
Ek	Eosen Formasyonu (Eocene Formation)	D	Dacit (Dacite)	* * *	Senkinal (Syncline)
		B	Andezit-Bazalt (Andesite-Basalt)	⊗	Kromit mostralari (Chromite outcrops)
		S	Ultramafitler (Ultramafics)	⊗	Manyezit mostralari (Magnesite outcrops)

Şekil 7: İnceleme alanının jeolojî haritası.

Figure 7: Geological map of the investigated area.



Şekil 1 Juceieme alanının jeoloji kesitleri*
 Flyure 8 1 Geologic cross_ s< étions of the investigated area,

Tüfler is© gri renkli ve oldukça dağılgandır, Bazı kısımlarda tamamen alterasyona uğramalardır, Mikroskopik incelemelerinde dasitik, andezitik ve riyolitik bileşimdeki tüflerde şu minerallere rastlanmıştır:

Flajiyoklas (oligoMas-andezin, %26-42 An); Altered ve altere olmamış olmak üzere iki kısımdır. Ekseriya ters zonludur,

Bazal tik hornblend; Kristal sınırları boyunca demir oksit kuşatılmıştır, Bunlar paralel sönme göstermektedir, Pleokroizma renkleri koyu kırmızı kahveden siyaha kadar değişmektedir.

Kuvars; Ksenomorf kristaller halinde olup inküzyonlar halinde içerisinde cam bulundurmaktadır.

Ortakla»; Sadece bir kesitte tek tük göze çarpmaktadır,

Tüflerü çimentosu camsı dokudadır. Buradan volkanik püskürtme olayından sonra uzun süre havada kaldıkları anlaşılmaktadır, Aflomera ve tüflerin M;yosenin sonunda kendisini gösteren volkanik olaylar sonucu geliştikleri sanılmaktadır.

TÜFLEBİN ANA ELEMENTLEBİ

Tüflerden beş örnek kantitatif kimyasal analize tabi tutuldu, Analte sonuçlarının irdelenmesi (Çizelge 1) göstermekteâirki SiO_2 oranı %59,10 ile %79,17 arasında değişmektedir, TiO_2 ise %0,23 ile %0,71 arasında rasmdadır, Al_2O_3 ise gok altere olmuş olan OB-180 nolu numune dikkate alınmazsa oldukça yüksektir, $Fe^{+}Ogl/FeO$ oranı da gayet yüksektir, Bunun nedem bazalt, andezitj dasit ve riyolitlerde olduğu gibi exmosferik koşullar altında tüflerin havada savrulma] An sırasında oksidasyona uf ramalan(ur, CaO miktarı artan SiO_2 oranına göre azalmaktadır, Diğer tars.ftan CaO miktan toplam FeO ve MgO miktarından az olup orojenik tip volkan'zma ürünü olduğu hemen an* laılmaktadır (Gül, 1981), KUVATÇEBNEB

inceleme bölgemizde Kuvaterner oluguklar, daha ziyade çalışma bölgesinin güney kısmında yüzeylenmektedir. Bunların arasmda eski, yeni alüvyonlar ve yamaç molozu biçiminde kendisini gösteren daf eteği, çökelleri sayılabilir.

NUMUNE NO	OB - 25	OB - 174	OB - 180	OB - 201	OB - 226
SiO ₂	64,50	59,10	79,17	64,76	72,36
TiO ₂	0,71	0,30	0,23	0,56	0,28
Al ₂ O ₃	15,75	15,40	4,67	15,76	14,19
Fe ₂ O ₃	4,85	4,34	1,99	2,80	2,10
FeO	0,49	0,06	—	0,06	0,06
MnO	0,04	0,07	0,05	0,04	0,03
MgO	1,19	1,75	0,29	0,86	0,38
CaO	3,78	5,90	0,20	3,25	1,76
Na ₂ O	3,66	2,60	0,19	3,11	3,97
K ₂ O	2,42	2,50	0,30	2,74	2,85
P ₂ O ₅	0,19	—	0,05	0,17	0,09
ATEŞ KAYBI	2,01	7,85	13,85	5,31	2,36
TOPLAM	99,70	99,87	100,99	99,42	100,43
KUVARS	24,71	20,55	75,45	28,58	34,13
ORTOKLAS	14,36	14,79	1,76	16,28	16,77
ALBİT	31,10	22,03	1,59	26,47	33,45
ANORTİT	17,58	23,00	0,68	15,10	8,11
DİYOPSİT	—	2,41	—	—	—
ENSTATİT	2,98	4,36	0,72	2,15	0,94
KORONDUM	0,70	—	3,75	—	1,58
RUTİL	—	—	0,17	0,45	0,18
HEMATİT	4,87	4,35	1,97	2,82	2,09
İLMENİT	1,13	0,28	0,11	0,21	0,19
APATİT	0,45	—	0,12	0,41	0,21
Si	265,54	231,81	1489,87	308,31	398,98
al	38,21	35,60	51,79	44,21	46,11
fm	24,15	23,47	37,11	16,53	12,25
c	16,67	24,79	4,03	16,58	10,40
alk	20,96	16,14	7,07	22,67	31,24
k	0,30	0,39	0,51	0,37	0,32
mg	0,30	0,44	0,22	0,37	0,25
tl	2,20	0,88	3,25	2,00	1,16
p	0,33	—	0,40	0,34	0,21

Çizelge 1 : Tüflerin kimyasal bileşimi, norm ve ilgili parametreleri
Table 1 : Chemical composition, norm and ilgili parameters of tufts.

nşm ALÜVTONLÄB

Bölgede eski alüvyonlar Baphan ovasında tara- çalar şeklinde göze çıkmaktadır. Bunlar çakıl, kum va kü gibi detritik elemanların karışımından İbaret- tir.

YEMİ ALÜVYOKI^fc

Yeni alüvyonlara akarsu yataklarında rastlanıl- maktadır, bunlar' çok gevşek yapıdaM g eng dolgular- dır. Bünyelerinde genelinde çakıl, kum, kil gibi ma- teryaller bulundurmaktadır, Serçeme Deresi boyunca gayet güzel görülmektedir,

DAÖ mımM ÇÖKELMEİ

Dağların sarp kısımlarının eteğinde düzensiz ve karışık olarak bulunurlar, Çakıl ve bloklar arasında genellikle yukarıda yer alan formasyonlara ait mai- lem© vardır, Bunlar gevşek çimentolu ve çimentosuz olarak gelişmişlerdir.

İONUÇİ.AR

1, İnceleme alanının 1/25 000 ölçekli ayrıntılı jeolojik haritası ilk defa yapılmıştır,

2, Kaya stratigrafisi birimleri esas alınarak ay- rı ayrı haritaya iğlenmiştir,

3, Bütün tortul kayalar, tarafımızdan yapı ve doku yönünden ele alınarak detaylı olarak İncelen- miftir,

4, Flişlerde ritmik sedimantasyonun varlığı be- lirlenmiştir,

5, İnceleme alanındaki tortul kayalardan kireç» tasları ve konglomeralar biyostratigrafik ve dokusal özelliklerine dayanılarak ortamsal yoruma tabi tutul- muşlardır,

6, Kireçtaşları, Dunham ve Folk'un sınıflaması esas alınarak dokularına göre adlandırılmışlardır,

7, Bunlardan Üst Jura kireçtaşlanmın sî ve la* gtinal bir platformda oluştuğu belirlenmiştir,

8, Alt Kretase kireçtaşlarınm fasiyes itibariyle Çökelleme ortamlarının derin su ile sığ su arasında de- ğişim sundukları anlaşılmıştır,

9, Üst Kretase Wreçtaşlarının ise türblditik a- kıntılarınm heterojen oldufu, bunların üst seviyele- rinde yer alan klreetaflarınm fasiyes itibariyle sıf bir ortamda çökeldiMeri belirlenmiştir,

10, Eosen yaşlı konglomeraların elemanlarınm heterojen oldufu, bunların üst seviyelerinde yer alan kireçtaşlarınm fasiyes itibariyle sıf bir ortamda çö- keldikltri belirlenmişti^

11, Tüflerin üzerinde yapılan ayrıntılı caksmalar sonucu bunların dasitik ve andezitik bileşimde oldukları anlaşılmıştır.

KA lıvl BELİBTÄCi

Bu Qahşmayı başından sonuna kadar destekleyen TÜBİTAK, Öngörülerıyla beni denetleyen, sorunlarıma ışık tutan hocam Prof Dr, Mustafa ASLANER, ga*

gerçeMeimesinde deferE yardımcıarı gör- düfüm, Hollanda, Utrecht State Üniversitesi Jeoloji Enstitüsü laboratuvarlarından yararlanmamı cömert- çe sa#layan Prof, Dr, R,D, Schuiling ve paleontolojik tayinlerimin önemli bir bölümünü yapan Doç» Dr, Aş* kın Burfuk, Mualla Serdaroflu ve Kemal Erdofan'a iğten teşekkürlerimi sunmayı Mr borç bilirim,

DEĞİNİLEN BELGEJLEB

Acar, A_ı, 1975, Tortum ve çevresinin jeoloji ve jeo- morfolojisi üzerinde bir aragtırma: Atatürk Üniv, Fen Fak. yay. no, 817, 2-34,

Arpat, E., 1960, Ilıca-Agkale (Erzurum İli) arasındaki sahanın ve kuzeyinin genel jeolojisi-petrol im- kanları- MTÂ rap. no, 4040 (yayınlanmamış,),

Atalay, I., Koçman, A., 1979, Kuzeydoğu Anadolu'- nun jeotektonik ve morfolojik evriminin ana gizgileri: Jeomorf. derg., 8,

Aydofan, N_{it}, 1979, Erzurum İli A|kale ilçesi manyezit zuhurları aragtırma raporu: MTA rap₄ no, 640 (yayınlanmamii),

Bilgin, A., 1985, Erzurum Btedlnkas yöresindeki kromitlerin mikroprob incelemesi, TMMOB Je- oloji Müh, Odası, "Türkiye Jeoloji Kurultayı, 1983" de sunulmuş bildiri,

Burşuk, A., 1981, Aşkale . Bayburt yöresinde (KB Er« zurum) Calpionellid biyozonları: KTÜ Yer Bilim. derg., 1, 21-28.

Budak, O., 1979, Erzurum projesi yapılabirlik rapo- ru. D.SX

Dunham, E,J_r, 1961, Classification of carbonate rocks according to depositionai texture: Am, Assoc, Geol. Mem., 1, 108-121,

Folk, E,L_ı, 1962, Spectral subdivision of limestone types: Am. Assoc, Geol. Mem., 1, 62-84,

Gill J,B_ı, 1981, Orogenic andésites and plate tecto- nics: Springer-Verlag, Berlin, 97-125,

Ketin, L; 1962, ^/500,000 Ölçekli Türkiye jeoloji hari- tası: MTA yay,

Lahn, E_r, 1938, Erzurum vilayetindeki linyit zuhuratı« nm jeolojik tetkikine ait rapor: MTA rap. no, 822 (yayınlanmamii),

Leloflu, Y., 1978, Erzurum ovası hidrojeolojik etüd raporu: D.S.İ,

Moore, R. C, LcOlcker, G.G., Fischer, A, G., 1952, In- vertebrate fossils: Me Graw-Hill Book Co., New York, 765^777.

Özdemir, M., 1974, Erzurum ve civarında şifalı sayılan suların fMko-Mmyasal analizleri ve saf lığa et- kili özellikleri: Atatürk Üniv, yay., 333.

Reîneck, H. E., Singh, I, B., 1980, Depositıbnal sedi- mentary environment: Springer-Verlag, Berlin, 457-498.

Lopatın Yönteminin Açıklaması ve Petrol Aramalarına Uygulanması

Explanation of Lopatin's method and its application to petroleum exploration

SEKLAHATTIN PELİN

K. Ü, Mühendislik » Mimarlık Fakültesi, Trabzon

ÖZ : Sovyet araştırmacılarından N.V. Lopatin, Zaman-Sıcaklık-Endeksi (I) ile vitrinit yansımaları arasında; $R = 1,301 \lg I - 0,5282$ şeklinde bir bağıntının varlığını bulmuştur. Böylece, ana kaya olgunluk derecesini gösteren vitrinit yansımaları, hesap yoluyla belirli bir duruma getirilmiştir,

Hesaplanan vitrinit yansımaları ile, henüz hiçbir arama kuyusunun açılmadığı bir havzada, ana kaya tarafından üretilmiş olan petrol miktarı hakkında bir fikir elde edilebilir.

ABSTRACT : N.V- Lopatin, a Soviet scientist, has found that the relation between the-Temperature-Index (I) and vitrinite reflectance may be outlined by the formula $R_0 = 1,301 \lg I - 0,5282$. In this way it has been possible to calculate the vitrinite reflectance which shows the degree of maturity of the source rock.

The calculated vitrinite reflectance may be used for estimating the quantity of petroleum produced by the source rock in a basin which has not been previously drilled.

GİRİŞ

Petrolün isotermik formda aranmasına 1859 yılında Albay Drake'nin Pensilvanya'nın Titusville kasabesindeki petrol keşfi ile başlanmıştır. Antiklinal teorilerine sadık kalınarak, çeşitli yöntemlerle uygulanmış olan hemen tüm antiklinallarda da petrol arandığı görülmüştür.

Yoğun bilimsel çalışmalara rağmen, petrolün yeraltındaki varlığını doğrudan doğruya saptayacak bir yöntem henüz bulunamamıştır.

Ancak, son 10-15 yıl içinde tortul havzaların ve dolayısıyla organik maddenin termik evrimlerinin incelenmesiyle, petrol arama alanlarına yeni ve önemli boyutlar kazandırılmıştır.

Bu makalede, Sovyet araştırmacılarından N.V. Lopatin'in bulduğu Zaman-Sıcaklık-Endeksi kavramı ile, bu kavramın petrol aramalarına ne gibi yararlar sağladığı açıklanacaktır.

LOPATIN YÖNTEMİNİN ESASI.

Günümüzde, bir havza ana kaya olgunluk derecesi, petrol miktarı artan ya da azalan veya kuyularda keşfedilen petrol miktarları ile karotlar üzerine yapılan vitrinit yansımaları ölçümleriyle saptanmaktadır. Vitrinit

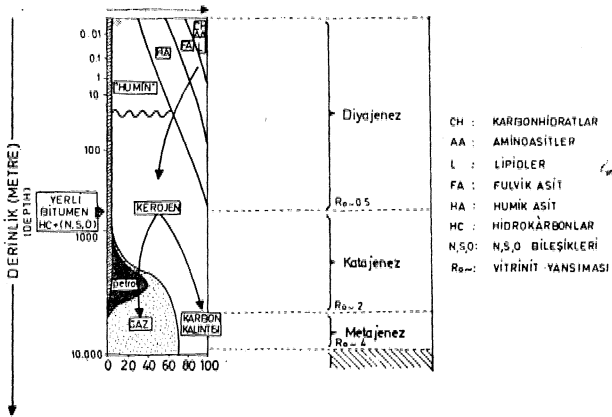
yansımaları belirli bir $R_0 \leftrightarrow \% 0,5$ ile $\% 2$ arasında ise, ana kayanın petrol ürettiği kabul edilmektedir (Şekil 1).

Lopatin yöntemi, bir havzada jeotermik gradyan ve jeolojik tarihçe tanıyorsa, vitrinit yansımalarını (R_0) hesap yoluyla bulunmaya, daha sonra da üretilen petrol miktarı hakkında bir fikir edinmeye yardımcı olmaktadır.

Yöntemin ilginç yanı, petrol aramalarını yönlendirmektir. Örnekteki bir havzadaki vitrinit yansımaları belirli bir seviyeyi, vitrinit yansımaları belirli bir $R_0 < \% 0,5$ olduğunu gösteriyorsa, havrada kalın tortul kalmaları da arama yatırımlarına girilmemelidir. Bunun tersi de mümkün olabilir. Yani, bir havzada tortul kalmaları ilk bakışta yeterli gözükmeseydi; termik yansımaları, vitrinit yansımaları belirli bir $\% 0,5 < R_0 < \% 2$ verebilir, yani tortul kalmaları yeterli gözükmeseydi dahi petrol aranmalıdır.

Lopatin, Batı Almanya'da Rulir bölgesi kömürleri üzerine araştırmalar yapmış ve özellikle Münsterland-1 kuyusunda bu yöntem tabakalarını incelemiştir. Lopatin bu çalışmada komür tepesinin üsnel bir eğri olan Arrhenius denkleminin uygulanabileceğini göstermiştir.

Arrhenius Denklemi için
 $k = k_0 e^{-E/RT}$ bu denkleminde :



Şekil 1: Organik madde evriminin genel şeması (Tissot ve Welte, 1978).

Figure 1: General scheme of evolution of the organic matter (Tissot and Welte, 1978).

- k : Reaksiyon hızı
 k_0 : Reaksiyon katsayısı
 E : Aktivasyon enerjisi
 R : Universal faz katsayısı
 T : Mutlak sıcaklık'tır,

E ve k_0 değerleri bilinirse, bu denklemden kömürleşmedeki reaksiyon hızı kolayca hesaplanabilir. Aktivasyon enerjisi 8,4 ile 80 kJ/mol aralığında değişmektedir. Diğer yandan, hidrokarbon oluşumunun 50°C ile 250°C arasında bulunduğu unutulmamalıdır.

Lopatin çalışmalarında, katı birinci derece reaksiyon kinetiğine uygun olduğunu göstermiş, sıcaklıktaki her 10°C'lik artış için reaksiyon hızının iki katı arttığını saptayacak Zaman-Sıcaklık İndisi bulunmuştur (Waples, 1980), Yani; T°C sıcaklık için reaksiyon hızı k_T kabul edildiğinde (T + 10) °C sıcaklık için reaksiyon hızı k_{T+10} olur ve

siyon hızı k_T kabul edildiğinde (T + 10) °C sıcaklık için reaksiyon hızı k_{T+10} olur ve

$$\ln \frac{k_{T+10}}{k_T} = \frac{E}{RT(T+10)} - \frac{E}{RT} \quad \text{veya}$$

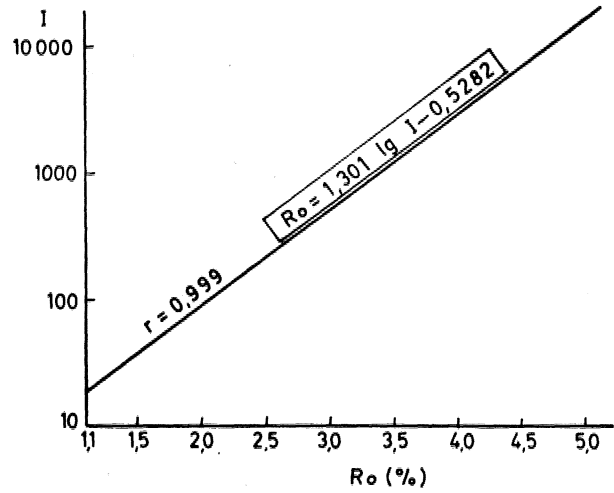
$$\lg \frac{k_{T+10}}{k_T} = \frac{E}{4,5T_6(T+10)} - \frac{E}{4,5T_6T} \quad \text{eşitliği vardır,}$$

Bu son bağlantıda (y) sınımsız faktördür.

Zaman-Sıcaklık İndisi (I), organik maddenin belirli bir sıcaklığa maruz kaldığı jeolojik zaman aralımı (Δt) ile sıcaklık faktörünün (y) çarpımı ve bu çarpımın toplamı Ue bulunur. Yani:

$I = \sum_{i=1}^n k_i \Delta t_i = \sum_{i=1}^n A_i \cdot 10^{\frac{E_i}{RT_i}}$ Lopatin'in çalışmaları sıcaklık faktörünün y « m » şeklinde olduğunu göstermiştir, (n) indeks defteri olup, 100-110°C sıcaklık aralığı için (0), 110-120°C sıcaklık aralığı için (+1), 120-130°C sıcaklık aralığı için (4/2)....., ve 90-100°C sıcaklık aralığı için (-1), 80-90°C sıcaklık aralığı için (» 5)..... dir (Çizelge 1),

Uygun bir (r) değeri seçerek gammasıcaklık - Zaman (I) ile hesaplanmış ve ölçülmüş vitrinit yansımaları (R_o) arasında bir korelasyon bulunup bulunmadığı araştırılmıştır, (r)*ye 1 ile 10 arasında değerler verilerek 1,6 < r < 2,5 durumunda (I) ile (R_o) arasında iyi bir korelasyon bulunduğu görülmüştür ve s 2'nin en tatminkar sonucu safladığı saptanmıştır (Waples, 1980). Lopatin'in (I) ile (R_o) arasındaki bulduğu bağlantı şöyledir (Şekil 2):



Şekil 2: Zaman - Sıcaklık - İndisi (I) ve vitrinit yansımaları (R_o) ilişkisi (Lopatin, 1971).

Figure 2: Relation between Time - Temperature Index (I) and vitrinite reflectance (R_o) (Lopatin, 1971).

$$R_o = 1,301 \lg I - 0,5282 \quad (2)$$

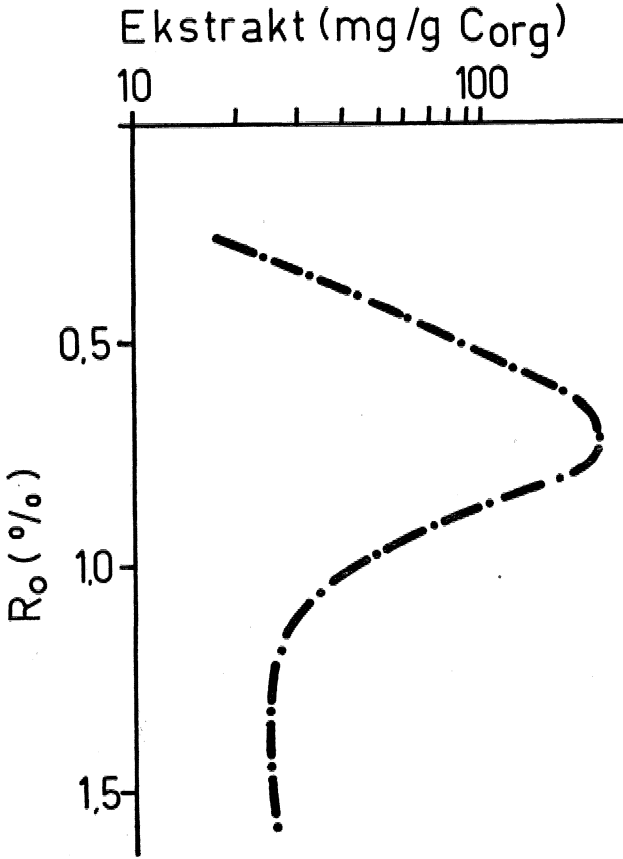
(1) ve (2) nolu Lopatin denklemlerinden yararlanılarak, jeotermik gradyan ve jeolojik tarihinin iyi bilinmesi koşuluyla bir havzada henüz hiçbir aşamaya girmemiş durumda, istenilen bir seviyede uygunluk derecesi hesaplanabilir.

Sıcaklık Aralığı (°C)	İndeks Değeri (n)	Sıcaklık Faktörü ($\gamma = r^n$)
30-40	-7	r^{-7}
40-50	-6	r^{-6}
50-60	-5	r^{-5}
60-70	-4	r^{-4}
70-80	-3	r^{-3}
80-90	-2	r^{-2}
90-100	-1	r^{-1}
100-110	0	1
110-120	1	r
120-130	2	r^2
130-140	3	r^3
140-150	4	r^4
150-160	5	r^5

Çizelge 1: r'li sıcaklık aralıkları için sıcaklık faktörleri (Waples, 1980)

Table 1: Temperature factors for different temperature intervals (Waples, 1980).

Daha sonra petrol üretim eğrileri (Şekil 3) ve (8), (4), (5) nolu demetlerden yararlanarak aynı havzada üretilen ham petrol miktarı hakkında bir fikir elde edilebilir (Weite ve Yüklér, 1980),



Şekil 8 : Petrol Üretim eğrisi (Weite ve Yüklér, 1980),

Figure 8 : Petroleum generation curve (Weite and Yüklér, 1980),

$$\text{mg Ekstrakt/g Corg} \times \% \text{ Oorg} \times IQB = \text{ppm} \quad (8)$$

$$\text{Toplam Ekstrakt} = \text{ppm} \times 1,82843 \times 10^6 \text{ varyasyon} \quad (4)$$

$$\text{Toplam Ekstrakt} \times \text{Atılabilirlik} = \text{Ham petrol} \quad (5)$$

Atılabilirlik katsayısı %10 ile % 20 arasındadır.

