

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 gümüştaşlardan 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, olmaları 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 mikrondan daha küçük tane büyüklüğündeki killerde $14A^\circ$, $7A^\circ$ ve $3,5A^\circ$ pikleri ile sedimentler klorit ve illit varlığı saptanmıştır, $375-400^\circ\text{C}$ deW liitmalarda $14A^\circ$ ve özellikle $7A^\circ$ piklerinin şiddeti oldukça azalmıştır, Bu sedimentler klorit için tipiktir. Yönsüz preparatlarda sedimentler kloritin bir monoklinal veya orta heksagonal polimorf tiplerinin varlığı belirlenmiştir, illitin kristallenme 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 shale, 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 macrofraction, sedimentary chlorite was identified by reflections at $14A^\circ$, $7A^\circ$ and $3,5A^\circ$ whereas illite was identified by reflections at $10A^\circ$, $5A^\circ$ and $3,5A^\circ$. Upon heating at $375-400^\circ\text{C}$ the intensities of $14A^\circ$ and particularly $7A^\circ$ peaks considerably decreased, indicating the presence of diagenetic 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.

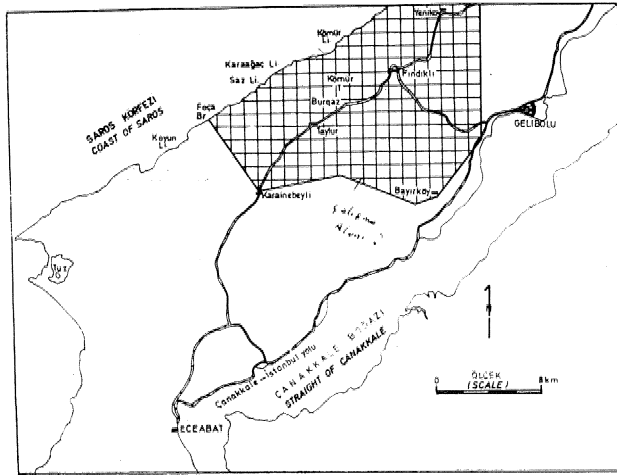
otetp

Bu araştırma, Gelibolu yarımadasında füüş fasiyeleri içindeki kil minerallerinin tanınması, dafilemi ve kökeni ile ilgilidir. Kil mineralojisi tortul diya-jenez derecesini belirlemek, tortul havzanın jeokimya-sal tarihçesini kurmak ve son zamanlarda özelUkle pet-rol ana kayalarının potansiyelini incelemek için kulla-nılmaktadır (Foscolos ve Kodoma, 1974). Birçok aratırıcılar, simektlin illite dönüşümü sırasında, hid-rokarbon üretimi ile çok iyi korele edilen bir dehid-rasyon fazının yer âldif ını belirtmiştir. Dönüşüm 150°O den yük&ek olmayan sıcaklıklarda olup, büyük oranda mı kaybı ile sonuçlanır (Kodama ve FÖSCOİOS, 1974), 150°a de derince gömülü sıcak su büyük miktarda hidrakarbon çözebilir,

Bu lasıtlı çalışmada, Burgaz ve Karaburun for-masyonlarının- flig örneklerindeki diyajenezi: i, ba-fimsız kil minerallerinin varlığı, 2, illtin kristalleş-me derecesi ve keskinlik oranı ve 3, illitto 2M poli-morf yüzdesinin bir işlevi olarak açıklamaya çalış-tık. Bütün veriler filiş örneklerinin maksimum gö-mülme derinliği ile ilişkili olduğunu göstermiştir. Ko-dama ve Fosoolos (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 afafida verilmiştir.



Şekil 1: Çalışma alanında yerbuldımı liiritası.
Figure 1: Index map showing the study area

Bm Üyesi

Yanımı? Saz Üyesi adı, bu çalışmada, iyi pekleşmiş kumtaşı-gamurtaşı ardalınması, bir Örnek gamur= tap ve yersel bir çok Örnek çakıltaşıından olufan bir istif şekillide tanımlanmaktadır.

Saz üyesi Saros Körfezi kıyısına paralel bir yayılım fösterir.

