

# DATÇA-MUĞLA-DALAMAN ÇAYI (SW-ANADOLU) ARASINDAKİ BÖLGENİN JEOLJİSİ

G. v. d. KAADEN (Ankara)-K. METZ (GRAZ)

## Özet

SW Anadolu'da Datça ile Dalaman çayı arasındaki bölge 1952 senesinde G. van der Kaaden ve K. Metz tarafından Türkiye jeoloji hartası için etüd edilmiştir. 1:100.000 ölçekli hartanın şu paftalarının lövesi yapılmıştır:

Marmaris 121/ 34 Tamamen

Fethiye 122/ 3 "

Marmaris 121/ 2 Kısmen

Fethiye 122/ 12 "

Aydın 104/ 4 "

Profiller ve genel jeolojik harta mevcuttur.

Birçok müşahede neticesi bahis konusu bölgede evvelâ iki müstakil jeolojik bütün (ünite) tefrik edilebilir. Bu iki bütün N kısmı ve S kısmı tesmiye edilecektir.

## I — N kısmının yapı unsurları:

Bu kısım metamorf ve yarı metamorf taşlardan teşekkül eder. Şu seriler tefrik edilmiştir:

### a) Karabörtlen şistleri ve ait mermerler:

Münferit kalker katgılı fillitik taşlar, bunların içinde sedimanter ve kili bol kalker arakatgıları. Şistlerle saf kalkerler arasında geçişler müşahade edilir. Kalkerler ve bunlarla fasiyel tenavüb halinde bulunan şistler devon tahmin edilmektedir.

Karabörtlen'de şistler içinde bazik arakatgılar bulunur; bunların ortho taş cinsi, matamorfizma neticesi şist serisine uymuş olmaları dolayısıyla bariz değildir.

### **b) Çetibeliköy alacalı taşları:**

Yarı fillit ile fillitik şistler, tüffogen şistler, glaukofanlaşmış spilitler, detritik alacalı kalker adese arakatgıları ile. Bu seri, Karabörtlen şistleri ile birlikte tek bir stratigrafik komplekse aittir (muhtemelen devon).

### **c) Muğla mermerleri (Üst mermerler):**

Mermerler, band kalkerleri, kısmen hornştayn ile. Bu taşlar teşekkülleri itibariyle alt mermerlere tekabül etmektedir. Muğla mermerlerinde diasporit yatakları tezahür eder. Mermerlerin tabanında bir yerde ince taneli grafitkuarsit şistlerine rastlanır alpin silur lidit'leri gibi, muhtemelen silur?

### **d) Mezozoik taşlar:**

Tektonik olaylar neticesi birbirinden kopmuş açık renkli, kompakt iri bandlı kalkerler, koyu renkli safihavî kalkerlerle (Olonos-Pindos fasiyesi) münasebet halinde, başka yerde fosilli eosen kalkerleri fasiyesli kalkerler, peridotit parçalı kalkerler, Oyuklu D. açık renkli kalkerlerinde, Actinastrea genus'una benzeyen mercanlar bulunmuştur.

### **e) Kristallin şistler:**

Şistî kuarsitik seri: kuars, fillit ve kloritoid şistleri kısmen glaukofanlı. Daha sonra izah edilecek serpantinleşmiş peridotitlere yaklaşılarak amfibolit ve tremolit şistleri mevcuttur; bunlar peridotitlerin metamorf endojen kontakt zonları şeklinde izah edilebilir. Bu teşekkül rejlyonal vüsattedir.

### **f) Göktepe perm'i:**

Tabaka serisi: Kuarsitler, koyurenkli safihavî kalkerler, kumlu şistler. Bulunan mercanlar üst alt perm'e delâlet eder. Şistler N ve NW'de kloritoid ve kısmen de disthen ihtiva eder. Şiddetli bir laminaj hemen her yerde müşahede edilir.

Ek: Menderes kütesinin güney kristallin kenarı.

Seri: Mikaşist, kuarsit ve mermerler. Şistmermer serisi Menderes masifinin içinde bir eski paleozik'e tekabül edebilir.

## **II — S. Kısımının yapı unsurları:**

Esas itibariyle yeknesak muazzam peridotit kütleleri ve mezozoik kalker profilleri.

### **a) Peridotitler:**

Mineralojik bakımdan yeknesak teşekkül etmiş taşlar olup Harzburgit'lere tekabül eder. Çok daha az miktarda: dunit, piroksenit, hornblendit ve anortozit'ler.

### **b. Gabro ile diorit terkipli damar şeklinde mostra veren taşlar;**

Yukarki taşlarda genç fakat peridotitlerle genetik bakımdan ilgili (mikroskop altında: Gabro, uralitgastro, piroksendiorit, meladiorit, diorit, kuarsdiorit, diabasspessartit, augitit neviinden taşlar). Büyük kromit zuhurları bu damar şekilli taşlarda beraberdir. Ultrabazit'lerin serpentinleşme derecesi az olup, ancak şiddetli deforme olmuş bölgelerde fazladır. Serpentinleşme postmagmatik ve epijenetik bir olaydır. Olivin ve piroksenlerin autohidratasyon'u pek azdır. Peridotitlerin kenar zonlarında tremolitleşme ve antofillit şistleri mevcuttur. Terkip ve genez bakımından anfibolit taşlarına geçit (peridotitin endogen kontakt zonu) yukarıda e./ de bahsedilmiştir.

Yaş ve iç tektonikten daha aşağıda bahsedilecektir.

### **c) Mezozoik evveli kristallin:**

Kristallin taşların ekayları peridotitlerin kenar zonlarına bağlıdır. Bunlar bilhassa mikaşist, şistî amfibolit, iri kristalli mermer adeseleri olup takriben epidotamfibolit fasiyesindedir.

Bu taşlara gayet muntazam bir şekilde spilit ve glaukofan taşları da katılmış bulunmaktadır. Spilitler, diabaşlara benzeyen albitleşmiş deniz altı lavaları olarak mütalâa edilmekte olup müteakip peridotit intrusionunun bir ön safhası olarak mütalâa edilmelidir. Bu taşların glaukoflaşma ve albitleşmesi ise bundan yenidir. Peridotit amfibolit ve spilitlerin birbirinden kesin tefriki gerekmektedir.

Bunları «Ofiolit» ismi altında toplamak doğru değildir.

### **d) Mezozoik ve Eosen:**

Muazzam safihavî ve kompakt kalkerler, radiolaritler, dolomitler ve çabuk fasiyes değiştiren fliš karakterli taşlar. Bulunan fosillere nazaran bu tabaka serisinde orta trias mevcuttur.

Bindirme olayları da vukubulmuşa benzer. (Kretase eosen kalkerleri üzerinde). Kretase ile eosen fosillerle tayin edilmiştir. Bu taş serisinde muhtelif yerlerde römanie yeşiltaş materyeli bulunmuştur. Radiolaritler burada peridotitlerin civarında safihavî kalkerlere bağlıdır. Spilit yoktur.

### **e) Genç tersiyer:**

Daha eski taşlar üzerinde transgresif bulunmaktadır. Aquitanien, orta miosen, deniz mioseni ve alt levantin fosillerle tesbit edilmiştir. Nagelfluh'ya benzeyen konglomeralar her halde pliosene aittir.

## **Tektonik**

### **1 N Kısmı**

N kısmında şu tektonik bütünler tefrik olunmaktadır:

#### **a) Ula ekay bölgesi:**

Stratigrafik bakımdan pek muhtelif veya yapı unsurları (küçük peridotit kütleleri dahil) dar saha içersinde sıkılmış, iyice harekete gelmiş ve şiddetle ekaylanmıştır. Ula ekay bölgesinin alt kısmında muazzam Ula mermer grubu bulunmakta olup, bindirme zonu çok defa bariz olarak mermer grubunun üzerinde diskordan şekilde göstermektedir. Ekay zonunun tavanında Muğla mermerleri kapalı kitlesi vardır. Ekay zonunda mezozoik ve eosen tabakalar mevcut olduğu cihetle bindirme genç alpin yaşadadır. Bu bindirme kırılma tektonikli olup yeryüzünde yakın olarak vukubulmuştur.

#### **b) Karabörtlen şistleri:**

Profilleri Ula ekay zonu altındaki kütleleri tetkik imkânını bahşeder. Bu şistler, mihverleri az meyille NE'ye, daha nadir olarak ta SW'ye dalan makaslanmış büyük iltivalar içinde kesin iltivalanma göstermektedir. Eski istikametleri de belirlidir. Genç kesilmeler EW makaslanma satırları şeklinde tezahür eder.

#### **c) Muğla mermerleri:**

Bunlar iç yapıları itibariyle Ula mermerlerine çok benzerse de şiddetli iltivalanma yalnız bazan tezahür eden bandlı mermerlerinde görülebilir.

#### **d) Göktepe permi:**

Taşlar göze batan bir «Plättung» tektoniği arzeder. Menderes masifi şist



kabuğunun Göktepe yassı permi antiklinali üzerinde genç bir bindirilmesi Menderes kütleli kristallin taşlarının Toros yapı plânına alpin katılmışı de- lalet eder gibi görünmektedir. Perm'in kristallinitesi alpin'e benzer.

## 2. S Kısmı

Ula mermerleri ile Karabörtlen şistlerinin güneyinde, iki yapı kısmının sertçe çarpıştıkları tektonik bir hudut yarığı mevcut olup buna Karabörtlen hudut yarığı ismi verilmiştir. Bu dik ekay tektoniği ile temayüz etmektedir. Bunun güneyinde bir yandan peridotit kitlesi, diğer yandan da muazzam mezozoik kalker profilleri esaslı tektonik yapı unsurları olarak birbirleriyle temas halindedir. Büyük peridotitik hareket kütlelerinin hudut yarıklarında daima tekrar kristallin taşlarla karışık olarak Karabörtlen şistleri mümasillerinin bulunuşu ve bu zonlarda metamorf olmayan mezozoik ekayların da yapıda bulunması bilhassa önemlidir. Peridotitlerin birçok kısmı adese kütleleri halinde makaslanmalar gösterir; bunlar çok defa mezozoik üzerine bindirilmiştir (10 km. ye kadar bindirmeler tesbit edilmiştir). Tektonik strüktürler, fazla yük olmadan, bir yerüstü tektoniği göstermektedir. Bu tektoniğin yaşı lutetien ilâ alt ile orta eosen arasındadır.

### Genç tektonik:

Bugünkü iltiva ve nap yapısı son zamanlarda muhtemelen orta plio-senden sonra, şollere ayrılmış ve kuzey Menderes kütlelerinden S'e doğru merdiven biçimli bir iniş vücade gelmiştir. Genç tektonik şiddetli olup eski tektonik bağlar birbirinden kopmuşu benzer. Sahil mıntakalarındaki genel tektonik hareketli durum Egeis'in son ilerlemesi ve bununla ilgili volkanizma ile münasebattar olabilir.

### Peridotitlerin Yaşı

İncelenen bölgenin peridotitleri daima radiolaritsilis fasiyesi ile ilgilidir. Bu vaziyet muvacehesinde silis ve radiolerler bakımdan zengin sedimanter fasiye-sin peridotitlerle jenetik bir bağılılığı bulunduđu neticesini çıkarmak gerekir.

Peridotitlerin petrografik bütünlüğü bunların teşekkülünün çok derin tesiri olmak gereken (orojen safhaları) bir tek büyük olayda vukubulduğunu gösterir.

Çok yaşlı rejijonal metamorf taşlar, spilitler ve işaret olunan kenar amfibolitleri daima peridotit kenarlarında bulunmaktadır. Mıntakanın mezozoik taşları daima peridotitlerle tektonik bağıllık halinde ise de, perm ile ilgileri pek yakındır. Üst karbonda spilit detritus'ları bulunmuştur.

SW Anadolu'da bazik (spilitler) ve ultrabazik (peridotitler) taşların yukarı çıkışı üst karbondan evvele ait olmak gerekir. Biz en muhtemel olarak orta devon ile üst karbon arasını zannediyoruz. Spilitli kırmızı hornştayn fasiyesinide mezozoik'ten önceye koyuyoruz. Spilitsiz mezozoik radiolaritleri submarin serbest bulunan peridotitler sathının üzerine gelmiş sedimanlar olarak düşünüyöruz; bunlar yarı pirolitik olaylar neticesi husule gelmiştir. Yukarıda vermiş olduğumuz yaşların Toroslar için rejijonal önem taşıdığını kabul ediyoruz.

---

# DEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DES RAUMES ZWISCHEN DATÇA-MUĞLA-DALAMAN ÇAY (SW-ANATOLIEN)

G. v. d. KAADEN (Ankara)-K. METZ (Graz)

## INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung

### I — Stratigraphie und Gesteinskunde; G. v. d. Kaaden-K. Metz

Allgemeine Übersicht des Gebietes.

1) *Die Bauglieder des nördlichen Abschnittes:*

- a) Schiefer von Karabörtlen u. untere Marmore (Marmore von Ula)  
Die bunten Gesteine von Çetibeliköy
- b) Die Marmore von Muğla (obere Marmore)
- c) Mesozoische Gesteine
- d) Kristalline Schiefer
- e) Das Perm des Göktepe bei Muğla

Anhang: Der südliche Kristallinrand der Menderesmasse im Profil zwischen Yatağan und Kavaklıdere.

2) *Die Bauglieder des südlichen Abschnittes:*

- a) Die Intrusiva:  
Die Peridotite  
Die Intrusiva in den Peridotiten  
Die Regionalmetamorphose der ultrabasischen Gesteine
- b) Vormesozoische Gesteine:  
Kristallin  
Die Spilite  
Die Glaukophanisierung
- c) Mesozoische Gesteine (einschliesslich Eozän)
- d) Jungtertiäre Sedimente

**II — Tektonischer Überblick; K. Metz***1) Der tektonische Bau des nördlichen Abschnittes:*

- a) Die Schuppenzone von Ula
- b) Die Massen unterhalb der Schuppenzone von Ula
- c) Die Marmore von Muğla
- d) Das Perm des Göktepe

*2) Der tektonische Bau des südlichen Abschnittes:*

- a) Die Grenzfrage bei Karabörtlen und ihre Fortsetzung nach Westen
- b) Das Gebiet von Çetibeliköy
- c) Die Fortsetzung der Schuppenzone nach Marmaris
- d) Das Profil der Berge westlich Marmaris u. d. Halbinsel v. Bayır
- e) Die Peridotite westlich Marmaris
- f) Der Westteil der Halbinsel Datça
- g) Der Raum östlich von Marmaris bis zum Köyceğiz Göl

*3) Junge Tektonik**4) Tektonischer Überblick**5) Die Frage des Alters der Peridotite u. d. Radiolarit Kieselfazies.*

---

**Literatur**

Anhang: Fotos und Mikrofotos (v. d. Kaaden)

Tafel I: Tektonische Profile (Metz)

Tafel II . Geol. Übersichtskarte 1:200.000 (v. d. KaadenMetz)

---

## ZUSAMMENFASSUNG

Das Gebiet zwischen Datça und Dalaman Ç. in Südwestanatolien wurde in den Jahren 1952 von VAN DER KAADEN, im Jahre 1953 von VAN DER KAADEN und K. METZ im Rahmen der geologischen Landesaufnahme der Türkei bearbeitet. Folgende Blätter der Karte 1:100.000 wurden kartiert: Marmaris 121/34, Fethiye 122/3 vollständig, Marmaris 121/2, Fethiye 122/1, 2, Aydın 104/4 teilweise. Profile und geologische Übersichtskarte liegen vor.

Die durchgeführten Beobachtungsserien ergaben, dass im umschriebenen Gebiet zunächst zwei tektonisch selbständige geologische Einheiten unterschieden werden können. Die beiden Einheiten werden als Nordabschnitt bzw. Südabschnitt bezeichnet.

### **I — Die Bauglieder des Nordabschnittes:**

Dieser baut sich aus metamorphen und halbmamorphen Gesteinen, es wurden folgende Serien unterschieden:

#### **a) Schiefer von Karabörtlen und Untere Marmore:**

Phyllitische Gesteine mit vereinzelt kalkigen Lagen, darin sedimentär eingeschaltet tonreiche Kalke. Übergänge zwischen den Schiefen und reinen Kalken wurden beobachtet. Die Kalke und die mit ihnen in faziellm Wechsel stehenden Schiefer werden für vermutliches Devon gehalten. Innerhalb der Schiefer finden sich bei Karabörtlen Einschaltungen von basischen Gesteinen, deren ursprüngliche Orthogesteinsnatur durch metamorphe Anpassung an die Schieferserie undeutlich gemacht wurde. Es sind amphibolitische Gesteine, die in phyllitische Typen übergehen.

#### **Die bunten Gesteine von Çetibeliköy:**

Halbphyllite bis phyllitische Schiefer, tuffogene Schiefer, Spilite, glaukophanisierete Spilite mit Einschaltungen bunter detritärer Kalkklingen. Diese Serie gehört mit den Schiefen von Karabörtlen zu einem einzigen stratigraphischen Komplex (wahrscheinlich Devon).

#### **b) Die Marmore von Muğla (Obere Marmore):**

Marmore, Bänderkalke, Z. T. mit Horn steinstreifen, Diese Gesteine entsprechen in ihrer Ausbildung den Unteren Marmoren. In den Marmor-

en von Muğla treten Diasporitlagerstätten auf. Im Liegenden finden sich an einer Stelle feinkörnige Graphitquarzschiefer (entsprechend alpinen Silurlyditen), vermutlich Silur?

### **c) Mesozoische Gesteine:**

Tektonisch auseinandergerissene Teilkörper von hellen, massigen bis grob gebankten Kalken, in Verbindung mit dunklen Platten kalken (Olonos-Pindos-Fazies). Kalke in der Fazies der sonst fossilführenden Eozänkalke, Kalke mit Peridotitstückchen. In hellen Kalken des Oyuklu D. wurden Korallen, u. z. dem Genus *Actinastrea* nahestehende Formen gefunden.

### **d) Kristaline Schiefer:**

Schiefrigquarzitische Serie, u.zw.: Quarzite, Phyllite und Chloritoid-schiefer, z. T. glaukophanführend. Mit Annäherung an die später zu beschreibenden serpentinierten Peridotite treten Amphibolite und Tremolitschiefer auf. die als metamorphe endogene Kontaktzone der Peridotite gedeutet werden. Diese Erscheinung ist regional weit verbreitet.

### **e) Das Perm des Göktepe:**

Schichtfolge: Quarzite, dunkle plattige Kalke, sandige Schiefer. Korallenfunde lassen auf oberes Unterperm schliessen. Die Schiefer sind im N bzw. NWBereich chloritoidteilweise auch disthenführend. Eine starke laminaire Durchbewegung ist fast überall zu beobachten.

Anhang: Südlicher Kristallinrand der Menderesmasse. Serie: Glimmerschiefer, Quarzite, Marmore. Die SchieferMarmorserie dürfte einem in die Menderesmasse einbezogenem Altpaläozoikum entsprechen.

## **II — Die Bauglieder des südlichen Abschnittes:**

Im Wesentlichen ungeheure Massen einförmiger Peridotite und mächtige Profile mesozoischer Kalke.

Die Intrusiva:

### **a) Die Peridotite:**

Mineralogisch einheitlich zusammengesetzte Gesteine, und zwar fast ausschliesslich Harzburgite. Zurücktretend: Dunite, Pyroxenite, Hornblende und Anorthosite.

Jünger als obige Gesteine aber mit den Peridotiten genetisch verbunden sind gangförmig auftretende Gesteine gabbroider bis dioritischer Zusammensetzung (U. d. M.: Gabbros, Uralitgabbros, Pyroxendiorite, Meladiorite, Diorite, Quarzdiorite, Diabasspessartite, Augititähnliche Gesteine). Die grossen Chromitvorkommen gehen zusammen mit grösseren Anhäufungen dieser gangförmig auftretenden Gesteine. Der Serpentinisierungsgrad der Ultrabasite ist i.a. gering, stärker nur in Zonen kräftiger Deformation. Die Serpentinisierung ist ein postmagmatischer und epigenetischer Vorgang, Autohydratation der Olivine und Pyroxene ist gering. In den Randzonen der Peridotite treten Tremolitisierungen auf, Anthophyllitschiefer finden sich. Der stoffliche und genetische Übergang zu Amphibolitgesteinen (endogene Kontaktzone des Peridotites) wurde bereits unter, d) erwähnt. Über Altersfrage und Interntektonik wird weiter unten berichtet.

### **b) Vormesozoisches kristallin:**

Schuppenzüge kristalliner Gesteine, an die Randzonen der Peridotite geknüpft. Es sind vor allem Glimmerschiefer, verschieferter Amphibolite, Linsen grobkristalliner Marmore, etwa in Epidotamphibolitfazies. In grosser Regelmässigkeit sind diesen Gesteinen Spilite und Glaukophangesteine eingeordnet. Die Spilite werden als albitisierte submarine diabasähnliche Ergüsse betrachtet, sie sind immer mit Radiolarithornsteinen verknüpft. Die Spilite sind hier wahrscheinlich älter als Oberkarbon und sind als Vorphase der nachfolgenden Peridotitintrusion zu betrachten. Jünger als diese sind Glaukophanisierung und Albitisierung dieser Gesteine. Peridotite und Spilite müssen scharf getrennt werden, eine Zusammenfassung als «Ophiolithe» wird abgelehnt.

### **c) Mesozoikum und Eozän:**

Mächtige Platten und Massenkalk Radiolarite, Dolomite sowie Gesteine mit Flyschcharakter in raschem Fazieswechsel. Nach Fossilfunden ist an der Schichtfolge mittlere Trias beteiligt Überschiebungsvorgänge scheinen stattgefunden zu haben. (Kreide über Eozän Kalk). Kreide und Eozän sind fossilbelegt. An verschiedenen Stellen wurden in Gesteinen dieser Serie aufgearbeitetes Grüngesteinsmaterial gefunden. Die Radiolarite sind hier in der Umgebung der Peridotite an die Plattenkalke gebunden. Spilite fehlen.

**d) Jungtertiär:**

Liegt transgressiv über den älteren Gesteinen. Fossilbelegt sind die Stufen Aquitan, Mittelmiozän, marines Miozän, UnterLevantin. Nagelfluhartige Konglomerate dürften dem Pliozän zugehören.

**Tektonik****I Nördlicher Abschnitt:**

Innerhalb des Nordabschnittes lassen sich eine Reihe tektonischer Einheiten herauslösen. Es sind:

**a) Die Schuppenzone von Ula:**

In dieser Zone sind stratigraphisch sehr verschiedene Bauglieder, inklusiv kleinerer Peridotitkörper, auf schmalem Raum zusammengedrängt, kräftig durchbewegt und stark verschuppt. Unterhalb der Schuppenzone von Ula liegt die mächtige Marmorgruppe von Ula, die Überschiebungszone liegt oft deutlich diskordant über der Marmorgruppe. Im Hangenden der Schuppenzone liegt die geschlossene Masse der Marmore von Muğla. Innerhalb der Schuppenzone treten mesozoische und eozäne Schiehtglieder auf, was das jungalpidische Alter der Überschiebung beweist. Die Überschiebung entspricht einem Oberflächennahen Vorgang, mit Zerbrechungstektonik.

**b) Schiefer von Karabörtlen:**

Einblick in die Massen unterhalb der Schuppenzone von Ula gewähren die Profile der Schiefer von Karabörtlen. Diese Schiefer zeigen scharfe Faltung in zersoherte Grossfalten, deren Achsen flach gegen NE einfallen, seltener flach gegen SW. Aeltere Faltungsrichtungen lassen sich ablesen. Jüngere Zerschneidungen erzeugen EW gerichtete Scherflächen.

**c) Die Marmore von Muğla:**

Sie entsprechen in ihrem Internbau weitgehend den Marmoren von Ula, die starke Verfaltung lässt sich jedoch nur an gelegentlich auftretenden Bändermarmoren ablesen.

**d) Das Perm des Göktepe:**

Die Gesteine zeigen auffallende Plättungstektonik. Eine junge Über-



schiebung der Schieferhülle des Menderesmassives über die flache Permantiklinale des Göktepe scheint eine alpidische Anteilnahme der kristallinen Gesteine der Menderesmasse am tauriden Bauplan zu beweisen. Die Kristallinität des Perm scheint alpidisch zu sein.

## **II — Südlicher Abschnitt:**

Südlich der Marmore von Ula und der Schiefer von Karabörtlen läuft eine tektonische Grenzstufe durch, an der die beiden Bauabschnitte hart aneinanderstossen, sie wurde als Grenzstufe von Karabörtlen bezeichnet. Sie ist durch steile Schuppentektonik charakterisiert.

Südlich dieser treten als wesentliche tektonische Baukörper die Peridotitmassen einerseits, mächtige mesozoische Kalkprofile andererseits miteinander in Verbindung. Besonders wichtig ist, dass in den Grenzstufen der grossen peridotitischen Bewegungskörper immer wieder Äquivalente der Schiefer von Karabörtlen in Mischung mit kristallinen Gesteinen auftreten, wobei in solchen Zonen auch mesozoische, nicht metamorphe Schuppen mit eingebaut sind. Grosse Anteile der Peridotite selbst zeigen eine Zerschering in Linsenkörper, sind verschiedenlich auf das Mesozoikum überschoben (Überschiebungen bis auf 10 km Weite nachgewiesen). Die tektonischen Strukturen zeigen eine Oberflächentektonik an, ohne grosse Überlastungen, Das Alter dieser Tektonik ist zwischen Lutet und Unterbis Mittelmiozän einzustufen.

Junge Tektonik: Der heutige Falten- und Deckenbau wurde in jüngster Zeit, wahrscheinlich nachmittelplozän in Schollen zerlegt, wobei es zu einem treppenförmigen Abfall von der nördlichen Menderesmasse gegen S kam. Die junge Bruchtektonik ist stark, sodass alte tektonische Zusammenhänge auseinandergerissen erscheinen. Die allgemeine tektonische Unruhe in den Küstengebieten dürfte im Zusammenhang mit dem jugendlichen Einbruch der Aegäis und dem damit verknüpften Vulkanismus stehen.

### **Zur Altersfrage der Peridotite**

Die Peridotite des untersuchten Gebietes sind räumlich stets mit Gesteinen der Kadiolarit-Kiesel-fazies in Verbindung. Mit grosser Wahrscheinlichkeit ist daraus eine genetische Abhängigkeit von kieseliger und

radiolarienreicher sedimentärer Fazies von den Peridotiten abzuleiten. Die petrographische Einheitlichkeit der Peridotite ergibt, dass sie einem einheitlichen Grossvorgang ihre Entstehung verdanken, der grosse Tiefen Wirkung gehabt haben muss (orogene Periode:)

Regionalmetamorphe Gesteine höheren Alters, Spilite und die erwähnten Randamphibolite treten stets an den Peridotiträndern auf. Die mesozoischen Gesteine des Gebietes stehen mit den Peridotiten stets in tektonischem Verband, weisen aber enge räumliche Beziehungen zum Perm auf. Im Oberkarbon wurde bereits Detritus von Spilliten gefunden, Das Aufdringen der basischen (Spilite) und ultrabasischen (Peridotite) Gesteine in SW Anatolien muss in die Zeit vor dem Oberkarbon gesetzt werden.

Die Verfasser halten die Zeit zwischen mittlerem Devon und Oberkarbon für am wahrscheinlichsten. Die rote Hornsteinfazies mit Spiliten wird für vormesozoisch gehalten. Die mesozoischen radiolarite ohne Spilite werden als Sediment über der submarin freiliegenden Oberfläche der Peridotite gebildet aufgefasst, gebildet auf Grund halmyrolitischer Vorgänge. Es wird angenommen, dass obige Alterseinstufungen für das Gebiet des Taurus regionale Bedeutung haben.

---

# STRATIGRAPHIE UND GESTEINSKUNDE

von

*G. v. d. KAADEN und K. METZ*

Die vorliegende Arbeit behandelt das Küstengebiet zwischen Muğla, der Halbinsel von Datça, Marmaris, bis zum Dalaman Çay. Das Gebiet wurde in den letzten beiden Jahren von VAN DER KAADEN und im Jahre 1953 gemeinsam mit dem Erstgenannten von METZ bearbeitet. Es ergaben sich hierbei über die bisherigen Erkenntnisse stratigraphischer, petrographischer und tektonischer Natur hinausgehend Serien von Beobachtungen, die es heute möglich erscheinen lassen, auch eine erste Übersicht über den Bauplan dieses Gebirgslandes geben zu können. Da die Aufnahmen im Rahmen der türkischen Landesaufnahme 1:100.000 erfolgt sind, ergibt sich die Notwendigkeit, rein Beobachtetes von Kombiniertem zu trennen, um eine solche Arbeit auch später nachfolgenden Bearbeitern noch wertvoll zu machen.

Da die Neubeobachtungen im Arbeitsgebiet noch keine in sich abgeschlossene Gebirgseinheit umfassen, kann eine tektonische Zusammenfassung Teil II erst nur als Versuch gewertet werden. Auch die stratigraphischen Kenntnisse sind infolge der bekannten Fossilarmut der mesozoischen Kalkmassen Anatoliens noch nicht weit genug gediehen um eine scharfe Gliederung durchführen zu können. Bis auf das Perm weisen auch die paläozoischen Sedimente zumeist infolge ihrer Metamorphose zu wenig Fossilien auf, um heute schon einen Überblick über die paläozoischen Sedimentationsbedingungen geben zu können.

Ein das Gesamtbild beherrschendes Problem stellen die gewaltigen Massen von Peridotiten im südlichen Teil des Arbeitsgebietes dar. Die ungeheure Fülle von Beobachtungsmaterialien, die in seiner Ohromerz Geologie von G. HIESSLEITNER zusammengetragen und ausgewertet wurde, versetzt uns in die glückliche Lage, das Problem dieser ultrabasischen Gesteine von neuen Seiten zu beleuchten, und diese Gesteine dynamisch in den Bau des Gebirges einzugliedern.

Die grosse Menge von Beobachtungen und Schlussfolgerungen, die für stratigraphische und tektonische Fragen in den Arbeiten von PHILIPPSON

vorliegen, ermöglichten damals zwar noch kein tragbares tektonisches Konzept, sie erwiesen sich jedoch nach der vorliegenden Bearbeitung als überraschend richtig und wertvoll, sodass sie im hier zu entwerfenden Bild zwanglos eingegliedert werden können.

Aus alledem ergibt sich sonach, dass die vorliegende Arbeit kein Abschluss sein kann. Ihre Aufgabe ist, neue Beobachtungsmaterialien zu vermitteln und den Versuch zu machen, stratigraphische und fazielle Erkenntnisse im griechischen Raum, die zuletzt von RENZ 1940 übersichtlich zusammengestellt worden waren, sinngemäss auf das anatolische Festland zu übertragen. Es ergibt sich, dass wir heute in der Lage sind, eine Gruppe tektonischer Leitlinien in dem kompliziert gebauten Gebiet herauszulösen und damit die Grundlagen für ein tektonisches Konzept vorzulegen. Der Zweck dieser tektonischen Übersicht ist, die gebirgsbaulichen Probleme möglichst scharf und konkret in den Vordergrund zu stellen und sie in Form von Arbeitshypothesen als Ausgangsbasis für weitere Arbeiten im südwestanatolischen Raum zu verwenden.

