

Beiträge zur Geologie von Albanien

Von

Ernst Nowack

Mit XXI Landschaftstafeln, 1 Profiltafel (X), 3 mehrfarbigen Karten
(XI, XII und XXV) und 27 Textfiguren



STUTTGART 1923

E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Erwin Nägele) G. m. b. H.

Beiträge zur Geologie von Albanien.

III. Teil.

Das Gebiet zwischen Tirana und Durazzo.

Von

Ernst Nowack in Leoben.

Mit Taf. XIX—XXV und 11 Textfiguren.

Inhalt.

	Seite
Vorwort	327
I. Allgemeine Übersicht	328
1. Orographisch-hydrographischer Überblick	328
2. Grenzen des Untersuchungsgebietes und Art der Aufnahme; topographische Unterlage	332
3. Die bisherige Kenntnis des Gebietes	333
Literaturverzeichnis	337
II. Geologische Einzelbeschreibung	339
Die Insel von Durazzo (Ml. Durcit)	339
Die Hügelwelle zwischen der Bai von Durazzo und dem Arzen; Sasso bianco	341
Das unterste Arzentale und das Hügelland bei Pazar Siak.	343
Die Gegend von Sahinej und Metalaj	344
Kodra Vilasaj	346
Gegend von Maminok	346
Hügelland nördlich Vorra (Ml. Kucok, Kodra Maltinenit)	348
Hügelland südlich Vorra	351
Der Rücken von Preza	353
Hügelzug östlich Vorra	355
Hügelland zwischen Proj Limusit und Tirana	356
Hügelland zwischen Tirana und Arzentale	359
Hügelland nördlich Tirana (Kodra Spavales, Kodra Kamzes, Marusia)	363
Das Arzentale zwischen Ura Besirit und Ndrec	364

	Seite
Außerhalb des Kartengebietes:	
Der Gebirgsrand östlich Tirana	366
Profil des Proj Luget und des Ml. Dajtit	368
Profil des Proj Iltimit	372
Profil am Wege zur Cafa Priskes	374
Anhang I: Verzeichnis des gesammelten Materiales	376
Anhang II: Routenverzeichnis	379
III. Stratigraphie	381
Überblick und Gliederungsschema	381
A. Die Fazies des Hügellandes	382
1. Der Flyschkomplex (Eocän?, Oligocän bis Untermiocän)	383
a) Der Flysch unter den <i>Crassicosta</i> -Schichten	384
Unterer Flysch?	384
Mittlerer Flysch	384
b) Die <i>Crassicosta</i> -Schichten	384
c) Der Flysch ober den <i>Crassicosta</i> -Schichten (Oberer Flysch)	388
2. Die <i>Cardita-Jouanetti</i> -Schichten (Mittelmiocän)	389
3. Der Austernsandstein (Obermiocän)	391
4. Die <i>Arca-Modiola</i> -Schichten (Mio-Pliocän)	392
5. Der Konglomeratsand des Ml. Durcit (Pontikum)	393
6. Piacentinton (Unterpliocän)	394
7. Die Sande und Geröllbänke im Hangenden des Piacentintones (Oberpliocän)	396
8. Quartärer Lehm und Schotter; Alluvium	397
B. Die Fazies der Tiraner Schichtstufen	397
1. Rudistenkalk des Ml. Dajtit (Kreide-Eocän)	397
2. Flysch (Eocän-Oligocän)	397
3. Lithothamnienkalk und Konglomerat der II. Mediterran- stufe	398
4. Sandig-tonige Schichten mit Austern und Süßwassereinschal- tungen mit Kohlenflözen (Obermiocän)	399
5. Eisenschüssiger Sandstein mit verkieselten Hölzern (Pontikum)	400
6. Eisenschüssiger Tegel und Sand mit Braunkohle (Unter- pliocän)	401
IV. Tektonik	402
Allgemeiner Charakter	402
Die Antiklinalregion des Ml. Durcit und die Knet-Durcit-Syn- klinal	403
Die Antiklinalregion des Sasso bianco	404
Die Untere Arzen-Synklinal	405
Die Antiklinalregion von Vorra	406
Die Synklinalregion von Tirana und der Bruch von Tirana	407
Die Abknickung des Ml. Dajtit und das Verhältnis zwischen Inner- und Niederalbanien	408

	Seite
V. Morphogenie	410
Entwicklungsstadium der Landschaft; Abhängigkeit der Oro-Hydrographie von der Tektonik	410
Anzeichen für Neubelebung	413
Die Entwicklung der Tiraner Ebene	413
Die Schichtstufenlandschaft östlich Tirana und der Westabsturz des M. Dajtit	414
VI. Schlußfolgerungen; geologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes	416

Vorwort.

Während der Abfassung des 3. Teiles dieser „Beiträge zur Geologie von Albanien“ trat eine Änderung des Arbeitsprogrammes ein, die durch eine in Aussicht stehende neue, im Dienste der albanischen Regierung zu unternehmende Reise nach Albanien bestimmt wurde.

Wie im Vorwort zum 2. Teil erwähnt, war beabsichtigt, der Darstellung der Verhältnisse im Tertiär zwischen Tirana und Durazzo eine eingehende Würdigung der stratigraphisch-faziellen Verhältnisse des niederalbanischen Tertiärs und der Beziehungen desselben mit den anderen mediterranen Tertiärgebieten anzuschließen. Da nun zu hoffen ist, daß ich bei der neuen Reise weiteres Material aus dem niederalbanischen Tertiär gewinnen werde, so möchte ich auch die Gesamtdarstellung des niederalbanischen Tertiärs verschieben und überhaupt einer besonderen Abhandlung vorbehalten. Dies um so mehr, als es mir gelungen ist, Herrn Prof. Dr. OPPENHEIM in Berlin-Lichterfelde, den wohl besten Kenner des mediterranen Tertiärs, für mein albanisches Material zu interessieren und dieser mir seine Mitarbeit bei Verarbeitung des paläontologischen Materiales freundlichst in Aussicht gestellt hat. Nebst seiner überaus reichen Erfahrung bietet auch die Heranziehung seiner umfangreichen Sammlungen aus dem Tertiär aller Mittelmeergebiete eine Gewähr für möglichst gesicherte paläontologische bzw. stratigraphische Ergebnisse. Ich hatte mich bereits bei Abfassung dieses 3. Teiles der Geologie von Albanien der Mithilfe Prof. OPPENHEIM's zu erfreuen, welcher die Bestimmung der Korallen, Echinodermen und einiger Foraminiferen sowie die Durchsicht einiger wichtiger Formen aus den Schichten mit *Spondylus crassica* gütigst übernommen hatte. Ich möchte

ihm auch hier dafür, sowie seine sonstige liebenswürdige Beratung, meinen herzlichsten Dank sagen.

Eine weitere sehr wertvolle Unterstützung, für die ich viel Dank schulde, wurde mir von seiten des Herrn Prof. Dr. ADALBERT LIEBUS in Prag zuteil, welcher als ausgezeichneter Foraminiferenkennner die Bestimmung der foraminiferenhaltigen Gesteinsschliffe bereitwilligst durchführte. Er unterzog auch die Schliffe der Malakstra und des Skumbi-Gebietes einer Durchprüfung und werde ich bei anderer Gelegenheit diesbezügliche Ergänzungen bringen.

Bei Ausarbeitung meines Materiales bot mir wieder die geologische Abteilung des Naturhistorischen Museums in Wien gastfreundliche Arbeitsstätte. Die Reinzeichnung einiger Figuren danke ich Herrn KERN. Die Publikation der Karte wurde nur durch finanzielle Unterstützung des albanischen Ministeriums für öffentliche Arbeiten möglich. Dem Verlage bin ich für Eingehen auf alle meine Wünsche auch diesmal sehr verbunden; trotz der schwierigen Zeitverhältnisse hat er das finanzielle Risiko auch für Herausgabe dieses weiteren Teiles der „Geologie von Albanien“ auf sich genommen. Ich möchte hier der Hoffnung Ausdruck geben, daß sich die finanzielle Möglichkeit ergibt, auch die Ergebnisse meiner neuen Reisen in gleicher Weise niederlegen und damit diese „Beiträge zur Geologie von Albanien“ fortsetzen zu können.

Nicht zuletzt habe ich auch meinem Freunde Prof. Dr. SCHWENK in Wien zu danken, welcher sich der großen Mühe des Korrekturlesens während meines derzeitigen Aufenthaltes in Albanien unterzogen hat.

Valona, Ostern 1922.

Der Verfasser.

I. Allgemeine Übersicht.

1. Orographisch-hydrographischer Überblick.

Das untersuchte Gebiet gehört zur Gänze Niederalbanien an und greift einen Landstreifen heraus, der sich quer über die ganze Breite Niederalbaniens zwischen der Bai von Durazzo bis zum Gebirgsrand Inneralbanien bei Tirana erstreckt.

Das Gebiet weist die typische landschaftliche Erscheinungsform Niederalbaniens auf: ein wenig durchgängiges Hügel-land

mit deutlich NNW—SSE streichenden Rücken und zwischengeschalteten Ebenen. Wenn wir von der landfest gewordenen Insel von Durazzo absehen, so passieren wir am Wege von Tirana nach Durazzo drei Hügelzonen mit drei zwischengeschalteten Ebenen. Gegen S zu schließt sich jedoch das Ganze zu einem geschlossenen undurchgängigen Hügel- und Bergland zusammen, das in dieser Weise bis über den Skumbi reicht. Unser Gebiet liegt also gerade an jener Stelle, wo sich das kompakte Hügelland des Skumbi-Gebietes gegen N zu in einzelne Hügelwellen aufzulösen beginnt, bevor diese in der Küstenebene ganz untertauchen oder am Meere ihr Ende finden.

Einer äußersten Hügelzone, die aber durch die halbkreisförmige Bucht von Durazzo unterbrochen ist, entspricht auch die Insel von Durazzo; südlich der Bucht findet sie ihre morphologische Fortsetzung in der Hügelkette westlich von Kawaja, die dann bis zum Semeni streicht. Die Insel von Durazzo mit einer deutlich ausgesprochenen Kammlinie (Mali Durcit, 182 m) ist bereits durch zwei schmale Nehrungen mit dem Festland verbunden und durch den K n e t a D u r c i t, einen Brackwassersumpf, von diesem getrennt. Auf dem Südennde der Insel baut sich die Stadt auf, gegen N läuft sie in einer schmalen Zunge im Cap Pali aus.

Am Festland jenseits des K n e t a D u r c i t bzw. eines schmalen Strandgürtels an der Bai von Durazzo steigt eine niedere Hügelwelle empor, die nach N immer mehr verflacht und in geringem Anstieg von der Poststraße nach Tirana überschritten wird. Im innersten Winkel der Bai von Durazzo wird sie von der Brandung in einem steilen Kliff, dem S a s s o b i a n c h o angeschnitten.

Nach E folgt nun auf diese Hügelwelle die breite Niederung am unteren Arzen, an deren Ostrand die Ortschaft Pazar Siak liegt. Der Fluß selbst fließt an ihrem Ostrand in einem steil eingengagten, stark mäandrierenden Bett.

Bei Pazar Siak schiebt sich die zweite Hügelwelle nach N vor, welche von der Straße bereits in steilerem Anstieg und in mehreren Windungen überschritten wird. Südlich Pazar Siak breitet sich ein flaches Hügelland ohne deutliche Kammlinien mit der Kodra Siak (\triangle 130 m) als markantestem Punkt. Es folgt nun neuerlich eine buchtenförmig eingreifende Ebene, die mit jener am unteren Arzen in Verbindung steht.

Jenseits dieser Ebene zieht sich nun eine breite Hügelzone mit markanten Kammlinien und bis über 300 m (weiter nach S auch bis gegen 500 m) reichenden Höhen. Es ist das die am weitesten nach N vordringende Hügelzone Niederalbaniens; sie erreicht erst am Meere bei Cap Rhodoni (südlich der Ismi-Mündung) ihr Ende. Bei Vorra bietet sich durch diese sonst geschlossene Hügelzone ein vollkommener Durchgang; in welchem auch die Talwasserscheide zwischen Arzen und Ismi liegt. Die Straße nach Tirana benützt dieses durchgängige Tal. Der schön bewaldete Hohenkamm, der sich von Vorra gegen N dahinzieht, heißt Mali Kücok, während für den einheitlichen Kamm südlich Vorra ein Name zu fehlen scheint. — Auf einem östlich laufenden, scharf ausgeprägten Parallelrucken des Mali Kücok liegt das weithin sichtbare und an einer alten Moschee kenntliche Preza.

Südwestlich Tirana bietet sich ein zweiter Durchgang durch die Hügelzone von Vorra (wie wir sie kurz nennen wollen) im Arzentale und einem heute außer Funktion befindlichen Tale, das vom Arzenknie bei der Ura Beshirit gegen Tirana führt. Dieser Durchgang bietet ein interessantes morphogenetisches Problem.

Die Hügelzone von Vorra wird nach E von der breiten, sich im allgemeinen Streichen dahinziehenden Ismi-Ebene begleitet, deren sudstlichster Teil die Tiraner Ebene mit dem hier aus dem Gebirge heraustretenden, südlichen Quellflu des Ismi, dem Ljumi Tirans (oder Ric lata) bildet. Im innersten Winkel dieser Ebene breitet sich in herrlicher Lage am Gebirgsfuß die Hauptstadt Tirana aus.

Jenseits der Tiraner Ebene steigt das Gebirge in mehreren Stufen empor bis zu einer jähen, weithin schauenden Felsmauer, über welcher sich die Kammhöhe des Gebirges mit dem schönen Gipfel des Mali Dajtit (1612 m) erhebt. Am Fuße dieses großartigen Gebirgsabsturzes baut sich in herrlichster Lage Kruja, die historisch berühmte Stadt Skander Beghs auf. Jenseits der „Kette von Kruja“ dehnt sich dann das unwirtliche Gebirgsland Inneralbaniens.

Hydrographisch gehört unser Gebiet den Flüssen Arzen und Ismi an.

Der Arzen tritt sudstlich Tirana, die Kette von Kruja durchbrechend, aus Inneralbanien heraus, durchquert die Stufenlandschaft und dann in zweimal geknicktem Laufe die Hügelzone.

von Vorra; er nimmt in unserem Gebiet keine größeren Nebenflüsse auf. Im Unterlauf, dessen Richtung sich der allgemeinen Streichrichtung anpaßt, erweitert sich allmählich sein Tal zu der Ebene, die wir bei Pazar Siak kennen lernten, wobei der Fluß jedoch stets sein tief eingeschnittenes Bett beibehält. Etwa 15 km von Pazar Siak mündet der Arzen nördlich von Cap Pali in die Lales-Bucht.

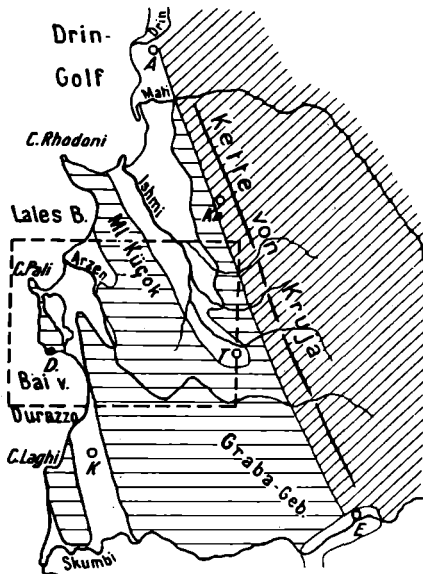


Fig. 17. Situations-skizze zum Arbeitsgebiet; oro-hydrographische Übersicht.
Maßstab 1 : 1 200 000.

Wagrechte Schraffen: Niederalbanisches Hügelland; dichte schräge Schraffen: Inneralbanisches Gebirge. Kr = Kruja. T = Tirana, D = Durazzo, A = Alessio, K = Kawaja, E = Elbasan.

Der Bach von Vorra (auf der Karte ohne Namen), der fast den ganzen Mali Kucok entwässert, verläuft sich in den Sümpfen der Siak-Ebene.

Ein fast gleich großer Anteil unseres Gebietes — nämlich die ganze Ostabdachung der Hügelzone von Vorra — entwässert zum Lj. Tirans (Rie lata), dem südlichen Quellfluß des Ismi. Der Lj. Tirans sammelt seine Gewässer ähnlich wie der Arzen im Gebirge östlich von Tirana, jenseits der Kette von Kruja; er durchbricht letztere in einer gewaltigen Schlucht, durchquert dann in

einem landschaftlich sehr schönen Tal die Schichtstufen von Tirana, tritt nördlich der Stadt aus dem Gebirge und ohne diese zu berühren, strömt er, sich zunächst am nördlichen Saum der Ebene haltend, in breitem Kiesbett zunächst in nordwestlicher, dann in nördlicher Richtung in die Ismi-Ebene hinaus.

Als wichtigsten Zufluß erhält der Lj. Tirans in unserem Gebiete die Ljane, ein Bach, der von den Hängen des Ml. Dajtit und von den Schichtstufen östlich Tirana herabkommt, die Stadt in ihrem Südteil berührt und dann fast längs des Südsaumes der Ebene fließt, um sich erst östlich Vorra mit dem Lj. Tirans zu vereinigen. Kleinere Zuflüsse, die gleichfalls vom Ml. Dajtit kommen (Proj Lugenit, Proj Iltimit), liegen bereits außerhalb unseres Kartengebietes. Der zweite größere Zufluß ist der Proj Limosit (auf der neuen Karte Limos), der von den höchsten Erhebungen der Hügelzone von Vorra, aus deren Südteil herabkommt und in genau nördlicher Richtung in breiter Talsenke, aber mit tief eingeschnittenem Bett dem Lj. Tirans zufließt, um diesen wenig unterhalb der Ljane-Mündung zu erreichen.

Die Ostabdachung des Mali Kucok und der Rücken von Preza entwässern gegen N durch einen kleinen Bach, die Butla, die infolge Bewässerungsanlagen sich in der Ebene verliert, gegen S durch ein Bächlein, das den durchgehenden Talzug von Vorra betritt und aus diesem östlich Vorra in die Ebene austritt, wo es den Lj. Tirans erreicht.

2. Grenzen des Untersuchungsgebietes und Art der Aufnahme: topographische Unterlage.

Das untersuchte Gebiet ist in keiner Weise natürlich begrenzt; es bildet nur einen Ausschnitt aus dem niederalbanischen Hügel-land zu beiden Seiten der Poststraße von Durazzo nach Tirana mit durchaus zufälligen Grenzen. Diese sind einerseits durch den östlichen Kartenrand gegeben — bis wohin damals die Neuaufnahme erst vorgeschritten war —, andererseits (im N und S) haben sie sich durch die Art der Aufnahme ergeben, welche von an der Straße Durazzo—Tirana gelegenen Standquartieren aus durchgeführt wurde. Die Begehungen zu beiden Seiten der Straße reichten nur so weit, als hiezu einzelne Tagestouren von den Standquartieren ausreichten, wobei zu bemerken ist, daß die Zeit der Untersuchung

in den Winter fiel (Ende Dezember bis Anfang Februar), so daß also nur kurze Tage zur Verfügung standen.

Da mir bei dieser Aufnahme nicht wie bei jener der Malakstra und des Skumbi-Gebietes eine eigene kleine Abteilung mit Zeltausrüstung zur Verfügung stand, so war ich nur auf wenige Standortquartiere angewiesen. Nämlich auf Tirana, auf das Militärlager bei Vorra, auf Pazar Siak und Durazzo. Über die Dichte des Routennetzes ermöglicht das Verzeichnis am Ende des II. Abschnittes ein Urteil. Für die Untersuchung wurden im ganzen (sie erlitt mehrfache Unterbrechungen) nicht volle 3 Wochen verwendet; die Zeit war von schönem, klarem, wenn auch kaltem Wetter (das Minimum betrug — 7°) begünstigt.