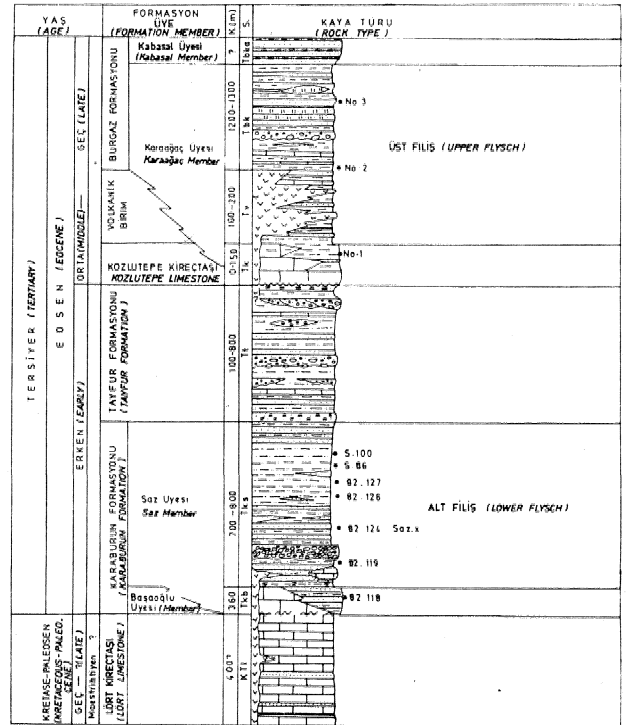
Litoloji; Saz Üyesi'nin alt bölümü kumtafi-çamur-taşı ardalınması ve yersel bir çakıtaşı, orta bölümü bir Örnek çamurtaşı ve üst bölümü kumtap-gamurtaşı ar*dalanmasından oluşur,

Kumtaşları, başlıca kahverengimsi yeşil, iyi pekleşmiştir, Katmanlanm'a düzgün olup 1,80 cm arasındadır, Kumtaşları orta ile kötü arası boylanmış ve illtikvadedir, Çamurtaşı ile düzenli ardalınmah olan kum, tap 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 il© masif arasında değişen katmanlıdır. Üyenin üst düzeylerinde yer alan çamurtaşları yapraManma ve küresel ayrışma şeklinde ikincil şekiller tapır, Çamurtaşlar* yersel olarak kömürleşmiş bitli fosilleri içerir,

Çakıltaşı, kahverMifmsi, yeşilimai gri, gök iyi pekleşmiş yanal kalmhk defişimi gösteren masif katmanlı, orta ile kötü arası boylanmış ve genellikle tane değimsizdir. Çakıllar olağan olarak S-10 cm, yersel olarak 25-30 cm büyüklük emırları içinde orta ile iyi arasında yuvarlaklapniştir. Bileşenler bolluk sırasına göre mlkritik kireçtaşı, serpantinit, metamorfik kaya kırıntısı, kuvars kumteşi ve çörttür,

S tratig rau ilişktei: Saz Üyesi, altlayan Barıoflu Ü, yesiiii, Başoflu Harman Tepemde üstler, Dokanak kısmi dereceli geçişlidir. Birim, altlayan LÖrt kireçtafmı Foga Burnu'nda düşük açılı uyumsuzlukla üstler,



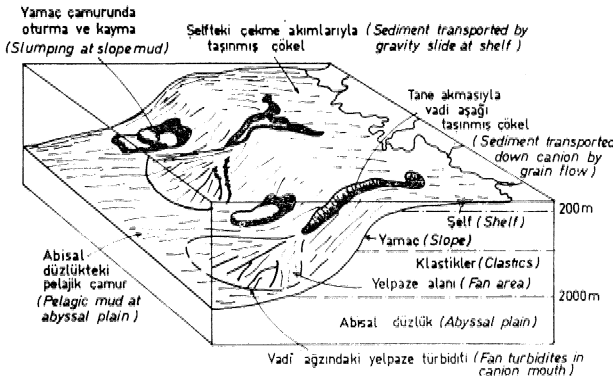
Şekil 2: Çalışma alanının geöeştirilm^ stratigrafi istifi

Figure 2: Cohmmar 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 çamurtaşları 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 filistir. 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 yapılmış bir istif şeklinde tanımlanmıştır,

Karaağaç Üyesi bu çalışmada, kumtaşı, kırıntılı kireçtaşı, tüffit, kilşeyü, çamurşeyil ve çakıltap katkı ve arakatmanlı kıltaşından oluşan bir istif şeklinde yeniden tanımlanmıştır.

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

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

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

Kırıntılı kireçtaşları, açık yeşilimsi gri geneli'kle 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 katmanları kıltaşlarıyla olan aimrlan keskin veya derecelidir. Bazı kireçtaşı katmanları kıltaşından 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 keskin sınırlı, üstleyen kıltaşma dereceli geçişlidir, tç yapı, egemen olarak som, az olarak da düzlemsel laminalıdır.