### **Allgemeine Übersicht des Gebietes**

Der südliche Teil des bereits umrissenen Arbeitsfeldes deckt sich mit dem von PHILIPPSON als «südkarisches Faltengebirge» benannten Gebirgszug, der im Norden von einer wesentlich aus Marmoren zusammengesetzten Masse im Raum von Muğla begrenzt wird. Diese Gruppe von Marmoren, von PHILIPPSON als Paläozoikum aufgefasst, wurde von diesem Autor als Halbarmor von Muğla dem äusseren Rahmen der MenderesMasse gleiches etzt.

Die in dieser Arbeit durchgeführte Zweiteilung des Gebietes beruht einerseits auf der strati graphischen Verschiedenheit der nördlichen Masse metamorpher und halbmetamorpher Gesteine gegenüber der im wesentlichen aus Peridotit und mesozoischen Kalkzügen aufgebauten Küstenlandschaft, Es zeigte sich jedoch auch, dass beide Gebiete voneinander durch eine tektonische Grenze von zweifellos tiefgreifender

Wirkung gegeneinander abgetrennt sind, sodass beiden Gebieten eine tektonische Selbständigkeit zugesprochen werden kann.

Im Folgenden wird der stratigraphische Aufbau der beiden Gebiete daher getrennt besprochen und erst nach der Diskussion der stratigraphischen Probleme in einem zweiten Teil auch die Tektonik einer näheren Behandlung unterzogen.

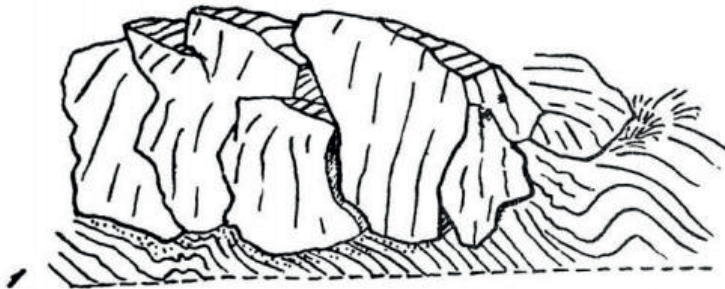
### **1 — Die Bauglieder des nördlichen Abschnitts** (Umgebung von Muğla und Ula bis Karabörtlen).

a) Die Schiefer von Karabörtlen und untere Marmore (= Marmore von Ula).

In dem Strassenprofil zwischen Ula (Armutçuk) und Karabörtlen ist eine mächtige Schiefergruppe ausgezeichnet aufgeschlossen. Es handelt sich um graue bis grünliche phyllitische Schiefer, denen auch vereinzelt violette kalkige Lagen beigemischt sind. Die Schiefer sind stark verfaultet, ihre Metamorphose wechselt von halbphyllitisch bis zum reinen Phyllit mit seidenglänzenden Serizithäuten. Trotz genauer Durchforschung des Gebietes gelang es nicht, aus mächtigeren Sandsteinen entstandene Quarzitbänke oder gröberklastische Gesteine aufzufinden. Die Mächtigkeit des Schichtpaketes ist infolge der Verfaltung und der zweifellos vorhandenen internen Verschuppung nur schwer anzugeben. Nach unserer Auffassung muss sie jedoch bei ungefähr 500 m liegen. Fossilien konnten in diesem Schieferkomplex nicht gefunden werden, da sowohl die mechanische Deformation, wie auch die Metamorphose dafür zu hoch ist.

An zahlreichen Fundstellen gelang der Nachweis, dass den Schiefnern sedimentär tonreiche Kalke eingeschaltet sind. Der tonige Anteil erscheint hierbei in Fasern oder in Form eines eigenartigen Netzwerkes, während dazwischen die Kalksubstanz knotig oder gänzlich unregelmässig gestaltet verteilt ist. Wie bei den Schiefnern selbst, ist der tonige Anteil grau bis grünlich, während der Karbonatanteil zumeist graublau erscheint. In diesen Kalken, die wir als detritäre Kalke bezeichneten, fanden sich auch grössere Schieferschollen in rein kalkigen Bänken, wobei aber ein allmählicher Übergang der im Querschnitt linsenförmig erscheinenden Schiefer bis zu reinen Kalken erfolgt.

Auffallend an diesem Sediment ist der Umstand, dass die gesamte Kalksubstanz zu Marmor umgewandelt ist, während der Zustand der Schiefer dem früher geschilderten Grad der Metamorphose entspricht.



*Sedimanlar mecruasından tektonik oicyle gözölmüş  
kalker adeseleri Karabörtlen yolu kuzeyi  
5 x 10 m.*

*Tektonisch aus dem Sedimentverband gelöste Kalk-  
schollen. Strasse nördl. Karabörtlen  
5 x 10 m.*

Şekil 1

Es ist der starken Durchbewegung des gesamten Gesteinskomplexes zuzuschreiben, dass die bis zu 30m Mächtigkeit anwachsenden Linsen der detritären Marmore oft aus ihrem Zusammenhang gelöst sind und nun durch Bewegungsflächen oft diskordant an ihrer schieferigen Umgebung abstossen.

Im unteren Strassenanteil erscheinen diese detritären Marmore in Schwärmen von grösseren und kleineren Linsen in die Schiefer eingeschaltet, während sie sich in der Fortsetzung gegen Osten (nördlich des Tales des Akçay) zu mächtigen Marmoren zusammenschliessen, welche grosse Bergrücken aufbauen können. Es ergibt sich sonach, dass diese Schiefer von Karabörtlen eine fazielle Vertretung anderwärts mächtig in Erscheinung tretender Marmore sind. Diese Marmore treten im Tal des Ak Çay des Namnam Çayf sowie in den Wänden, welche den Gökova Körfesi im Norden begrenzen, in Toller Mächtigkeit in Erscheinung. Die Marmore sind hier plattig entwickelt und enthalten häufig hornsteinartige Lagen und Knollen, die sehr stark an die Hornsteinplattenkalke des Mesozoikums im Süden erinnern. Ausserden plattigen Vertretern finden sich auch dicker gebankte, fast weisse, feinbis grobkristalline Marmore, hellgrau bis blaugebänderte Bändermarmore, dunkelblaue ziemlich feinkristalline Typen, die allerd-

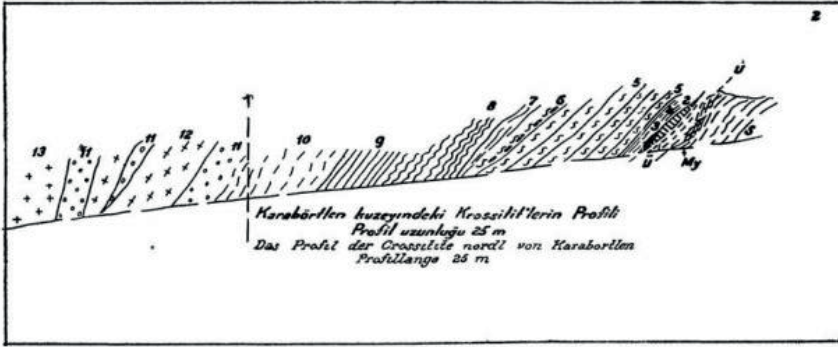
ings nur in geringer. Mächtigkeit den hellen Marmoren zwischengeschaltet sind. Die auffallende Ähnlichkeit der plattigen Marmore mit den Silex-Kalken verleitet zur Vermutung, dass man es hier mit einem metamorphen Äquivalent der mesozoischen Plattenkalke der Olonos-Pindos-Fazies zu tun habe. In diesem Falle müssen die mit den Marmoren in faziellem Wechsel stehenden phyllitischen Schiefer von Karabörtlen einer Flayschfazies entsprechen, der wir gleichenfalls im Süden begegnen können. Zur Klärung dieser Frage wurden die Profile mit äusserster Genauigkeit überprüft, doch zeigte sich immer gegenüber der Flyschfazies des südlichen Anteiles das Fehlen der Sandsteinbänke, mergeliger Einschaltungen, sowie das Fehlen klastischer, kalkiger Zwischenlagen im Übergang beider mesozoischer Fazies. Wir sind aus diesem Grunde von der Auffassung abgekommen, dass es sich der MarmorPhyllitfazies um eine Vertretung mesozoischer Gesteine handelt. Wir halten die Schiefer von Karabörtlen und die mit ihnen verbundenen Marmore für Paläozoikum und vermuten devonisches Alter. Letztere Vermutung geht auf regionale Erwägungen zurück, da sich immer wieder zeigt, dass Karbon unter den in mehreren Orten vorhandenen permischen Sedimenten fehlt, jedoch Devon verschiedenorts in Anatolien auch in schiefriger Fazies beschrieben wurde.

Die hier aufgeführten Marmore finden sich auch in dem Hochland bei Ula, wo sie von einer später zu besprechenden Schuppenzone mesozoischer Gesteine mit Peridotiten überlagert werden. Wir bezeichnen diese Marmore als die "Marmore von Ula".

Die streichende Fortsetzung der Schiefer führt über die Ebene von Gökova an den südlichen Küstensaum der Bucht von Gökova. In der Ebene von Gökova sind den Schiefen mehrfach detritäre Marmore, plattige Marmore mit Silexlagen und kalkphyllitische Gesteine zwischengeschaltet. An der Bucht von Gökova kommt gerade noch eine Antiklinale dieser Schiefer unter pliozäner Nagelfluhbedeckung zugate. In dem südlichen Saum der Ebene von Gökova an der Grenze zum Peridotitmassiv taucht diese Formation strörungsbegrenzt steil unter die Peridotite weg. Hier sind mächtige Radiolarite mit Manganerzkonzentrationen und ausserdem Glaukophanschiefer zwischengeschaltet.

Im Profil von Karabörtlen findet sich auf 450 m Höhe der Strassenrampe in den Schiefen eine Einschaltung metamorpher basischer Gesteine. Es handelt sich um ein rund 50 x 30m grosses Vorkommen, 200m nördlich von Çatmaca tepe, das einigermassen diskordant in die Schiefer eingeschaltet

ist. (siehe auch Text Fig, 5 ). Die begrenzenden Phyllite bis phyllitische Tonschiefer sind von bis 10 cm breiten Quarzadern durchzogen, die ihrerseits wieder zerbrochen sind. Mikroskopische Detailuntersuchungen ergaben, dass hier auf engstem Raum folgende Gesteinstypen zu unterscheiden sind:



Şekil 2

- Lejand: S — Karabörtlen şistleri  
S — Schiefer von Karabörtlen.
- Zeichenerklärung: My — Milonit  
My — Mylonit.  
U — Bindirme sathı (E 30S/45 SW).  
U — Überschiebungsfläche,  
1 — şisti amfibolit.  
1 — verschieferter Amfibolit.  
2 — İri kristalli mikalı mermer.  
2 — grobkristalliner Glimmermarmor,  
3 — Kuvars damarı  
3 — Quarzgang.  
4 — Ekaylanmış fillitler.  
4 — eingeschuppte Phyllite.  
5 — Mikaşistler, kısmen hornblendli  
5 — Glimmerschiefer, z. T. mit Hornblenden.  
6 — Aynı, Kuarslaşmış.



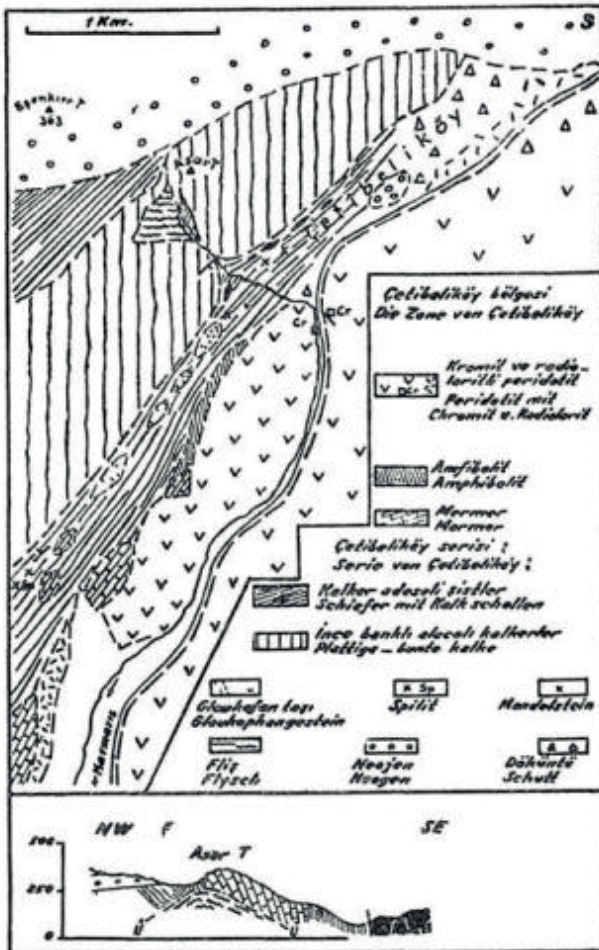
- 6 — desgl., verquarzt,
- 7 — Ekaylanmış fillitler.
- 7 — eingeschuppte Phyllite.
- 8 — İyice kıvrımlı albit-muskoviçistleri tavanda-hornblendli taşlara geçerler.
- 8 — Stark verfaltete Albit-Muskovitschiefer im hangenden in Hornblende führende Gesteine übergehend.
- 9 — Kuars-Klorit şistleri.
- 9 — Quarz-Chloritschiefer.
- 10 — Kompakt yeşil taşlar.
- 10 — Kompakte Grüngesteine.
- 11 — Albit-amfibolit
- 11 — Albit Amfibolit
- 12 — Krossitli amfibolit
- 12 — Amfibolit mit Crossitführung.
- 13 — Biotit'li kompakt albit krossitit
- 13 — Kompakter Biotitführender Orossitit.

Die schiefrigen Gesteine sind präkristallin deformiert, und sind feinkörnig. Nach Süden werden die Gesteine kompakter und mittel bis grobkörnig. Es sind AlbitAmfibolite, die mit allen Übergängen in Biotit führendem Albit-Orossitit enden. Der Crossit verdrängt den grünen Amfibol. Als Nebenbestandteile in diesen kompakten Gesteinen wurden Chlorit, Rutil, Titanit, Apatit, Magnetit, und ausserdem Jadeit-Acmit beobachtet. Der Jadeit-Acmit wird ebenfalls vom Grossit verdrängt. Diese Gesteine wurden postkristallin deformiert. Stoffwanderung und nachfolgende Metamorphose erzeugen das Bild eines Überganges von geschieferten metamorphen Gesteinen, die z. T. sicher aus Phylliten entstanden sind, bis zu reinen metamorphosierten basischen Orthogesteinen. Das diese Gesteine offenbar eine höhere Metamorphose erlitten haben als die umringenden Schiefer lässt sich folgenderraassen erklären.

1. Selektive Metamorphose der basischen Gesteine der quarzreichen chemisch indifferenten Phylliten gegenüber.

2. Örtliche Temperaturerhöhung während der wahrscheinlich syro-rogenetischen Intrusion bedingte eine Autometamorphose.

*Die bunten Gesteine von Çetibeliköy.*



Şekil 3

Westlich des Ortes Çetibeliköy nördlich Marmaris, liegt in einem ausgezeichnet erschlossenen Profil eine Gruppe von Gesteinen, deren bunte Mischung einer besonderen Fazies entspricht. Es sind halbphyllitische bis phyllitische Schiefer, in denen rote und grünliche Farben das normale

Grau übertönen, ferner, grüne taffogene Schiefer, Spilite, glaukophanisierte Spilite Mikrophoto 3. Überdies finden sich in beschränkten Lagen sedimentäre Einschaltungen bunter (grünlich, rötlich), detritärer Kalklinsen, die sich in mehreren Fällen als grobkonglomeratische Kalkrundlinge erwiesen, die im Schiefer eingepackt sind. Hier finden siech auch verschieferte Kalke mit knotigen und linsigen, weissen marmorisierten Komponenten, ferner Kalkbrekzien in Schiefen, wobei marmorisierte Kalke als eckige oder runde Trümmer bis 1 m Länge in grünen Schiefen liegen.

Etwas höher im Gehänge liegen die bunten Schiefer in nur schwacher Metamorphose als Zwischenlagen zwischen gefalteten bunten Kalken von schwacher Kristallinität, wobei den Platten eine Mächtigkeit von 3-5 m zukommt. Die bunten Kalke gehen vielfach im Streichen in gröberkristalline Knollenkalke über. Die Zusammengehörigkeit dieser gesamten Schichtfolge zu einem einzigen stratigraphischen Komplex steht ausser jedem Zweifel.

Das hier geschilderte Profil zeigt nun in seiner Fortsetzung gegen Westen über einen kleinen Sattel hinweg direkte und unlösbare Verbindung mit den grauen halbphyllitischen Schiefen von Karabörtlen, die mit Sicherheit in diese Gegend von Nordosten her streichen.

Wir haben uns nach genauer Überprüfung der vorhandenen Aufschlüsse für eine Verbindung beider Typen zu einem einzigen stratigraphischen Komplex entschlossen, zumal an mehreren anderen Stellen des Arbeitsgebietes ähnliche bunte Gesteine im Verband mit den phyllitischen Schiefen von Karabörtlen auftreten, Massgeblich für die Auffassung gleicher stratigraphischer Stellung war uns ferner die gleiche Art der Durchbewegung und Metamorphose, welche an sich in diesem Gebiete für die Serie von Karabörtlen charakteristisch ist.

Die hier geschilderte Gesteinsgruppe liegt nun tektonisch über sicherem Flysch? sodass ein unmittelbarer Vergleich beider Gesteinsgruppen die starke lithologische Verschiedenheit besonders betont. Wir kamen daher auch in diesem Falle zum Schlüsse, dass es sich hier um eine ältere Gesteinsgruppe handeln müsste. Siehe Profil 1. Textfig 3.

Die bunten Gesteine von Çetibeliköy werden auch angetroffen im

Antiklinalkern der Halbinsel Datça, westlich Datça. Auch hier finden wir eine auffallend gleich zusammengesetzte Schieferserie mit Spiliten, grünen tuffogenen Schiefen und sogar örtlich Chlorit-Aktinolith-Schiefer. Auch hier fehlen die beschriebenen detritären Kalklinsen nicht.

PHILIPPSON beschrieb 1915 (V, p. 52 und an mehreren Stellen) eine auffallend gleich zusammengesetzte Schieferserie aus der Gegend zwischen Bodrum und Milas unter dem Namen «Karova-Serie». Er hielt diese Gesteine ebenfalls für älter und will sie in das Jung-Paläozoikum einreihen. Die Auffassung von Unterkarbon beruht darauf, dass PLIENINGER (Zeitschr. Deutsche Geol. Ges. 1905) von der Insel Kos aus einer Schieferserie mit Kalken eine von FRECH bestimmte *Hallia cylindrica* anführt. 1910 gibt RENZ von der Insel Amorgos eine ähnliche Schilderung. Wir möchten jedoch einer Gleichsetzung der Vorkommen von Kos und Amorgos mit unserer Schieferserie von Çetibeliköy zunächst lieber vorsichtig gegenüberstehen, da sich weder bei PLIENINGER noch bei RENZ eine derart prägnante Schilderung dieser leicht typisierbare Serie findet, während die Beschreibung von PHILIPPSON in allen Einzelheiten auf die hier geschilderte Gesteinsgruppe passt.

Wenn wir diese Gesteinsgruppe mit den Schiefen von Karabörtlen und damit den Marmoren von Ula gleichsetzen, müssen wir sie so wie diese als wahrscheinliches Devon ansehen.

Wie die tektonische Beschreibung zeigen wird, wird diese Auffassung höheren Alters auch durch die Verbindung unserer Gesteinsgruppen mit kristallinen Schiefen gestützt, während sie gegen das Mesozoikum, wie auch gegen die Peridotite durch erstrangige tektonische Bewegungsflächen getrennt sind. Die häufige Verbindung sowohl der Schiefen von Karabörtlen, wie auch der Serie von Çetibeliköy mit roten Kieselgesteinen (Radiolarit-Hornsteinen) wird in einem eigenen Absatz zur Besprechung gelangen.

#### *b) Die Marmore von Muğla (obere Marmore).*

Im Hangenden der Marmore von Ula, von diesen aber durch eine später zu beschreibende Schieferzone getrennt, liegen rundum die Ova von Muğla - Photo 2 - mächtige Marmore ähnlicher Entwicklung.

Es lassen sich in ihrem äusseren Habitus keine tiefgreifenden Unterschiede gegenüber den unteren Marmoren feststellen. Auch ihnen sind die örtlich stark auftretenden Hornsteinstreifen nicht fremd. Wir finden ferner neben hellgrauen Marmoren dunkle Bänderkalke und dunkelgraue, dünnegeplattete, feinkristalline Kalke. Sehr schön lässt sich die Entwicklung dieser Serie an den Aufschlüssen der Strasse zwischen Ula und Muğla studieren.

Diese Marmore von Muğla zeigen vereinzelt hier auch eine Bänderung, welche ein Urteil über eine sehr heftige Durchbewegung und Einzelverfaltung erlaubt. Diese Bänderung steht mit den heutigen äusseren tektonischen Grenzen der Marmorkörper nicht im Einklang. Tektonisch liegt diese Gruppe ziemlich flach über der bereits genannten Schuppenzone von Ula, wobei infolge der heftigen internen Tektonik nicht selten auch sehr steile Lagerung beobachtet werden kann. Besonders vermerkt muss werden, dass in dieser Gruppe der Marmore zahlreiche Diasporitlagerstätten auftreten, die in der unteren Gruppe von Ula bisher nicht nachzuweisen waren.

PHILIPPSON nannte diese Marmorgruppe die «Halbmarmore von Muğla», hat jedoch ohne jeden Zweifel auch noch andere Gesteinsgruppen, die wir heute tektonisch abtrennen müssen, in seine Gruppe mit einbezogen.

Am Westausgang der Stadt Muğla liegen im Gehänge über der Strasse anscheinend im Liegenden dieser Marmore schief rigge phyllitische Gesteine, die in unseren Arbeitsgebiet nur an dieser einen Stelle aufgefunden wurden. Es handelt sich um dunkelgraue oder schwärzliche Phyllite, in welchen sich Bänder schwarzer, äusserst feinkörniger Graphit Quarz Schiefer befinden, die in den Alpen ohne Bedenken als silurische Lydite betrachtet werden würden. Ganz entsprechend dieser alpinen Silurfazies finden wir in diesen Schiefen auch Schwefelablühungen, Limonitverwitterungen, sodass an einem primären Pyritgehalt dieser Gesteine nicht zu zweifeln ist.

Aehnliche Schiefer hat PHILIPPSON (z. B. V, p.35) im Zusammenhang mit den Marmoren beschrieben. Auch er betrachtet sie auf Grund seiner Bereisungen des Baumes zwischen Muğla und Milas als zu seinen Halbmarmoren gehörig, und reiht sie in das Paläozoikum ein. Die Frage

des Alters ist für uns zunächst nicht endgültig lösbar, doch vermuten wir in diesen Schiefen allenfalls Silur. Eine endgültige Klärung kann erst im Zuge einer Neubearbeitung des Raumes zwischen Bodrum, Milas und Muğla erzielt werden. Diese Neubearbeitung wird auch mit Hinsicht auf die früher angeschnittene Frage der Serie von Çetibeliköy und der später zu erörternden Frage der Schuppenzone von Ula wichtig. Vor dieser Neubearbeitung ist auch an eine endgültige Klärung der Beziehung der anatolischen Faltungszonen zu den ägäischen und griechischen Gebirgen nicht zu denken.

Die Marmore von Muğla haben eine geschätzte Mächtigkeit von 400 bis 500m und lassen durch das Fehlen wesentlicher Unterschiede gegenüber den Marmoren von Ula die Vermutung zu, dass sie mit diesen stratigraphisch mindestens zum Teil identisch sind.

### *c) Mesozoische Gesteine des Nordabschnittes.*

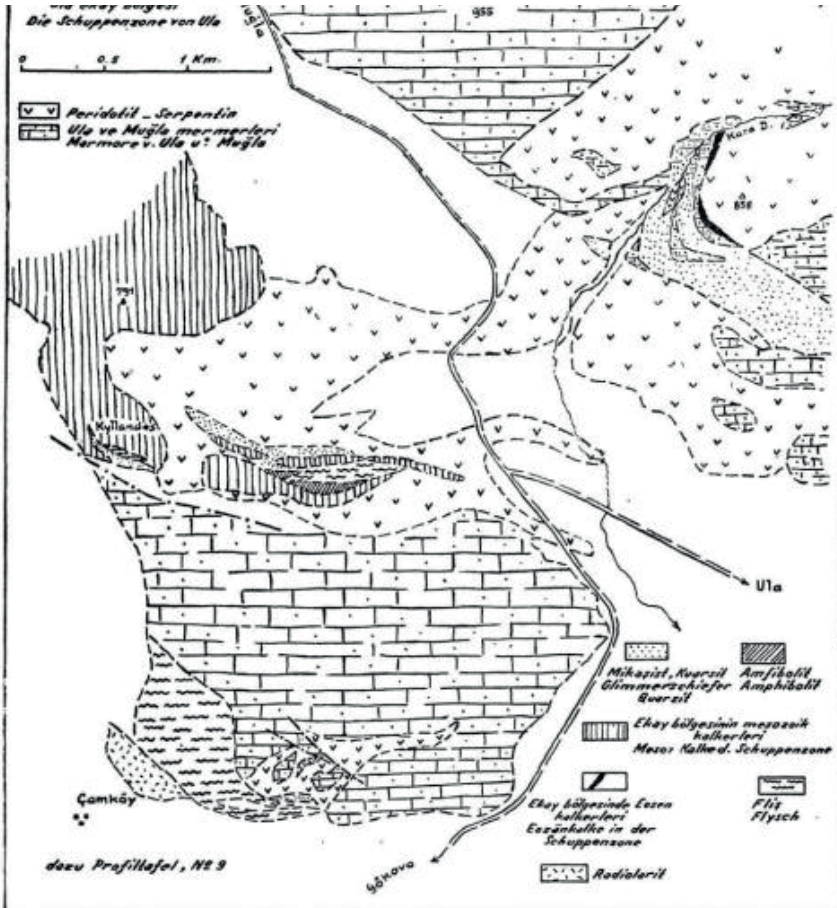
Mesozoischen Gesteine treten im Rahmen des Nordabschnittes vorwiegend in der Schuppenzone von Ula auf, in der sie als verschürfte und tektonisch auseinandergerissene Teilkörper vorliegen. Wir fanden folgende Gesteinstypen: helle, massige bis grobgebankte fossilere Kalke der Felsengräber von Kyilandos westlich Ula. Sie stehen in Verbindung mit dunklen Plättenkalken, welche zum Teil auch helle Hornsteinstreifen führen (Olonos-Pindos-Fazies, siehe später), mit grauen bis hellgrünlichen Mergelkalken, sowie mit eindeutigen Flyschgesteinen.

Bei Çamköy und nördlich der Strasse im Ausgang des Karadere liegt gleichfalls ein ziemlich ausgedehntes, an Sandsteinen und roten Hornsteinen reiches Flyschprofil vor. In den Höhen über dem Karadere nördlich der Verbindungsstrasse von Ula nach Muğla fanden sich überdies im Zusammenhang mit Peridotiten und kristallinen Schiefen ausgedehnte Kalkschollen, deren Fazies den sonst fossilführenden Eozänkalken entspricht (graue und rötliche Kalke mit Peridotitstückchen, kalk-in-Kalk-Konglomerate).

Die mesozoische Kalkfazies von Kyilandos setzt sich in wachsender Mächtigkeit gegen Westen fort, wo sie auch von PHILIPPSON vermerkt wird. In den mesozoischen Kalkmassen des Raumes von Bodrum fand PHILIPPSON in dunklen, schwarzen, dolomitischen Kalken fragliche



Diploporen (v, p. 48). Leider geht aus den Beschreibungen PHILIPPSON's die von uns bei Ula sehr eindeutig feststellbare tektonische Position zwischen den beiden Marmorkörpern nicht hervor. Ausserhalb der Schuppenzone von Ula ist hier der schon erwähnte Flysch von Çetibeliköy anzuführen. Mesozoische Kalkfetzen liegen auch in der wahrscheinlichen Fortsetzung der Schuppenzone von Ula gegen Ostnordost, nördlich von Ula auf den Höhen zwischen dem Karadere und AbdullahPinar.



Şekil 4

*Das Kalkprofil des Oyuklu Dağ (nordöstlich Muğla), Photo 1.*

Im Hangenden der Marmore von Muğla tritt in der Kammregion des Oyuklu Dağ nordwärts bis zum Punkt 1874 südlich des Göktepe

(Karte 1:200.000) eine Gruppe von Kalken auf, die bereits in ihren äusseren Verwitterungserscheinungen und in ihrer Färbung einen gewissen Unterschied zu den Marmoren zeigen.

Im Oyuklu Dağ sind es gelbe, graue und bläuliche Kalke, zum Teil dolomitisch, zum Teil regelmässig gebankt Mergelige Einschaltungen sind selten, dagegen treten dünnplattige, zum Teil auch schwarze Typen nicht selten auf. Im Oyuklu Dağ gelang es, in einer der liegenden Gesteinsbänke nicht weit über den Marmoren, in einem hellen, dichten, massigen Kalk mit eigenartig verschwimmenden grauen Flecken einige Korallen zu finden. Die von H. FLÜGEL durchgeführte Bearbeitung zeigt, dass es sich bei dem bestimmaren Stück um eine Hexakoralle und zwar um eine dem Genus *Actinastrea*, (vermutlich dem Formenkreis *Actinastrea ramosa* SOW *Actinastrea subreticulata* HACKEN M.) zugehörige Form handelt. Diese Form deutet auf höchstes Mesozoikum. Vom faziellen Standpunkt ist gegen diese Alterseinstellung im Vergleich mit den Kreidekalken des südlichen Abschnittes kein Bedenken zu erheben, sodass der Kalkzug des Oyuklu Dağ von den Marmoren von Muğla sicher abzutrennen ist. Für diese Trennung spricht auch der scharfe Sprung der Metamorphose, die in den mesozoischen Profilen entweder nur äusserst gering ist oder überhaupt fehlt.

Den Aufschlüssen im Oyuklu Dağ entsprechend scheint die Kreidekalkserie direkt über den Marmoren abgelagert zu sein.

Im nördlichen Anteil dieser Kalkserie, im Nordabfall des Gök-tepe, treten im Zusammenhang mit diesen grauen Kalken auch gelbe, mergelige Typen auf, deren Fazies schon ohne Kenntnis der Fossilien den Verdacht auf oberes Mesozoikum im Gelände erweckte.

*d) Kristalline Schiefer* (Siehe auch Textfig. 4).

In der Schuppen zone von Ula liegen ausser den schon geschilderten mesozoischen Gesteinen und tektonisch ausserordentlich stark durchgearbeiteten serpentinierten PyroxenPeridotiten (Harzburgit)-Mikrophoto 5-kristalline Schiefer und bei Kyllandos ausserdem glaukophanisierte Quarzite vor.

*Glaukophanisierter Quarzit.*

Das fettglänzende blaue Gestein besteht aus stark mylonitisiertem, stark undulös auslöschendem Quarz. Das Gestein verdankt



seine Blaufärbung ausserst feinen Giakophannaedelehen, die mit dem Quarz verwachsen sind. Die Nadelchen sind manchmal radialstrahlig angeordnet und haben dann im Zentrum einen Epidotkern. Als Neubildung hat sich postdynamometamorph idioblastisch verzwillingter Albit gebildet.

