

# ZUR GEOLOGIE DES KELKİT ÇAY - OBERLAUFS SÜDWESTLICH VON ŞİRAN (NORDOSTANATOLIEN)

Karl NEBERT

*Mineral Research and Exploration Institute of Turkey*

ABSTRACT. — The region situated east of Berdiga Dağ is built up by Mesozoic and Tertiary Sediments. The Mesozoic sequence begins with Lias and ends with Upper Cretaceous. During the Laramic orogenetic phase this sequence was folded with E-W striking axes. At the same time, granitic magma intruded in diapir-like fashion into the anticlines. The folding is accompanied by upthrusts and gravitative gliding. An angular disconformity separates Middle Eocene from the underlying Mesozoic strata. The Eocene sequence is mainly represented by clastic sediments, and is penetrated by basic volcanics. Tilting of the Eocene strata was caused by Post-Eocene faulting.

## EINLEITUNG

In geographischer und geologischer Hinsicht bildet der untersuchte Abschnitt die östliche Fortsetzung jenes Gebietes, dessen Bau in der Arbeit «Der geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit Çay und Kızılırmak» (K. Nebert 1961) eingehend geschildert wurde (vergl. Kartenskizze in Fig. 1). In jenem Raum ist die Berdiga Dağ-Geosynklinale das geotektonisch wichtigste Bauelement. Ihre geschlossene Schichtfolge beginnt mit dem Lias, endet mit Oberkreideflysch und wurde während der laramischen Phase in E-W streichende Falten gelegt. Unter den Antiklinal- und Synklinalstrukturen stellt die Synklinale von Pağnik und die Antiklinale von Kartallı im Süden des Berdiga Dağ die bedeutendsten Strukturelemente dar. Diese beiden Elemente setzen sich auch in den östlich anschliessenden Raum, dem eigentlichen Untersuchungsgebiet, fort.

Im grossen und ganzen zerfällt der untersuchte Abschnitt baueologisch in zwei Teile :

Ein Südteil, der flächenmässig zwei Drittel des Untersuchungsgebietes einnimmt und fast nur aus mesozoischen Gesteinen zusammengesetzt ist, und dessen Bau laramisches Alter aufweist — und ein Nordteil, der aus eozänen Sedimenten und Vulkaniten aufgebaut ist und posteozen verformt wurde. Dementsprechend wird sich auch die vorliegende Arbeit in zwei Teile gliedern.

An dieser Stelle sei mir erlaubt, folgenden Damen und Herren meinen aufrichtigen Dank für paläontologische und petrographische Bestimmungsarbeiten auszusprechen: Necdet Karacabey, Mükerrerem Türkünal, Yunus Nadi Pekmen, Dr. T.F.J. Dessauyagie, Dr. G. Elgin und Dr. K. Markus.

## DER MESOZOISCHE GESTEINSBESTAND UND DER LARAMISCHE BAU

### Die jurassische Flyschserie ( $j^1 + j^2$ )

Der Gesteinsbestand der jurassischen Flyschserie umfasst im eigentlichen Bereich der Berdiga Dağ - Geosynklinale ausschliesslich klastische Sedimente, wobei Psephite und

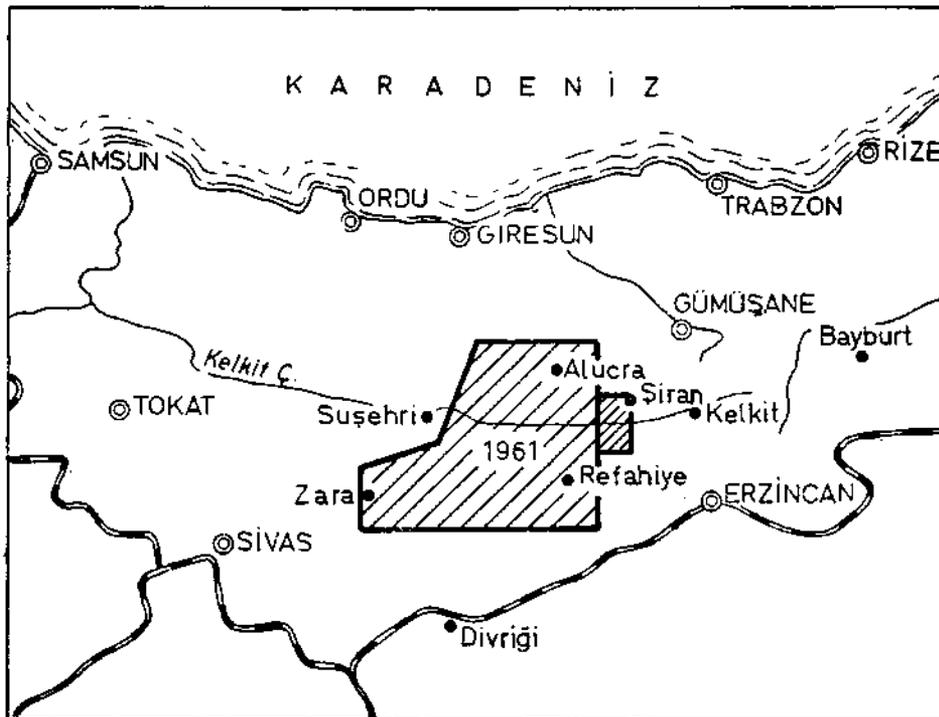


Fig. 1 - Geographische Situation des Gebietes von 1961 (weit schraffiert) und des Untersuchungsgebietes (eng schraffiert).

Psammite vorherrschen. Ihre Schichtfolge ist in vertikaler Richtung ausgesprochen heterogen. Diese lithologische Heterogenität wird vielfach durch Zwischenschaltungen von basischen Effusivmassen und deren Pyroklastika gesteigert.

Im Untersuchungsgebiet besteht die jurassische Flyschserie hingegen fast nur aus pelitischen Sedimenten: Mergel und Schiefertone. Sandsteine sind ganz selten, und Konglomerate fehlen zur Gänze. Die Pelite sind dunkel bis schwarz. Trotz zahlreicher Tuff- und Tuffitzwischenlagen hinterlassen sie in lithologischer Hinsicht einen homogenen Eindruck, und nur dort, wo Effusivgesteinsmassen oder vulkanische Brekzien auftreten, geht dieser homogene Charakter verloren. Eine leicht metamorphe Prägung ihrer Sedimente und Vulkanite ist unverkennbar. Indessen erreicht die Umwandlung nie das epizonale Stadium.

Das Alter der jurassischen Flyschserie liess sich im Gebiet der Berdiga Dağ - Geosynklinale weder mit Makro- noch mit Mikrofossilien belegen. Im Untersuchungsgebiet gelang es mir, am Nordhang des etwa 2 km ESE von der Ortschaft Berge gelegenen Mahmutoğlutaşı Tepe aus halbmetamorphen Mergeln zahlreiche Exemplare von *Gryphaea aff. arcuata* Lamarck zu sammeln. Diese Lamellibranchierart ist leitend für die Stufen Sinemourien und Charmouthien, womit das liassische Alter ( $j_1$ ) eines Teiles der jurassischen Flyschserie, für das Untersuchungsgebiet sichergestellt ist.

Im Berdiga Dağ war der Dogger ( $j_2$ ) durch harte und dichte Sandsteine vertreten. Die Sandsteine sind von Kieselbildungen durchsetzt. Frisch angeschlagen, zeigen sie eine graublauere Farbe, ihre verwitterten Flächen sind olivgrün bis gelblichgrau. Die gleichen Sandsteine bauen auch die Nordflanke der Synklinale Pağnik - Ferruh auf (vergl. geolog. Karte sowie Profile: Tafel I, II).

Wie im eigentlichen Gebiet des Berdiga Dağ ist auch im untersuchten Raum von einer «intrajurassischen Diskordanz» verbunden mit einem Totalausfall des Doggers (İ. Ketin 1951, T.E. Gattinger 1962) nichts zu sehen. Die Schichten des Liasflysches gehen kontinuierlich in die Sandsteinfolge (Dogger), und diese unvermittelt in die Kieselkalke des Malms über. In gleicher Ausbildung tritt die jurassische Flyschfolge auch im Gebiet von Kelkit - Bayburt auf. Dort fand H. Wedding (1963) im oberen Abschnitt der Folge, in harten Kalksandsteinen, die Nerineenart *Brachidontes (Arcomytilus) cf. laitmairensis* de Loriol, die leitend für die Stufen Bathonien und Callovien ist.