Çakıltaları, kahverengimsi yeşil, orta iyi arası pekleşmiş, orta=masif arası Kalınlıkta, bağlıca yanal olarak sürekli katmanlar şeklinde bulunur, Katmanlanma, tane büyüklüğü defişimine baf lı olarak aı belirli veya şomdur, Çakıltaşları, genellikle kum, silt ve çamur aramada 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 kıltaşı, kumtaşı, kuvars volkanik kaya kırıntısı ve kireçtaşınd'an oluşur. Çakıllar yersel tane değimlidir. Katman alt yüzeyleri genellikle oyu-dolgu ve yük yapıdır, Çakıltaları gofunlukla tane yönlenmesine bağlı olarak düzlemsel laminalıdır, Tan© büyüklüğü, alttan üste ve üstten alta tane inçelmeU olabilir,

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

Çamurşeyil, yeşil iyi pekleşmiş, ç^k Ince-orta arası düzlemsel katmanlı ve düzlemsel laminalıdır,

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

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

Y©nms Karaağaç Üyesi kapsadığı tortul bileşenlere ve tortul yapılarına göre füş benzeri bir nitelik gösterir. Birimin alt ve üst düzeyleri yersel kumlu fillif, egemen olarak killi fills, orta bölümü killi filiş nitelikindedir. Karaağaç Üyesi yukarıdaki veriler çerçevesinde yelpaze alanı ve aWsal düzlüğü ortamlarını yansıtır (Şekil 3).

LABOBÂTUVAB YÖNTEMOMm

Çalışma alanından topladın Kıltaşı ve Çamurtaşı örnekleri havanda ezilmiştir. Tüm örnekler mekanik bir karıştırıcı iç nde yaklaşık 10 dakika kanstınılp 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-

tamdan uaklaştırılmıştır. Kü örneğinin organik malzmeden temizlenmesi için %15'lik H₂O₂ kullanılmıştır. H₂O₂ kullanılmadan önce örnek asetik asit ile ıslatılmıştır. H₂O₂ tepkimesi kolaylaştırılmıştır. Daha sonra kil çamuru kurutulur, X-ışın difraksiyonu CuK α radyasyonu kullanılarak Jeol-JSDX 100 S4 difraktometre üzerinde yapılmıştır. Standart deney koşulları: 40 kV, 16 mA, 2^s 2e_s/dakika tarama hızı ve zaman sabiti S'dir, Tarama 2^o ile 30^o arasında yapılmıştır, florit polimorflarının belirlenmesi için difraktometre koşullarında yapılmıştır. Burada 40 kV 36 mA ve 1/2^o 2e/dakika tarama hızı kullanılmıştır,

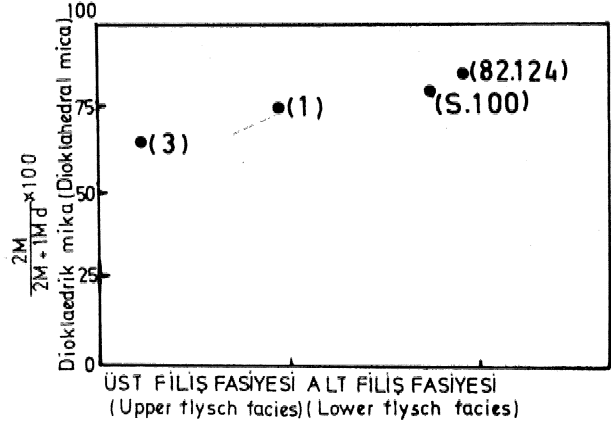
İllit polimorflarının tanınması için 8 mikrondan daha küçük Mİ fraksiyonu 6N HCl içinde muamele edilerek biyotit ve klorit ortamdan uzaklaştırılması sağlanmıştır (Ohauduri ve Lee, 1976), Toz örnek 20^o ve 36^o. 2G arasında 1/2^o ie/dakika hızda Cu K α radyasyonu altında taranmıştır, 2M/2M + 1M_d polimorf oranları 2,50 ve 2,58 A^o pikleri altındaki alanları ölçerek bulunmuştur, iki fliş fasiyesinden alınan örneklerdeki dioktaedrik polimorf oluşukların Yoder ve Engster (1955) tarafından ortaya konan muskovit polimorflarına yapısal olarak benzer olduğu varsayılmıştır, 2M dioktaedrik mikanın toplam dioktaedrik mikaya kıyasla oranı, 2M pikinin tüm dioktaedrik mikaya polimorflarını yansıtan pik şiddetine oran ile elde edilmiştir. En şiddetli 2M piklerini kullanmak olası değildir, Çünkü bunlar feldispat refleksiyonları ile çakışır, Böylece daha düşük şiddeteki 2M (116-) pki istenilen oranın payı olarak seçilir. Bu refleksiyon da 2,80 A^o da görülür feldispat girişiminden umktır. 2,58 A^o pıMde payda olarak kullanılır, 2,58 A^o pıM (131-) ve (202-) refleksiyonlarını ve İM (131-) ve (130) refleksiyonlarını içerir. Son refleksiyon 1M_d muskovitte de görülür. Çalışma bölgesinden elde edilen oranlar muskovitin 2,80 A^o/2,58 A^o pıci oranları (Şekil 4) ile kıyaslanarak 2M dioktaedrik mikanın yüzü desil bulunur (Maxwell ve Hower, 1967). ÜÜtin (001) pikinin yarım yüksekliğinde mm cinsinden gösterilen genişliği olan kristalleşme derecesi (crystallinity index) ve aynı pikin 10 A^o daki yüksekliğinin (sharpness ratio) d'fraktogramlardan ölçülmüştür (Kubier, 1966).