Es handelt sich um Quarzite, Phyllite, und, in dem oberen Karadere ausserdem Chloritoidschiefer, Mikroskopische Untersuchungen ergaben, dass in diesem Chloritoidschiefer die Mengen an Sericit, Quarz und Chloritoid stark schwanken. Es gibt Sericit-Quarz-Chloritoidschiefer mit allen Übergängen nach Chloritoidführendem Sericit-Quarzschiefer. Als Nebenbestandteile treten in diesen Schiefen Calcit, Chlorit, graphitische Substanz und neugebildeter lymonitisierter Siderit auf. Der Chloritoid ist manchmal farbenartig angeordnet und von graphitischer Substanz dunkel pigmentiert. Manchmal ist er auch porphyroblastisch. Die Grosse schwankt zwischen 1-3 mm. Vereinzelt treten auch Lagen von Muskovit Quarzschiefer im Übergang zu den Quarziten auf. Die Quarzite sind entweder einförmiggrau, mittelkörnig, oder es handelt sich um Muskovit arme, gebänderte Quarzite. Westlich Dambaşıtepe fanden wir in den Quarziten bis 8 cm lange, postkristallin deformierte Garben von Anthophyllit an mehreren Stellen. Mikroskopische Untersuchungen ergaben Anthophyllit mit 20-30 % mol. Fe. In einzelnen Lagen kommen im äusseren Karadere (nördlich der von Ula gegen Westen führenden Strasse), sowie auch auf den Höhen nördlich Ula Konglomeratquarzite vor. Diese führen bis faustgrosse, sehr locker gepackte Quarzgerölle.

Inwieweit die im äusseren Karadere auftretenden Marmore im Verband mit sicher mesozoischen Kalken dem Kristallin zuzurechnen sind, oder ob es sich um abgesplitterte Anteile der Marmore von Ula und Muğla handelt, kann zunächst nicht entschieden werden. Die schieferig quarzitisches Serie unterscheidet sich von der Schieferzone von Karabörtlen, vor allem in seinem Chloritoidgehalt, und muss einem anderen stratigraphischen Horizont angegliedert werden. Derselbe Eindruck ergibt sich auch aus dem nun zu beschreibenden Kristallinstreifen bei Karabörtlen im Tale des Ak Çay und Namnam Çay (Biçki Tepe).



Als untergeordnete Mineralien in den Amphiboliten treten ausserdem Biotit, Zoisit-Epidot, Albit, Glaukophan, Titanit, Magnetit und Apatit auf. Die Hornblende ist in den quarzreichen Gliedern von einer blaugrünen Farbe. In den reinen Amphiboliten ist die Farbe grasgrün. In den quarzreichen Gliedern ist zu beobachten, dass der Glaukophan die blaugrüne Hornblende verdrängt. Je weiter man sich von den Peridotitmassen entfernt, umso ausgesprochener ist die präkristalline Verschieferung zu beobachten, während in der Nähe des Peridotits die Amphibolite kaum verschiefert sind. Örtlich in der Gegend von Deli Hussein Dere wurde noch Fuchsit in Muskovit-Epidot-Quarz-Plagioklas -Schiefer beobachtet.

Die randliche Verknüpfung der Amphibolite mit den Peridotitmassen ist regional weit verbreitet, wurde u. a. von HIESSLEITNER des öfteren erwähnt und ist auch aus dem Ural bekannt. Gegen eine Deutung der Amphibolite als tektonisch mitgeschleppte Schollen von altkristallinen Teilen des Untergrundes spricht erstens die stoffliche Verknüpfung mit den Peridotitmassen, zweitens die auffallend einförmige regionale Verbreitung dieser Erscheinung.

Wir wollen auch nicht endgültig entscheiden, ob die in dieser Zone auftretenden Quarzite und Glimmerschiefer als mitgeschürfte tektonische Schollen des Untergrundes oder als Produkte alten Peridotitkontaktes zu werten sind.

Die Amphibolite und Tremolitschiefer bilden zweifelsohne die metamorphosierte endogene Kontaktzone des Peridotites. Es ist eine bekannte Tatsache, die wir persönlich an Hand von mehreren Dünnschliffen aus diesem Gebiet beweisen können, dass ein Peridotit in einen reinen Tremolitfels umgewandelt werden kann. Dass nur manchmal Fetzen dieser Randamfibolite erhalten geblieben sind, ist eine Folge der späteren tektonischen Überbearbeitung,

Wir sehen hier also präkristalline Verschieferung der alten Sedimente wie auch nachkristalline Zerkleinerung und Laminierung. Der Unterschied in der Metamorphose zwischen der Schieferserie und den kristallinen Schiefen von Karabörtlen lässt sich ebenso erklären wie beim Crossitvorkommen, das zuvor besprochen wurde nur hier in grossem Stil. Da es sich hier im Gegensatz zu dem kleinen Crossitvorkommen um gewaltige Peridotitmassen handelt, ist es deutlich, dass besonders die

Aufschiebungszone der bereits stark abgekühlten zähflüssigen aufdringenden ultrabasischen Massen von der Dynamometamorphose betroffen wurden, da hier am ehesten Angriffsflächen gegeben waren.

Im Peridotitmassiv selbst konnten die auftretenden Spannungen durch Serpentinisierungsvorgänge und Bewegungen in dieser Serpentinisierungszone neutralisiert werden, ohne dass es zur Tremolitbildung oder zur Amphibolitisierung kam. Wir sehen also eine verhältnismässig schmale Zone von Amphiboliten und Mischgesteinen, die Umrahmung der Peridotitmassen gegen den Schiefer verfolgen. Wir konnten diese Randamfibolite an mehreren Stellen im Kontakt mit den Schiefen feststellen u, a, am Fussweg zwischen Ferek und der Ebene von Gökova, südlich Çetibeliköy, auf der Pashöhe nördlich von Marmaris, usw. Auf Grund des Vorhergesagten gäbe es Anhaltspunkte dafür, dass die Peridotite in die Schieferserie von Karabörtlen eingedrungen sind *Das würde heissen, dass die Peridotite jünger sind als die Schieferserie von Karabörtlen.* Einzelne im Calçay vorkommende grobkristalline Marmorbänder und grössere Marmorfelsen bei Biçkitepe und die SW-NE streichenden Marmorfelsen bei Kızılyaka halten wir für der Serie von Karabörtlen zugehörig. Ebenfalls die Marmorklötze bei Gelibolu köprü auf dem Weg nach Marmaris und den Altin sivrisi Tepe, wo u. a. Anthophyllitschiefer auftreten-Mikrophoto 4-.

Ob eine mehrere Meter lange Serpentinlinse in Amphibolit und Glimmerschiefer knapp südlich der Grenze der Schieferzone von Karabörtlen der Kristallinschiefer primär zugehörig ist, oder ob es sich um eine in junger Zeit eingeschuppte Linse aus der südlichen Masse der Peridotite handelt, last sich nicht gewiss entscheiden. Es sprechen jedoch die bei der Tektonik zu behandelnden Verhältnisse des südlichen Abschnittes eher für letztere Deutung.

e) Das Perm des Göktepe bei Muğla, (siehe Textfig. 8). Die gesonderte Stellung dieses Perms im Verband der übrigen Gesteine, sowie die unmittelbare Nachbarschaft zum nördlich anschliessenden Kristallin der Menderes-Masse veranlasst uns zu einer gesonderten Besprechung-Versteinerungen, die Jungpaläozoikum zugezählt wurden, waren aus diesem Gebiet schon PHILIPPSON bekannt und wurden auch in späteren Veröffentlichungen (z. B. T. S. ÖNAY) erwähnt. Es konnte

jedoch bei unserer Bereisung festgestellt werden, dass das Profil dieses Perms eine wesentlich grössere Ausdehnung hat als dies bisher bekannt war und dass man mit einer Mächtigkeit bis zu 600 m rechnen muss. Im tektonischen Abschnitt wird die eigentümliche und vorläufig noch nicht endgültig zu erklärende Stellung dieses Perms näher behandelt.

Die Schichtfolge besteht aus grauen dichten Quarziten, schwarzen bis blauen plattigen Kalken und dunkel bis bräunlich verwitterndem Chloritoidschiefer. Fossilien wurden nur in den Kalken an verschiedenen Stellen und Horizonten des Profiles gefunden. Der Erhaltungszustand der Fossilien lässt infolge der starken Durchbewegung der Kalke zu wünschen übrig. Es konnten jedoch von H. FLÜGEL Graz, folgende Korallen bestimmt werden:

*Stylidophyllum volzi* (YABE-HAYASAKA 1911).

*Heritschia cf. parachihsiaensis* (HUANG 1932).

Diese Formen lassen auf oberes Unterperm schliessen.

Von der Fazies des Perms im Kilikischen Taurus unterscheidet sich dieses Profil durch die auffallende Vormacht quarzitischer Gesteine (bis 45% der Mächtigkeit). Die im allgemeinen nur wenige Meter mächtigen Kalkbänke, welche dazwischengeschaltet sind, erreichen in ihrer Gesamtmächtigkeit nicht mehr als 35 % des Gesamtprofils. Die Schiefer treten z. Teil in fazielltem Wechsel zu den Quarziten, immer aber nur in geringer Mächtigkeit sporadisch auf. Daraus ergibt sich ein beträchtlicher Faziesunterschied zum Perm des Ala Dağ im Kilikischen Taurus, in welchem die Kalke eine absolute Vormacht vor den geringermächtigen Quarziten haben.

Besonders im nördlichen und nordwestlichen Abschnitt des Perms zeigt sich eine Metamorphose. Die Schiefer, die zwischen die jetzt feinkristallin gewordenen Kalke eingeschaltet sind, sind ebenso wie das

Kristallin nördlich der Schuppenzone von Ula in Chloritoidschiefer umgewandelt. Es sind zu unterscheiden: graphitische Chloritoidschiefer, Sericit-Chlorit-Chloritoidschiefer und Sericit-Quarz-Chloritoidschiefer.

Ausserdem Chloritoid-Muskovitschiefer und Muskovit-Quarz-Calcit-Schiefer. Der Chloritoid zeigt im Dünnschliff manchmal büschelförmige Verwachsungen von leistenförmigem, bis 2 mm grossem Chlori-

toit (öttrelit)-manchmal bis 3 mm grosse Porphyroblasten-in einem von graphitischer Substanz dunkel pigmentierten Grundgewebe. Auch der Chloritoid ist durch Graphit öfters dunkel pigmentiert. Polisynthetische Verwachsungen nach (001) sind sehr allgemein. Pleochroismus ist schwankend, wenn gefärbt X= blaugrün, Y= blau, Z= gelbgrün bis farblos.

Es sei nebenbei bemerkt, dass den Öttrelitschiefern eine regionale Bedeutung zukommt. Sie sind bekannt von der Halbinsel Chalcidice (Griechenland) und von den Agäischen Inseln Naxos, Syra und Samos. Ausserdem aus der Gegend von Denizli aus von Dr. NEBERT und Dr. HOLZER gegebenem und von Dr. VAN DER KAADEN untersuchtem Material. Im NW beim Aufschiebungskontakt wird die Metamorphose höher und es treten neben Chloritoid-Epidot-Quarz-Schiefern und graphitischen Aktinolith-führenden Quarz-Chlorit-Schiefern Sericit-führende Quarz-Disthen-Garbenschiefer, Sericit-Disthen Schiefer auf und die Chloritoidschiefer werden selten.

Der Disthen ist garbenförmig angeordnet und ist ebenfalls von graphitischer Substanz dunkel pigmentiert. Er wurde postkristallin deformiert. An einigen Stellen erreichen die Disthenidioblasten bis 3 cm. Grösse. Er enthält zahlreiche poikiloblastisch eingeschlossene Rutilnadelchen und etwas Turmalin. Der Disthen ist bläulich, im Dünnschliff aber fast farblos. Federowmessungen ergaben— $2V=82^\circ$ . Typisch sind die Querabsonderungen. Örtlich wird der Disthen von Sericit verdrängt. Sowohl in den Chloritoidschiefern, wie Disthenschiefern tritt als fast ständiger Nebenbestandteil limonitisierter Siderit auf. Er wurde von der postkristallinen Deformation nicht mehr berührt.

Diese Metamorphose verschwindet im Gipfelgebiet des Göktepe, sowie im gesamten südwestlichen Anteil des untersuchten Vorkommens. Auffallend ist, dass eine starke laminare Durchbewegung fast überall zu bemerken ist, ohne dass es jedoch zu stärkeren Faltenbildungen gekommen wäre. Auch diese Durchbewegung ist im Nordanteil stärker.

Auf die hier vorliegende Metamorphose und die mechanische Beanspruchung ist es zurückzuführen, dass die Fossilien (Korallen, Fusulinen, Algen) im Nordteil nicht mehr bestimmbar sind, doch konnten deutlich Spuren ehemals reicher Fossilführung auf dem Nordkamm des Göktepe bis etwa 1200 m., d.h. bis zur Überdeckung der älteren Gesteine durch jugendliche Lockermassen festgestellt werden.

**Anhang:**

Der südliche Kristallinrand der Menderemasse im Profil zwischen Yatagan und Kavaklıdere.

Das hier vorliegende Profil ist reich an Glimmerschiefern mit und ohne Granat, mit Muskovit, seltener auch Biotit, an grauen, dickgebankten Quarziten und Marmoren. Diese Marmore sind in beträchtlicher, bis über 100 m anschwellender Mächtigkeit zu beobachten und bilden mehr als 60% der Gesamtmächtigkeit des Profils. Es handelt sich um blauweisgebanderte Marmore, weisse, grobkristalline oder feinsplattige, dunkelblaue, feinkristalline Marmore. Im Zusammenhang mit einer Serie graphitischer Sericit-Quarz Schiefer mit Lymonithaeuten treten auch feinkristalline, schwarze Marmorbaender auf, deren s-Flächen Glimmerbelag und Ghloritoid sowie Lymonitkrusten aufweisen. Vereinzelt Sideritnester sind in den Randpartien dieser Marmore nicht selten. Die letztgenannte pigmentreiche Schiefer-Marmor-Serie sticht stark von den übrigen Gesteinen ab und zeigt eine besonders starke Falten tektonik (B-Tektonite). Wir halten es für sehr wahrscheinlich, dass die letztere Serie einem in die Menderesmasse einbezogenen Altpalozoikum angehört.

**II Die Bauglieder des südlichen Abschnittes:**

Im Gegensatz zum eben beschriebenen Nordabschnitt ist der südliche Abschnitt, der sich mit dem von PHILIPPSON als «südkarisches Faltengebirge» beschriebenen Streifen deckt, durch eine ungeheure Masse mächtiger einförmiger Peridotite charakterisiert. Zu diesen Peridotiten kommen mächtige Profile kalkiger mesozoischer Gesteine dazu. Letztere ergeben zusammen mit den Peridotiten die wesentliche Baucharakteristika des Küstenabschnittes.

Gegenüber diesen beiden Baugliedern treten an Masse vormesozoische metamorphe Gesteine weit zurück, sie spielen jedoch eine bedeutende Rolle für die Erkenntnis der Genesis der Peridotite einerseits, sowie für die Entwicklung des in mehreren zeitlich hintereinanderliegenden Bauphasen entstandenen Gebirgsbaues.

a) Die Intrusiva.

Die Peridotite.



Das unvermittelte Auftreten von Massen von Peridotiten entlang einer tektonischen Grenze erlaubt, es, in diesem südlichen Abschnitt geradezu von einer Peridotitflut zu sprechen. Die petrographischen Untersuchungen zeigen, dass es sich in dem ganzen hier besprochenen Abschnitt von Westen (Abschnitt von Datça) bis Osten (Gegend von Fethiye) um mineralogisch weitgehend einheitlich zusammengesetzte Massen handelt. Die Mächtigkeit dieser ultrabasischen Masse ist mindestens 1,5 Km. Das Profil des Büyük Balan Dağ (+ 999) bis zum Meeresspiegel besteht nur aus ultrabasischen Gesteinen. Auf dem Gipfel des Büyük Balan Dağ befindet sich eine quartäre Verebnungsfläche, sodass ein Teil von der Erosion abtransportiert wurde. Bei Gürleyik Köy ist die feststellbare Mächtigkeit über 1,5 Km. Die ultrabasischen Gesteine im kartierten Gebiete wurden eingehend mikroskopisch untersucht. An mehreren Stellen wurde festgestellt, dass der Olivin undulös auslöscht und polysynthetisch verzwillingt ist, Der Olivin war dabei nicht serpentiniert. Der rhombische Pyroxen zeigt Verbiegungserscheinungen. Diese Erscheinungen sind als eine Vorstufe zu Protoklasen zu werten. Die ultrabasischen Gesteine sind fast ausschliesslich Harzburgite (Olivin mit mehr als 5% Orthopyroxen und meistens akzessorisch Chromit). Schon makroskopisch sind die Pyroxene in einer Olivinrundmasse zu beobachten, besonders wenn diese Pyroxene bastitisiert sind. Manchmal sind die Harzburgite pseudoporphyratisch. Die Pyroxene können bis über 1,5 cm gross werden. Manchmal kommen sie aber über einige mm nicht hinaus. Der Gehalt an Orthopyroxen schwankt zwischen 5-40%. Eine Gesetzmässigkeit in der Orthopyroxenkonzentration war nicht festzustellen.

Drehtischmessungen an Olivinen von Harburgiten verschiedener Fundstellen zeigten, dass die Zusammensetzung schwankt zwischen Forsterit und Ghrysolit (Fo 95-80, Fa 5-20), Der rhombische Pyroxen ist auch Magnesiumreich. Enstatit herrscht bei weitem vor. Nur ein einziges Mal konnte schwach pleochroitischer Hypersten beobachtet werden (Maden Kazgi Tepe). Bei Gürleyik Köy ausserdem Bronzit.

Die folgenden ultrabasischen Gesteine treten stark zurück:

**Dunit:** Zwischen den Duniten und Harzburgiten gibt es Übergänge. Man kann dann von einem dunitischen Harzburgit reden. Die Abgren-



zung gegen die Harzburgite ist unregelmässig. Wie wir feststellen konnten, ist reiner Dunit im untersuchten Gebiet nur in der unmittelbaren Umgebung der Chrömitkörper wahrzunehmen,

**Lherzolith:** wurde nur an einer Stelle beobachtet (sudlich Kargicak, westlich Marmaris). Neben Orthopyroxen und Olivin tritt auch monokliner Pyroxen auf.

**Pyroxenit:** Auch hier gibt es Übergänge nach den Harzburgiten. Sie wurden festgestellt an der Westküste des Åksaz Liman. Es handelt sich um Olivin-führende Pyroxenite, mit als akzessorischem Bestandteil Picotit. Eine zweite Fundstelle war im Eaume von Gürleyik Köy bei der Chromlagerstätte Kara Kaya. Das Gestein besteht aus Enstatit mit untergeordnet eisenreichem Olivin. Beide Stellen sind gesteinsbildend. Grobkristalline Bronzit- und Enstatitadern wurden bei mehreren Chromitlagerstätten beobachtet -Photo 9-. Sie können bis 10 cm breit werden und sind intrusiv im peridotitischen Nebengestein. Als untergeordneter Gemengteil wurde zum ersten Male Anorthit festgestellt.

Als Bestandteil eines rezenten Konglomerates bei Bozburun (Åksaz Liman) wurde ein Apatit-führender Pyroxen-Hornblendit gefunden. Dieses Gestein konnte nicht anstehend gefunden werden, stammt aber sicher aus dem Peridotitmassiv. Das Gestein besteht aus brauner Hornblende und monoklinem Pyroxen. Als wesentliche Gemengteile ausserdem Apatit, Titanit und Magnetit. Textur porphyrisch. Es stammt überein mit einem von LACROIX (\*) beschriebenen Avezacite (als Gänge in den Lherzolithen der Pyrenäen).

**Anorthosite** wurden nur von Dr. COLLIN im Räume von Fethiye als Gerolle gefunden.

Mit den Peridotiten sind die Chromitlagerstätten verknüpft. Die Übersichtskarte -Tafel 2 - zeigt die bis jetzt bekannten Chromitvorkommen. Die abbauwürdigen Vorkommen sind getrennt von den Kleinstvorkommen markiert. Sie werden an einer andern Stelle behandelt werden.

### **Die Intrusiva in den Peridotiten.**

---

(\*) A. LACROIX: *Les roches basiques accompagnent les lherzolites et les ophites des Pyrénées. Compt. rend Cong. Géol. Intern, Paris VIII 1900 (1901) 826-829.*

Relativ jünger als Harzburgite, Dunite, Pyroxenite und Chromerze sind die Gänge und Stöcke, welche im Peridotitkörper auftreten. Sie hängen genetisch mit den Peridotiten zusammen. Sie sind mengenmässig vor allem östlich des Dalaman Çay und östlich des Namnam Çay stark vertreten. Im Baume von Datça, Marmaris, Büyük Karaağaç, Çetibeliköy, Karabörtlen und Köyceğiz treten sie nur sporadisch auf. Sie wurden intrudiert, nachdem die Peridotite abgekühlt waren. Sie sind gang-oder stockartig intrusiv in den Peridotiten, werden aber niemals in den sedimentären Hüllgesteinen intrusiv angetroffen.

Eine Ausnahme bildet das Grossitvorkommen (Ia), das in der Schieferserie von Karabörtlen auftritt, und als ein metamorphosiertes gabbroides Gestein zu deuten wäre. Im Räume von Gürleyik Köy konnten diese Gänge, die immer unterbrochen wurden, über 1,5 Km in einer NW bis WNW Richtung verfolgt werden. Es konnte festgestellt werden, dass die Ganggesteine relativ schnell abgekühlt sind. Die Korngrösse nimmt je mehr man sich dem Kontakt nähert, rasch ab, und sogar Randzonen mit vitrophyrischer Textur sind nicht selten. Die Serpentinisierung und Zerstörung der Peridotite in der nächsten Umgebung des Intrusivganges sind auffallend.

Die Textur dieser Ganggesteine gleicht im Dünnschliff der von Diabasen, wenn man dieses Wort gebraucht für Gänge mit ophitischer Textur von beliebigem Alter und Erhaltungszustand. Die Korngrösse ist wechselnd von grob-bis feinkörnig. Die feinkörnigen Abarten herrschen vor.

Petrologisch wurden unterschieden: Gabbros-Uralitgabbros -Pyroxendiorite-Meladiorite-Diorite-Amfibolquarzdiorite-Diabasspessartite, ausserdem in den Randfazies Gesteine, die nur aus monoklinen Pyroxenmikrolithen in einer ehemals glasigen Grundmasse bestehen. Sie erinnern stark an Augitite. Der Pyroxen in diesen Gesteinen ist nicht selten Pigeonit. Neben grüner Hornblende ist braune Hornblende rechthäufig. Als akzessorischer Bestandteil tritt Ilmenit auf. Chromit wurde in diesen Ganggesteinen niemals angetroffen.

*Für die Praxis ist es wichtig festzustellen, dass grössere Chromit vorkommen im Peridotit massiv immer zusammengehen mit grösseren Anhäufungen dieser Ganggesteine.*

Es war festzustellen, dass in einigen Fällen die vorhandenen Chromitkörper von den Ganggesteinen als Aufstiegsweg benutzt wurden. Sie durchbrachen dabei auch wohl die Erzkörper, z.B. im Räume von Suluk, nördlich Üçköprü.

Der Erhaltungszustand dieser Ganggesteine ist sehr verschieden. Im Zentrum des Peridotitmassivs sind diese Gesteine recht frisch j. T. uralitisiert. Nach den Aufschiebungskontakten zu treten neben Albitisierung, Prehnitisierung, Kaolinisierung, Chloritisierung, recht häufig auf, und ein einziges Mal auch Epidotisierung.

### **Die Regionalmetamorphose der ultrabasischen Gesteines:**

*Die Serpentinisierungserscheinungen* sind als der niedrigste Grad der Metamorphose zu betrachten. Der Serpentinisierungsgrad der ultrabasischen Gesteine ist im grossen und ganzen gering zu nennen.

Die Peridotite sind örtlich vollkommen frisch ohne eine Spur der Serpentinisierung-z. B. Küçük Asar Tepe nördlich Gürleyik Köy. Die Serpentinisierung ist in Zonen starker Deformation besonders intensiv. *Die Hauptserpentinisierung ist ein post magmatischer und epigenetischer Vorgang.* Die sogenannte magmatische Serpentinisierung oder Autohydratation der Olivine und Pyroxene hat nur sehr unvollständig seinen Einfluss ausgeübt. Eine primäre örtliche Wasserkonzentration im Peridotitmagma ist aber wahrscheinlich verknüpft gewesen mit Chromitdunitischen Teilschmelzen.

Die dunitischen Gesteine, welche als dünne Hülle die Chromitkörper umgeben, sind fast immer vollständig serpentiniert. Die angrenzenden Harzburgite dagegen sind fast nicht serpentiniert. Bei Üçköprü konnte festgestellt werden, dass wenig serpentinierter Harzburgit und völlig serpentinierter Chromit-Dunit haarscharf voneinander getrennt sind.

Der Serpentin im Massiv ist meistens schwach magnetisch. Die Silikate Olivin und Pyroxen werden bei der Serpentinisierung in wasserhaltige Mineralbildungen wie Chrysotil und Antigorit umgewandelt. Wenn wir die Molekularratio RO: SiO<sub>2</sub> in Olivin, Orthopyroxen und Serpentin vergleichen, so ist es deutlich, dass während der Serpentinisierung eines Harzburgites ein Teil der Basen mobil wird (Magnesium

und Eisenoxyd), Der Überschuss wird z. T. als mikrokristalliner Magnetit an Ort und Stelle in Serpentinadern ausgeschieden, z. T. abgeführt; das Magnesium aber zum grössten Teil abgeführt.

In wenigen Fällen kam es auch zur Bildung von Gangmagnetit (bei Datça-Photo 6- Kızlan Mahalle; östlich Karabörtlen zwischen Namnam Çay und Ak Çay; östlich Köyceğiz zwischen Kavak Arazi Mahalle und Çaylı Mahalle). Bei Datça sind diese Gangmagnetite an eine jungtertiäre, bzw. quartäre Landoberfläche gebunden. Bei Üçköprü konnte man feststellen, dass magnetische Anomalien öfters an stark serpentinisierte Störungs-zonen im Harz burgitmassiv gebunden sind. Diese Zonen können, brauchen aber nicht, mit Chromitkonzentrationen zusammenfallen.

Bei all diesen Vorgängen ist Wasserzufuhr notwendig gewesen, Talkschieferbildung gehört auch zu diesen epizonalen Metamorphosierungs Vorgängen. Die Talkschiefer wurden nur in der unmittelbaren Umgebung eines kleinen Chromitvorkommens angetroffen, zusammen mit Talk-Karbonatschiefer. Dieses Vorkommen liegt in der Schieferserie von Karabörtlen in der Ebene von Gökova (Cingöz Tepe).

Ein höherer Grad der Metamorphose ist die Tremolitbildung. Tremolitisierung fand nur statt in der unmittelbaren Umgebung der Kontakt- und Aufschiebungszonen vom Peridotit mit der Schieferzone von Karabörtlen und mit den kristallinen Gesteinen aus der Südzone bei Marmaris, Büyük Karaağaç, usw. (Nahtzonen).

Eine Ausnahme bildet der Chromtremolit, der nur an Chromitlagerstätten gebunden erscheint.

Es konnte festgestellt werden, dass es Übergänge gibt von Tremolitführenden Harzburgiten über Serpentin-Tremolit-Schiefer nach Tremolitschiefer. Die Anthophyllitschiefer-Mikrophoto 4- gehören dazu; es sind aber wahrscheinlich metamorphosierte Pyroxenite. Sie sind viel seltener und wurden nur an der Westseite des Altın Sivrisi Tepe nordwestlich Marmaris angetroffen.

Den nächsthöheren Grad der Metamorphose bilden die fast reinen Amphibolite mit typischer grasgrüner Hornblende. Hier ist Magnetit und eventuell Titanoxyd ins Hornblendegitter eingegangen. Beispiele werden gefunden bei Karabörtlen, auf der Passhöhe nördlich Marmaris

und an der nördlichen Bucht von Gölenye Liman, Keçi Ada gegenüber. Beim letzten Vorkommen wurde intrusiv im Peridotit ein basisches Ganggestein angetroffen, das in Albit-Diopsid- und Albit-Epidotfels metamorphosiert wurde. Auch hier fehlen, wie beim Kristallin von Karabörtlen besprochen wurde, die tremolitführenden Serpentine und Tremolitschiefer nicht.

Anzeichen katazonaler Metamorphose fehlen überhaupt.

Im Massiv selbst gibt es wie vorher erwähnt wurde, in den Erzlagerstätten dana und wann Chromtremolii Zusammen mit Uwarowit und Kämmererit ist er als ein Produkt der pneumatolitischen Metamorphose zu betrachten.

Die Spuren mechanischer Deformation dieser Gesteine sind im allgemeinen sehr bedeutend. In den zentralen, von sichtbaren Überschiebungen weit abgelegenen Anteilen sind Bankungen, im allgemeinen in flacher Lagerung zu erkennen, die wahrscheinlich als primäre Bankung anzusprechen sein werden-Photo 7 und 8-So z. B. Karıncalı im Massiv NE Marmoris, wo über eine Entfernung von mehreren km ein Einfallen mit  $20^\circ$  nach NW beobachtet wurde.

Detaillierte Untersuchungen stehen noch aus? dürften aber infolge des sporadischen Auftretens der Bankung und infolge starker Aufgliederung des Gesteins durch tektonische Kräfte auf ziemliche Schwierigkeiten stossen.

In den randlichen Gebieten, dort wo die Peridotite mit anderen Gesteinsgruppen in tektonischen Verband treten, Photo 10-Mikrophoto 5-zeigt sich eine ungeheure starke tektonische Beanspruchung, sodass der gesamte Gesteinskörper in eine gross Anzahl einzelner Bewegungselemente zerfällt Letztere können infolge grosser Intensität mechanischer Beanspruchung bis zum Grösse eines Handstückes heruntergehen, wobei es dann zu einer vollkommenen brekzienhaften Zerlegung des Gesteinskörpers kommt. Neben einfachen Fugen (Klüften), an denen Relativbewegungen nicht feststellbar sind, treten verschiedene Scherflächensysteme als oft sehr enge tektonische Elächenscharen auf, an denen das Gestein zu linsenartigen Bewegungskörpern zerglitten ist. Harnischflächen mit Rutschstreifen, Zonen starker Serpentinisierung und

feine Mylonitbildung des Gesteins kennzeichnen solche Flächen starker Relativbewegung. Es lag nahe den Versuch zu unternehmen, die auf den ersten Bück ohne erkennbare Regel im Gestein verteilten Flächenscharren systematisch zu erfassen, um darauf Schlüsse auf Art und Raumlage der Deformation aufbauen zu können.

Der zur Verfügung stehenden Zeit entsprechend wurde an mehreren Stellen des Beobachtungsgebietes (nördlich Marmaris, nordöstlich Marmaris, nördlich Fethiye) Einzeluntersuchungen vorgenommen. Es zeigte sich, dass bei genügend scharfer Unterteilung der Flächentypen scharfe Maxima der Raumlage erzielbar sind, sodass sich daraus der Eindruck ergibt, dass die Peridotite einer gefügekundlichen Untersuchung zugänglich sind, über die Ergebnisse der genannten Stichproben wird im tektonischen Abschnitt gesondert berichtet.