Als topographische Unterlage stand mir für das hier dargestellte Gebiet nur eine stumme Karte, nämlich ein Probedruck der Neuaufnahme 1 : 50 000 ohne Beschriftung und Höhenbezeichnungen zur Verfügung. Dieser Umstand erschwerte natürlich die Orientierung nicht unwesentlich und machte auch manche umständliche Beschreibungen der Lokalitäten im Tagebuch und den Fundortsbezeichnungen notwendig. Allerdings benutzte ich nebenher noch die alte österreichische Generalkarte 1 : 200 000, um wenigstens einige Anhaltspunkte betreffs der Namen zu haben.

Mehrere Touren wurden auch in das Gebiet östlich Tirana, also außerhalb unseres Kartengebietes unternommen. Hier stand mir jedoch noch gar keine neue Karte zur Verfügung, so daß eine geologische Kartierung unterblieb. Die Touren galten hier nur einer allgemeinen Orientierung über die Verhältnisse am Gebirgsrand östlich Tirana. In der vorliegenden textlichen Darstellung sollen die Ergebnisse dieser Exkursionen jedoch mit verwertet werden, da sich hier einige besonders interessante Beobachtungen ergaben; eine Textkarte, die nach der inzwischen erschienenen Neuaufnahme gezeichnet ist, soll hiebei die Orientierung erleichtern.

3. Die bisherige Kenntnis des Gebietes.

Von dem sonst seit den Zeiten Bouë's fast ganz gemiedenen Mittelalbanien stellt die Gegend von Tirana unbedingt dasjenige Gebiet dar, das verhältnismäßig von Geologen noch am meisten besucht wurde.

Zuerst hat AMI BOUË auf seinen türkischen Reisen Ende der 30er Jahre des vorigen Jahrhunderts die Gegend von Tirana be-

sucht. Nachdem uns BOUÈ in seiner „Turquie d'Europe“ die erste Kenntnis von den Neogenablagerungen in Albanien vermittelt hat, gibt er in einem im Jahre 1864 anlässlich der Verlegung des unteren Drin der Akademie der Wissenschaften in Wien vorgelegten Bericht eine nähere Darstellung des Tertiärs in der Umgebung von Tirana, wobei er die große Übereinstimmung in der Entwicklung mit jener des Wiener Beckens hervorhebt. Er berichtet uns hier auch wiederum über jenen auffallenden, gewaltigen Gebirgsabbruch, der „Flözalkwand von Kroja“, welche er als Zeuge für eine „uralte“, d. h. vortertiäre „Flözspalte“ ansieht. Abgesehen von den Fossilfunden östlich und südlich Tirana (am Wege über den Kraba-Paß nach Elbasan; vgl. auch 2. Teil, p. 188), die bereits in der „Turquie d'Europe“ erwähnt sind, wurden auch im Hügelland von Vorra¹ Fossilien aufgesammelt, die von HOERNES bestimmt wurden und deren Liste BOUÈ mitteilt.

Eine weitere geologische Beschreibung der Gegend von Tirana verdanken wir außerdem VIKUESNEL, dem Begleiter BOUÈ's, in seinem „Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe“. Die Reiseroute führte beide Forscher, die von Skutari und Alessio kamen, am Gebirgsrand über Tirana zum Kraba-Paß nach Elbasan.

Nach den Reisen BOUÈ's wurde dann auch unser Gebiet wie ganz Albanien jahrzehntelang von keinem Geologen betreten. Erst ein ungarischer Geologe, INKEY, berührte auf einer Balkanreise 1885 Durazzo und berichtet uns in einer Notiz im „Földtani Közlemények“ (1886), daß die Insel aus steil E-fallenden jungtertiären Ablagerungen besteht und berichtigt daher die TOULA'sche Karte, welche hier Kreide und Diluvium verzeichnet.

Einen eingehenderen Besuch erhielt unser Gebiet erst im Jahre 1905 durch den österreichischen Geologen VETTERS, welcher im Auftrage der Erdbebenkommission der Wiener Akademie eine Reise durch Nordalbanien unternahm und dabei einen Vorstoß nach S bis in die Gegend von Tirana und Durazzo machte. VETTERS stellte austernführende miocäne Sandsteine am Nordende der Hügelzone von Vorra (bei Bliza) fest; er stellt die Vermutung auf, daß das ganze Gebiet zwischen Tirana und Durazzo aus Miocän

¹ Die Funde stammen von einem Berge „Gradec“ zwischen Tirana und Durazzo von der „kleinen, längs des Adriatischen Meeres laufenden Kette von Petrella“; eine genaue Lokalisierung des Fundes ist leider auf Grund dieser Angaben nicht möglich.

besteht, während er die Ebenen als mit Pliocän erfüllt annimmt. Besonders wichtig ist aber die Feststellung, daß auch das Miocän stark gestört und mit dem Alttertiär zusammen gefaltet ist.

Ein Jahr später wie VETTERS kam auch der österreichische Ingenieur MANEK in die Gegend von Tirana und Durazzo. Auch dessen Reise bewegte sich hauptsächlich durch Nordalbanien und nur der Abschluß der Reise führte ihn auch in unser Gebiet. In dem Bericht, den MANEK gibt (im Jahresber. des naturw. Orientver. in Wien 1907) ist uns neben einem neuerlichen Austernfund im Hügelland von Vorra die Auffindung einer reichen Foraminiferenfauna in einem Tegel daselbst von Wichtigkeit. Auch hören wir hier das erstemal von einem Kohlenvorkommen unmittelbar bei Tirana.

Die nächste geologische Forschungsreise, die wieder unser Gebiet betrat, ist jene der italienischen Studienkommission im Jahre 1913, welche von DAL PIAZ und DE TONI als Geologen, ALMAGIÀ als Geographen begleitet wurde¹. Die Reiseroute dieser Kommission wurde bereits erwähnt (siehe 1. Teil p. 17); in unser Gebiet gelangten die Forscher von Elbasan her über den Kraba-Paß. Von Tirana benutzten sie die Poststraße nach Durazzo und von hier unternahmen sie nochmals zurück über Tirana einen Ausflug nach Kruja. In der Richtung auf Kawaja verließen dann die Italiener unser Gebiet.

DAL PIAZ und DE TONI fassen merkwürdigerweise das ganze Gebiet zwischen Tirana und Durazzo als Pliocän auf, wodurch sie sich mit den Beobachtungen von VETTERS und MANEK in Widerspruch setzen. Sie stellen den synklinalen Bau der Gegend von Tirana fest und geben auch Profile durch die Kette von Kruja, einerseits bei Kruja selbst, anderseits am Mali Dajtit. Dann wird ein Profil des Mali Durcit gegeben, die Ablagerungen daselbst als Pliocän bestimmt und dieses näher stratigraphisch gegliedert (vgl. das der Arbeit von DAL PIAZ und DE TONI entnommene stratigraphische Schema im 1. Teil, Abschn. I, p. 18).

Im Frühjahr des Jahres 1914 betrat ich gelegentlich der Adriaforchung zum erstenmal bei Durazzo Albanien, wobei mir auf einem kurzen Ausflug die Verwandtschaft der Bildungen hier mit dem Pliocän der Insel Pelagosa auffiel.

¹ Die Veröffentlichung der Ergebnisse erfolgte erst 1915.

Bereits in den Krieg, in die erste Zeit der Okkupation Albaniens durch die österreichisch-ungarischen Truppen (1916) fällt dann eine neue Reise von VETTERS, die wieder im Auftrage der Wiener Akademie der Wissenschaften, aber auch in militärischem Interesse unternommen wurde. Leider liegt über ihren Verlauf bisher nur ein kurzer Bericht im Anzeiger der Akademie der Wissenschaften vom Februar 1917 vor. Für die Gegend von Tirana ist aus diesem Bericht bemerkenswert, daß in den mediterranen Schichten Süßwassereinlagerungen festgestellt wurden, an welche sich die bereits von MANEK erwähnten Braunkohlenflöze knüpfen.

Was die bisherigen geologischen Kartendarstellungen unseres Gebietes betrifft, so müssen wir auch hier zuerst auf BOUË, nämlich auf dessen geologische Karte der Europäischen Türkei vom Jahre 1840 zurückgreifen. Die Darstellung der Gegend von Tirana und Durazzo ist auf dieser Uebersichtskarte in großen Zügen richtig.

Schon aus dem Jahre 1843 stammt die Karte VIQUESNEL's, die Albanien und Mazedonien umfaßt, in der jedoch die geologischen Formationen nur durch Buchstabenaufdruck angedeutet sind. Nach VIQUESNEL's Darstellung würden die Hügelketten zwischen Tirana und Durazzo aus Kreide bestehen, während dem Tertiär nur eine geringe Verbreitung südlich Tirana (Gegend des Kraba-Passes) zugewiesen wird.

Die geologische Übersichtskarte der nördlichen Balkanhalbinsel von TOULA aus dem Jahr 1882 bringt für unser Gebiet nichts Neues, da sie offenbar hier auf der BOUË'schen Darstellung basiert. Nicht anders ist es mit der Internationalen geologischen Karte vom Jahre 1898.

Einen neuen Versuch, die geologischen Verhältnisse des nördlichen Albanien kartographisch darzustellen, verdanken wir NOPCSA aus dem Jahre 1905 (Jahrbuch der Geol. Reichsanstalt in Wien). Auf seinem Kärtchen im Maßstab 1 : 1 500 000 in Farbendruck erscheint das Hügelland zwischen Tirana und Durazzo teilweise als Kreide, teilweise als Eocän, während die Ebenen (Ismi- und Arzen-Ebene) als von Neogen erfüllt dargestellt werden.

Schon das nächste Jahr bringt die Darstellung des nördlichen Albanien von VETTERS in ungefähr doppelt so großem Maßstab in den Denkschriften der Wiener Akademie der Wissenschaften (1906); diese Karte reicht bis knapp südlich Tirana und weist das Hügel-

land zwischen Tirana und Durazzo zur Gänze dem Neogen zu, während die Ebenen teils als Pliocän, teils als jüngere Ausfüllungen betrachtet werden.

Die nächste Kartenveröffentlichung ist dann jene der italienischen Studienkommission im Jahre 1915 von seiten der Geologen DAL PIAZ und DE TONI (Carta geol. dell' Albania occidentale dal fiume Mati alla Baia di Valona, in Farbendruck, Maßst. 1 : 500 000). Hier finden wir das ganze Hügelland zwischen Tirana und Durazzo als Pliocän bezeichnet, die Ebenen mit Alluvium bedeckt, nur südlich Tirana, am unteren Arzen, schiebt sich ein Keil unteren bis mittleren Miocäns gegen NW vor.

In der jüngsten Kartendarstellung von NOPCSA: „Geologische Karte von Nordalbanien, Rascien und Ostmontenegro“ (Földtani Közlöny 1916, Schwarzdruck, Maßst. 1 : 1 000 000) erscheint das Hügelland westlich Tirana wiederum als „Kreide und Eocän der Küste“, und die Kette von Kruja, welche bisher übereinstimmend immer als Kreide betrachtet wurde, wird hier als Trias aufgefaßt.

Wir sehen also — abgesehen von der letzten NOPCSA'schen Karte —, daß man allmählich wiederum zu der ursprünglichen Ansicht BOUË's, welcher unser ganzes Gebiet zum Neogen rechnete, zurückgekehrt ist, wobei allerdings die Auffassung über die Verteilung des Miocäns und Pliocäns sehr schwankt.

Literaturverzeichnis.

A. Das untersuchte Gebiet betreffend:

1. ALMAGIÁ, Relazione della Commissione per lo studio dell' Albania. Parte I (studii geografici). Roma 1915.
2. BOUË, La Turquie d'Europe. Paris 1840.
3. — Der albanische Drin und die Geologie Albaniens, besonders seines tertiären Beckens. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien 1864.
4. INKEY, Geolog. Reisenotizen von der Balkanhalbinsel. Földtani Közlöny. Budapest 1886.
5. MANEK, Bericht über die im Jahr 1906 durchgeführte geologische Reise nach Nordalbanien. Jahresber. Naturw. Orientver. Wien 1907.
6. NOPCSA, Zur Geologie von Nordalbanien (geol. Karte). Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1905.
7. — Geologische Karte von Nordalbanien, Rascien und Ostmontenegro. Földtani Közlöny. Budapest 1916.
8. DAL PIAZ-DE TONI, Relazione della Commissione per lo studio dell' Albania. Parte I (studii geologici). Roma 1915.

9. TOULA, Geologische Übersichtskarte der nördlichen Balkanhalbinsel. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1882.
10. VETTERS, Beiträge zur geologischen Kenntnis des nördlichen Albanien. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien 1907.
11. — Bericht über eine 1916 unternommene geologische Reise in Albanien. Anz. Akad. d. Wiss. Wien 1917.
12. VIQUESNEL, Journal d'un voyage dans la Turquie d'Europe. Mém. soc. géol. de la France. Ser. II. t. I. Paris 1844.

B. Zum Vergleich herangezogene Arbeiten :

13. FUCHS, Geologische Studien in den Tertiärbildungen Südtaliens. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien 1872.
14. — Die Gliederung der Tertiärbildungen am Nordabhange der Apenninen. Ebenda 1875.
15. — Die Versuche einer Gliederung des unteren Neogen im Gebiete des Mittelmeeres. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1885.
16. HOERNES, Beiträge zur Kenntnis der Tertiärablagerungen in den Südalpen. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1878.
17. KRANZ, Das Tertiär zwischen Castelgomberto, Montecchio maggiore, Creazzo und Monteviale im Vicentin. Dies. Jahrb. Beil.-Bd. XXIX. 1910.
18. MARTELLI, Studio geol. sul Montenegro sudorientale e littoraneo. Mem. R. Ac. dei Lincei. Roma 1908.
19. NELLI, Miocene medio di Dulcigno. Boll. soc. geol. It. 1904.
20. OPPENHEIM, Über die Überkippung von S. Orso, das Tertiär des Tretto und Fauna wie Stellung der Schioschichten. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1903.
21. PHILIPPSON-OPPENHEIM, Tertiär und Tertiärfossilien in Nordgriechenland sowie in Albanien. Ebenda 1894.
22. SCHAFFER, Beiträge zur Parallelisierung der Miocänbildungen des Piemont. Tertiärs und denen des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. Reichsanst. 1898/99.
23. — Zur Abgrenzung der I. Med.-St. und zur Stellung des „Langhiano“ im Piemontes. Tertiärbecken. Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1899.
24. — Beiträge zur Kenntnis des Miocänbeckens von Cilicien. Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 1901.
25. SUESS, Über die Gliederung des Vicentinischen Tertiärgebirges. Sitzungsber. Wiener Akad. d. Wiss. 1868.

C. Für Fossilbestimmungen herangezogene Literatur:

26. AIRAGHI, Echinofauna Oligo-miocenique du Lac de Gard. Boll. soc. Geol. It. XXI. 2.
- 26 a. — Echinidi Tertiarii del Piemonte. Pal. It. VII.
27. BLANCKENHORN, Das marine Miocän in Syrien. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien 1890.
28. — Das marine Pliocän in Syrien. Erlangen 1891.
29. — Neues zur Geologie und Paläontologie Ägyptens. III. Teil: Das Miocän. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1901.

30. BROCCHI, Conchiologia fossile subappennina. Milano 1814.
31. BRONGNIART, Memoire sur les terraines des sediments superieures Calcareo-trappeux du Vicentin. Paris 1814.
32. CERULLI-IRELLI, Fauna Malacologica Mariana. Pal. It. XIII.—XX.
33. CECCHIO-RISPOLLI, Gli Echinidi viventi e fossili delle Sicilia. Ebenda XIII.
34. FUCHS, Beiträge zur Kenntnis der Conchylienfauna des Vicent. Tertiärs. Denkschr. Akad. d. Wiss. Wien 1870.
35. — Studien über die jüngeren Tertiärbildungen Griechenlands. Ebenda 1877.
36. — Die Pliocänbildungen von Zante und Korfu. Sitzungsber. Akad. d. Wiss. Wien 1877.
37. FONTANNES, Invertebrés Tertiaires de Sudoest de la France.
38. FORESTI, Contribution alla Conchiologia Terziaria Ital. Mém. Ist. di Bologna. 1883.
39. FUCINI, Il Pliocene dei dintorni di Ceretto-Guidi etc. Boll. soc. geol. Ital. 1891.
40. HOERNES, Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien. Abh. Geol. Reichsanst. Wien 1886.
- 40 a. KRANZ, s. No. 17.
41. MARTELLI-NELLI, Il Miocene medio e superiore di Valona in Albania. Roma 1913.
42. NELLI, Fossili mioc. dell' Apennini Aquilano. Boll. soc. geol. Ital. 1900.
43. — Fossili Mioc. del Macigno del Poreta. Ebenda 1903.
44. — Il Miocene medio di Dulcigno. Ebenda 1904.
45. — Il Miocene del Monte Titano. Ebenda 1907.
46. — Fossili del Miocene medio delle colline Bolognese. Ebenda 1913.
- 46 a. OPPENHEIM, s. No. 20.
47. — Das Neogen Kleinasiens. Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges. 1918.
48. SACCO-BELLARDI, I molluschi dei terreni terziarii del Piemonte e delle Liguria. Torino.
- 48 a. SCHAFFER, s. No. 24.
49. — Das Miocän von Eggenburg. Abh. Geol. Reichsanst. Wien 1910.
50. SEGUENZA, Le formazioni terziarie nella prov. di Reggio. R. Ac. d. L. 1879.
51. STEFANINI, Echinidi del Miocene medio dell' Emilia. Pal. It. XIV, XV.
52. UGOLINI, Monografia di Pectinidi neogen. di Sardegna. Ebenda XIII, XIV.
53. VINASSA DE REGNY, Synopsis dei molluschi terziarii dell' Alpe Venete. Ebenda I.—III.

II. Geologische Einzelbeschreibung.

Die Insel von Durazzo (Mali Durcit).

Schon vom Meere aus läßt sich klar der Aufbau der Insel aus drei, nach E einfallenden, durch verschiedene Färbung ausgezeichnete Gesteinskomplexe erkennen.

Gehen wir von der Südspitze der Insel (von Durazzo aus) längs der Küste gegen N, so sehen wir hier hellen, bläulichgrauen,

im Anwittern gelben tonigen Mergel, der mit mittlerem Neigungswinkel östlich einfällt. Den steilen Abhang zum Meere bildend, sind diese Bildungen vom Wasser zerfurcht und zerrissen und vielfach verrutscht. Ich fand in ihnen zermürbte Reste von:

Natica sp.

Dentalium sp.

Darüber liegen, die Höhen unmittelbar über der Stadt bildend, mit gleichem Verflachen tonige Sandschichten mit Kieslagen. In dem ungefähr 1 km nördlich der Stadt in die Küste einspringenden Winkel hat in den Liegendschichten des Mergels ein bedeutender Bergrutsch stattgefunden¹; die Zunge der Bergschliffmasse erstreckt sich bis ins Meer (s. Phot. Taf. XIX, 1). Dieses Liegende der Mergelschichten bildet hier am Südhang des Ml. Durcit, dort wo die Küste eine kurze Strecke NW verläuft, ein mürber mergeliger Sandstein, der feste Bänke zwischengeschaltet enthält, die mit 40—50° nach E einfallen. An dem nun folgenden, fast schnurgerad nach N verlaufenden Küstenteil finden wir von der Brandung in Blöcke aufgelöstes Konglomerat, das fast durchaus aus Kieseln besteht und mit Sandsteinlagen wechselt. Diese Konglomerat-sandsteine setzen in mächtigen Bänken den scharfen und genau nach N streichenden Kamm des Ml. Durcit zusammen und bilden auch am Westgehänge einzelne Lagen; man kann hier an den prächtig anstehenden Schichtköpfen 60—65° Osteinfallen abnehmen.