KİL AÖNERAULİMİ VE ÖZELLİĞİ

Farklı yafta iki fliş fasiyesinin 2^o ve daha küçük tane boyu fraksiyonlarında saptanan kil mineralleri illit ve sedimenter klorittir.

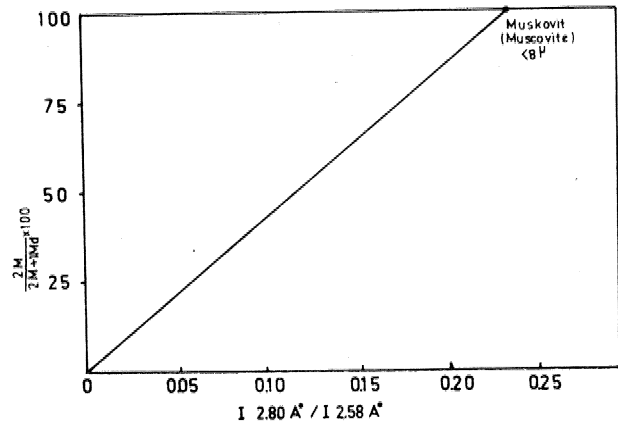
İllit varlığı 10 A^o, 5,0 A^o ve 3,35 A^o lardaki bazal refleksiyonları ile saptanmıştır. Şekil 6-a'de görüldüğü gibi ne glikol muamelesi ne de 60^oC'ye kadar olan ısıtımalar sonucunda (d) araklarında önemli bir değişiklik olmuştur, Aneak illit piklerinin günlerinde görülen deflşun sonucu kristalleşme derecesinin alt fliş düzeyine dofru azalma gösterirken keskinlik oranında artış gözlenir (Çizelge 1). ÜÜtin 2,80 A^o / 2,58 A^o oranları üst fliş fasiyesinin en üstünden alt fliş fasiyesine kadar 0.15 ile 0.19 arasında değişir. Bu 2M ile 1M_d oranları %2 ile %80 arasında değişir (Şekil 6), Ayne 10A^o mineralinin

(060) aralığının 1,501 A^o ile 1,109 A^o arasında depfitti görülür (Çizelge 1, Şekil 7), Hower ve Mowat (1966) m d₍₀₆₀₎ ve Mg + Fe toplamı (oktaeder konumlarında) arasındaki ilişkiden safladığı efriden yararlanılarak (Şekil 8) illit için saptadığımız d₍₀₆₀₎ değerleri uygulanmış ve illitin oktaedrik konumunda



Şekil 6: İki fliş fasiyesinin 2M dioktaedrik mika yüzelerindeki değişimi gösteren diyagram

Figure 6: Diagram showing the variation of percentages of 2M dioktaedrik mica in two flysch facies