Die auffallend einheitliche petrologische Zusammensetzung des Gesteins führte uns zur Ansicht, dass in dem vorliegenden Beobachtungsgebiet nur eine einzige, genetisch zusammengehörige, dh. einem einzigen Entstehungsakt zugehörige Peridotitmasse vorliegt. Da die Altersfrage der Peridotite nicht auf Grund unmittelbarer Beobachtungstatsachen behandelt werden kann, sondern tektonische Argumente, sowie petrographische Kenntnisse anderer metamorpher Gesteine eine Rolle spielen, wird dieses Problem in einem eigenen Abschnitt am Schluss der Arbeit besprochen werden.

b) Vormesozoische Gesteine.

### **Kristallin:**

Das im vorigen Abschnitt besprochene Kristallin des Akçay bei Karabörtlen lässt sich am Nordrand der Peridotite gegen W. S. W. und S. W. durch das Südgebiet bis Hissarönü verfolgen, wobei die schon unter la gegebenen petrologischen Charakteristika auch im Südgebiet Geltung haben.

Ausserdem treten mehr oder weniger selbständige Vorkommen auf.

Die wichtigsten sind:

1. Westseite Marmaris Limani bei incirli Dere (Göktepe mit Manganerzen und Akbunar als Linse im Peridotit).

2. Ostseite Marmaris Limanı (Aktaş Tepe, hier wurde verschupptes Perm nachgewiesen. Nach Bericht von U. BILGUTAY, Probe no. HH 272, liegen hier *Gymnocodium* u. schlecht erhaltene Reste von *Fasuliniden* vor.

3. Aksaz Limanı (Bozburun und Fetzen an der Westseite der Meeresbucht).

4. Kabir Gd. (zwischen Büyük Karaağaç und Küçük Karaağaç).

5. Ala Köy (nördlich Köyceğiz).

Es handelt sich vorwiegend um vielfach gebänderte *Quarzite*; *Piemontit-Quarzite*; *Muskovit-Quarzite*; *Biotit-Quarzite*. Kombinationen zwischen diesen sind möglich. Als untergeordnete Mineralien sind zu erwähnen: Epidot, Granat (selten), Magnetit, Apatit, Aktinolith, Albit (selten), Chlorit. Diese Folge ist vor allem in 1 und 3 entwickelt.

*Glimmerschiefer* (1 u. 2) *Amfibol-Quarz* u. *Amfibol-Chloritschiefer* (4) mit untergeordnet Epidot und Magnetit; Epidotquarz-Amfibolschiefer (5); stark geschieferte Amfibolite (1,2,3); Pyroxen-führender Epidot-Amfibolit (3); Ausserdem Albit-Tremolith-Schiefer, Albit-Quarz-Amfibolite, Albit-Amfibolite. Als untergeordnete Mineralien sind zu erwähnen: Epidot, Pistazit, Chlorit, Muskovit, Titanit, Apatit, Magnetit, Rutil. Sehr selten sind fast reine Epidotgesteine.

*Linsenkörper grobkristalliner Marmore* (2,3) und in der Zone zwischen Hissarönü und Çetibelköy.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass der grüne bis blaugrüne Amfibol, Epidot und «Granat» charakteristische Bestandteile sind für die *Epidot-Amfibolitfazies* im untersuchten Gebiet;

Typische Mineralien sind % Quarz, Albit Muskovit, Chlorit, Titanit, Piemontit und Biotit.

Im Zusammenhang mit diesen mesozonalen Kristallingesteinen treten vielfach auch quarzphyllitische Gesteinszüge auf, die aber weder tektonisch, noch petrografisch scharf von den Quarziten und Glimmerschiefern abtrennbar sind. Hinsichtlich ihrer mechanischen Deformation unterscheiden sich alle diese. Gesteingtypen von mesozoischen Profilen mit Flyschcharakter, da sie durchwegs stärker als diese verschiefert und mit Linsengefüge ausgestattet sind.

Ausserdem sind hier die Schollen von stark beanspruchtem paleozoischem Material (stark kataklastische Kalke) in der lutetischen Flyschformation von Gürleyik köy zu erwähnen (G.v.d, KAADEN-G. MÜLLER Bull. Geol. Soc. Turkey 1953 Vol-IV p.65)

Die genannten Schuppenzüge kristalliner Gesteine und paläozoische Schollen sind stets an die Randgebiete der Peridotite gegen mesozoische Massen oder gegen benachbarte peridotitische Bewegungskörper gebunden.

Diesen Schuppenzügen sind in grosser Regelmässigkeit Einzelvorkommen odet Züge oft mächtiger Spilite zugeordnet, ferner Glaucohangesteine tektonisch ungeheuer stark durchgearbeitete, feinkörnige Kieselgesteine, die im allgemeinen als Radiolarit-Hornsteine ausgeschieden wurden.

### **Die Spilite,**

Die Spilite im untersuchdten Gebiete sind makroskopich dichte, meist grünliche; feinstkörnige Gesteine. Im Dünnschliff zeigt sich aber meistens eine mikroporphyrische Textur. Der kennzeichnende Mineralgehalt besteht aus moooklinem Pyroxen als. Mikrophenokristen in einer Grundmasse von Albitleistchen.

Der monokline Pyroxen ist meistens idiomorph entwickelt. Im allgemeinen ist er farblos, nur bei Bozborun, Aksaz Limani und Armutalane (westlich Marmaris) tritt violetter Titanaugit auf. Stellenweise wurde Pigeonit beobachtet.

Der Albit ist nach Federowtschmessungen fast rein. Er hat Tieftemperaturoptik und ist meistens einfach nach dem Albitgesetz verzwillingt, manchmal auch unverzwillingt.

Das Gefüge ist ausserordentlich wechselnd. Neben der normalen intersertalen Textur treten trachytische-Mikrophoto 2- und vitrophyrische Texturen auf. Auch Spilitmandelsteine sind weit verbreitet -Mikrophoto 1-.

Die Spilite sind meistens reich an feinverteiltem Erz (Magnetit und Ilmenit). Als primär selten auftretende Bestandteile sind Olivin (meist



chloritisiert) und braune Hornblende zu erwähnen. Die manchmal auftretende aktinolithische grüne Hornblende ist als ein Produkt der Metamorphose zu betrachten. Ein einziges Mal wurde Pumpeleyit (westlich Emecik) festgestellt. Die sekundären Bestandteile sind Chlorit, Calcit, seltener Epidot, Pistazit und Quarz.

Die Vakuolen der Spilitmandelsteine sind meistens mit Calcit ausgefüllt Chlorit und Quarz sind hier viel seltener. Mit den Spiliten eng verknüpft sind spilitische Brekzien oder Schalsteine, die aus zerbrochenem spilitischem Material bestehen-Diese Gesteine führen öfters als Neubildung Nadelchen von aktinolithischer Hornblende. Die Chloritisierung, Calcitisierung und manchmal Epidotisierung kann soweit gehen, dass der spilitische Ursprungscharakter noch kaum zu erkennen ist. Wir müssen dann von Grüngesteinen reden.

Die Spilite sind als albitisierte, submarine, diabasähnliche Ergussgesteine zu betrachten. Im untersuchten Gebiete sind die Spilite immer mit Eadiolarithornsteinen verknüpft. Bei der Albitisierung, handelt es sich z. T. um Autometasomatose. Nicht nur hat eine Na-Metasomatose stattgefunden, sondern auch Ca-und Si-sind migriert, worauf die Epidotisierungserscheinungen usw. hinweisen. Zum Teil ist die Albitisierung sicher jünger, da viele kataklastisch zerbrochene Spilite und Schalsteine von Albitadern verheilt sind. Auch bestimmte Glaukophanisierungs Vorgänge, worauf später eingegangen werden soll, weisen in dieser Richtung.

Die Spilite sind wahrscheinlich älter als Ober-Karbon. Dies geht hervor aus einem Fund im Räume nordwestlich Fethiye bei Çenger. Dr. COLLIN fand hier Paläozoikum mit aufgearbeitetem Grünmaterial. Nach Bestimmungen von Dr. S. ERK und Frau UTARIT BILGUTAY handelt es sich um roten Triticiteskalk mit Fusulinen vom Triticites typus mit rudimentären Kerioteca und ausserdem Algen (Vermiporella) Diese Fossilführung weist auf Ober-Karbon. Dr. v. D. KAADEN stellte aus klastischen Komponenten Bruchstücke von Spiliten in diesen Kalken fest.

### **Die Glaukophanisierung:**

Ein Vorgang, der mit der Albitisierung eng zusammenhängt, ist die Glaukophanisierung. Sie tritt im untersuchten Gebiete nur örtlich auf, ist aber über mehr als 70 km zu verfolgen. Es sind zu unterscheiden: 1. glaukophanisierte Spilite und Schalsteine, 2. glaukophanisierte Schiefer, 3. glaukophanisierte Hornsteine, 4. glaukophanisierte Amphibolite.

1. Die glaukophanisierten Spilite und Schalsteine wurden beobachtet hart südlich von Çetibeliköy im der unmittelbaren Umgebung vom Peridotitmassiv in der Schieferserie von Karabörtlen-Çetibeliköy. Diese Serie wurde unter la beschrieben. Diese Gesteine sind sehr hart und fallen durch ihrer blaue Farbe ins Auge. Sie enthalten keine Einsprengung und auch mit der Lupe sind keine Mineralien zu unterscheiden.

Mikroskopische Beschreibungen:

Kollektion No. 306 Aralık, westlich Mezarlık Burun. -Mikrophoto 3-. *Glaukophanisierter Spilit*. Das feinstkörnige Gestein besteht aus kreuz und quer verwachsene bis 0,1 mm lange Glaukophannädelchen, (Länge: Breite = 10: 1.) in einer Albitgrundmasse. In dieser Grundmasse sind die idiomorphen Umriss von chloritisierten Pyroxenen zu erkennen. Sie liegen in diesem Gewebe als Mikrophenokristen. Der Glaukophan hat folgenden Pleochroismus: X= gelblich, Y= violett, Z= himmelblau. Übergänge nach Grossit sind vorhanden mit X= gelblich, Y= blau, Z= violett. Zonarcharakter ist wechselnd.

Der Albit ist meistens unverzwillingt: wenn aber verzwillingt, einfach nach dem Albitgesetz. Untergeordnet Leukoxen.

Kollektion No. 309. Aralık, nordwestlich Aktaş Tepe.

Wie No. 306. Hier konnte beobachtet werden dass der Grossit älter ist und vom Eande aus glaukophanisiert wird. Der Glaukophan ist stellenweise verzwillingt. Ausser Chlorit wurde ein wenig Epidot angetroffen.

Kollektion No. 310. nördlich Aralık, nordwestlich Aktaş Tepe.

*Glaukophanisierter aktinolithisierter Spilit*. Wie No. 306. Ein Teil der Hornblende ist hier Aktinolith, welcher deutlich älter ist als der Glaukophan von dem er verdrängt wird.

Ausserdem Anatas pseudomorph nach Titanit.

Kollektion No. 340 Çilekli Tepe.

*Glaukophanisierter Schalstein.* Das harte schwach geschieferte bläuliche Gestein besteht aus zahlreichen Bruchstücken von monoklinem Pyroxen (Grosse 0,1-0,5 mm) in einem feinstkörnigen Grundgewebe aus Albit und Chlorit mit zahlreichen Actinolithnadelchen, die von Glaukophan verdrängt werden. Es war deutlich festzustellen, dass die Glaukophanisierung jünger war als die Aktinolithisierung und die Aktinolithisierung erst anstanden ist nach der Sedimentation des Schalsteines.

Kollektion No. 488 x, östlich Datça, Schieferspilitserie (Alavar Mahalle).

*Glaukophanişiertes glasiges Ergussgestein.* Das sehr kompakte bläuliche Gestein besteht aus äusserst feinstfaserigen Glaukophanaggregaten, manchmal radialstrahlig geordnet, aber auch manchmal einzeln auftretend. Diese liegen in einer mikrokristallinen Grundmasse, worin noch Albit und ein wenig Chlorit zu erkennen sind. Eigenartig ist die schlierige Anordnung die sehr stark an erstarrtes Glas erinnert. Diese Anordnung wird noch hervor gehoben durch eine örtliche dunkle Pigmentierung. Die Glaukophannadeln sind manchmal verbogen, sogar kreisförmig Rissen folgend.

Diese Vorkommen liegt auf der Halbinsel von Datça an der Strasse zwischen Marmaris und Datça, in einer Folge von Schiefen, welche mit mesozoischen Kalken und Flysch verschuppt sind im tektonischen Kontakt mit Peridotiten.

*Ad 2 Glaukophanisierter Schiefer.* Kollektion No. 312. Çilekli Tepe.

*Chlorit-Albit-Glaukophanschiefer.* Das feinkörnige geschieferte Gestein besteht aus faseriger Natronhornblende, die einerseits Übergänge hat nach Aktinolith, andererseits nach Glaukophan. Pleochroismus des Glaukophans: X= gelblich, Y= violett, Z= blau. Sehr kleine Auslöschungsschiefe. Sehr niedrige Doppelbrechung. Zonarcharakter negativ. Als weiterer Hautbestandteil tritt feinstkörniger Albit auf. Wesentlicher Bestandteil blassgrüner Chlorit

Kollektion No, 575x. Nördlich Altın Sivrisi Tepe.

*Glaukophanschiefer.* Dieses Gestein ist geschiefert und sehr hart. Es

liegt eingekeilt in stark durchbewegtem Serpentin, auf der Grenze zur Serie von Çetibeliköy. Das mikroskopische Bild zeigt feinstfaserigen Glaukophan (Grosse bis 0,1 mm) in einer kryptokristallinen Grundmasse, welche bei 600 facher Vergrößerung auch feinste Nadeln von Glaukophan zeigt, und wenig Albit enthält.

*Ad. 3. Glaukophanisierete Hornsteine.* Kollektion No. 549x. Miyen Tepe. Südseite der Ebene von Gökova. Glaukophanführender Hornstein. Auch dieses Gestein befindet sich in der unmittelbaren Umgebung des Peridotitmassivs, in der Schieferserie von Karabörtlen-Çetibeliköy, welche hier reich an Radiolarit-Hornstein ist. Das Gestein besteht aus einem feinstkörnigen Quarzmosaik, das von Quarzadern durchtrümmert wird. Örtlich ist dieses Quarzmosaik mylonitisiert. Im Quarzmosaik liegen in dieser Stresszone faserige Aggregate von Glaukophan (Grosse der einzelnen Fasern bis 0,05 mm). Man hat hier den Eindruck, dass die Konzentration des Glaukophans an diese Stresszone gebunden ist.

Kollektion No. 553. Östlich Ortaburun, Osthälfte der Ebene von Gökova.

*Glaukophanführender Hornstein.* Dieses Gestein ist dem vorigen ähnlich, aber die Durchbewegung war weniger intensiv, sodass Umrisse von mit Chalcedon ausgefüllten Radiolarien erhalten geblieben sind. Eine postkristalline Verbiegung der Glaukophannadeln ist zu erkennen.

*Ad. 4. Glaukophanisierete Amphibolite.* Diese Gesteine wurden gefunden im Kristallin von Karabörtlen.

Kollektion No. 236 x. Kristallin von Karabörtlen bei Kışla.

Amfibolit. Das Gestein besteht aus blaugrünem Amfibol, welcher den Hauptbestandteil bildet. Dieser Amfibol wird örtlich an den Rändern vom Glaukophan verdrängt. Als untergeordnete Bestandteile treten auf: Apatit, Biotit, und Quarz (poikilitisch im Amfibol).

In derselben Serie wurde noch ein glaukophanführender Amphibol-Quarzit gefunden, wo ebenfalls der Amfibol von Glaukophan verdrängt wird.

*Schlussfolgerungen.* Aus dem über Spilite und Glaukophanisierung Gesagten geht hervor:

1. Die Spilite sind wahrscheinlich Älter als Ober-Karbon.

2. Die Peridotite sind jünger als die Spilite da die Spilite in der Schieferserie von Karabörtlen eingeschaltet sind, während die Peridotite in diese Schieferserie später eingedrungen sind, was aus der Anwesenheit endogener Randalamfibolite hervorgeht. (siehe Id).

Die Spilite sind hier als eine Vorphase der ultrabasischen Intrusion zu betrachten.

3. Die Glaukophanisierung ist jünger als die Spilite und Schalsteine, aber auch jünger als die Peridotite und Amfibolite.

4. Nach der Glaukophanisierung wurden die Gesteine noch deformiert. Die spilitischen Gesteinstypen, nicht selten noch als Kissenslaven erkenntlich, mit calciterfüllten Blasen räumen, spielen vielfach die Rolle von Härtungen und zeigen dann nur wenig Verschieferung, dagegen eine mitunter auffallend starke Zerbrechung. In anderen Fällen sind diese Eruptiva der allgemeinen Verschieferung völlig zum Opfer gefallen, in die übrigen Schuppen eingegliedert und selbst vollständig zergliedert und in Linsen aufgelöst. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass auch diese Spilite jene heftige Tektonik bereits mitgemacht haben, welche den heutigen Schuppen- und Queckenbau geschaffen hat.

Mit aller Schärfe muss darauf hingewiesen werden, dass in diesem Gebiete die Peridotite, die vielfach injizierten Amfibolite der kristallinen Schiefer und die Spilite voneinander scharf getrennt werden müssen. Eine Zusammenfassung unter dem Sammeltitle «Ophiolithe» würde von vornherein den falschen Schluss, gemeinsamer Genesis und gemeinsamen späteren tektonischen Schicksals implizieren. Dieser Schluss lässt sich nicht nur nicht beweisen, sondern es sprechen eindeutige Beobachtungsergebnisse gegen eine solche Zusammenschliessung basischer Gesteine.

Zwangsläufig muss in dem Abschnitt über das Alter der Peridotite auch auf dieses Problem noch näher eingegangen werden.

### **c) Mesozoische Gesteine (einschliesslich Eozän):**

Neben der Masse von Peridotiten erreichen insbesondere mächtige Kalke Dolomite, sowie Gesteine mit Flyschcharakter aus dem Mesozoi-

kum tektonische Selbständigkeit und bilden eigene Züge. Von West nach Ost sehen wir diese auf der Halbinsel von Daça sowie auf alien Halbinseln südlich der Peridotitmassen bis nach Fethiye.

Ausser diesen massierten Vorkommen finden sich jedoch auch mesozoische Gesteine in deutlichem faziellm Gegensatz zum Paläozoikum oder Kristallin in den tektonischen Zonen zwischen den später zu besprechenden grossen Bewegungskörpern der Peridotite.

Die stratigraphische Gliederung dieses Mesozoikums ist schon seit dem Beginn dieses Jahrhunderts mehrfach Gegenstand der Erläuterungen gewesen. Auch hier zeigen die Arbeiten von PHILIPPSON durch verstreute Einzelfunde von Fossilien einen wesentlichen Fortschritt, ohne dass es jedoch bis jetzt gelungen wäre, eine stratigraphisch einwandfreie Schichtfolge in den tektonisch stark gestörten Gebieten festzulegen. Schwieriger als gedacht stellt sich auch der Versuch einer unmittelbaren Verknüpfung der Profile mit denen von C. RENZ besonders 1940 geben in stratigraphischen Profilen der griechischen Inseln und des Peloponnes dar.

Es liegt an der Kürze der Zeit der Untersuchungen, sowie an den tektonischen Komplikationen, dass auch diese Arbeit in den im allgemeinen fossilarmen Kalken keine definitive Ordnung herzustellen imstande ist. Es können auch jetzt nur Beiträge und Ausblicke gemacht werden. Überall südlich der Peridotite treten mächtige Profile von Plattenkalken auf, die in wachsender Menge Hornsteinbänke oder bankig angeordnete Hornsteinbänke oder bankig angeordnete Hornsteinknollen enthalten. Insbesondere in den den Peridotiten naheliegenden Zonen nehmen die Hornsteinlagen mengenmässig zu. Hier sind die Kalkbänke auch oft rot gefärbt und es finden sich Übergänge zu einer Radiolaritfazies, die aber anscheinend nicht an einen bestimmten stratigraphischen Horizont geknüpft ist. Die plattigen Kalken zeigen im Bereich der grossen Wandaufschlüsse einen deutlichen Sedimentationsrhythmus mit Plattendicken von 5 cm bis 0,5 m. Die Farbe der Kalken wechselt von hellgrau bis bläulich und schwarz vereinzelt finden auf bemerkenswert engem Raum von wenigen 100 Metern Übergänge zu mergeligen Kalken und zu flyschartigen Profilen statt. -Photo 3-. In den Küstengebieten südwestlich Marmaris, bei Kinidos, konnte mehrfach beobachtet werden, dass

die raschen Fazieswechsel von Platten kalk bis zu Flyschprofilen in verschiedenen stratigraphischen Horizonten erfolgen, woraus sich ergibt, dass das Auftreten einer Flyschfazies allein noch keinen Hinweis über jüngste Bildungen darstellt.

Diese Ansicht deckt sich auch mit mehreren, z. B. von BLUMEN-THAL gemachten Beobachtungen in den zahlreichen Gebieten, wo bereits von einem flyschartigen Charakter gewisser Jurasedimente gesprochen wird. Es ist auch längst bekannt, dass wir Kreideflysch, sowie Alttertiärflysch mehrfach fossilmächtig belegt auch in den südanatolischen Ketten kennen.

PHILIPPSON beobachtete diesen Fazieswechsel und beschreibt einen solchen auch zwischen mächtigen ungebankten Kalken und Gesteinsfolgen mit Flyschcharakter. Es deckt sich mit unseren Beobachtungen, dass an den Fazieswechsel auch Gesteine gebunden sind, die grobklastischen Charakter aufweisen.

Südwestlich Marmaris gehen speziell hangende Abteilungen der mächtigen Platten kalkfolge nicht selten in grobklotzige Riffbildungen über. Diese Riffkalke zeigen meist hellgraue. Färbung und schroffe Vertiefungen. Ungeschichtete, mitunter dolomitische Kalke in bedeutender Mächtigkeit treten jedoch auch in unklarer Position in tieferen Teilen der Profile auf, sodass wir zur Annahme kommen, dass es sich hier um andere stratigraphische Horizonte handelt.

Es muss in diesem Zusammenhang erwähnt werden, dass PHILIPPSON (V, 1915) von mehreren Stellen des südkarischen Faltengebirges aus ungebankten, mächtigen Kalken an der Basis der Plattenkalke Diploporenfunde namhaft gemacht hat. Zum Teil handelt es sich nach Bestimmungen von STEINMANN um *Diplopora herculea*, was auf mittlere Trias schliessen lassen würde. Ein solcher Fundpunkt liegt auf dem Westteil der Halbinsel von Kinidos in Massenkalken beim Orte Yaka (östlich Çeşmeköy) der Karte 1:25.000 (PHILIPPSON V, p. 73). Das uns hier bekannte Profil zeigt im Liegenden von Plattenkalken einen hellen Massenkalk, doch gelang es uns nicht, hier Fossilien zu finden.

In der westlichen Fortsetzung der mesozoischen Folge der Schuppenzone von Ula, bei Gereme auf dem Wege nach Bodrum, beschreibt

PHILIPPSON (V; p. 56ff) schwarze, splitterige, dolomitische Massenkalk, aus welchen ebenfalls fragliche Diploporen erwähnt werden.

Da überdies aus den Basiskalken nordöstlich des Ortes Datça im Emeçik Dağ Diploporen gefunden sein sollen, scheint es uns heute sicher zu sein, dass auch mittlere Trias an der Schichtfolge beteiligt ist.

Durch die freundliche Durchsicht einiger Stücke, die wir von Bayir (SW von Marmaris) mitbrachten, von Prof. O. KÜHN, Wien, ergab sich ein weiterer Hinweis auf Trias. Einige Korallen gehören nach ihm der Gruppe von *Thecosmilia* vom Typus mittel-ober-triadischer Arten an. Grosse Bivalvenbruchstücke in Riffkalken der gleichen Schichtfolge blieben bisher unbestimmbar.

Alle Autoren betonen, dass die Massen der Plattenkalke des hier behandelten-Gebietes durchaus der Olonos-Pindos-Fazies entsprechen. 1940 betont RENZ, dass in der Olonos-Pindos-Fazies, auch auf der Insel Rhodos karnische Halobienschichten in typischen Plattenkalken auftreten.

Trotz mehrfacher Suche gelang es uns nicht, auf türkischem Boden in der vermutlichen Fortsetzung der Kalke auf Rhodos diese Schichtlänke aufzufinden. Letzterer Umstand scheint uns allerdings darauf zurückzuführen zu sein, das die bisherige Untersuchungszeit für eine endgültige Beurteilung noch nicht aureicht, da weiter östlich ähnliche Funde auch von BLUMENTHAL gemeldet werden und VETTERS einen Fund von *Halobia styriaca* aus dem Amanos Dağ angibt (zitiert nach RENZ 1929). Die von RENZ angegeben Schichtfolge der Olonos-Pindos-Fazies, die sich aus dem Westpeloponnes über Kreta nach Rhodos zieht, lässt sich wohl weitgehend mit den hier vorhandenen Profilen vergleichen, doch scheint uns eine voll-kommene Gleichheit nicht gegeben zu sein. In diesem Zusammenhang muss nochmals auf die reichlichen Fazieswechsel und die Einstreung grobklastischer Sedimente hingewiesen werden (nicht selten Kalk-in-Kalk-Brekzien), die auf einen orogen recht unruhigen Sedimentationstrog hinweisen.

Ein weiterer erschwerender Umstand wurde auch von PHILIPPSON in dem von uns bearbeiteten Gebiet bereit mehrfach erwähnt. Die Triasfunde führten PHILIPPSON zur Auffassung, dass mehrere übereinandergestapelte tektonische Einheiten vorliegen müssen, da nach seiner Auffassung



Trias in zwei verschiedenen Fazies übereinanderliegt. Es ist uns zunächst nicht möglich, eine eindeutige Belegung für einen solchen Deckenbau zu liefern, da noch zu wenig stratigraphische Fixpunkte vorhanden sind, doch scheinen uns an der auch von PHILIPPSON erwähnten Lokalität von Bayirköy (südwestlich Marmaris) Überschiebungsvorgänge vorzuliegen. Es liegen nämlich hier in einer grossen antiklinalen Aufbeugung über Flyschges einen nochmals klotzige Kalke im Verband mit hornstemarmen Plattenkalken, welche letztere lagenweise bitumenreich sind und direkt Asphaltkalke genannt werden können. Die hier gefundenen Korallen deuten auf Obertrias, die also auf Flysch aufgeschoben wäre, (siehe dazu Profil 7, Tafel 1).

An neuen Fossilfunden, die eine stratigraphische Fixierung ergeben, müssen in diesem Zusammenhang die von VAN DER KAADEN aufgesammelten Stücke erwähnt werden, welche zeigen, dass bei Köyceğiz Kreide überschoben über Eozänkalken vorliegt.

Von Köyceğiz, Karadonlar liegen nach Bestimmungen von C. ÖZ-TEMÜR, Ankara, aus Probennummer HH 577 folgende Fossilien des Maestrichtien vor (Plattenkalke).

*Orbitoides media* d'ARCHIAC.

*Omphalocyclus macropora* LAMARCK.

*Lepidorbitoides socialia* LEYMERIE.

*Siderolites* sp.

*Globigerina* sp.

Von Köyceğiz, Ağlaköy (SE unter Karadoruk T auf ca 1000 m SH), wurden in sandigen Kalkbänken in sandigen Schiefen in Probe HH 569x gefunden:

*Siderolites calcitrapoides* LAMARCK.

» *vidali* DOUVILLE.

*Orbitoides media* d'ARCHIAC.

Auch diese deuten auf Maestrichtien.

In Probe No. HH 579 von Köyceğiz, Horozlar wurde in grauem, dickbankigem Kalk -Photo 4 -*Orbitolina* cf. *concava* LAMARCK gefunden, was Aptien-Cenoman deuten würde.

Im tektonisch Liegenden unter den Maestrichtien-Gesteinen von Köyceğiz-Ağlaköy wurden NE von Köyceğiz von VAN DER KAADEN Kalk-in-Kalk-Brekzien gefunden (Probe No. HH 573, HH 574).

HH. 573: Nummulites sp. exgr. globulus (Ypresien bis ob. Lutetien).

Discocyclus sp.

Actinocyclus sp.

Aufbereitete Orbitoides media d'ARGHAG.

HH 574: Nummulites sp, Assilina sp., Discocyclus sp.

Texularia sp, Bolivina sp., Bryozoen.

Weitere Funde von Eozan-Lutetien liegen aus dem Räume von Üçköprü, Keltak Deresi bei Gürleyik Köy vor:

Probe HH 514, 515, 516, 518 (Fund v. d. KAADEN), brekziöse Kalke ergaben nach Bestimmungen von Y. NADI PEKMEN:

Nummulites Lucasanus DEPRANGE

» praelucasi »

» laevigatus BRUGUIERE

» exilis. DOUVILLE

» laevigatus. forma A. BRUGUIERE

» » » B. »

An der SW-Küste der Halbinsel von Bayir (2 Km NE von Kızılburun, am Ort Sarnis Burun) fand v. d. KAADEN in brekziösen Kalken folgende von Dr. A. DACI DİZER bestimmte Formen des Eozäns (Ypresien-Oberlutetien) in geologisch unklarer Position:

Nummulites irregularis DESH

» subirregularis DE LA HARPE,

» murchisoni BRUNN.

» haeri DE LA HARPE

Assilina sp., Operculina sp, Discocyclus sp., Actinocyclus sp., Sphaerogypsina sp.

Schliesslich muss hervorgehoben werden, dass in Kalken, sowie Flyschgesteinen der Kreide und des Alttertiärs an zahlreichen Stellen aufgearbeitetes Grünmaterial gefunden werden konnte.

### **Jungtertiäre Sedimente.**

Jungtertiäre Sedimente haben in dem ganzen Gebiet den Decken- und Faltenbau nicht mehr mitgemacht, sondern liegen transgressiv über den älteren Gesteinen. Lediglich bei Armutçuk östlich Ula liegt Tertiär an Bruchstellen tief zwischen den Marmoren, bzw., die in ihnen ausfingenden Karabörtlen - Schiefer eingeklemmt. Überall zeigt sich deutlich, dass Bruchstörungen und Schiefstellungen von Schollen auch bis in die jüngste Zeit wirksam gewesen sind.

*Das Tertiär von Armutçuk (siehe dazu Profil 8, Tafel 1).*

Das kleine Braunkohlen - führende Becken erfüllt eine an Brüchen eingesenkte Talenke und hat anscheinend auf den Hochflächen gegen Nordosten eine Fortsetzung, die aber durch den Mangel an Aufschlüssen nicht weiter aufsuchbar ist. Die Braunkohle ist durch die starke tektonische Beanspruchung veredelt und hat 4.500- 6.000 Kalorien. Bekannt ist im Basisteil der Schichtfolge ein Flöz, dessen Gesamtmächtigkeit nach den derzeitigen Aufschlüssen nicht über 70 cm hinausgeht, Häufig ist noch ein hartes; quarzreiches, graues Zwischenmittel mit sehr feinen und zerriebenen Fossilresten vorhanden. Aus dem Liegenden der Kohle ist örtlich nur ein Topferton aufgeschlossen, der schon mehrfach seine Verwendung fand. Unmittelbar im Hangenden liegt ein fossilreicher Brandschiefer, der stellenweise reich ist an Brackwasserfossilien. Über diesem Brandschiefer liegt eine Folge von Sandsteinen und Mergel, zum Teil auch mit konglomeratischen Zwischenlagen. Es ist möglich, dass auch in der Hangendschichtfolge über dem erstgenannten Flöz noch eines oder mehrere Hangendflöze vorhanden sind. Die von uns hier gesammelte Fauna wurde am M.T.A. Ankara, von Frau Lütfiye ERENTÖZ bestimmt und ergab :

*Ampullina (Megalyolus) J. crassantina* LAMARGK var. *bourcarti* GOSSMANN.