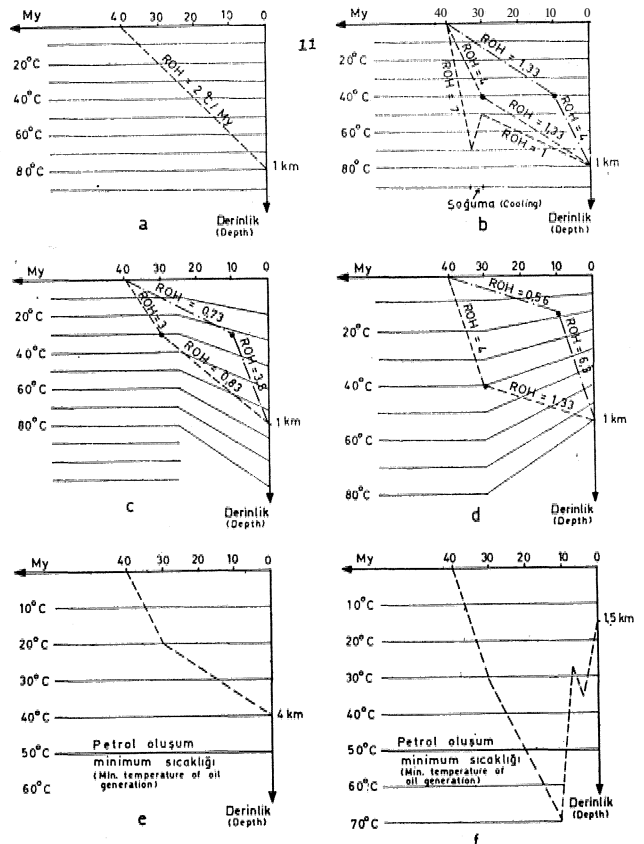
1970'deki Lopatin'in çalışmaları, önceleri yadırganmıştır. Anadolu petrol krizinden sonra petrol arama hızı hızla artmış ve bu çalışmaları sonuçlandıran çalışmaların giderek çoğalmıştır. Çeşitli jeotermal modeller üzerinde Lopatin'in çalışmaları denenmiştir. Jeotermal bu sayıdadır M, Zaman ve Sıcaklık. Jeotermal'den gelen enerji şekillerinde yararlanılabilir olduğu ortaya çıkmıştır.

TERMİK GELİŞME VE ZAMAN-SICAKLIK-İNDİSİ

Bir havzada petrol oluşması için sıcaklığın en az 50°C'ye ulaşması gerekmektedir, Buradan şu önemli sonuçlar çıkarılabilir; ana kaya ne kadar genç ise, sıcaklık T (Kelvin), dolayısıyla Jeotermal gradyan o kadar yüksek olmalıdır (Türot et BspitaUé, 1975). 1974'te Conman, 11 milyon yaş ve tipteki havaadan elde edilen verilerden, bu sıcaklık T ile ana kaya yaşı t arasında Arrhenius tipinde bir ilişkinin olduğunu saptamıştır (Türot - Eapitalié, 1975), Yani :

$$\lg t = a - \frac{b}{T}$$

Bir havzanın termik evrimini açıklayabilmek için Rate of Heating (ROH) kavramından yararlanılmaktadır. Isınma hızı, jeotermal gradyan ve sedimantasyon hızı ile ilişkilidir, Şekil 4'de sabit jeotermal gradyan ve sabit sedimantasyon hızı için ısınma hızının da sabit olduğu görülmektedir. Şekil 4b'de sabit jeotermal gradyan ve değişken sedimantasyon hızları için ısınma hızının da değiştiği görülmektedir. Şekil 4c ve 4d de ise sabit jeotermal gradyan ve değişken sedimantasyon hızları için ısınma hızının da değiştiği görülmektedir. Şekil 4c ve 4d de ise sabit jeotermal gradyan ve değişken sedimantasyon hızları için ısınma hızının da değiştiği görülmektedir.



Şekil 4 : Isınma hızı (ROH), jeotermal gradyan ve çökeltme hızı ilişkileri

Figure 4: Relations between the Rate of Heating, geothermal gradient and rate of sedimentation.

i'n isminin hiMnin aldığı "değerler" görülmekte ve "taair" Çermik gelipne yeterli defitee, sedknan kalınlığı U'nş t'löa da petrol oluşması olanaksızdır (Şekil 4 e), Buna tergilik termik g-elipn'e yetarU İse, sediman kaünliti İlginc gözükme dahi petrol olufması olanaMıdır (Şe* *m 4 f),

Görülüyor ki bir havzanın termik evrimin ince- lenme@, petrol arama ve yatırımı&nnı yönlendirme açısından son derece önemlidir;

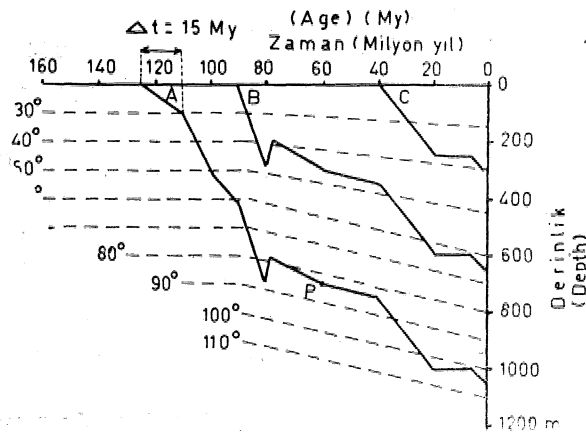
ZAMAN»SIOAKUK.İNDİSİrMtor HESAPLANMASI

Zaman . SioakMc m İndiai'nin nasıl hesaplandığı Waptes (Wmyin jeolojik modeli ite (Şekil 5 ve Çi- zelge 2) kolayca açıklanabilir.

Sıcaklık Aralığı (C°)	$\gamma = r^n$	Δt (m.y.)	I ara değerleri ($r^n \cdot \Delta t$)	Toplam I
Horizon A				
20- 30	2^{-8}	15	0.06	0.06
30- 40	2^{-7}	5	0.04	0.10
40- 50	2^{-6}	5	0.08	0.18
50- 60	2^{-5}	10	0.31	0.49
60- 70	2^{-4}	3,5	0.22	0.71
70- 80	2^{-3}	(3,5 + 6,5)	1,25	1,96
80- 90	2^{-2}	(4,5 + 37,5)	10,5	12,5
90-100	2^{-1}	10,5	5,3	17,8
100-110	1	24	24,0	41,8
Horizon B				
20- 30	2^{-8}	3,5	0,01	0,01
30- 40	2^{-7}	(3,5 + 2,5)	0,05	0,06
40- 50	2^{-6}	(5 + 38)	0,67	0,73
50- 60	2^{-5}	12,5	0,39	1,12
60- 70	2^{-4}	24,5	1,53	2,65
Horizon C				
20- 30	2^{-8}	10,5	0,17	0,17
30- 40	2^{-7}	29,5	0,22	0,39

Çizelge 2 : Şekil 5'teki jeolojik modele ait Zaman-Sı- caklık-İndisi'nin hesabı, (Waples, 1980).

Table 2 : Calculation of present Time-Temperature Index values for geologic model (Fig. 5) (Waples, 1980).



Şekil 5: Jeolojik model (Waples, 1980).
Figure 5: Geologic model (Waples, 1980).

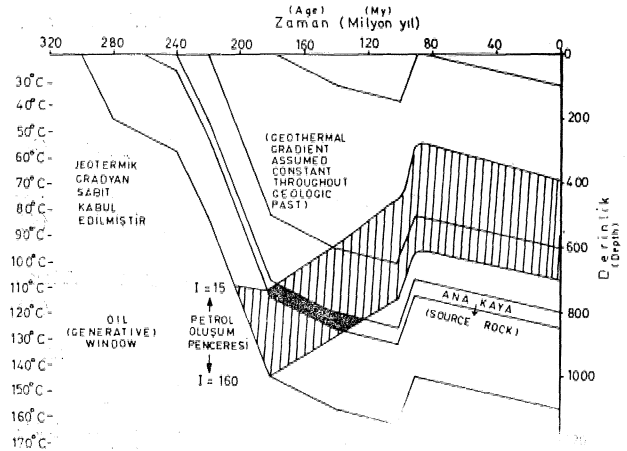
(Şekil 5'teki modelde görüle A, B ve O gibd ÜQ swiyeeye ait, 10 ar^O'lik ocaklık dilimleri arasında İcalatt ^t zamaBları aynı sicaWuc. dİMmtoe alt $y = r^n$ soaMüc faittörü üe çarpılarak; ZawiÄn - Sıcaklık - İndM ara değerleri bulunmakta ve Zaman - Sıracılık - İndtei ara def erleri toplanarak, (i) nolu Lopatin denkleminde belirtilen Zamam _ Sıcaklık - İndisi de- ferleri bulunmaktadır, (Çteelge 2), Aynı yolla, jeolojik geçmişte herhangi bir samandaki Zaman - Sıcaklık-İndM deferini bulmak olanaklıdır, örneğin (Şekil 5)'teki A swiyasiain 60 milyon yıl öncesine Mt bir P noktasında Zaman-Sıocaklık-İndiM değeri I TM 5,0'eur.

PETBOL ARAJ^LÄEİNDA ZAMAN - SICAKLIK - İNDİSİNDEN YARABIANMA

Zaman m Sıcaklık . İndAsii'nin petrol aramalarma aşā= fıda belrMlen yararları vardır*.

1, ^amaa-Sicaklık-İndiİ'nin hesabı, havzada ter- mik gellpneninin petrol oluşumuna elverişli olup olma- dıf mı gösterir. Böylece arama ve yatırımlar yönlendi- rilebilir,

2, EŞ Zaman-SıcaMık^M eğrileri yardımıyla bir havzada petrol oluşumunun zamanı saptanabilir. Petrol oluşum smırlan Bood, Bostiek ve I^>patin'ö göre I :- 8 İle I s 20 arasında Wrifht, 1980), Waples (1980)'a göre ise I = 15 m I s= 160 arasındadır. (Şe« kil 6)'da Waple® (1980)'m bdr başka jeolojik mode, itode eş Zawnn-SıcaMık*İndâA tfrileri (I = 15 ve I - 160) yardımıyla petrol olufum yaşmm zamanumMan 181 üe 120 milyon yıl önceki aralıkta gerçekleşldti görülmektedir (ana kayanın I s= 15 def erine ulatıf ı zaman, ilbl milyon yıl öncesidir. Yani, havzada petrol 181 milyon yıl önce oluşmaya boyamıştır, I = 160

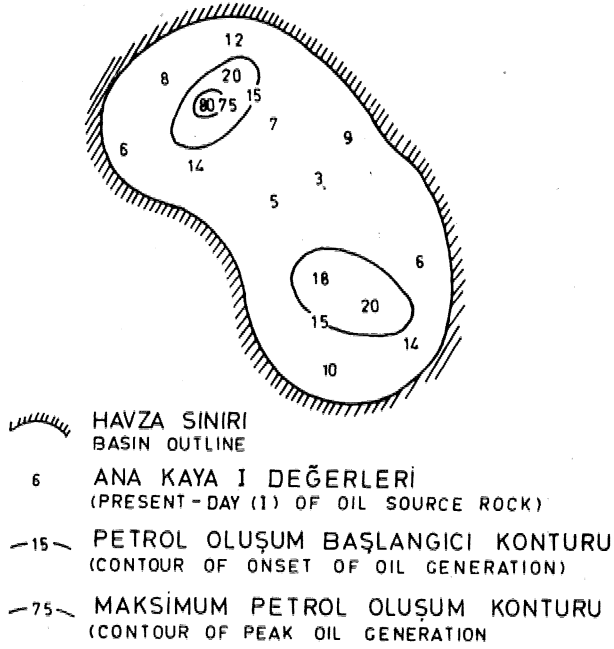


Şekil 6 : Petrol oluşum zamanının saptanması (Jeolo- jik model), (Waples, 1980).

Figure 6 : Determination of the oil generation time (Geologic model), (Waples, 1980).

Zaman-Sıcaklık-fadiW değertoe 110 milyon yü önce ana kayayı t^ketolfür, Yani, havaada petrol olufu« mu 120 müyoo yıl ön^ âumnuştur), Kuşkusug, bir havzada petrol oluşum yaşmnı UUmam, olupû petrolün nerelerde ve ne zaman kapaoaMleoeflnln kestWtaiii^ açıaından son dereee ömtwüMir.

3, Bir hav^amn pek gok noktam için saman • derinlik efrllerl üseUnden 2aman-Sıc^ıkJndijii deflerleri hesaplanır ve eş ^man^aioaklüctodW konturları çMlrtoe, havlanın hangi bölfolertmde petrol oluştuğu görüleMMr (i^kil 7).



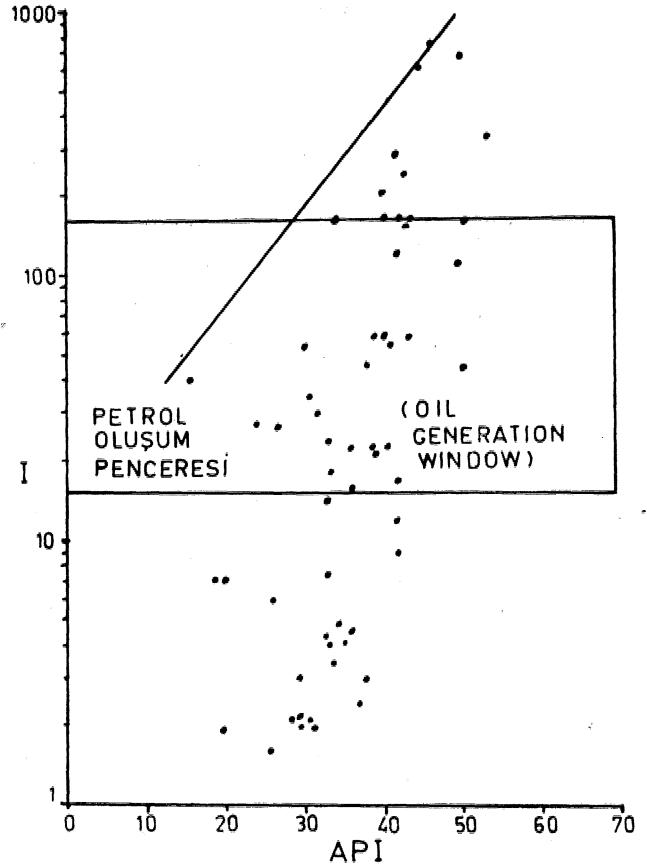
Şekil 7 : Zaman-SicaWik-İndisi Ü© havzada petrol oluşumunun saptanması (Waplos, lieu).

Figure 7 İ B<temÜJUtıOTİ of the ou generatİoll with th© İmm températe Index (Waples, 1980)*

4, Zaman-Sioaklık-todiM üeğwleil bir havzada ö-luşan petoolün API graviteM haMtıMa dà Wr fiMr verebilir (Şelcü 8).

5, WapLes (19«80)in galı^njalıanna göre, ıslak gaz sınırına I «. 1500, kuru gag smırma im I = 65000 dolaylarında girUmektedir. Dolayısıyla ^aman - Sıcak» bk «İndi^nden yararlanarak bir havzada, gaz oluşup olu^nadıfı da söylenetüür.

6, Zam'an-SieaMık-^di^ deferl yardımıyla (2) nolu Lopatto denkleminde bulunan teorik R₀ viMnit yanması deferl, İmvsada varhfi düşünölen ana kaya élfUüilüttmun yeterli düzey© eiişüfını gösteriyorsa» ana fcayamn yaklapk %1 orgaMk karbon (ağırlık olarak) İçordđi düşünölerək, petrol üretim egrİM (ŞeMİ 3) ile (S), (4) ve (5) nolu denklemler yardımıyla, üretilen petrol miktarı hakkında bir fikir edinilebilir.



Şekil 8: Zaman-Sıcaklık İndisi ile AP derecesinin saptanması (Waples, 1980).

Figure 8 : Determination of the oil gravity (API) with the time-temperature index (Waples, 1980).

BBÖMtt^N BKUIELER

LOPAİN, N.V., 19^1, Tempwator© and geologic Ü. me BB faotora to eoaltfatioii: Izv, Akad* Naik. Uşb, mm, Ser. Oeol, V. 3, p. 90-406

SOYMJ, a, SİNANOÖLU, B., 1970, Petrol türümü ve gög ilkelerinin petrol aranm bölgelerinin saptan« maında uygutamaei: Yeryuvan ve İnsan, dit 4, Sayı 2, w. SI-âö.

TTSSOT, B.P., BSCTTAMB, J., imê, L'évolution ttar. nuque 6B 3a matière wganiqué ûm sedimwits: Applications d'un© Mmulation mathématique: Rev. LB\p., Vol, KKK, No 5, p. 743.777

TOSTOT, R.P., vmum, DE, 197^ Petroleum formatlon m,û occurren^: Berlin-Heidelberg^New York, Springw^Vwlag, 53S p,

W^FLÊ®, D.W., 19İ0, Time «ad temperature in petroleuin formation: Application of Lopatin's M^hod to Petroleum Exploration: A.A,P.G. Bull. Vol. 64/6, p, 916.0S6

WEI/OT, D.W., TÜLER, A., 1980, Evolution of sedimentary basins from the standpoint of petroleum origin and accumulation-an approach for a quantitative basin study: Organic Geochemistry,

WRIGHT, N.J.R.J 1980, Time, temperature and orga-

nie maturation: Journal of Petroleum Geology, 2, 4, p. 411-4255

KÜLÜR, A., 1980, Sédimanter havzaların donamik Gvrimlerinin hidrojeoloji ve petrol jeolojisi açından kantitatif olarak deg'lendirilmesi (Dog. Tezi, yayınlanmamış).

Kozlu - Zonguldak Taşkömürü Bölgesinde Üç Boyutlu Süreksizlikler Üzerinde Yapay Doğru Akım Elektrik Özdirenç Çalışmaları :

Direct current/resistivity sounding studies over the three dimensional discontinuities in the coal mining district of Kozlu-Zonguldak in Turkey

FBİTİİ ERGÜDHB Krifli Kömür İşletmeleri Müessesesi, Zonguldak i
AHMET ERCAN istanbul Teknik Üniversitesi Maden Fakülteni, İstanbul

ÖZ t Zonguldak=Kozlu BölgeMnde Schlumberger açma ölçülerinin alındığı doğrultuda çalışmalardaki güdülen amaç; yer yapısının aydınlatılmam ve karbonifer katlarının varlığının ya da yokluğunun belirlenmesidir. Yüzeyleyen kayaçlar içinde en dirençlisi, Viziyen kireçtaşları olup, iletken çevre kayaçları içinde TT ya da HH-türü bir süreksizlik oluşturarak doğrultuyu ikiye ayırmaktadır, Viziyen kireçtaşlarının güneyindeki iletken Vellbey, giokonili kıntap. mavi marn katlarının bulunan eğimi SO°güneye olup, 400 metre derinde yalıtkan Ur elektrik temel ile sınırlanmaktadır, (THH-türü süreksizlik) Elektrik temel üzerinde beklenen iletken karbonifer katları, eğer varca diğer yan. kayaçların etkileri içinde görünür özdirenç eğrisine yan-Almamışta Güneyde Viziyen kireçtaşının eğimi 60° . 75° güneye, kuzeyde ise 80°-90° kuzeye doğru olduğu bulunmuştur, Elektrik özdirenç açma ölçümlerinin sü eksmik etimni, yerini ve biçimini bulmada gerekli ancak yeterli olmadığı anlaşılmıştır, Elektrik özdirenç kaydırma ölçümleri bu deftefi patlamada yeterli olacaktır,

Açma doğru tuşuna dik yönde yapı dizilim boyunca iki üç kat daha büyük ufaklıklarda sürekliliği koruduğundan, üç boyutlu ortam iki boyutlu ortama indirilerek efriler değerlendirilmiştir. Bildirim içinde yorum 2B defterlendirme koşutunda verülmüştür, Aynoa efrilerin İB defterlendirilmeM verilerek öğdeş katmanlar elde edilmiştir.

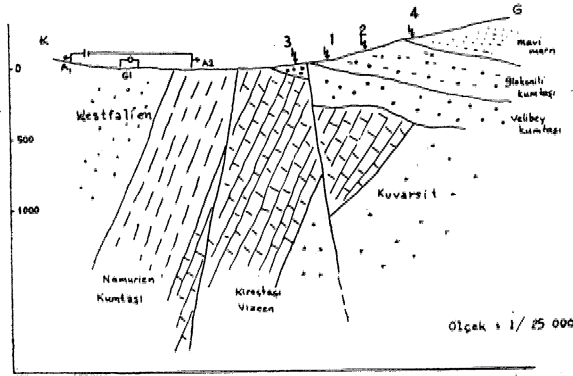
ABSTRACT Expected aim at the Schlumberger resistivity depth soundings along the profile taken in Kozlu coal mining district of Ereğli Kömür İşletmesi, is to determine the local geology and to determine the Cretaceous aged formations, whether they exist or not, the most resistive rock among the outcropping formation, It forms a TT-or an HH - type discontinuity and bisects the conductive environment along the profile. The Vellbey and the blue marl Sandstone and blue marl shales about SO degrees slope to the south (down-dipping) and limited with an electrical boundary at an approximate depth of 400 meters (THH-type discontinuity). Possible existence of conductive Carboniferous lias no sign on the apparent resistivity curve, unless the high resistivity zones are obscured its influence. Estimated slope of the southern and the northern flanks of obliquely standing. Cretaceous limestone block are about 60 to 75 degrees to the south and 80-90 degrees to the north, respectively. However, geophysically, it is difficult to discriminate whether these sharp boundaries coincide with faults, contacts or with discontinuities.

It is clear that electrical resistivity sounding measurement is necessary but not sufficient for investigating slopes, locations and forms of the discontinuities. Therefore, It is recommended to use electrical resistivity profiling technique in addition, in order to delineate the location of the horizontal discontinuities and to analyze the origins of the anomalous parts on the sounding curves.

For the determination of the local geology in perpendicular direction to the profile, the three dimensional (3 D) structure were reduced into the two dimensional (2 D) earth. Then it was interpreted with respect to the 2 D modelling by using the reduced anode curves named as TT, TH and HH- types (Ercan WB2 a and b) Although interpretation of the apparent resistivity curves for the ID curves were given in this report they were not taken into account in making conclusive decision on the local geology and on the estimated geoelectrical section.

GİRİŞ

Kozlu; Zonguldak Üümü ta^ömürü çıkarılan bölgederinden Mridü\ Bu bölge iğinde ayrıntılı jeolojik içBLhşpnm sonucu KO doğrultusunda çıkarılan yapı Şekü İ'de görülmektedir. Kentin kuseyinde; Karbon!« fer katlarını oluşturan Westfallyen ve Namurlyen kumtafları eğik katmanlar biçiminde yer almakta, güneye doğru Vintyen yaşlı kireçtaşları ile sınırlan.* maktadır, TT4ürü aürekisillk oluşturan eğimli kireç-t^slarınm A ve B noktolarında yüzeylenen kırıklarla bölünerek atmüandığı sanılmaktadır, Kireçtaşlarına to. mel oluşturan irovarMlerin üzerine bu km tera eğim- li olarak yukarıdan aşağıya doğru; mavi marn, gkN kondu kum tap ve velibay kumtaşı katları f etaektedir, ö^ler (19S2)'in yüzey gözlemlen ve bölgenin yapı- sal evrimine dayanarak çisüfi ta^aak yap keMtı Şekil 2>de veritaektedto.



Şekil 2: Kozlu-Zonguldak taşkömürü alanında KG doğrultusunda olası taslak yapı kesiti ve Schlumberger açma ölçümlerinin yer aldığı noktalar (Özler, 1982), Ölçek: 1/25.000

Sözü edilen alanda, jeoloji kesitini desteklemek, kanıtlamak yada düzeltmek üzere yüzeyden seçilen 6 noktada (kuzeyden güneye E, i, 2,4, 5 ve 6) SchlumbergerOT dizilimi ile açma ölçümleri yapıtaufto (ErgÜ- der ve Karaoflu, 1982), Bu eğriler ŞeMl İ, 3 ve 4*te görülmektedir.

Eğrilerin genel olarak, keskin sivrilik ve dike yakın efimleri içermeleri nedeni Üe; yatay katman, h bir yapıyı simgelemedikleri, tersim yatık V6 yatay süreksizlik feçişlerinto etkWad« kaldıkları kekindir. Diğ-er bir deyimle, «öftü e&lm yapı Ue yer elektrik ölçümleri aramda bir uyum vardır, Dolayısıyto bu ^ rilerin yatay katmanlı yapı vânyıyı il© etepi, yatık şürekMzlüç kavramı ile değerlendirilmesi kaçınılmazdır,

Mektrüc çaiınpnalarmdân beMenen; temel görünümündeki kuvarsit ve vıMyei kireçtaflarının derinlik- lertoın saptanmasıdn*,

3 km, yanm-dizilim boyu (açım) na defin alman görünür ttzdirenç defterleri 1200 ile 100 Ohm-metre

kuzeyden güneye gittikçe yapının en az 10 kat İlet- kenleştiğil sanılmaktadır, Dizümlerde A₁ akım ueu kuzeyde, A^ me güneyde yer alan tüm açıkmlar için görünür Özdirenç defterleri 1200 ile 100 Ohm^metre arasında defipnektedir.

Açma (İşmım) Ölçümlerin gotikleri yüzeylerin yapıeal eürekazlıklar ve en büyük açıttaa defterleri Şekil S'de gösterilüftür.