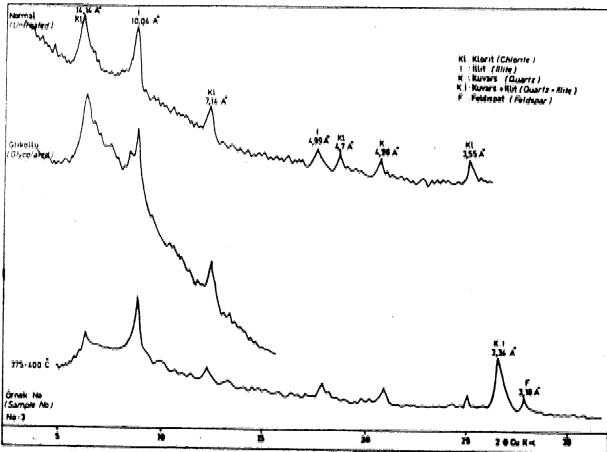
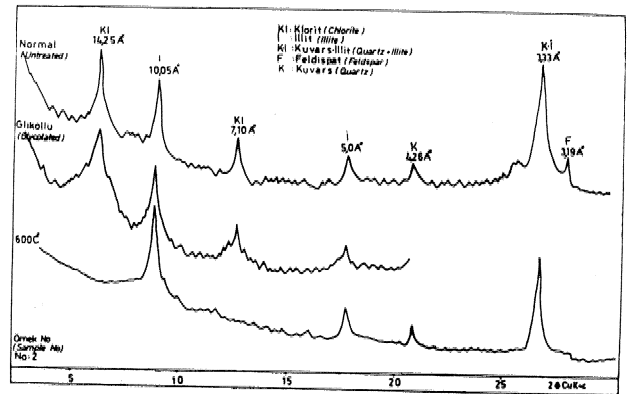
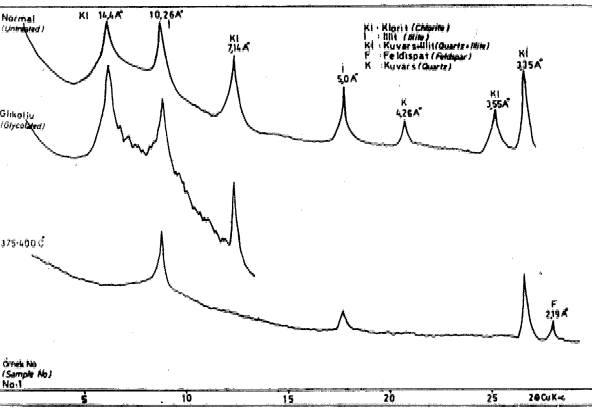
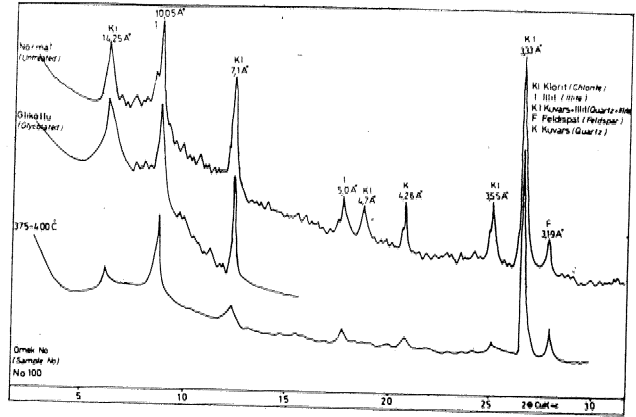
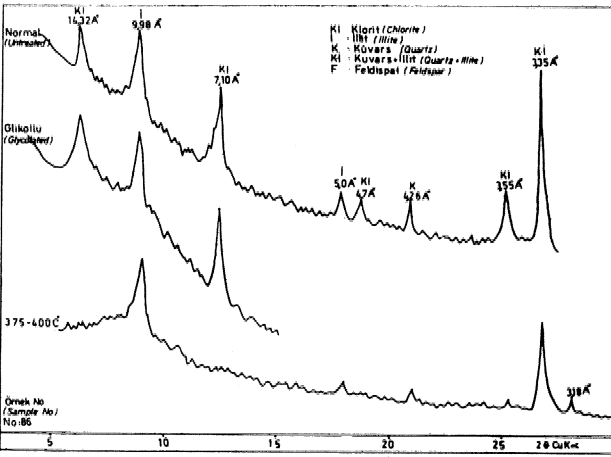
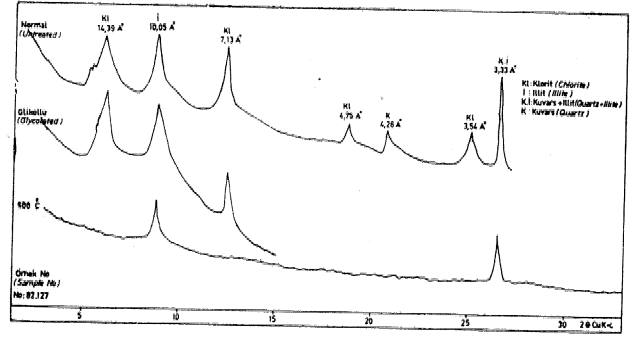
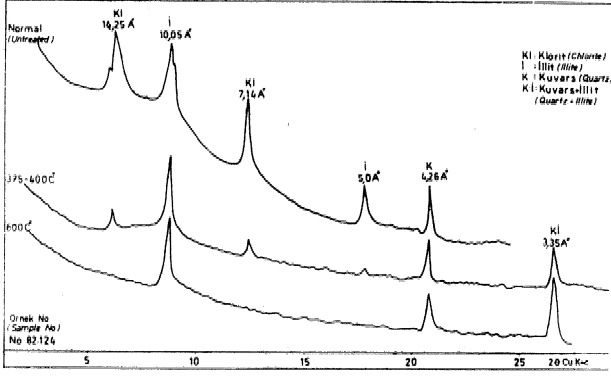
Şekil 4: 2M dioktaedrik mika yüzdesinin tayini için kullanılan eğri (Maxwell ve Hower, 1967)