Vom Meere betrachtet sieht es aus, als wenn die Schichten des Ml. Durcit auch gegen N schwaches Gefälle hätten und in dieser Richtung langsam untertauchen würden; im Cap Pali scheinen die Schichten (mergeliger Sandstein?) viel flacher zu lagern².

Überschreiten wir von der Höhe mit K. 175 in der Richtung auf die auf der Ostseite der Insel liegende Häusergruppe „Spital“ die Insel, so treffen wir östlich des Kammes über dem Konglomerat-Sandstein auf die tonigen hellen Mergel, wie wir sie am Südteil der Küste sahen. Hier fand ich in ihnen auch ein einzelnes, überaus wohlerhaltenes Exemplar von

Murex torularius LMK.

Dann folgen in dem flachen und stark bewachsenen Ostteil der Insel wenig aufgeschlossene sandige Schichten, die nach an mehreren

¹ Die Stelle läßt sich auch an der Geländedarstellung in der Karte deutlich erkennen.

² Beobachtung vom Meere aus; C. Pali wurde von mir nicht besucht.

Stellen zahlreich herumliegenden Geröllen zu schließen vielfach Einlagerungen von Geröll- und Kiesbänken führen müssen.

Ganz ähnliche Verhältnisse treffen wir, wenn wir uns ungefähr in der Profillinie des Ml. Durcit über die Insel bewegen; hier sind die Aufschlüsse besser. An dem Hügel, an den sich die Häusergruppe südlich Spital anlehnt, läßt der Sandstein 45° östliches Einfallen erkennen. Weiter gegen W sieht man dann mit gleicher Lagerung konglomeratische Bänke mit den Sandsteinen sich verknüpfen, bis wieder ungefähr in der Mitte der Insel die hellen Mergelschichten erreicht werden.

Zur Vervollständigung des Bildes vom geologischen Aufbau der Insel von Durazzo folgen hier einige Angaben von DAL PIAZ-DE TONI, welche Forscher bei der Aufrindung von Fossilien etwas glücklicher waren. Sie führen aus den liegenden Sandsteinen „mit zwischengeschalteten kleinen Kieslagen“ (die mächtigen Konglomeratbänke der Westküste dürften sie nicht gesehen haben) folgende kleine Fauna an:

Neritina mutinensis
Melanopsis impressa

Melania tuberculata
— *narzolina*.

In dem Mergel fanden sie gleichfalls *Murex*, wenn auch in einer anderen Spezies (*M. trunculus*) und *Dentalium*. Außerdem stellten die Italiener zwischen dem bläulichen Mergelton und den hangenden Sanden mit Kiesbänken noch gelbe Mergel mit Nulliporen fest.

Der Charakter der Bildungen der Insel von Durazzo und ihre Aufeinanderfolge läßt sofort ihre Übereinstimmung mit den Pliocänbildungen der westlichen Malakashtra erkennen (s. z. B. dort p. 53 das Profil über Banaj—Dukaz i maz); auch hier bei Durazzo können wir wieder den blauen Mergelton, das Piacentin mit *Murex brandalis*, als Leithorizont begrüßen. Der Fund einer Brackwasserfauna in den liegenden Sandsteinen mit Konglomeratbänken durch DAL PIAZ-DE TONI erweist nun den pontischen Charakter dieser Bildungen („Sandstein mit Kieslagen und verkieselten Hölzern“ der Malakashtra) sehr deutlich.

Die Hügelwelle zwischen der Bai von Durazzo und dem Arzen; Sasso bianco.

Auf einem schmalen, von Dünen sand gebildeten und künstlich etwas ausgebauten Damm erreichen wir von Durazzo aus das Festland. Ein zunächst breiter, nach S zu immer schmaler werdender Gürtel mit flachen Dünen zieht sich von hier in den inneren Winkel der Bai von Durazzo. Jenseits dieses Gürtels erhebt sich eine niedrige Hügelwelle; gegen N zu, wo sie nur durch den Kneta Durcit von der Insel von Durazzo getrennt ist, verflacht sie immer mehr und klingt schließlich in der Siak-Ebene aus. Dort, wo die

Poststraße nach Tirana die Hügelwelle quert, finden wir nur lehmartige, sandig-tonige Bildungen, an einer Stelle auch eine Einlagerung härteren Materiales, welche steiles westliches Einfallen zeigt (Schicht oder Kluff?).

Viel bessere Aufschlüsse und klareren Einblick in den Aufbau bietet uns eine Überquerung der Hügelkette in dem höheren Teil weiter südlich, vom innersten Winkel der Bai von Durazzo aus. Hier setzt der Dünengürtel eine Strecke aus und das Meer hat hier die Westflanke der Hügelkette angeschnitten. Das alte Kliff, das heute durch einen breiten Strand vom Meere getrennt ist, ist der heute weithin sichtbare *Sasso bianco* (s. Phot. Taf. XIX, 2). Er besteht aus festem, mit Sandstein verknüpftem, bunt zusammengesetztem Konglomerat, das deutlich gebankt ist und mit 60° nach W zum Meere hin einfällt; der Sandstein zeigt eine wabenförmige Verwitterung. Im übrigen gleicht das Gestein ganz jenem am Kamm der Insel von Durazzo.

Auf der Höhe über dem Absturz des *Sasso bianco* können wir die gleiche Gesteinsausbildung und Lagerung noch eine Strecke verfolgen, bis wir unmittelbar beim Δ 121 plötzlich in entgegengesetzt (45° nach ENE) fallende, mit Mergelschichten wechselagernde Sandsteine gelangen. Der Wechsel in der Fallrichtung vollzieht sich auf so kurze Erstreckung, ohne daß eine Verflachung des Fallwinkels zu erkennen ist, so daß man nicht an eine normale antiklinale Umbiegung, sondern an einen Bruch denken muß, der offenbar an den Antiklinalscheitel anknüpft.

Wenn wir den Weg über Skalnjuri nach NE verfolgen, so sehen wir zunächst im Bereich der weit zerstreuten Ortschaft lockeren Sandstein, in dem auch dicke, mehr verfestigte Bänke auftreten. Bei den letzten Häusern erkennen wir Sandstein mit konglomeratischen Schichten. Bei K. 136 fand ich lose Stücke von grobspätigem Gips. Das Verflächen ist nun hier wieder — und zwar sehr flach — nach WNW gerichtet.

Westlich der K. 136 gelangen wir nun in einen von Racheln tief zerschluchteten und zerrissenen Geländestreifen. Es sind blaue Tone, die hier im Liegenden der bisher beobachteten Sandsteinbildungen zum Vorschein kommen. Nur auf der Höhe mit K. 145 (Waldkuppe) finden wir wieder Sandstein mit Einschaltungen von leicht zerfallendem Konglomerat mit sandig-tonigem Bindemittel; das Einfallen ist auch hier flach (etwa 10°) nach WNW

gerichtet. Im Abstieg gegen das Arzental, gegen Pjeza, treffen wir sandig-mergelige Tonschichten mit Einschaltungen von Mergel-sandstein und -schiefer, östlich der K. 70 auch sandige Schichten mit Kieseln und Geröllen. Auf der Höhe SW oberhalb Pjeza fand ich in mergeligem Ton einige Gastropoden:

Natica epiglottina Lmk.

Chenopus uttingerianus RISSO

Pleurotoma dimidiata Br.

cf. *Xenophora testigera* BRONN

Das unterste Arzental und das Hügelland bei Pazar Siak.

Das gut bebaute Arzental bietet nur im Flußbett selbst Aufschlüsse. Der Fluß fließt, heftig mäandrierend, in einem etwa 6 m tief eingesnagten steilwandigen Bett. Man könnte hier schon von einem neuen Tale sprechen, das der Arzen sich zu schaffen beginnt, während der alte breite Talboden bereits als Hochboden erscheint. Das heftige Mäandrieren bringt es mit sich, daß der Fluß Umlaufberge aus seinem früheren Talboden herauszuschneiden beginnt; über den schmalen Hals eines solchen Umlaufberges führt die Straße Durazzo—Tirana.

Im Arzental wird ein feinsandiger blaugrauer Mergelton angeschnitten, in welchem ich etwa 1 km unterhalb Pazar Siak mehrere Schälchen von

Turbinella postacuticostata SACC. und

Nassa solidula BELL.

fand, Formen, die aus dem Piacentin bekannt sind. Es ist kein Zweifel, daß wir es hier wieder mit dem Piacentinhorizont zu tun haben. Darüber lagert dann unmittelbar die 2—3 m mächtige Lehmdecke, welche die Ebene verkleidet.

Aus demselben sandigen Mergelton, in den das Arzenbett eingeschnitten ist, besteht auch das Hügelland östlich desselben nördlich der Straße. Nur am Abhang bei Kodzas findet man Gerölle, die aus einer Gerölleinlagerung im Mergelton stammen dürften. Die Lagerung ist nirgends vollkommen klar zu erkennen; sie dürfte sehr flach sein.

Unmittelbar bei Pazar Siak, auf der Kuppe mit K. 65 südlich der Straße steht aus Quarzgeröllen bestehendes Konglomerat an, das durch quarzitischen Sandstein gebändert erscheint¹ und flach

¹ Das Gestein erinnert etwas an jenes in den Astbildungen bei Kurjenj in der Malakastra (s. 1. Teil, p. 67).

nach W einfällt. Auch der lehmige Detritus auf den Hängen ist viel mit Kieseln vermischt, die aus solchem Konglomerat herrühren dürften. Die Lagerung ist nirgends vollkommen klar zu erkennen. Auf der westlich benachbarten Kuppe (K. 106) findet man in den Feldern Lesesteine von hartem tonigem Sandsteinschiefer und gleichfalls viel Quarzgerölle. Am Rücken, der von W zur Kodra Siak (Δ 130) emporführt, bei der Häusergruppe Terzije, treten lockere sandig-tonige Schichten auf, die flach westlich einfallen; als Lesesteine findet man hingegen viel feste Sandstein- und Lithothamniengesteinsbrocken mit Bruchstücken von *Ostrea*, *Pecten* und anderen Bivalven, sowie weiter unbestimmbaren Gastropoden. Auch eine lose

Ostrea gingensis SCHLOTH.

fand sich hier. Die Kuppe der Kodra Siak selbst besteht aus mürben Konglomeratschichten, die zur Zeit meines Besuches durch Schützengräben aufgeschlossen waren.

Gegend von Sahinej und Metalaj.

Die Rückenlinie von der Kodra Siak nach E, gegen Sahinej weiterverfolgend, finden wir östlich der K. 132 in bläulichem sandigem Ton, der durch Wasserrisse bloßgelegt ist, feinschalige zerbrechliche Konchylienreste; von Bestimmbaren gelang mir nur zu erbeuten:

Mitra pyramidalis BR.

Pectunculus sp. (Bruchstück).

An der Ostseite des Ortes kann man in sandig-tonigen Schichten 15° westliches Verflächen beobachten; man findet hier Lesesteine von Sandstein mit viel Muschelabdrücken. Am nächsten Sattel (NE K. 172) erscheint wieder graublauer, sandiger Ton, der hier sehr reich an Konchylienschalen (bes. Gastropoden) ist. Ich sammelte folgende, fast durchaus feinschalige, kleine Formen, die ganz der Fauna des Piacentin entsprechen:

<i>Arca diluvii</i> LMK. var. <i>pertrans-</i>	<i>Pecten</i> (<i>Bosniasckii</i> DE STEF.?)
<i>versa</i> SACC.	<i>Pycnodonta cochlear</i> POLI
<i>Pectunculus insubricus</i> BR.	<i>Ranella marginata</i> LMK.
<i>Venus multilamella</i> LMK.	<i>Pleurotoma turricula</i> BR.
<i>Amiantis gigas</i> LMK.	— <i>rotata</i> BR.
<i>Corbula gibba</i> RISSO	— <i>monile</i> BR.
cf. <i>Corbula pelucida</i> BR.	<i>Pleurotoma dimidiata</i> BR.

Thiarella thiara BR.
Columbella turgidula BR.
Nassa craticulata FOR.
 — *solidula* BELL
 — *dertonensis* BELL
Ringicula buccinea DESH.

Turritella vermicularis BR.
Natica epiglottina LMK.
Gibbula magus L.
Dentalium inaequalis BEN.
Petalocochus (Vermetus) in-
tortus LMK.

Der Piacentinton wird deutlich unterlagert von Sandstein, in dem feste Bänke mit lockeren Sandschichten wechsellagern. Sie setzen den gegen NNE — gegen Metalaj — führenden Rücken zusammen und fallen mit 40—45° nach W ein. In diesem Sandstein treten auch austernführende Bänke auf (*Ostrea crassissima*), ferner kalkige Bänke, die vollgepfropft sind mit *Modiola*, *Cardium*,

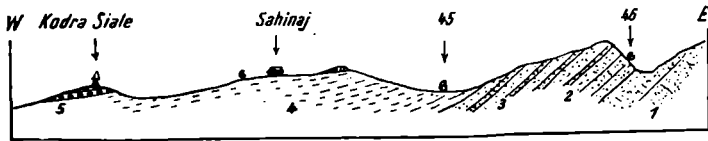


Fig. 18. Schematisiertes, etwas überhöhtes Profil der Gegend von Sahinaj. Maßstab ca. 1 : 47000.

- 1 = Dickbankiger Ostreensandstein.
- 2 = Sandstein mit Ostreen, *Pecten*, *Arca firmata*.
- 3 = Wechselnd fester und mürber Sandstein.
- 4 = Blaugrauer sandiger Ton (Piacentin).
- 5 = Geröll und Konglomerat (Astistufe).

Die Nummern oben bezeichnen Fossilfundstellen (vgl. die gleichen Nummern im Verzeichnis p. 378).

Pecten u. a. Muschelresten. Das Liegende dieses gut geschichteten Gesteinskomplexes bildet ein dickbankiger, toniger, mürber Sandstein.

Im Streichen der eben beschriebenen fossilreichen Schichten gegen N findet man bei Metalaj in ihrem Liegenden auch sandige Tone mit massenhaft Austern und anderen Muscheln (besonders wieder *Modiola*, *Arca* und *Cardium*), von denen sich artlich bestimmen ließen:

Arca firmata MAY.
 — cf. *Fichteli* HOERNES

Pecten planomedius SACC.
Ostrea edulis LMK.

Von Metalaj die Hügelausläufer nach NW, gegen die Straße verfolgend, gelangen wir wieder in die sandigen Piacentintone, wie wir sie bei Sahinej beobachtet haben. Sie sind hier schlecht

aufgeschlossen, scheinen aber in dem ganzen Gebiet zwischen Metalaj bis über K. 91 zu herrschen und auch noch den Hügel jenseits der Straße zusammenzusetzen.

Kodra Vilasaj.

Die Kodra Vilasaj (K. 252) bildet nördlich Metalaj einen der westlichsten Ausläufer der Hügelkette von Vorra. Östlich der Kote herrschen eintönige dickbankige, mürbe Sandsteine mit häufigen Austernresten (vgl. später p. 351). Unmittelbar bei der Kote treten feste glimmerige Sandsteinbänke auf, in denen die Austern ohne Epidermis erhalten sind. Den Rücken von hier nach NW, gegen die Straße hinunter verfolgend, treffen wir auf Bänke von grobem hartem Sandstein mit kalkig-mergeligem Bindemittel, der viel Lithothamnienmaterial und verschiedene Schalenreste enthält. Die mäßig dicken Bänke dieses Sandsteins fallen mit 60° nach W ein. Ich fand hier außerdem Lesesteine einer Lumachelle aus *Corbula*-artigen Formen mit Bruchstücken von Ostreen und *Pecten*. Wo dieser von der Kodra Vilasaj herabkommende Rücken an die Straße heranhöhrt, wurden zur Zeit meines Besuches die harten Sandsteinschichten im Steinbruch gewonnen. Man findet hier zwischen den festen Sandsteinbänken helle gelbe, sandige Mergelschiefer mit Abdrücken von kleinen Muscheln, die den Gattungen *Arca* und *Corbula* angehören dürften.

Wir haben es auf der Kodra Vilasaj mit den lokal allerdings ziemlich stark modifizierten Schichten von Metalaj zu tun, in deren direkter nördlicher Fortsetzung wir uns hier befinden. Für die große Variabilität dieser Schichten, zu deren Merkmal eben auch der überaus wechselnde petrographische Habitus gehört, werden wir weiter nördlich im folgenden ein weiteres Beispiel finden.

Gegend von Maminok.

In der Gegend von Maminok—Bilala klingt der Mali Kücok sehr allmählich, in ganz flachen Hügelrücken gegen die Ebene aus. Die Aufschlüsse sind in dem gut bebauten und tief verlehnten Gebiet gering. Erst bei Bubjek, wo die Formen etwas steiler werden, ist das anstehende Gestein klar zu erkennen. Wir finden hier in Sandsteinen und tonigen Schichten von ähnlichem Charakter wie bei Metalaj Bänke von gelbem mergeligem Kalk mit massen-

haften Abdrücken von *Lutraria*(?), *Tellinen*, *Pecten*, *Mytilus*, *Cardium* und verschiedenen Gastropoden; ferner las ich hier einen kleinen Seeigel auf:

cf. *Arbacina depressa* ARAD.

Dem Rücken weiter nach NE folgend, treffen wir an dessen östlichen Seite nördlich Arbiek in einer tief eingeschnittenen Rachel einen ausgezeichneten Aufschluß (s. Fig. 19).

Als liegendste Schicht ist hier ein blaugrauer Schiefer-ton angeschnitten; über diesem folgen einige sehr fossilreiche Bänke, über diesen folgen einige sehr fossilreiche Bänke,

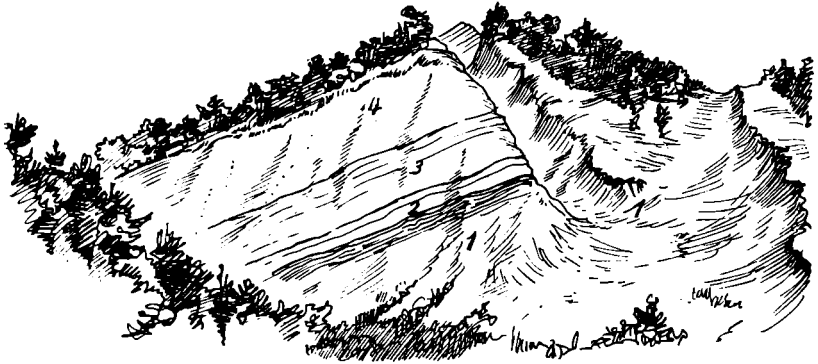


Fig. 19. Aufschluß bei Maminok in den *Arca-Modiola*-Schichten.

- 1 = Blaugrauer Schiefer-ton.
- 2 = Fossilreiche Bänke (s. Fossilliste unten).
- 3 = Blauer sandiger Ton.
- 4 = Dickbankiger mürber Sandstein.

deren Fauna weiter unten angeführt ist, darüber dann blauer sandiger Ton und schließlich als Hangendes dickbankiger mürber Sandstein; mit diesem scheinen — nach einem Aufschluß in der Rachel höher oben — sandig-tonige Schichten mit sehr viel Muschelzerreißel vergesellschaftet zu sein. Der ganze Schichtkomplex fällt mit 40° nach W ein.