BÖLGENİN GENEL YER YAPISI

Ölçü alanlarındaki yapısal oluşuklar ve yaşlarının üstten alta doğru dizilimi şöyledir:

Mavi Marn	SENOMANİYEN
Glokonilli Kumtaşı	ALBİYEN
KRETTASE	
Velibey Kumtaşı	APSIYEN
Marn, Fliş	
Kireçtaşı	
İncüvez Serisi	
Kireçtaşı	BARREMİYEN
KARBONİFER	
Karadon Serisi	WESTFALİYEN
Kozlu Serisi	
Alacaagzı Serisi	NAMURİYEN
Dolomitik Kireçtaşı	VİZİYEN

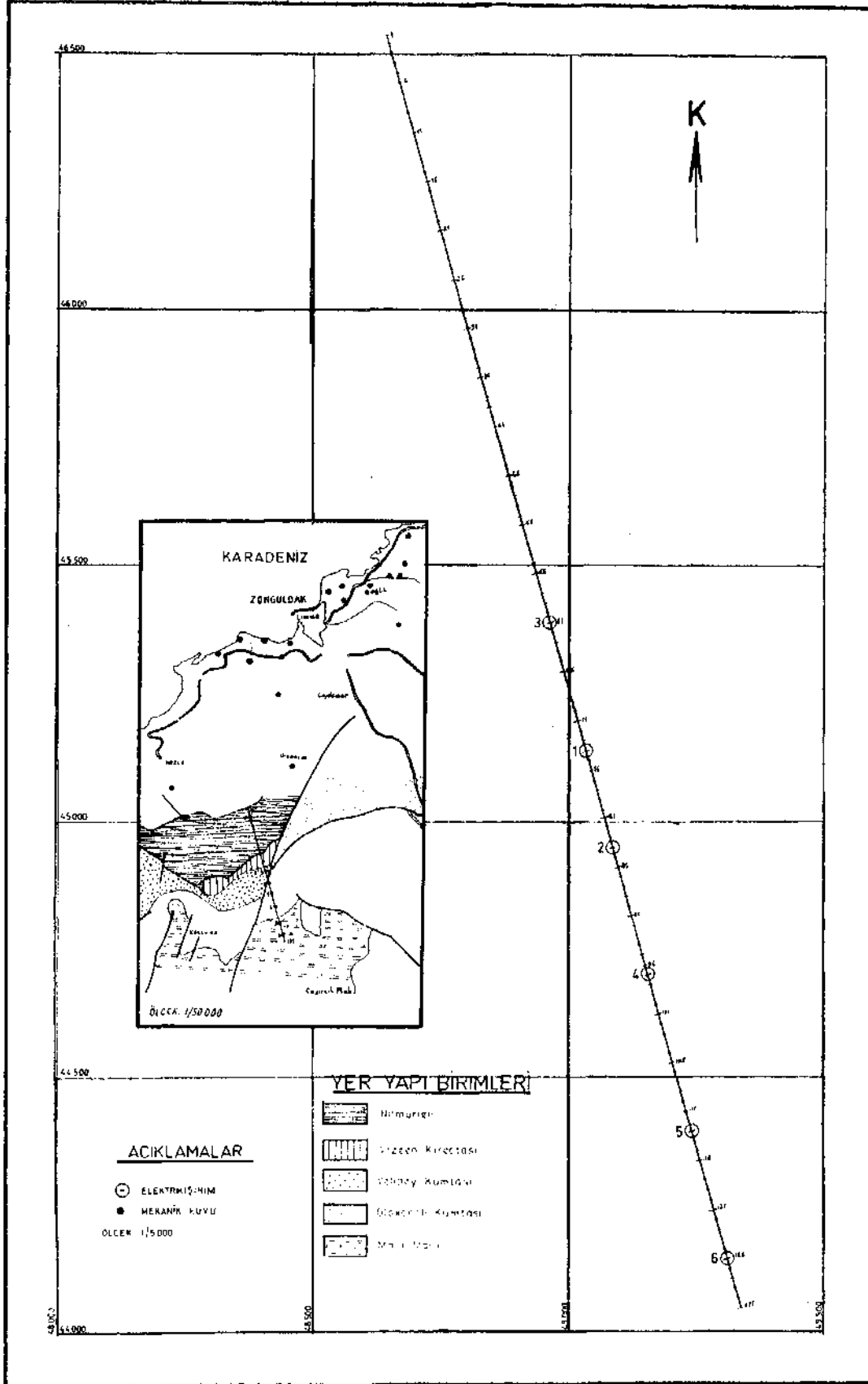
Ku^ey-Güney doğrultusunda yapı İncel©ndİfnde, Midi kırığına defin birimler (Westfaliyen, Namuiyen); kuzeye dik efaie (uyumlu olarak) yer almktadır. Meyen Üst Kretas© birimleri ise, uyumsuz olarak ve güney yöne eğimle, bilinmeyen Karbonifer oluşukları üzerta© oturınıüftür.

Midi tangırna güneyindeki atalarda, örtü kat« manlanmn altında, kömür İçeren Karbonifer oluğu- funun varlığı yada yokluğu konusu, günümüze defin kesİnlİE kazananiamıştır, Künl araştırmacılar Karbonifer olaaüğİndan sto ederken, çoğunluğun förüf de, ol- madiğı -yönündedir.

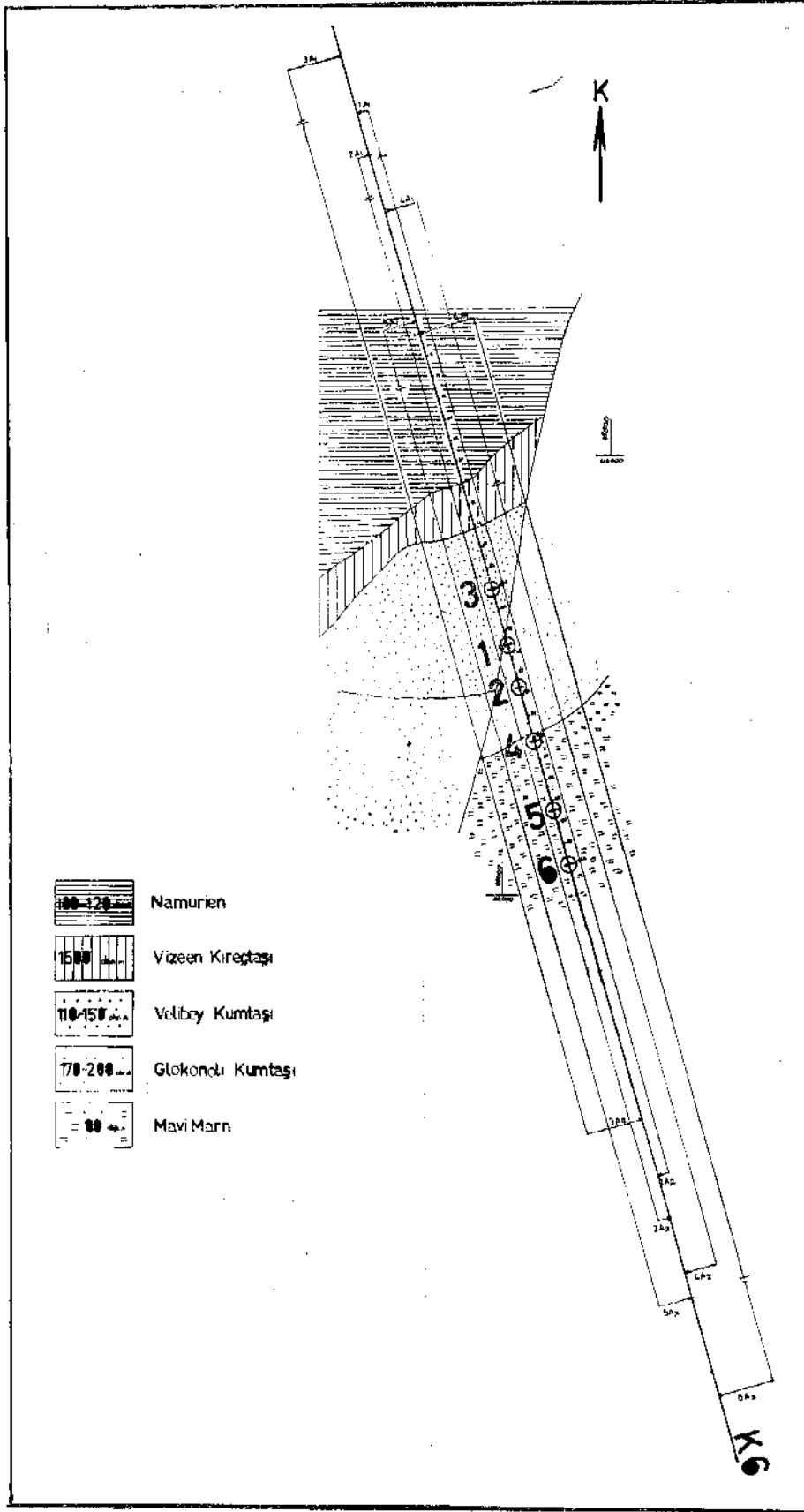
Görüşler İneetendiğtade:

a, İlİks« yörestoden Göldaf *a de&in uzanan VM- yen (yer yer Devoniyen) kireçtaşı kuşafı, bilinen hav* zann güneyini sınırlar. GöMağdaM geniş Devoniyen v© Alt Karbonifer kireçtaşı ve kuvarsit alanları, Zey- tinköy Kuyusu, Kurlar köyünün batısında Velibey- kujntaflarının; altında yüzeylenen Devoniyen kuvarMt ve lüreçtafları, ^nguldak'm hemen güneyinde kömür- lü otofunun bulunması olaıltına ortadan kaldırır, Zonguldaklın T toa, güneyinde yer alan Zeytinköy Kuyusu (1972) ı Glotanili kumtaşlarından başlamış, 457 m, de Devonien yaşlı dolonütik kristaliz© kireçtaşına girmif ve 601 m, de durdurulmuştur (Konyalı, Özko- çak, Şentürk. 1978),

b, Zeytiriköy aondajı Apsiyen=Alblyen de 601 m* dé kalmıştır (E^gönül, Yalaman, 19T2),



Şekil 1: Kozlu - Zonguldak Taşkömürü Bölgesinin yer yapısı ve Doğu Akım Elektrik Açma ve Kaydırma ölçümlerinin alındığı KG doğrultusu, kaydırma örnekleme aralığı 40 metre, kayma ve açma doğrultusu yapı uzanımına dik yödedir.



Şekil 3: Kozlu KG doğrultusu ve ışımm ölçümleri sırasında yapılan açılımlarla kesilen yapısal süreksizlikler. Her ışımm noktasında çizilen doğru, o noktada yapılan en büyük açılımı simgelemektedir. Birimler üzerindeki sayılar, o yapısal birimi simgeleyen ortalama elektrik öz direnç değeridir.

e, Kozlu üretim alımından güney yöne doğru g özenen antiklinal ve senklinal ardalanmalarından dolayı kanat ya da ceplerde aşınmadan kürtülmüş kömürlü oluşum olabilir (Zırtlıoğlu, 1982),

öneminden ve de ftediye defin çözümünün kesinlik kazanamamış olmasından Ötürü konu güneelleniş, çalışma alanı olarak da Ko&lu'ya S Km, uzaklıkta yerel aian seçilmiştir.

İNCEUSSMB ALANINBAKİ BİBÖknJEBİN ÖZELLİKLERİ

Mavi Mii'nli (Senoniaylıy) İ Bozulan yüzeyleri gri, mavi, taze yüzeyleri ise koyu gri renkli kumlu marru lardır, MUCrofosil yönünden fakirdir,

Apslyen filşi: Kumlu, gri mavi renkli marnlardır, Velibey kumteşari (Albiyen) s Saydam kuvars taneleriyie çok iyi yuvarlanmış, süt beyaz kuvars tanelerinin marnlı Mreçtaşlarıyla çimentolanmasından oluşmuşlardır, Bozuşma etkileriyle çok kolay ayrışır ve sarı renkli killi kumtaşlarım oluşturur, Zonguldak güneyinde boksit oluşumları Viziyen yaşlı kireçtaşları ile Velibey kumtaşları dokanafında bulunur,

GlokoniM.Kuruluşlarj (Albiyen) t Altta marnlı, üstte kiregtaili kumtaşından oluşmuştur, İğindeki bol glokoni tanecikleri, kayaca yeşil rengi verir. Bozuşan yüzeylerde oluşuk, sarımtırak renkli glokoni tanecikli yumuşak kumlu marn olarak görülür,

Namuriyen (Kömürlü oluşuk) t Genel olarak İnce fjist ve kumtaşı katmanlarının ardalanmasından oluşur, Üst kısımları, kalınlığı değişken kömür damarları içerir,

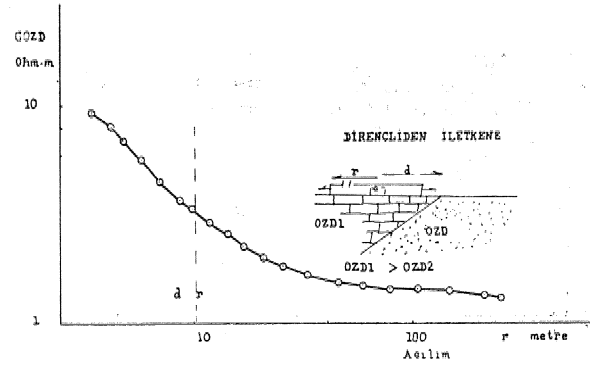
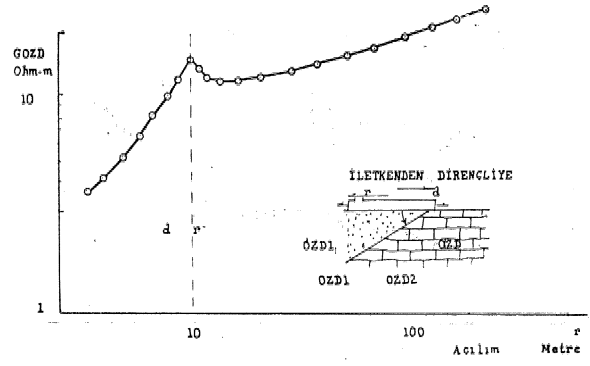
Westfallyeii (KömtMü' oluşuk) : Konglomera Şist> kumtaşı ve kömür damarlarından oluşur, Kılıç, Kozlu serileri A7, Karadon serisi 8 işletilebilir damar içerir,

Viziyen kireçtaşı', Dolomitik Mreçtağmdan oluşur, Ta, banda pembemsij üstte gri renklidir, Ortalama 1000 m. kalımlımdadır,

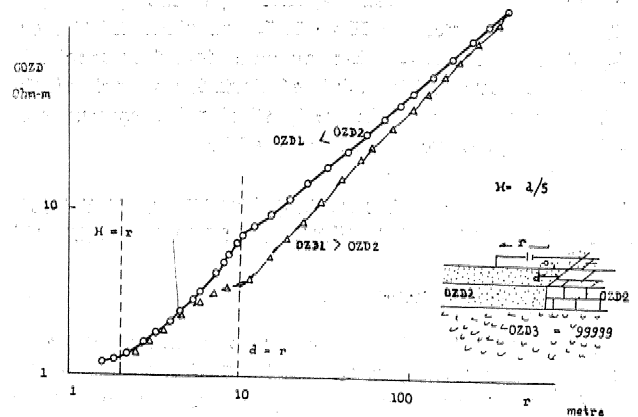
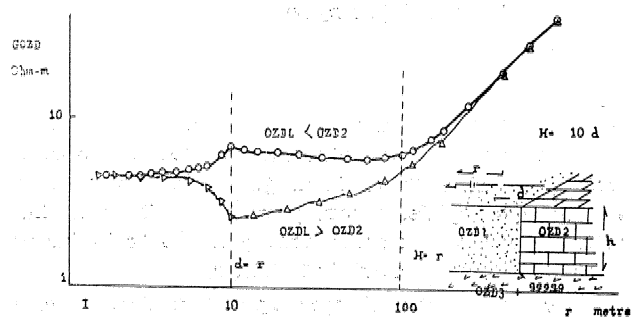
Devontyöüüi gist v© kristalize kireç taşlarından (kuvar sit) oluşur.

T=T T-H-ve H H=TÜBÜ SÜHEKSİZLİKLER ÜZERİN< DE ÖBNEK SCHL,ÜM3E,BGEB AÇMA. mÜBMMMİ'

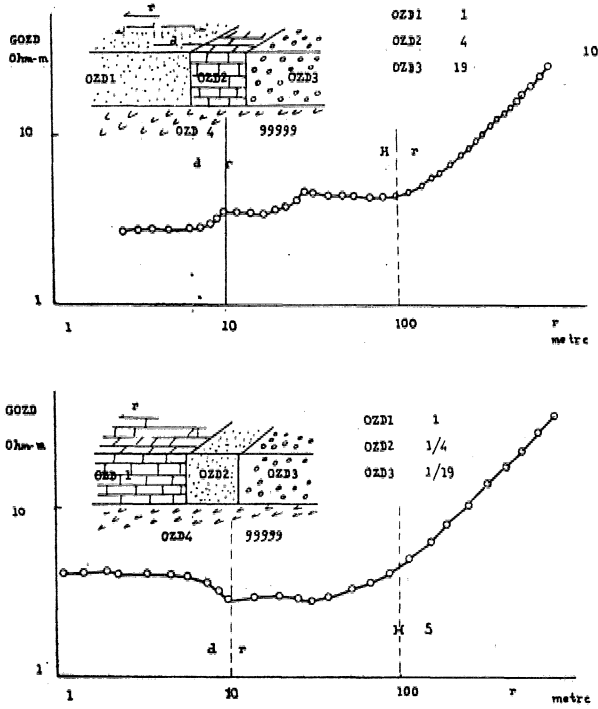
İletken ortam üzerinde oturan ve bir ucu dirençli yapıya doğru açılan Schlumberger sertoi İğın beklenen görünür özdlreng eğrisi; Efer yapı T ya da EL türü isa bir sivrilik TT ya da HH-türü ise iki tane sivrilik içerir, Sivrilige denk gelen açılım değeri; d, açma orta noktasınm geçilen süreksizlik yüzeyin© olan uzaklığı» na, genlifi ise EÜreksizlik efim açısını verir (Ercan, 1982) (Şekil 4, 5, 6), TT ve HH4ürü süreksizlikler için sivrilikler arası uzaklık, geçilen süreksizlifin genişHğini verir, Serim orta noktası dirençli yapı üzerinde ise, sivriliklerin yerine çukurluklar alır ve eğri yumuşar (Şekil 4,5), E||im küçüldükçe sivrilğin genliği büyür, Özdirenç ayrılığı arttıkça sivrilik dönüm noktası belirginleşir. Görünür özdirenç eğrisinin bu sivrilikleri içerip içermediğine bakarak ;l nü yoksa 2 boyutlu bir yapıymı cämgeleyip amgelesmediti anlaşılır,



Şekil 4: Eğik T türü süreksizlik üzerinde beklenen Schlumberger açma eğrileri. Yukarıda açma noktalar iletken üzerinde (İletkenden dirençli ve aşağıda açma noktası dirençli bölme üzerinde (Dirençliden iletkene) (Tezkan 1982)



Şekil 5: H türü iki boyutlu süreksizlikler üzerinde beklenen Schlumberger açma ölçümleri. üstteki kalın katman (H = 10 d) alttaki İnce katman (H = d/5) için verilmiştir. Schlumberger iletken den dirençliye, üçgenler dirençliden iletkene doğru gidışı simgelemektedir.



Şekil 6; HH türü süreksizlik üzerinde Schlumberger açma ölçümleri, H-tst katmanın kilimimi, d - Açma noktasının süreksizliğe olan iraaMiğ, 1, üstte iletkenden dirençliye, altta dirençli den iletkene doğru açına.

Dirençli temel üzerine oturan H ve HH - türü yapılarda dizilim orta maktäimm ätrttateliie olan d umklıfının H katman kahmlifma oranı büyüdükçe sivrilikler beUrginleşir, eğri yayvaatapr. Bu oran küğüldükçe eğri küçük açılımlarda yütaetaege başlar ve süreksizlik geçiş yerleri beirraizleşir,

Kozlu'daki SöMumberger «gma ölçümleri ile ©Lê edilen görünür özdiren^ ekleri, yapının y#r, yer 11 ve TT=yèr, yer ise H»ve HH«türü eürtteMiği içerdipni göstermektedir. Bu nedenle dôfarlen^rmelerde 2 boyutlu süreksizlik taslak ©grilerinden yararlanarak, süreksizlik yüzey Mnin yeri, sürekatoük ayırım çizgilerinin eğimi ve biçimi elde edilir.

SaHOLUBmEBßraft AÇMA ÖLÇÜVİLERİ % BOYUTLU YAPI VABSAYİMİNA GÖBB DE^ERLENDİİİLMEST

4 Nolu Elektrik TmgL

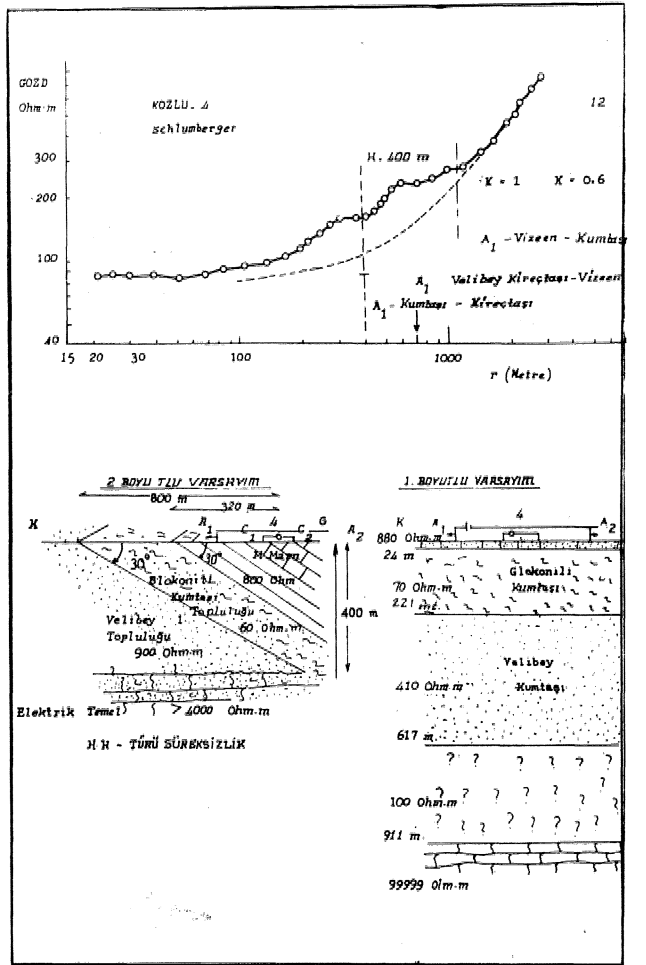
Bu nokta k«wtin gün^Ind« mavi mam» glokonili kum taşı mniruiâa yer alır (Şeîl B, 7), Açma efrM şol baf ta 80 Öhm^matoeMk d^#re yanaşırk^, Myük açılımlarla 45° İlk elektrik temel yada akım doygunluğ u ejjrişine yanaşmaktadır, tki katman Schlumberger efrişinli BQZÜ edil«1 sol ve saf kanatlara yanaşmamndan;

1, Şif örtü katman görünümde olan mavi mar. nm efimU duruşunun 80 Ohm-metreilik bir özdirenci içşrdlgi,

2, Bektrik temel görütaümde olan vMyen kireç-ıcap komşuluğunun topluca yahtkan ve yüzeyden âerta« lifinin 400 metre çevresinde, olduğı sanılmaktadır,

Temel i© yüzey arasında yer alım oluşuMann ve yatay sttreksizliMerrn eüdlri, sözü edlleü Uü kanat arasında r » 3^ ve 600 metrelerde olufan mrvriliMêrle simg-eslenmektedir. Katmanlı yapıda İlgbir tapâda bu görünüşte sivri bir köşe izlenmem, SİvrİUfin biçimi T - türü yapılar üzerinde gemlenen Schlumberger ağma ölçüm «früeri Üe karlaştmldıtında» sertnün kuzey kanadında, güneye eğtaü katmanlânın yer alabileceğı ortaya çıkmaktadır (Şekil 7),

tik sivrütin; Bfik T _ türü taslak efrilere karşı, laştımlması wmuçu;



Şekil 7: Kozhi-ZongTildak TaşÖmtrU alanında 4 noll serin noktasında. Sehlum herler İsnımı ve A2 A3 akını uclannm yüzeyden gödenen sttroksizlikleri ^e^iş yerleri. Solda % bt^yutlu va^ayın, solda- bir boyutlu (yatay katmanlı yapı) varsayımıim göre yapılan deferlendirma sonuçları HH . türü sür<kHİ/Jik,

a. Geçilen epe sür^rtıUJc ytoey İzinin 4 no lu ağma nokimsından d = 3İ0 metre kuzeyde olduğu

b. Çakışan taMak ^rMen, sürekszlüç ayınm dü- leminin (mavi mam-g-locomUl kumtaşı dokanafım) efiminin 30° güneye doğru olduğu»

c. Mavi nrm ile gktonili kum taşı ve onu izleyenlerin Wrle#k ©tidleri arasında K = 0,7 Mk bir özdireng yansıma kafeiâyısı bulunduğu aalaşıkıftır. Sivrililtn mi yanaşmasmdan mavi marnın elektrik özdrencl, ^1 Otom -metre bulundufuadUA glokonim kumte^ı ve ardındaMlierin toplu öMirencı 4M Ohm- metre bulunmuştur,

r = 600 metredeki ikinci sivrilik; Birinci efinu li kataıanı izleyen glokonili kumtaşı VeUbey kumtaşı dokanafımdan kaynaklandıı sanılmaktadır. Bu sivrilipn efik TLürü süreksizlik taslak efrileri ile ça- kıstınlması sonucu:

a. Süreksizdillih güneyinde yer alan glokonin kum taşı ve mavi marn ortak direncinin 100 Ohm-metre olduğu,

b. Güneydeki Du toplulukla kuzeydeki veEbey kumtaşı + Mreçtaşı topluluğu arasındaki K = 0,8 lik yansıma katsayısı bulunduğu ve buradan veUbey + kireçtap topluluğunun özdrençinin 900 Ohm-metre olabileceği,

c. 4. açına noktasından 600 metre kuzeydeki Ve= libey-flokonili kumtap dokanak eğiminin 80° olabile- ceği çıkarılmıştır.