Figure 4: Curve for determination of percent 2M dioktaedrik mica

ORNEK NO (NO SAMPLE)	KRISTALLEŞME DEREJESİ (CRYSTALLINITY INDEX)	KESKİNLİK ORANI (SHARPNESS RATIO)	$\frac{I_{2.80 A^{\circ}}}{I_{2.58 A^{\circ}}}$	% 2M / (2M + 1M _d)	d ₍₀₆₀₎ (Å)	Mg + Fe / 10 (OH) ₂
ÜST FİLİŞ FASİYESİ (UPPER FLYSCH FACIES)	3	2.5	0.15	62	1.504 - 1.509	0.5 - 0.65
	2	2.0			1.505	0.53
	1	2.0	0.18	75	1.501 - 1.507	0.2 - 0.6
ALT FİLİŞ FASİYESİ (LOWER FLYSCH FACIES)	S-100	3.5			1.504	0.5
	S-86	5	0.195	77		
	82-127	5	3.0			
	82-124	4	2.8	0.19	80	1.501

Çizelge 1: İllitlerin karakteristik mineralojik ve kimyasal parametreleri

Table 1: Characteristic mineralogical and chemical parameters of illites

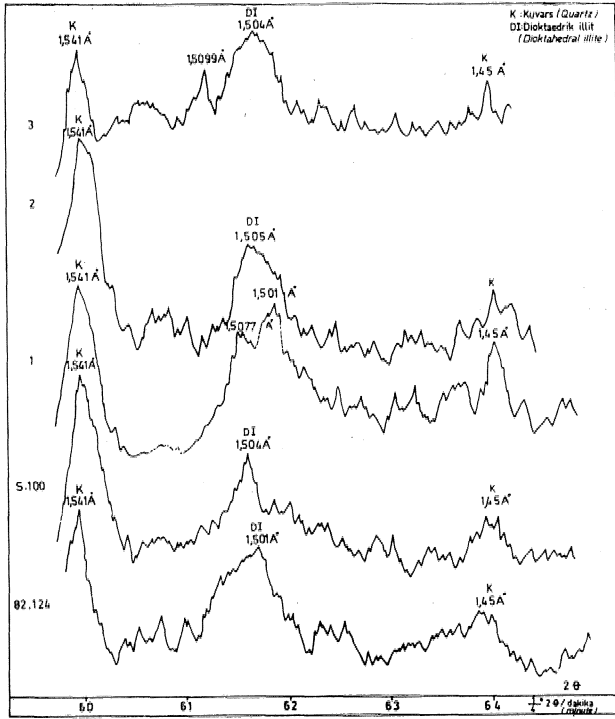


Şekil 5 (a, b, c, d, e, f, g): Çalışma bölgesindeki kil minerallerinin difraktogramları: a, b, c, d şekilleri alt filiş fasiyesi ve e, f, g şekilleri üst filiş fasiyesine aittir.