Aus den fossilreichen Schichten sammelte ich folgende Formen:

- | | |
|--|---|
| <i>Pinna pectinata</i> var. <i>Brochii</i> | <i>Tapes eremita</i> BR. |
| D'ORB. | <i>Arca firmata</i> MAY. |
| <i>Modiola modiolus</i> L. | <i>Cardium edule</i> L. |
| — ex aff. <i>mytiloides</i> BRN. | <i>Drillia (Pleurotoma) pustulata</i> BR. |
| <i>Lutraria oblonga</i> L. | |

Der Faunencharakter, besonders das starke Vorherrschen von *Arca* und *Modiola*, entspricht ganz jenem der Schichten von Metalaj, in deren Streichen nach N wir uns ja auch hier befinden. Auch der petrographische Habitus ist ähnlich, insofern als hier und dort die Ausbildung in horizontaler wie vertikaler Richtung außerordentlich rasch wechselt; es sind Strandablagerungen einer offenbar heftig oszillierenden Küste.

Gehen wir nun von dem eben beschriebenen Aufschluß über das Tälchen hinüber südlich nach Maminok, so treffen wir am Abhang zunächst tonige Schichten und Schiefertone, in dem hier und da harte Gesteinsbänke auffallen. Es ist ein Kalksandstein mit viel Echinodermendetritus und Lithothamnienmaterial. Der Rücken von Maminok (K. 175) besteht aus mürbem Sandstein. In dem von der K. 175 gegen S verlaufenden Tälchen (ungefähr beim „n“ von Maminok) stehen einige sehr stark tonige Lithothamnienkalkbänke sowie Bänke von *Ostrea* an:

Ostrea crassissima LMK.

— *lamellosa* BUCH.

Von hier längs des Weges über den kleinen Sattel gegen E gehend, finden wir wieder dickbankigen mürben Sandstein, in den sich hier dünne feste Bänke einschalten. Man kann hier 45° westliches Verflächen messen.

Der Hügelzug nördlich Vorra (Ml. Kücok, Kodra Maltinenit)-

Der mit schönen Eichenbeständen bedeckte Kamm des Ml. Kücok, längs dessen sich ein aussichtsreicher Pfad dahinzieht, besteht durchaus aus eintönigem, tonig-glimmerigem Quarzsandstein in meist dicken Bänken mit sehr häufigen Austernresten. Diese bilden gleichfalls oft über $\frac{1}{2}$ m mächtige Bänke. Das Verflächen ist konstant 35—40° nach WSW gerichtet. Auch die weitläufigen Westhänge des Ml. Kücok und ebenso die Nebenrücken mit K. 268 und 215 setzen sich aus demselben gleichförmigen Austernsandstein zusammen, der, wo er nicht von Vegetation bedeckt ist, an seinen runden Auswaschungsformen leicht kenntlich ist. Untergeordnet kommen in dem Sandstein auch tonige Schichten vor. Solche sind z. B. dort, wo der erwähnte Kammweg in das Tal von Vorra hinabführt, gut aufgeschlossen. Eine solche, zwischen zwei ungefähr 60 cm mächtigen Austernbänken mit

Ostrea gingensis SCHLOTH.
— *crassissima* LMK.

eingeschaltete Schicht enthält sehr zahlreiche, leider brüchige Reste von:

Ceratoderma (Cardium) Clodiense REN.
Cardium sp. (*edule?*)
? *Pleurotoma* sp.

Die Schichten fallen hier mit 45° nach W.

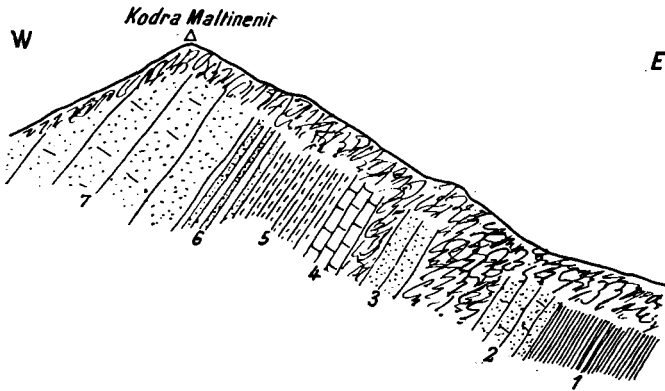


Fig. 20. Schichtfolge der Kodra Maltinenit (*Cardita Jouanetti*-Schichten).

- 1 = Blaugrauer Schieferton (Flysch).
- 2 = Kalkiger Sandstein.
- 3 = Mürber Sandstein.
- 4 = Toniger und sandiger Lithothamnienkalk.
- 5 = Vorwiegend tonige Schichten, fossilreich.
- 6 = Sandig-tonige Schichten, sehr fossilreich.
- 7 = Dickbankiger, mürber Austernsandstein.

Sehr lehrreiche Aufschlüsse bietet uns der Weg, der bei der Kodra Maltinenit (△ 296) nach E abzweigt. Die Höhe selbst setzt sich noch aus typischem dickbankigem Austernsandstein mit sehr zahlreichen Austernbänken zusammen und ist durch vorherrschende Erika-Vegetation gekennzeichnet. Man genießt von hier einen schönen Überblick über den waldigen Mt. Kucok, auf dessen von Austernbänken gebildetem Kamm wir hier stehen. In scharfen Gegensatz tritt zu dem Landschaftsbild im Westen das niedrigere, meist nackte und scharf modellierte Hügelland im Osten: dieses ist typische Flyschlandschaft.

Am Abstieg von der Kodra Maltinenit nach E beobachten wir das in Fig. 20 schematisch dargestellte Profil: einen Wechsel von tonig-mergeligen-sandigen und lithothamnienführenden Schichten, von denen einzelne außerordentlich fossilreich sind. Besonders die mit 6 bezeichneten, die Basis des hangenden Sandsteines bildenden sandig-tonigen Schichten, sind vollgestopft mit Bivalven und Gastropoden, die sich aus dem mürben Gestein leicht herauslösen lassen, aber selbst sehr zerbrechlich sind. Besonders auffallend ist sofort der Reichtum an *Cardita Jouanetti* und zahlreichen *Conus*-Arten. Im folgenden die Liste der gesammelten Arten, wobei die besonders häufigen Formen durch ein * gekennzeichnet sind.

Bivalven:

- | | |
|--|--------------------------------------|
| * <i>Cardita Jouanetti</i> BAST. | <i>Arca Fichteli</i> DESH. |
| <i>Actinolobus (Card.) antiquatus</i> L. | <i>Tellina (serrata)</i> REN. (?) |
| * <i>Venus multilamella</i> LMK. | <i>Lutraria oblonga</i> LMK. |
| <i>Amiantis gigas</i> LMK. | <i>Glycymeris (Faujasi)</i> MEN. (?) |
| ? — <i>islandicooides</i> LMK. | <i>Solenocurtus candidus</i> REN. |
| <i>Lucina</i> sp. | <i>Anomia</i> sp. |
| <i>Pecten arcuatus</i> BR. | |

Gastropoden:

- | | |
|---|---|
| * <i>Dendroconus Berghausi</i> MICHT.
div. var. | <i>Ficula (Pyrula) condita</i> BRONGN. |
| <i>Leptoconus elatus</i> MICHT. | * <i>Latyrus lynchooides</i> BELL. |
| <i>Conus</i> aff. <i>Lithoconus subaccuminatus</i> D'ORB. | cf. <i>Latyrus albiganensis</i> BELL. |
| <i>Chelyconus belus</i> D'ORB. | <i>Murex torularius</i> LMK. |
| — <i>parvus</i> BORS. | cf. <i>Favartia (Murex) brevicanthus</i>
SISM. |
| * <i>Cornospirus Bronni</i> MICHT. | ? <i>Nassa emiliana</i> MAY., f. j. |
| <i>Ancillaria glandiformis</i> LMK. | cf. <i>Nassa ventricosa</i> GRAT. |
| <i>Semicassis miolaevigata</i> SACCO | <i>Phos polygonus</i> BR. |
| <i>Subula (Terebra) fuscata</i> BR. | <i>Solatia (Cancellaria) aff. piscatoria</i> L. |
| — <i>modesta</i> TRIST. | <i>Cerithium dertonense</i> MAY. |
| cf. <i>Terebrum tuberculiferum</i> DOD. | * <i>Archimediella Archimedis</i> BRONGN. |
| <i>Clavatula asperulata</i> LMK. | — aff. <i>miotaurina</i> SACCO |
| — <i>unicostata</i> BELLEGHINI | * <i>Haustator (Turritella) vermicularis</i> BR. |
| — <i>carinifera</i> GRAT. | * <i>Natica millepunctata</i> LMK. |
| — <i>bicarinata</i> BELL. | <i>Rissoina Noueli</i> DESH. |
| — aff. <i>margaritifera</i> JAN. | <i>Serpula</i> |
| — <i>buccifera</i> BELL. | <i>Korallen</i> |
| cf. <i>Surcula Jani</i> BELL. | <i>Bryozoen.</i> |
| <i>Drillia pustulata</i> BRONN | |
| — aff. <i>Manzonii</i> BELL. | |

Aus der mit 5 bezeichneten Schicht stammen noch folgende Formen, deren Erhaltungszustand weniger gut ist:

<i>Pecten latissimus</i> BR.	
cf. <i>Pecten cristatocostatus</i> SACCO	cf. <i>Crassatella carcarenis</i> MICH.
cf. <i>Pecten arcuatus</i> BR.	? <i>Corbula gibba</i> OLIV.
<i>Lucina</i> sp.	<i>Cardium</i> n. sp.

Das Liegende der ganzen Schichtfolge, deren Gesamtmächtigkeit 40—60 m betragen dürfte, bilden Schiefertone von Flyschtypus. Was das Alter der Schichten auf der Kodra Maltinenit betrifft, so läßt die Fauna keinen Zweifel daran, daß wir es hier mit Mittelmiocän zu tun haben. Es ist derselbe Horizont mit *Cardita Jouanetti*, den wir bereits in der Malakastra und in der Elbasaner Gegend gut ausgeprägt fanden und der einen der besten Leithorizonte im niederalbanischen Neogen darstellt. Es ergibt sich damit ohne weiteres, daß wir den mächtigen hangenden Austernsandstein mit jenem der Malakastra und im Skumbigebiet (Gegend von Biskjemi) parallelisieren können und ins Obermiocän zu stellen haben. Der obermiocäne Austernsandstein erweist sich somit als die verbreitetste Bildung im niederalbanischen Jungtertiär.

Das Hügelland südlich Vorra.

Der genau S streichende Kamm, der jenseits des Tales von Vorra die genaue Fortsetzung des Kammes des Mali Kücök bildet, besteht so wie dieser aus dem Austernsandstein mit mächtigen Austernbänken; er setzt auch die westlichen Hänge und Seitenrücken zusammen und läßt sich hier bis an die Kodra Vilasaj verfolgen, wo wir die überlagernden Schichten bereits kennen gelernt haben (s. unten p. 346). Der Austernsandstein fällt überall sehr konstant mit 35—40° nach W ein. Auch längs der Straße von Vorra gegen W bekommen wir nur diesen Sandstein mit gelegentlichen tonigen Einschaltungen zu Gesicht.

Die östlichen Hänge werden wie am Ml. Kücök von Flysch zusammengesetzt, vorwiegend blaugrauem Schiefertone. Erst nahe unter dem Kamm stellen sich Sandsteinschiefer ein und dort, wo der Weg nördlich Δ 247 den Kamm erreicht, finden wir wieder unsere fossilreichen Schichten mit *Cardita Jouanetti*. Die Schichten sind hier im Sattel gut aufgeschlossen, lassen sich aber östlich um die Höhe Δ 247 herum und von da noch weiter längs des Kammes nach S verfolgen.

Ich sammelte bei Δ 247 folgende Arten, unter denen viele sind, die wir bei der Kodra Maltinenit nicht fanden; vor allem ist hier ein größerer Reichtum an Bivalven auffallend.

Bivalven:

- Cardita Jouanetti* BAST.
 cf. *Actinolobus (Cardita) tauroelongatus* SACCO
Cardium discrepans var. *dertogibba* SACCO
 — (*paucicostatum* ?)
 cf. *Parvicardium transversale* DESH.
Ventricola libellus REGN. v. D. ECK-PONZI
Venus multilamella LMK.
Callista pedemontana LMK. AG.
Lucina (incrassata) DUB. ?
 — (*Dentolucina persolida* SACCO. ?)
Linga (Lucina) columbella LMK.
- Glycymeris aff. Faujasi* MEN. var. *elongata* SACCO
 cf. *Glycymeris oligofaujasi* SACCO. (= *Menardii* DESH. ?)
Lutraria aff. lutraria L.
 cf. *Callistotapes intermedius* NAM.
Donax ex aff. intermedia HOEBN.
 cf. *Diplodonta trigonula* BRN.
 cf. *Spisula (Mactra) subtruncata* DA COSTA
 ? *Pycnodonta pedemontana* MAY.
Anomia ephippium LMK. var. *orbiculata* BRN.
Ostrea lamellosa BR.

Gastropoden:

- Conus Mercati* BR.
Chelyconus ponderosus BR. var. *compressospira* SACCO
Dendroconus Berghausi BR.
Cornuspirus Bronni MICH.
Ranella marginata BRONGN.
Clavatulula carinifera GRAT.
 — *asperulata* LMK.
 — cf. *pugilis* DOD.
Subula (Terebra) fuscata BR.
Drillia Bellardii DESM.
Haustator (Turritella) vermicularis BR. var. *planatulula* SACCO.
 cf. *Archimediella dertonensis* MAY. var. *subconus* SACCO
- Solatia (Cancellaria) hirta* BR. var. *multicostata* BELL.
 cf. *Rachitoma inaequicostata* BELL.
Natica epiglottina LMK.
Phos polygonus BRONN
 cf. *Nassa labellum* BORS.
 — *mutabilis* L.
Cypraea sp.
Cerithium dertonensis MAY.
 — *obliquistoma* SEG. var. *Mayeri* SACCO
 — *obliquistoma* SEG. var. *inflativula* SACCO
Peridipsacus derivatus BELL.

Echinodermen:

Schizaster trigonalis MAZZ.

Von der Höhe mit K. 381, auf der eine Ruine steht, bietet sich ein schöner Überblick über die Landschaft und ihren geologischen Bau. Gegen E sehen wir wieder das kahle, feinmodellirte Flyschland, während der Rücken, auf dem wir uns befinden, und seine westlichen Seitenrücken normale Gliederung aufweisen, meist bewaldet sind, deutlich den Aufbau aus den dickbankigen, kon-

stant W-fallenden Sandsteinen erkennen lassen; dabei treten die Austernbänke dank ihrer größeren Widerstandsfähigkeit in den Profilen der Seitenkämme als Rippen hervor. Das ganze Sandsteinhügelland erscheint von hier als eine mächtige nach W geneigte Scholle (vgl. Phot. Taf. XXI. 1). Seltsam kontrastieren mit der markant gegliederten Berglandschaft die breitsohligen Täler (Proj Limusit, Tal von Vorra), die den Eindruck erwecken, als wären sie im Detritus ertrunken.

Der Rücken von Preza.

Wir erwähnten bereits, daß das Gebiet östlich des Rückens des Ml. Kücok ein vielfach nacktes, sehr zerschluchtetes Gelände ist. Es sind vorwiegend blaugraue Schiefertone und Mergel von Flyschcharakter, die in großer Mächtigkeit die Liegendformation der Schichten mit *Cardita Jouanetti* bilden. Das Einfallen ist meist steil nach W gerichtet; an den hie und da auftretenden Sandsteinbänken kann man 65° Neigung ablesen. Dem Wege über den Rücken mit K. 213 von Vorra nach Preza folgend, trifft man auf der Höhe dieses Rückens und an dessen E-Hang auf dünngeschichtete tonige Sandsteine und Schiefer von echtem Flyschcharakter, die 75° nach WSW einfallen. Auch der Hauptkamm selbst, längs dessen sich die ausgedehnte Ortschaft Preza erstreckt, besteht aus Sandstein, der hier dicker gebankt und z. T. — wie bei der alten verfallenen, weithin sichtbaren Moschee (Δ 277) — ein ziemlich reiner fester Quarzsandstein ist. Der Weg führt stellenweise auf den Schichtköpfen dahin; das Einfallen ist hier wiederum etwas flacher nach WSW gerichtet.

Längs des Querrückens, der die Höhe von Preza (Δ 277) mit der Kodra Maltinenit (K. 296) verbindet und dem gleichfalls ein Weg folgt, treffen wir bei der westlichen, gleichfalls noch zu Preza gehörigen Häusergruppe über den Sandsteinen und Schiefer-tonen, wie wir sie am Rücken mit K. 213 fanden, auch Sandsteine mit Bruchstücken von Austernschalen und mit Kieseln. Dann folgt nach W gegen die Kodra Maltinenit der eintönige Schiefertong-komplex mit nur spärlich zwischengeschalteten tonigen Sandsteinbänken; an einer von ihnen nahm ich 65° W 10° S-Verflächen ab.

Besteigen wir den Rücken von Preza weiter im Norden von der Ismi-Ebene aus, so sehen wir, daß der Osthang des Rückens sich durchaus aus Mergeln und Schiefertönen zusammensetzt,

der auch hier wieder durch das zerrissene, zerschluchtete Gelände charakterisiert ist. Schon am Fuße des Gehänges fallen uns jedoch zahlreiche Lesesteine von Lithothamnienkalk auf. Bei Bube, wenig bevor der aus dem Butlatal emporführende Weg die Kammerhöhe erreicht, treffen wir in dem Schiefer-ton eine mehrere Meter mächtige Einlagerung von sandigen Lithothamnienkalkbänken, die sehr fossilreich sind und mit 30° nach WSW einfallen (s. Phot. Taf. XXI, 2). Auf der anderen (W-)Seite des Kammes sind die Schichtflächen dieses Lithothamniengesteins entblößt und wir finden hier noch reichlicher als an der Ostseite zahlreiche herausgewitterte und aus dem Gestein herausgewaschene Versteinerungen. Neben Konchylienresten ist auch viel Seeigel- und Korallenmaterial zu finden, ferner Stücke von Nummulitenkalk, der Linsen oder Nester zu bilden scheint. Nachstehend die Liste der während kurzer Zeit aufgesammelten Formen:

Bivalven:

<i>Spondylus crassicastra</i> LMK.	<i>Ostrea edulis</i> L.
<i>Macrochlamys</i> aff. <i>latissima</i> BR.	— sp.
? — <i>Holgeri</i> GEIN.	<i>Ostreola Forskallii</i> CHEMN.
<i>Chlamys praescabriusculus</i>	<i>Axinea bimaculata</i> POLI.
cf. <i>Chlamys callifera</i> ROV.	<i>Lima</i> sp.
<i>Amussium cristatum</i> BR.	<i>Amiantis</i> aff. <i>islandicoides</i> LMK.
<i>Aequipecten opercularis</i> L.	cf. <i>Diplodonta (Lucina) aliena</i>
— <i>scabrellus</i> LMK.	ROV.
— <i>scabrellus</i> LMK. var. <i>tauro-</i>	<i>Cardita</i> (? <i>scabricosta</i> MIGHT.)
<i>gibbula</i> SACC.	<i>Cardium echinatum</i> L.
<i>Pecten</i> sp.	cf. <i>Cardium cingulatum</i> GOLDF.
<i>Hinnites crispus</i> BR.	<i>Cardium</i> n. sp.
<i>Chama gryphoides</i> L.	cf. <i>Crassatella carcarenensis</i> MIGHT.
<i>Alectryonia plicatula</i> GMEL.	? <i>Pharus legumen</i> L.
<i>Crassostrea gigantea</i> BRAND.	<i>Pholadomya</i> sp.