Bu bulgular ışığında, 4. nokta açma noktenna gö- re bekleneni yapı asafıda verilmektedir (Şekil 7).

Glokonili kumtaşı ve vellbey kumtapnm ortak tepkilerden ayrılarak gerçek özdirençlerini bulmak için* ö katmanlar todrindeM açma ölçümlerine bakmak ge- rekir,

% Nolu metrik Del^

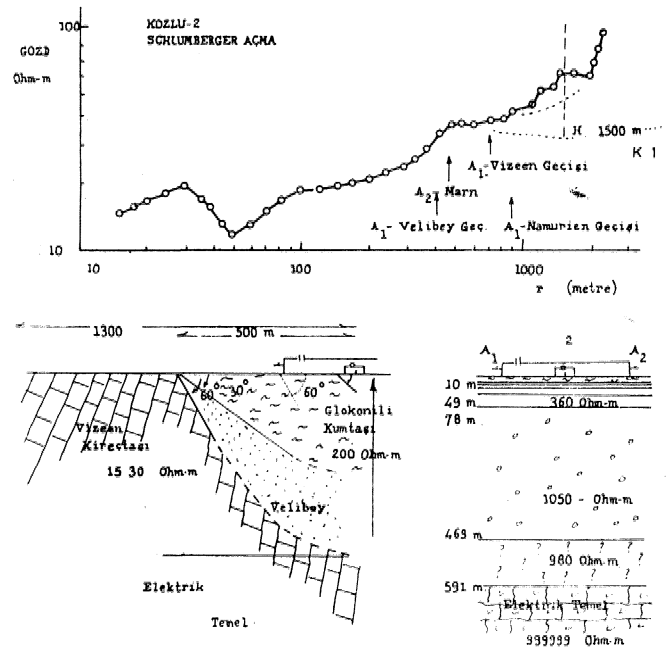
Üci nolu açma noktası glokonili kum tap toerin- de yer alır, R = 10 metreden başlayan ölçümler; 10 ile İÖÖ metre arasında mđ derinliklerde oluşan bozuk- luklar nedeni ile, sakmca göstermektedir, O nedenle, bu bölümün def erlendtoneye sokulmasında bir yarar görölmemiştir (Şekil 8).

Efrmiin geri kalan saf parçasında gözlenen İM tivrilik, yapımın HH-türü bir gereksizliği iggreMlece* fini simgelemektedir.

Sivriliklerin büyük açılımlara dofru genlikçe bü- yümesi, kuzeye gittikçe yapının direncinin arttıfını gösterir.

r = ma metreden oluşan sivriligin; HH-türü ©ü. reksizlilin güney kenarını oluşturan T- türü süre- k, sizlikten kaynaklandığım düşünerek yapılan deferen* dirmedie;

a. Glokonin kumta#ımn öMirencmin 170 ile 200 Ohm-metre arasında,



Şekil 8: Kozlu - Zonguldak Taşkömürü alanında 2. no- lu serin noktasında SeMumberger ağma Öl- çümleri' ve AjAg akım uçlarmıı yüzeyden gözlenen yapı sınırlarının geçiş yerleri. Altta İki boyutlu (H türü »ürefesizMk) sold^ tee Mr boyutlu HırakKızlıklero (yatay katmanlı ya- pı) göre simgeledikleri eşdeğer yer elektrik yapıtı.

b. Kuzeyde d= 500 metrede geciken Velibey - Viziyen dokanağında karşılaşılan özdirenç yansıma katsayısı K = 0,8 ile 1 arasındadır. Buradan vellbey - Viziyen topluluğunun ortak direnme Özdirençüün en az 1530 Ohm-metre olabüceği çıkarılmaktadır,

c. Sfeü edilen VeUbey.VMyen süreksizlik ayın, mmm güneye doğru eğimi 30° den büyük 60 dereceye yakındır. Bu ©fım yaklaşık olarak 50 derece çevresin- dedir.

r s 1300 metrede olugan sivrilik; Aİ akım ucu- nun Viziyen kireçtaşı, Namurlyen kumtafi sınırim ku- zeyde geçmesinden kaynaklanmaktadır, Namuriyen Vi- ziyen'den daha iletken olmamam karpn, iMnd ^vriUfin sag yanma yükselmeyi sürdürmesinin nedeni, ölçülerin r > 300 metreden sonra temeli oluşturduf u sanüan ya- lıtkan kireftaşı kuvarsit MrUfiniini etkisi altına girme- sinden kaynaklanAbUir.

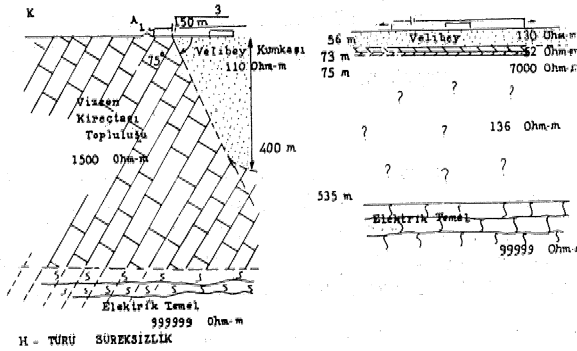
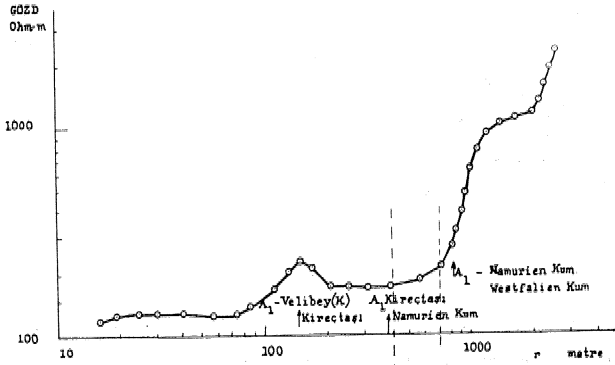
a, t = 1300 metre kuzeydeki VMyen _ Namuriyen kumtafi dokanafımın efiml kuzeye 80°-90° dir,

b. Tranel derkdifi H-türü taslak eğrilerden ya^ rarlamalarak 3Q04500 metre dölaylannda bulunmuftur.

3 Nolu Apana Noktası

S nolu Schlumberger açnm noktası jeolojik gös- terilişte, TTUürü sürekestelitin ortamına yakın Mr yer-

de bulunmaktadır, Çevreye göre daha dirençli olduğu sanılan Viziyen Mreçtaşlan, temeldeki daha dirençli kayalarla birlikte fii-türü bir gürekstelifi yaomto nitelikte açma tepkisi vermektedir. Bu özellik, görünür özdirenç efrisimn $r = 10$ ile 600 metrelik parçaları arasında izlenmektedir, Dolayım Üe, Vizlyen W-reçtaşarmın Namuriyen, Westfaliyen, Velibey ve glononili kumtaşmdan ayırt edilebileceği düşünülebilir (Şekil 9).



Şekil 9 1 Ko^lu-Zon^uhlak Taşkömürü alanında 8 nokta-
lıl noktada SoMumberf ©r açma ölçümleri ve A_1, A_2 atom uçlarını yüzeyden gözlenen sü-
reksizlikleri geçiş yerleri. Altta eğrinin yorumundan çıkardan yapısal yorum* Solda H
türü süreksizlik, sağda yatay katmanlı yapı*

$r = 150$ metrede görülen bu sivrilik (ibik), iki
iae A_{22} akım ucunun Viziyen Kireçtaşı dotonafım
 $d = r = 150$ metre dolayında geçmeaidir.

$r = 160$ metrede görülen bu sivrilik (ibik), iki
tür olası yer elektrik yapışınca oluşturulabilir,

1, Ortada kireçtaşı TT-türü süreksizlik oluştu-
ruyor. Serinin orta noktası eğik TT-türü kireçtaşı
üzerini örten Velibey'tn İçindedir. Kireç taşının İtedir en«
ci üzerindeki ve yamndaki Velibey kumtaşmdan ve
soldaki Namuriyen'den büyüktür.

2. Vteiyen, kireçtaşı toertndeM Vellbey örtüsünün
etkisi çok azdır..Kireçtaşı yanlardaki Namuriyen, Ve-
libey ve alttaki dirençli Mreçtaşı-kuvarsit birliği ile
HH-türü bir süreksizlik oluşturmaktadır, mreçtaşmın
özdirencl Namurlyenden büyük, Velibey'den küçüktür.

Yukarıda verilen olası İM yapı türü için bekle-
nen efil türü aynıdır. Bu durumda ek kanıtı gerek
duyulur,

1, nolu açma ef ilisine bakılmoa; A_{\pm} akım ucunun
Vellböy v© VMyen'e ^riginde eğrt sürekli olarak yük-
setoektedir. Viziyen'e girişteki- yükselme Velibey'e
girişten daha büyüktür, O nedenle, Vizlyen'in, özdiren-
ci Vellbey'den daha büyüktür.

Dolayısıylaj yukarıda sayılan iki ©fdefer yapıdan
ilkinin gerçekleşmesi, daha olasıdır. Buna göre...r =
1550 metrede görülen ibik deferleudMldiflnd© izlenen
sonuçlar alde edilir;

a, İbifin küçük açılımlar İçin sol yanaşmasından,
Velibey kumtaşmm gerçek ÖMirencinin so $\pm 10^0$ Ohm-
metre çevresinde oldu u

b, Viziyen Mreçtaşmın ö^direnctn Velibey'den
en m 10 kat çok oldufu (f Viz, > 10 £ Veli.),

c, tbifin genliilni ve dirsek eğim çizelgesini kul-
lanarak (Ercan, 1982), süreksizlik eğiminin 75° çev-
resinde olabileceği bulunmuftur,

d, Süreksizlik yüzey izinin 3 nolu açma orta nok-
tasından umkhfi 150 metredir,

e, $r = 5$;i50 metrede gözlenen ibiğin daha büyük
açılımlarda aşağıya doğru inmesinin nedeni, eğim
açısının 75° ve çevrenin daha iletken olmasıdır,

Sözü edilen 75° lik efmı Viziyen kireçtaşı ile onu
örten Velibey kumtap arasındaki dokanafın efimi
olabilir.

Görünür özdirenç ef risinin $r > 700$ metrelik aç-
ımdan sonra bağliyan mm parçasını deferlendirmek
bir kaç bakımdan güçtür,

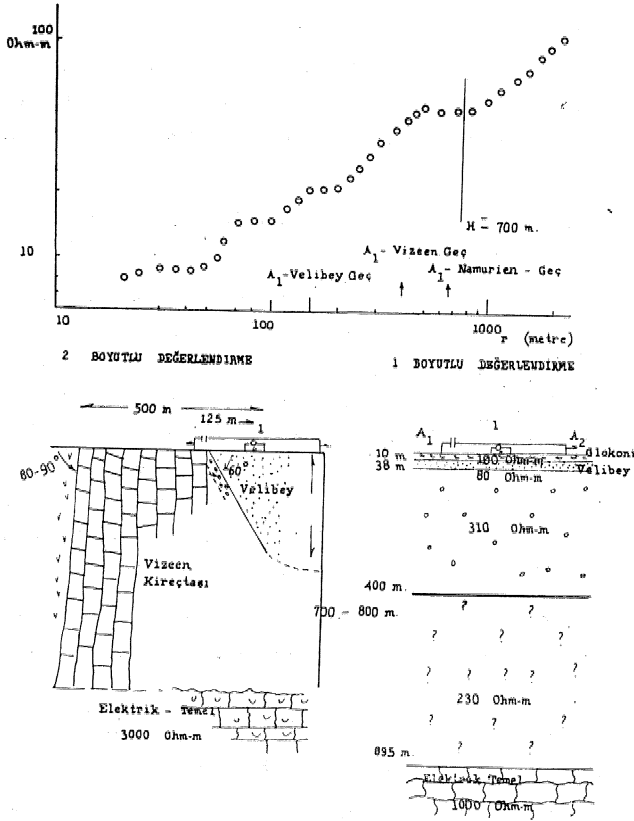
•1. Eğrinin efimi 45° den büyük oldufundan, bu
parçanın-yatay elektrik temelde oluşturulmuş olması
düşünülemez, Eğer bu temel yatay ise, temel derinlif i
H.-türü taslak efriden 400 metre olarak kestirilir»

2, Bu yükselme A_{\pm} akım ucunun Viziyen kireç-
taşı Namuriyen sınırmı geçtiği yerde başlamakta ve
kuzeye dofru uzanmaktadır. Güneyde ise A_{\pm} akım
ucu ters eğimli katmanlar üzerinde gezinmektedir. Bu
noktada, bu parçanın temel üzerind© ya da İğmdeki
karmaşık süreksizliklerden kaynaklandığım söylemek
yeterli olacaktır. Şu bir gerçek ki temel niteliğinde o-
lan olufuklarla onu örten katmanlar arasında özdirenç
ayrılığı oldukça büyüktür,

İ Nolu Açma Noktası

Midi kırığı denilen süreksizliğin yaklaşık 125 m
güneyinde yer alan 1 nolu Schlumberger açma nok-
tasında elde edilen eğri yükselen türdedir. Jeolojik ks-

stle, sırası lie; glokonü, Velibey kumtağın ve Wreg-t^Şi katmanları Üzerinde bulunduğ gösterilen bu noktayı; güneye doğru iletkenişen katmanlar, kuzeye doğru ise dirençleşen katmanlar çevrelemektedir. Açma noktası altında yer alan glokonü kumtaşının kamaianması nedeni üe iletken Velibey üzerinde İncelmesi eğrinin sol yanapnasmın 90 Ohm-metr© çevresinde kâlmamna neden olmuştur. Bu Özdirenç def eri glökonill vs Vellbey kumtaşınca karma bir tepkisini yansıtılmaktadır (Şekil 10),



Şoku 10 i Kozlu-Zonguldak taşkömürü alanı uda 1 nojn noktada Schlumbor^or a^ma ölçümleri ve A^ A^ atam uçlarının yüzeyden gözlenen yapıları geçiş yerleri. Altta 2 boyutlu süreksizliklere gör© simgelendikleri eşdeğer yer eloktrik yapı lan.

1. Eğri Üzerinde $r = 70$ metrede izlenen sıvrnfe neden taslafc eğri sataştırılmalarından yaklaşık 60° ile fümeye daLümü. olduğu çıkarılan kuzeydeki Velibey-Viziyen dokanağı olabilir,

2. Efrl üzerinde difer önemli değğlm $r = 500$ metrede gözlendi sıvriliktir. Bu sıvrilik, 1 nolu açma noktasından 500 metre kuzeyde Vinyen=Namuriyen dokanafindan olufabilir,

3. Görünür özdirenç efrışı $r > 1000$ metr© için 45° ye yakın bir efmle yükselmektedir, Bu yükselmin derinde olduğu sanılan dirençli temelde oluşturul

muf olması iyi bir olasüktür.. Temelin özâirencinin 3000 Ohm-metre dolayında olduğu sanılmaktadır,

5 Nolu Açma Noktası

Kozlu 6 dofrultusu üzerinde; 5 nolu ışınım noktası 36 ile 46 noktam arasmâa yer alan kireçtaşı baçamndan 300 metre güneyde yer almaktadır. Kaydırma ölçümlerinden 7i üe 81 noktalan araâmta ve yaklaşık 400-500 metre derinde olduğu sanılan dirençli kütleinin, 5 noktasına uzaklığı 400 metre dolayındadır,,

1. Efrinin ilk parçası ışınım noktasının Üzerinde bulunan mavi marn'ın öidireneini yansıtıcı nteUkt© 66 Ohm-metre'ye yanaşmaktadır. 5 noktası altmda mavi marn'm kaünlüfı ise 21 metredir (Sekil 11).

2. Eğrinin üdnüci kanadunn yükselmesinin n^aoi marn altında yer alan ve içinde yer yer kireçtaşı tou rıntuları olan gktomili kumtaşının etkisidir, Glokonü kumtaşmm belirlenen özdirenei 230 Ohm-metra kalınlığı tee 335 metredir. Difer bir deyimle* glokonili kumtapnm taban derinlif i 360 metre dolayındadır,

3. Yaklaşık $r > 400$ metre için, soldaki A, akün ucunun kireçtaşı baoasma olan uzaklığı 700 metre çevresindedir, Difer bir deyimle, r/d oranı 036 dır, Diğer bir def işle iletken Velibey içinden giden A^ ucu, artık dirençli ViMyen'm komşuluc etkisi altına girerek, akımm geçmesini güçleştirip gerUtar değerini arttırmıı ve eğriyi yana! etM nedeni ile yükseltme e başlatmıftır, Açıkcaşı, $v = 400$ ile 1000 metreler arası rırörünür özdirenç efrteinin yükselmesinin nedeni Te libey-VMyaı kompılfudur, Vmyenln ortalama Öz direnci 110-150 Velibeyin 1200-1500 olduğuna göre Velibey-VMyen dokanağınını özdirenç yansımaya katsayısı $K^{\wedge}OJ'$ dolayındadır, A_x akım ucunun Viziyene girdiği 1200 metrede GOZD görünür özdirenci aniden düşmekte ve $r f = 2^{\wedge}X$ metrede 190 Ohm-metrelils görünür özdirenç ulaprkeü, A_1 'in Viziyen'den çıkıp Namuriyen'e girdiği 2200 metred© sıçrayarak 370 Ohm. metreye ulaşmaktadır. Aynı tür bir değışım Neva. da'da Wenner ölçümleri ile kuvarsit - şeyi dokanağın, dada elde edümiiftir (Ercan, 1982),

Yukarıda anlatılan nedenlerle» 5 noktasında görünür özdirenç eğrisinin $r > 400$ noktasından Sonraki parçası, derindeki bir temeM âefil, 1200 metre kuzeydeki Viziyen kireçtaşı yanall Süreksizliflni yansıtılmaktadır, Derinlerdeki Özellik depgminm bu parça Üzerindeki katkısını belirlemek için $r ; = d \wedge 1200$ noktası çevresinde $K > 0,0$ ve Ercan (1982) dirsek-efim çizelgesinden bulunan eğim açısı $80^\circ-90^\circ$ için kLreçtaşına etkisini görünür özdirenç eğrisi ürerinden çıkartmak gereklidir. Diğer bir seçenek, $0\&XD$ doğrultulu açma ölçüsü alıp, kireçtaşı bacasının katkısını sıfırlamakta

Mundry (1979) un TTVtörü süreksizlik üzerindeid açma eğrilerine bakarak:

h = kireçtaşı kalınlıf ı m 250 metre
 d = SüreksMif e uzaklık ı= 1200 metre
 $OZD1 =$ Velibey = 150 Ohm-m

$OZD2 =$ Kireçtaşı = 1500 Ohm-m bilinen defer« lerl için,

$$T = (h, OZDI) / (O^{\wedge}I, P) - 2$$

bulunur,

Namuriyeu'ü özdirençi ÖEDŞ=*XS5 olarak ataiw OZDS/OZDİ^1 çevresinde bulunur,

Eg er kireçtaşı bāoasimn yanal etkisi olmasa idi* görünür özdirenç eğrisinin r,= 850 metre çevresindeki açılımlardan sonra aşağıya doğru kıvrılması beklenecekti,

6 Nolu Açına Noktacı

Kozlu 6 doğrultusu üzerinde alınan 6 nolu açına noktasının kireçtaşı bacagmun güney kanadından uşaklıfi 1500 metredir, r=d^15Ö0 m için kireçtaşı süreksMiğlni betoleroesine görünür öMirenç eğrMnd© (& noktasında oMufu gibi) çana^msı bir görünüş olufmaktadır, 6 nokta için kireçtaşı bacasının etkisi r>200 metreden sonra taşlamaktadır. Dotoyısı ile son kanadın yükselmesi derinde olası olan dirençli bir kayaç^tan değil kuzeyde yer alan dirençli kireçtaşı yanal geçişinden kaynaklanır, Bu nöfcta altında temel derinliğini bulmak için GB-KD dofrultusunda açım yapmak kaçınılmazdır,

r » 200 metreye değin ölüfaa görünür össdlrenç öğrlsının biçimlenmesinden, mf derinliklerdeki mavi maim ve glokonili kumtaşı porumludur. Katmanlı yapı varsayımı sonucu, üstteki mavi marn kahnüjü 42 metre özdirençi 80 Ohm-metre'dir,

Bunun altındaki Giökonili kumtaşımı kaknlifi Tö bıtre ösdirençi ise 200 Öhm-metre'dir, Bunun altında gömülü olan kayağın VelAböy mi yoksa Glokonin kumtaşı mi olduğu beUı değildir, Çünkü ö^irenol Glokonli'ye oldukça yafcmdır, (28 Ohm-metre) kalınlığı ise ti metre çevresindedir,

A, akım ucunun lüÖO metre kuzeydeki dirençli kireçtaşıma yanaşması nedeniyle efrı kalktığından temel üzerino bilgi edinmek olanaksızdır.