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

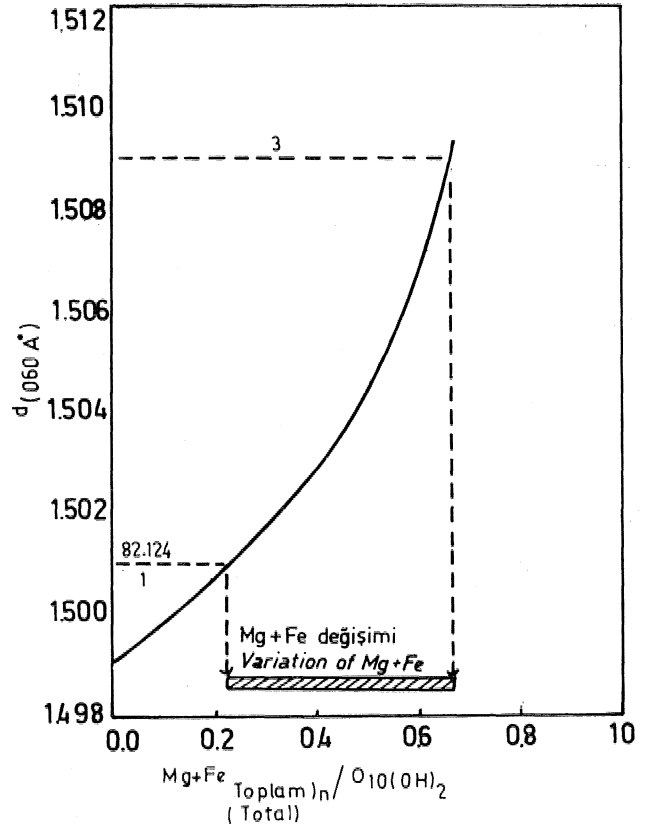
içerdiği toplam Mg + Fe in 0.2 ile 0.65 arasında değiştiği gözlenmiştir. $d_{(060)}$ değerleri illitin dioktaedrik olduğunu gösterir.

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

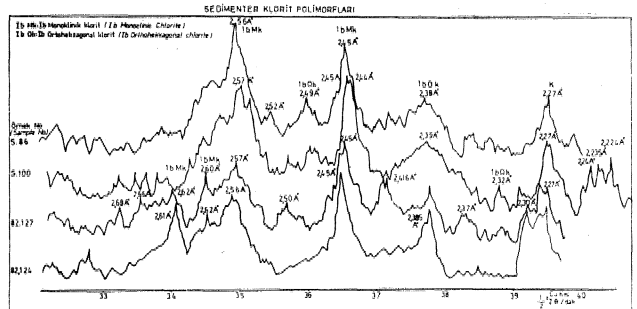
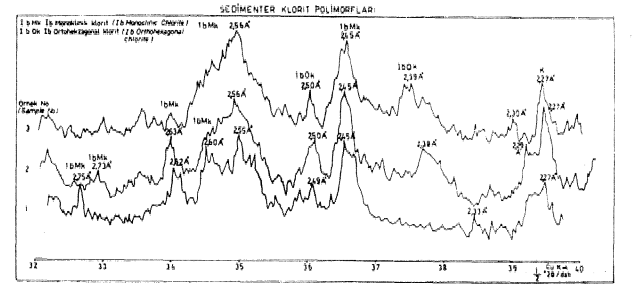


Şekil 7: Dioktaedrik illitin varlığını gösteren difraktogramlar
Figure 7: Diffractograms showing the presence of dioctahedral illite

pikinde bir defisim görülmez. Ancak 375-400° O ara-sondaki ısıtma sonucu bazı Örneklerde 14 Å° püdnin bütünü ile kaybolduğu veya oldukça zayıfladığı görü- lür (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 yak- laşık 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 pikler n 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 biribi- rae 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 ÖrneK için sabit olmadığıdır, Şekil 0-a* b'de görüldüğü gibi lb monoklorite ait birinci pik her örnekte 2,56 Å° da oluş^