*Terebralia lignitarum* EICHWALD

*Melongena* cf. *laimei* BASTEROT

*Cyprea (Zoneria) splendens* SAGCO

*Area (Barbatia) barbata* LINNE

*Pitaria (Callista) arycinoides* LAMARCK.

*Meretrix (Gardiopsis) incrassata* SOW.

*Perna* sp.

Mehr als die Horizontalbeständigkeit der Formen spricht die Faunengesellschaft für Aquitanien.

In guter Übereinstimmung zu dieser Altersbestimmung steht das Ergebnis einer Pollenuntersuchung, die von Dr. v. d. BRELIE durchgeführt wurde. Nach ihm zeigt sich gute Übereinstimmung der Zusammensetzung der Pollenflora Mitteleuropas und Westanatoliens in Chatt. und Aquitan.

Im vorliegenden Fall weist die Pollengesellschaft auf einen Flachmoortorf und in einem höheren Horizont auf ein Übergangsmoor (Bruchwald) hin.

Ob dieses Tertiärvorkommen mit einem von PHILIPPSON erwähnten kleinen Tertiärbekken mit Braunkohle westlich Gültak bei Bodrum gleichgesetzt werden kann, kann vorläufig nicht entschieden werden. Nach den Bestimmungen der von PHILIPPSON gefundenen Süßwasserschnecken und zerbrochenen Conchylien durch OPPENHEIM mag es sich hier auch um Altmiozan handeln (PHILIPPSON, V, p. 45).

Über die in den kleinen Ovas des Umkreises von Ula vorliegenden Tertiärsedimente lassen sich durch deren starke Überrollung durch Schutt zunächst noch keinerlei Aussagen machen.

***Das Tertiär des Tembelen Dağ bei Gökova*** (siehe dazu Profil 9, Tafel 1).

An der Basis einer schiefgestellten und zerbrochenen Konglomeratplatte des Pliozäns (siehe später) ist hier am Fusse des Berges und in den unteren Gehängen eine zum Teil fossilführende Schichtfolge aufgeschlossen. Über der typischen, stark verfalteten Schieferserie von Karabörtlen folgt zunächst eine Serie gelber Sandsteine und Kalksandsteine mit Fossilien. Darüber folgen konglomeratische Lagen mit zahlreichen Kalkschiefergeröllen und mehrfacher Einschaltung von Mergeln und Sandsteinen. Darüber folgen weiss-gelbliche bis reinweisse oolithische Kalke, anscheinend Süßwasserkalke, mit Einschaltung grober Konglomerate. Die Gerollkomponenten entstammen den Gesteinen der Umgebung. Erst darüber folgt als obere Serie mit leichter Winkeldiskordanz das grobe nagelfluhartige Konglomerat des Pliozäns.

Es ergab sich nach den Bestimmungen von Frau Lütfiye ERENTÖZ (M. T. A. Ankara) folgende Liste von Makrofossilien :

*Pacchiolia cf. argentea* MARITI.

*Cardita (Glans) cf. trapezia* LINNE.

*Cardita (Glans) sallomacensis* COSSMANN et PEYROT.

*Meretrix (Callista) erycinoides* LAMARCK.

*Lucina (Divaricella) cf. ornata* AGASSIZ.

*Distoma cf. ultimum* COSMANN et PEYROT.

*Trigonostoma (Ventrilia) cf. burdigalensis* PEYROT.

*Cardium sp., Tellina sp., Ampullina sp., Cassis sp.*

Die Liste spricht nach Ansicht von Frau ERENTÖZ eher für Mittel-Miozaen als für Unter-Miozaen.

Die von K. TURNOVSKY bestimmte Mikrofauna zeigt:

*Neoalveolina sp.* (fusiform), *Cibicides sp.*, *Epistomina sp.*, *Hemicythere sp.*, *Nonion ex gr. boueanum* d'ORB.

Die Mikrofossilien sprechen nur für *marines Miozan*.

Die das Hangende bildende und zum Teil bis 50m Dicke erreichende Platte von Nagelfluh entspricht einer grossen Anzahl gleichwertiger Vorkommen südlich des Steilabbruches der Marmore von Ula. Die Gerölle entstammen zum grössten Teil diesen Marmoren. Dass die Geröllzufuhr aus dem Norden erfolgte, wird durch die von v. d. KAADEN gefundenen Diasporit-Einstreuungen, die nur im Norden im Randgebiet der Menderesmasse zuhause sind, bewiesen. Gegen Süden und Südwesten nimmt die Machtigkeit dieser Konglomeratplatten rasch ab, doch überdecken sie noch grosse Anteile der Peridotite nordlich Marmaris.

Dort wo die Halbinsel von Kinidos (Datça) bei Hisaronü gegen Westen vorspringt, liegen über den Peridotiten weit über 100m mächtige Peridotitkonglomerate mit grober Geröllführung und einem zum grossten Teil aus Serpentin bestehenden Bindemittel. Auch hier handelt es sich um eine transgredierende, jedoch leicht schief gestellte Platte, welche den jüngsten Tertiärsedimenten anzuschliessen ist. Dieses Konglomerat war auch PHILIPPSON bereits bekannt. V, p. 77 und 84 verweist auch er auf Pliozän und bringt es in Zusammenhang mit dem Pliozän von Datça-Photo 5-. Das fossilreiche Pliozän von Datça, welches ebenfalls schiefgestellt ist (12-14°), ist seit den Funden von ERNEST CHAPUT 1936 in seiner Altersstellung hinlänglich bekannt.

Ein von uns in 2 knapp übereinanderliegenden Schichten (A unter B) gesammeltes Material -NW Karaköy am Meere-ergab nach Bestim-

mungen von P. CALAS, Ankara, folgende Formen:

*Melania dadiana* OPP. A, B.

*Melanopsis orientalia* BUKOWSKY A, B.

*Theodoxus fuchsi* NEUM. A, B.

*Prososthenia cf. radmanesti* FUCHS. A.

*Viviparus rudis* NEUM. var. *elegans*. MAGROGASSI. B.

*Marucia fietzei* NEUM. var. *cosensis*. MAGROGASSI B.

*Unico cf. pseudatavus* BUK.

*Cardium sp.*

Diese Formen sind durch OPPENHEIM von Datça und von MAGROGASSI von Kos und Rhodos bekannt gemacht worden. Es handelt sich nach CALAS um Unter-Levantin.

Sowohl im Pliozän von Datça, schon von E. CHAPUT beschrieben, wie auch westlich davon unweit Kinidos beim Dorf Çeşmeköy liegen Tuffe mit groben Auswürflingen von Andesit, welche gleichfalls einer pliozänen Schiehtfolge angehören. Auch diese und andere Tuffvorkommen mit Auswürflingen von Augit- Andesit waren PHILIPPSON bekannt. Er ist der Meinung, dass sie aus den Ausbrüchen der Vulkaninsel Nisyros stammen (siehe dazu auch PLIENINGER 1905).

#### **Çeşme Köy:**

Ausser Bimstein handelt es sich um pyroxenführende Hornblende-andesite. Phenokristen: Plag. (An 35-45 %) Hoch- temp. Optik. (Fedorow), manchmal porphyritische Aggregate, Grosse von 2-10 mm. Idiomorph. Zonarbau mit Rekurrenzer-scheinungen. Zw. Ges.: Albit, Karlsbad, Albit-Karlsbad, Aklin.

Hornblende: dunkelbraun, z. T. v611ig opacitisiert, idiom. Stark pleoehr.

Grundmasse: manchmal dunkel pigmentiertes Glas mit wechselndem Anteil von Andesinleistchen mit Mikrophenokristen von idiom. farblosem Pyroxen.

Textur : porphyrisch, pilotaxitisch.

Im Nordteil des Aufnahmegebietes, im Raume von Ula und Mugla finden sich ebenfalls gleichartige nagelfluhiartige Konglomerate. Besonders eindrucksvoll tritt die Platte dieser Konglomerate auf der Hochfläche nordöstlich und östlich über der Ova von Mugla, bis zur Kette des Oyuklu Dag reichend, in Erscheinung. Gewaltig sind die Einstreuungen

von Diasporit-gerollen in einzelnen breiten Streifen in dieser Zone. Millionen Tonnen von Diasporiten sind hier auf sekundärer Lagerstätte vereinigt. Diese Konglomeratplatte erscheint gegen die Ebene von Mugla durch eine jüngere Störung abgerissen, was in den Aufschlüssen unmittelbar am Rande der Stadt überzeugend gezeigt werden kann. Ein weiteres Vorkommen von Pliozän wurde von v. d. KAADEN im NE-Teil des Arbeitsgebietes gefunden.

### **Das Pliozän von Aktaş bei Kirkpınar:**

Rund 10 Km NE Gürleyik Köy (Üçköprü) am linken Talufer des Kilcan Çay befindet sich transgressiv über dem Peridotit-Serpentin eine bis 200 m mächtige Steilwand in einer Höhe von 1400-1600 m u. d. M. Es handelt sich um eine Brack- bis Silsswasserfazies des Pliozäns, die 20° nach SE geneigt ist und nur von Kleinststörungen betroffen worden ist. Diese Pliozän wird aufgebaut aus weissen Mergelkalken, schwach oolithischen Kalken, hellgrauen Kalken wechsellagernd mit Tonen und ausserdem sind in die höheren Niveaus schwarze Braunkohlentone eingeschaltet. Wegen Zeitmangels musste auf das Aufsuchen von evtl. vorhandenen Braunkohlenflözen verzichtet werden, da das Gebiet schwer zugänglich ist.

Die Mergelkalke führen detritisches Material, wie Serpentinbruchstücke und wenig Quarz. Ausserdem Bruchstücke von Lignit und Gips. Stellenweise wurde eine reiche, aber schlecht erhaltene Mikrofauna von Gasteropoden und Ostracoden gefunden. Es handelt sich (nach mündlicher Mitteilung von Dr. TURNOVSKY) um Pliozän von einer Brack- bis Silsswasserfazies. Eine genauere Einteilung war wegen des schlechten Erhaltungszustandes der Mikrofossilien nicht möglich. Anscheinend hat das Pliozän nach E eine flächenhafte grosse Verbreitung. Es wurde ein Erosionsrest ausserdem auf der rechten Talseite des Dalaman Çay (oberhalb des Zusammenflusses mit dem Ören Çay) angetroffen.

# TEKTONISCHER ÜBERBLICK

*K. Metz*

Die für die stratigraphische Erläuterung gewählte Zweiteilung in einen nördlichen und südlichen Abschnitt lässt sich auch in einer tektonischen Erläuterung aufrecht erhalten, da die Grenze zwischen beiden Abschnitten eine einwandfrei tektonische ist und in beiden Abschnitten die charakteristischen Bauglieder auch verschiedenen tektonischen Einheiten zugezählt werden müssen. Es wird also im Folgenden mit der Erläuterung des nördlichen Abschnittes begonnen.

## **I - Der tektonische Bau des nördlichen Abschnittes:**

Vom tektonischen Standpunkt aus ist die Südgrenze durch die scharfe Grenzstufe der Marmore von Ula und der ihnen gleichgesetzten Schiefer von Karabörtlen gegenüber den Peridotitmassen des Raumes von Marmaris gegeben. Die Nordgrenze dagegen ist nach dem augenblicklichen durch die Geländebeobachtung gegebenen Forschungsstand rein willkürlich und vorläufig nur an einer Stelle über den Göktepe nördlich Muğla bis an den Rand des Menderesmassivs vorgetragen. Aus diesem Grunde können, in diesem nördlichen Raum auch nur vorläufige Beurteilungen durchgeführt werden, deren Bedeutung über das beobachtete Gebiet nicht hinausgeht.

Den Schlüsselpunkt zur tektonischen Erläuterung gibt, die a.) Schuppenzone von Ula, die als solche erst im Zuge der Kartierungen im Jahre 1953 erkannt wurde (Siehe Textfigur 4, Profil 9, Tafel 1).

Wie schon im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, liegt in dieser Schuppenzone eine Vielzahl an sich nicht zusammengehöriger und bis in den Flysch hineinreichender Bauglieder vor, die mit durchschnittlich flachem Nordfallen die zwei grossen Marmor Massen des liegenden Anteiles (Marmore von Ula) und des hangenden Anteiles (Marmore von Muğla) voneinander trennen. Wie aus der beigegebenen Karte unmittelbar ersichtlich ist, bildet die Schuppenzone von Ula im Räume westlich der Stadt Ula und nördlich von dieser mit Ost-NordostStreichen weiterziehend, eine verhältnismässig schmale Zone.



Die darin enthaltenen Peridotite sind besonders stark serpentiniert und tragen deutlich Zeichen stärkster mechanischer Verquetschung, sodass sie vielfach zu einem Riesenmylonit umgewandelt erscheinen. Nicht weniger stark, aber optisch geringer in Erscheinung tretend, ist die Durchbewegung der einwandfrei mesozoischen Gesteine dieses Raumes. In aller Deutlichkeit zeigt sich, dass verschiedene Profilanteile mesozoischer Kalke, Mergel und Flysch-Sandsteine aus dem ursprünglichen Profil-zusammenhang herausgerissen und zu tektonischen Schuppungen verarbeitet sind. Die mesozoischen Kalkmasse im Bereiche der hellenischen Felsengraber von Kyllandos setzen sich gegen Westen fort und zeigen hier ebenfalls starke tektonische Verschuppungen untereinander, sodass es hier nicht gelang, eine Regelschichtfolge festzustellen. Auch der Flysch im Bereiche des Dorfes Çamköy liegt beziehungslos zu seiner Umgebung, die aus Serpentin, kristallinen quarzphyllitischen Schiefen und Fetzen von roten Kalken und Radiolarienhornsteinen besteht.

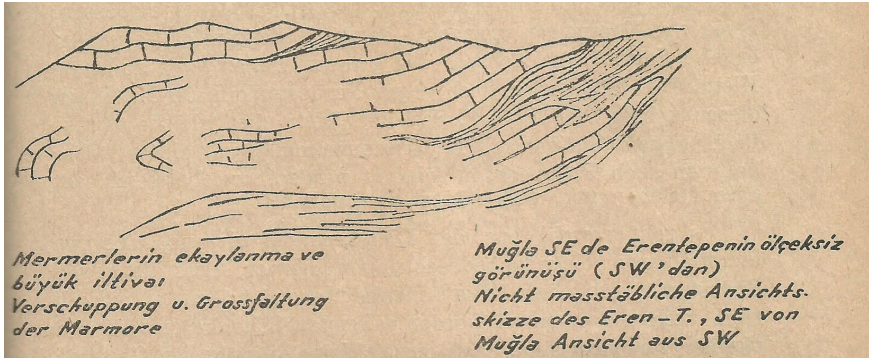
Der Streifen der Schuppenzone im Hügelland nördlich der Stadt Ula zeigt neben mesozoischen und bis in das Eozän reichenden Kalken, sowie Schuppen von Serpentin, auch mächtige Anteile kristalliner Schiefer. Erst im Raum des Hügellandes zwischen der Ansiedlung Domuzalanı und Abdullahpınarı stellen sich wieder mesozoische Kalkschuppen ein, wobei der fazielle Unterschied dieser gegenüber den umgebenden Marmoren besonders scharf ins Auge fällt. Auffallend sind hier feinsplattige, glattflächige, hellgraue bis blassschwarze Kalke mit mergeligen Zwischenlagen und vereinzelt auch dolomitische dunkle Kalke ohne jede Kristallisation nach bisherigen Erfahrungen möglicherweise Trias. Im Bereiche dieser Schuppenzone konnten auf dem Höhenweg zwischen Çampınar und Domuzalanı auch stark gefaltete dunkle Kalke im Zusammenhang mit phyllitischen Schiefen festgestellt werden, deren Fossilienmangel jedoch leider eine definitive Zuweisung zu den faziell vollkommen gleichen Permkalken des Gököpe nicht zulässt.

Die Fortsetzung der Schuppenzone von Ula ist auch jenseits der Querstörung von Abdullah pınarı zu sehen. Diese Störung schneidet das Hügelland nördlich von Ula und der Ova von Muğla gegen die Gebirgskette im Nordosten davon ab.

Der Erentepe (889 m) (Text fig. 6) zeigt in seinen Südwest Abstürzen deutlich eine mehrfache Schuppung kristalliner Gesteine mit Marmor, welche im Hangenden dann den Marmoren von Muğla entsprechen. Unterhalb der Schuppenzone von Ula, liegt die mächtige Marmorgruppe von Ula, wobei die Überschiebungszone oft deutlich diskordant über der Marmorgruppe liegt. Im Bereiche des Dorfes Çamköy kann man deutlich die örtlich bis zur Senkrechten aufgerichteten Marmore von Ula sehen, über deren abgestumpften Schichtköpfen flach die Gesteine der Schuppenzone aufsitzen (Siehe Tafel 1, Fig. 9). Im Hangenden der Schuppenzone liegt die mächtige geschlossene Masse der Marmore von Muğla, die in geschlossenem Ring die gesamte Ova von Muğla umsäumen.

Trotz der geringen faziellen Verschiedenheiten zwischen der liegenden und hangenden Marmorgruppe, kann ich mich nicht zur Auffassung bekennen, dass es sich hier um eine einfache, stark zusammengeklappte Synklinale Umbiegung handelt, in deren geschlossenen und gegen Norden fallenden Kern die Schuppenzone von Ula sitzt. Gegen eine solche Deutung spricht die Vielseitigkeit der stratigraphischen Schichtglieder des Schuppenprofiles und auch die Intensität der Schuppungen. Überdies müsste man in diesem Falle den Hangendschenkel der Synklinale als inverse Schichtfolge betrachten, was nicht mit der Tatsache in Übereinstimmung steht, dass die auf den oberen Marmoren sitzenden Kalke des Oyuklu Dağ der Oberkreide angehören. Es fehlen alle Anzeichen dafür, dass diese Kalke des Oyuklu Dağ tektonisch auf die inversen Marmore aufgeschoben sind. Es scheint vielmehr, dass sie in normaler transgressiver Lagerung auf diesen Marmoren sedimentiert wurden. (Photo 1) Sekundäre Bewegungen haben jedoch stattgefunden.

*Das Vorhandensein mesozoischer und eozaener Schichtglieder in der Schuppenzone von Ula beweist das jung alpidische Alter dieser Überschiebung. Die Kristallinität der hangenden und liegenden Marmorgruppe muss in eine Zeit vor dieser Überschiebung eingestuft werden. Die Überschiebung selbst entspricht einem oberflächennahen Vorgang mit Zerkleinerungstektonik und ohne eine zur mechanischen Deformation korrelierte Kristallisation.*



Şekil: 6

Die westliche Fortsetzung der Schuppenzone von Ula ist zur Zeit noch unbekannt. Sie kann auch aus den Angaben von PHILIPPSON nicht erschlossen werden. Hier ist eine Neukartierung notwendig. Trotzdem muss die hier stattgehabte Überschiebung als regional wichtiger Vorgang angesehen werden, der auch in der Fortsetzung gegen Nordosten noch seine Bedeutung hat. Unser Nordgebiet wird durch diese im allgemeinen flach Nord-fallende Überschiebung in zwei selbständige Abteilungen zerlegt.

Einen ausgezeichneten Einblick in die Tektonik der Massen b.) unterhalb der Schuppenzone von Ula gewähren die Profile der Schiefer von Karabörtlen. Wie schon im stratigraphischen Teil ausgeführt wurde, stehen diese in einem primären Sedimentverband mit den Marmoren von Ula, haben also zwar das gleiche tektonische Schicksal wie diese erlitten, auf diese Beanspruchung jedoch anders reagiert und lassen infolge ihrer deutlichen Verfaltung und Zerschering eine Typisierung der Tektonik zu (Tafel 1. Profil 8).

Eine solche lässt sich an dem ausgezeichnet erschlossenen Strassenprofil zwischen Ula und Karabörtlen und bei Armutçuk erkennen. Die Schiefer zeigen hier eine scharfe Verfaltung in zerscherte Grossfalten und mitunter eine heftige Detailfaltung, welche mit der Grossfaltung achsenmässig übereinstimmt. Es würde in diesen Gebieten nach der Methode einer tektonischen Gefügeanalyse im Profilbereich (B. SANDER 1948) eine grössere Serie von Messungen gemacht, deren Auswertung Folgen-

des ergab: Sowohl die Achsen der grossen Falten, wie auch die Kleinfalten fallen sehr flach gegen Nordosten ein, die Mittellage dieser Achsen ist N 44 E. Seltener feilt die gleiche Achse flach gegen Südwesten. Im Zusammenhang mit dieser Achse konnten auch Faltenachsen erkannt werden, welche senkrecht darauf stehen und nach Südosten einfallen.

Es geht sowohl aus den Diagrammen, wie auch aus den unmittelbaren Gelaendebeobachtungen hervor, dass die gegen Südosten einfallenden Faltenschenkel besonders gut entwickelt sind, während die nach Norden fallenden Schenkel kürzer und starker zerscherzt sind. Auf diese Weise entsteht im Gelände das Bild von generellem SO-Fallen der Gesteine.

Die Diagramme zeigen aber noch eine weitere Faltungsrichtung, welche ohne Zweifel älter ist, da sie von der Faltung mit NO-Achse verbogen und sonstwie gestört wurden. Es sind das im Wesentlichen meridional gerichtete Achsen, deren Streuungswert jedoch ziemlich gross ist. Man findet diese älteren Achsen in Form von Linearen, einer Feinfaltelung oder auch als Achsen einer starken Auflinsung. Es kann aus dem Geländebefund, wie aus den Diagrammen heraus mit Sicherheit gezeigt werden, dass diese meridionalen Achsen älter sind als die heute hauptächlich in Erscheinung tretende NO-Achse.

Im Bereiche von Armutçuk (7 km östlich von Ula) treten die Schiefer von Karabörtlen in unmittelbarem Zusammenhang mit mächtigen Marmoren und hier zeigt sich, dass die NO-Achsen stark gestört sind und durch annähernd Ost-West gerichtete Scherflächen umgestaucht werden. Diese Umstauchung geht auf eine jüngere Tektonik zurück und zwar auf die jüngere Zerschneidung, welcher auch der steile Wandabfall der Marmore von Ula gegen den Gökova Körfesi seine Entstehung verdankt. Die dieser jungen Tektonik zugehörigen Störungssysteme sind auf der Karte unmittelbar im Räume von Armutçuk ersichtlich.

Wir können sonach feststellen, dass die Schiefer von Karabörtlen und mit ihnen auch die gleichalten Marmore von Ula drei tektonische Deformationen erlebt haben; eine älteste, in welcher annähernd meridionale Achsen entstanden, eine auch für das heutige Streichen massgebliche NO gerichtete Struktur und eine jüngere Zerschneidung, welche in Ost-West bis Ost-Ostnordost-Richtung der jüngeren Zerlegung des gesamten Gebietes entspricht.

Inwieweit das gleiche Streichen der Schuppenzone von Ula zeitlich mit dem Nordost-Bau der Schiefer von Karabörtlen übereinstimmt, kann zur Zeit noch nicht endgültig festgelegt werden. Es gibt jedoch Argumente welche dafür sprechen, dass die Entstehung der Schuppenzone jünger ist als der Nordost-Bau der Marmor-und Schiefergruppe.

Der bisher schon referierte Befund über die Tektonik der Marmore von Ula deckt sich mit dem Befund aus den Schiefen von Karabörtlen. Beide gleichalte Gesteinsgruppen haben eine starke Deformation mitgemacht, welche aber nicht in Übereinstimmung steht mit dem flachen Schuppenbau der Schuppenzone von Ula. Die flache Überschiebung schneidet vielmehr diskordant über den Bau der Marmore darüber und es wurde auch schon betont, dass die Tektonik der Schuppenzone von Ula keinerlei Metamorphose erzeugte, sodass wir die schwache Metamorphose der Schiefer und Marmore ebenfalls als älter ansehen müssen.

Aequivalente der Schieferzone von Karabörtlen wurden von van der KAADEN südwestlich von Karabörtlen am Südufer des Gökova Körfezi gefunden. Ebenso scheint mir die Schiefergruppe auf der Datça-Halbinsel östlich des Emecik Dağ und südwestlich von Datça selbst hierher zu gehören. Diese Schiefer stimmen faziell mit der Gruppe von Karabörtlen überein und würden auch in deren streichender südwestlicher Fortsetzung liegen.

Auch die als stratigraphisches Äquivalent betrachteten Schiefer bei Çetibeliköy, 3 kilometer südlich des Gökova Körfezi und nördlich Marmaris können in ihrer Stellung auch tektonisch diesem Streichen angehören. Über sie wird noch bei der Besprechung des Baues des südlichen Abschnittes gesprochen werden müssen.

c.) Die mächtige Marmorgruppe im Hangenden der Schuppenzone von Ula (Marmore von Muğla) zeigen wohl grosse Ähnlichkeit mit den Marmoren von Ula, doch bestehen auch wie mir scheint, grosse Unterschiede gegenüber diesen. So wurde bereits betont, dass nur in den Marmoren von Muğla bisher primäre Diasporit-Lagerstätten gefunden wurden, während solche der tieferen Gruppe völlig abgehen. (Siehe dazu T. S. ÖNAY 1949). Auch das Vorkommen von Silex-Marmoren ist wesentlich mehr auf die tiefere Gruppe beschränkt, während solche Marmore im Bereich von Muğla wesentlich seltener auftreten.

Der Internbau der oberen Marmorgruppe entspricht weitgehend den Marmoren von Ula. Dies lässt sich jedoch nur dort feststellen, wo Bändermarmore die starken Verfaltungen anzeigen.

Inwieweit die in der Rampenstrecke der Strasse östlich von Muğla gefundenen schwarzen, feinkristallinen Kalke mit Fossilresten primär stratigraphisch den Marmoren von Muğla angehören, kann heute noch nicht entschieden werden. Es kann sich hier auch um tektonische Einschuppungen handeln.

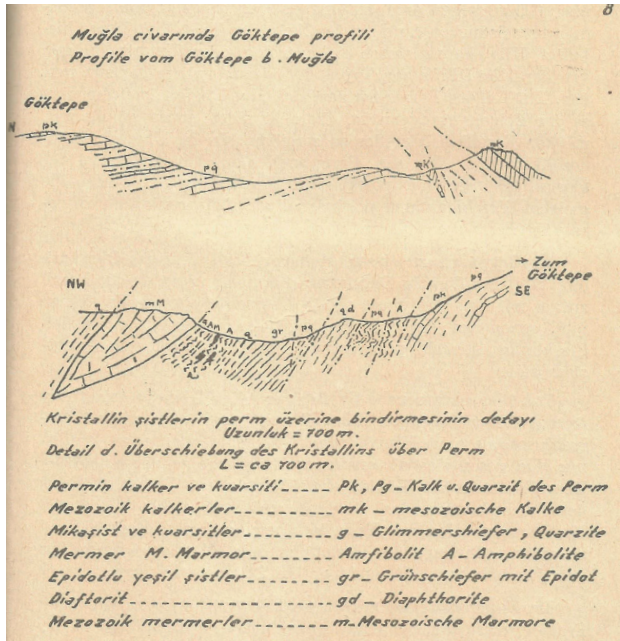
Auch im Falle der Marmore von Muğla steht die Verfaltung nicht in Übereinstimmung zu dem flachen Schuppenbau, wie er südöstlich von Muğla im Erentepe bereits erwähnt wurde (Text, fig 6).

Im Oyuklu Dağ liegen über den Marmoren mächtige Kalke, aus deren spärlichen Fossilfunden Oberkreidealter hervorgeht. Im Oyuklu Dağ liegen diese Kalke knapp im Hangenden einer Diasporit-Lagerstätte. Trotzdem im Oyuklu Dağ in den Kalken ausserordentlich starke Zerscherungen auch morphologisch scharf zum Ausdruck kommen, scheinen mir die Aufschlüsse keinen Anhaltspunkt dafür zu geben, dass diese Serie der Kreidekalke einer weiten Überschiebung über die Marmore entspricht, sondern ich halte sie für transgressiv auf den Marmoren abgelagert, durch jüngere Tektonik jedoch örtlich über diesen bewegt. Die junge Hangendkalkfolge des Oyuklu Dağ lässt sich, oft tief in die Marmore eingesenkt, nordwärts bis an den Sattel verfolgen, welcher zum Perm des Göktepe weiterleitet.

d.) Aus dem beigegebenen Profil über den Göktepe geht die Lagerung des Perm; sowie auch der Störungsverband der jungmesozoischen Kalke gegenüber dem Perm hervor. Es lässt sich in diesem Raum jedoch aus diesem Profil heraus noch keine Tektonik ableiten, welche die tatsächliche Stellung des Perm Klären würde. Auch die eindeutige junge Überschiebung der Schieferhülle des Menderesmassivs über die flache Permantiklinale des Göktepe, lässt sich noch nicht in einen grösseren Zusammenhang einbauen. Diese Überschiebung ist ohne Zweifel jung, da eine Kalkrippe von mesozoischem Habitus in Verbindung mit einer kleinen Diasporitlagerstätte, in starker Mylonitisierung im Kristallin westlich des Göktepe eingefaltet und mit überschoben ist. Die Kalkrippe unterscheidet sich scharf von den grobkristallinen Mar-



moren, die gerade zu verflözt mit Glimmerschiefern und Amphiboliten im Kristallin liegen.



Şekil. 8

Dieser Befund scheint mir auch deswegen von Wichtigkeit zu sein, weil er eine alpidische Anteilnahme der kristallinen Gesteine der Menderesmasse am Bau des karischen Faltengebirges, also am taurischen Bauplan beweist.

Die Permschichten des Göktepe mit einer Mächtigkeit von über 600 m zeigen eine auffallende Plattungstektonik, besonders im nördlichen Anteil in der Nähe der Kristallin-Überschiebung, Hier konnte durch die petrologischen Untersuchungen van der KAADEN's der Typus der Metamorphose geklärt werden. Ein Teil des Perms hat demnach eine Regionalmetamorphose der Epizone mitgemacht, die aber nicht stark genug war, um den Fossilinhalt restlos zu zerstören. Da die Überschiebung des Kristallins über das Perm auch den Mineralbestand der kristallinen Schiefer postkristallin deformiert hat, dürfen die gleichen

Erscheinungen postkristalliner Deformation der Minerale im Perm ebenfalls auf diese Überschiebung zurückgehen.

Im Gegensatz zu dieser Metamorphose zeigt das Oberkreide-Profil des Oyuklu Dağ keine Umwandlung sodass die Frage aufgeworfen werden muss, ob die Überschiebung der Kristalline nicht schon vor der Oberkreide in altalpidischer Zeit ablief. Sie könnte sonach praegosauisch, vielleicht auch schon jurassisch sein.

Das hier besprochene Profil über den Göktepe bringt zunächst also viel weniger eine Klärung der tatsächlichen Verhältnisse, als eine Präzisierung der hier vorhandenen Probleme; Wie lassen sich die anscheinend gegeneinandergerichteten Überschiebungen im Göktepe-Profil erklären? Was ist die Basis der Permschichten des Göktepe und wie stehen sie zu den Marmoren von Muğla? Erst die Klärung dieser Fragen kann zu einer Aufhellung der Beziehungen des Menderes Kristallins zum jugendlichen Faltengebirge des Südens erbringen.