Damit wäre die Existenz des Doggers auf paläontologischer Grundlage nachgewiesen und die Möglichkeit einer intrajurassischen Faltungsphase auch für das Gebiet von Bayburt - Kelkit in Frage gestellt. H. Wedding spricht sich eindeutig für eine kontinuierliche Sedimentation während der gesamtjurassischen Zeit aus. Bemerkenswert ist das Auftreten von Kohlenschmitzen, Kohlenlagen und bauwürdigen Kohlenflözen in stratigraphisch verschiedenen Niveaus. Im Untersuchungsgebiet treten beispielsweise tektonisch abgeschernte Anthrazitlinsen im Liasflysch auf (K. Nebert 1963). In liassischen Sedimenten der Berdiga Dağ-Geosynklinale finden wir Kohlenlagen bei den Ortschaften Mindeval und Arda (K. Nebert 1961). H. Wedding beschreibt aus einem Niveau, das der Grenze Lias-Dogger angehört, ein Kohlenflöz bzw. kohlige Schichten. Diese Kohlenbildungen weisen darauf hin: Während der gesamten Zeitspanne Lias + Dogger hatte die geosynklinale Vortiefe, in der die Flyschsedimente zur Ablagerung gelangten, einen seichten Charakter. Nur so lässt sich die Bildung von sporadisch auftretenden Kohlenhorizonten erklären. Dass es dennoch zu Flyschmächtigkeiten von über 2000 m gekommen ist, kann auf ein stetig-langsameres Absinken des Geosynklinealbodens zurückgeführt werden.

Wie vorhin gezeigt wurde, nimmt der Dogger-Sandstein am Aufbau der Nordflanke der Pağnik - Ferruh - Synklinale teil. An der Südflanke dieser Synklinale fehlt indessen der betreffende Sandstein. Dort werden Mergel und Tone direkt von den Kieselkalcken des Malms überlagert. In diesen Mergeln und Tonen steckt der Lias plus Dogger (J<sub>1</sub> + J<sub>2</sub>).

Eine der Hauptmerkmale des jurassischen Flysches ist dessen tiefgreifende Durchsetzung mit basischen Vulkaniten und deren Pyroklastika. Die folgende lithologisch - petrographische Typisierung dieser Gesteine möge das Inventar der jurassischen Flyschfolge vervollständigen. Darüber hinaus wirft sie ein Licht auf die Geschehnisse während des Lias und Doggers in geosynklinealen Bereichen Nordostanatoliens.

Schon rein morphologisch beherrschen die Vulkanitmassen die Landschaft. Man braucht sich nur die Mühe zu nehmen und die einzelnen Vulkanitzüge auszukartieren, um sich von der Mannigfaltigkeit ihres Erscheinungsbildes zu überzeugen. Hier sind sie liassischen Ton- und Mergelsedimenten lagergangartig eingeschaltet, wobei die Mächtigkeit der Einschaltungen zwischen wenigen Metern und 100 m variieren kann. Dort wieder verzahnen sie sich mit den liassischen Sedimenten. (Vergl. Gebietsabschnitt südlich von Seydibaba auf der geolog. Karte.) Manchmal treten sie nur als bescheidene Linsen von einigen hundert Metern Länge auf. Nicht selten aber bilden sie regelrechte Vulkanitkörper von beachtlichen Dimensionen (vergl. Abschnitt von Babacan auf der geolog. Karte). Immer aber lassen sie eine zu den Schichten der liassischen Sedimente parallel verlaufende, deutliche Lagerklüftung erkennen, die auch die Faltung mitgemacht hat. So ist beispielsweise die östlich der Ortschaft Sinanlı auftretende rund

300 m mächtige Vulkanitmasse zu einer Synklinale verformt, deren Achse sich harmonisch in den Bauplan dieses Abschnittes einfügt.

Das Gleiche gilt für die vulkanischen Brekzien. Auch sie bilden harte Rippen in der Landschaft und zeigen ganz ähnliche Lagerungsverhältnisse. Tuffe und Tuffite sind der Verwitterung gegenüber weniger widerstandsfähig. Sie verhalten sich in dieser Hinsicht wie die liassischen Sedimente. Zeigen diese Pyroklastika überdies noch eine dunkle Färbung, was meistens der Fall ist, dann lassen sie sich äusserlich kaum von den liassischen Sedimenten unterscheiden. Bei aufmerksamer Untersuchung kann man sich indessen von der wiederholten Wechsellagerung liassischer Sedimente mit Tuffen oder Tuffiten leicht überzeugen.

Vulkanite und Pyroklastika werden von einer intensiven Kieselbildung begleitet. Die Kieselsubstanz tritt uns zumeist in Form von cm-starken Lagen entgegen. Die Farbe des Kieselgels ist grünlich-dunkelgrau bis schwarz, so dass die Kiesellagen leicht mit Flyschschichten zu verwechseln sind. Manchmal treten auch rote, radiolarit-ähnliche Kieselbildungen auf.

Petrographisch handelt es sich bei einem Teil der Vulkanite um Gesteine basaltischer Zusammensetzung, die durch sekundäre Umwandlung (Spilitisierung), wie Vergrünung, Verkieselung und Karbonatisierung, ihren ursprünglichen Charakter verloren haben, und die sich ganz allgemein unter dem Sammelbegriff Diabaspilite vereinigen lassen. Ihre Grundmasse ist verkieselt. Sie besteht aus Albitleisten, ferner aus Chlorit- und Epidotmikrolithen. Augit ist manchmal in Resten vorhanden. An Phenokristallen treten auf: ein mehr oder weniger albitisierter Plagioklas, neugebildeter Albit, stark zersetzte (chloritisierte) Mafite und sekundär gebildeter Kalzit, Dolomit und Quarz. Manchmal ist die Umwandlung aller Bestandteile so fortgeschritten, dass der ursprüngliche Charakter des Gesteins nicht mehr zu erkennen ist.

Die vulkanischen Brekzien haben andesitischen bis basaltischen Charakter. Unter dem Mikroskop erscheint ein wirres Gemenge von Mineral- und Effusivfragmenten, zu denen sich auch Hornstein- und Kalksteinbruchstücke gesellen können. Das Ganze wird von Kalzit verkittet, der manchmal in Form von tektonischen Gleitzwillingen ausgebildet ist. An Mineralfragmenten treten auf: zersetzte Mafite, wie Olivin und Augit, ein serizitisierter Albit und ein albitisierter basischer Plagioklas.

Die Tuffe zeigen unter dem Mikroskop eine isotrope bis feinkörnige Masse mit eckigen Fragmenten von Plagioklas.

Aus dieser gedrängten Beschreibung ergeben sich für die Vulkanite und deren Pyroklastika einige Hauptmerkmale geologischer und petrographischer Natur, die im folgenden herausgestrichen werden sollen.

Vulkanite und Pyroklastika sind den liassischen Flyschsedimenten zwischengeschaltet, sei es dass sie sillartig zwischen die Flyschichten intrudierten oder als Lavaergüsse submarin extrudierten, bzw. während einer explosiven Phase als Tuffe sedimentiert und von neuabgelagertem Flyschmaterial bedeckt wurden. Sie sind demnach gleichaltrig mit den liassischen Sedimenten und stellen offensichtlich Produkte eines geosynklinalen Magmatismus dar. Dass die Vulkanite Produkte eines submarinen Vulkanismus sind, geht auch aus ihrem spilitischen Mineralbestand (Albit + Chlorit + serp. Olivin + Kalzit + Quarz) hervor, der durch Wasseraufnahme eines normalbasaltischen Magmas erklärt werden kann (H. Hentschel 1960, H.J. Rösler 1960).

Die exogene Wasseraufnahme vollzieht sich bereits während des Aufstiegs des Magmas durch die feuchten Geosynklinalsedimente, und später im submarinen Extrusionsraum durch direkte Berührung mit dem Meerwasser. Mit der Wasseraufnahme wird der Spilitisierungsprozess ausgelöst. Er liefert als Endergebnis den Mineralbestand der Diabase (intrudiertes Magma) und Spilite (extrudiertes Magma). Die Wasserassimilation bewirkt zunächst die Umwandlung eines grossen Teiles des Magmas in chloritartige Substanzen. Das vulkanische Gestein «vergrünt». Alle Elemente, die nicht in das Chloritgitter eingebaut werden, wandern ab. Dies betrifft besonders die Alkalien, Ca und Teile des Si.

Die Alkalien verursachen den Albitisierungsprozess der Feldspate. Ca bewirkt die Karbonatisierung der Spilite, indem es sich im vorhandenen Porenraum des magmatischen Körpers als Kalzit (seltener Dolomit) ausscheidet. Und schliesslich erzeugt das freigewordene  $\text{SiO}_2$  die Silifizierung. Petrogenetisch lässt sich der Spilitisierungsprozess somit auf eine plausible Weise erklären. Die «Vergrünung» ist eine Indikation, die besagt, dass das betreffende basische Gestein seine Entstehung einer submarinen (bzw. subaquatischen) Extrusion verdankt. Grüngesteine (Diabase und Spilite) sind, gleich den Ophioliten, geosynklinale Indexgesteine.