Düföy v© Yanal StoetoMıklere Gör© Yer Mektrik Yapısı (2 B . Deglendiririf,)

1, %, 3 ve 4 nolu Stehlumberfer görünür ö^direnç eğrilerinin; % TT, H türü ve yatay katmanlı yapı için çıkartılan taalak ef rilerden yararlanılarak belirlenen elektrik yapı ile jeolojik yapı biçimi arasında bir ölçüde uyum vardır (Şekil 2, 13),

a, Yapmm içerdiği katmanların bulunan elektrik özdirençleri;

Mavi marn	Ş0 ÖhnuMetre
Glokonili Kumtaşı	170,200 Ohm-Metre
Velibey kumtaşı	110 Öhm-metre
Elektrik temel	> 9000 Ohm-metre

b, Güneyden kuzeye doğru Mavi marn-Glokonill kumtaşı dokanağımın efimi 30° güneye

c, Glokonili kumtaşı-Velibey kumtaşı geçi#nin epmi 30 ile 60° arasında

d, Mi^ kınfı olduf u samlan süreksizliğin efiminin 60° ile T5°

e. Midi kmfından güneye dofru elektrik tanelin 800-600 metreye defın mgtaftifi üammakla birlikte, bu yanda temelın olup öünadıtını kerin olarak anlamak için GB-KD dofrultulu ipnim ölçülerinin yapılması gerekir,

f. Midi kırığından sonra Velibey kumtaşı yuvalan, masımın Viziyen Wreçtasi üe yaptıfı açının 75° çevresinde oldufu,

g. Kuzeyde Viziyen kireçtaşımın Namuriyen ile olan aürekaztığının 80^90° kuzeye dofru eğimli oh dugu bulunmuştur,

Sözü edilen yapay dofru atom elektrOc öidirenç bulfularının ve jeolojüc gözlemlerin sundufu bğilertn ışığında çıkartılan yereletrUc yapı kesiti görüntü'len. mistir,

Kodu Görünür öz«İİ«siç EğritörMn Yatay Katmanlı Yer Yapım Varsayınuuu Göre Def ©rlendirtlması

Kozlu i, 2, 3, 4, 5 ve 6 nolu noktalarda yapılan Behlumberger açma ölçümleri için elde edilen görünür özdirenç efrileri genel olarak keskin dönüşlü sivrilikler. 45° den büyük yükselmeler içermektedir. Eğri üzerinde bu tür biçim değişiklikleri, yerin yatay katmanlı yapıdan çok düşey ve yanal süreksizlikleri İçerdiğini gösterir. Kaldık! jeolojik gözlemlerden çıkarılan yapının görünügüde ortanın T, TT, HH, T - türü bir yapı biçimini İçerdiğini belirtmektedir,

Böyle bir yapı üzerinde alman açma ölçümlerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre def erlendüme-Bİ için gerekli koşullar:

a, Yapmm içerdf 1 katmanların yatay olması ya da eğimmin en çok 30° yi geçmemesi,

b, Katmanların açılan doğrultu boyuncL en m bir dizilim boyu ötede süreklîEfini koruması ,

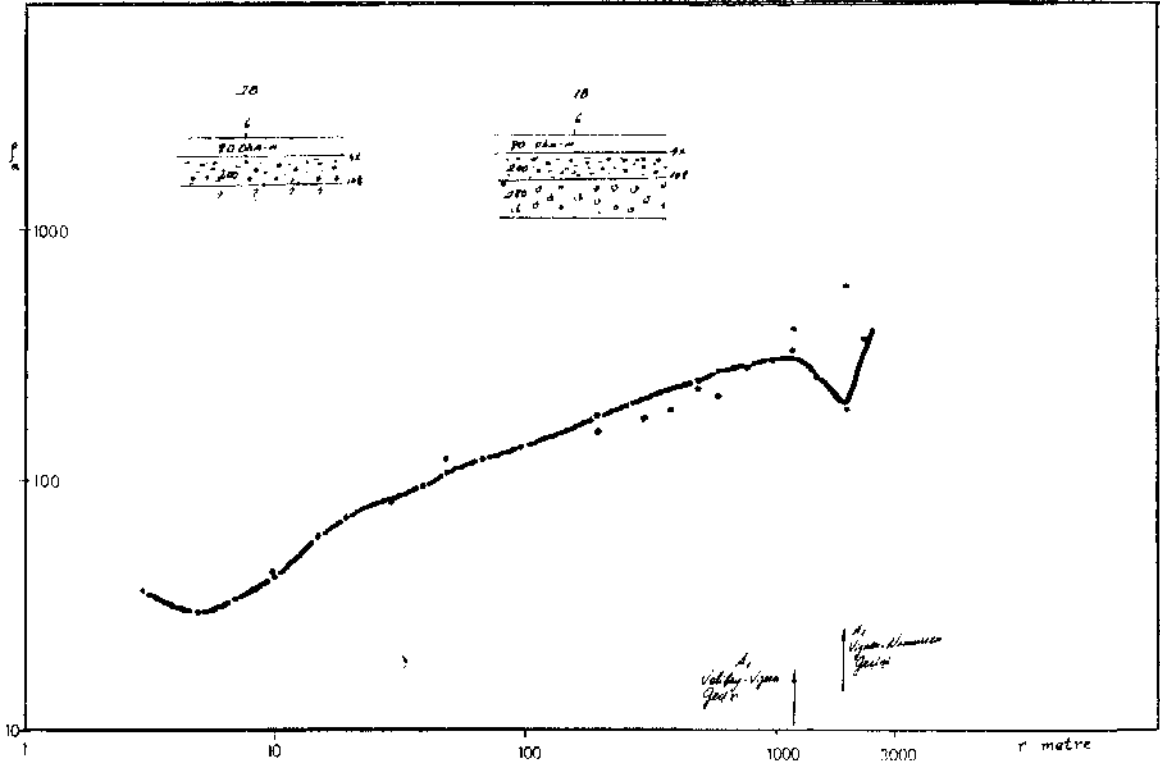
c, Katmanların açılan dofrultusuna dik yönde aynı özelliklerini en m bir dizilim boyu sürdürmesi,

d, ölçü alınan yüzeyin yatay olmasıdır.

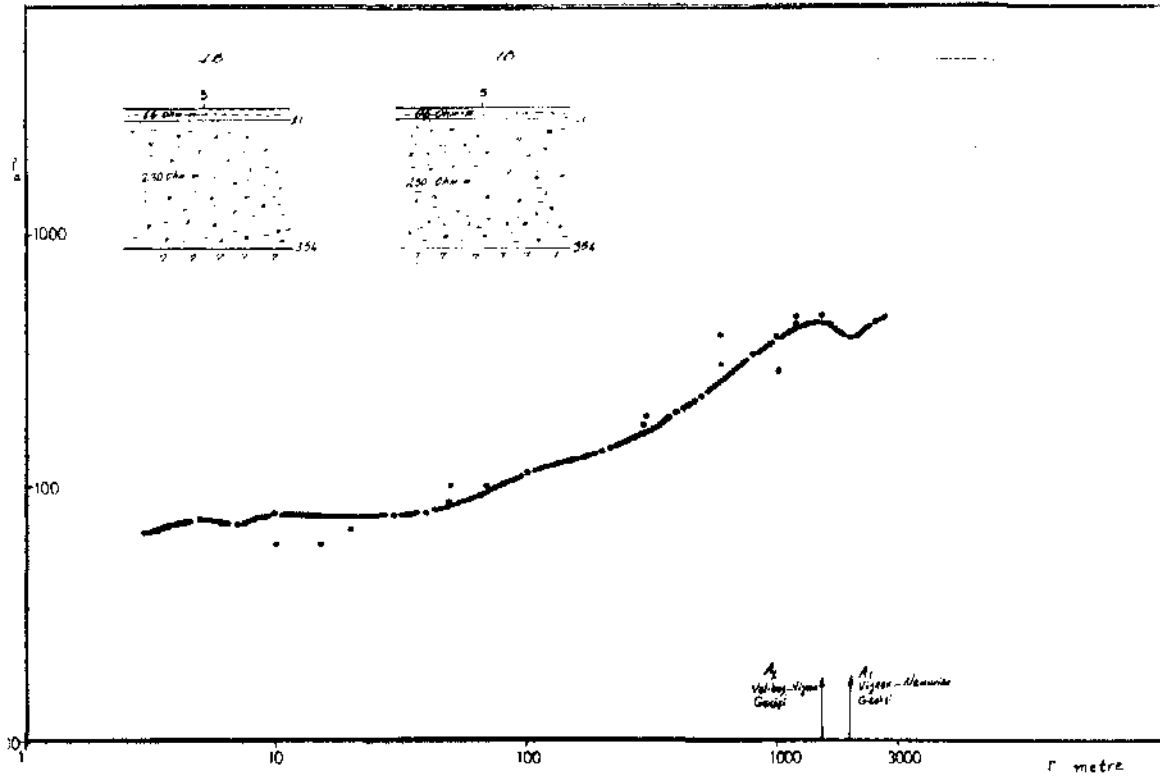
Ölçüler «arasında kullanılan dizilim boyunun süreksizlik boyuna göre daha büyük olmasına karpn, efriler bir kezde yatay katmanlı yapmm varsayımına göre deferlendirilmiştir. Bu değerlendirme sonuçları asafıda sayısal olarak verilmiştir,

4= Nolu Elektrik Belgi

Efrinm biçimi HKH türüdür. Elektrik temelın yüzeyden olan derlnllfi 910 metre dolayındadır. Efrinin saf kanadının yükselmesinden S boyuna iletim değeri 0,17 olarak bulunmuştur. Katmanların özöü«renç kalınlık ve yüzeyden olan derüüMert aşaf ıda ve»riimiftir.



Şekil 11: Kozlu-Zonguldak taşkömürü alanında 5 no.lu noktada Schlumberger açma ölçümlü 2 boyutlu (TT-türlü) ve 1 boyutlu (yatay katmanlı yapı) varsayımlı değerlendirmeler.



Şekil 12: Kozlu-Zonguldak taşkömürü alanında 6 No.lu noktada Schlumberger açma ölçümleri ve A_1 A_2 akım uçlarının yüzeyden gözlenen yapıları geçiş yerleri (TT - Türü süreksizlik).

Elektrik Özdirenç	Kalınlık	Derinlik
OZD1 = 88 Ohm-m	H1 = 24 m	D1 = 24 m
OZD2 = TO Ohm-m	H2 = 197 m	D2 = 221 m
OZD3 = 400 Ohm-m	H3 = 396 m	D3 = 617 m
OZD4 = 10p Ohm-m	H4 = 294 m	D4 = 911 m
OZP5 = 4400 Ohm-m	Toplam kalınlık = 911 m	Temel derinliği = 911 m

8 Nolu Elektrik Delgi

Eğrinin türü HKH dir. Elektrik temelin yüzeyden olan derinliği 535 metre dir. Eğrinin büyük açılımlar için yükselmesinden bulunan S boyuna iletim değeri

12,5 mho'dur, Katmanların özdirenç* kalınlık ve derinlikleri aşağıda verilmiştir.

Elektrik Özdirenç	Kalınlık	Derinlik
OZD1 = 130 Ohm-m	56 metre	56 metre
OZD2 = 52 Ohm-m	17 metre	78 metre
OPZ3 = 7000 Ohm-m	2,5 metre	75,5 metre
9ZD4 = 136 Ohm-m	479 metre	534,5 metre
OZD5 = 999999 Ohm-m	Toplam kalınlık = 535 m	Temel derinliği = 535 m

2 Nolu Elektrik Delgi

2 nolu elektrik delgi glokonili kumtaflan üzerin^ de yapılmıştır. Yuvarlatilaji eğrinin, biçimi QQ HK* HKH dir. Toplam 0 tane katmanın toplam kalınlığı 591 metredir, örtüyü oluşturan katmanların topluca

boyuna iletim değeri 8 = 2 mho dur. Katmanların elektrik özdirenç, kalınlık ve derinlikleri aşağıda ve riimştir.

Elektrik Özdirenç	Kalınlık	Derinlik
OZD1 = 170 Ohm-m	H1 = 10 m,	D1 = 10 m,
OZD2 = 85 Ohm-m	H2 = 4 m,	D2 = 14 m,
OZD3 = 46 Ohm-m	H3 = 8,5 m,	D3 = 22,5 m,
OZD4 = 14 Ohm-m	H4 = 1,6 m.	P4 = 24,1 m,
OZD5 = 650 Ohm-m	H5 = 24 m.	D5 = 48,1 m.
OZD6 = 360 Ohm-m	H6 = 30 m.	D6 = 78,1 m.
OZD7 = 1050 Ohm-m	H7 = 391 m.	D7 = 469,1 m,
OZD8 = 98 Ohm-m	H8 = 122 m.	D8 = 591 m.
OZD9 = 9999099 Ohm-m	Toplam kalınlık = 591 m,	Temel derinliği = 591 m.

I Nolu Elektrik Delgi

Olokonili kum taşı tteerlnda alman 1 nolu açma ölçümleri, 5 katmanlı bir yapıyı simgeler. Görünür özkdirenç ejrisimin biçimi HAH türüdür, Katmanların toplam kalınlığı 894 metredir. Temel üzerinde örtüyü

oluşturan katmanların topluca 5 boyuna iletim deferi 1 mho dur, Katmanların elektrik fedirenç> kalınlık ve derinlikleri aşaf ıda verilmiştir.

Elektrik Özdirenç	Kalınlık	Derinlik
OZD1 = 100 Ohm-m	H1 = 10 m.	D1 = 10 m,
OZD2 = 50 Ohm-m	H2 = 28 m.	D2 = 38 m,
OZD3 = 310 Ohm-m	HS = 361 m.	D3 = 309 m.
OZP4 = 230 Ohm-m	H4 = 495 m,	D4 = 894 m,
OZD5 = 1000 Ohm-m	Toplam kalınlık = 894 m.	Temel Derinliği = 894 m,

Her açma orta noktası altına katman f eçif derinlikleri iflendifinde ve önemli geçiş derinlikleri difer noktalarındaki geçiş yerleri ile birleştirildiğinde ele yer elektrik yapı kesiti geçer (Şekü 14),

Yatay katmanlı varsayımı ile ortaya çıkartılan yapı ile, düşey-yatay süreksizlikleri göz önüne alarak ortaya çıkarılan yapı arasında üst bölmede benzerlik olmasına karşın alt bölmede temel ayrılıklar vardır, Yatay katmanlı yapı varsayımında elektrik temel 500-1000 metre dolayında olmasına karşın, diğer def erlendirmede elektrik temel derinliği 400 metre dolayındadır (Şekil 13, 14).

Değerlendirmede yatay katmanlı yapı varsayımın özellikle temel derinliği üzerine yanıtıcı sonuç verebileceği sanılmaktadır.

8 Nolu Elektrik İşmım

5 nolu açma noktası mavi marn üzerinde seçilmiştir, AA türü fÖrününündeki eğrinin 1200 metre M kıvrımı A, akım ucunun 1200 metre kuzeydeki TT - Türü dirençli süreksizliği oluşturan Viziye'n'e girişimden, 2000 metredeki çukurluk İse A, in Viziye'den çıkıp Namuriye'n'e girmesinden oluşur. Birinin diğer parçalarını değerlendirerek bulunan sonuçlar aşağıda verilmiştir.

Elektrik Özdirenç
OZBi = 66 Ohm-m
O2D2 = 231 Ohm-m
OZD3 = 550 Ohm-m

Kalınlık
H1 = 21 metre
H2 = 336 metre

Derinlik
D1 = 21 m
D2 = 357 m

6 Nolu elektrik Işınım

6 nolu elektrik açma eğrisi 5 noluya benzemek *
tedir. Bunda A_i akım ucu Velibey den Viziyen'e 1000
metrede girmektedir. Yatay katmanlı yapı varsayımı-

na göre bulunan özdirenç ve kalınlık değerleri, aşağı
da verilmektedir.

Elektrik Ö/A'ınç
OZD1 = 80 Ohm-m
OZB2 = 200 Ohm-m
OZD3 = 280 Ohm-m
OZB4 = 850 Ohm-m

Kalınlık
H1 = 42 metre
H2 = 76 metre
HS = 91 metre

Derinlik
D1 = 42 m
D2 = 118 m
DS = 210

KOZLU K6 DOĞRULTUSU KÂYDİBMA ÖLÇÜM LEHİ

K6 doğrultusu boyunca dMlim boyunu aym tutup,
orta noktasının 40 metre aralarla kaydırarak (Shifting)
görünür özdirençin yatay yöndeki def işimi izlenmiş-
tir, Görünür özdirençin değişimi, ayrı dizilim boyları
(r = 40, 100, 300, 500 700 metre) için ölçülerek elekt.
rlk akımın artan derinliklere tanesi sağlanmış ve bu
düzeyleri boyunca karşılaşılan süreksizlikler belirten,
mişür (Şekil 15).

Tüm yarı-dizilim boyları (r = I*/2) için yatay
görünümü özdirenç efrileri üzerinde iki ana belirti
gözenmektedir. Bunlardan biri, 26 ile 51 noktaları
arasında kalan Kuzey Batıdaki doruk, diğeri 56 ile
91 noktaları arasında kalan Güney Doğudaki sırt ve
sıçrama türü belirtilerdir: a, Kuzeybatı doruk belirti-
ömm yüzeylenen yüksek dirençli Viziyen kireçtaşlarınca
oluşturduğu âamlnmktadır.

Dizilim tooyu kireçtaşı bacası genişliği oranına gö-
re, doruk genliği değişmektedir. r'nin 300 metreden
küçük deferi için dizim boyu genişliğine göre TT-
türü süreksizlik biçiminde görülen kireçtaşı^ r'nin 300
den büyük deferi için dirençli çizgi türü bir süreks-
sMife dönüşmektedir, Dolayısı ile, r « 500 ve 700 için
doruk değeri gizime sokulamıyacak ölçüde büyük de-
ferlere Yurmaktadır (1200-1000 Ohm-m).

Her r def eri için İM boyutlu kaydırma taslak
eğrilerini kullanarak yapılan def erlendirme sonuçları,
belirti altında görünür derinlik diye tanımlanan, r'ye
eşit; derinliğe atanarak kireçtaşının derinlere dofru
uzanım izlenmiş ve efüm değilimi gözlenmiştir (Şekil
16).

Kaydırma efrilerinden çıkarılan elektrik yapı ke-
sitinin yatay mınırları küçük kesik çizgi ile göste-
rilmiş, dorufu oluşturan yapının ve çevrenin toplu
özdirenç deferi görüntü üzerine düşürülmüştür,

b. Güney-Doğuda belirti, ilk Merini a = 40 met-
re için yapılan Wenner kaydırması için 72 ve SMnci
noktalarda göstermektedir. Bu noktalarda olupın ba-
şak biçimli İM mçramanın, en çok 2 metre genişlikte
ve içi dirençli nesnelere ile doldurmuş kmlarca yak-
ratıldığı sanılmaktadır r = MO metre için S^hlum-
berger kaydırma ölçümü ile daha derinlerde süreklili-

fi izlenen dirençli kuşamın dike yalan, bir eğimi oldu-
fu ortaya çıkmaktadır, r « 300 metreden sonraki
kaydırmalarda zikzaklı sıçramaların üzerine oturdu-
ğu belirtinin geniflenmesi, dana derinlere inen akım,
daha geniş, dirençli kütle ile karşılaştığını göstermektedir.

r M 500 metre için elde edilen iz (traoe) de kar-
şılaşılan dirençli kütlelerin saf yanının, yaklaşık 30°
ile 60° güneye eğimli kuşamın ise 80-90 derece ku-
zeyde efimli olduğu gözlenmektedir (geku 16, 17).

Dirençli olan bu kütlelerin, gerçekten Viziyen^mi
yoksa kri^talen temel mi? olup olmadığını jeolojik bil-
gi desteği olmadan belirlemek olası değildir, r = 700
metrelik dizilim boyları için gözlenen bu belirti için^
de oluşan sıçramaların nedeni kütle genişliğinin dMlim
boyuna göre büyük değildir.

Tüm bu bilgiler dofru rultustmda ortaya çıkan yapı
şudur;

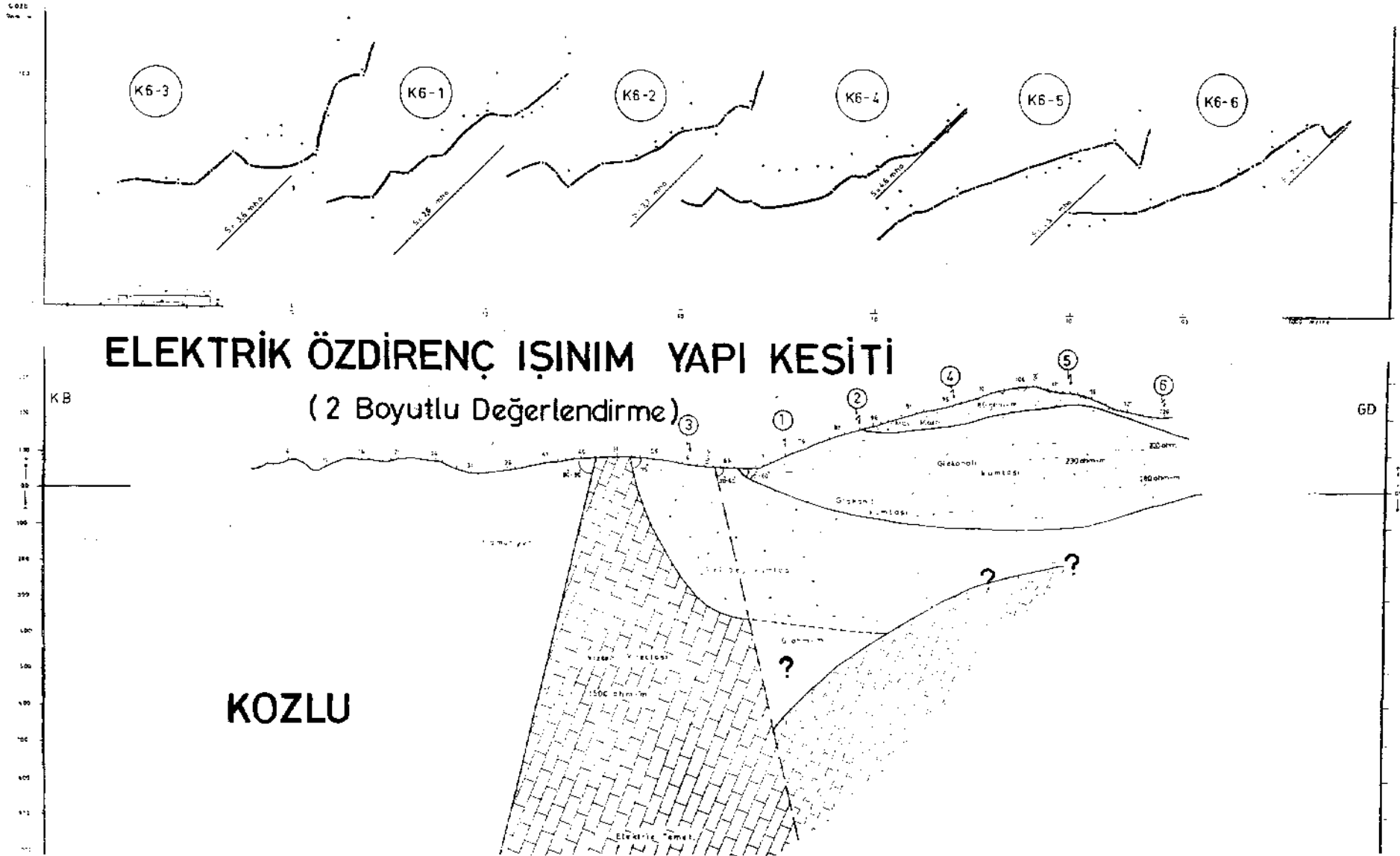
30 ile 46 noktaları arasında yüzeylenen kireotap.
Çevresine göre çok dirençli olup derinlere doğru yak-
laşık 100-150 metrelik genişliğini koruyarak inmek-
tedir. Yaklaşık 300-400 metreler arasında kireçtaşı
her iki yanında 450 Ohm-metrelik orta dirençli bir olu-
şuk ortaya çıkmaktadır.

150-250 Ohm-metrelik iletken ile örtülen ve iki
dirençli kayâç arama sıkışmış olan 450 Ohm-metre-
lik oluşuğun bölge Jeoloji mühendMerince boksit ola-
bileceği söylenmektedir (Şekil 15, 16, 17). Yüzeylenen
kireotapmdan 200 metre güneyde 71 ve 81 noktaların-
da dirençli kırıklarla karşılaşılmıştır. Bu kırıklar aynı
mamanda, 400 üncü metrelere değin sokulan dirençli
oluşuğun, eaf ve sol şuurlarını çizmektedir. Diertode
adlandırılmıyayaA bu dirençli yapının güneydeki eğimi
kuzeye göre daha azdır,

DÜŞEY DÜZLEM GÖRÜNÜR ÖZDİRENÇ KESİTİ

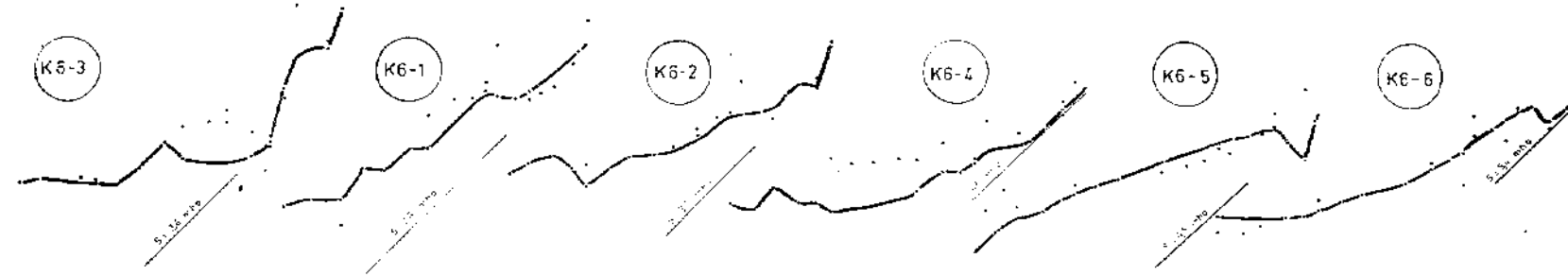
DiMlim boyunun; İletişim kurulan derinlikle, doğ-
ru orantılı olduğu, varsayımına dayanarak^ çok karı-
şık olmayan her L dizilim boyu için Ölçülen görünür
özdirenç değeri açma noktası altına r^d derinliğe
atanır. Atanan bu değerlerden eş görünür özdirenç
ef rleri geçirecek o doğrultu boyunca andıran yer ke-
siti elde edilir, r^eO, 140, 300, 500, 700 metre için K6
dofrultusunda yapılan ölçüler, r görünür definliğüte
atanarak bu doğrultu için, andıran yer kesiti elde edil-
miştir (Şekil 15).