Im Zusammenhang mit diesen hier noch offen zu lassenden Fragen muss auch auf die ungeklärten Verhältnisse in der streichenden Fortsetzung gegen West und Ost hingewiesen werden. Weder die Aufnahme von Phillipson noch die von T. S. ÖNAY gegebene Übersichtskarte vermögen infolge allzugrosser Zusammenfassung unklarer Schichtgruppen und ungeklärter Stratigraphie einen Ausblick auf die Bauverhältnisse entlang dem S. Rand der Menderesmasse zu geben.

An diesen Fragen hängt aber noch das Verständnis für die paläozoischen Marmore und die mesozoischen Bauglieder, Eine zeitliche Aufgliederung in altersverschiedene tektonische Bauphasen zeichnet sich allerdings heute klar ab.

## **2 — Der telefonische Bau des südlichen Abschnittes:**

Wie schon aus der stratigraphischen Charakteristik des südlichen Abschnittes hervorgeht, liegen in diesem ganz andere Bauglieder vor als im nördlichen Abschnitt. PHILIPPSON hat in seinen Arbeiten diesem Umstand insofern Rechnung getragen, als er diesen Abschnitt als das «südkarische Faltengebirge» bezeichnete.

Die tektonischen Untersuchungen zeigten nunmehr, dass auch eine tektonische Grenzfläche südlich der Marmore von Ula und der Schiefer



von Karabörtlen durchläuft, an welcher beide Bauabschnitte mit ihren verschiedenen Baugliedern hart aneinander stossen. Diese Grenzfrage ist bei Karabörtlen und im Tal des Namnam Çay klar aufgeschlossen und hier auch verhaeltnismässig gut deutbar.

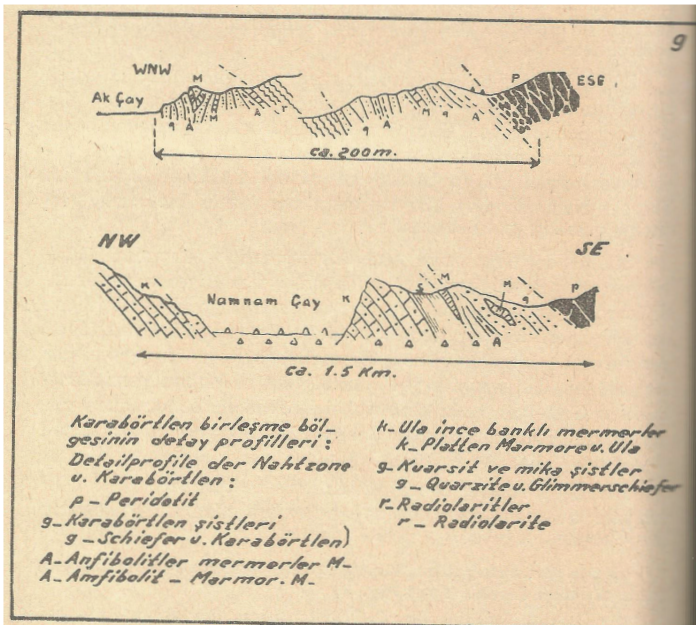
Südlich der Grenzfrage treten als wesentliche tektonische Baukörper die Peridotitmassen einerseits, mächtige mesozoische Kalkprofile andererseits miteinander in Beziehung. Es muss jedoch als besonders wichtig betont werden, dass in den Grenzfragen der grossen peridotitischen Bewegungskörper immer wieder Äquivalente der Schiefer von Karabörtlen in Mischung mit kristallinen Gesteinen auftreten, wobei in solchen Zonen auch mesozoische, nicht metamorphe Gesteine als tektonische Schuppen miteinander aufgebaut sind.

Die Besprechung des südlichen Abschnittes wird in Teilabschnitte unterteilt, die sich aus der tektonischen Aufgliederung des Gebietes ergeben.

#### **a) Die Grenzfrage bei Karabörtlen und Ihre Fortsetzung nach Westen (Siehe Text Fig. 5);**

Am Besten lassen sich die Verhältnisse der Grenzzone bei Karabörtlen im Tale des Ak Çay und Namnam Çay darstellen. Im unmittelbaren Bereich der Fahrstrasse, die vom Norden nach Karabörtlen kommt, liegen südlich der Schiefer von Karabörtlen Schuppen von kristallinen Gesteinen mit Glimmerschiefern, Amfiboliten, Quarziten und auch vollkommen serpentinierten und tremolitisierten Peridotiten. Dieses Kristallin liegt gegenüber der flachen Lagerung der Schiefer von Karabörtlen im Tale des Ak Çay mitunter vollkommen senkrecht und beide Gesteinsglieder erweisen sich vielfach miteinander verschuppt. Während im Bereich der Strasse nicht unmittelbar festzustellen ist, wie die grosse Masse der Karabörtlen Schiefer zum Kristallin steht, kann man in der streichenden Fortsetzung gegen Nordosten, sowie in einem Querprofil zum Namnam Çay die Lagerungsbeziehung deutlich erkennen. Die Karabörtlen Schiefer und die mit ihnen verbundenen Marmore sinken unter das Kristallin ein. Das Kristallin selbst bildet im Ak Çay eine steilgeschuppte Antiklinale mit einem Internbau, welcher im

Wesentlichen Nord-Süd gerichtet ist, wobei die Achsenlage zwischen N 15 E und N 15 W schwankt.



Im Bereich des Ak Çay sind nun sowohl in den randlichen Marmoren der Serie von Ula-Karabörtlen, wie auch im Kristallin selbst, rote Kieselgesteine eingeschaltet, doch konnten in diesem Falle keine Spilite nachgewiesen werden, worüber in, einem eigenen Absatz noch die Rede sein wird.

Die Höhe P. 312 zwischen Ak Çay und Namnam Çay wird von einem langgestreckten Peridotitteil eingenommen, unter welchem am Namnam Çay die gleiche Kristallinserie wieder herausschaut. Dieser Serpentinkeil liegt wurzellos tektonisch über dem genannten Kristallin darüber. (Profil 8 Tafel 1).

Wie das Profil am Namnam Çay zeigt, liegt auch die Hauptmasse der Peridotite südöstlich dieses Flusses über dem steil in die Tiefe tauchenden Kristallin. Auch hier ist dieses Kristallin mit den Schiefen von Karabörtlen ver schuppt, sodass an der Annahme, dass es sich hier um einen beträchtlichen Bewegungsverband handelt, nicht zu zweifeln

ist. Die Basisanteile der Peridotite zeigen durch die Bewegung oft eine mächtige Mylonitzone und Auflösung zu einer tektonischen Brekzie. Die Peridotitmasse stellt demnach eine höhere Einheit dar als die Schiefer von Karabörtlen und die Marmore von Ula. Sie haben demnach gegenüber dem letztgenannten Paläozoikum die gleiche Position wie die Peridotite in der Schuppenzone von Ula. Dass dieser Verband heute nicht nur unterbrochen, sondern auch schwer sichtbar wird, geht auf die jüngere Bruchtektonik zurück welche den südlicheren Küstenabschnitt gegen die nördliche Hochscholle abgeschnitten und tiefer gelegt hat.

Im Kartenprofil erscheint die Grenzfläche von Karabörtlen mit reinem Nordost-Streichen, was im Gegensatz zu dem Nord-Süd streichenden Internbau des Kristallins steht. Gegen Südwesten setzt sich diese Zone, nur in den Randgebieten der südlichen Peridotite aufgeschlossen, fort und wird dann bei Çetibeliköy durch die mächtige Masse der pliozänen Nagelfluh verdeckt.

Erst westlich der Strasse, die von Çetibeliköy südwärts nach Marmaris führt, finden sich wieder Aufschlüsse und wichtige Hinweise auf die Tektonik.

Die besprochene Nahtzone lässt sich in folgender Weise charakterisieren;

1 — Das flache Einfallen der Marmore von Ula nach Nord-west und das verhältnismässig flache Fallen der Schiefer von Karabörtlen nach Südost wird in der Schuppenzone mit dem Kristallin im Tale des Ak Çay und Namnam Çay durch ein unruhiges und durch zerschuppte Falten ausgezeichnetes steiles Fallen abgelöst.

2 — Die Lagerung des Kristallins in den genannten Tälern mit seiner steilen bis senkrechten Aufrichtung der s-Flächen, zeigt einen Internbau mit Nord-Süd-streichender Achse an, während die Begrenzungen dieser Zone Nordost-Streichen haben. Die Nordost streichenden Grenzen sind ohne Zweifel Verschuppungszonen.

3 — Bis auf die steilliegenden Überschiebungszonen zeigt sich auch in den südlichen Bauabschnitten im allgemeinen eine flachwellige Lagerung, die in starkem Gegensatz zu der steilflächigen Schuppung der Nahtzone steht.

In der westlichen Fortsetzung dieser Nahtzone finden sich gute und aufschlussreiche Profile erst wieder in der Zone von Çetibeliköy westlich der Strasse die nach Marmaris führt (siehe dazu Textfig 3). Diese südwärts führende Strasse nach Marmaris folgt einer schmalen Schuppenzone, deren Gesteinsinhalt ebenfalls wieder neben Kristallin auch Schuppen von Mesozoikum und Schiefer-Hornsteinfazies führt. Der nördliche Beginn dieser Zone liegt bei Çetibeliköy. Jedoch zeigen Aufschlüsse am Südufer des Gökova Körfezi, dass die Schiefer von Karabörtlen unter der Pliozänbedeckung nicht in Nord-Süd-Streichen umschwenken, sondern gegen Südwesten weiterziehen. Daraus ergibt sich, dass die Nahtzone von Karabörtlen einerseits gegen Südwesten in den südlichen Gökova Körfezi hinausstreicht, andererseits aber in der nach Marmaris leitenden N-S gerichteten Schuppenzone eine Abzweigung hat.

### **b) Wir besprachen zunaechst den Bau des Gebietes von Çetibeliköy:**

Westlich der Strasse nach Marmaris folgt an senkrecht stehender tektonischer Grenze gegen einen stark durchbewegten Peridotit eine Schieferserie, deren tektonischer Charakter in der Steilstellung und vollkommenen Zerlinsung (Quetschtektonik) zum Ausdruck kommt. Die hier vorliegenden Schiefer (Serie von Çetibeliköy) wurden im Teil 1 bereits charakterisiert. Die hier gemessenen Achsen streichen im allgemeinen nach N 15 W; die Flächen pendeln zwischen N 30 E und N-S. Das Fallen ist zumeist steil nach Westen gerichtet, in unmittelbarer Nähe des Serpentins jedoch örtlich auch steil ostwärts.

Gegen die westliche Hügelkette zu schalten sich in die Schiefer auch zahlreiche Spilite, Glaukopharigesteine und Brekzien ein und weiter Aufwärts beginnt eine Zone mit ausgesprochener Vormacht plattiger bunter Kalke. Die Schieferzwischenlagen zwischen der Kalkbänken entsprechen der bunten Schieferserie von Çetibeliköy.

Beide Serienanteile gehören ohne Zweifel stratigraphisch zusammen. Auch die Durchbewegung der plattigen Kalke ist ausserordentlich stark, ihre Kristallinität ist verhältnismässig gering.

Das über dem Dorf gegen Westen in das Gebirge führende Tälchen enthält unterhalb dieser steil gestellten Serie ein Flyschprofil, dessen Fa-

zies dem Flysch von Çamköy in der Schuppenzone von Ula entspricht. Mit tektonischer Diskordanz ist die bunte Serie über diesen Flysch geschoben. Den Flyschgesteinen fehlt jede Metamorphose und sie zeigen eine flachwellige Faltung mit E-NE gerichteter Achse. An der Bewegungsbahn zwischen beiden Serien liegen in Form einer tektonischen Brekzie auch fremde Gesteine mit tektonischen Gerollen von Serpentin, Gabbro, die als grobe Brocken im Schieferbrei eingelagert sind.

Über einen Sattel hinweg gegen Nordwesten steht die bunte Serie in unmittelbarem Zusammenhang mit grauen Schiefen der Fazies der Schiefer von Karabörtlen. Der dichte Bewuchs und die mächtige pliozäne Nagelfluh verhindert hier genauere Einblicke in die Lagerung. Festgehalten werden muss hier die Überschiebung dieser Serie über den Flysch und der tektonische Verband gegen die mächtige im Osten folgende Masse der Peridotite. In dem hier beschriebenen Profil wird es nicht klar ersichtlich, ob diese Peridotite über der Serie von Çetibeliköy liegen, da die spärlichen Aufschlüsse hier nur senkrechte Grenzen zeigen. Weiter südwärts jedoch ergeben Aufschlüsse eindeutig die Lagerung der östlichen Peridotite über der Schuppenzone.

### **c) Die Fortsetzung dieser Schuppenzone nach Süden:**

Ergibt weitere wichtige Anhaltspunkte für ihre Deutung. Der letzte Strassensattel vor dem Abfall der Strasse nach Marmaris zeigt Aufschlüsse bunter phyllitischer Gesteine und verschieferter Amphibolite, und der hier von der Strasse abzweigende alte Weg nach Marmaris ergibt ausgezeichnete Einblicke in die Lagerung. Wir sehen zunächst eine gleiche Schieferentwicklung wie bei Çetibeliköy und etwa in halber Wegeshöhe konnten auch die brekziösen, detritären Kalke, die so charakteristisch für diese Serie sind, aufgefunden werden. Überdies liegen hier aber auch mächtige Massen roter Kieselgesteine (Radiolarit und Hornstein) in Verbindung mit mesozoischen Kalken unbekanntes Alters und mit reichlichen Spiliten. In dem hier vorliegenden Profil zeigt sich die steile Überlagerung der östlichen Peridotite über der steilstehenden Schuppenzone der Schiefer, ferner die Einschuppung mesozoischer Kalke in tektonischer Diskordanz. Es zeigt sich aber weiterhin auch, dass die westliche Masse der Peridotite mit steilen Grenzen

und unter Schuppungerscheinungen über dieser Schieferserie liegt, die sonach den Eindruck eines steil gequetschten Aufbruches macht (siehe Tafel I, Profil 5).

Die Kalkmassen des Kocakara Dağ und Büyükkara Dağ, die wahrscheinlich der Kreide angehören, liegen als in sich geschuppte Kalkkeile, dem meridionalen Streichen der Schuppenzone angepasst, wie

Zähne in einem Kiefer eingesenkt und zeigen wohl durch die Heftigkeit dieser Tektonik neben Zerbrechungen örtlich auch eine leichte Metamorphose.

Die Verbindung der hier vorliegenden Radiolarit-Hornstein-Fazies mit Spülten und Glaukophangesteinen, sowie mit Fetzen von hochkristallinen Amfiboliten und Glimmerschiefern, wird in einejn eigenen Kapitel gesondert behandelt.

Knapp nördlich von Marmaris schwenkt die Schuppenzone gegen Südwesten in der Richtung auf Hisarönü ab. Hier zeigt sich am Westufer der Bucht von Marmaris und in den westlich darauf folgenden Hügeln das Auftreten von Amfiboliten, Piemontit-Quarziten und Glimmerschiefern neben reichlichen Schiefer-Hornsteinen. Es ist in diesen Profilen kaum möglich, die stark tektonisierten mesozoischen Kalke von etwa älteren kristallinen Marmoren zu trennen, doch scheint beides hier vorzukommen, ohne dass es möglich wäre, solche Marmore mit der Fazies der Marmore von Ula unmittelbar gleichzusetzen.

Auf einer tektonischen Karte erscheint das Abschwenken dieser Schuppenzone aus der Nahtzone von Karabörtlen gegen Süden wie eine gewaltige Flexur, welche die Peridotitkörper östlich und westlich davon tektonisch voneinander trennt. Das Peridotitgebiet nordwestlich Marmaris liegt sonach zwischen der Nahtzone von Karabörtlen und wird im Norden von dieser begrenzt, und der bei Marmaris gegen Südwesten abschwenkenden Schuppenzone.

#### **d) Das Profil der Berge westlich Marmaris und der Halbinsel von Bayir:**

Die nach Hisarönü abschwenkende Schuppenzone mit Kalken (Marmoren), Radiolarit-Hornsteinen und kristallinen Schiefen ist in der Bucht von Hisarönü in Form steilstehender Kalkklippen und Radiolarit-Horn-

steine erschlossen. Südlich davon folgt eine kleine linsig begrenzte Peridotitmase, welche im P. 723 westlich der inneren Bucht von Marmaris gipfelt. An der Uferlinie lässt sich hier ausgezeichnet erkennen, dass dieser Peridotit bis knapp vor Gölenye Liman von kristallinen Gesteinen unterlagert wird.

Die Südbegrenzung dieses Peridotitkörpers zeigt in «seltener Klarheit, dass die mesozoischen Kalke der südlich folgenden Halbinsel vom Süden her unter diesen Peridotit einfallen, örtlich unter Zwischenschaltung stark verquetschter kristalliner Gesteine, Marmore und roter Radiolarite. Diese letztgenannte Überschiebung der Peridotite über der südlichen Masse der mesozoischen Kalke ist regional wichtig und es kann kein Zweifel bestehen, dass auch das Mesozoikum von der Halbinsel in der Begrenzung der Marmarisbucht nach Süden. (P. 400 m). und von Yilancik adası ebenfalls unter den nördlichen Peridotiten liegt.

Der Bau des Mesozoikums der Bayir Halbinsel ist im Einzelnen infolge des Fehlens einer neuen Stratigraphie noch unbekannt. Das Küstenprofil von Gölenye Liman zeigt jedoch im Wesentlichen klaren Ost-West-Bau mit Nord-fallenden Schichtflächen der Plattenkalke der Olonos-Pindos-Fazies. Im südlichen Teil finden sich Schuppungen und der Bau wird durch die Zwischenschaltung von Riffkalcken schwerer überblickbar. Sicher ist jedoch, dass das Zentrum der Halbinsel mit dem Ort Bayir von einer flachen Antiklinale eingenommen wird, unter deren Kalkfolgen tuffogene Schiefer liegen.

PHILIPPSON vertrat die Auffassung, dass hier mehrere tektonisch Einheiten, aus mesozoischen Kalken bestehen, übereinandergestapelt sind, doch scheint mir der Beweis hierfür infolge des Mangels an Stratigraphie noch ausständig. Im Falle einer Bestätigung Thecosmilienführender Trias bei Bayir wäre dieser Beweis allerdings gegeben. Dass der Bau der mesozoischen Kalke örtlich sehr starke Komplikationen aufweist, geht mit Klarheit aus dem Umstand hervor, dass der flachwellige Bau in manchen Zonen z. B. nördlich Bayir von steilgestellten Kalkzonen unterbrochen wird, die mit tektonischer Naht an die flachen Zonen anschließen. Wichtiger scheint mir die Beobachtung, dass die in den Olonos-Pindos-Kalken des nördlichen Anteiles (von Gölenye Liman südwärts) liegenden Radiolarite und bunten Hornsteinlagen keine



Beimengung von Spiliten haben und sich faziell von den gleichfalls bunten Hornsteine der früher beschriebenen Schuppenzone von Marmaris unterscheidet. Die Menge der Hornsteinschnüre und Radiolarite nimmt in den Profilen von Gölenye Liman gegen Süden ständig ab und ist schon im Bereiche der Bucht von Turunç fast auf Null reduziert.

### e) Die Peridotite westlich Marmaris:

Wie die bisherigen Beschreibungen erwiesen, stellt die mächtige Masse der Peridotite westlich von Marmaris einen zwischen Schiefernliegenden tektonischen Baukörper dar, während, die kleinere Linse südwestlich Marmaris von dieser Hauptmasse abgespalten ist und eine höhere tektonische Lage gegen über dem südlichen Mesozoikum einnimmt. Die Grenze zwischen beiden Peridotitkörpern streicht bei Hisarönü in das Meer hinaus und entspricht einer steilen Bewegungsbahn. Die nordwestliche Hauptmasse bildet die schmale Wurzel der Halbinsel von Datça und setzt sich in dieser Halbinsel noch westwärts bis zur Tiefenzone mit dem Isthmus von Datça



Şekil: 10

Dass diese Peridotitmasse im Bereich der Datça Halbinsel kein in der Tiefe wurzelnder Peridotit ist, ergibt sich klar aus den Aufschlüssen im Bereich des Çalça tepe. Die hier vorliegenden Kalkmassen zeigen im Wesentlichen eine flache Lagerung mit Zwischenschaltung grauer und grünlicher flyschartiger Schiefer. Vom Süden her ist in mässig steil gegen Süden fallender Bewegungsbahn der Peridotit über diese Kalke geschoben. An der Grenznarbe beider Gesteinsgruppen gelang es beim Dorfe



Alavar einen langen Streifen von Glaukophanschiefern mit Schieferhornsteinen, Spiliten und grauen phyllitischen Schiefern aufzufinden. Die Silex-Plattenkalke (Olonos-Pindos-Fazies) des Calça tepe und der benachbarten Berge sinken mässig steil gegen Süden unter diese Schuppenzone mit dem Peridotit und der glaukophanführenden Schieferserie unter. Die Kalke zeigen hierbei mylonitische Zerbrechung, Schuppung mit den Schiefern und örtlich leichte Metamorphose. Östlich des Calça tepe zeigen die Aufschlüsse im Tale Calça Sirt die Verspiessung von Kalken mit Peridotit, sowie auch phyllitische Schiefer.

Dieselbe Masse von Peridotiten, welche der gesamten östlichen Datça-Halbinsel ihren besonders wilden und gebirgigen Charakter verleiht, setzt sich bis Emecik Dağ östlich des Ortes Datça fort. Die Aufschlüsse knapp östlich des Ortes Emecik bieten das gleiche tektonische Bild wie die bisher beschriebenen Überschiebungszonen. (Tafel 1, Profil 4). Die Hochgipfel des Emecik Dağ bilden eine geschlossene, äusserst flach synklinal gelagerte Kalkmasse, die unter starker Reduktion ihrer Mächtigkeit beim Orte Emecik gegen Westen untersinken. Beim Orte Emecik sieht man nun im Hangenden der Kalke eine Schuppenzone von Plattenkalken mit Flysch und über dieser Schuppenzone folgt unter Zwischenschaltung phyllitischer Gesteine mit Spiliten mit tektonischem Kontakt die Masse der früher erwähnten Peridotite (Profil 4).

Die Basis der Emecik Kalke beim Orte Emecik jedoch zeigt neuerdings einen Verband mit Flyschgesteinen, Fetzen von Peridotit in stark serpentinisierten Zustand, Radiolarit-Hornsteinen und Spiliten. Diese, liegenden Flyschgesteine lassen sich nun um den ganzen Südfuss des Emecik Dağ verfolgen und überlagern ihrerseits jenen schmalen Streifen von Peridotit, welcher den Isthmus von Datça an der Nordküste der Halbinsel begrenzt.

Das Mesozoikum des Emecik Dağ, welches sich in tektonisch aufgelösten Schuppen gegen Südwesten bis an die Südküste fortsetzt, liegt demnach tektonisch unter den östlichen Peridotiten, aber oberhalb der westlichen Peridotite beim Orte Datça selbst. Soweit die Aufschlüsse studiert werden konnten, ergaben sie den Eindruck, dass die Überlagerung des Emecik Dağ-Mesozoikums über dem westlichen Peridotit

wenigstens zum grössten Teil nicht tektonisch, sondern primär transgressiv ist. Durch diese Lagerungsfolge erweist sich die Peridotitmasse westlich Marmaris auch in der Westbegrenzung als tektonischer Bewegungskörper.

**f) Der westteil der Halbinsel von Datça. (Tafel 1, Profil 1-3).**

Dieselbe hangende Position, die das Mesozoikum des Emecik Dağ über dem Peridotit nördlich des Ortes Datça hat, kommt auch der grossen mesozoischen Gebirgsmasse zu, die den Westteil der Halbinsel aufbaut.

Diese Position wird lediglich durch maschtige Störungen etwas verschleiert, welche die pliozänen Schichten von Datça gegen die westliche Gebirgsmasse begrenzen, doch zeigen Aufschlüsse im Innern und an der Südküste die Lagerung des Mesozoikums über Peridotit an.

Ein Profil (No. 2) in Nord-Süd-Richtung über den Yarık Dağ gibt wichtige Charakteristika der Lagerung wieder. Der Yarık Dağ ist jener bizarr geformte Gipfel unweit westlich des Ortes Datca und in der Karte 1:25.000 mit P. 615 bezeichnete. Zwischen dem Yarık Dağ und der nördlich davon liegenden Gebirgskette schaltet sich eine mit Störungen begrenzte, steilgestellte Gesellschaft von Schieferen ein, in welcher auch Spilite vorkommen, sowie dünngebankte schwarze Kalke, die zwar fossilfrei sind, die ich jedoch für Paläozoikum halte. Dieser Schieferstreifen lässt sich gegen Südwesten weit in das Innere verfolgen und trennt die geschlossene Masse des nördlichen Mesozoikums von den südlichen Ketten. Die südliche Masse des Yarık Dağ mit den gegen die Südküste zu folgenden Gipfeln liegt in steil antiklinales und mehrfach gestörter Lagerung vor. Es handelt sich um Plattenkalke der Olono-sPindos -Fazies in mehrfachem Wechsel mit Riffkalcken, wobei aber im Bereich der Südküste z. B. bei Mersincik Eski Karakol oder im Bereich von Kargı Liman mächtige Flyschmassen zwischen die Kalke eingeschaltet sind. Im Grossen scheint die antiklinale der Gipfel Yarık Dağ -Sivrikalesi Tepe nordöstliches Streichen zu haben. Im Kern dieser Antiklinale tauchen Peridotite in der üblichen Gesellschaft mit Schieferen, auf, wobei ungeheuer starke tektonische Zerbrechung festzustellen ist. Im Bereiche des Tülü dağ (WSW vom Yarık Dağ) bildet der Peridotit das Südost-

gehänge, während die eigentlichen Kalke der Gipfelregion tektonisch zwischen diesem Peridotit und der Schiefermasse des Nordfußes eingesenkt sind.

Der gleiche Peridotit, wie er im Gebiete der Südküste auftritt, erscheint auch am Farhweg südwestlich Datça am Fusse des Yarik Dağ. Beim Orte Hisirzah liegen in ungeheurer Verschuppung und Verfaltung grobe Sandsteine, kristalline Quarzite, phyllitische Schiefer, schwarze Kalke, auch Fetzen von Serpentin vor. Die ganze Folge erinnert stark an die Schuppenzone von Karabörtlen, Die Lagerung ist durchwegs steil, gegen OstNordo streichend und es muss vermerkt werden, dass auch die mesozoischen Kalke, an welche die Schieferzone anstösst, deutlich Spuren starker Durchbewegung aufweisen.

Das Tälchen, welches südlich des Yarik Dağ gegen Süden führt, zeigt eine hohe Auffüllung mit Schottern. Unter diesen liegen jedoch feinsandige Sedimente mit weissen Tuffen, welche örtlich immer in grosser Menge Brocken und kleine Stücke andesitischer Bomben enthalten. Das Vorkommen lässt sich mit den von E. CHAPUT beschriebenen pliozänen Tuffen von Datça und den von uns gefundenen gleichartigen Vorkommen weiter westlich bei Cesmeköy vergleichen. Die Mächtigkeit dieser pliozänen Bildungen ist über 100 m und sie reichen bis auf 250 m über den Meeresspiegel hinauf. Sie sind im südlichen Anteil etwas geneigt, im Bereiche der Täler jedoch horizontal gelagert. Auf der Hochebene im Hintergrunde des erst erwähnten Tälchens liegen reinweisse Kristallsande mit Feldspatstückchen, die vielleicht auf eine vorübergehende Seesedimentation hinweisen. Das Pliozän dieses Raumes liegt höher als das beim Orta Datça selbst, ist in die bereits fertig erodierten Schluchten der mesozoischen Kalke und Berge eingelagert und dürfte gegenüber dem Isthmus von Datça in junger Zeit mehr als 100 m. gehoben sein.

Das nächstwestliche Profil No. 2 führt über den bereits erwähnten Tülü Dağ, über die Senke beim Dorfe Döşeme Meşeçukuru, in die nördliche Kette des Pınardolağı Tepe. Während nördlich des Yarik Dağ junge Störungen die nördliche Kette hoch herausgehoben haben, und hier bedeutende Wandbildungen erhielten, scheint hier die nördliche Kette flach über den Schiefen zu liegen und örtlich mit diesen ver-

schuppt zu sein. Das flache Nordfallen dieser Kette bis an die mit einem Kliff ausgestattete Nordküste der Halbinsel ist von der Landspitze nördlich Datça aus deutlich festzustellen.

Bis in den weslichen Teil der Halbinsel verfolgt der Fahrweg die Schieferzone zwischen der nördlichen und der südlichen Kalkkette. Im Bereiche des Orta Çeşme köy zeigt sich deutlich eine massige rif-fogene Kalkbank unter den Plattenkalken der Olonos-Pindos-Fazies. PHILIPPSON (V, p. 73) erwähnt von hier den Fund einer *Diplopora herculea* aus einem Geröll bei Yaka. Das Streichen der Gesteine in diesem Bereich der Halbinsel ist nahezu Ost-West und nur örtlich in nordöstliche Richtung umgebogen. Die aus den Profilen ersichtliche Art der Lagerung der Schiefergesteine zwischen den Kalkmassen lässt sich gleichartig nur mit kurzer Unterbrechung zwischen Çeşmeköy und dem Bereich der Ruinen-Stadt Kinidos weiter verfolgen. Im Gesamtüberblick erscheint das westliche Mesozoikum der Halbinsel Datça als eine stark gestörte Antiklinale der Kalke mit örtlichen Zwischenlagerungen von Flysch. Eine genaue Stratigraphie dieser mesozoischen Massen ist hier vorläufig ebenso unbekannt wie in der weiter östlichen Halbinsel von Bayır. Es kann daher über eine allfällige Schuppung und Aufteilung der Gesteine in mehrere Bewegungskörper noch keine sichere Aussage gemacht werden. Das Streichen der mesozoischen Gesteine ist im Großen schwankend zwischen Ost-West und Ostnordost, örtliche jedoch, besonders im Bereich der stets Nordost streichenden Schieferzonen und an jüngeren Störungen kommen Umbiegungen bis zum Nord-Süd Streichen vor.

Einer jungen und bis in nachpliozoene Zeit hinein wirksamen Strömungstätigkeit entstammen zwei morphologisch sehr wirksame Störungssysteme, die senkrecht aufeinander: eines in Nordwestrichtung, dem auch die Gebirgsrandstörung bei Datça entspricht und eines in Nordostrichtung, Beiden Störungssystemen entsprechen wesentliche morphologische Richtungen der Halbinsel.

### **g) Der Raum östlich von Marmaris bis zum Köyceğiz Göl:**

Der Peritotikörper, welcher die Nord-Süd streichenden Schuppenzone nördlich von Marmaris begrenzt, zeigt auch gegen Süden zu eine

typisch tektonische Abgrenzung, die sich in einer steilstehenden Schuppenzone zu erkennen gibt. An dieser wieder, wie es allgemein üblich ist, Amphibolite, Quarzite, Glimmerschiefer, Spilite und Marmore beteiligt, wobei auch Kalkschollen vom Habitus des südlichen Mesozoikums In diese bunte Gesteinsgesellschaft einbezogen sind. Nördlich der Sandbarre, die die innere Bucht von Marmaris gegen Südosten verschliesst, liegt unmittelbar an der Küste eine solche Schuppenzone. An ihr ist an dieser Stelle auch ein kleines Vorkommen von Flysch beteiligt.