Das Auftreten der zweiten Kategorie von Vulkaniten im Verband der liassischen Gesteinskomplexe schafft petrogenetische Probleme, deren Lösung auf erhebliche Schwierigkeiten stösst. Es handelt sich um ausgesprochen saure Gesteine, die unter dem Sammelnamen «Keratophyrspilite» vereinigt werden können.

Zunächst der feldgeologische Befund. Die Keratophyrspilite befinden sich im Verband der liassischen Flyschsedimente und zeigen die gleichen Lagerungsverhältnisse, wie die vorhin besprochenen Diabasspilite. Treten sie in unmittelbarer Nachbarschaft oder gar in Berührung mit den laramischen Granitmassen auf, dann könnte man sie als eine Art «Randfazies» dieser Granite deuten. Im Feld ist es indessen nicht möglich, einen kontinuierlichen Übergang zwischen Granit und Keratophyrspilit eindeutig festzulegen.

Petrographisch lassen sich bei den Keratophyrspiliten zwei Gruppen unterscheiden: Quarzkeratophyrspilite und Natronkeratophyrspilite. Unter dem Mikroskop zeigen die Quarzkeratophyrspilite eine intensive Serizitisierung, Silifizierung, Chloritisierung und Karbonatisierung, also sekundäre Umwandlungen, wie wir sie bei den Diabasspiliten vorfanden. Das Gestein ist feinkörnig-felsitisch ausgebildet. In einer stark zersetzten Grundmasse aus Quarz, Albit, Serizit und sekundär gebildetem Chlorit stecken Phenokristalle von Quarz und Plagioklas (Oligoklas bis Albit). Sekundär treten Kalzit, Chlorit und Epidot auf. Manchmal ist der Quarz derart in Vormacht, dass man von quarzreichen Quarzkeratophyrspiliten sprechen kann. Zur zweiten Gruppe gehören die Natronkeratophyrspilite. Ihre Grundmasse besteht aus Albitleistchen, die manchmal fluidal texturiert sind, ferner aus Quarzmikrolithen und aus sekundär entstandenem Chlorit, Kalzit und Serizit. Als Phenokristalle treten Albit und Plagioklas (Albit bis Oligoklas) auf. Daneben zersetzte (kalzitisierte oder chloritisierte) Mafite.

Quarzkeratophyrspilite und Natronkeratophyrspilite waren somit den gleichen sekundären Umwandlungsprozessen unterworfen, wie die Diabasspilite: Chloritisierung, Albitisierung, Karbonatisierung und Silifizierung. Auf Grund dieser Spilitisierungsprozesse hatten wir die basischen Diabasspilite als Produkte eines geosynklinealen Magmatismus aufgefasst, und auf Grund der gleichen Prozesse müssen wir auch die sauren Quarzkeratophyrspilite und Natronkeratophyrspilite als geosynklinale Vulkanite auf-

fassen. In geologischer und petrographischer Hinsicht bestehen zwischen den beiden Vulkanitkategorien grosse Übereinstimmungen. Petrogenetisch stösst indessen das gemeinsame Auftreten von sauren und basischen Magmatiten im Verband der liassischen Flyschsedimente auf Schwierigkeiten, die sich vorderhand nicht beseitigen lassen. Aus dem thüringischen Anteil der varistischen Geosynklinale beschreibt H.J. Rösler (1960) ganz ähnliche Verhältnisse. Dort wurden bei Beginn und am Ende eines basischen Geosynklinalmagmatismus (mit Diabasen und Spiliten) saure Gesteine (Quarzporphyre und Quarzkeratophyre) gefördert. Die petrogenetische Erklärung des Zusammen Vorkommens von sauren, quarzreichen Ergussgestein mit basischen Magmatiten stösst dort auf die gleichen Schwierigkeiten. H.J. Rösler fasst die varistischen Keratophyre vorläufig als syntektische Reaktionsprodukte des basaltischen Magmas mit einem sialischen Nebengestein auf. In den Quarzporphyren sieht er Abkömmlinge anatektischer Schmelzen der Sialkruste.

Auf den Dogger-Sandstein folgt in vertikaler Richtung eine mächtige und geschlossene Kalksteinfohle, die vom Malm bis in die Oberkreide anhält. Eine Grenze ist zwischen den einzelnen Abteilungen kaum zu ziehen, da die Kalke ineinander fließend übergehen. Lediglich auf Grund ihrer Färbung kann man sagen, dass die älteren Kalksteine eine blaugraue bis dunkelgraue Färbung aufweisen, während die jüngeren zumeist hellgrau bis weislichgrau getönt sind. Auf der geologischen Karte sind die Grenzen infolgedessen konventionell gezogen. Die Grenzlinien wollen nur ungefähr den Verlauf der Formationsgrenze angeben.

### Malm (j<sub>3</sub>)

Unmittelbar auf den Dogger-Sandstein folgen die Kieselkake des Malms. Sie sind feinkörnig, dicht und fest. Ihre Färbung ist dunkelgrau bis schwarz. Zahlreiche Kieselbildungen durchsetzen die Malmkälke entweder lagenförmig (Foto 1) oder knollenartig. Das Auftreten dieser Kieselbildungen bildet ein besonderes Kennzeichen der Malmkalke. Einige aufgesammelte Ammoniten wurden als *Virgatosphinctes* sp. bestimmt. Die Gattung *Virgatosphinctes* ist leitend für Kimmeridge-Tithon. Aus verschiedenen Proben wurden folgende Mikrofossilien bestimmt :

*Neotrocholina valdensis* Reichel  
*Neotrocholina* sp.  
*Trocholina alpina* (Leupold)  
*Trocholina elongata* (Leupold)  
*Trocholina conica* Schlumberger  
*Trocholina* sp.  
*Conicospirillina basiliensis* Mohler  
*Labirinthina* sp.  
*Pseudocyclamina* sp.  
*Calpionella* sp.  
*Textularia* sp. sp.  
*Glomospira* sp.  
*Globigerina* sp. sp.  
*Lenticulina* sp.  
*Ventrolamina* sp.

Diese Mikrofauna dürfte etwa der Zeitspanne Malm-Valendis entsprechen.

**Unterkreide plus Cenoman (k<sub>1</sub>)**

Ohne lithologische Unterbrechung gehen die Kieselkalke des Malm in die unterkretazischen Kalke über. Kontinuierliche Sedimentation herrscht bis einschliesslich unterste Oberkreide. Der untere Abschnitt der unterkretazischen Kalke enthält noch Kieselbildungen. Die Kalke sind fein- bis mittelkörnig und von grauem Grundton. Es treten aber auch rotgetönte oder rotgefleckte Varietäten auf. Nach oben zu werden die Kalke allmählich lichter. Hellgrau ist die vorherrschende Farbe. Kieselbildungen scheinen dem oberen Abschnitt der Unterkreide zu fehlen. Im obersten Abschnitt der hellgrauen Kalke sind bereits die Querschnitte von Hippuriten-Gehäusen zu sehen. Dieser oberste Abschnitt dürfte bereits dem Cenoman angehören.

Die gesammelten Handstücke aus diesem Abschnitt der Kalksteinfohle lieferte folgende Kleinformen :

*Trocholina alpina* (Leupold)  
*Trocholina elongata* (Leupold)  
*Trocholina conica*?  
*Trocholina palastiniensis*?  
*Trocholina infragranulata*?  
*Trocholina* sp. sp.  
*Lenticulina* sp.  
*Nautiloculina* sp.  
*Protopeneroplis* sp.  
*Ventrolamina* sp.  
*Textularia* sp. sp.  
*Labyrinthina*?  
*Valvulina* sp.

Ferner : Verneulinidae, Nodosariidae, Nonionidae, Orbitolinidae, Lituolidae, Miliolidae. Valvulinidae und Algen.

Die jurassisch - kretazischen Kalke (Mahn plus Unterkreide plus Genoman) bauen insbesondere die Nordflanke der Paĝnik - Ferruh - Synklinale auf. Die Mächtigkeit dieser Kalkfolge variiert stark. Als Durchschnittswert kann man 1000-1200 m angeben.

**Turon - Campan (k<sub>2</sub>)**

Ein weinroter Kalkmergelhorizont (k<sub>2</sub>) schliesst die jurassisch-kretazische Kalkfolge nach oben zu ab. Zwar tritt dieser Horizont nicht durchgehend in gleicher Mächtigkeit auf, denn an manchen Stellen ist er bis auf wenige Zentimeter reduziert oder er scheint seitlich auszuweichen, dennoch bildet er, dank seiner roten Färbung, im Gelände einen Leithorizont ersten Ranges. Dort, wo er vorhanden ist, treten auch die oberkretazischen Flyschsedimente auf. Auch mikropaläontologisch lässt sich der Horizont ziemlich genau abgrenzen. Die aufgesammelten Gesteinsproben ergaben folgende Mikrofauna :

*Globotruncana lapparenti* Brotzen  
*Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli  
*Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quer.)  
*Globotruncana leupoldi* Bolli  
*Globotruncana inflata* (?) Bolli

*Globotruncana* sp.  
*Gümbelina* sp.  
*Globigerina* sp.  
*Globigerinella* sp.  
*Lenticulina* sp.  
*Tubitextularia* sp.  
*Pseudotextularia* sp.