DOĞRU AKIM ELEKTRİK İŞİNIMI

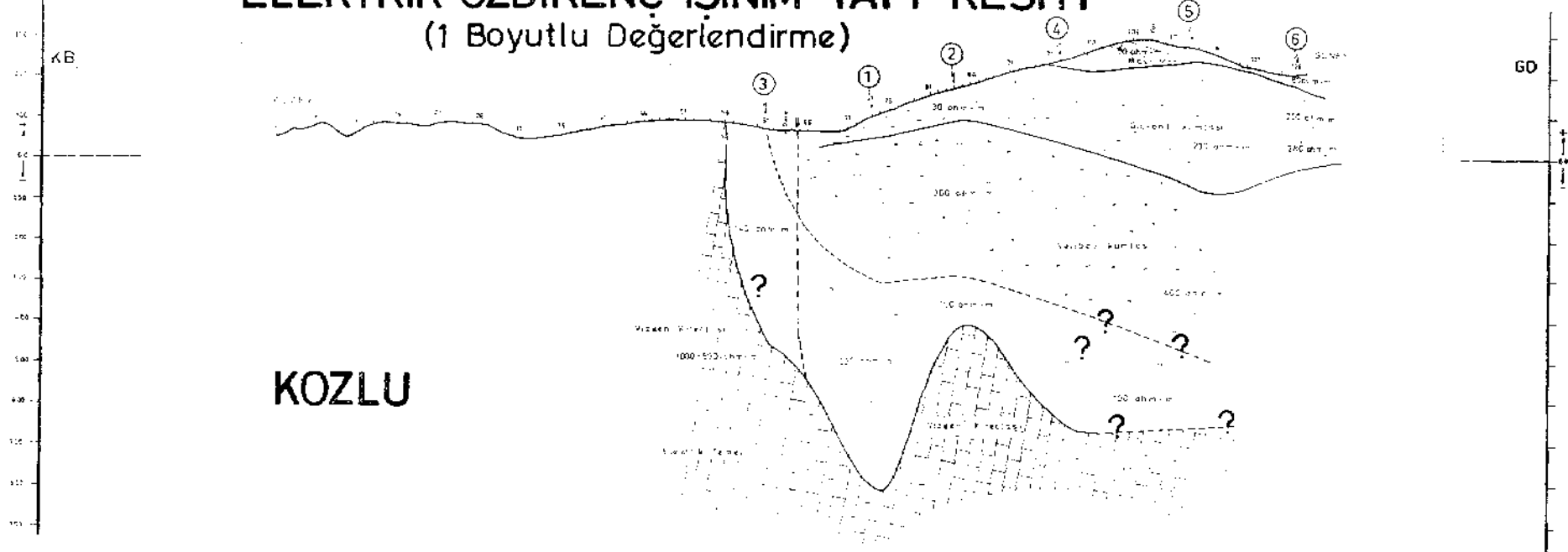


Şekil 13: Kozlu-Zonguldak taşkömürü bölgesinde, jeolojik birimlerin DB doğrultulu uzanımlarına dik geçecek KG doğrultusunda 1, 2, 3, 4, 5 ve 6 noktalarında yapılan yapay doğru akım Schlumberger açma ölçümlerinden çıkarılan yer elektrik yapı kesiti. Açma ölçümlerinin değerlendirilmesinde iki boyutlu (2B) T, TT H ve HH - türü süreksizlik taslak eğrilerinden yararlanılarak süreksizlik yer, eğim ve derinlikleri saptanmıştır. Bölgelerin adlandırılmasında jeolojik verilerden yararlanılmıştır.

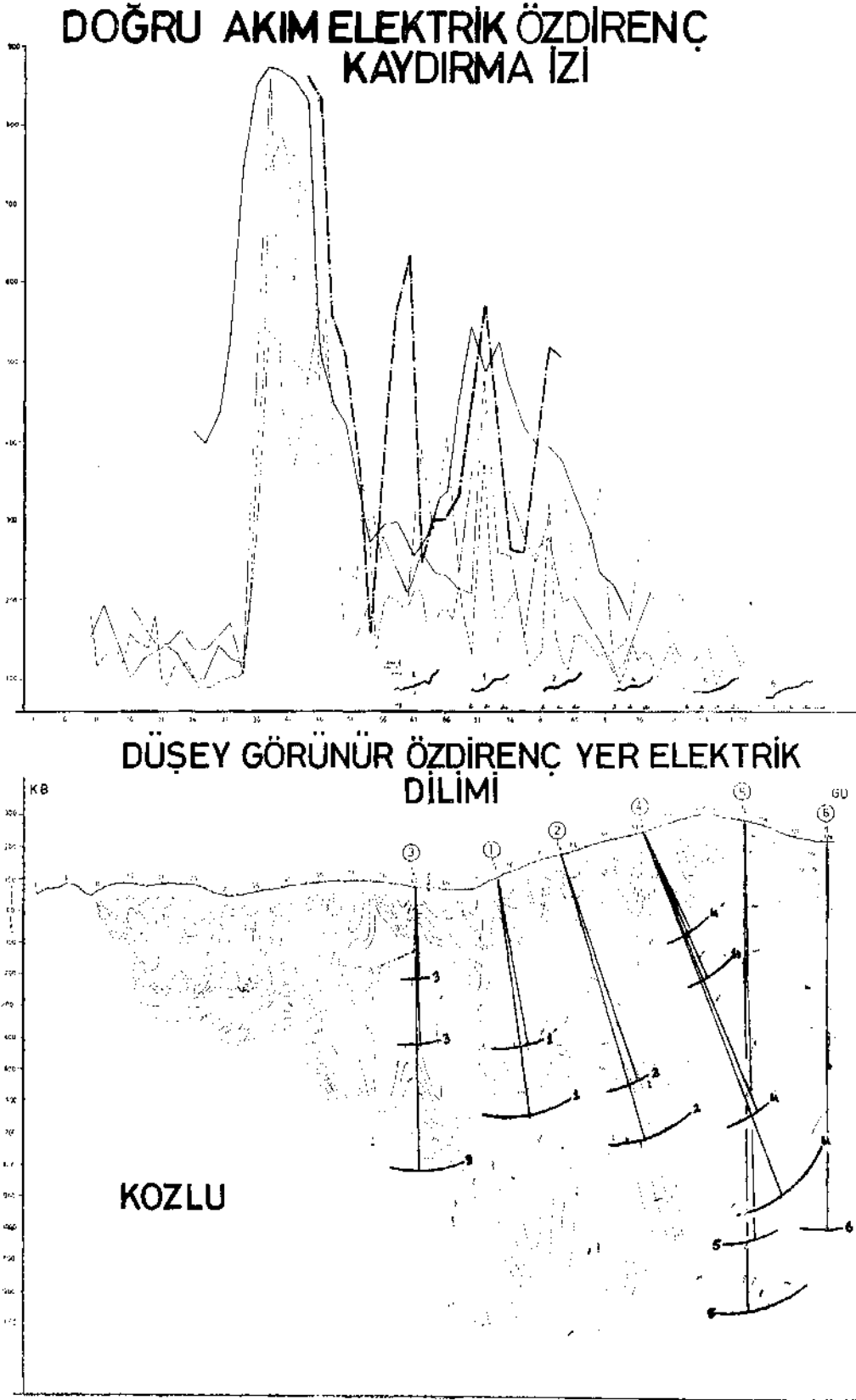
DOĞRU AKIM ELEKTRİK İŞİNIMI



ELEKTRİK ÖZDİRENÇ İŞİNIM YAPI KESİTİ (1 Boyutlu Değerlendirme)

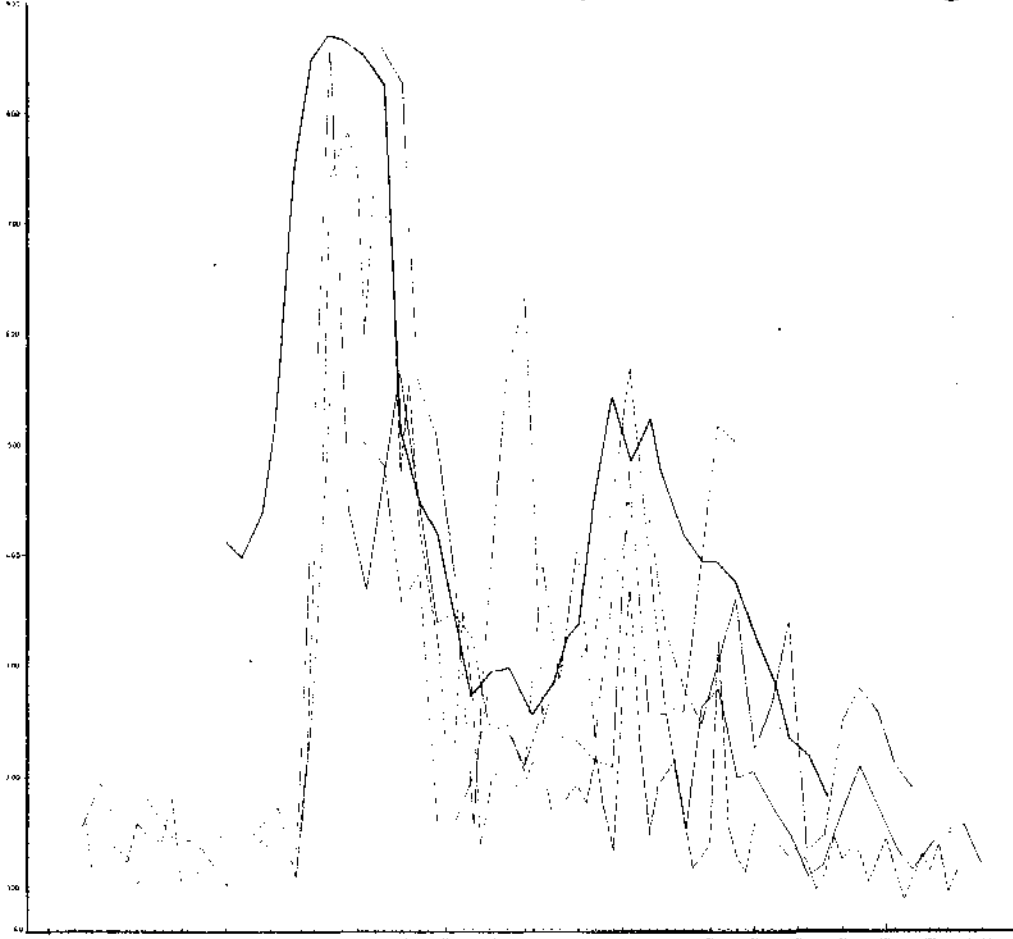


Şekil 34 : Kozlu - Zonguldak taşkömürü bölgesinde, jeolojik birimlerin DB doğrultulu uzanmalarına dik geçecek KG doğrultusunda 1, 2, 3 ve 4 noktalarında yapılan yapay doğru akım Schlumberger açma ölçümlerinden çıkarılan yer elektrik yapı kesiti. Açma eğiliminin değerlendirilmesinde bir boyutlu (IB) yatay katmanlı süreksizlik (EBERT) taslak eğrilerinden yararlanılacak süreksizliklerin düşey yönde geçişleri saptanmış ve belirgin süreksizlik geçişleri birbirleri ile birleştirilmiştir. Bölmelerin adlandırılmasında jeolojik verilerden yararlanılmıştır.

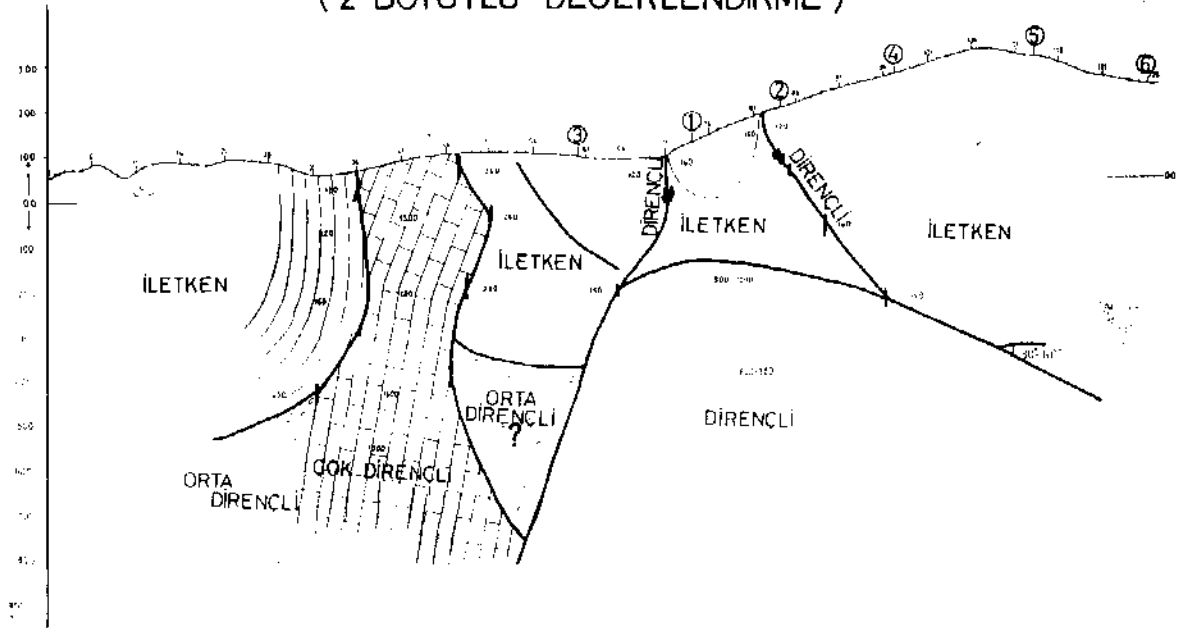


Şekil 15: Doğru akım Elektrik öz direnç kaydırma izi (yukarıda) ve düşey görünür öz direnç yer elektrik dilimi (aşağıda).

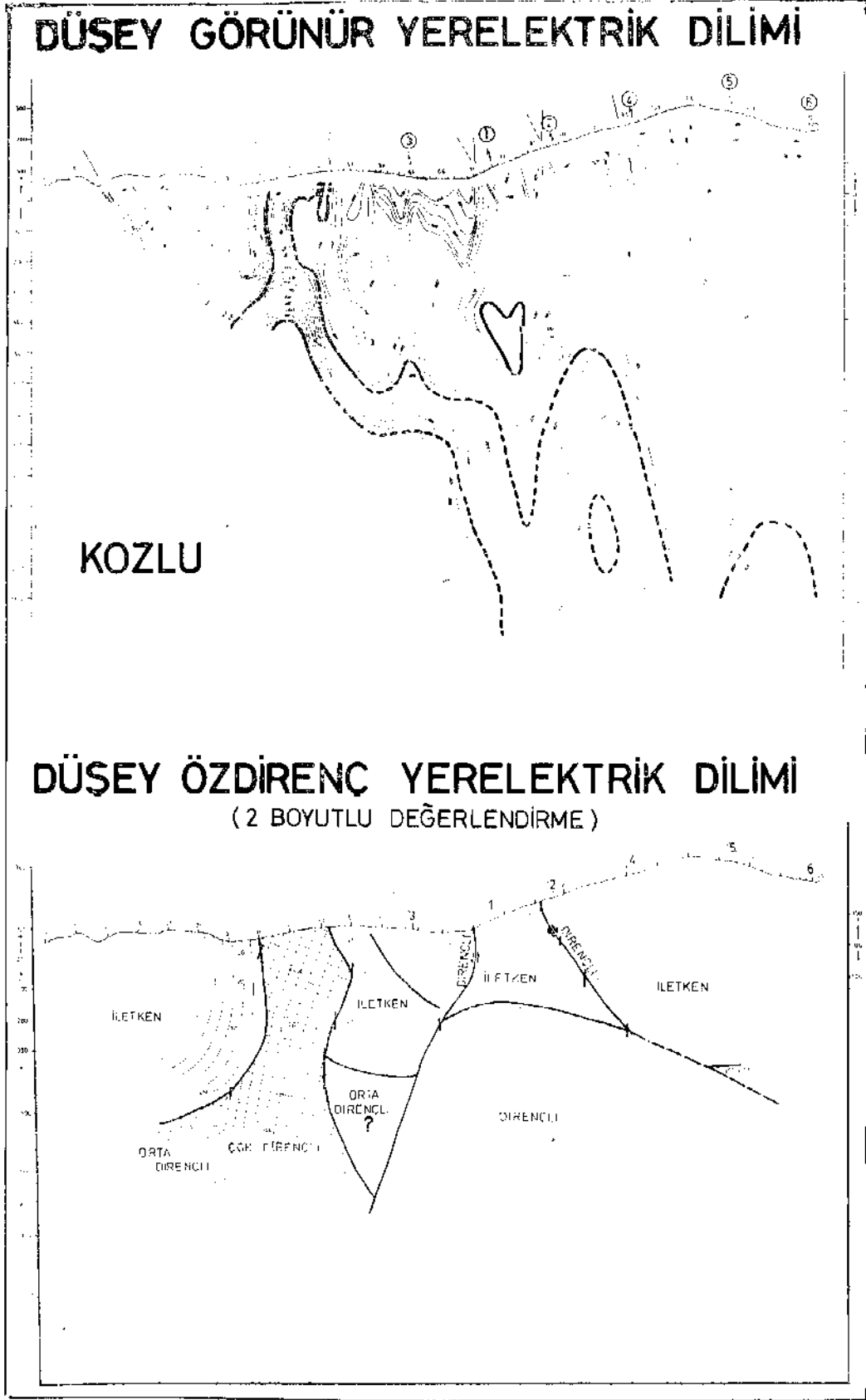
DOĞRU AKIM ELEKTRİK KAYDIRMASI



DÜŞEY ÖZDİRENÇ YERELEKTRİK DİLİMİ (2 BOYUTLU DEĞERLENDİRME)



Şekil 16: Doğru Akım Elektrik Kaydırması (yukarıda) kaydırma eğrilerinin iki boyutlu değerlendirilmesinden bulunan Düşey Öz direnç Yerelektrik dilimi.



Şekil 17: Düşey Görünür Yerelektrik Dilimi (yukarıda) kaydırma eğrilerinin iki boyutlu değerlendirilmesinden bulunan Düşey Öz direnç Yerelektrik Dilimi.

Elde edilen görüntüde 500 Ohm-metreden büyük görünür özdirenç efrilleri, sanki dirençli Mreçtaşını sınırlarına bir iz çizmektedir. Buna göre, 36 ile 41 noktasında sütunml bir yüzeylenme yapan kireçtaşı, güneye dofru kütle olarak genişlemekte ve derinleşmektedir. 56 ile m inci noktalar arasında g Özlenen yüksek görünür özdirenç kapanından, kenarları yüzeyde gözlenen kırıklarla sınırlanan belki ikinci bir Vtoiyen kireçtaşını simgeliyor olabilir,

71 noktası çevresinde uzanan kapanımlar, dirençli tarifi yolu gösterir niteliktedir. Böylelikle, elde edilen andıran kesit ile ışınım (açma) eğrilerinin bir boyutlu deferlendirilmesini sonucu elde edilen düşey elektrik yapı kesiti arasında, iyi bir uyum olduğu gözlenmiştir (Şekil :M, 15),

Ne varki, kuzeydeki kireçtaşı bacası tüm ölçü lere komşuluk ve kesme etkisi altında tutar niteliktedir. Açılım ve kaydırma uygulanırken, akım uçlarından kuzeydeki dirençli Mreçtaşma yanaştıkça, akım sıkışması nedeniyle büyüyen görünür özdirenç değeri ile karşılaşmaktadır.

Bu defeler, akım ucunun kireçtaşını kestiği yerde en büyük deferine ulaşmaktadır.

Yanal etkiden oluşan görünür özdirenç artırımının, sanki derinden gelen etki imiş gibi derine atanması, sanki derindeki yüksek özdirençli kayaç vamuş ve eg görünür Özdirenç eğrileri onun sınırim çiziyormuş gibi yanıltıcı bir görünüşe bürünürler ki, bu durum andıran yer kesitinde İzlenmektedir (Şekil 15), Bfer her açma (ışınım) noktasının Vizlyen kireçtapna olan (d) uzaklığı bulunur ve (d) yançaplı, ışınım noktası merkezli bir çember çizilirse, derindeki temel görünümümün yanal süreksizlik etkistain derine atanmasından kaymaklanan bir yanılgıdan başka bir şey olmadığı gözlenir.

Bu nedenle Viziyen kireçtaşının yüzeyde gözlenen uzanım doğrultusu boyunun, ışınım Ölçüleri almadıkça, Midi kırığı güneyinde temel derinliğini ve katmanların düşey yönde geçişlerini saptama olasılığı yoktur,

JEOLJİ ÜYABU TABIUAM YAPI KESİTLEBİ

Altı tane açma Ölçümünün bir boyutlu deferiez dirilmesi sonucu, 6 dof rultunun kesitleri hazırlanmıştır. Yapının karmaşıklığı ve jeolojik veri azlığı nedeniyle birden fazla geçenek yapmak zorunluluğu çıkmıştır (Şekil 18).

Kesit 1

Temel varsayılan Devoniyen ile ViMyen kireçtaşı uyumlu (konkurdan) olduklarından, Viziyen kireçtaşı efrimleri, temel birimin derinliğine (üst yüzeyine) uygun olarak çizilmiştir.

Bu durumda Devoniyende güneye doğru bir dalış gözlenmektedir. Dolayısıyla Viziyen kireçtaşı da dönüş (antiklinal) yapmaktadır, 4, 5, 6 No larda bulunan düşük özdirençli birim, ortamın karmaşık yapısı

nm özdirenç def erlerine etkilediği ve bol şu içerebileceği düşüncesiyle Viziyen Mreçtaşma katılmıştır.

Kesit %

4, 5, 6 No larda saptanan düşük özdirençli katman, bu kez Viziyen kireçtaşma katılmamıştır. Dolayısıyla 4, 5, 6 No larda uyumsuzluk (diskordans) sınırları Devoniyenin tamamı olmuştur.

Kesit S

4 No lu ipmm altında, yaklaşık -500 m'de Karbonifer devrinde olufan büyük atımlı kırılma ile Viziyen kireçtap düşmüş ve üzerinde görülen Mmsiz birim aşınmadan kurtulmuş (namuriyen ?) olabilir. Bu kesiti savunmak yanılgılara neden olabilecektir.

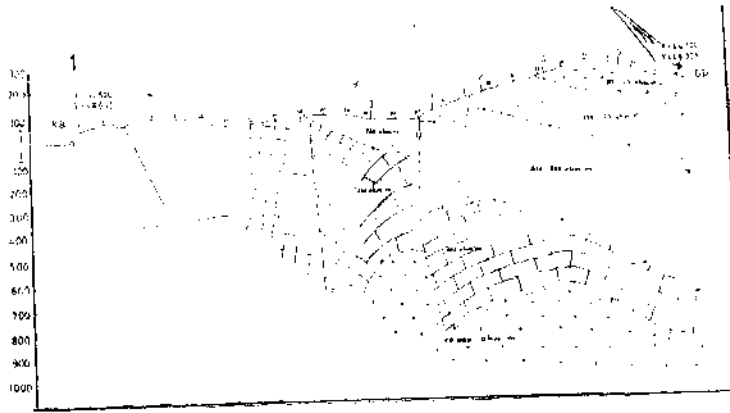
Kesit 4

Eski jeolojik haritalarda olmayan, 58,54 ve 71,5-73 noktaları arasında yer alan birim, ilk üç kesitte Velibey kumtaşının geçiş zonu varsayılmıştır, Apsiyen flišine de çok benzeyen bu birimin bu kez fliš varsayılmasına göre kesit hazırlanmıştır,

SONUÇ VE ÖNEBÜJER

Kozlu'da yapay dofru akım elektrik Özdirenç çalışmalarının temel amacı, 1, 2> 3, 4, 5, 6 cı ışınım noktası altında, kömür içeren Karbonifer katlanma varlığına, ya da yokluğunu ortaya çıkarmaktır. Eğrilerin def erlendirilmesinden, bu noktalar altoda mavi marn, glükonili kumtaşı ve Velibey kumtaşının yaklaşık 30° ile güneye eğimli olduğu ve Özdirencinin Viziyen kireç*, taşından en az 10 kat düşük oMufu bulunmuştur. Temel görünümde olan (adlanmayan) kayacın (yada kayaç birliğin) özdirenç değeri ise, 10 000 Otom metre düzeyinde olduğu sanılmaktadır. Oysa, diğer ölçümlerden blindifi gibi Namuriyen ve Westfaliyen katlarının elektrik özdirenci 50 ^ım-metre*den daha azdır, Bu durumda, elektrik temel ile varlığı belirlenemeyen Karbonifer arasındaki özdirenç ayrılığı, 1/200 arasında beklenir. Bunun yanı sıra, Karboniferi Örtmesi beklenen Velibey, glükonili kumtaşı ve mavi marn topluluğunun temel ile özdirenç arası, yine 1/200 düzeyinde, özdirençleri ise Karbonifer katlarının özdirencinin iki katı dolayındadır. Bu nedenle, temel üzerinde karbonifer var olsa bile, onun Karbonifer mi yoksa Velibey yada flokonili kumtaşı mı? olduğunu anlamak güçtür. Ayrıca, yanda dikilen dirençli kireçtaşı, temel üzerindeki ve içindeki bozukluklar, karboniferin stafölenmesinin beklenildiği açılımlarda efril 45° den daha büyük bir açı ile yükseltmekte ve eğri üzerinde oluşabilecek on-a Özgür çukurlapmayı ortadan, kaMır* maktadır (Şekil 13).