Gastropoden:

<i>Ormastraliium (Turbo) speciosum</i>	<i>Ficula</i> (? <i>condita</i> BRONGN.)
MIGHT.	? <i>Cassis</i> sp.
<i>Strombus irregularis</i> FUCHS	<i>Archimediella Archimedis</i>
<i>Phos</i> aff. <i>polygonus</i> BR.	BRONGN.
cf. <i>Mitra comperta</i> ROV.	<i>Protoma (Turritella) cathedralis</i>
cf. <i>Murex crassilabiatus</i> HILBER	BRONGN.
<i>Lathyrus cornutus</i> BELL.	<i>Turritella Riepei</i> PARTSCH.

Echinodermen:

- Clypeaster crassicastratus* AG.
Echinolampas sp.

Korallen:
Spongien
Bryozoen
Lithothamnien.

Die angeführte Fauna zeigt eine Mischung jüngerer und älterer Formen, wobei die jüngeren jedoch bei weitem überwiegen. Dies und die geologische Stellung der Schichten führen zu dem Schluß, daß wir die Schichten von Bube als tiefstes Miocän, als Übergangsschichten aus dem Oligocän auffassen müssen (etwa den Schioschichten entsprechend, mit denen sie auch manche fazielle Ähnlichkeit haben). Nur die Nummuliten in den erwähnten Kalkstücken sind ausgesprochen eocän (es handelt sich nämlich um eine dem *Nummulites perforata* sehr nahestehende Form)¹. Man wird daher diese Nummulitenkalkstücke als sekundäre Einlagerungen erklären müssen.

Im Streichen gegen N konnte ich die fossilreichen Lithothamnien-schichten von Bube nicht verfolgen; man trifft vielmehr am Kamme jenseits des Butlatales Sandsteinschiefer, Konglomerate aus Kalkgeröllen mit tonig-sandigem Bindemittel² sowie Sandstein mit Tonschiefer.

Hügelzug östlich Vorra.

Die in dem inselförmigen Hügelzug östlich Vorra angetroffenen Verhältnisse erläutert am besten das Detailprofil, das längs des Weges von Vorra über K. 123 und 223 aufgenommen ist (Fig. 21). Im allgemeinen betrachtet, besteht der Hügelzug aus mit mittlerem Fallwinkel westsüdwestlich verflächenden Flyschbildungen, wobei einmal mehr die sandigen, dann die tonig-mergeligen Gesteine überwiegen. Das Profil entspricht ziemlich gut jenem des Rückens von Preza: die dickbankigen Sandsteine bei K. 132 dürften wohl die Fortsetzung der Sandsteinbänke am Kamme von Preza sein. Die auf der Ostseite des Hügels durchstreichenden lithothamnien-führenden Schichten entsprechen ohne Zweifel den Lithothamnienkalkbänken von Bube; sie sind hier nur nicht so gut aufgeschlossen. Wir finden jedoch in ihrem Streichen weiter gegen SE bei Berzol (SE K. 205) wieder bessere Aufschlüsse in diesen Schichten und

¹ Nach freundl. Mitteilung von Prof. OPPENHEIM.

² Sie erinnern an die im mittleren Flysch des Skumbi-Gebietes (am Bunga) lokal auftretenden Kalkkonglomerate. (2. Teil p. 205.)

auch viele aus dem Gestein herausgewaschene Fossilien, unter ihnen die meisten, die auch bei Bube am häufigsten vorkommen:

Spondylus crassicaosta LMK.

Cardita scabricosta MICHT.

— n. sp.

Axinea bimaculata POLI

Omphalocladrum (*Venus*)

Aglaurae BRONGN.

Dosinia orbicularis AG.

Pecten (? *latissimus* BR.)

Aequipecten scabrellus LMK.

Peplum oligopercostatum SACCO

Ostrea sp.

Strombus irregularis FUCHS

Haustator (*Turritella*) *vermicularis* BR.

Korallen (*Heliastrea Rcusiana*)
MILN EDW. a. H.

Bryozoen.

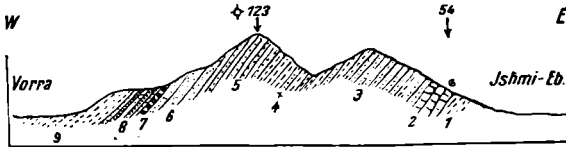


Fig. 21. Profil durch den Hügelzug östlich Vorra (etwas überhöht).
Maßstab ca. 1 : 40 000.

- 1 = Schieferton (Flysch).
- 2 = Lithothamnienkalkbänke (*Crassicaosta*-Schichten).
- 3 = Typischer Flysch (Sandstein vorherrschend).
- 4 = " " (Schieferton " ").
- 5 = Vorwiegend dünnbankiger Sandstein.
- 6 = Dickbankiger Sandstein.
- 7 = Konglomerateinlagerung.
- 8 = Dünnbankiger Sandstein.
- 9 = Blaugrauer mergeliger Schieferton.

Am Abhang unmittelbar nördlich der Limusitbrücke fand ich gleichfalls Bruchstücke von *Spondylus crassicaosta* und *Axinea bimaculata*. Dabei zeigen hier dünnbankige tonige Sandsteine ein ganz abnormes Einfallen mit 35° nach W 20° N. Der Limusit-Bach schneidet in blaugrauen Mergel ein, über welchem eine Decke von stark kalkigem Lehm liegt.

Hügelland zwischen Proj Limusit und Tirana.

Östlich des Limusit-Baches ist das Hügelland durch Längstäler ziemlich weit aufgelöst und weisen die Hügelrücken statt dem bisherigen fast reinen N—S-Streichen einen NW—SE-Verlauf auf.

Ganz losgelöst ist ein niedriger Hügelzug im NE; durch die Senke führt die Straße nach Tirana. Dieser Hügelrücken besteht aus Austernsandstein. Besonders am Nordende des Rückens wie auch am Südhang findet man reichlich Austern. Das Einfallen der

Schichten ist im nördlichen Teil des Rückens nach NW bis WSW, am Süden entgegenesetzt, fast rein östlich gerichtet. Gleich gegenüber jenseits der Straße auf der ziemlich isolierten Kuppe mit K. 111 können wir an der Ostseite noch tonigen Sandstein mit Austernresten und Gastropodensteinkernen in saigerer Schichtung feststellen. Von hier nach W zu finden wir dann nur flyschartigen Mergelton, bis erst ganz am Nordende des Hügellandes (wo der Weg nach Valijas von der Straße abzweigt) einige Lithothamnienkalkbänke mit *Pecten*- und Austernbruchstücken¹, die 40° nach W fallen, anstehen. Von hier nach S, am Weg nach Kasal, treffen wir wiederum, und zwar mächtige Bänke von sehr zähem Lithothamnienkalk² mit Mergelton wechsellagernd; das Verflächen ist hier mit 45° nach W 20° S gerichtet. Wir befinden uns hier zweifellos in der südlichen Fortsetzung der Zone von Bube, die wir ja schon nördlich der Limusit-Brücke feststellen konnten. Dem Weg über Kasal gegen K. 209 nun nach S folgend, treffen wir gegen die Höhe zu vorwiegend Quarzsandsteinbänke, die abnormal, nämlich nach N verflächen; am Rücken gelangen wir dann in typische Flyschbildungen von meist toniger Entwicklung. Auch am Anstieg gegen die Höhe mit K. 303 herrscht der blaugraue Mergelton vor, erst auf der Höhe mit dem einzelstehenden Haus treten wieder Bänke von Quarzsandstein in den Vordergrund; sie fallen hier steil nach N 20° E. Am Südhang wiegt wieder der Schieferton vor, am Abstieg in das Tal gegen E (nördlich Altjatjet) fand ich in Haufen von Lesesteinen wieder Lithothamnienkalk³ und *Spondylus crassicosta*, also Anzeichen der Schichten von Bube. Von hier nun zurück den Weg zur Tiraner Straße gehend, queren wir typische Flyschbildungen in vorwiegend toniger Entwicklung. Die Lagerung wechselt überaus häufig, vielfach bemerkt man sekundäre Schichtenbiegungen. Erst etwa 1 km südlich der Straße treffen wir wieder einige Lithothamnienkalkbänke. Wir finden somit südlich des Limusit-Baches zwei getrennte Lithothamnienkalkeinlagerungen, die wir aber nach den bisher angetroffenen Verhältnissen (sowohl nach W wie nach E gelangen

¹ Der Dünnschliff läßt auch zahlreiche Foraminiferen erkennen: *Textularia*, *Globigerina*, *Amphistegina*, *Orbulina universa* D'ORB.

² Im Dünnschliff auch Foraminiferen, darunter Nummuliten-Fragmente.

³ Auch in diesem zahlreiche Foraminiferen: *Textularia*, *Globigerina*, *Operculina* cf. *complanata*, *Nummulites* cf. *vasca*, *Amphistegina*, *Dimorphina*.

wir ja in jüngere Schichten) als antiklinale Wiederholung derselben Schichten auffassen müssen; den Kern der Antiklinale bildet sekundär gestauchter Flysch.

Betrachten wir nun die Verhältnisse im Hügelland weiter im SE. Der östliche Hügelrücken, der bei Yzberis endet, besteht aus typischem Austernsandstein. An dem Weg, der zwischen Pezak und K. 132 den Hügelrücken überschreitet, fallen an der Ostseite die außerordentlich gerundeten, ausgewaschenen Formen auf. Auf der Höhe des Sattels sehen wir, daß die Schichten senkrecht stehen; eine mächtige Austerbank ist hier ausgewittert und steht wie ein Gemäuer empor (s. Phot. Taf. XX, 1). Neben der hauptsächlich verbreiteten

Ostrea crassissima LMK.

las ich auch eine Schale von

Pycnodonta cochlear POLI

auf. An der westlichen Seite des Sattels ist der Sandstein reich an Kieseln und stark eisenschüssig. Er erinnert hier besonders stark an den unterpliocänen Sandstein der Malakastra und die noch kennenzulernende Sandsteinbildung östlich Tirana (vgl. später p. 369).

Jenseits des breiten versumpften Tales, am Anstieg gegen Bakal, sind wir bereits im Flysch, ohne daß die Grenze gegen den Austernsandstein, die in dem von Verwitterungsprodukten erfüllten Tale verlaufen muß, aufgeschlossen wäre. Der Flysch ist hier vorherrschend tonig entwickelt. Erst am Anstieg gegen Gropaj treffen wir auf eine grobe Sandsteinschicht, die viel organisches Material enthält (Echinodermenzerreißel, Lithothamnien, Bryozoen)¹. In der Gegend der K. 268 können wir an sehr feinkörnigen tonigen Sandsteinbänken westnordwestliches Verflächen feststellen. Diese abnormale Lagerung finden wir auch an den Westhängen des Mali Prus, wenn wir nun dem Wege von der Talk. 95 gegen Prus folgen. An den Schichtflächen der hier im Flysch stark verbreiteten Sandsteine kann man eine auffällige Struktur wahrnehmen (s. Phot. Taf. XXII, 2). Es zeigt sich nämlich bei der Verwitterung auf den Schichtflächen, daß offenbar nachträgliche Kieselsäurewanderungen im Gestein stattgefunden haben;

¹ Im Dünnschliff auch Foraminiferen wie: *Textularia*, *Dentalina consobrina* D'ORB., *Amphistegina*, *Nummulites* indet.

wir sehen quarzitische Konkretionen, zwischen denen mehr tonige Substanz nur eine Art Füllmasse bildet. Zu eigentlicher sphärischer Absonderung wie bei den Geteinen des mittleren Flysches sieht man es hier nicht kommen, obwohl es ganz verwandte Erscheinungen sein dürften. Oft erwecken hier die steilstehenden Schichten den Eindruck von künstlichen Mauern. Im Sattel nördlich des Mali Prus steht in mächtigen Bänken ein grober, sehr zäher Sandstein aus vorwiegend Grünstein- und Kalkkörnern mit reichlichen Foraminiferen¹ an. Es ist das ein Gestein, das bereits lebhaft an die Charaktergesteine des mittleren Flysches in der Malakastra und im Skumbigebiet erinnert. Die Lagerung ist am Ml. Prus überall konstant mit 50° nach W 20° N gerichtet. Diese abnormale Streichrichtung spricht sich auch im orographischen Streichen des Rückens aus, der aus NW—SE über N—S nach NNE—SSW umbiegt.

Am Abstieg nach Prus — schon bei den ersten Häusern — treffen wir wieder auf eine Kalksandsteinbank von brecciösem Gefüge mit viel, weiter nicht bestimmbar organischem Material; Lithothamnien- und Echinodermenbruchstücke dürften auch hier neben Konchylengrus hauptsächlich an der Zusammensetzung beteiligt sein²; auch dieses Gestein erinnert wiederum an einen bereits in der Malakastra im mittleren Flysch gefundenen Gesteinstypus (s. 1. Teil p. 47). Fallrichtung und Fallwinkei ist hier der gleiche wie am Ml. Prus: 50° nach W 20° N; im übrigen herrschen hier typische Flyschbildungen.

Das Hügelland zwischen Tirana und Arzental.

Das eben beschriebene Hügelland gliedert sich in drei Züge, die an dem breiten Quertal, welches die Tiraner Ebene mit dem Arzen verbindet, ihr Ende finden. Jenseits dieses heute von keinem Gewässer benützten Quertales erhebt sich das Hügelland wieder in drei Zügen, welche die unmittelbare Fortsetzung jener bilden, die wir bisher besprochen haben.

Gehen wir von dem südlichsten dieser Hügelzüge aus, der bei K. 101 von der Straße nach Kawaja berührt wird, so fällt uns hier in guten Aufschlüssen ein ausgezeichnet sphärisch absondernder

¹ Es sind *Pulvinulina* cf. *elegans* D'ORB., *Marginulina*, *Pulvinulina* cf. *Menardii*, *Nummulites* cf. *intermedia* D'ARCHE.

² Im Dünnschliff auch Foraminiferen: *Lepidocyclina* cf. *Tournoueri* P. LEM. et DUV., *Amphistegina*.

und fladig struierter Sandstein auf, der petrographisch den gleichen Habitus aufweist wie jener am Ml. Prus (grüngraue Farbe, Grünstein und Kalk als Hauptkomponenten), nur von feinerem Korn ist. Dieses Gestein ist deutlich gebankt und enthält Einschaltungen von gewöhnlichem Flyschsandstein mit Wülsten und Hieroglyphen auf den Schichtflächen. Das Einfallen ist 75° nach E 30° S, also widersinnig zu jenem, das wir bisher beobachtet haben. Ein Blick auf die Geländedarstellung der Karte zeigt, daß auch hier das abnorme geologische Streichen orographisch zum Ausdruck kommt: der Hügelzug besitzt in der sonst allgemeinen orographischen Streichrichtung keine Individualität, er verschimmt mit den Hängen des nördlich benachbarten Hügelrückens. Wo dieser zweite (mittlere) Hügelrücken an die Straße heranstreicht, finden wir im Flysch Einschaltungen von kompakten Lithothamnienkalkbänken. Das geologische Streichen entspricht hier ganz dem deutlich ausgeprägten orographischen — die Schichten fallen sehr steil nach NE, zum Teil stehen sie saiger. Treten wir nun an den dritten (nördlichsten) Hügelzug heran, so besteht dieser aus Austernsandstein. Überschreiten wir ihn auf dem Wege über die Kodra Gijate (Δ 301) von Selita aus, so erkennen wir bei nordwest—südöstlichem Streichen zuerst steiles südwestliches, dann auf der Höhe nordöstliches Einfallen; der Sandstein enthält vielfach Kiesel und Austernreste. Am Südhang der Kodra Gijate erreichen wir wieder Flyschbildungen, ohne daß die Grenze gegen den Austernsandstein aufgeschlossen wäre. Im Tale bei Frut streichen einige Bänke von sandigem Lithothamnienkalk mit Konchylienbruchstücken, darunter

? *Solarium humilisimplex* S▲cc.

durch. Der ganze Schichtkomplex ist steil aufgerichtet, vielfach überkippt.

Die zum Arzen gekehrten Hänge zwischen Arzen und Picali setzen sich aus typischen, von der Erosion feinmodellierten Flyschbildungen zusammen, die ostnordöstliches Einfallen zeigen. Am Steilufer des Arzen, der in einem 6—8 m in den breiten Talboden eingetieften Bett fließt (s. Phot. Taf. XXII, 1), wird SE Picali ein Gestein von sehr merkwürdigem Habitus angeschnitten. Es ist ein grauer harter Sandstein, stark tonig, mit viel Grünsteinkörnern, Kalk und organischem Detritus, unter welchem sich nur einige Stücke von einem *Turbo* als

? *Bolma* ex aff. *rugosa* L.

bestimmen ließen¹. Zwischen dem harten Sandstein finden sichtonige Zwischenmittel; das Ganze zeigt aber keine regelmäßige Lagerung, sondern ist fladig struiert und offenbar überaus heftig verfaltet und zerquetscht; vielfach bildet Calcit in Form von Adern sekundäre Kluftausfüllungen. Dabei herrscht ausgesprochene Neigung zu sphärischer Absonderung, wie überhaupt der Gesteinshabitus den uns bereits bekannten Bildungen des mittleren Flysches entspricht.

Der Arzen ist durchaus im Flysch eingeschnitten. Der alte Talboden zeigt keine Schotterbestreuung, sondern ist nur von lehmigem Verwitterungsboden bedeckt. Dem Wege über Picali nach N folgend, gelangen wir auf dem Rücken, wo „Gjersi“ steht, aus den Flyschbildungen in Sandstein mit Kiesel- und Konglomeratlagen und Austernresten, der konstant steil nach NE einfällt. Im Hohlweg schon nahe am Rücken des Ml. Brahas kommen im Sandstein tonige Zwischenlagen mit kalkigen Konkretionen und massenhaft Austern (*O. gingensis* und *crassissima*) vor. Die Lagerung ist hier stark gestört; wir gewinnen den Eindruck, daß sich hier eine Überkippung des Schichtkomplexes vollzieht. Am Sattel ist der Sandstein stark kalkig; es streicht hier eine sehr versteinungsreiche Bank durch, hauptsächlich erfüllt von Austernerreißel und Cerithien; die herausgelösten Schalen sind sehr brüchig und mürbe und ließen sich daher schwer gewinnen; die artliche Bestimmung ist auch bei diesen meist unsicher:

<i>Arca Fichteli</i> DESH.	? <i>Archimediella dertonensis</i> MAY.
<i>Cardium paucicostatum</i> Sw.	<i>Natica</i> div. sp.
<i>Lucina</i> sp.	cf. <i>Lyrcaea (Melanopsis) Narcolina</i> BON. var. <i>italica</i> SANDB.
<i>Dosinia lupinus</i> L. var. cf. <i>Philippi</i>	? <i>Ptychomelania buccinella</i> BON.
AG. SACCO	cf. <i>Ptychopotamides quinquecinctum</i> SCHFF.
cf. <i>Spisula (Mactra) subtruncata</i>	
DA COSTA	
? <i>Pitar rudis</i> POLI	<i>Potamides</i> (? aff. <i>Basteroti</i> DE SERR.)
<i>Ostrea</i> sp.	
? <i>Chelyconus belus</i> D'ORB.	<i>Cerithium pictum</i> BAST. (= <i>Tirapirenella bicincta</i> BR. div. var.)
? <i>Dendroconus Berghausi</i> MIGHT.	
<i>Archimediella Archimedis</i> BRNGN.	