Die Zusammensetzung dieser Mikrofauna spricht ziemlich eindeutig für Turon-Campan.

Im Untersuchungsgebiet schwankt die Mächtigkeit des weinroten Horizontes zwischen 0-20 m.

### **Oberkreide - Flysch (k<sub>3</sub>)**

Die oberkretazischen Flyschbildungen entwickeln sich unmittelbar aus dem roten Kalkhorizont (k<sub>2</sub>). Der unterste Abschnitt ist stellenweise grobklastisch als Konglomerate und Sandsteine ausgebildet. Der überwiegende Teil des Oberkreideflysch besteht indessen aus feinkörnigen und dichten Mergeln, deren Farbe olivgrün ist. Frisch angeschlagen zeigen die Mergel auch dunkelgraue bis schwarze Farbtöne. Die Sandsteine sind steril. In den Mergeln fanden sich folgende Mikrofossilien :

*Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli  
*Globotruncana lapparenti coronata* (?) Bolli  
*Globigerina* sp.  
*Globigerinella* sp.  
*Gümbelina* sp.

Der Oberkreide - Flysch kann somit ins Maastricht eingestuft werden. Er baut den Kern der Synklinale Pağnik - Ferruh auf. Ausserdem finden wir ihn auch im Bereich der Turnik-Gleitscholle. Die Mächtigkeit des Oberkreideflysches erreicht rund 600 m.

Im Bereich des Berdiga Dağ waren die oberkretazischen Flyschbildungen mit den Produkten eines geosynklinalen Magmatismus durchsetzt. Im Untersuchungsgebiet tritt dieser Magmatismus bis auf wenige Tuffeinstreuungen stark zurück.

Mit dem Oberkreide-Flysch (k<sub>3</sub>) findet die mesozoische Sedimentfolge im untersuchten Gebiet von Şiran ihren Abschluss. Die Gesamtmächtigkeit dieser geosynklinalen Serie kann mit rund 5000 m angegeben werden.

### **Laramische Granite**

Wie wir noch sehen werden, wurde die mesozoische Gesteinsfolge während der laramischen Phase gefaltet. Gleichzeitig drang granitisches Magma diapirartig in den Kern der Antiklinalstrukturen. Im untersuchten Gebiet lassen sich etwa 5 Granitzüge bzw. Granitvorkommen abgrenzen. Unter ihnen hat der Granitzug von Hargin (siehe Foto 2) flächenmässig die grösste Bedeutung.

Petrographisch handelt es sich bei diesen Graniten um einen hypidiomorph - mittelkörnigen Albitgranit, der aus Quarz, Albit (mehr oder minder serizitisiert) und zersetzten Biotit aufgebaut ist. Unter dem Mikroskop lässt sich stets feststellen, dass der



Foto 1 - Siltekalke des Malms.

Mitten in einer Kalkbank hat sich eine etwa 10 cm starke  $\text{SiO}_2$ -Lage abgesondert  
(Hammersticllänge = 40 cm).

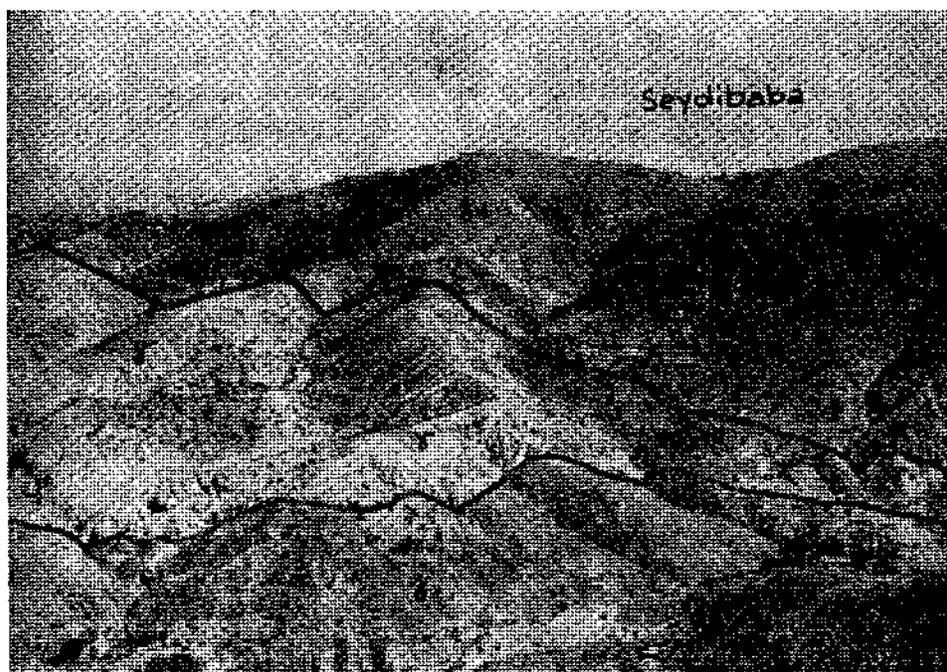


Foto 2 - Granitzug von Hargha.

$\beta_1$  = Liasflysch; Gamma = Granit

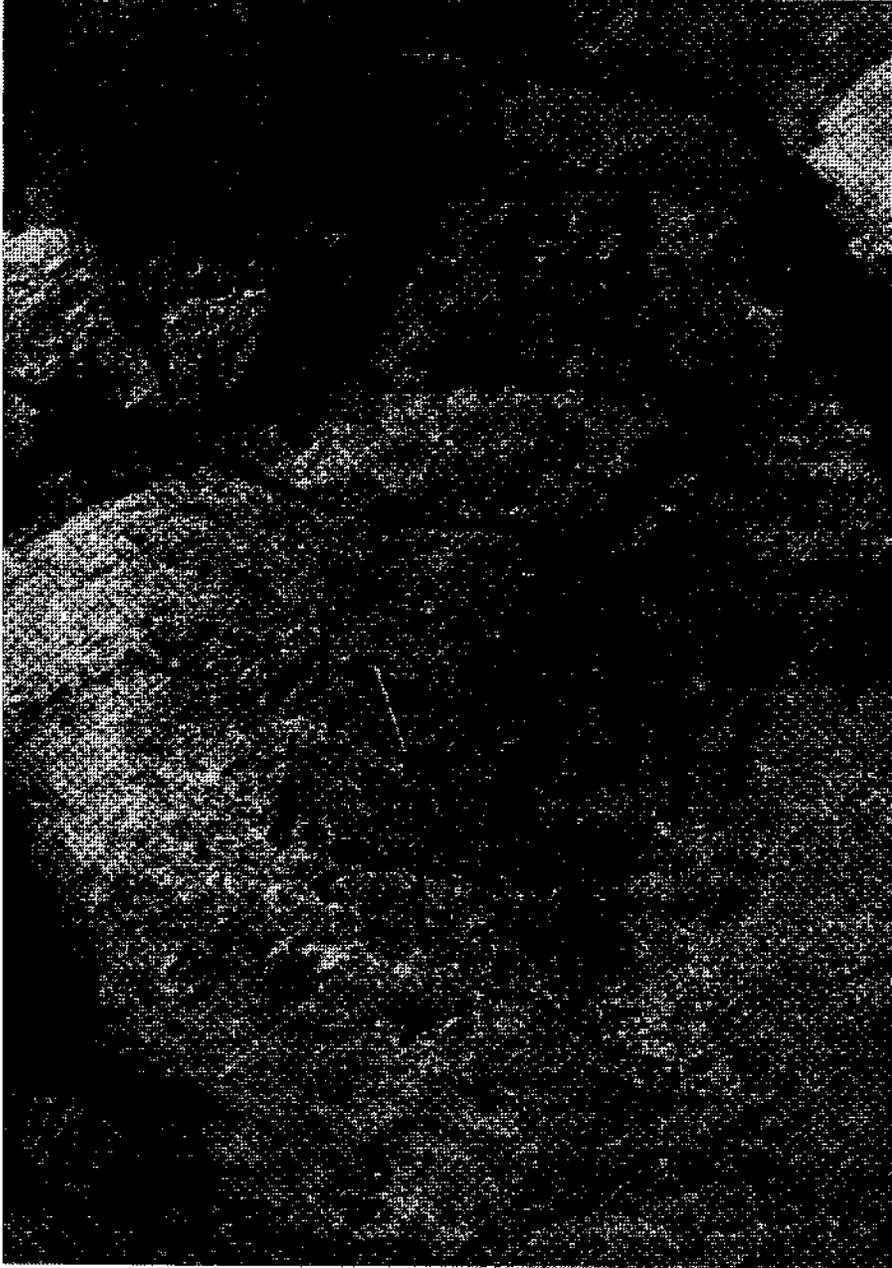


Foto 3 - Kontakt zwischen Granit (Gamma) und Liasflysch ( $j_1$ ). Aufschluss bei Besfiçit Mah.