Diese Schuppenzone setzt sich nun gegen Osten, gut markiert durch eine morphologische Depression, fort und mündet in die nächstöstliche Bucht von Ak Liman ein. An den Felsenufern von Bozburun selbst und an anderen Stellen findet sich die Schuppenzone wieder aufgeschlossen und es kann gar kein Zweifel bestehen, dass ihre östliche Fortsetzung bei Büyük Karaağaç zu suchen ist. PHILIPPSON beschreibt in V, p. 78 aus der Talebene westlich Büyük Karaağaç Gerolle von Amphibolit im Bachbett und erwähnt von der Passhöhe bei 445 m Seehöhe Amphibolitschiefer, Quaratschiefer und dunkelgrüne Phyllite.

In örtlich nicht ganz geklärter Form kommt dieser Streifen der Schuppenzone westwärts in der Grenze des Peridotits im Norden und des Mesozoikums des Evlemez Dağ zu liegen, wo sie wieder eine morphologische Tiefenlinie ergibt. Letztere, mündet in das südwestliche Eck des Köyceğiz Göl. Die ganze gewaltige, östlich und nordöstlich von Marmaris ausgebreitete Peridotitmasse ist sonach allseitig tektonisch umgrenzt; im Norden durch die Narbenzone von Namnam Çay, Karabörtlen, Çetibeliköy, im Westen durch die schon beschriebene Schuppenzone, die sich im Süden bis zum Köyceğiz Göl verfolgen lässt.

Es zeigt sich hierbei, dass die südliche Schuppenzone ein steiles Einfallen gegen Norden hat, einige Achsen der Verfaltung streichen hierbei 0 20 N und fallen flach gegen W 20 S ein.

Die äussere Umrahmung der Bucht von Ak Liman wird neuerdings südlich der Schuppenzone von einem schmälere Peridotitkörper gebildet, welcher steil ins Meer abfällt. Es kann meines Erachtens kein Zweifel darüber bestehen, dass unter dem Meeresspiegel das versunkene Mesozoikum, welches die Bucht von Marmaris gegen das offene Meer verschliesst, unter diesen Peridotit einfällt. Dasselbe darf von den

mesozoischen Kalken von Yılançık adası behauptet werden, da auch diese Kalke ein flaches Nordfallen zeigen.

Das Mesozoikum des Evlemez Dağ (Tarbelus Mons der Alten) ist ebenfalls eindeutig von den Peridotiten überschoben. Diese Beobachtung wurde auch von PHILIPPSON (V, p. 78) referiert, da er davon spricht, dass die mesozoischen Kalke des Tarbelus Mons nordwärts unter die kristallinen Schiefer einfallen. Diese ganze Berggruppe zwischen dem Südufer des Köyceğiz Göl und der antiken Stadt Kavnos im Süden zeigt besonders im östlichen und südlichen Anteil ein ausserordentlich flaches Einfallen. Die ganze mesozoische Masse ist südöstlich des Hauptgipfels durch eine Nordost Südwest streichende Bewegungsbahn in zwei tektonische Teilkörper untergeteilt, wobei auch Schiefer mit Spiliten an der Bewegungsbahn sichtbar werden.

In der Umgebung des alten Kavnos bis südwärts an die Küste hinaus liegt auch eine mächtige Entwicklung von Flysch in der tieferen der beiden Teileinheiten.

Das Mesozoikum des Evlemez Dağ setzt sich östlich des Dalyan Çay gegen Südosten bis an den Dalaman Çay fort und zeigt auch hier eine flache Lagerung der gebankten Kalke. Im Norden jedoch liegt dieses Mesozoikum über den als Hügel in der grossen Alluvialebene zum Vorschein kommenden Peridotiten. Diese Peridotite tauchen auch innerhalb der Kalkmassen des Dalaman Çay nach den Feldbefunden von VAN DER KAA-DEN als Fenster im Zusammenhang mit Radiolariten heraus.

Wenn wir die beiden Kalkmassen des Evlemez Dağ und der südöstlich davon liegenden Gebirgsgruppe einander tektonisch gleichsetzen, dann ergibt sich aus den beschriebenen Befunden dass die Peridotite westlich des Köyceğiz Göl eine höhere tektonische Lage einnehmen als die östlich davon. Zum gleichen Ergebnis kommen wir bei Beachtung der Lagerungsverhältnisse nordöstlich des Ortes Köyceğiz, Hier setzt in der auffallenden Berggruppe nordöstlich des Sees eine mächtige Kalkmasse ein, die sich gegen Nordosten fortsetzt. Hier konnte VAN DER KAADEN zeigen, dass auch diese Kalkmasse in zwei Teilbewegungskörper gegliedert werden kann, wobei Kalke und Ply-

schfazies eozänen Alters (Lutet) den Sockel der Felswände bilden und darüber bankige und massige Kalke der Oberkreide die Gipfelregion aufbauen. In ziemlich flacher Überschiebung liegt nun eine Peridotitmasse über diesen Kalken darüber.

Östlich von Köyceğiz ruht die Flyschentwicklung des Eozän auf einer tieferliegenden Peridotitmasse? welche gleich ist jener, die weiter südlich ebenfalls unter die Kalke des Mesozoikums einsinkt. Es ergibt sich sonach, dass wir das südliche Mesozoikum des Evlemez Dağ den mesozoischen Massen nordöstlich des Köyceğiz Göl geichsetzen dürfen, wobei diese Kalkmassen einerseits auf Peridotit aufsitzen, an ihrer Nordwestbegrenzung jedoch von dem mächtigen Peridotitmassiv der nordlicheren Einheit überschoben werden.

### **Junge Tektonik:**

Der fertige Falten- und Deckenbau wurde in jüngster Zeit, wahrscheinlich schon nach dem mittleren Pliozän, in Schollen zerlegt, wobei es zu einem treppenförmigen Abfall von der nördlichen Menderesmasse gegen Süden kam. Die durch diese gegen Süden abfallende Stufung bedingte Morphologie kommt innerhalb des bearbeiteten Gebietes am besten im Bereich des Gökova Körfezi zum Ausdruck. Der mächtige von den Marmoren von Ula gebildete Abfall verdankt seine Entstehung einer Reihe von steil nach Süden einfallenden Störungen, welche gleichlaufend mit der Längsachse der Bucht von Kos mit ungefähr O 20 N streichen. Diese Störungen zerschneiden bereits die pliozänen Schotter des Tembelen Dağ und schneiden sie von ihren Äquivalenten bei Çetibeliköy ab.

Wie im stratigraphischen Abschnitt geschildert wurde, handelt es sich bei diesen nagelfluhartigen Schottern um Äquivalente der Schotter nordöstlich Muğla, wobei auch in ihnen Diasporitgerölle gefunden wurden. Neben der Schrägstellung zeigen die Strassenanrisse auch starke Klüftung und Pressungserscheinungen, welche junge Tektonik beweisen.

Im Bereiche des Gökova Körfezi beträgt die südwärts abfallende

Treppe mehr als 600 m. Nördlich davon in der Gegend von Muğla sind weitere Schollen, sodass gegen Norden zu der Gesamtbetrag auf 1000 m erhöht erscheint. Dass diese junge Schollen zerteilung ausser den genannten Störungen auch andere Richtungen betätigt hat, zeigen jene Nordost- und Nordweststörungen, welche das Pliozän von Datça zerschneiden. Ähnliche Störungsrichtungen finden sich auch im Räume des Tieflandes zwischen dem Köyceğiz Göl bis zur Mündungsebene des Dalaman Çay und am Rand der Ova von Muğla, Sie wirken oft an der Gestaltung von Brachküsten mit. Diese jungen Störungen, welche sich nicht an die Grenzen des alten tektonischen Baues halten, haben zur Folge, dass die heutige Morphologie, sowie auch das Flussnetz keinen Zusammenhang mit dem eigentlichen Gebirgsbau zeigen. Die grosse Sprunghöhe der Störungen bewirkt es, dass alte tektonische Zusammenhänge auseinandergerissen erscheinen. Im Raum nördlich von Karabörtlen fallen die Störungen der jungen Schollentreppe allerdings weitgehend mit unserer Narbenzone zwischen der nördlichen und südlichen Einheit zusammen. In ihrer Fortsetzung nach Osten jedoch durchschneiden sie das Nordost -Streichen der Schiefer und Marmore von Karabörtlen. Wir haben auch Belege dafür, dass Küstenbewegungen bis in die geologische Gegenwart andauern. Schon PHILIPPSON erwähnt eine versenkte antike Küstenstrasse an der Westküste der Halbinsel von Bayır. Andererseits zeigen Kliffe auch junge Heraushebungen in diesen Gebieten an. Die allgemeine tektonische Unruhe darf wohl in Zusammenhang mit dem jugendlichen Einbruch der Agäis und dem damit verknüpften Vulkanismus gebracht werden. An zahlreichen jungen Störungen treten auch kalte und warme Mineralwasser zutage.

### **Tektonischer Überblick:**

Wir sehen nördlich der Narbenzone von Karabörtlen in unserem Nordabschnitt die verhältnismässig flache tektonische Lagerung der von uns als paläozoisch betrachteten Marmorgruppe von Ula und Muğla und zwischen beiden die flach nordfallende und buntgemischte Schuppenzone von Ula. Einen grossen Teil des Gesteinsbestandes dieser Schuppenzone finden wir in den Baugliedern des Südabschnittes.

Der flachen Lagerung tektonischer Bewegungsflächen im Nordab-



schnitt steht die steile Schuppentektonik der Narbenzone von Karabörtlen auffallen gegenüber, sodass gar kein Zweifel bestehen kann, dass dieser Schuppenzone ihre besondere tektonische Bedeutung zukommt.

Was südlich von dieser Schuppenzone liegt, unterscheidet sich von der Nordzone in erster Linie durch die Bauglieder. Die grossen Peridotitmassen und die mächtigen mesozoischen Profile treten hierbei hauptsächlich in Erscheinung. Immer sind jedoch die Peridotite in den Randzonen mit älteren Gesteinen, teils hochkristallin, teils phyllitisch, verbunden. Es ist auffallend, dass wir die gleiche Vergesellschaftung auch in der Schuppenzone von Ula sehen, woraus sich zwanglos der Gedanke ableiten lässt, dass diese Schuppenzone von Ula tektonisch dem Südabschnitt entspricht. Die heutige tektonische Abtrennung kann auch als Ergebnis der jungen Schollentreppe von Gökova Körfezi angesehen werden. (Profil 9, Tafel 1). Ein Gesamtblick über den Südabschnitt zeigt, dass wir ihn zwanglos in mehrere tektonische Unterabschnitte teilen können. Die mächtige Peridotitmasse zwischen Marmaris und dem Köyceğiz Göl liegt ohne Zweifel im Süden über Mesozoikum überschoben. Dieses selbe Mesozoikum jedoch ruht südöstlich des Köyceğiz Göl über einer anderen Peridotitmasse auf, welche also eine tiefere tektonische Position einnimmt. Der gleiche Befund ergibt sich nördlich des Köyceğiz Göl, da die hier vorkommende mächtige Masse mesozoischer Kalke und Flyschgesteine ebenfalls über einem Peridotit ruht, im Nordwesten jedoch auf der grossen Peridotitmasse überschoben wird, die wir ohne Unterbrechung bis Marmaris weiter verfolgen können.

Im Westen haben wir den gleichen Befund. Die Peridotite, welche den Ostteil der Datça-Halbinsel aufbauen und bis Marmaris verfolgbar sind, liegen mit Überschiebungsverband über den mesozoischen Bergen bis zum Emecik Dağ. Am Westfuss des Emecik Dağ zeigt sich eindeutig die Überlagerung dieses Mesozoikums über dem Peridotit im westlichen Anteil der Halbinsel. Hier hat sich überdies gezeigt, dass diesem Peridotit im Wesentlichen ein Nordost-Streichen zukommt, während das über ihm liegende Kalkgebirge westlich von Datça mehr der Ost-West-Richtung entspricht. Wir sehen sonach auch im Westen eine tektonisch tiefliegende Peridotitmasse, über welcher mit anschei-

nendem Transgressionsverband das Mesozoikum der Halbinseln, die in die Agäis hinauslaufen, aufliegt. Die mächtige Masse des Peridotites nördlich der mesozoischen Massen liegt jedoch überall über diesem Mesozoikum auf. Die Überlagerung wurde von PHILIPPSON bereits als tektonisch erkannt.

Ein Überblick über die Karte ergibt jedoch, dass wir die einander äquivalenten Massen sowohl der Peridotite, wie auch der mesozoischen Profile einander nicht ohne weiteres tektonisch gleichsetzen dürfen. Es zeigt sich zwar, dass das Mesozoikum der westlichen Datça-Halbinsel in seiner Lagerung zwischen zwei Peridotitkörpern dem der Halbinsel von Bayır und diese wieder dem Mesozoikum im Norden und Süden des Köyceğiz Göl entspricht. Es scheint jedoch unmöglich, aus diesen drei Einzelvorkommen, gestützt nur auf die Äquivalenz der Lage, einen einzigen Bewegungskörper im tektonischen Sinn einer «Decke» konstruieren zu wollen. Wir sehen nämlich, dass dieses Mesozoikum in seiner Ausdehnung klare Begrenzungen zeigt.

Im Westen haben wir den gleichen Befund. Die Peridotite, welche den Ostteil der Datça-Halbinsel aufbauen und bis Marmaris verfolgbar sind, liegen mit Überschiebungsverband über den mesozoischen Bergen bis zum Emecik Dağ, Am Westfuss des Emecik Dağ zeigt sich eindeutig die Überlagerung dieses Mesozoikums über dem Peridotit im westlichen Anteil der Halbinsel. Hier hat sich überdies gezeigt, dass diesem Peridotit im Wesentlichen ein Nordost-Streichen zukommt, während das über ihm liegende Kalkgebirge westlich von Datça mehr der Ost-West-Richtung entspricht. Wir sehen sonach auch im Westen eine tektonisch tiefliegende Peridotitmasse, über welcher mit anscheinendem Transgressionsverband das Mesozoikum der Halbinseln, die in die Agäis hinauslaufen, aufliegt. Die mächtige Masse des Peridotites nördlich der mesozoischen Massen liegt jedoch überall über diesem Mesozoikum auf. Die Überlagerung wurde von PHILIPPSON bereits als tektonisch erkannt.

Ein Überblick über die Karte ergibt jedoch, dass wir die einander äquivalenten Massen sowohl der Peridotite, wie auch der mesozoischen Profile einander nicht ohne weiteres tektonisch gleichsetzen dürfen. Es zeigt sich zwar, dass das Mesozoikum der westlichen Datça-Halbinsel

in seiner Lagerung zwischen zwei Peridotitkörpern dem der Halbinsel von Bayır und diese wieder dem Mesozoikum im Norden und Süden des Köyceğiz Göl entspricht. Es scheint jedoch unmöglich, aus diesen drei Ein-zelvorkommen, gestützt nur auf die Äquivalenz der Lage, einen einzigen Bewegungskörper im tektonischen Sinn einer «Decke» konstruieren zu wollen. Wir sehen nämlich, dass dieses Mesozoikum in seiner Ausdehnung klare Begrenzungen zeigt.

Es fällt wohl im Süden mit deutlichem und zum Teil flachem Nord-Fallen unter die Peridotitmassen ein, im Norden jedoch sind diese Peridotitmassen an einer tektonischen Fläche nicht über Mesozoikum, sondern über die alten Gesteine der Narbenzone von Karabörtlen geschoben. Örtlich sind an dieser Überschiebungsfläche z. B. bei Çetibeliköy wohl geringmächtige mesozoische Gesteine vorhanden, aber wir können diese aus faziellen Gründen, sowie aus Gründen der Mächtigkeit nicht dem südlichen Mesozoikum unmittelbar angliedern. Die Lösung der Frage ergibt sich erst bei Betrachtung der Tektonik im Peridotit selbst.

Wir haben gesehen, dass die allseitige Umgrenzung der Peridotite dadurch zum Ausdruck kommt, dass sie von Schuppenzonen phyllitischer und kristalliner Gesteine umgeben werden. Das zeigt sich besonders deutlich in dem Peridotitkörper nordöstlich von Marmaris, welcher also, wie aus der Karte unmittelbar ersichtlich wird, eine nach Nordost gestreckte, linsige Form aufweist. Nur ein südlicher Anteil, welcher die Bucht von Ak-Liman umgrenzt, ist tektonisch selbständig und wieder als kleinerer Linsenkörper anzusehen.

Die gleiche tektonische Linsenform zeigt auch der Peridotitkörper westlich von Marmaris. Er hat ohne Zweifel sein nordöstliches Ende in der Gegend von Çetibeliköy. Auch seine Achse ist Nordost-Südwest gerichtet und er versinkt gegen Südwesten in der Agäis zwischen der Halbinsel von Bayır und Daça. Auch er zeigt im Süden eine kleinere abgetrennte Peridotitscholle südwestlich von Marmaris. Die Anzeichen von Nordost-Streichen in der tektonisch tiefen Peridotitscholle der mittleren Daça-Halbinsel wurden bereits erwähnt. Von dieser tieferen Einheit sind allerdings zu wenig Anteile aufgeschlossen, als das Genaueres über seine Erstreckung ausgesagt werden könnte.

Der tiefliegende Peridotitkörper im Ostteil des Arbeitsgebietes am Dalaman Çay zeigt ähnliche Umgrenzungen, doch sind auch hier die Aufschlüsse durch die starke Überdeckung mit Alluvium nicht vollständig genug und überdies spielt hier bereits eine Tektonik hinein, welche im Gebiete von Üçköprü ein gewaltsames Umbiegen des Nordost-Streichens in ein Südost-Streichen bedingt. Die Hintergründe dieser letzteren Tektonik der Umbiegung sind noch zu wenig bekannt, um in ihrer Bedeutung richtig gewürdigt werden zu können.

Jedenfalls lehrt uns der Peridotit, dass die Grossbewegungskörper dieses Eaaumes mit einer Erstreckung von 30 bis 40 Km ihrer Hauptachse sich linsenförmig aneinanderreihen und es darf etwas Ähnliches auch von den mesozoischen Massen, welche tektonisch zwischen diese Linsenkörper geraten sind, erwartet werden.

Das Ost-West-Streichen des Gökova Körfezi ist nicht allein ein Ausdruck der jugendlichen Schollentreppe, sondern ohne jeden Zweifel gleichzeitig auch eine Art von Fortsetzung der Narbenzone von Karabörtlen, welche den Nordostbau der südlichen Peridotitzone gewaltsam und diskordant durchschneidet.

Wenn wir das Streichen der einzelnen Baukörper der südlichen Einheit betrachten, so ergibt sich eine weitere interessante Unstimmigkeit zwischen den Peridotiten, den ihnen angeschlossenen älteren Gesteinen und dem Mesozoikum. Es wurde im Text schon mehrfach das Nordost-Streichen der alten Gesteine bei Karabörtlen und in anderen Gebieten erwähnt, Es kann in Diagrammen auch gezeigt werden, dass grosse Anteile der Peridotite selbst eine Zerschneidung in Linsenkörper zeigen, welche eine in Nordostrichtung gestreckte Linsenachse haben. Damit steht auch die Nordostrichtung der grossen Baueinheiten durchaus in Übereinstimmung. Die mesozoischen Gesteine jedoch zeigen Nordost-Streichen nur dort, wo sie gewaltsam den Peridotiten angepresst sind, während in den Innern Anteilen der mesozoischen Gebirge Ost-West streichende Gesteinszüge die Regel bilden. Das zeigt sich in klarer Weise auf der westlichen Datça-Halbinsel, das kann sehr klar im Innern der Halbinsel von Bayir nachgewiesen werden. Die spärlichen mesozoischen Schollen in der Schuppenzone nördlich von Marmaris zeigen, dass sie mit tektonischer Diskordanz in die hier fast Nord-Süd

streichenden alten Gesteine hineingeschert wurden und als Fremdlinge in dieser Zone liegen.

Auch in Mesozoikum südlich des Köyceğiz Göl zeigt sich Nordost-Streichen nur als sekundäre Anpassung an andere Strukturelemente, in diesem Falle als Angleichung an das Nordost -Streichen der Linsenbegrenzung des hangenden Peridotitkörpers.

Es macht sonach den Anschein, dass die Tektonik, welche die Baukörper der mesozoischen Kalkmassen geschaffen hat, im Wesentlichen eine Ost-West-Richtung erzeugt, während das Nordost-Streichen der Peridotite und der ihnen angeschlossenen altern metamorphen Gesteine einem anderen Bauakt gezählt werden müssen. Da mehrfach nachgewiesen werden konnte, dass Nordost gestreckte Linsen innerhalb der Peridotite durch Ost-West gerichtete Bewegungen zerrissen wurden, ergibt sich die Auffassung, dass das Nordost-Streichen einer altern Bauphase angehört.

Diese Deutung wird unterstützt durch Befunde in den Schiefen von Karabörtlen. Hier ist der ganze Innenbau der Faltung und Zerschering durch eine deformierende Nordost-Achse gegeben. Im Ak Çay und im Namnam Çay schwenkte diese Achse bis zur meridonalen Richtung ein. Die Überschiebung der Peridotite in diesem Raum über das Kristallin erfolgte in Nordost-Richtung, bleibt aber im grösseren Kartenbild annähernd konkordant den kristallinen Gesteinen nordwestlich davon.

Wir kommen sonach zu einer Auflösung der tektonischen Erscheinungen in zwei zeitlich verschiedene und einander nicht symmetriegemässe Bauphasen und es erscheint mir wichtig, dass die Peridotite deutliche Spuren ihrer Anteilnahme an den älteren Bauphasen zeigen, während solche Spuren den mit dem Peridotit tektonisch verbundenen mesozoischen Gesteinsmassen abgehen.

Nun wird es auch verständlich, warum die überschobenen Peridotitmassen im Süden über diesem Mesozoikum, im Norden jedoch über ganz anderen Gesteinsgliedern liegen. Die Überschiebung des nördlichen Anteiles über die Gesteine der Narbenzone von Karabörtlen erfolgte bereits während der altern Bauphase. Das hier einbezogene und nur in geringmächtigen Schuppen vorhandene Mesozoikum gehört einem anderen Mesozoikum an als im Süden. Es wurde auch nicht über Peridotit sedimentiert, sondern über kristallinen Gesteinen. Das südliche Mesozoikum jedoch reicht schon primär nicht so weit nach Norden, ist über den Basisperidotiten sedimentiert, welche heute die tiefere tektonische Einheit darstellen.

In der Zeit der altern Bauphase erfolgte lediglich eine Zerschering dieses südlichen Mesozoikums nach Nordost gerichteten Scherflächen, wodurch dieses südliche Mesozoikum gleichfalls in Teillinsen zerlegt wurde. Das Starkwirkungsbereich dieser Tektonik lag jedoch nicht im Süden, sondern im Norden und fand in der Schuppenzone von Karabörtlen, in den Schief-ern von Karabörtlen und in den alten Marmoren der Nordzone ihren Aus-druck.

Erst die jüngere tektonische Phase, welche Strukturen erzeugte, welche mehr der Ost-West-Richtung entsprechen, führte zu einem Falten-und Schuppenbau im südlichen Mesozoikum und erzeugte auch die südliche Überschiebung der Peridotite über diese Kalkmassen, für welche die Olo-nos-Pindos-Fazies bezeichnend ist. Die Struktur der mesozoischen Masse des Südens sowie auch die Überschiebung der Peridotite auf diese Mes-ozoikum zeigen mit ihren Brüchen und dem Stil ihrer Grossfaltung eine Oberflächentektonik an. Wir haben es demnach mit mit einer Tektonik ohne grosse Überlastung und damit auch ohne Metamorphose zu tun. Die Überschiebung der Peridotite erfolgte hierbei nachweisbar auf über 10 Km. Weite.

*Das Alter dieser Tektonik ist zwischen Luteien und Unter-bis Mittel-Miozaen einzustufen.* Nördlich des Ortes Köyceğiz und an mehreren an-deren Stellen ist fossilmässig nachgewiesen Lutetien in dielen Decken bau einbezogen. Das nach den Bestimmungen von Frau L. ERENTÖZ und K. TURNOVSKY als Unter-bis Mittel-Miozän anzusprechende Tertiär des Tembelen Dağ bei Gökova liegt bereits transgredierend über dem fertigen Falten-und Schuppenbau. Lediglich die Bruchtektonik ist, wie bereits aus-geführt wurde, in das Pliozän zu setzen.

Eine schwache Metamorphose, die jedoch nicht an den Mine-ralreichtum der kristallinen Schiefer heranreicht, ist lediglich bei den in Schuppen-zonen eingeklemmten mesozoischen Blöcken festzustellen. Die schwache Umkristallisation mancher Kalke in den grossen Profilen des südlichen Mosozoikums kann nicht ohne weiteres auf Konto einer Dynamometa-morphose gesetzt werden, da viele sehr reine Kalke auch unter Bedingungen einer Oberflächentektonik solche Kristallinität erreichen können.

Die in den phyllitischen und hochkristallinen Gesteinen vorliegende Gesteinsgesellschaft weist zusammen mit den Nordost bis Nord gerichteten Strukturlinien auf einen andern Baustil hin, als er in den mesozoischen Profilen vorliegt Es ist bezeichnend, dass die Peridotite als eine Art von

Hülle stets solche hochkristallinen Gesteine haben. Aus diesem, sowie aus Gründen der Mineralparagenese müssen wir damit rechnen, dass *wenigstens ein Teil der in diesen Hüllen vorliegenden Amphibolite das Ergebnis endogener Kontakte mit den Peridotiten darstellen*. Mit der Feststellung, dass alle im Gelände untersuchbaren Verbände der Peridotite mit sicherem Mesozoikum tektonischer Natur sind, aber keinerlei Spur eines primären Kristallisationsverbandes zeigen, kommen wir zur Altersfrage der Peridotite.

5. *Die Frage des Alters der Peridotite und der Radiolarit-Kiesel-Fazies.* Die nachfolgenden Überlegungen über das Alter der Peridotite beziehen sich lediglich auf das hier in Eede stehende Arbeitsgebiet und sollen keine Verallgemeinerung darstellen. Es muss allerdings betont werden, dass gleiche Schlussfolgerungen sich auch aus den Bearbeitungen der Peridotite in der Ostseite des Ala Dağ und Karanfil Dağ ergaben, ein Umstand, auf den im jeweiligen Fall zurückgegriffen wird.

Die gemeinsame Behandlung der Altersfrage der Peridotite mit dem Problem der Radiolarit-Kiesel-Fazies ergibt sich aus dem Umstand, dass beide Gesteinsgruppen räumlich stets eng miteinander verknüpft erscheinen, sodass sich daraus schon eine Wahrscheinlichkeit genetischer Abhängigkeit kieseliger und radiolarienreicher sedimentärer Fazies von Peridotiten ergibt. Wir stellen zunächst einige typische Fakten, die im Arbeitsgebiet gefunden wurden, zusammen, um sie als Ausgangsbasis weiterer Erwägungen zu verwenden.

1 — Die ausgedehnten und überaus mächtigen Massen der Peridotite zeigen eine auffallende petrographische Einförmigkeit, da es sich vorwiegend um Harburgite handelt, ihnen gegenüber andere Typen nur vollkommen untergeordnet vorkommen. Auffallend ist weiterhin die Zusammengehörigkeit grosser Peridotitmassen ohne Beimengung anderer Gesteine, sodass weithinziehende mächtige Bergketten ausschliesslich aus Peridotit bestehen.

2 — Überall zeigen die Bewegungskörper der Peridotite eine Umgrenzung aus alten, bereits metamorphen Gesteinen. Allfällig vorhandenes Mesozoikum liegt mit tektonischer Diskordanz und ohne deutliche Metamorphose in den Schiefen eingeschuppt. Amphibolite im unmittelbaren Eandgebiet der Peridotite lassen sich als Keste endogener Kontakte mit den Schiefen deuten.

3 — Der Internbau der Peridotitkörper zeigt schon im Kartenbild grosse Linsenkörper mit einer längsten Nordost-Südwest gestreckten Achse. Die-

sem Linsenbau entsprechend zeigt sich auch in kleineren Bereichen eine Auflösung in kleinere linsige Elemente, zum Teil gleicher Orientierung zum Teil auch, besonders in den Randgebieten, in Ost-West-Richtung. Immer zeigt sich die Nord-ost Richtung mit örtlichen Abweichungen bis zu Nor-Süd als älter. Sie wird durch, die jüngere Richtung Ost-West bis ost 20 Nord nachträglich zerschnitten.

4 — Die Deformation, der Peridotite beruht im Wesentlichen auf Zerschuerungen, lamimreu Zergleitungen an den die linsenkörper begrenzenden Flächen. Diese Flächen sind gegenüber der Hauptrichtung Nordost nach dem Befund der Diagramme eindeutige hol-Flächen. Örtlich diktiert intensive Aufklüftung das Deformationsbild.

Allein in den inneren Anteilen der Peridotite abseits der tektonischen Randzonen ist noch ursprüngliches Lagengefüge erhalten geblieben. Kleinere von der Hauptmasse abgetrennte Bewegungskörper erscheinen völlig von tektonischen Flächen umgeben und sindmeisten Fällen nur mehr tektonische Brekzien.

5— Mit den die Peridotite umgrenzenden Schuppenzonen sind stets rote Hornsteine in weithin streichenden Lagen und linsigen Schuppenkörpern verknüpft. Die Hornsteine sind stark verfaltet und mit den Nachbargesteinen verschuppt. Stets sind die mit kristallinen Schiefnern zusammengehenden Hornsteinzüg w mit spilitischen Gesteinen verbunden.

Dieser Typus der roten Hornsteinfazies führt im allgemeinen auch keine rötlichen Radiolarienkalke oder grobklastische, bunte Gesteinlagen und unterscheidet sich dadurch faziell von jener roten Kalk-Schiefer-Hornsteinfazies im Rahmen der jungmesozoischen Olones-Pindos-Fazies oder der mit ihr zusammen auftretenden Flyschfazies. Letzteren beiden fehlen auch stets die sonst so typischen Spillite.

Abgesehen von der räumlichen Trennung beider Typen der Hornsteinfazies gibt auch die angeführte fazielle Verschiedenheit deutlich Hinweise, dass wir es hier mit zwei ganz verschiedenen Gruppen zu tun haben. Gleiche Beobachtungen und Schlussfolgerungen ergaben sich auch im östlichen Taurus bei den Geländebegehungen im Ala Dağ und Karanfil Dağ durch den Verfasser und östlich davon durch HIESSLEITNER.

6 — Die Metamorphose der Peridotite und Spilitite. Innerhalb der Peridotite zeigt sich allein eine Serpentinisierung, die aber im Wesentlichen an die Zonen stärkerer Deformation geknüpft ist und nur in den abgetrennten Peridotitkörpern als wirklich durchgreifend bezeichnet werden kann.



Ebenso tritt auch Talkbildung oder Tremolitisierung nur rein örtlich in tektonisch besonders bevorzugten Zonen auf.

Nach den petrographischen Befunden VAN DER KAADENS muss die Albitisierung und Glaukophanisierung der Spilite als jünger angesehen werden als die Genesis der Peridotite. Beide Erscheinungen sind infolge der weiten regionalen Verbreitung, weit über das Arbeitsgebiet hinausgehend, der Ausdruck einer verbreiteten Regionalmetamorphose.

Aus den in den Punkten 1-6 angeführten Ergebnissen unmittelbarer Beobachtung und petrographischer Bearbeitung lassen sich zahlreiche wichtige Schlussfolgerungen für die Altersstellung der Peridotite ableiten.