Açma noktalarından 4 ve 1 de, elektrik temel göstergei niteliğinde olan 4B'lik yükselme izlenmektedir. Buradan bulunan temel derinlikleri sırası ile, 400 ve 500 metredir, BfiliTürü süreksizlik ayınlımdan beklenen temel İse 375 ve 400 metredekir. Ve varki 3, ve 2, noktalarda 45^ üzerine bir tasma vardır. Son kanattaki bu tasma, yanal ya da temeldeki dirençli karmaşık yapıya bağlanabilir, 3 İ© 1 noktası arasm-

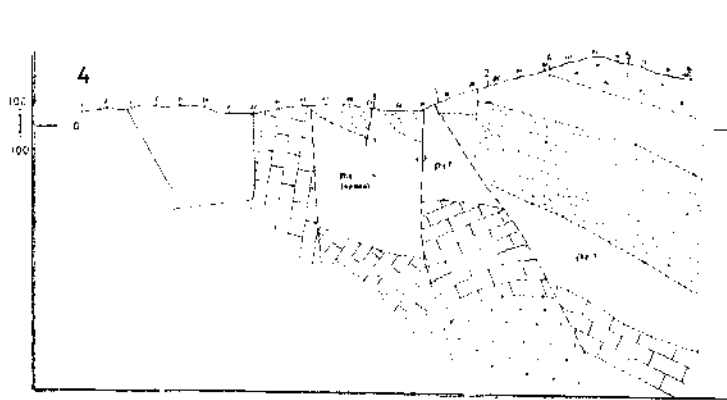
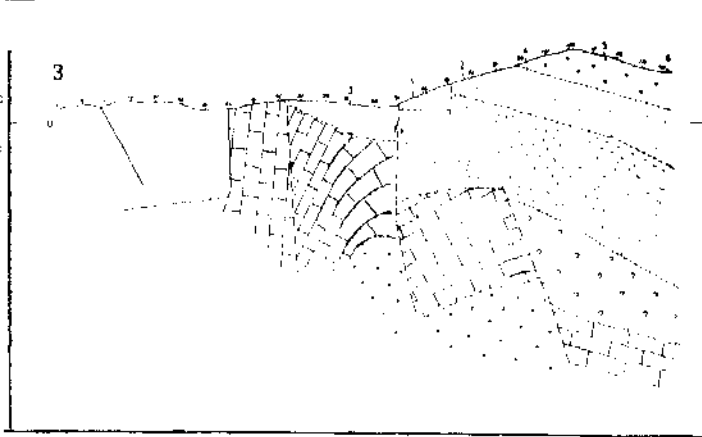
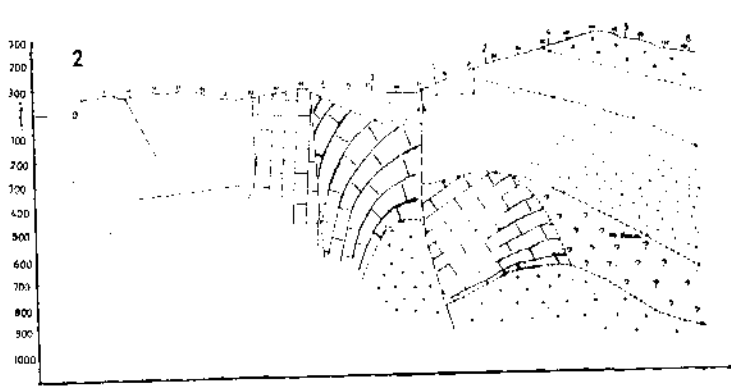


ŞEKLİRTİCİ

1. Profilin sondaj ve a. profil ölçüm noktaları

KLAS. FORMASYONLAR

Yenimenden	Mavi marl
Aydın	Görsel kum taşı
Karaman	Yalıbay kum taşı
Vizirli	400000
Davutpaşa	Düzensiz kum taşı
Davutpaşa	Kırmızı kum taşı



Şekil 18: Dört seçenekli jeolojik yapı yer elektrik yapı kesiti.

da 300 metre olan ikincil temel derinliği H ve HH-türü süreksizliklere göre 700 metreyi bulmaktadır,

5, S» 1, 2 VU 4, noktalarda alınan açma ölçümlerinin *mn* parçalarında izlenen yükselmelerin» birincil kaynağı ortada dikilen dirençli VMyen kireçtaşı, ikincil kaynağı ise dirençli temeldir, Ancak, bu yükselimi dirençli temelden oluşmuş olsa, yükselmenin eğiminin 45° yi aşmaması beklenirdi. Bu durumda, bu etkinin daha çok dirençli toregtap komşulutundan gelmesi beklenir. Etkinin, yüzeyi bozuk dirençli kireçtaşı temelinden geldiği varsayımı ve 3, 1, 2 ve 4 noktalarında eğrilerin H ve HH-türü süreksizlik taslak biçimlerine göre yorumu temel derinliğinin sırası ile 400, 800, 500 ve 400 metre olarak bulunmasına yol açar. Bu durumda, ya Velibey kumtaşının kalınlığını, kestirilenden çok olarak benimsemek ya da Velibey altından adlandırılmıyan bir iletken oluşuğun varlığından söz etmek gerekir. Bu yoruma göre iyi bir olasılıkla elektrik temel kireçtaşıdır ve 3 ile 1 noktası altında kireçtaşıdaki atım 150-200 metre arasındadır, 1,2 ve 8,5 noktalar altında 30° eğimli olduğu sanılan flokonilli kumtaşı ve mavi marn'ın bu eğimle derinlere doğru indiğinin kesin bir göstergesi yoktur. Ancak, bu fidifin 400 cü metrelerde süreksizliğe uframış olması olasıdır, Adlandırılmıyan bu oluşuğun 3 nolu açma noktası altında Viziyen'in sırtlanmış olmasında beklenebilir,

Kozlu'da karşılaştığı gi-bi, açma ölçümleri süreksizliklerin eğimlerini bulmada belirgin sonuç vermektedir. Açma ölçümlerinin süreksizlikleri geçişlerinde oluşan sivriliklerin genliklerini kullanarak bulunan eğimler güneyden kuzeye doğru şöyledir:

1, Mavi mara-glokonilli kumtaşı geçişi 30° ile yüzeye eğimli,

2, Glokonilli kumtaşı ile Velibey kumtaşı süreksizlik ayırımı çizgisinin eğimi, yüzeye yakın yerlerde 50° daha derinlerde ise 30° civresindedir.

3» 3 ile 1 noktaları arasındaki süreksizliğin eğimi, yüzeyde 75° derinlerde ise 60° dir. Bu süreksizliğin (ya da kırığın) temeli kesip kesmediği üzerine bir bilgi edinilememiştir.

4. 3 nolu noktasının altında ViMyen kireçtaşı ile, kuzeyde 75° ye varan açı ile dokansakta olan Velibey bulunmaktadır,

5. Kireçtaşının kuzeyde Namuriyen komşuluğu ile yaptığı açı, 80°-90° ile kuzeydedir.

Böyle üç boyutlu yapılar üzerinde gözlenen; öz direnç açma ölçümlerinin yatay katmanlı yapı varsayımına göre değerlendirilmesi, onulmaz yorum yanlışlarına yol açabilir. Göstermelik olarak yapılan bu tür bir değerlendirme üe, iki boyutlu yapı değerlendirilmesi arasındaki aykırılık özellikle temel yükseltileri ve eğimler üzerine belirginleşmektedir, iki boyutlu 2B değerlendirme yönteminde; hem düşey ve hemde yatay geçişlerin birleşik etkileri» aynı adımda göz önüne alınmakta, süreksizliklerin yerleri ve eğimleri bulunabilmektedir, fid yaklaşımdaki kuramsal ayrılık, ?M değerlendirme ile temel derinliğini 400 metre verirken,

İB deferlendirmede 600 ile 1000 metre arasında defer olarak uyumsuzluğu ortaya koymuştur,

Daha ilerki çalışmalarda atılabilecek adımlar şunlar olabilir:

1, Yanal süreksizliklerin yer ve efta açılanın derinliği in def işkeni olarak bulmak için daha sık aralık* larla ağma ölçümleri alınabilir,

2, ViMyen Namuriyen sınırının eğimini bulmak; S, açma noktalarında elde edilen eğriye açıklama getirmek ve bulguları irdeleyebilmek amacıyla biri Viziyen kireçtaşı üzerinde olmak üzere kuzeye doğru yeni açılım noktaları geçilebilir,

3, Açma ölçümlerinden elde edilen görünür öz direnç efrilerinde, hangi sivriliğin, çukurun ya da yükselmenin hangi tür yanal süreksizlikten kaynaklandığını ve süreksizliğin derinlere doğru boyunu bulmak için bir kaç dizilim boyu için, KÜ-GB doğrultusuna kaydırma (profiling) ölçümleri alınmalıdır. Kaydırma için uygun açılım derinlikleri (L/2), 150, 400, 700, 1000, 1500 ve 2000 metreler olabilir»

4, 1, ya da 2, noktalarda karotlu kuyu açılmalıdır. Bu kuyuda elektrik öz direnç, doğal uçafın (SP) ve ölektromanyetik loglar alınarak geçilen sivrilikler, eğimleri ve öz dirençleri ortaya çıkarmalıdır. Kuyu bilimleri ile yüzey ölçümleri birleştirilerek toplu bir yoruma geçilmeli, hangi jeolojik birimin görünür öz direnç eğrisinin hangi parçasını oluşturduğunu Dar-Zarrouk defistirenleri ile belirlenmelidir, Bunun ifinde diferansiyel yeniden deferlendirilebilir.

Yapının boyutuna ve yön bağımlılığın ortaya çıkarmak için 1, 2, 3, 4, noktalarda çembersel öz direnç ölçümleri alınmalıdır, Ayrıca, katmanların yüzey süreksizlik doğrultularında açma ölçümleri yapılmalıdır,

5* Kozlu'daki yapıyı daha çabuk çalışmak, yüzey yükselti-ölçümlerinden daha az etkilenmek ve inceleme derinliğini arttırmak için, dikdörtgen öz direnç ölçümü (retatmg, dipole) nokta-nokta öz direnç, tellurik alan, geçici elektromanyetik (transient EM), duyulur frekans manyitotellurik (Audio frequency MT) ve sismik kınım yönteminde başvurulabilir,

6, Kuzeybatı-Güneydoğu doğrultusunda yapılan açılımlar varlığı kanıtlanan yan al 'örekMzlikierin et» kişi altında kaldığından, ısmım eğrilerinden temele öz bilgi devfirilmeMni engellemektedir. Bu nedenle, komşuluk ve kesme etkisini en aza indirmek için 8, 1, 2, 4, 5, 8, noktalarda yapı uzanım doğrultusuna uygun olarak açma ve kaydırma ölçümleri alınmalıdır.

Ancak bu ölçüler alındıktan sonra, güneyde Karbonifer var mı, yok mu sorusuna yanıt getirebilir ve temel derinliği belirlenebilir, Kuzeybatı-Güneydoğu doğrultusunda yapılan ölçümlere bakarak temel derinliği üzerine güvenilir bir bilgi verilemez,

KATKI BEUBTME

Bu araştırmanın gerçeğe ulaşmasını sağlayan Sayın E.K.İ, Müessese Müdürü Zeynel ERGİN ve Müessese

Md, Yrd, 2ekâ AJCGAN ve Dr. Masit OĞUZ, MTA Bölge Md, Orhan KÜSECÜ, yerel aJflodakl öcöleri sağlayan, irdeleme ve yapıcı tartışmaları için jeofizik Müh, Lütfi KARAOĞLiU, çalışma konusunu öneren Kozlu Bölge M4, Yrd, Alim DEÖİRBNCİ ve Jeoloji Y, Müh, Mesut zmtELiÖOLIPna teşekkür ederiz.

Ayrıca bu incelemenin hazırlanmaında sneği ge« gen EKİ Müüessesesi yamıan ve ressamlarına teşekkür ederim.

BEGİNİLEN BELGELER

Ercan, A., 1980, Yapay ve Dof al Mektrik-Elektroman-yetik yöntemler: İ.T.Ü, ders notları, 180 myfa,

Ercan, A., 1982 a, Yapay dofru akım özdirenç yöntem» lerinde süreksizlikler üzerinde açma ölçümleri: Betik I, İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik BÖL ya-yınlan 880 sayfa.

Ercan, A., 1982 b, Yapay doğru akım özdirenç yön-temlerinde süreksizliMer üzerinde kaydırma öl-çümleri: Betik İL İTÜ Maden Fakültesi Jeofizik Böl, yayınları 420 sayfa,

Ercan, A., 1982 c, Kozlu-Zonguldak Taşkömürü BÖL gesinde üç boyutlu süreksizlikler üzerinde yapay dofru akım Elektrik Özdirenç çalışmaları: İnce-leme Bildirimi, İ.T.Ü.

ErgtaÜl, Y, ve TOisunan, K, 1972, Zeytinköy 1 Nolu Sondaj kuyusunun Jeoloji Btüd ve Teknik Ra-poru: E,ICİ,

Ergüder, F, ve Karaoflu, L, 1982, Kozlu Taşkömürü Bölgesinde elektrik özdire^ç açma ölçümleri çalışmam: Sonuç biMirtai, B.Kİ,

Konyalı, Y., 1979, Zonguldak Bölgesi Jeoloji Haritası: (1/50.000 ölçekli) M.T.A

Konyalı, Y., şentürk, î ve &koçak, C, 1978, Kuzey - Batı Anadolu Taşkömürü Havzasına Genel Ba-kış: Türkiye 1. Kömür KongreM bildirisi, T.M.MJOB. Maden Müh. Odası,

Mundry, E., 1979, geoelektrisehe Modellkuruen Inder Mühevertikaler gtörunggn, Nicderscaehlsnes lan-de sunt für bödenforschung: Hanaove. Archiv - Nr 80147, 68 p.

Özler, t., 1982, Kozlu güneysi jeolojik yapı kesiti: MTA,

Tezkan, B, 1^72, Yapay doğru akım Özdireng yöntem-lerinde T türü süreksizlikler: İTÜ Maden Fa-kültesi Jeofizik Bölümü bitirme ödevi,

Zırtılofıu, M., 1982. Kozlu Bölgesi yeraltı üretim plan« lan: B.K.t.

HABERLER

TİZ ÖZLERİ

GÜMÜŞKÖY (Kütahya) AKTEPE Pb . Zn - Sb . Ag CEVHERLEŞMESİ

Mithat VIGİL (Doktora Tezi, 1982)

Prof. Dr. Altan Gümüş denetiminde hazırlanan ve ülkemizin önemli bir gümüş madeni olan, Kütahya-Gümüşköy Aktepe polimetalik gümüş yatağının litoloji açısından incelenmesi ve jenezinin saptanması amaçlanan bu tez, 6 bölümü içermektedir. 1. bölüm sahanın genel tanımını, 2. bölüm Aktepe ve yöresinin jeolojik yapısı ve yapısal jeolojisini, 3. bölüm Aktepe ve yöresinin metalojenik durumunu, 4. bölüm Aktepe ve yöresinin Batı Anadolu plakasındaki yerini, 5. bölüm Aktepe Madeninin dünyanın gümüş madenleri ile karşılaştırılması ve jenezinin, 6. bölüm sonuçlarını kapsamaktadır.

Bu çalışmayla; arazi ve laboratuvar incelemeleri sonucunda aşağıdaki bulgular elde edilmiştir:

Aktepe ve yöresini jeolojik olarak Paleozoyik yeşil kristalen şistler, Mesozoyik yaşlı karmaşık seri (öfyo= litik melanj), neojen yaşlı tüf it-tüf, kireçtaşı ve bazaltlar, kuvaterner yaşlı alüvyonlar oluşturmaktadır,

Kristalen şistler; mikaşist, t-alkışist grafitli şistler ile karakterize olunmaktadır. Mesozoyik yaşlı karmaşık seriyi serpantinleşmiş peridotit, ş-lisli kayaç ve metadiyatoazlar oluşturmaktadır. Neojen yaşlı tüfitlerde, andezit'k volkanizmanın ürünleri etkindir, inceleme alanında riyolitik tüf ve riyodasitik tüf olmak üzere iki tip tüf saptanmıştır. Tüf ler üzerindeki göl kireçtaşları, Aktepe'de dolomiti! kireçtaşı şeklinde olup her iki kayaç birimi Pliyosen yaşlıdır.

İnceleme alanında; hepside polimetalik cevherleşme olan, Aktepe, Gözeçukuru ve Sıfırefli sahaları bulunmaktadır. Gümüş yatağı olarak: en önemlisi Aktepe Madeni'dir. İkinci derece Sıfırefli sahası gelir. Gözeçukuru antımuhan, talyum, arsenik ve bunlara batılı iz elementleri yönünden önemlidir,

Aktepe cevherleşmesinde % evre vardır, Birincil cevherleşme evresinde 4 dönem saptanmıştır, I ve 2. dönemlerde galen çinko-blend ve Ağ mineralleri yu-

figımlan oluşmuştur. 3. dönemde Sb-As derişimi ve ornatmalar etkindir. 4. dönem baritlerin yifışım dönemidir,

Oksidasyon ve sementasyon zonları genellikle Aktepe'de derinlere inmektedir (50^55 m). Aktepe'nin polimetalik cevherinde ana metaller Pb-Zn-Sb-Âg'dür. Cevherin yerleştifi ana kayaç birimi riyodasitik tüflerdir, Aktepe cevheri parajenezinde 40'm üzerinde mineral belirlenmiştir, Bileşimlerini sülfür, sülfosel, oksit, karbonat ve sülfatlar oluşturmuştur, Sülfür ve sülfoseller birincil olarak (derin kökenli) oksit, karbonat ve sülfatlar, ikincil olarak (yüze kökenli) oluştuğu fakat bazı gümüş minerallerinin hem birincil hem ikincil olarak oluştuğu (arjantit gibi) saptanmıştır.

Aktepe Madeninin parajenezindeki mineralleri yataklı şekli, süksesyonu, yan kayacij gangı ve ayrıfımları ile gümüş yatağının genel sınıflamasındaki 7 tipden, 5. tipdeki volkanik kayaçlar içindeki Tersiyer yaşlı Ag damarları ve maden damarlarına, Adle'nin sınıflandırmasındaki 14 tipden EL tipdeki polimetalik maden damarlarına girdiği saptanmıştır,

Aktepe cevherleşmesi parajenezinde yüksek ısıllı mineraller belirlenmemiştir. Yatağın tüm özellikleri ve oluşum koşulları değerlendirilerek volkanizmaya bağlı epi-mezotermal bir polimetalik gümüş yatağı olduğu sonucuna varılmıştır.

Bu çalışma ile ülkemizde ilk kez, 9 çeşit minerali içeren bir gümüş yatağı ortaya çıkarılmıştır,

Akdeniz dalma-batma (Beniof zonu) zonuna bağlı olarak kalkoalkali volkantema tarafından oluşturulan polimetalik cevherleşme kuşağında, Aktepe polimetalik gümüş yatağı And tipi bir cevherleşme olarak sınıflandırılmıştır,

258 sayfa, 4 ek, 78 şekil, 87 foto, 5 tablo, 26 diyagram, 7 çizelge

KÜBTLAPA - ÇAI/HM (Sivas) CİVARININ JEOLojM PETBÖĞRAFİK VE PETBOKİMYASAI* İNCELEMESİ

Fikret İŞLER (Doktora TeM, 1988)

Prof. Dr. Mustafa Aslaner yönetiminde gerçekleştirilmiş bu çalışmada; Sivas'ın 45 tan kuzeyinde yaklaşık 400 km'lik bir bölgenin 1/25000 ölçekli ayrıntılı

jeoloji haritası yapılarak bölgenin genel Jeolojisi ve stratigrafisinin yorumuna katkı koyulmuştur.

üçleme alanında PaleozoyiKY, Jum, Alt Kretase, Üst Kretase» Eosen, Pliyosen? ve Kuvatemere ait birimler tespit edilmiştir.

Bölgede Paleozoyip oluşturan, metamorfite ÜQ formasyon şeklinde ayırt edilmiş olup bunlar, alttan üste dofru; 1 — Mermer, müskovit-kuvars şist, kalkışt 2 — Yeşil şist, amfibolit, lavsonit-glokofon fist g — Metakumtap, filiad, kırmızı kalkışt birimlerinden oluşur, Bu metamorfite üzerine Jura, Alt Kretase ve Üst Kretase oluşukları bir dlskordansla gelirler,

Çalışma bölgesinin kuzey kesiminde geniş yüzeylenmeler gösteren yeşil şistler içerisinde amfibolit ve lavsonit-glofeofon şistler yer alır, Yeşil şistler D3 doğrultusunda bir zon oluşturan lavsonit-glokofoxi şistle»© tedrici geçişlidir,

Jura ve Alt Kretaseyi gri ve siyahımsı gri kristalize kireçtaşları oluşturur, Üst Kretasede yerini almış olan ofiyolitik seri, alttan üste dofru; Peridotitler, gabro, diyabaz, split, örtü sedimanları (Kırmızı renkli kireçtaşı, radyolar" t ve gri renkli plaket kireç" taşları) şeklinde istiflenme gösterir, Aşın bir şekilde serpantinleşmiş olan peridotitlerde; dünit» lertzolit, verlit, harzburjit türleri tespit edilmiş olup, bunlar ken» di aralarında birbirleriyle tedrici geçişlidir.

Çok sayıda yapılan diyagramlarla, toleyitik karakterde ve okyanus tabanı bazaltları özelliğinde oldukları anlaşılan ofiyolitik diyabazlar, sahada yaygın olarak yüzeylenirler. Diyabazları örten ve derin deniz fasiyesi gösteren radyolaritlerle aralanmalı Measträ«

MADEN KARMAFİİNİN MALATYA GÜNEY DOĞUSUNDA YEB ALAN VOLKANİK KAYAÇLABİNİN PETBOLOJtSt, JEOKİMYASI VE İLGİLİ SÜLFİT CEVHERLEŞMELERİ

Mustafa ÖZCELİK (Doktora tezi» 1982)

Roy Phillips (University of Durham, İngiltere) denetiminde yapılan bu çalışmada Malatya GD'sunda yer alan Maden Karmaiiti İçindeki Poluşağı ve Çanakçı Fe-Ou-Zn sülfite cevherleşmeleri, opak mineraller kimyası ve yankayaçların jeokimya ve petrolojisi incelenmiştir. Cevherleşmeler; sırasıyla Eosen volkanikleri ve Eosen volkano-sedimanları içerisinde,

.Bilhassa volkanik kayalar önemli ölçüde farklılaşmaya uf ramıklar ve orijinal kayaç mineralojisi ve kimyası farklı ölçülerde değişmiştir. Bu şartlardaki element göğü incelenmiş ve esasen hareketsiz kalan iz elementlere (Zr, Nh, Y, La, Ce, Cr, Ni, Ti, P) dayanarak kayaçlar sınıflandırılmış ve orijinal tektonik oluşum şartları belirlenmiştir, Poluşağı volkanik kayaçları toleyitik bir diziyi temsil ederler ve okyanus! bir kıyı havzasında oluşmakta olan genç bir ada yayının ürünleridir,

Poluşağı magması üst manto malzemesinin yüksek oranda (%25) kısmi ergimesiyle oluşmuş ve olivin, klinopiroksen, manyetit, plajlokla ve apatit ayrışma*

tiyen yağlı kımım renkli kireçtaşları, tektonik kuvvetlerden fazlaca etkilenmiş olup kıvrımlı ve kırık bir yapı gösterir.

Eosen volkanizması olarak yüzeylenen bazalt, andezit ve mikrodiyorit çoğunlukla sahanın güneyinde yer alırlar. Üst Kretasenm gri plaket kireçtaşı ve kırmızı renkli kireçtaşı, Lütesiyen konglomera ve kumtaşları. bu Eosen volkanitleri tarafından keslmiflerdir,

B-B doğrultusu boyunca bir oluk şeklinde genii y ayılım gösteren bol ofiyolitik çakıllı Alt Pliyosen? konglomeraları, Üst Kretasenin diyabaz ve kırmızı renkli kireçtaşlarıyla Eosen volkanitleri üzerine dis« kordan olarak 15-20° lik bir eğimle gelirler,

İnceleme alanını, boydan boya kesen D-B uzanım-h bindirmeyle, Paleozoyiğe ait kalkışt ve Üst Kreta, sede yerini almış olan ofiyolitik seri, Eosen ve Alt Pliyosen? yaşlı birimler üzerine kuzeyden güneye dofru sürüklenerek bindirmişlerdir. Bu bindirme, ofiyolitik birimlerin kendi içlerinde diyabazların radyo« larltler üzerine sümklenmesi gibi küçük ekaylanmalar şeklinde de gelişmiştir.

Küçük yüzeylemeleı şeklinde görülen, demir ve manganez cevherleşmesinin ekonomik olmadığı gösterilmiştir, İnceleme alanında dağınık olarak görülen kromit cevherleşmesinin ise, ayrıntılı jeoloji çalışması ve iyi bir işletme ile küçükde olsa ekonomik bir defert taşıyabileceği belirtilmiştir,

178 sayfa, 59 şekil, 15 çizelge, 3 ek, 8 tablo, 40 foto

sim içeren magmasal farklılaşmayla çeşitli kayaçları üretmiştir,

Kayaçlar stratigrafik olarak üst seviyelerde prehnit-pumpellyit fasiyesinde, daha alt seviyelerde ise ye* Şil-Şist fasiyesinde metamorfizmaya uğramışlardır. Me, tamorf izma deniz suyu kayaç karşılıklı reaksiyonu sonucu olup, "okyanus kabuğu hidrotermal metamorfizma" nitelidir.