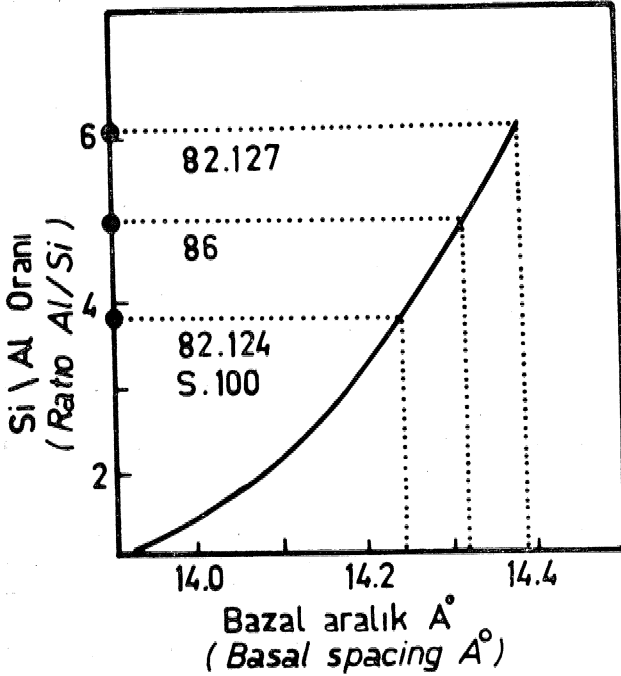


Şekil 8: d(060) in bir işlevi olarak dioktaedrik mine- rallerindeki magnezyum ve demir oranı
Figure 8: Magnesium plus iron in dioctahedral minerals as a function of d(060)



Şekil 9 (a, b) t KlMt poltaiorflanni gösteren difrak- togramlar a, alt fills f asiyesi ve b, üst fiif f asiyestae aittir
Figure 9 (a, b) i Bifractogram showing cMürlte poly- morph® (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 değişimin 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 değiştiği görülmüştür.

TABİTİŞMA 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 300 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 + 1M_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 mafzeyum 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 sıfırdan (Örnek No 1) derine (örnek No 3) doğru belirgin bir azalma gösterir (Şekil 11), Sıfırdan itibaren 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,

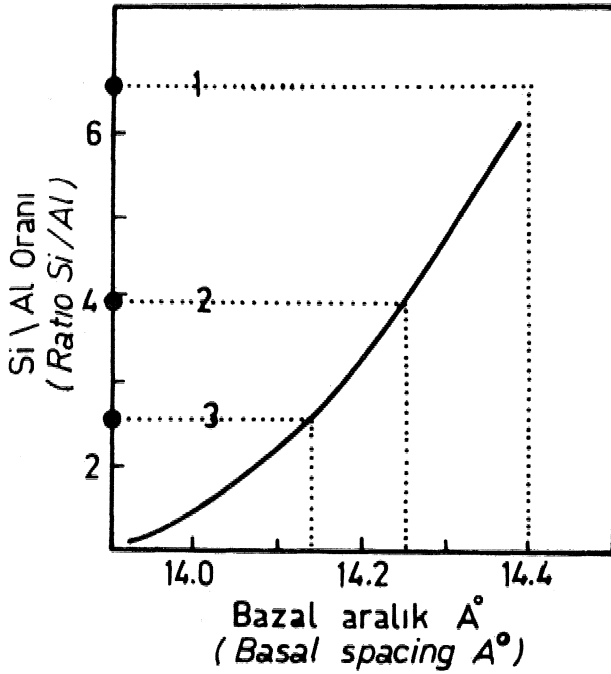
Karaağaç ve Saz Üyelerinin filiz fasiyesinde yelpaze ve açık deniz ortamlarına çözüldüğü tortul bileşenlerine ve fosil kapsamlım göre belirlenmiştir (Şekil 3). Heriki üyenin filiz fasiyesinde saptanan illit ve klorit minerallerinin varlığı çökeltme ortamının derin deniz olduğuna ilişkin verilerdir.

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

	Kristalleşme derecesi (Crystalinity Index)	Keskinlik oranı (Sharpness Ratio)	1 - 90 Å ² / 2 58 Å ² (Illite / Mite)	% 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)				
Foreoles ve Kodama (1974)	> 20	< 1.5	< 0.06	< 25	var	var	yok	< 25	1500	77	
	19		0.12	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				Düzensiz tabakalar yok (Randomly interstratified are absent)						
	15				Düzensiz tabakalar yok (Randomly interstratified are absent)						
	14	2.3	0.14	60	Düzensiz tabakalar var (Regular interstratified are present)				4000	164	Sıvı olmayan hidrokarbonlar (Non-liquid hydrocarbons)
Bu çalışma (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 2: Gömülme derinliği ve kristallime ctececi keskinlik oranı, %G& % M Müt p&linorflaOT, Müt - %t\ fişebita kil mineralleri, bağımsız tabakalı silikatların varlığı ve yoklumu, Jeistermal gradyan ve hidrokiirbonların oluşumu iimindaki korelasyonu

TaMe 2: 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 filiş 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 Cmđ^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 metamorphİEme: 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: öeochün. Cosmoehim, Aeta, 8, 226.ISO