(Hammerstiellänge = 40 cm).

Granit eine kräftige Mylonitisierung erfahren hat, die sich als Kataklyse und Verschieferung äussert.

Bemerkenswert ist das Auftreten von unverdauten liassischen Sediment- oder Vulkanitresten im Granitzug von Hargin. So findet man etwa 1 km NW des Dorfes Hargin eine Linse mit liassischen Flyschsedimenten, und 0,7 km nördlich Berge eine Diabaslinse von etwa 800 m Länge.

Umgekehrt findet man Apophysen und Gänge, die genetisch zur Granithauptintrusion gehören, im liassischen Flyschkomplex. In einem kleinen Taleinschnitt, der etwa 1,5 km SW von Seydibaba (genauer bei der Ortschaft Besricit Mah.) liegt, ist der Kontakt zwischen Granitmasse und Liasflysch instruktiv aufgeschlossen (siehe Foto 3). Die Schichten des Liasflyschs (Foto 3, j<sub>1</sub>) sind hier stark mit vulkanischen Brekzien und Tuffen durchsetzt. Es besteht eine Wechsellagerung zwischen diesen Gesteinen. Der Albitgranit (Foto 3, gamma) liegt über dem Liasflysch, dessen Schichten mit 315/25° unter ihn einfallen. Somit ist der Granit jünger als Lias. Die Trennungslinie Granit - Liasflysch läuft annähernd parallel zur Schichtung des Flysches (vergl. Foto 3). Jedoch verläuft auch die Bankung (Lagerklüftung) des Granits parallel zur Schichtung des Juraflysches. Das Kluftsystem des Granitdiapirs zeigt somit geometrische Beziehungen zur Schichtung des Juraflysches.

In Abständen von wenigen Metern folgen talabwärts zwei etwa 30-40 cm starke Vulkanitlagergänge, die im Nebengestein deutliche Spuren einer Kontaktwirkung hinterlassen haben. Die petrographische Bestimmung dieser Vulkanitgänge ergab ein völlig zersetztes dazitisches Gestein, dessen Quarzeinsprenglinge in einer gleichfalls zersetzten Grundmasse stecken. Das Gestein ist stark kataklasiert und mylonitisiert.

Andere Granitapophysen wurden als Albitgranitporphyr bestimmt. Die Quarz-, Albit- und Biotiteinsprenglinge stecken in einer zersetzten und verkieselten Grundmasse aus Albit. Ferner zeigt das Gestein unter dem Mikroskop Mylonitisierungs- und Kataklyasierungserscheinungen.

Schliesslich ist am Granitdiapir nicht selten eine Randfazies zu beobachten. Zumeist ist sie aus stark zersetzten effusivartigen Gesteinen aufgebaut. Bei Kazveran wurde von der Erosion nur diese Randfazies freigelegt. Dort handelt es sich um einen Biotitdazit.

Kontakterscheinungen zum Liasflysch äussern sich für gewöhnlich in einer Fritting des Flyschgesteins, verbunden mit einer intensiven Verkieselung. Der Granit grenzt indessen nicht immer nur an Flyschsedimente. Nur zu oft beobachtet man als Nebengestein liassische Geosynklinalmagmatite. In diesem Fall lassen sich aber keine nennenswerten Kontakterscheinungen feststellen.

All diese Beobachtungen sprechen eindeutig für einen Intrusionscharakter der Granitzüge und Granitvorkommen.

### **Der laramische Bau**

Aus dem bisher Gesagten lässt sich als Hauptcharakteristikum für die mesozoische Schichtfolge ihre geschlossene und kontinuierliche Sedimentation herausstreichen. Die Sedimentation beginnt mit dem Lias und endet mit der Oberkreide. Paläozän und Untereozän fehlen im Untersuchungsgebiet. Erst mit dem Mitteleozän tritt uns eine

neue Schichtfolge entgegen, deren klastischer Basalhorizont *transgressiv* und *diskordant* über die Schichtköpfe der mesozoischen Folge greift. Die *transgressiv-diskordante* Auflagerung des mitteleozänen klastischen Basalhorizontes ( $e_1$ ) lässt sich überall dort beobachten, wo der Horizont gute Aufschlussbedingungen zeigt. So z.B. zwischen den Ortschaften Eidegin und Beşkilise, ferner zwischen Seydibaba und Kalur, und schliesslich zwischen Sadık und Aşağısemük.

Es muss demnach an der Wende Mesozoikum - Tertiär eine Faltungsphase stattgefunden haben, während der die gesamte mesozoische Schichtfolge gefaltet wurde. Es handelt sich hierbei um die *laramische Orogenphase*; den daraus resultierten Bau möchte ich als «*laramischen Bau*» bezeichnen.

In meiner 1961 erschienen Arbeit ging ich näher auf den *laramischen Bau* ein. Dort wurde gezeigt, dass der gesamte Inhalt der mesozoischen *Berdiga Dağ - Geosynklinale* in annähernd E-W (bzw. SW-NE) streichende Falten gelegt wurde. Eine Reihe von Strukturelementen wurden in der betreffenden Publikation herausgearbeitet. Unter diesen Elementen befindet sich auch die *Synklinale von Pağnik* und die *Antiklinale von Kartallı*. Beide streichen in das östlich anschliessende Untersuchungsgebiet.

Die *Synklinale von Pağnik* wird symmetrisch aus allen Gliedern der mesozoischen Schichtfolge aufgebaut. Im Kern führt sie *Oberkreideflysch* (vergl. Profil A-B, Tafel II). Die Achse der *Pağnik - Synklinale* taucht ostwärts allmählich auf und kulminiert im Gebiet des *Kuyucak Tepe* (siehe geolog. Karte, Tafel I). Die Breite der *Pağnik - Synklinale* beträgt ungefähr 6 km. Vom *Kuyucak Tepe* setzt sich die *Synklinalachse* ungestört gegen Osten zu fort, nur wird die Breite der *Synklinale* auf die Hälfte reduziert. Dies infolge der weiter unten zu besprechenden *Aufschubung von Karayaprak* (siehe Profil C-D und E-F). Das *eingeeengte Synklinallstück* setzt sich sodann ostwärts bis zu der Ortschaft *Ferruh* fort, weshalb es den Namen dieser Ortschaft erhalten soll.

Die *Pağnik - Ferruh - Synklinale* lässt sich demnach auf eine Länge von 30 km verfolgen. Ihr westliches Stück (*Pağnik - Synklinale*) ist breit gebaut, ihr östliches Stück (*Ferruh - Synklinale*) ist hingegen stark *eingeeengt*.

Nördlich der *Ferruh - Synklinale* ist eine kleine *Antiklinalstruktur (Yapraklıbaba - Antiklinale)* entwickelt. Ihre Achse kulminiert im *Yapraklıbaba Tepe* und taucht nach E und W zu ab.

Die *Hargin - Antiklinale* ist die Fortsetzung der *Kartallı - Antiklinale* (K. Nebert 1961) : In ihrem Kern führt sie den *Granitdiapir von Hargin* (vergl. geolog. Karte, Tafel I und Profile A-B und C-D, Tafel II). Der östliche Abschnitt dieser *Antiklinale* zeigt *Südvorgang* (vergl. Profil E-F). Die Fortsetzung der *Hargin - Antiklinale* ist im Gebiet des *Kale Tepe* zu suchen.

Die *Karayaprak - Aufschubungslinie* befindet sich im Süden der *Ferruh - Synklinale*. An ihr sind *jurassischer Flysch, Malm- und Unterkreidekalke* auf die *oberkreidischen Flyschsedimente* aufgeschoben (siehe Profile in Tafel II). Diese *Nordbewegung der Karayaprak - Scholle* bewirkte die *Einengung der Ferruh - Synklinale*.

Zu den wichtigsten und interessantesten Bauelementen gehört die *Turnik - Gleitscholle*. Durch *gravitatives Abgleiten* ist die *Scholle* von S nach N gewandert (vergl. Profile E-F und G-H, Tafel II). Der *Westabschnitt der Turnik - Scholle* lässt sich

noch gut umgrenzen, weil an seinem Aufbau Malmkalke, Unterkreidekalke und Oberkreideflysch teilnehmen. Hingegen ist die Grenze im Ostabschnitt nicht genau zu fixieren, denn dort liegt allochthoner Oberkreideflysch der Gleitscholle über autochthonem Oberkreideflysch der Unterlage. Im Westabschnitt der Gleitscholle kommen bei der Ortschaft Kozveran einige isolierte Klippen vor, die nur aus Malmkalken aufgebaut sind.