Poluşağı masif sülfite ince tanelidir ve esasen pirit, kalkopirit, sfalerit, az miktarda tennantit, galenit, bornit, kovellin ve daha Bm miktarda da idalt, manyetit ve hematiten oluşmuştur. Belirgin mineralojik bantla^ ma gösterirler, Masif sülfite esasen pirit içeren af sal bir cevherleşmeyi üzerlerler ve genelde Si-Fe-Mn ee zengin sedimanter ince bir örtü ile örtülürler, Çanakçıdaki cevherleşme belli-baş masif ve dissémine (piritik) halde ilci tipten oluşun\ Ağsal tip görülme«. Masif sülfite pirit, -bornit, tennantit, sfalerit, galenit, az miktarda kalkopirit, dijenit, idait, kobellin. eser miktarda altın ve cüzi miktarda Türkiye'de ilk defa izlenen Kulusit [Cu_a (As, V_f Ge, Fe, Sn) S₄], Mavsonlt

($U_0, Fe^{\wedge} Sn S_8$) ve Heksastannlt ($Cu_8 Fs^{\wedge} Zn 3n_8 S_8$) den oluşurlar.

Her iki cevherleşmenin d© paeMnl açıklayan tek bir model ileri sürülmüştür. Buna göre volkanizmayı takiben gölişen bir denizaltı jeotermal sistemde, deniz suyu volkanik kayaç iatüü içerisine sızarak ısınmış, derine indikçe sıcaklığı yükseknif» yankayaçla karşılıklı reaksiyona glrmif ve böylece metalce zenginleşen bu hidrotermal eriyikler, pmda af şal cevherleşme Üe tempi edilen çatlaklar, faylar ve zayıf zonlar boyunca yükselmiştir. Deniz suyu - kabuk dokanafına, 400°C ye

ASARCIK Cf ebiiikamhlsar.Glr«@iim) KXJBiUN-ÇİNKO^BAKœ CEVHEBLEŞMEBtNİN İNCELEMESİ

Faruk ÇALAPKULU (Dogentlik Tezi, 1982)

Şebinkarahisar (Giresun) kuzeyinde yer alan turmallnleim©_A hidrotermal alterasyon, Pb-Zn-Cu cevherleşmesi ve yüksek radyoaktivite gösteren Asarcık bölgesi jeolojik açıdan incelenerek; radyoaktivite def erlerinin yörede yüzeyeyen uranyum mineralleri içeren Üst Kretas© yaşlı mafmatik kayalardan ve Pb - Zn - Cu cevherleşmesi gösteren Asarcık damanndakl birincil uranyum minerallerinden kaynakıandf ı ortaya kon_b muftur.

Asarcık damarının bölge jeolojisi içindeki konumu, morfolojisi ve mineralojisi incelenerek pamjenezi, sük. sesyonu. minerallerin damar içindeki düzey dafiumi ve sıvı kapanmaların homojenleşme sıcaklıkları saptanmış, damarın Üst Kretas'e de KB-GD (135°) yönlü düşey knk hattı içinde geliştifi, 2,5 km uzunluk, 0J0-4,75 m Kalınlık ve 033 m düşey görülür yüksekliğe sarhip oldufu belirlenmiftlr, Cevherleime bölgedeki turmalinleşmeyi Meyen Mpotermal, mez'otermal ve epi^

TOKOS JEOLojİ St ÜL.ÜSLABABASI SİMPOZYUMU YAPILDI

Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü Genel Müdürlüğü üe, Türkiye Jeoloji Kurumunun birlikte düzenledifi "Toros Jeolojisi Uluslararası Simpozyumu" 26-29 İMm 1983 tarihleri arasında, Ankara'da, MTA Kültür Sitesinde yapıldı, Çok eapda yerli ve yabancı yerbilimcinin Medifi simpo^yum sırasında; altı ayrı oturumda^ tdp» lam 50 bñdiri tartışıldı ve dört poster sunumu yer aldı.

Açılıp izleyen ilk oturumda; "Komşu Kuşakların Jeolojisi ve Bölgesel Jeoloji" konusunda sekig bildiriye yer verildi, Konuya geniş çerçevede yaklaşılın bu bildirilerde, toroslarm bu baf lamdaki yeri ve bölgesel jeo« dinamik sentezleri üzerinde duruldu,

Daha sonraki günler düzenlenen: "Batı Toroslarm Jeolojisi*", "Örta Toroslarm Jeolojisi", "Dof u Toroslarm Jeolojisi** ve "Toros Ofiyolitleri" oturumlarında, toroslarm ve kesimlerinde yapılmış stratigrafik, sedimantolojik, paleontolojik, petrolojik ve tektonik araştırmala-

kadar varan sıcaklıklarda ulaşabilen bu eriyikler» so-fuk, okside ve pH'i daha yüksek olan deniz suyu ile karifmiftir. Ani sıcaklık düşmesi, oksijen fugasitesi ve pH'İN yükselmesi İle birlikte stUfitler çökerek masif sÜMtleri oluşturmuşlardır. Metal içeriğinin Önemli kesimini kaybeden Mdrotermal eriyiklerin daha fazla so-fuması ve yayılması Si-Fe-Mn ce zengin, ince taneli sedimanlarını sülfidlerin Üzerine ve çevresine çökeltmesine neden olmuştur.

454 sayfa, 5 ek, 88 fokil, 20 tablo, 56 fotoğraf.

termal evrelerde olupnu doloml^ turmalin, pirit, arsenopirit, kuvars, peşblend, apatit, galen, blend, kalkopirit, tetraedrit, burnonit, büanjerit, aikini^ İkincil minerallerden saleeyit_a metatorbernit, malakit, azurit, seruzitj anglezitj smitsonit, demir ve mangan oksit hidroksitleri içermektedir«

Damarın sülfürlü parajenezi içinde birincil uran» yum minerali (peşblend) saptanarak Türkiye'de çok seyrek olarak gözlenen bu parajenez ilk defa ortaya konmuştur.

Kimyasal incelemeler sonunda Ag, Bi ve U def erlerinin üstten alta doğru arttığı ve yer yer %U₀O₈ ve 1020 gr/t Ağ içerdifi belirlenmiştir.

Damarın dünya uranyum yatakları sınıflandırmasındaki yeri saptanarak düşey zonlamaya uygun olarak alt kotlarda peşblend zenginleşmesi beklenetaileceği ortaya konmuştur.

106 Sayfa, 16 Şekil, 3 Tablo, 29 Fotofraf, 2 Ek

rm aonuçları açıklandı, "Ton» Kuşaf ı Maden Yataklarının ele ahndf ı son oturumda, yedi bildiri yer aldı ve daha çok incelenen yatakların cevher petrolojisi üzerinde duruldu^

Ayrıca simyözyum öncesinde "Dof u Toroslar otokton, paraotokton ve ofiyölüleri" ve "Orta Toroslariö Jeolojisi" adı altmda iki; simpozyum sonrasında da, "Teke Torosları Jeolojisi", "Arap platformu ile munzur napları arasında jeotravers'-, '-Dofu Toroslar Maden Yatakları** adı altında 3 olmak üzere toplam 5 de bllimsel gezi düzenlendi. Önceden duyurusu yapılmış bir gezi iptal edildi.

Başarılı geçen simpozyum; sorunların sergilenmesi, tartifilarak çözüm arayışlarında yol alınması ve arai^ tirmacıların ortaya çıkardıkları sonuçlardan haberdar olmaları açısından şok yararlı oldu,

Yusuf Ziya. ÖZKAN

JEOLOJİ - JEOFİZİK LİSANS ÜSTÜ YAZ OKULU

TÜBİTAK Büm Adamı Yetiştirme Gurubu İle, İTÜ Maden Fakültesinin ortaklaşa düzenlediği; Jeoloji - Jeofizik Lisansüstü yaz okulu, Ekim ayında, İTÜ Maden Fakültesinde yapıldı. Levha tektoniğinin ele alınması on günlük kursun yöneticiliğini, Prof. Dr. Nezihi CANİTEZ yürüttü, 60 yerbilimcinin katıldığı kursu, Üniversitelerden araştırma görevlileri ve yüksek lisans öğrencilerinin yanısıra; MTA, TPAO, DSİ gibi uygulamaya yönelik kurumlarda çalışan jeoloji ve jeofizik mühendisleri de Mudi,

Kursun öğretim kadrosu: Prof. Dr. İhsan KETİN, Prof. Dr. Nezihi CANİTEZ, Doç. Dr. Yücel YILMAK, Doç. Pr. Muzaffer SÄNVER, Doç. Dr. Naci GÖRÜR, Dr. A. M. Celal İENGÖR, Dr. Aral OKAY ve Dr. Haluk EYİDOĞAN'dan oluşmaktaydı. Levha tektoniğinin geniş boyutlu olarak ele alındığı yaz okulu programı 6 bölümdü.

Çok sayıda yerbilimcinin katıldığı açılışı izleyen birinci bölümde; levha tektoniği kavramından önceki balıca tektonik hipotezler, levha tektoniği kuramının zaman içerisindeki gelişimi tanıtıldı,

İkinci bölümde; yer kürenin asıl evrimi, günümüzde yer için» mcaklıfı, litosferde ısı iletimi, levhaların ısı yapısı, levhaların ısınma, soğuması ve morfolojik sonuçları ele alındı. Üçüncü bölümde; düzlemsel ve küresel levha kinematiki, levha sınırlarının kinematik özellikleri manyetik ve deprem verileriyle açıklandı.

Dördüncü bölümde; levha sınırlarının jeolojik ve jeofizik özellikleri ele alınarak yayılma merkezleri, kıtasal gerilme alanları, transform faylar, dalma-batma ve kıta-kıta çarpışma bölgelerinin jeolojik ve jeofizik özellikleri, bu bölgelerdeki volkanizma, magmatizma ve metamorfizma ve çökme tanıtıldı.

Beşinci bölümde; levha içi tektoniği, sıcak noktalar ve ilişkili tektonizma, levha içi magmatizma ve sedimentasyon ele alındı. Son bölümde ise; levha tektoniğinin bazı uygulamaları, petrolün oluşması ve olgunlaşması ile levha tektoniğinin ilişkileri anlatıldı.

Kurs sonunda kursa katılanlara 800 sayfalık levha tektoniği ders notlarını içeren kitap verildi,
Okan TÜYSÜZ

ONUNCU YIL TÜRKİYE JEOLOJİ KURULTAYI - 1984

6 . 10 ŞUBAT 1984 TABİHLERİNDE ANKARA'DA YAPILYOR

Bu amaçla, Yönetim Kurulu'nca tüm üyelere ve ilgili kuruluşlara gönderilen duyurularda öz olarak; aşağıdaki görüşlere yer verilmiştir,

"„Ekonomi ile doğrudan bağı olan ve üretime giderek artan ölçüde katkısı bulunan jeolojinin bu konumunu tartışmak. Ülkemizde uygulama alanına geçirilmekte olan jeoloji yöntem ve teknikleri irdeleyip, incelemek KURULTAYIMIZIN" amaçları olacaktır.

Ayrıca, Odamızın "ONUNCU KURULUŞ YILI"nın gerefı gibi kutlanabilmesi, KURULTAYIMIZA özel bir nitelik ve önem kazandırmaktadır.

Bu nedenle, KURULTAYIMIZIN her yönüyle başarılı bir biçimde gerçekleştirilmesinin, tüm jeoloji mesleği çalışanlarımızca, kaçınılmaz bir görev olarak algılanması ve en etkin şekilde destekleneceğine olan inancımız tamdır,

Tüm teknik elemanlara açık olan kurultayın gücünü, her zaman olduğu gibi. tüm jeoloji mesleği çalışanlarının etkin katkı ve destekleri oluşturacaktır..."

"Genel Jeoloji Bütü ve Araştırmaları", "Maden Jeolojisi", "Enerji Hammaddeleri Etüd ve Aramaları",

"Mühendislik Jeolojisi ve Jeoteknik Etüd ve Uygulamaları", "Hidrojeoloji Etüd ve Araştırmaları", "Doğal Afetler - Kentleşme - Çevre Jeolojisi Etüd ve Araştırmaları", "Kıyı ve Deniz Jeolojisi", "Doğal Kaynakların Aranması ve *Değerlendirilmesi ile Difer Mühendislik Hizmetlerindeki Sondajcılık Faaliyetleri", "Ülkemizde Doğal Kaynakların Değerlendirilmesinin Dünyü . Bugünü - Yarını", Kurultayda işlenecek konular olarak belirlenmiştir. Ayrıca, Jeoloji mesleğine 40-30-25 yıl hizmet vermiş meslekdaşlarımıza emek ödülleri, 8 Şubat 1984 tarihinde yapılacak geleneksel jeoloji gecesinde törenle verilecektir.

Jeoloji Profesör ve Doçentleri ile Kamu Kuruluşlarının üst düzey yöneticileri olan Odamız üyelerinin oluşturduğu "Yüksek Danışma Kurulu" 3. Toplantısı 8 Şubat 1984 günü yapılacaktır.

Kurultaydan sonra, 11-16 Şubat 1984 tarihleri arasında DSt Genel Müdürlüğü ile Odamızın ortak organizasyonunda 'Atatürk Barajı ve Urfa Tüneli Teknik Gezisi" düzenlenecektir,

TEKNİK EĞİTİM ULUSAL KONGRESİ 24 . 20 EKİM 1983 TARİHİNDE İSTANBUL'DA YAPILDI

Teknik Eğitim Ulusal Kongresi, ülkemizde Sivil Mühendisliğin 100., t.T.Ü'nin ise 210. uncu kuruluş yıldönümü olması dolayısıyla, İstanbul Teknik Üniversitesi tarafından 26-26 Ekim 1983 tarihleri arasında düzenlenmiştir.

Kongrenin amacı. Ülkemizde teknik eğitimimizin geçmişi, bugünü ve sorunları üzerinde- bilgi üretimi ve alışverişi sağlamak ve bu sorunlara bulunabilecek çözümlerinin tartışılacağı bir ortam yaratmaktır.

Kongrede: "Türkiye'de Teknik Eğitim; Dünü, Bugünü ve Geleceği", "Mühendislik Eğitimi", "Mimarlık ve Planlama Eğitimi", «Teknik Eğitimde Çeşitli Sorunlar» konulu 4 başlık altında 39 adet bildiri sunulmuştur.

Aşağıda Kongrede Odamız üyesi Prof. Dr. Güner GÖYMEN tarafından sunulan "Çağdaş Teknoloji ve Eğitim* Sistemimizin Geleceği" konulu bildiri yer almaktadır.

Teknik Eğitimin Amacı

Teknik eğitimin toplumsal yafama, ulusal ekonomiye ve kalkınmaya doğrudan doğruya etkisi olduğu bilinen bir gerçektir. Meslek, iş. çalışma ile yakından ilgili olan teknik eğitim, meslek, iş ve çalışma gibi kişilerin günlük yaşamına girmiştir. O halde Türkiye'de teknik eğitim nasıl olmalıdır sorusunu yanıtlamadan önce, ülkemizin şartlarında teknik eğitimin amacının ne olması gerektiği saptanmalıdır. Yani evrensel teknoloji yarışmasına katılma amacım güden bir eğitim mi yoksa Türk kamu yararını amaç edinmiş bir eğitim mi teknik eğitim sistemimizin çekirdeğini oluşturmalıdır?

Birincisi zaten peşinen kaybedilmiş anlamsız bir yarış olmaktan öteye gidemeyeceği gibi günümüzün evrensel teknolojik gelişmesinin amacım da anlamak mümkün olmamaktadır, örneğin; Etiyopya'da açlıktan ölen çocukları televizyonda izlediğimiz günlerde, 17 Haziran 1988 tarihli Milliyet gazetesinin verdiği haber olarak 32,000 yıl sonra ikinci yıldız sistemine girmesi öngörülen bir uzay aracının uzaya fırlatıldığı ve aynı araçta bir dostluk mesajını sonsuzluğa gönderildiği yazılıyor,

Şüphesiz ki, kalkınma çabası içinde olan ülkemiz için teknik eğitimin amacı kamu yararına, üretime dönük olmalıdır. Giderek ivmesi artan evrensel teknolojik gelişmeye de yabancı kalmamak amaçtan sapmamak kaydı ile geçerli olabilir.

Bağımsızlığı bir ilke olarak alan Türkiye'nin dışarıya tam bağımsız kalabilmesi ancak, dışarıya bağımsız bir teknolojiye sahip olması ile mümkündür,

Türkiye şartlarında önerilen teknik eğitim sistemi

Çağdaş teknolojinin karakteristik özelliği bilim ile teknolojinin iç içe girmiş, olması yani bilimsel bulguların teknik zaman faktörünü sıfıra indiren bir hızla uygulanabilmesi oldu. Bugün herkesçe bilinmektedir. Bu özellik evrensel teknolojinin çok önemli oluşunun bir sonucudur. Gelişmiş ülkelerin teknolojileri teknik eğitimi bilimsel ve teknik yönden olumlu olarak etkilerken ülkemiz böyle bir destekten yoksundur. Evrensel teknolojinin gelişme hızının her geçen gün artmasının nedeni de bilim ile teknolojinin bütünleşmiş olmasıdır.

Bir ülkenin teknik eğitiminin ülkenin genel ekonomik sorunlarından soyutlanamayacağı açıktır. Ülkemizdeki finansman ve yatırım gücü teknik eğitimize de etkin olarak yansımaktadır.

Demek ki kalkınma çabası içinde olan ülkemiz için önerilecek teknik eğitim sisteminin kamu yararına üretime dönük, dışarıya bağımsız çağdaş teknolojiye yabancı olmayan ve ülkenin olanaklarını en yararlı şekilde kullanmaya yönelik bir sistem olması zorunludur.

Öneriler

Üretim içinde eğitim » Eğitimi içinde üretim yapmak:

Döner sermaye sistemi içinde öğrenciler üretim yapabilecek, mesleki pratik bilgi kazanabilecekler ve az da olsa eğitimleri için kendilerine maddi olanak sağlayabileceklerdir. Öğrenci teknik eleman olarak çalışmaya başladığı zaman iş ve işlemlere yabancı olmayacaktır*.

Ülke yüzeyine yayılmış araştırma merkezleri kurulması i

Araştırma olanakları geniş olan laboratuvarların açılması tekniksiz bilim, bilimsiz teknik olmayacağından şarttır,

Ülkemizin finansman ve yatırım gücü nedeniyle az sayıda araştırmacının yararlanabileceği yetersiz birçok küçük laboratuvarların açılması yerine, modern teknolojik incelemeleri mümkün kılan, çevre gereksinmelerine yanıt verebilecek şekilde ülke yüzeyine serpilmiş çok sayıda araştırmacıya açık araştırma merkezlerinin kurulması zorunludur,

Çeşitli bölgelerde araştırma merkezlerinin açılması, ülke koşulları iyice incelendikten sonra planlı şekilde kamu yararına dönük üretim amacı dikkate alınarak yapılmalıdır.

Ülke yüzeyine serpilmiş, araştırma merkezleri araştırma projelerinin daha ekonomik yapılmasını mümkün kılacaktır. Örneğin ; Doğu Anadolu'daki bir maden yatağının incelenmesi ile ilgili bir projenin laboratuvar çalışmalarını gerektiren örneklerin 1000* 1500 kilometre uzaklıkta bulunan bir laboratuvara taşınması büyük giderlere neden olmaktadır. Bu durum araştırma projelerini olumsuz yönde etkilemektedir,

Anadolu'nun doğal kaynaklarından yararlanmak gereği i

Ormanlarımız, denizlerimiz, dağlarımız yabancı bilim adamları için doğal bir müze, doğal bir laboratuvar oluştururken biz bu olanaklarımızdan hiç denecek kadar az yararlanmaktayız. Bilhassa yer bilimleri, tarım, ormancılık gibi konulardaki teknik eğitim merkezlerinin yerlerinin seçilmesinde doğal olanaklarımıza yakınlık ön planda tutulmalıdır. Ayrıca teknik eğitimin geniş alanlara ihtiyaç göstermesi yeni yatırımlara ucuz alan temin edebilecek Orta ve Doğu Anadolu bölgelerine kaydırılması gereklidir.

Uzman eğitimi

Teknolojinin aktif kişisi olan uzmanın eğitimi dışarıya bağımsızlık ilkesini benimseyen ülkemiz için şarttır\

Aynı zamanda üretici kuruluşlar için yerli bir uzman eşdeğerinde olan yabancı bir uzmana kıyasla daha ekonomik olacaktır,

Teknik eğitim kurumlarının hazırlanmasında meslek odaları ve uygulayıcı kamu kuruluşlarının önemi

Bir ülkenin teknik eğitiminin planlanması ve uygulanması programlarının yapılması ülke çapında büyük maddesel yük taşıyan uzmanlık bilgisi gerektiren bir iştir. Kâfili ve münferit eğitim kurumlarını amaç eden eğitim programları rastgele olacağından kamu yararını amaç edinmiş bir eğitim sistemine ters düşer,

çok boyutlu bir çalışma gerektiren eğitim planlanması ve programlamasında meslek odaları ile uygulayıcı = üretici kuruluşların görüşlerinden yararlanmak gereklidir.

Odamız Üyelerinden tsmal Henden "Uzaktan Algüamamn Doğal Kaynakların AmştmtaıasmdaM Yeri ve Uzay Araştırmalarında Beklenen Gelişme-^{*} Konulu Konferans verdi

18 Mayıs 1983 tarihinde MTA Enstitüsü'nde verilen konferansta, özetle:

Uzay görüntülerinin periyodik ve otomatik olarak yer yüzüne gönderilmesi, sinoptik görüğe sahip olmaları ve elektromanyetik spektrumun farklı aralıklarında görüntü almaları nedeni ile, doğal kaynakların araştırılmasında önemli bir yeri vardır. Uzay görüntüleri yukarıda belirtilen özelliklerinden dolayı, zaman ve harcamalar açısından yeryüzünün incelenmesinde başvurulması gereken ilk yöntem olarak kargımıza şık maktadır,

Uzay görüntüleri kullanılarak, kısa zamanda Türkiye'nin foto-çizgisellik haritası hazırlanmış, bu çizgi-gelliMerin önemli maden yatakları, deprem odakları ve sıcak . su kaynakları ile yakın ilişkisi olduğu orta-

m Atatürk Barajının Temeli Atdıyor

BSİ tarafından gerçekleştirilecek GAP projesinin en büyük barajı olan Atatürk barajının temeli. Cumhurbaşkanı Kenan Evren tarafından 29,10,1983 tarihinde atılacaktır.

• Öymapıı&r Baraj

Manavgat çayı üzerinde yapımı tamamlanan 185 m, yüksekli İndeki Öymapınar barajında su tutma çalışmalarına bağlandı, Türkiye'de ilk yeraltı santralının

Earakaya Barajı

Fırat nehri üzerinde Çüngüş ilçesi yakınlarında inşaatı devam eden Karakaya barajında derivasyon tünelleri inşaatı tamamlanarak nehrin yatağı değiştirildi. İkinci aşama olarak eksen inşaatınıB yapılabilmesi

Kamu yararını üke alan bir teknik eğitim çevre gereksinmelerini ve olanaklarını dikkate almak zorunlu da olduğundan böyle bir sistemde program değişikliği mümkün olabilmelidir. Aksi takdirde eğitim kamu ihtiyaçlarına yanıt verebilme niteliğini yitirir. Defifik programlar çeşitli alanlarda uzman yetişmesini de sağlayabilir.

Teknik eğitimin kolaylığı batıdan ilk bakışta çeşitli kurumlar arasında homojenlik yararlı gibi görülürse de, bu durum lisans seviyesinde tutulmazsa teknik eğitim gelişen teknolojiye ayak uyduramaz.

Her eğitim kuruluşu ön lisanstan sonra programını çevre faktörlerini yani olanak ve gereksinmelerini ön plana alarak kendi yapmalıdır.

ya konmuştur. Hasırılması uzun zaman olan tektonik haritaların ön çalışmaların bu yöntemle yapılabileceği ortaya konmuştur,

Uzay teknolojisiMe kaydedilen gelişmeler, gelecekte uzay teknolojisinin yafamı ne derece etkileyeceğini göstermektedir, fimmiden yapılan prospeksiyonlar, haberleşmede büyük bir teknolojik devrim olacağını göstermektedir. Uydu aracılığı ile oy verme, diplomatik telefon hatları, enerji nakli yerin çok ayrıntılı haritaların haarlanması (radar, topografya, gravite, manyetik haritaları) planlanan gelişmeler arasındadır.

Yeryüzünde yafamın daha iyiye götürülmesi için uzayın bu derere Önem kazanması nedeniyle, gelişmiş ülkelerin bu yönde kendini hazırlaması, ülkemiz geleceği açısından önem

Fırat nehri Üzerinde, Urfa İlinin Bozova ilçesi yakınında kurulacak olan Atatürk barajının yapımının 1994 yününe tamamlanacağı ve 1985 yılında işletmeye açılacağı tahmin ediliyor.

yeraltı Öymapınar barajından elde edilen elektrik enerjisi enterfconnekte sisteme katılacak.

İçü yamaçlarda sıyırma kanama başladı, Barajın 1988 yılında bitirilmesine ve işletmeye asılmasına çalışılıyor .