Besonders die letztgenannte, sehr variable Cerithienart tritt in ungeheuren Mengen auf und stempelt so (neben anderen Formen

¹ Der Dünnschliff zeigt zahlreiche Foraminiferen: *Globigerina* cf. *conglobata* BRADY, *Truncatulina*, *Textularia* cf. *inconspicua* BRADY, *Spiroplecta* *Nodosaria*, *Bijarina* oder *Plectofrondicularia*.

wie z. B. *Melanopsis Narcolina*) diesen Teil des Austernsandsteins zu echten Cerithienschichten auch im stratigraphischen Sinne.

Am Abstieg gegen Tirana können wir bis an den Sattel den gewöhnlichen dickbankigen Austernsandstein erkennen. Das Verfläichen ist mit 30° nach SW gerichtet. Gegen Molhoxhes zu treten im Sandstein vielfach tonige Schichten auf und die Austern bleiben aus; die Sandstein- und Tonschichten reichen bis an den Bergfuß bei Molhoxhes.

In dem flachen Hügelgelände südlich Tirana (zwischen Tirana und Sauk) kommen allenthalben graue Schiefertone und mürbe tonige Sandsteinschichten, vielfach eisenschüssig, zum Vorschein, deren Lagerung flach ist. Besonders auf der Höhe mit K. 148 (auf der eine Villa von Essad Pascha stand), dann am Bach von Sauk sind diese Schichten gut aufgeschlossen. Charakteristisch sind für sie auch die vielen kleinen Mergelkonkretionen. Folgen wir dem Bach von Sauk aufwärts, so erkennen wir plötzlich dort, wo er aus dem höheren Hügelland heraustritt, an denselben Schichten ein steiles südwestliches Einfallen; nicht viel weiter treffen wir auf ein in Tonschichten eingelagertes, etwa 40 cm mächtiges Kohlenflöz. Im Hangenden desselben folgen vorwiegend Sandsteine, an denen ich 65° W 35° S-Verfläichen abnehmen konnte. Der Tal-schluß befindet sich wiederum in mehr tonigen Schichten, in welchen bedeutende Abrutschungen stattgefunden haben. Es zeigt sich, daß alle die deutlichen Einsattelungen zwischen dem Hauptkamm des Hügelzuges (Kodra Gijate, Ml. Brahas, Ml. Kodsjes) und den Rückfallskuppen und Rasten, auf denen die Siedlungen liegen, an diesen mehr tonigen Komplex anknüpfen, der sich zwischen den den Hauptkamm bildenden Austernsandstein und den eben erwähnten Sandstein schaltet. In diesen tonigen Schichten fand ich nahe der Grenze gegen den Austernsandstein wiederum einen Ausbiß eines geringmächtigen Kohlenflözes. Ganz die gleichen Verhältnisse findet man in dem östlich benachbarten Tälchen, das von dem Ml. Kodsjes herabführt. Sogar die beiden Kohlenflöze — im Liegenden und im Hangenden des Sandsteinzuges — konnte ich wieder feststellen.

Die Beobachtungen östlich Tirana werden uns zeigen, daß wir es in den Ton- und Sandsteinschichten mit Kohlenflözen mit einer jüngeren Formation zu tun haben als es der Austernsandstein ist und daß daher die Schichtfolge bei Sauk überkippt ist; auf eine Überkipfung in dieser Zone haben übrigens bereits auch oben angeführte Beobachtungen hingedeutet (s. p. 360).

Das Hügelland nördlich Tirana (Kodra Spavales, Kodra Kamzes, Marusia).

Den Südrand des flachen Hügellandes nördlich der Tiraner Ebene schneidet der Lj. Tirans an; wir sehen hier zu beiden Seiten des etwa 300 m breiten Kiesbettes, dort wo die Karte Steilränder verzeichnet, tonig-sandige Schichten mit eisenschüssigen Konkretionen und einem Kohlenflöz ausbeißen (s. Phot. Taf. XXIV, 2). Darüber liegt 1—2 m Flußschotter und Lehm. Die Ablagerungen zeichnen sich durch wirre Diagonalschichtung aus; das 60—80 cm mächtige Flöz ist sehr unrein und von sehr wechselnder Beschaffenheit; gute Kohle von jedenfalls hohem Heizwert, von pechglänzendem schwarzem Bruch findet sich nur in Schnüren und Nestern. Die Schichten fallen offenbar flach südwestlich unter die Ebene zu ein. Es kann kein Zweifel sein, daß es dieselben Schichten sind, die das Hügelland südlich Tirana zusammensetzen und die bei Sauk, gleichfalls kohlenführend, plötzlich in überkippter Lagerung am Südrand der Ebene auftauchen.

Die Hügel nördlich des Ljumi Tirans (Kodra Kamzes und Marusia) bieten wenig Aufschlüsse. Man findet oberflächlich nur roten sandigen Lehm, der aber offenbar von nichts anderem stammt als von den eben besprochenen eisenschüssigen Schichten.

Etwas andere Verhältnisse treffen wir weiter im E, am Wege über die Kodra Spavales. Schon am linken Ufer des Lj. Tirans stehen flach lagernde Konglomeratbänke an, dann am rechten Ufer beim ersten Anstieg ein mürber, ziemlich grober, eisenschüssiger Sandstein, derselbe, der — reichlich verkieselte Hölzer führend — die ganze Hügelzone im Osten am Rande des Gebirges aufbaut und den wir unbedenklich dem „Sandstein mit verkieselten Hölzern“ der Malakastra gleichsetzen können. Gegen die Höhe der Kodra Spavales sind dann die Aufschlüsse gering, aber offenbar erlangen gegen die Höhe zu mehr tonige Schichten die Oberhand und schließlich finden wir am Südhang der Höhe mit K. 214 wieder den uns bekannten, stark eisenschüssigen Ton mit knolligen Konkretionen. Auf der Höhe selbst kann man in diesen Schichten ein Einfallen von etwa 25° nach W 20° S ablesen. Jenseits der Höhe, am Abstieg gegen die Terküza, gelangen wir wieder in dickbankigen Sandstein, der von der großen Sandsteinzone im Osten (außer-

halb der Karte) herüberreicht und zu deren am weitesten nach W vorgreifenden Partien gehört. Er läßt sich auch in der Gegend von Herrejt am linken Ufer der Terküza erkennen und ist von hier aufwärts am rechten Ufer durch die Flußerosion prächtig aufgeschlossen.

Das Profil über die Kodra Spavales zeigt deutlich, daß der eisenschüssige Sandstein mit verkieselten Hölzern, der im Osten von Tirana seine Hauptverbreitung erlangt, nach W untertaucht und von den eisenschüssigen sandigen Tonen mit Konkretionen, der Tiraner Kohlenformation, überlagert wird.

Das Arzental zwischen Ura Besirit und Ndrec.

Der Arzen wendet sich bei der Ura Besirit, wo die Straße von Tirana den Fluß erreicht, aus der bisherigen streichenden Richtung in eine transversale und enthüllt dadurch ein Profil durch die Hügelzone von Vorra.

Der Südhang des Ljalm Kalasi zeigt in Flyschsandstein und -ton intensive Faltungen; im allgemeinen ist das Einfallen ein westnordwestliches (vgl. früher p. 359). Der Arzenfluß schneidet bei der Ura Besirit in den Flysch ein und hat sich hier bereits 6—8 m in seinen alten Talboden, der durchaus aus anstehendem Gestein besteht, eingegraben; es herrschen die gleichen Verhältnisse wie weiter aufwärts bei Picali (s. p. 360) und flußabwärts bei Pazar Siak (s. p. 343). Gleich unterhalb der Brücke prallt der Fluß am rechten Talgehänge an und hat hier besonders bedeutende Schichtenentblößungen geschaffen. Man erkennt hier flache Faltungen und zu beiden Seiten des gerade im Arzenknie mündenden Tälchens entgegengesetztes Schichtfallen, so daß das Tälchen in einer antiklinalen Aufbiegung angelegt ist. Das rechte Talgehänge zeigt hier überall die für den Flysch so charakteristische Geländeskulptur. Das linke Talgehänge ist mit Vegetation bedeckt und bietet wenig Aufschlüsse. Man erkennt jedoch auch hier (am Fuß der Kodra Cafa Rasmon) den dem Flyschkomplex angehörenden bläulichen sandigen Mergelschiefer, dann (bei Peza vogel) bläulichen, blättrig zerfallenden mergeligen Schiefer-ton mit vereinzelt schieferigen Sandsteinbänken, die 50° nach WSW einfallen. Auch jenseits des westlich Peza vogel mündenden Baches sind die meist tonigen Flyschschichten entblößt und zeigen

ein fast rein westliches Einfallen. Kaum 1 km vor Ndrec, wo ein Wasserriß den Weg quert, sind sandige fossilreiche Tonschichten aufgeschlossen, die ganz den gleichen Habitus aufweisen wie die Schichten mit *Cardita Jouanetti* bei der Kodra Maltinenit. Tatsächlich bildet auch hier der dickbankige mürbe Sandstein — zu meist mit reichlichen tonigen Zwischenlagen — das Hangende und führt auch hier Austern. Auch am jenseitigen (rechten) Talgehänge ist die Grenze zwischen Flyschbildungen und Austernsandstein gut zu erkennen. Zur Ausbeutung der fossilreichen Grenzschicht bot sich mir leider hier keine Zeit, ich las nur am Wege

Venus multilamella LMK.

auf. Unterhalb Ndrec, wo nun der Arzen an das linke Ufer heran drängt und 8—10 m tief eingeschnitten fließt, kann man an dem Austernsandstein 35° nordnordwestliches Einfallen beobachten. Über dem alten Talboden, der sich nun flußabwärts immer mehr verbreitert, breitet sich über dem anstehenden Gestein eine Schotterdecke aus. Am Wege, der von Vorra südwärts auf das Gehänge emporführt (Saumweg nach Kawaja) läßt der hier ziemlich tonige Sandstein gleichmäßiges flaches Einfallen mit 15—20° nach NNW erkennen; wir finden hier dicke Austernbänke im Gestein eingeschaltet. Auf der Höhe, schon am jenseitigen Hang, westlich Rahmonti traf ich wieder als Grenzbildung gegen liegenden Flysch auf die versteinierungsreichen, hier auch Lithothamnien führenden Schichten vom Typus Kodra Maltinenit. Ich las hier im Vorübergehen auf:

Lucina globulosa DESH.

Dendroconus betulinoides LMK.

Phos polygonus BRONN.

Die Schichten hier lassen sich sehr wohl mit jenen östlich Ndrec streichend in Verbindung bringen, da sich das Streichen in der Gegend von Ndrec allmählich wendet (von NNE—SSW über NE—SW und E—W nach WNW—ESE; letztere Streichrichtung können wir bereits bei Rahmonti feststellen). Da das Einfallen immer gegen das Zentrum dieses Halbkreises gerichtet bleibt, so spricht sich in den Lagerungsverhältnissen hier ein deutlicher Muldenschluß aus; er tritt auch in der orographischen Gestaltung durch die halbkreisförmige Biegung des Kammes südlich Ndrec deutlich in Erscheinung.

Außerhalb des Kartengebietes:

Der Gebirgsrand östlich Tirana.

(Vgl. hierzu Kartenskizze Fig. 22.)

Das Gebirge östlich Tirana steigt stufenförmig empor, d. h. vor den Steilabsturz des eigentlichen Gebirgszuges des Mt. Dajtit legen sich mehrere nach E immer höher werdende Hügel- und Bergzonen (s. die

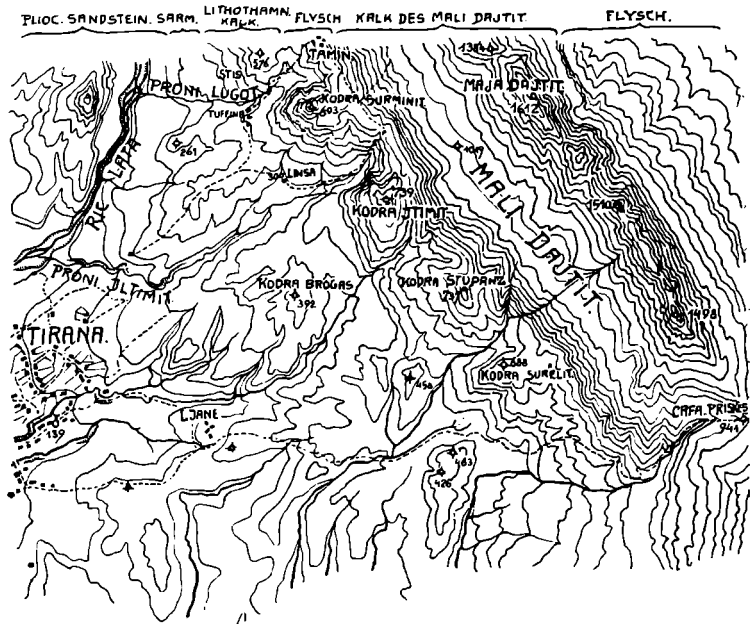


Fig. 22. Übersichtskärtchen zu der Schichtstufenlandschaft östlich Tirana. (Nach der topograph. Neuaufnahme durch die k. k. Kriegsvermessung.) Maßstab 1 : 100 000.

Phot. Taf. XXIII, 1). Die westlichste und niederste dieser Hügelzonen, die mit Kulturen, Siedlungen und Buschwald bedeckt ist, greift nördlich und südlich um die Stadt Tirana herum und in das Gebiet unserer geologischen Karte hinüber; sie hat ganz flache, wellige Formen und erreicht nur Höhen von 200 bis höchstens 280 m. Die nächste Hügelzone, die sich von der ersten scharf absetzt, zeigt bereits ausdrucksvollere Bergformen und ist ausgezeichnet durch ihre immergrüne Vegetation (*Erica arborescens* und *Arbutus*

Unedo); aus den Lücken in der Macchiendecke leuchtet ein rötlich-gelbes Gestein (die bereits am Wege über die Kodra Spavales kennen gelernte Sandsteinbildung); die Höhen halten sich hier auf 400—450 m. Es folgt nun nach E zu eine Zone von deutlich individualisierten Bergen: Kodra Sürminit, -Itimit, -Stupanz und -Surelit, deren ungegliederte Formen sofort für Kalk sprechen und die nur von Gestrüpp (meist *Juniperus*) bewachsen sind. Die Höhen erreichen hier um 700 m. Die beiden letzten Zonen zeigen Steilabfälle gegen E, wo sich an ihrem Fuße je ein schmaler Streifen flacheren, von Siedlungen und Kulturen eingenommenen Geländes hinzieht. Dahinter ragt dann die Steilwand des Mali Dajtit empor, die nach oben durch eine deutliche Terrasse begrenzt ist, über welche sich dann der steigeböschte Gipfelaufbau erhebt.

Wir wollen nun diese Bergzonen, die sich schon aus der Ferne morphologisch so ausgezeichnet charakterisieren, in einigen Profilen queren.

Von Tirana aus dem Wege gegen Dibra folgend, erreichen wir erst bei Überschreitung des Proj Itimit Aufschlüsse in anstehendem Gestein; die Ebene bis dahin ist mit quartären Verwitterungsprodukten (eisenschüssigem Lehm, Sand mit Kies) bedeckt. Der Proj Itimit schneidet etwa 4 m tief in blaugrauen Schieferton und tonige Sandsteinschichten ein, die flach südwestlich einfallen und in denen wir die bereits rings um Tirana kennen gelernte Tiraner Braunkohlenformation wieder erkennen. Sie setzt die flachwellige Hügelvorzone zusammen, die jedoch hier von der Erosion des Lj. Tirans eingeebnet ist und deren Gestein daher nur durch die Einschnitte der Seitenbäche aufgedeckt wird. Die Einebnung mag hier etwa 10 m über dem heutigen Lj. Tirans-Bett liegen. Nördlich des Proj Itimit setzt mit sehr scharfer Kante eine höhere Einebnungsfläche, die wieder um etwa 15 m höher liegen mag, auf. Jenseits des Proj Itimit betreten wir sehr bald (Quelle mit einzelstehender alter Platane) den Bereich der Sandsteinzone. Der Sandstein ist an der Kante der Höheren Terrasse, die uns nun fort im E begleitet, gut aufgeschlossen. Der Weg selbst führt auf der tieferen Terrasse dahin und gelangt auch bald in den anstehenden Sandstein, in den sich der Lj. Tirans ein 10 m tiefes Bett geschnitten hat.

Wir verlassen nun an der Mündung des Proj Lugot das Tal des Lj. Tirans und betrachten uns

Das Profil des Proj Lugot und Ml. Dajtit.

An der Mündung des Baches steht zu beiden Seiten mürber, toniger Sandstein an, der Kieslagen und massenhaft wohlerhaltene Austern enthält, während der Sandstein bisher fast reiner eisenschüssiger Quarzsandstein (daher die Macchienvegetation) und fossilieer war. Die hier vorkommenden massenhaften Austern sind vor allem:

Ostrea gingensis SCHLOTH. und
— *edulis* L., besonders var. *lamellosa* BR.

Das Schichtfallen ist 20° südwestlich gerichtet. Der Bach fließt zunächst ziemlich im Schichtstreichen und hat sich ein tiefes, mehrfach gewundenes Tal in den Sandstein gegraben. Im Bachbett finden sich zahlreiche Versteinerungen, die aus irgendwo höher oben anstehenden Kalken stammen. Es sind vor allem *Pecten* vom Typus des *Pecten karalitanus* MENEGH., dann zahlreiche Korallen. An den Korallen haftet z. T. ein grünes, sandig-konglomeratisches Gestein mit Nummuliten. Nach den Untersuchungen von Prof. OPPENHEIM sind die Korallen typische Formen der Sangonini-Gomberto-Schichten, nämlich:

Astrangia Suessi REUSS
Heliastrea Guettardi DEFR.
Hydrophyllia d'Achiardi REUSS.

Die Nummuliten sind:

Nummulites cf. *Bouchei*
— cf. *Fichteli*.

Im Bache gegen das Liegende zu fortschreitend, beginnen sich neben Kies und Gerölleinlagerungen auch tonige, schieferige Zwischenlagen einzustellen, überhaupt wechseln die Schichten in ihrer petrographischen Ausbildung sehr stark. In mürben Zwischenlagen zwischen festerem, knolligem Sandstein und in sandigen Tonschichten findet sich massenhaft Konchylienzerreibsel. Es gelang mir leider nicht, von den mulmigen Resten vollständige, bestimmbare Reste zu gewinnen. Außer sehr häufigen Exemplaren von *Natica* scheint hier auch *Cardita Jouanetti* vertreten zu sein. Dann, schon nahe an Tuffina, erscheint vorwiegend dickbankiger, senkrecht geklüfteter Sandstein, der neben anderem Konchylienzerreibsel wieder sehr viel Austernschalen enthält. Hinter den Häusern von Tuffina erreichen wir schließlich die dritte, aus Kalk bestehende Bergzone.

Folgen wir auf unserem Quergang nicht der Bachschlucht, sondern dem Wege, der auf dem Rücken südlich dahinläuft, so sehen wir auf diesem Wege sehr schön den roten, kiesführenden Sandstein, der, wo er nackt zutage liegt, durch seltsame runde Auswaschungsformen gekennzeichnet ist (s. Phot. Taf. XX, 2). Auch finden wir hier an mehreren Stellen zahlreiche, oft mächtige Stämme von verkieseltem Holz. Die Sandsteinzone endet nach E zu mit einem kleinen Steilabfall. Zwischen diesem und der Kalkzone zieht sich der schmale, mit Olivenhainen, kleinen Feldern

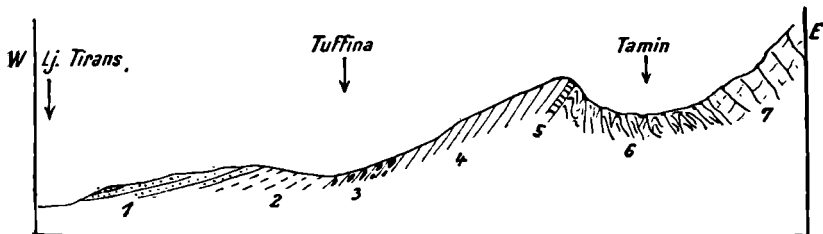


Fig. 23. Profil des Lugot-Baches (etwas überhöht). Maßstab ca. 1 : 33 000.