Die allochtone Überlagerung des jurassischen Flysches durch die Sedimente der Gleitscholle ist im Parmaklar Dere besonders schön aufgeschlossen. Dort ist deutlich zu sehen, wie der oberkretazische Flysch die steilgestellten unterjurassischen Flyschschichten diskordant überlagert. Doch handelt es sich hierbei um eine tektonische Diskordanz, die mechanisch durch Abgleiten der Turnik-Scholle erzeugt wurde. Das Gefüge der oberkretazischen Flyschmergel ist stark gelockert. Dies verraten die weit klaffenden Klüfte im Mergel. Dadurch wurde die oberkretazische Flyschserie wasserdurchlässig. Die darunterliegenden Tone und Mergel des Lias übernahmen die Rolle eines Wasserstauers. Nun sammelt sich das Wasser entlang der Abschiebungsbahn und tritt als kleiner Wasserfall genau an der Abschiebungslinie zwischen Oberkreideflysch und Liasflysch aus (siehe Foto 4). Im Profil E-F ist diese Stelle mit einem kleinen Sternchen markiert.

Zusammenfassend lässt sich über die mesozoische Schichtfolge und deren laramischen Bau sagen :

- In der Berdiga Dağ-Geosynklinale gelangte eine geschlossene Schichtfolge zur Ablagerung, die mit Lias beginnt und bis in die Oberkreide anhält.
- Dass es sich hierbei um Geosynklinal-Sedimente handelt, beweisen die Grünsedimente, die den liassischen Flyschsedimenten zwischengeschaltet sind. Grünsedimente sind Indexgesteine geosynklinaler Räume.
- Während der laramischen Phase wurden die mesozoischen Sedimente und Grünsedimente in E-W streichende Falten gelegt. In die Antiklinalkerne drang granitisches Magma diapirartig ein. Eine zusätzliche Komplikation im laramischen Bau ergibt sich durch das Auftreten von Aufschiebungen und gravitativen Gleitschollen.
- Das Miozän liegt transgressiv und diskordant über den Schichtköpfen der mesozoischen Folge.

#### DER EOZÄNE GESTEINSBESTAND UND DIE POSTEOZÄNE BRUCHTEKTONIK

##### Die eozäne Schichtfolge

Eine geschlossene Eozän-Schichtfolge baut den Karakaya Tepe (1518 m) auf. Sie beginnt bei dem Dorf Kalur und dacht sich flach (mit 10- 15°) gegen Norden ab. Die jüngsten Schichtglieder bilden den eigentlichen Gipfel des Karakaya Tepe. Diese Schichtfolge lässt sich lithostratigraphisch in mehrere Horizonte gliedern.

Die eozäne Folge beginnt mit klastischen Ablagerungen. Dieser *klastische Basalhorizont* ( $e_1$ ) liegt, wie wir vorhin sahen, diskordant über den mesozoischen Schichtköpfen und den laramischen Granitintrusionen. So findet man den unteren Abschnitt des  $e_1$ -Horizontes zwischen den Dörfern Eidegin, Beşkilise und Daribükü in Form von mittelgroben Schottern über Oberkreideflysch ( $k_4$ ) und Granit. Nördlich der Dörfer Seydibaba und Babacan liegen die Schotter über liassischem Flysch. Zwischen Babacan

und Aşağışemük ist über dem liassischem Flysch ein grober Blockschutt abgelagert. In vertikaler Richtung gehen die Schotter allmählich in Feinschotter und Sande über (gut zu sehen bei dem Dorf Aşağışemük). Blockschutt und Schotter zeigen eine polymikte Zusammensetzung, wobei die Elemente mesozoischer Kalksteine überwiegen. Der *Kalkhorizont* ( $e_2$ ) folgt unmittelbar über dem klastischen Basalhorizont. Er besitzt die Funktion eines Leithorizontes, weil seine charakteristischen Nummulitenbänke von der Ortschaft Kalur in nordwestlicher Richtung bis zu dem Dorf Kiliftin, also auf gut 12 km, zu verfolgen sind. Bei Kalur führen seine Bänke zahlreiche Exemplare von *Nummulites laevigatus* Brug. Nördlich Seydibaba fanden sich im gleichen Kalkzug, der stellenweise einen sandig-mergeligen Charakter annimmt, neben *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Schizaster* sp. und *Scutella* sp. folgende Grossforaminiferen :

*Nummulites* cf. *irregularis* Deshayes  
*Nummulites subirregularis* de la Harpe  
*Nummulites perforatus* de Montfort  
*Nummulites laevigatus* Brug.  
*Nummulites uroniensis* A, B. Heim  
*Nummulites atacicus* Leym.  
*Nummulites lucasi* d'Archiac  
*Assilina exponens* Sowerby  
*Assilina mamillata* d'Archiac  
*Discocyclina* sp.  
*Operculina* sp.

Auf Grund dieser Foraminiferenfauna muss der Kalkhorizont ( $e_2$ ) ins Unter-Lutet gestellt werden.

Ein isolierter Erosionsrest des Horizontes  $e_2$  baut nördlich des Dorfes Beşkilise den Gipfel des Kale Tepe (1577 m) auf. Hier liegen über dem nur wenige Meter starken Schotterhorizont ( $e_1$ ) flach nach N einfallende Kalkmergelbänke des  $e_2$ -Horizontes. Die Kalkmergel sind äusserst reich an *Assilina exponens* Sowerby, *Discocyclina* sp., *Nummulites uroniensis* A, B. Heim und *Nummulites* cf. *aturicus* Joly & Leym.

Einer Bruchtektonik zufolge tritt der Kalkhorizont ( $e_2$ ) noch zweimal zutage : Einmal bei dem Dorf Miyadin, wo die Grossforaminiferen *Nummulites uroniensis* A, B. Heim und *Nummulites* cf. *aturicus* Joly & Leym. gefunden wurden, und dann noch 2 km SW vom Dorf Sarıca.

Der Kalkhorizont ( $e_2$ ) zeigt eine durchschnittliche Mächtigkeit von 30-50 m. Mitunter (so z.B. beim Dorf Kalur) schwillt er bis zu einer Mächtigkeit von 100 m an.

Auf den Kalkhorizont folgt der *untere Mergelhorizont* ( $e_3$ ). Er besteht aus einer 50-60 m mächtigen Wechsellagerung von Mergeln, sandigen Tonen und Sanden. Untergeordnet kommen auch Tufflagen vor. Dabei handelt es sich um einen basaltischen Tuff, der unter dem Mikroskop aus Kristallfragmenten von Augit und Hornblende sowie aus Fragmenten eines basischen Plagioklas (Labrador bis Bytownit) zusammengesetzt ist.

Der nächstfolgende *Vulkanithorizont* ( $e_4$ ) bildet den zweiten Leithorizont in der eoänen Schichtfolge. Seine Schichtrippen lassen sich am Karakaya Tepe auffallend gut verfolgen. Dortselbst beginnt der Horizont mit einer festen und harten Kalkmergellage, deren Stärke 10-15 m beträgt. Die Kalkmergelbänke wechsellagern mit Tuffen.



Foto 4 - Tektonische Diskordanz zwischen Oberkreideflysch ( $k_2$ ) und Liasflysch ( $j_1$ ).  
Entlang der Abschiebungsbahn (weiss gestrichelte Linie) tritt ein kleiner Wasserfall aus.



Foto 5 - Basaltlaven, Tuffe und Agglomerate des Vulkanithorizontes ( $e_4$ )  
bei der Ortschaft Sarica.

Profilaufwärts folgt sodann eine etwa 10 m starke Agglomeratlage, dann eine 15 m mächtige Tuffbank, darüber schliesslich abermals eine 10-12 m starke Agglomeratlage.

Die Tuffe besitzen in petrographischer Hinsicht einen mittelbasischen bis basischen Charakter. Glastuffe herrschen vor. Unter dem Mikroskop lassen sie eine mehr oder weniger zersetzte Glasmasse erkennen, in der Kristallsplitter von Hornblende, Augit, Biotit und Plagioklas liegen. Meist ist auch etwas Pyrit eingestreut. Als sekundäre Bildungen treten Serizit, Kalzit und Zoisit auf.

Die Gesamtmächtigkeit des Vulkanithorizontes ( $e_4$ ) beträgt am Karakaya Tepe rund 60 m. Nordwärts nimmt indessen die Mächtigkeit des Vulkanithorizontes unter Beteiligung mächtiger Basaltlaven beachtlich zu. So kann man entlang des Şiran Çay und vor allem nördlich des Şiran Çay Mächtigkeiten von über 200 m beobachten.