Die auffallende petrographische Einheitlichkeit, sowie ihre regional gleichartige Einfügung in den Gebirgsbau muss zum Schluss führen, dass sie einem einheitlichen Grossvorgang ihre Entstehung verdanken. Es fehlt im Arbeitsgebiet jeder Hinweis dafür, alte von jungen Peridotiten zu trennen.

Innerhalb dieses einheitlichen Vorganges dürfte jedoch mit Zeitunterschieden zu rechnen sein, sodass wohl manche ältere und jüngere Peridotite voneinander getrennt werden können. Sie sind demnach wohl nicht alle streng gleichzeitig, wohl aber einzeitig bezogen auf den Gestaltungsvorgang, der ihre Genese bedingte; Wenn solche Altersunterschiede innerhalb der Peridotite feststellbar sind, brauchen, diese noch nicht zu einer Ausdehnung des Schlusses auf grundsätzlich verschiedene Generationen von Peridotit zu führen.

Wir fassen sonach die imponierende Peridotitflut als das Ergebnis eines einzigen Grossvorganges auf, der grosse Tiefenwirkung gehabt haben muss, da sonst das Aufdringen so gewaltiger Massen ultrabasischer Differenziate nicht vorstellbar ist. Wir müssen mit der Wahrscheinlichkeit rechnen, dass ein solcher Vorgang einer orogenen Zeit mit ihrem kontinentgestaltenden Kräftespiel entspricht.

Die eigenartige Bindung von Amphiboliten an die Randgebiete der Peridotite, eng im Zusammenhang mit regionalmetamorphen Gesteinen höheren Alters, lässt auf einen genetischen Zusammenhang beider Gesteine schliessen. Das gleiche, wenn auch etwas abgewandelt, gilt für die zahlreichen Spilite, für welche eine petrographische Untersuchung VAN DER KAADENS auf Grund eines Fundes Von COLLIN bei Çenger nordwestlich Fethiye wahrscheinlich praeoberkarbonisches Alter ergab.

Im ganzen Arbeitsgebiet sind nun die Randstreifen der Peridotitkörper mit solchen Gesteinen ausgestattet. Wenn auch jutfge Tektonik hier schon auf Grund verschiedener Reaktion der Gesteine (faltbare Schiefer und massige Peridotite) starke strukturelle Überprägungen geschaffen hat, so kann doch an einer ursprünglichen Zusammengehörigkeit der metamorphen Schiefergruppen mit den Peridotiten gezweifelt werden.

Auch das von VAN DER KAADEN gefundene und beschriebene Crossitvorkommen in den alten Schiefen nördlich von Karabörtlen kann genetisch der Serie der Basica angeschlossen werden. Dieses Vorkommen zeigt überdies das mit Wahrscheinlichkeit höhere Alter der Schiefer von Karabörtlen gegenüber den basischen Erstarrungsgesteinen.

Von einigem Wert scheint mir auch der Hinweis auf die Eigenart des Auftretens von Jungpläozoikum im Arbeitsgebiet. Die Unter- bis Mittelperm-Vorkommen, ebenso wie das etwas isolierte Auftreten des Oberkarbons nordwestlich von Fethiye zeigen keine Metamorphose. Die zonenartig den Überschiebungsrand des Göktepe-Perms umsäumende Zone der Metamorphose lässt sich eindeutig lokal auf die Überschiebung des Menderes-Kristallins beziehen und ist keine allgemeine Erscheinung. Nur die älteren Gesteine (Schiefer von Karabörtlen, Marmore von Ula und Muğla mit angeschlossenen Phylliten) zeigen neben höherer Deformation eine ziemlich gleichmässige metamorphe Überprägung, welche allfällige Fossilreste hat. Ausser auf dem Göktepe konnten nun Kalke von Perm-Fazies noch an mehreren anderen Stellen gefunden werden; in der Schuppenzone von Ula (obere Karadere) in einer Position äquivalent den mesozoischen Kalkschollen nahe der Strasse westlich Datça im Verband mit Schiefen des Karabörtlentypus und mit mesozoischen Kalkschollen. Bei Üçköprü nördlich Fethiye liegen permische Kalke zusammen mit Flysch, überschoben von Peridotiten, ebenso bei Aktaş, westlich Marmaris. In allen zur Beobachtung gelangten Fällen zeigt sich entweder enge räumliche Verbindung des Perms zum Mesozoikum, oder aber rein tektonischer Verband zum Peridotit.

Wie an anderer Stelle noch näher ausgeführt wird, liegen im Ala Dağ östlich Niğde absolut gleiche Befunde vor. Hier lässt sich mit einiger Wahrscheinlichkeit sogar noch Mitteldevon im nördlichsten Ala Dağ

in gleiche Position gegenüber den Peridotiten setzen.

Wir haben sonach einen deutlichen Hiatus zwischen dem Jungpaläozoikum und dem metamorphen älteren Paläozoikum zu verzeichnen. Anscheinend folgt der Sedimentationsraum des Jungpaläozoikums schon mehr den Gesetzen der mesozoischen Geosynklinalprovinz, wobei bereits im Oberkarbon Detritus von Spiliten gefunden werden kann.

All das leitet zur Auffassung, dass das Empordringen der basischen (Spilite) und ultrabasischen Gesteine in Südwest-Anatolien in eine Zeit vor dem Oberkarbon gesetzt werden muss. Dafür kommt entweder die varistische oder die kaledonische Orogenzeit in Frage. Ich würde mich vorläufig, ehe noch eindeutige Beweise für eine starke Wirksamkeit kaledonischer Umwälzungen in diesen Räumen gegeben sind, eher für varistisches Alter aussprechen, und die Zeit zwischen dem mittleren Devon und Oberkarbon für die wahrscheinlichste halten.

Bei einer solchen Alterseinstufung der Peridotite werden auch die in ihnen gefundenen eindeutigen Hinweise auf mehrere nicht symmetriegemässe Deformationsakte gut verständlich, wobei auch das im Kartenbild zum Ausdruck kommende, an die alten Gesteinszüge anschliessende Nordost-Streichen der Linsenkörper der Peridotite zwanglos erklärt wird. Der eigenartige Gegensatz zum Ost-West-Streichen der grossen mesozoischen Massen wird so erst verständlich.

Solcherart müssen wir nun aber auch die rote Hornsteinfazies mit Spiliten und älteren Schiefnern am Kand der Peridotitkörper für älter halten als mesozoisch und sie in die Phase der Entstehung der Peridotite versetzen. Die im Mesozoikum auftretende Radiolaritund Hornsteingruppe ist demnach jünger. Wir fassen sie als ein Sediment über der submarin freiliegenden Oberfläche der Peridotite gebildet auf, auf Grund halmyrolytischer Vorgänge, bei welchen die erforderliche Kieselsäure frei wurde. Diese Deutung gewinnt deswegen an Wahrscheinlichkeit, weil an zahlreichen Stellen jüngere mesozoische Gesteine bekannt wurden, welche Detritus von Serpentin führen.

Auch im östlichen Taurus der Posanti-Region ergaben die jüngsten Bearbeitungen von HIESSLEITNER und mir gleiche Schlüsse: auch

hier zwei unterschiedliche Fazies von Hornsteingruppen mit und ohne Spilit, auch hier Zonen älterer meridional gerichteten Tektonik in den Peridotiten. Dieser eigenartige Gleichlauf lässt die Vermutung zu, dass die hier gewonnenen Schlüsse auf des Alter der Peridotite und auf das Vorkommen mehrerer verschiedenalter Hornsteingruppen nicht nur lokal gültig sind, sondern für den Taurus regionale Bedeutung haben.

---

### L I T E R A T Ü R

- Blumenthal, M. M. : Geologie der Taurusketten im Hinterland von Seydişehir u. Beyşehir, Beitrage zur geol. Karte der Türkei, 2, Ankara 1947.
- Blumenthal : Das taurische Hochgebirge des Ala Dağ, Neuere Forschungen. Beitrage zur geol. Karte der Türkei, Ankara 1952.
- Chaput, E. : Voyages d'Etudes geol. Et geomorphol. en Turquie. Mém. de l'Inst. Franç. d'Archéo. De Stamboul II 1936
- Hiessleitner G. : Serpentin - u. Ghromerzgeologie der Balkanhalbinsel u. eines Teiles v. Kleinasien, I u. II'Geol. Bundesanstalt Wien, 1951,1952.
- Hiessleitner G. : Neue Beitrage zur Geologie Chromerz führender Peridotitserpentine d. südanatloischen Taurus, vorbereitet zum Druck, Ankara;1954.
- Kaaden, G. v. d. — Millier, G. : Chemische Zusammensetzung von Chromiterzen a. d. Gegend von Gürleyikköy (SW-Türkei) und Vergleiche mit Chromiten der Balkanhalbinsel. Türk. geolog. Gesellschaft, Ankara 1953.
- Metz, K. : Ein Beitrag zur Kenntniss des Gebirgsbaues von Ala D. und Karanfil D. und ihres Westrandes. Vorbereitet zum Druck, Ankara 1954.

- Önay, T. S. : Über die Schmirgelgesteine SW-Anatoliens, Schweiz. Mineralog, petrogr. Mitteilungen, Bd. 29, 1949.
- Philippson, A. : Reisen und Forschungen im westl. Kleinasien, V, Karten südl. der Maeander und das westliche Lykien, Erg. Heft 183 zu Petermanns Mitteilungen, Gotha 1915.
- Philippson, A. : Kleinasien, Handb. der regionalen Geologie V, 2, Heidelberg 1918.
- Renz, G. : Geologische Untersuchungen auf der Inseln Cypern und Rhodos, Prakt. de l'Académie d'Athènes, 4, 1929.
- Renz, G. : Die Tektonik der griechischen Gebirge, Pragmateiai, Athen, 1940.
- Renz, G. : Beitrage zur Stratigraphie und Palaeontologie des ostmediterranen Jungpalaeozoikums und dessen Einordnung im griechischen Gebirgssystem, I u. II, Eclogae Geol. Helvetiae 38, 1946.
-

**A) Saha resimleri** } *v. d. KAADEN*  
**Gelaende Aufnahmen** }

- 1 — Muğlanın NE'da Oyuklu dağı  
 Oyuklu D NE von Muğla Banklı kretase kalkerleri tektonik kayma neticesi Muğla mermerleri üzerinde bulunuyor ( ön plânda sağda ). Makaslama sistemler kretase kalkerlerini kesmektedir.  
 Gebankte Kreidekalke liegen mit tektonischer Verschiebung über den Marmoren von Muğla (rechts im Vordergrund). Scherflaechensysteme durchschneidende Kreidekalke.
- 2 — Muğla Ovasının dislokasyon neticesi husule gelmiş NE kenarı. NW'ya bakış.  
 Durch Störung bedingter NERand der Ova von Muğla. Blick gegen NW.
- 3 — Kalkerler arasında fliş marnları. Marmaris S'de Damlacık kaya, Kadırğa fenerinin 2 km. N'de.  
 Fjyschmergel zwischen Kalken. Damlacık Kaya südlich Marmaris, 2 Km. nördlich von Kadırğa Feneri.
- 4 — Dalyanköy karşısında Kavnos'ta mezarlı kretase resif kalkerleri.  
 Riff kalke der Kreide mit Felsengraebem bei Kavnos, gegenüber Dalyanköy.
- 5 — Datça pliosen ovasına NE'dan bakış. Ön plânda derelerin kestiği peridotit.  
 Blick von NE in die Pliozän Ebene von Datça. Im Vordergrund von Schluchten zerrissener Peridotit.
- 6 — Peridotit'te aynı şekilde meydana çıkmış magnezit damarı.  
 Ebenda herausgewitterte Gangmagnesite im Peridotit,
- 7 — Marmaris'in NE'deki masifte Karıncalı civarında peridotit bankları. Bankung im Peridotit bei Karıncalı im Massiv NE von Marmaris.
- 8—Turnalı burnunda peridotit masifinde NWye yatan banklar.  
 Nach NW einfallende Bankung im Peridotitmassiv bei Turnalı Burun.

- 9 — Peridotit'te magmatik muvazi yapı (peridotit ve piroksenit tenavübü).  
Büyük Karaağaç N5de Kurarde, İstikamet NE, yatım SE.  
Magmatische Paralleltexur im Peridotit (Wechselagerung von Peridotit und Pyroxenit.)  
Kurarde nördlich von Büyük Karaağaç Streichen NE, Einfall- en SE.
- 10 — Dağdibi tepesinde Üçköprü bindirmesi.  
Bindirmede mesozoik kalkerler adeselenmiş, peridotitte kırılmıştır.  
Üçköprü Oberschiebung bei Dağdibi Tepe.  
Auflinsung der mesozoischen Kalke und Zerbrechung des Peridotites an der Überschiebung.
- 11 — Peridotitlerin tektonik tabanında klastik yeşil materyelli kuvvetlice iltivalanmış, ince tabakalı ve kuarslaşmış kalkerlerin detay resmi.  
Keserlik burnu, Marmaris limanı.  
Detailbid von stark gestörten dünngeschichteten verquarzten Kalken mit klastischen Grünmaterial im tektonisch Ligenden der Peridotite.

## **B) Mikroresimler**

### **Mikrophotos**

- 1 — Spilit-Mandelstein (x 40) Bozburun-Aksas Limanı. Boşluklar, tazyik neticesi ikizleşmiş kalsitle doludur. Ortada yukarıda bir mon. piroksen (Pigeonit) tanesi. Hamurun açıkrenkli kısımları albittir.  
Spilit-Mandelstein (x 40) Boz BurunAksas Limanı. Die Hohlräume sind sekundaer ausgefüllt von druckverzwillingtem Calcit. Mitte oben ein Phenokrist von mon. Pyroxen (Pigeonit), Die hellen Leistchen der Grundmasse sind Albit.
- 2 — *Trahitoid spilit* (x 40). Marmaris'in NE'de Sulucan tepesi. Bu taş münhasıran klorit doldurmalı flüidal yapılı albit lamelciklerinden müteşekkiddir. Tane yoktur. Spilit biraz ileride, mon. piroksenli normal terkibe maliktir.

Trachytoider Spilit (x 40). Sulucan Tepe NE von Marmaris. Dieses Gestein besteht nur aus Albitleistchen in Fluidal Struktur mit chloritischer Zwickelfüllung. Phenokristen sind nicht vorhanden. Wenige Schritte entfernt hat der Spilit den normalen Mineralbestand mit monoklinem Pyroxen.

- 3 — *Glaukofanlaşmış Spilit*, Kol. No. 360 (x 40) Mezarlık burnu W'de (Açıkrenk) albit içerisinde glaukofan-Krossit iğnecikler: koyu renkli hamur glaukofan-Krossit iğnecikleri, albit ve klorit'ten müteşekkildir.

Glaukophanisierter Spilit Koli. No. 360 (x 40). Westlich Mezarlık Burun. Im (hellen) Albit dunkle Naedelchen von Gaukophan bis Crossit, die dunkle Zwischenmasse besteht aus Glaukophan bis Crossit -Naedelchen, Albit und Chlorit.

- 4 — *Antofilit şisti* (x 40). Altın sivrisi tepe (W. kısmı) Monomineral taş antofillit bağlarından teşekkül eder (Mg'ca zengin varyete).

Anthophyllit-Schiefer (x 40). Altmsivrisi Tepe (W. Seite). Das monomineralische Gestein besteht aus Garben van Anthophyllit (Mg-reiche Variaetaet).

- 5 — *Ula ekay bölgesinde harzburgitserpentin ile mermerin tektonik sürtülme breşi* (x 20).

Bu nevi breşler Üçköprü bindirme bölgesinde de vardır (Resim 10). Bunlar ofikalsit ile karıştırılmamalıdır.

*Tektonische Reibungsbrekzie von Harzburgitserpentin und Marmor aus der Schuppenzone von Ula* (x20).

Derartige Brekzien sind auch bekannt von der Überschiebungszone bei Üçköprü (siehe Bild 10).

Diese Reibungsbrekzien soll man nicht mit Ophicalcit verwechseln.







Foto 1

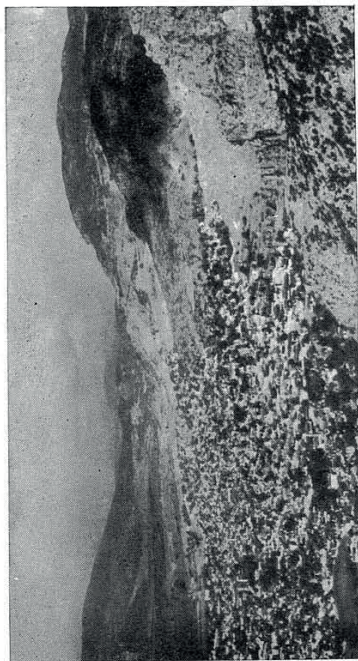


Foto 2



Foto 3

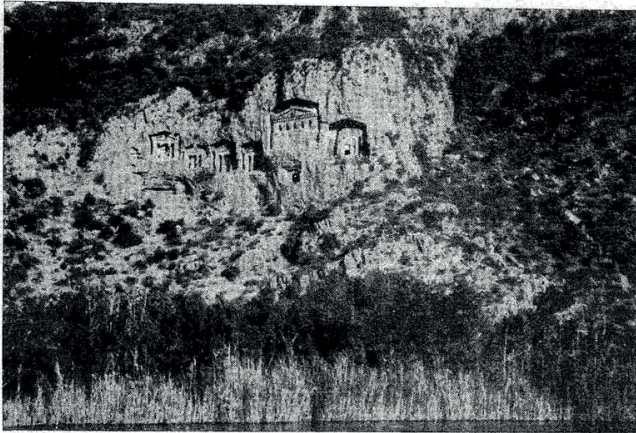


Foto 4

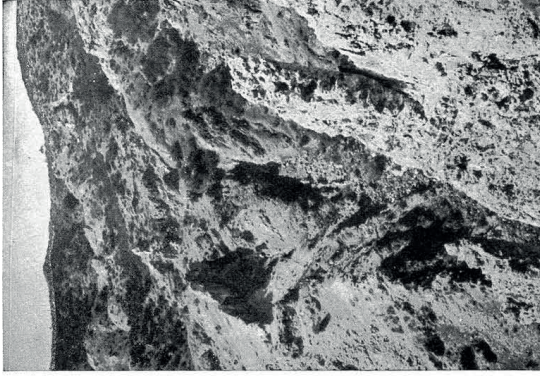


Foto 6



Foto 5





Foto 7

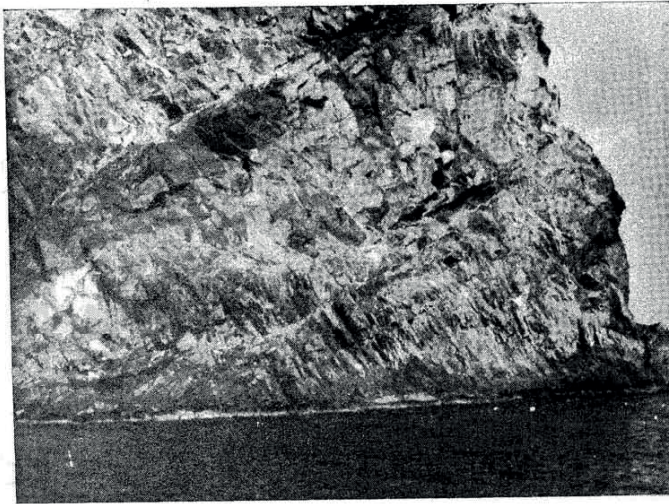


Foto 8



Foto 9

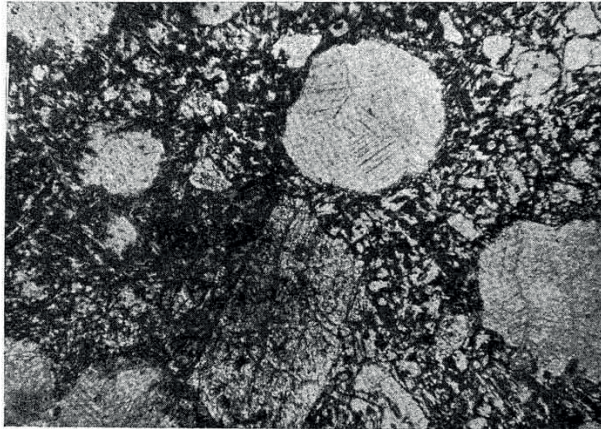


Foto 10





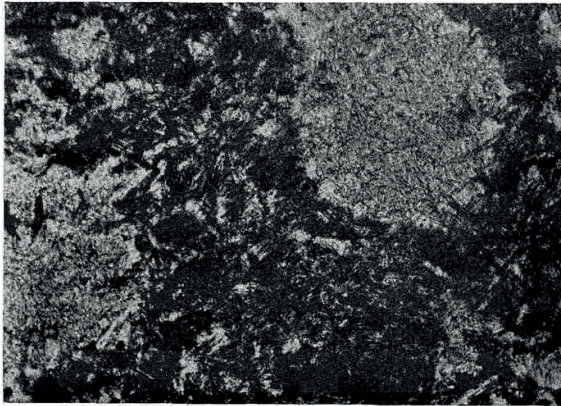
Foto 11



Mikrofoto 1 (x 40)



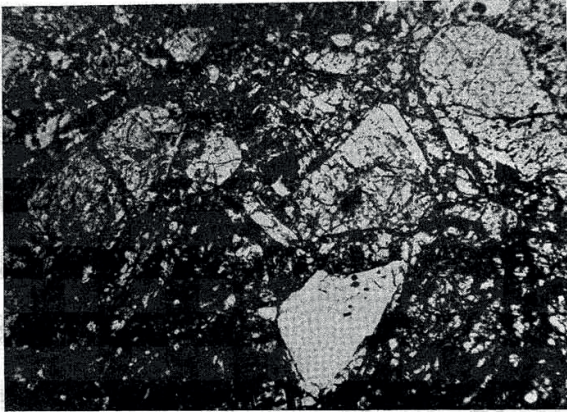
Mikrofoto 2 ( x 80 )



Mikrofoto 3 ( x 40 )



Mikrofoto 4 (x 40)

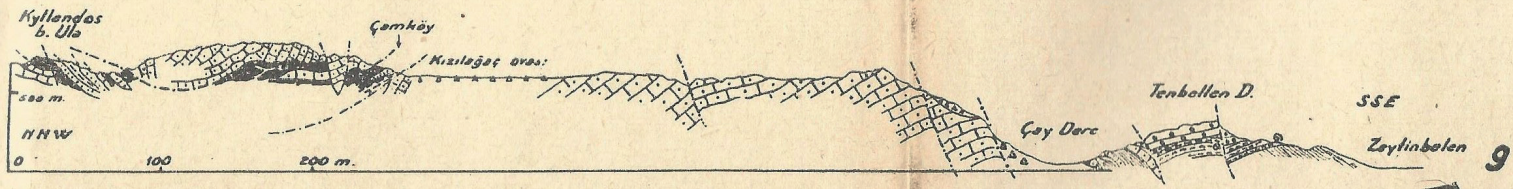
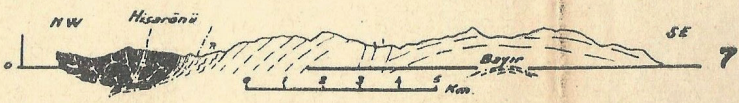
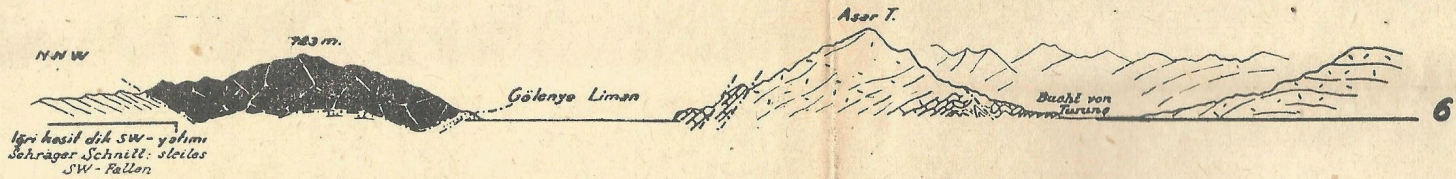
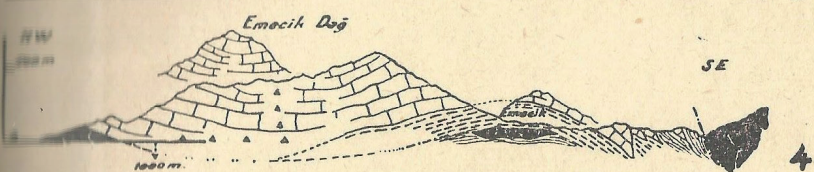
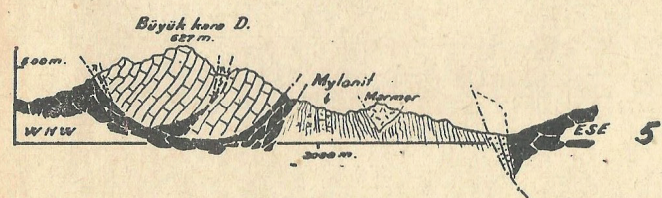
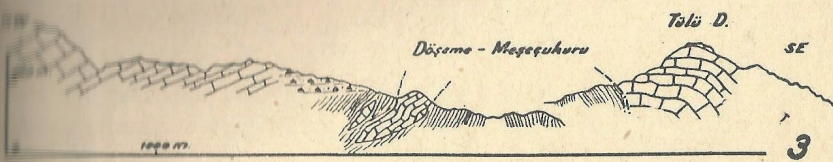
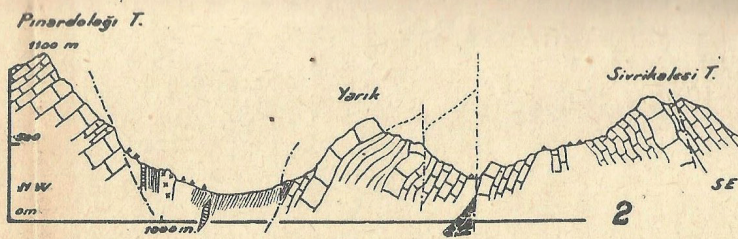
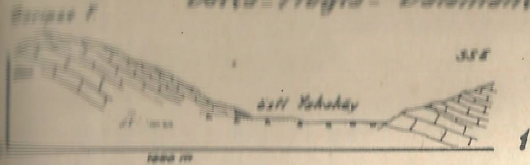


Mikrofoto 5 (x 20)



Dutca-Mugla-Dalamancaay civari jeolojik kesitleri — Profile zur Geologische Karte

Lehne  
Tafel 1  
K. Metz



7 No lu profil hariç bütün profiller  
1: 25.000 ölçekli  
Alle Profile, ausser N<sup>o</sup> 7 im Masstab  
1: 85.000

Kristallin gisler marmeri  
 Kristalline Schiefer mit Marmor  
 Peridotit  
 Spilit Radiolarit - Sazios  
 Fililit gisleri  
 Phyllitische Schiefer

Ula ve Mugla marmeri  
 Marmor von Ula u Mugla  
 Resif kalkerleri  
 İri banklı kalkerleri  
 İnce banklı kalkerleri  
 Flyç Saziyosi

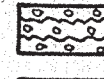








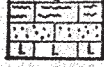
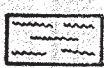
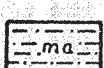
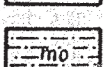

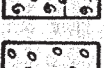
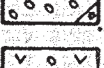
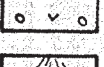





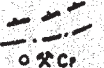
Mezozoik  
 Mesozoikum  
 Reifkalk  
 Dickbankige Kalk  
 Plattenkalk  
 Flyschsazios

Armutluk Akmitroni  
 Aquilar v. Armutluk  
 Tenbollen dağı orolu Miozani  
 M. Miozani d. Tenbollen dağı  
 Pliozan'a ait Nagelstuh  
 Pliozan'a Nagelstuh  
 Genç dönüştürme  
 Janger Schutt

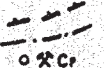
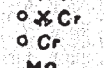
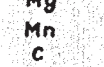
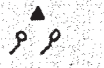









İŞARETLER

ZEICHEN-ERKLÄRUNG

-  Menderes Kristalleni ve Ula Ekay zonu Kristalleni
-  Peridotit ile ilgili Kristalen Kenar ekayları
-  Ula ve Muğla mermerleri
-  Karabörtlen Şistleri (Kismen yarı fillit)
-  Muğla civarı eski paleozoik fillitleri
-  Permien (Kalkerleri- Kuvarsitleri)
-  Mezozoik Kalkerler (tektonik ekaylar)
-  Güneydeki mezozoik Jeo Senkinal serisi
-  Plakalı Kalkerler
-  Masif Kalkerler Resif Kalkerler
-  Fliş ara tabakası (Krf. Kretase)
-  Radiolarit fasiyesi
-  Lütseyen kalker fasiyesi
-  Fliş (L. Eosen, ol. Oligosen)
-  Alt miosen. (Akitaniyen) Ula doğusu
-  Orta miosen
-  Datça Pliosen ve Tüf
-  Pliosen Konglomerası (Zimpara Çakıllarını ihtiva eder)
-  Pliosen yağlı Peridotit Konglomerası
-  Genç ebuli Konileri
-  Peridotit
-  Spilit
-  Radiolarit fasiyesi

- Menderes-Kristallin u. Kristalin d. Schuppenzone v. Ula*
- Kristalline Randschuppen am Peridotit*
- Marmore von Ula u. Muğla*
- Schiefer von Karabörtlen (s.T. Halbphyllite)*
- Alt paläozoische Phyllite b. Muğla*
- Perm (Kalk-Quarsite)*
- Mesozoische Kalk- u. A. (tektonische Schuppen)*
- Mesozoische geosynklinalserie im Süden*
- Plattenkalk*
- Massivkalk- Rifflkalk*
- Einschaltung v. Flißschichten (Krf. Kretase)*
- Einschaltung v. Radiolaritfazies*
- Kalkfazies des Lutetien*
- Fliß (L. Eosen, ol. Oligosen)*
- Unter miocän (Aquitani) östl. Ula*
- Mittelmiocän*
- Pliozän v. Datça u. Tüf*
- Pliozän Nagelluh (Schmirgelgerölle darin)*
- Pliozän Peridotit Konglomerat*
- Junge Schotfächer*
- Peridotit u. A.*
- Spilit*
- Radiolarit-Fazies*

-  Sarya
-  Genç fay dislokasyonları
-  İsoilen Krom yatağı
-  Metruk Krom yatağı
-  Küçük Krom yatağı
-  Manganez zuhuru
-  Manganez zuhuru
-  Ula doğusu Linyitleri
-  Zimpara yatakları
-  Karstik menbalar
-  Maden suları (sıcak soğuk)

- Überschiebungen*
- Junge Bruchstörungen*
- Chromitlagerstätten im Aizos*
- Chromitlagerstätten stillgelegt*
- Chromitlagerstätten Kromstreckommen*
- Manganez Vorkommen*
- Manganez Vorkommen*
- Linyit östl. Ula*
- Schmirgel Lagerstätten*
- Karstquellen*
- Mineralquellen (heiss kalt)*

DATÇA - MUĞLA - DALAMANÇAY CIVARI JEOLojİK HARTASI

*Geologische Übersichtskarte des Raumes Datça - Muğla - Dalamançay*

0 2 4 6 8 10 km

G. v. d. Kaaden (ANKARA) - K. Metz (Graz)