- 1 = Eisenschüssiger Sandstein mit verkieselten Hölzern, an der Basis Ostreen.
- 2 = Wechselnd sandig-tonige Schichten mit Braunkohlenschmitzen.
- 3 = Lithothamnienkalk.
- 4 = Sandig-konglomeratisches Gestein mit reicher Bivalvenfauna der II. Mediterranstufe.
- 5 = Dichte Kalkbank.
- 6 = Flysch.
- 7 = Rudistenkalk des *Ml. Dajtit*.

und Gärten bedeckte Streifen, der jenen wechselvollen, meist tonigen Schichten entspricht, die wir im Bachbett aufgeschlossen fanden. Deutlich läßt sich auch hier von der Höhe beobachten, wie die schon am Lj. Tirans festgestellte höhere Ebenheit auch dem Proj Lugot talaufwärts folgt und bei Tuffina in ungefähr 240 m Höhe ansetzt.

Wir treten nun bei Tuffina in der tief eingengagten Schlucht des Proj Lugot in die dritte Bergstufe ein. Am Eingang des Dcfilees tritt uns ein kompakter Lithothamnienkalk¹ entgegen, dessen Schichtflächen im Bachbett vorzüglich entblößt sind; sie zeigen

¹ Im Dünnschliff läßt dieser Kalk auch Foraminiferen erkennen: *Lepidocyclinen* und *Nummuliten-Fragmente*, letztere wahrscheinlich auf sekundärer Lagerstätte.

ein Verflächen von 25° nach WSW. Höher talaufwärts, wo der Weg auf einer Steinbrücke den Bach übersetzt, erscheinen im Liegenden des Lithothamnienkalkes grobe, sandig-kalkige Konglomeratschichten, die bankweise ganz erfüllt sind mit Konchylieresten, meist leider nur in Steinkernen; es sind meist große, schwer-schalige Formen (bes. Pectines); das Ganze ist ein typisches Strandkonglomerat. Die Ausbeute an artlich sicher bestimmbareren Formen war leider nur gering.

Ringicardium hians BR.

cf. *Cardium paucicostatum* SOW.

? — *discrepans* BAST.

cf. *Laevicardium oblongum* CHEMN.

Arca Fichteli DESH.

? *Pectunculus* sp.

Mytilus scaphoides BRONN

Modiola mytiloides BRONN

? *Tapes vetula* BAST.

? — *rhomboides* PANT.

? *Pseudoxyperas proaspera* SACCO

? *Thracia pubescens* PULT.

? — *convexa* WOOD

cf. *Crassatella carcarenensis* MICH.

Oopecten rotundatus LMK.

Pecten karalitamus MENEGH.

? — *Gray* MICH.

Aequipecten Malvinae DUB.

— *opercularis* LMK.

— *Northamptoni* var. *oblita* MICH.

? *Macrochlamys Holgeri* GEIN.

Anomia ephippium LMK.

Teredo norvegica SPENG.

Archimediella Archimedis

BRONGN.

? *Latyrus lynchoides* BELL.

Aus einer etwas höheren Schichte stammen dann noch:

cf. *Ostrea edulis* LMK. var. *subgibbosa* BR.

— sp.

Aequipecten scabrellus LMK.

— *opercularis* L.

— *opercularis* L. cf. var. *plio-*
parvula SACCO

cf. *Arca symmetrica* ROV.

Trachycardium multicosatum BR.
var. *miorotundatum* SACCO.

Clausinella Basteroti DESH.

Ventricola tauroverrucosa SACCO

cf. *Dentilucina Rollei* MIGHT.

? *Modiola mytiloides* BRONN

Conus sp.

? *Latyrus lynchoides* BELL.

Als tiefstes Glied dieser Schichtfolge sieht man schließlich bei K. 576 eine Bank zähen, dichten Kalkes mit 35° WSW-Verflächen unmittelbar auf Flysch aufliegen. Aus der Schlucht austretend, sehen wir nämlich einen kaum 1 km breiten Flyschstreifen vor uns liegen, der zu der eben durchschrittenen Lithothamnienkalk- und Konglomeratzone wie auch zu der jenseits aufragenden Wand des Ml. Dajtit einen außerordentlich scharfen Gegensatz bildet. Er ist wieder durch die charakteristische Feingliederung (Bad-Land-Topographie) ausgezeichnet, z. T. auch noch von Kulturen (bes. Olivenhainen) bedeckt (vgl. Phot. Taf. XXIII, 2). Die Schichtköpfe des Kalkkonglomerates blicken, als steile Stufe gegen das ziselierte Flyschland aufragend, gegen die Höhe des Ml. Dajtit empor.

Der Flysch ist vorwiegend tonig entwickelt und enthält nur dünne Bänke von Sandstein. Schon ziemlich hoch oben, gegen den Ml. Dajtit-Kalk zu, fand ich kleine Gerölle von Serpentin, die aus Konglomeratbänken stammen, die neben Grünsteinen auch viele große Kalkgerölle enthalten. Das Bindemittel dieses Konglomerates ist tonig. Es ist anzunehmen, daß auch die im Bett des Lugotbaches gefundenen Korallen mit anhaftenden Nummuliten aus solchen Einlagerungen im Flysch stammen. Die Lagerung des Flyseschies ist sehr unregelmäßig, stellenweise zeigt er förmliche Zerknitterung. Die vorherrschende Fallrichtung ist jedoch ESE.



Fig. 24. Blick aus der Gegend von Tamin nach N in die Tiraner Schichtstufen. (Nach einer Skizze des Verf.'s gez. von A. KERN.)

Besonders in der Nähe der Kalkwand des Ml. Dajtit fällt der Flysch deutlich in östlicher Richtung unter diesen Kalk ein. Die Grenze selbst ist natürlich durch große Absturzmassen von der Wand verhüllt; an einer Stelle trennen immerhin nur wenige Meter den anstehenden Flysch vom anstehenden Kalk. Aus dieser Höhe genießen wir einen prächtigen Blick nach N in die Kulissen der Schichtstufenlandschaft (Fig. 24).

Der Ml. Dajtit besteht aus Rudistenkalk; ich fand im untersten Teil des Absturzes einen deutlichen, artlich aber nicht bestimm- baren Rest von *Hippurites*¹.

¹ VETTERS fand gleichfalls im Streichen von hier gegen S, bei Han Krana zahlreiche Rudistenreste(11). Dagegen haben wir noch weiter im Streichen dieses Kalkzuges nach S, am Skamiljetet bei Elbasan, Nummuliten gefunden (vgl. 2. Teil p. 198), ein Zeichen, daß wir es auch hier wie in der Malakastra und N-Griechen- land mit jener Übergangsbildung aus der Kreide ins Eocän zu tun haben.

Den etwa 400 m hohen Wandabsturz erklimmen wir auf einem steilen Ziegenpfad längs einer Runse. In über 1000 m, an der oberen Kante dieser Wand angelangt, überrascht uns ein unerwartetes Landschaftsbild: eine von üppigstem Graswuchs bedeckte, fast vollkommen ebene Fläche mit lichtem Baumwuchs liegt vor uns (Phot. Taf. XXIV, 1). Darüber erhebt sich nun, von herrlichem Buchenhochwald bestanden, der eigentliche Gipfel des Ml. Dajtit. Wir sind damit auf jenem, schon aus der Ferne sichtbaren merkwürdigen Gesimse des Ml. Dajtit angelangt. Geologisch ist der Terrassenabsatz durchaus unbegründet; er kappt die vollkommen gleichförmigen, dickbankigen, steil nach ENE einfallenden Rudistenkalkbänke. Dagegen gelang es einem Begleiter von mir, im innersten Winkel der Terrasse Spuren einer deutlich transgredierenden, brecciösen, kalkig-sandigen Bildung zu finden, die massenhaft Schalenerreißel, besonders von Austern enthält; es ist das unzweifelhaft eine neogene Strandbreccie, welche die Ml. Dajtit-Terrasse als Rest einer Strandplattform erklärt. Die Terrasse zeigt leichte Dolinenbildung. Gegen S wird die Terrasse etwas undeutlicher und schmaler, auch besitzt sie in dieser Richtung Gefälle, bis sie schließlich gegen die *Cafa Priskes* im Gehänge ausläuft.

Den Gipfel des Ml. Dajtit und seinen gleichfalls sehr jähem Ostabsturz bilden Rudistenkalkbänke von gleichfalls sehr steilem östlichen Einfallen. Wir blicken noch in ein weites, feingegliedertes Flyschland, so daß der Zug des Ml. Dajtit wahrhaft wie eine riesige Mauer aus dem Lande aufragt.

Das Profil des Proj Iltimit.

Wir erwähnten bereits, daß der Proj Iltimit, dort, wo der Weg gegen *Dibra* den Bach quert, in die *Tiraner Braunkohlenformation* eingeschnitten ist. Dem Bache nun von hier aufwärts folgend, gelangen wir ungefähr nach $\frac{1}{2}$ km an die Grenze gegen den Quarzsandstein, durch welchen sich der Bach eine ungangbare Klamm gesägt hat; sie ist jedoch kaum 100 m lang, dann erreicht der Bach, da er ziemlich im Schichtstreichen fließt, wieder die tonigen Schichten (es ist das dort, wo der Weg nach *Linza* den Bach quert). Weiter aufwärts ist das Bett des Baches etwa 4 m in einen breiten Talboden eingesenkt, der im Niveau der uns bereits bekannten höheren Ebenheit entspricht. Im Bachbett sind noch

eine bedeutende Strecke aufwärts abwechselnd Sandstein und Tonschichten angeschnitten, während die Hänge zu beiden Seiten bereits durchaus aus dem eisenschüssigen Sandstein mit Kieseln bestehen. An dem am rechten Ufer dahinführenden Wege finden wir wieder zahlreiche verkieselte Hölzer. Auch die charakteristischen Auswaschungsformen finden wir hier genau so wie bei dem früheren Profil. Schließlich öffnet sich das Tal, die Sandsteinhügel treten zu beiden Seiten zurück und bilden die nach E gekehrte Steilstufe gegen den Kulturlandstreifen mit den zahlreichen Häusergruppen der Ortschaft Linza. Unter dem Sandstein kommen auch hier die vorwiegend tonigen Schichten zum Vorschein, das Verflächen ist 20° nach WSW. Zahlreiche Austernbruchstücke

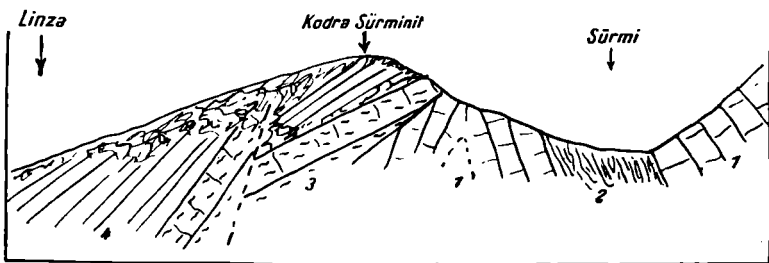


Fig. 25. Schematisches Profil Linza—Sürmi.

- | | |
|----------------------------------|---------------------------------|
| 1 = Rudistenkalk des Ml. Dajtit. | 3 = Lithothamnienkalk. |
| 2 = Alttertiärer Flysch. | 4 = Kalkig-sandiges Konglomerat |

liegen allenthalben herum. Am Wegrand, kaum 100 Schritt von der Sandsteingrenze, sehen wir den Ausbiß eines etwa 40 cm mächtigen Kohlenflözes. Höher aufwärts ist im tief eingeschnittenen Bach die Wechsellagerung zwischen Sandstein- und Tonschichten gut aufgeschlossen. In derem Liegenden folgen dann — zunächst stark tonig und sandig, dann reiner — die Lithothamnienkalke der dritten Zone. Auch hier sind wieder die Schichtflächen ausgezeichnet entblößt und das Wasser fällt in Kaskaden über dieselben hinab; das Einfallen ist hier 35° WSW. Wir betreten damit wieder ein im Kalk eingesägtes Felsental. Die Schichtneigung nimmt rasch zu (auf 55°); wieder kommen im Liegenden des Kalkes grobe Konglomeratschichten, die stark sandig, reich an Lithothamnien und Conchylienresten (besonders großen *Pecten*) sind, zum Vorschein. An der rechten Talseite sehen wir dann wie sich an einem Knick, der deutlich mit einem Bruch verbunden ist,

das Einfallen der Schichten wieder verflacht (auf 25°). Es wiederholen sich Lithothamnienkalk- und Konglomeratschichten. Diese bilden auch die Höhe der Kodra Sürminit, auf welcher die Schichtköpfe wieder über den Flysch hinausragen. Im Taleinschnitt kommt jedoch zwischen dem Lithothamnienkalk-Konglomerat und dem Flysch ein Kalk zum Vorschein, der vollkommen jenem des Ml. Dajtit gleicht. Er fällt auch sofort durch die abweichenden Erosionsformen, die senkrechte Klüftung und undeutliche Bankung auf. Der Bach bildet in diesem Kalk eine tiefe, wilde Schlucht. Die mächtigen Bänke des Kalkes lassen einen gewölbeförmigen Bau erkennen; der Flysch überlagert ihn und ist hier auf einen bedeutend schmäleren Streifen beschränkt als weiter nördlich. Im Flysch fand ich bei Sürmi in einer mürben Sandsteinbank massenhaft Pflanzenhäcksel. Auch hier bei Sürmi fällt der Flysch mit 50° nach E 60° N unter den Hippuritenkalk des Ml. Dajtit ein. Dieser steht an einer Stelle unmittelbar über dem Flysch an und zeigt das gleiche Verflachen.

Das Profil am Weg zur *Cafa Priskes*.

Der Weg zur *Cafa Priskes* (weiterhin nach Singjerc) führt zunächst im Ljanetal aufwärts. Schon in der Ebene schneidet der Bach unter der mit Schotter vermengten Lehmdecke die blauen Tonschichten an, die eisenschüssige Konkretionen enthalten und mit mächtigen Bänken von tonigem, mürbem Sandstein wechseln. Die Schichten fallen sehr flach gegen WSW. Es ist die Tiraner Braunkohlenformation, die auch rechts und links die flachen Hügel zusammensetzt. Oberhalb der Bachvereinigung bei Skozes beißt im Bachbett ein ungefähr 10 cm mächtiges Kohlenschmitz aus, das mit 10° nach W 25° S einfällt, und weiterhin ein stärkeres Flöz, das 65 cm Dicke erreicht und von teilweise recht guter Qualität ist (ähnlich wie am Lj. Tirans). Ungefähr 100 Schritt weiter aufwärts findet man in einer sandig-tonigen Schichte zahlreiche Melanien (*Melanopsis Martiniana* FER.) Die Höhen zu beiden Seiten des Tales werden hier schon von dem eisenschüssigen kieseligen Sandstein eingenommen. Wir verlassen nun das Tal und folgen dem Wege, der auf die Höhen im Süden hinaufführt. Er führt nahe an der Grenze zwischen den Ton-Sandsteinschichten und dem roten Sandstein dahin und wir sehen, daß der basale Teil der Ton-Sandsteinformation bereits vorwiegend aus Sandstein besteht, der dem liegenden Sand-

stein vielfach ähnelt. Die Formen und die Vegetation geben hier den besten Anhaltspunkt zur Festlegung der Formationsgrenze. Von der Cafë Skozes an durchqueren wir den Sandstein mit verkieselten Hölzern. Am Nordhang der Kodra Farka (K. 463) erreichen wir die Liegendformation dieses Sandsteines, die tonig-sandigen Schichten mit massenhaft Austern. Auch hier bildet der kieselige Sandstein wieder eine deutliche, nach E gekehrte Schichtstufe.

Die Ton-Sandsteinschichten sind hier längs des Weges sehr gut aufgeschlossen und besonders interessant durch die Einlagerung von Kohlenflözen und fossilführenden Schichten, abgesehen von den sehr zahlreichen Austernbänken. Es findet sich ein hangendes Flöz, das geringmächtig ist (30—40 cm) und in dessen Hangendschichten sich massenhaft finden:

Cyrena antiqua FER.

Unio cf. *Sturi* HÖRN.

Melanopsis aff. *Bouci* FER.

Im hangenden Schieferton des mächtigeren (ca. 90 cm) und im Gelände weithin verfolgbaren Hangendflözes findet sich wiederum sehr zahlreich:

Melanopsis aff. *Bouci*

Cerithium pictum BAST.

Cerithium lignitarum EICHW.

Natica sp.

Ferner fand ich auch noch Bruchstücke von *Murex* und *Arca*

Wir sehen also, daß sich nach S zu in den sandig-tonigen Komplex mit Austern Süßwasserschichten einzuschalten beginnen. Die Kohlenflöze dürften mit den vom Kraba-Paß bekannten und schon von VETTERS erwähnten Kohlenvorkommen am Kraba-Paß unmittelbar in Zusammenhang stehen. Wir haben also in der Umgebung von Tirana zwei kohlenführende Formationen vor uns, die durch den mächtigen Sandstein mit verkieselten Hölzern voneinander getrennt sind.

Im Profil längs des Weges nach C. Priskes liegen die Lithothamnienkalke bzw. Konglomerate unmittelbar dem Kalk des Ml. Dajtit auf, die Flyschzone hat hier bereits ausgekeilt. Die Tiefenlinie der C. Priskes scheint einer bedeutenden Querstörung zu entsprechen, denn südlich dieser Linie hört der zonare stufenförmige Aufbau des Berglandes auf — es scheinen die eisen-schüssigen kieseligen Sandsteine mit bedeutend flacherem Einfallen bis an den Kalkabsturz des Ml. Dajtit-Zuges heranzureichen. Diese Verhältnisse habe ich nur aus der Ferne beurteilt, da ich dem Wege nur bis an die Grenze des Lithothamnienkalkes folgte.

Anhang I.

Verzeichnis des gesammelten Materiales¹.

A. Aus dem Kartengebiet.

L. N.	Datum (1917/18)	Fundort	Art ²	Kurze Beschreibung
3	15./XII.	Gegenüber Militär. Vorra	F	s. Fossilliste p. 349
4	17./XII.	Lj. Tirans, Laprake	H	Kohlenproben und Ton mit Blattabdrücken ³
16	11./I.	Ml. Brahas	F H	s. Fossill. p. 361 Mürber fossilr. Sdst. m. Kieseln
17	"	Zw. Sank u. Sara	F	<i>Ostrea crassissima</i> u. <i>gingensis</i>
18	"	Arzenufer b. Picali	H D F	Grüngrauer, ton. u. kalk. Sdst. m. viel Muschelzerreibsel Foraminiferen s. p. 361 Anm. <i>Trochus</i> sp. (? <i>Bolma rugosa</i> L.)
19	"	Südl. Sara	H	Mergel, Lithothamnienkalk m. vereinz. Grünstein- u. Quarz- körn. u. Conchylienbruchst. (dar. <i>Solarium humilisimplex</i> Sacco?)
20	12./I.	Str. Tirana-Ura Besi- rit, mittl. Hügel	H	Hellgelber, kompakter Litho- thamnienkalk
21	"	Bei Prus	H D	Graugrüner, brecciöser, stark ton. Sdst. m. viel organ. Mat. Foraminiferen s. p. 351 Anm. 2
22	"	Sattel nördl. Ml. Prus	H D	Grober, graugrüner Kalk- Serpent.-Sandstein Foraminiferen s. p. 351 Anm. 1
23	"	Bei Gropaj, E K. 268	S	Grober Sdst. m. Echinodermen- und Lithothamnienzerr. und Bryozoen
24	"	K. 103 an d. Str. Ti- rana—Ura Besirit	F	<i>Pycnodontia cochlear</i> POLI

¹ Es befindet sich wie alles übrige von mir gesammelte Belegmaterial aus Albanien im Naturhist. Museum in Wien.