Oft zeigen die Basaltlagen makroskopisch eine kissenförmige Absonderung (Foto 5). Sie werden von zahlreichen roten und gelben Kieselbildungen begleitet. Petrographisch wurden bestimmt: Pyroxenbasalt (zumeist mit doleritischem Charakter) und Plagioklasbasalt (mit Mandelsteincharakter). Der Pyroxenbasalt zeigt unter dem Mikroskop eine doleritische, intersertal-grobkörnige Textur. In einer aus Plagioklasleisten und Augitmikrolithen zusammengesetzten Matrix stecken Phenokristen von zonar gebautem, albitisiertem und serizitisiertem Plagioklas (Labrador bis Bytownit), chloritisiertem Augit und iddingsitisiertem Olivin. Sekundär tritt ferner Chlorit auf. Der Plagioklasbasalt besitzt eine dunkelpigmentierte, glashaltige Matrix aus Plagioklasleisten. In ihr befinden sich Phenokristen von Plagioklas (Labrador bis Bytownit) und kalzitisierten Mafiten. Ferner treten Mandeln mit Chaledon, Opal und Chlorit auf.

Der nächstfolgende Horizont ist der *obere Mergelhorizont* ( $e_5$ ). Er besteht in der Hauptsache aus Mergel- oder Kalkmergelbänken. Etwa 2,5 km südlich der Ortschaft Sarica liessen sich aus seinem unteren Abschnitt zahlreiche Exemplare von *Nummulites laevigatus* Brug. und *Nummulites perforatus* de Montfort aufsammeln. Damit wäre auch dieser Abschnitt der eoänen Folge ins Lutet zu stellen. Am Karakaya Tepe schiebt sich zwischen dem  $e_5$ -Horizont und dem nächstfolgenden Tuffhorizont ( $e_6$ ) eine rund 10 m starke, bläulich gefärbte Schotterlage ein. Dieser Schotterunterhorizont ist nur am Karakaya Tepe entwickelt, keilt bald aus und ist sonst nirgends mehr zu sehen.

Der *Tuffhorizont* ( $e_6$ ) nimmt den letzten, oberen Abschnitt der eoänen Schichtfolge im untersuchten Gebiet ein. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 20 m. Die Tuffe sind von grauer Farbe. Petrographisch handelt es sich um andesitische bis basaltische Glastuffe, die unter dem Mikroskop aus einer oft zersetzten Glasmasse aufgebaut sind. In ihr beobachtet man Kfistallfragmente von Plagioklas (Andesin, Labrador, Bytownit) und Augit sowie Effusivfragmente.

Im Untersuchungsgebiet hat die eoäne Folge eine Gesamtmächtigkeit von rund 400 m. Im nördlich anschliessenden Nachbargebiet schwillt die Mächtigkeit einzelner Horizonte um vieles an; entsprechend wird dort auch die Gesamtmächtigkeit zunehmen.

Bei der eoänen Schichtfolge fällt uns wieder ihre starke Durchsetzung mit Vulkaniten und pyroklastischem Material auf. Die basischen Vulkanite haben unverkennbar einen Spilitisierungsprozess mitgemacht, wie dies aus ihrem Mineralbestand (Albit + Chlorit + serp. Olivin + Kalzit) - Quarz hervorgeht. Ferner trifft man bei den Vulkaniten recht häufig eine Pillow - Absonderung. All dies besagt: Die Vulkanite sind submarine Ergüsse. Ihre Pyroklastika wurden während einer explosiven Phase gefördert.

Doch haben wir es bei der eozänen Schichtfolge nicht etwa mit typischen Geosynklinalsedimenten zu tun, sondern mit Gesteinen, die in einer Zwischensenke zur Ablagerung gelangten. Dennoch stellen die Vulkanite innerhalb der eozänen Schichtfolge Produkte eines initialen Magmatismus dar.

### **Die posteoazäne Bruchtektonik**

Die mitteleozänen Schichten zeigen im allgemeinen flache Lagerungsverhältnisse. Im Südabschnitt fallen sie zumeist mit maximal 15° nach N ein. Ansonsten haben sie eine söhlige Lagerung. Von einer typischen Faltung kann bei den eozänen Schichten nicht die Rede sein. Die Schichtverstellungen lassen sich auf Kippung des voreozänen Untergrundes zurückführen. In dieser Hinsicht herrschen weitgehende Analogien zwischen den Verhältnissen im untersuchten Gebiet und jenen des eigentlichen Berdiga Dağ-Geosynklinalbereiches (Nebert 1961). Auch dort war eine Schichtlücke zwischen Oberkreide und Mitteleozän vorhanden. Und bei jenen Eozänvorkommen, die geographisch zwischen dem Berdiga Dağ und dem Kelkit Çay (also im eigentlichen Geosynklinalbereich) lagen, traten ganz ähnliche Verhältnisse auf: Die mitteleozänen Sedimente lagen diskordant über dem gefalteten Juraflysch. Ihre Schichten waren indessen söhlige oder höchstens leicht schräg gestellt. Von einer Faltung der eozänen Schichten war auch dort nichts zu sehen.

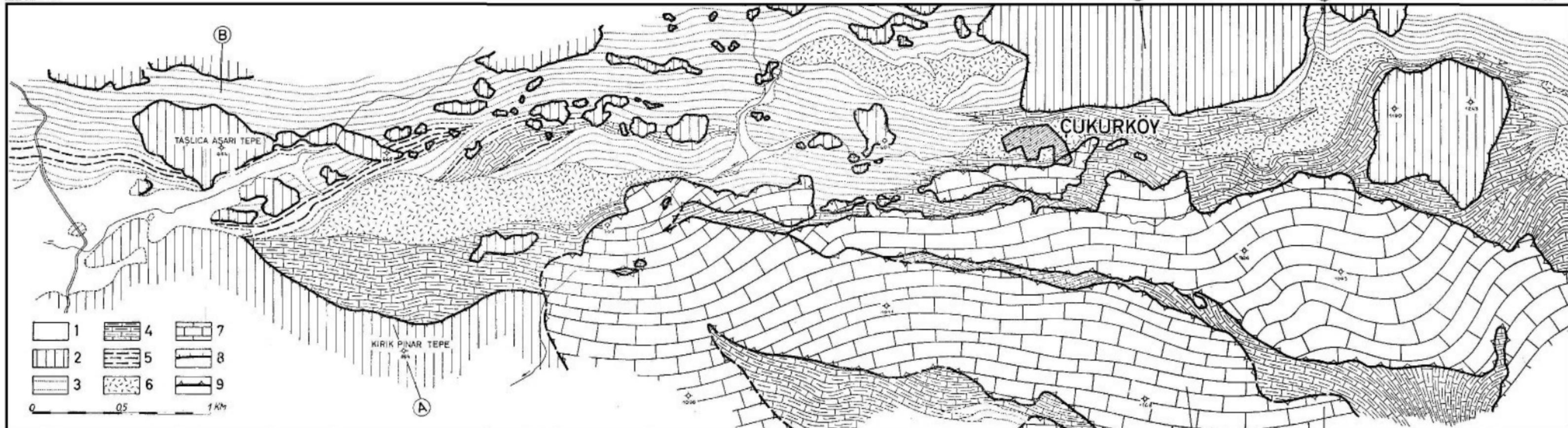
Eine Ausnahme von dieser Regel scheint eine bei dem Dorf Sarca sich in NW-SE Richtung erstreckende Eozänscholle zu machen. Dort handelt es sich wahrscheinlich um eine nach NE überkippte Synklinale, die durch Bruchfaltung entstanden ist.

In der 1961 erschienen Arbeit, wies ich darauf hin, dass die Elemente der Bruchtektonik zu den pontischen Rupturen gehören. In ihrer Gesamtheit bilden sie das Kelkit Çay - Bruchsystem. Dasselbe verläuft annähernd parallel zur heutigen Schwarzmeerküste und dürfte an einen gemeinsamen Entstehungsakt gebunden sein. Seiner Anlage nach ist das Kelkit Çay - Bruchsystem vormiozän (K. Nebert 1961), aber posteoazän entstanden. Die Bewegungen entlang dieses Bruchsystems dauerten jedoch bis in die Gegenwart (Bildung von Hängetälern, Erdbeben).

Zu den pontischen Rupturen gehören auch jene Bruchlinien, die im untersuchten Gebiet auftreten (siehe geolog. Karte Tafel I). Sie zeigen alle eine NW-SE Streichrichtung. Durch diese Linien wird der nördliche Abschnitt in nordgekippte Schollen zerlegt, wodurch sich die unteren Lutet - Horizonte tektonisch wiederholen.

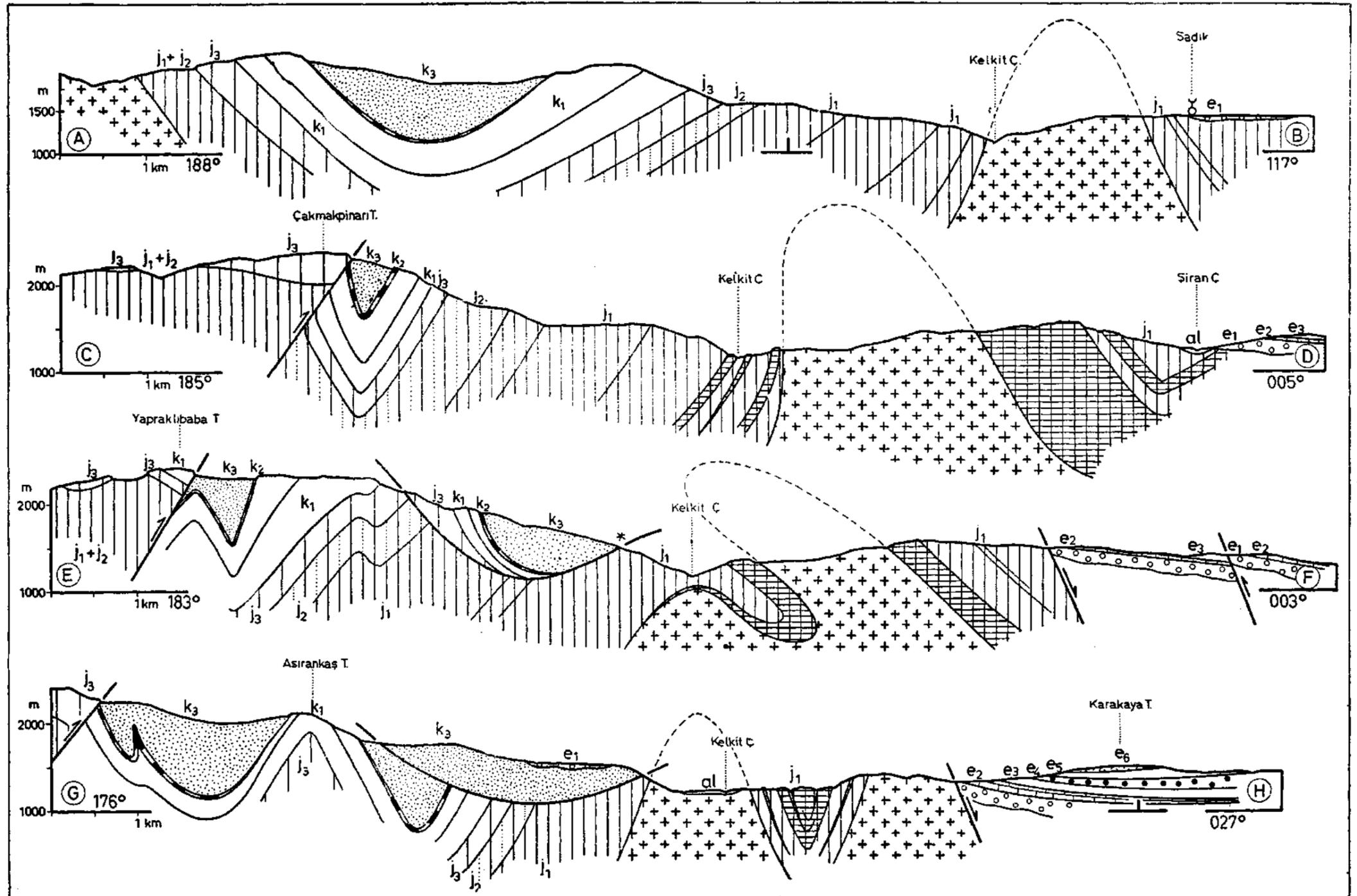
Die pontischen Bruchlinien sind wahrscheinlich auch im Südabschnitt des kartierten Gebietes vorhanden. Eine solche Bruchlinie liess sich auf kurzer Strecke bei dem Dorf Turnik nachweisen. Dies geschah dank des lithologisch heterogenen Baues der Turnik-Gleitscholle. Dagegen ist es im Bereich des homogenen Liasflysches schwieriger solche Bruchlinien zu identifizieren.

Abschliessend möchte ich noch auf den Gegensatz hinweisen, der zwischen dem präeoazänen, laramischen Baustil und der posteoazänen Bruchtektonik besteht. Die laramische Tektogenese erzeugte Faltenzüge, die man als anatolische Leitlinien bezeichnen kann. Die Bruchlinien der posteoazänen Tektonik gehören hingegen zu den pontischen Rupturen. Von einer Narbenzone oder Verschluckungszone ist im untersuchten Gebiet nichts zu sehen. Die Kelkit-Linie ist eine eminente Bruchzone,



GEOLOGISCHE KARTE DES GEBIETES VON ÇUKURKÖY (AKSEKİ)

1 - Alluvionen; 2 - Mesozoische Massenkalksteine der Klippen; 3 - Oberkreideflysch; 4 - Oberkreidische Flaserkalksteine; 5 - Radiolarite (Oberkreide); 6 - Basaltmandelsteine (Oberkreide); 7 - Oberpermische Bellerophonkalksteine; 8 - Tektonische Grenze zwischen Kalkklippen und umgebenden Gesteinen der Oberkreide; 9 - Abschiebung.  
Die Strichführung bei den Bellerophonkalken und bei den oberkreidischen Sedimenten (Flaserkalken, Flysch und Radiolariten) veranschaulicht gleichzeitig die generelle Streichrichtung.



**GEOLOGISCHE PROFILE**

Mesozoische Schichtfolge :  $j_1$  - Lias;  $j_2$  - Dogger;  $j_3$  - Kieselkalke des Malms;  $k_1$  - Unterkreide plus Cenoman;  $k_2$  - Roter Kalkmergelhorizont (Turon-Campan);  $k_3$  - Oberkreideflysch (Maastricht). Tertiäre Schichtfolge :  $e_1$  - Klastischer Basalhorizont;  $e_2$  - Kalkhorizont;  $e_3$  - Unterer Mergelhorizont;  $e_4$  - Vulkanithorizont;  $e_5$  - Oberer Mergelhorizont;  $e_6$  - Tuffhorizont;  $al$  - Alluvionen.

## L I T E R A T U R V E R Z E I C H N I S

- BAYKAL, F. (1952) : Recherches géologiques dans la région de Kelkit - Siran. *Rev. Fac. Sc. Univ. İstanbul*, Ser. B, t. XVII, Fasc. 4, İstanbul.
- BLUMENTHAL,, M. (1950) : Beiträge zur Geologie der Landschaften am mittleren und unteren Yeşilirmak. *M.T.A. Publ.*, Ser.D, no. 4, Ankara.
- GATTINGER, T. E. (1962) : Explanatory Text of the Geological Map of Turkey (Trabzon 1 : 500 000). *M.T.A. Publ.*, Ankara.
- HENTSCHEL, H. (1960) Basisher Magmatismus in der Geosynklinale. *Geol. Rundschau*, Bd. 50.
- KETİN,İ. (1951) : Über die Geologie der Gegend von Bayburt in Nordost-Anatolien. *Rev. Fac. Sc. Univ., İstanbul*, Bd. 16, İstanbul.
- MAUCHER, A. ; SCHULTZE-WESTRUM, H. H. & ZANKL, H. (1962) : Geologischlagerstättenkundliche Untersuchungen im Ostpontischen Gebirge. *Abhandl. Bayerische Akad. Wiss., Neue Folge*, Heft 109, München.
- NEBERT, K. (1961) : Der geologische Bau der Einzugsgebiete Kelkit Çay und Kızılırmak (NE-Anatolien). *M.T.A. Bull.*, no. 57, Ankara.
- (1963) : Ein Anthrazitvorkommen im Liaslysch bei Şiran (Vilayet Gümüşane). *M.T.A. Bull.*, no. 60, Ankara.
- POLLAK, A. (1963) : Über die geologische Stellung der ostpontischen Erzprovinz und die Metallogene ihrer Lagerstätten. *Berg und Hüttenm. Monatshefte*, Jg. 108. Heft 4, Wien.
- RÖSLER, H. J. (1960) : Bemerkungen zur Genese von Geosynkinalmagmatiten. *Geolog. Congr.*, Report of the 21. Session Norden 1960, Part XIII, Gopenhagen.
- SCHULTZE-WESTRUM, H. H. (1960) : Das geologische Profil des Aksudere bei Giresun. *M.T.A. Bull.*, no. 57, Ankara.
- WEDDING, H. (1963) : Beiträge zur Geologie der Kelkitlinie und zur Stratigraphie des Jura im Gebiet Kelkit - Bayburt (Gümüşane). *M.T.A. Bull.*, no. 61, Ankara.
- ZANKL, H. (1961) : Magmatismus und Bauplan des ostpontischen Gebirges im Querprofil des Harşit-Tales, NE-Anatolien. *Geolog. Rundschau*, Bd. 51.