² F = Fossilien, H = Handstücke, D = Dünnschliff, S = Gesteinsplitter, L = Lesestein.

³ Zur Untersuchung von Prof. KUBART-Graz übernommen.

L. N.	Datum (1918)	Fundort	Art	Kurze Beschreibung
25 a	16./I.	Str. Tirana—Durazzo SE Limusitbrücke	H	Etwas toniger, gelber Lithoth.- Kalk m. <i>Pecten</i> -Bruchstücken
b	"	"	D H	Foraminiferen p. 357 Anm. 1 Dass. Gestein, weniger tonig, mit Austernbruchstücken
26	"	Bei Kasal	H D	Sehr zäher kompakt. Lithoth.-K. Foraminiferen p. 357 Anm. 2
27	"	Bei Altjatjet	H D	Sand-ton. Lithoth.-Kalk m. <i>Spond. crassicosta</i> Foraminiferen p. 357 Anm. 3
28	"	Nördl. Altjatjet	L	<i>Spondylus crassicosta</i>
29	26./I.	Nördl. d. Limusit- brücke	F	Bruchstücke von <i>Spond. crassi- costa</i> und <i>Azinea bimaculata</i>
30	27./I.	Am Weg v. Vorra n. Preza, SW K. 213	H	Blaugrauer Mergelton
31	28./I.	Kodra Maltinenit, E Trigonometer	F	s. Fossill. p. 354
32	29./I.	Bei Bubc	F H	s. Fossill. p. 350 Lithothamnienkalk
34	"	Ml. Kucok, Kirchen- ruine 260	F	<i>Ostrea</i> sp.
35	30./I.	△ 347 südl. Vorra	F	s. Fossill. p. 352
36	"	Kodra Vilasaj, E K. 252	F	<i>Ostrea</i> sp.
37 a	"	Am Rücken W Kodra Vilasaj	H	Grober fester Sdst. m. viel Lith.- Material u. Schalenresten.
b	"	"	H	Lumachelle von <i>Corbula</i> -art. Formen m. Austern- und <i>Pecten</i> -Bruchstücken
c	"	" (etwas tiefer gegen die Straße)	H	Gelbl. Mergelschiefer m. Ab- drücken v. kleinen <i>Arca</i> und <i>Corbula</i> -Formen
38	31./I.	Östl. Maminok	H	Sehr toniger Lithoth.-Kalk
39	"	Nördl. Maminok	S	Lithothamnienkalk
40	"	Nördl. Arbiek	H F	Feiner ton.-kalk. Sandst., voll m. <i>Modiola</i> , <i>Ostrea</i> und <i>Pecten</i> s. Fossill. p. 347.

L. N.	Datum (1918)	Fundort	Art	Kurze Beschreibung
41 a	31./I.	Bei Bubjek	H	Gelber Kalk m. massenhaft Muschelabdrücken
b	"	" (am Wege weiter abwärts)	F	<i>Arbacina depressa</i> ARAD.
42	1./II	K. 106 E Pazar Siak	H	Quarzit. Sdst. m. grober Kieslage
43	"	Kodra Siak, W. K. 130	H F	Lith.-Kalk m. Bruchst. v. <i>Ostrea</i> , <i>Pecten</i> , and. Bivalven und Gasteropoden. <i>Ostrea gingensis</i> SCHLOTH.
44	"	Westl. Sahinaj	F	s. Fossil. p. 344
45	"	Östl. Sahinaj	F	s. Fossil. p. 344/5
46	"	Zw. Sahinaj und Metalaj	H F	Kalk, Muschelsdst. m. <i>Modiola</i> , <i>Cardien</i> etc. <i>Ostrea crassissima</i> LMK.
47	"	Südl. K. 143 bei Metalaj	F	s. Fossil. p. 345
48	"	Arzenufer, etwa 1 km unterhalb Pazar Siak	H	Blaugrauer Mergelton mit <i>Nassa solidula</i> u. <i>Turbonilla postacuticostata</i> SACCO
49	2./II.	Südwestl. Pjeza	F	s. Fossil. p. 343
50	"	Am Weg zw. K. 115 u. Skalnjuri	L	Grobblättr. Gips u. Mergel m. Gipskristallen
51	"	Sasso bianco	H	Buntes mittelkörn. Konglom.
52	3./II.	W-Hang v. K. 112 bei Durazzo	F	<i>Dentalium</i> sp., <i>Natica</i> sp.
53	"	Ml. Durcit, E-Hang	F	<i>Murex torularius</i> LMK.
54	4./II.	SE K. 142, östl. Vorra	F	Lithothamnienknollen
55	"	Bei Berzol, S-Hang K. 205	F	s. Fossil. p. 356
56 a	16./IV.	Arzenufer östl. Ndrec	H	Feinkörn. ton. Sdst. m. Pflanzenspren
b	"	" (etwas näher an Ndrec)	F	? <i>Venus multilamella</i>
57	17./IV.	Westl. Rahmonti, am Sattel	F	<i>Dendroconus betulinoides</i>

B. Aus dem Gebiet der Tiraner Schichtstufen.

L. N.	Datum (1918)	Fundort	Art	Kurze Beschreibung
I ¹ . 1	17./I.	Rücken südl. K. 261	F	Verkieselte Hölzer ²
2	18./I.	Mündung des Lugotbaches	F	Ostreen s. p. 368
3	"	Schlucht W Tuffina	H F	Mit Muschelresten, bes. Anstern erfüllter grober Sdst. s. Fossill. p. 368
4	"	Eingang in die Schlucht E Tuffina	H D	Lithoth.-Kalk Foraminiferen p. 369 Anm.
5/7	"	Schlucht zw. Tuffina u. Tamin	F	s. Fossill. p. 370
8	"	SE Tamin	L	Serpentingerölle aus d. Flysch
II. 1	17./I.	Bei Linza	H	Lithothamnienkalk
2	"	Zw. Linza u. Sürmi	H	Dichter gelber Kalk
3	"	Bei Sürmi	H	Mürber Flyschsandstein mit Pflanzenhäcksel
4	"	E Sürmi	H	Rudistenkalk m. <i>Hippurites</i> sp.
III. 1 a	25./I.	Bei Sureli Hang. d. lieg. Flözes	F	s. Fossill. p. 375
b	"	Hang. d. hang. Flözes	F	s. Fossill. p. 375
2	"	Ljanetal bei Skozes	F	<i>Melanopsis Martiniana</i> FER.

A n h a n g II.

Routenverzeichnis.

1. Tirana — Molhoxes — Ml. Brahas — Gjersore — Picali — Arzentäl abwärts bis K. 92 — Frut — Kodra gijate — Scilita — Tirana.
2. Tirana — Dusk — Kebet — Mial — Tirana.
3. Tirana — Straße zur Ura Besirit — Prus — Ml. Prus — K. 95 — Gropaj — K. 182 — SE. Yrsek — Tirana.

¹ I. = Profil des Proj. Lugot.

II. = " " " Iltimit.

III. = " am Weg zur C. Priskes.

² Zur Untersuchung von Prof. KUBART-Graz übernommen.

4. Tirana — Straße gegen Durazzo bis Limusitbrücke — Kasal — K. 209 — K. 303 — Altjatjet — K. 121 — Dejt — Kamer — Kashar — Straße nach Tirana.
5. Tirana — Straße nach Durazzo — Dome — K. 130 — Hügel mit K. 111 bei Kashar — Straße nach Tirana.
6. Tirana — Lj. Tirans (K. 109) — Kodra Spavales — Herrejt — Terküza abwärts — K. 126 — Kodra Kamzes — Kucon — Lj. Tirans — Tirana.
7. Tirana — Weg nach Dibra — Proj Lugot aufwärts — Tuffina — Tamin — Sürmi — Proj Iltimit abwärts — Tirana.
8. Tirana — Ljane aufwärts — Skozes — Cafa Skozes — Surel — über \triangle 258 und K. 231 zurück nach Tirana.
9. Tirana — über Tuffina und Tamin auf nördl. Gipfel des Ml. Dajtit und zurück.
10. Vorra — K. 213 — Preza — Kodra Maltinenit — Vorra.
11. Vorra — in der Ismi-Ebene abwärts — Bube — über Butlatal, Kamm nördlich zu Kirchenruine 260 — Kammweg am Ml. Kücok nach Vorra.
12. Vorra — Kodra Maltinenit — Malhoc — K. 268, 215 zurück nach Vorra.
13. Vorra — Kammweg über \triangle 247 u. K. 260 u. 251 bis Ruine K. 381 — K. 318 — Kodra Vilasaj — Vilasaj — Straße zurück nach Vorra.
14. Vorra — K. 132 — K. 223 — einzelsteh. Haus bei K. 142 — K. 205 — Berzol — Limusitbrücke — Straße nach Vorra.
15. Vorra — Straße gegen Pazar Siak bis nahe K. 41 — Maminok — K. 175 — nördl. Arbiek — Arbiek — Bubjek — Bilala — Straße nach Pazar Siak.
16. Pazar Siak — K. 64 — K. 106 — Terzije — Kodra Siak — K. 132 — Sahinej — Metalaj — K. 91 — Gusa — Kodzasas — K. 40 im Arzentale — Pazar Siak.
17. Pazar Siak — Arzen aufwärts bis Pjeza — K. 70, 145, 136, 115 — Skalnjuri — \triangle 121 — K. 108 (Sasso bianco) — längs der Küste nach Durazzo.
18. Durazzo — längs Küste — Südhang Ml. Durcit — Spital — K. 40 — nördlich K. 175 — Meeresküste zurück Durazzo.
19. Tirana — Ura Besirit — Arzentale abwärts über Ndrec bis Xhedide — Saumweg nach Kawaja.

III. Stratigraphie.

Überblick und Gliederungsschema.

So gering der stratigraphische Umfang der in dem Gebiet zwischen Tirana und Durazzo auftretenden Ablagerungen ist — die ältesten Schichten dürften höchstens bis ins oberste Eocän hinabreichen —, so ist doch dank der reichen Fossilführung und gut unterschiedenen petrographischen Ausbildung eine Gliederung in verhältnismäßig zahlreiche Stufen möglich. Das feste Gerippe für die Stufengliederung des Jungtertiärs zwischen Tirana und Durazzo stellen vier ausgezeichnet fossilführende Horizonte dar: Die Lithothamnienschichten im Flyschkomplex, die am besten durch den überall in ihnen auftretenden *Spondylus crassicastra* charakterisiert werden; die *Cardita Jouanetti*-Schichten; die Schichten mit *Arca firmata* und *Modiola* und schließlich die Tone und Mergel mit Piacentinafauna. Es ergibt sich somit eine natürliche lokale Gliederung des Jungtertiärs im Gebiete zwischen Tirana und Durazzo nach diesen vier fossilreichen bzw. dazwischenliegenden ärmeren Schichten. Mit Berücksichtigung der petrographischen Ausbildungsweisen kämen wir zu folgendem Gliederungsschema:

- Stufe VIII. Sande, Mergel, Konglomerate (Schotter) über den blauen Tegeln mit Piacentinafauna.
- „ VII. Blaugraue Mergeltone mit Piacentinafauna.
- „ VI. Lithothamnieneiche Sandsteine, sandige Mergel und Tone mit *Arca firmata*, *Modiola* und *Pecten*.
- „ V. Mürbe tonige Sandsteine mit *Ostrea crassissima* (Austernsandstein).
- „ IV. Sandige Tone, bzw. mürbe tonige Sandsteine mit *Cardita Jouanetti* (*Jouanetti*-Schichten).
- „ III. Flysch über den Lithothamnienschichten mit *Spondylus crassicastra* (oberer Flysch).
- „ II. Lithothamnienkalk mit *Spondylus crassicastra* (*Crassicastra*-Schichten).
- „ I. Flysch unter den *Crassicastra*-Schichten (Mittlerer Flysch).

In diesem Schema, das dem Profil ungefähr längs der Straße von Durazzo nach Tirana entspricht, fehlen jedoch noch zwei in unserem Kartengebiet auftretende Bildungen: Der Konglomeratsandstein und Mergelsandstein vom Mt. Dureit und Sasso bianco und der eisenschüssige Sandstein mit den darüberlagernden sandig-tonigen Schichten mit Braunkohlen der Gegend von Tirana.

Was die erstere Bildung betrifft, so führt die am Ml. Durcit so deutlich ausgesprochene Stellung im Liegenden der Piacentintone dazu, sie als heteropische Bildung der Stufe VI zu betrachten (allerdings mit gewisser Einschränkung, vgl. später p. 393 u. 394).

Was die stratigraphische Stellung der braunkohlenführenden Schichten von Tirana betrifft, so ist dieselbe in unserem Kartengebiete nicht klar. Erst die Untersuchung des Gebirgsrandes östlich Tirana zeigt, daß wir es hier mit einer wesentlich verschiedenen Ausbildung des Tertiärs zu tun haben und daß die Tiraner Braunkohlenformation die jüngste Bildung in diesem Tertiär der Tiraner Schichtstufenlandschaft ist. Wir können in den Tiraner Schichtstufen vier gut charakterisierte Stufen unterscheiden:

Stufe D: Blaue Tone mit Eisenkonkretionen und mürbe tonige Sandsteine, mit Kohlenflözen (jüngere Abteil. der Tiraner Braunkohlenformation).

„ C: Eisenschüssige Sandsteine mit Kieseln und verkieselten Hölzern.

„ B: Ton- und Sandsteinschichten mit Austern, Süßwasserlagen und Kohlenflözen (ältere Abteil. der Tiraner Braunkohlenformation).

„ A: Lithothamnienkalk und grobe Konglomerate mit *Pecten karalitanus*.

Liegendes: Diskordant Flysch und Rudistenkalk.

Wir werden im folgenden die einzelnen Bildungen an Hand der beiden Gliederungsschemen besprechen und gegenseitig in ein Verhältnis zu bringen suchen.

A. Die Fazies des Hügellandes.

Das Charakteristische dieser Faziesentwicklung ist die allmähliche Herauentwicklung aus Flyschbildungen. Das Liegende des Flysches kommt hier nirgends zutage und wir wissen auch nicht, wie tief der Flysch hier ins Alttertiär hinabreicht. Ganz allmählich vollzieht sich der Übergang aus den Flyschbildungen in die jüngeren Schichten, die alle konkordant und lückenlos bis ins Quartär hinaufführen. In der Hügellandfazies haben wir es somit mit den Ablagerungen eines Gebietes zu tun, das während des ganzen Tertiärs ununterbrochen unter Meeresbedeckung gestanden ist, somit mit den Ablagerungen der tertiären adriatischen Geosynklinale.

Charakteristisch ist ferner für die Hügellandfazies der Wechsel von verhältnismäßig geringmächtigen Schichten, die äußerst fossil-

reich sind (Stufe II, IV, VI, VII) mit mächtigen, eintönigen Komplexen von geringerm Fossilinhalt. In dieser Erscheinung spiegeln sich Meeresoszillationen wieder, wie sie im Randgebiet eines Sedimentationstroges nicht anders zu erwarten sind: es zeigen eben die fossilreichen Schichten die Annäherung der Strandzone an oder entsprechen derselben schon, während die eintönigeren Zwischenkomplexe wieder auf entfernteres Ufer hindeuten. Trotz dieser Oszillationen spricht sich dennoch im ganzen betrachtet während des Jungtertiärs eine anhaltende Regression darin aus, daß die strandnahe Fazies immer mehr in der Richtung auf die heutige Küste hinausrückt, womit wir auch notwendig annehmen müssen, daß sich die Bildungen gegen das Jüngere zu immer mehr lokal einschränkten. Wir werden die Erscheinung erst nach Erörterung der Tektonik näher würdigen können.

1. Der Flyschkomplex (Eocän ?, Oligocän—Unter-Miocän).

Fast der ganze Ostteil unseres Kartengebietes wird von typischen Flyschbildungen eingenommen. Trotz der anzunehmenden Schichtwiederholungen werden wir die Gesamtmächtigkeit des Komplexes auf 1000—2000 m schätzen müssen, wobei noch zu bemerken ist, daß das Liegende nirgends zutage tritt. Die petrographische Ausbildung des ganzen Komplexes ist, im allgemeinen betrachtet, eine sehr gleichförmige, d. h. wir finden ganz die gleiche Ausbildungsweise der Gesteine in allen Teilen der Schichtmasse, im tiefsten wie auch im höchsten. Es läßt sich daher eine Einteilung nach petrographischen Merkmalen viel schwieriger durchführen wie etwa in der Malakastra.

Dennoch gibt es auch hier einige für die verschiedenen Teile des Flysches charakteristische petrographische Merkmale. Vor allem ermöglicht aber eine ausgezeichnet fossilführende Schicht, das sind die Lithothamnienkalke mit dem besonders häufigen *Spondylus crassicosta*, eine Orientierung in dem gewaltigen Schichtpaket. Wir können demnach den Flysch zwischen Tirana und Durazzo am besten in einen „Flysch über den Lithothamnien-schichten mit *Sp. crassicosta*“ und einen „Flysch unter den Lithothamnien-schichten mit *Sp. crassicosta*“ gliedern. Wir werden sehen, daß ersterer im wesentlichen unserem „Oberen Flysch“ (in der Malakastra und Skumbi-Gebiet), letzterer dem „Mittleren“, vielleicht auch noch einem Teil des „Unteren Flysches“ entspricht.

a) Flysch unter den Crassicosta-Schichten.

Unterer Flysch?

Da in unserem Gebiet nirgends die Unterlage des Flyschkomplexes zutage kommt und ich auch nicht auf die für den älteren Flysch charakteristischen Kalksandsteinbänke mit eocänen Nummuliten stieß, bleibt es fraglich, ob hier „Unterer (eocäner) Flysch“ überhaupt zutage tritt. Immerhin macht es die große Mächtigkeit der Flyschablagerungen wahrscheinlich, daß wenigstens die südlich des Arzentales bei der Ura Besirit auftretenden Flyschbildungen bereits dem unteren Niveau angehören.

Mittlerer Flysch.

Die Flyschbildungen, die östlich des Proj Limusit unter den Crassicosta-Schichten antiklinal hervorkommen, lassen stellenweise Gesteinseinlagerungen erkennen, die so lebhaft an jene erinnern, die wir in der Malakastra und im Skumbi-Gebiet als charakteristisch für die mittlere Abteilung des Flysches erkannt haben, daß schon auf Grund dieser petrographischen Ähnlichkeit die Identifizierung mit dem Mittleren Flysch wahrscheinlich wird.

Diese für den Mittleren Flysch charakteristischen Einlagerungen sind jene dunklen grobkörnigen Sandsteine, die mehr oder weniger deutliche sphärische und schalige Absonderung zeigen. Sie treten in unserem Gebiet allerdings nicht in so großer Verbreitung und so auffälliger Form auf wie in der Malakastra und im Skumbi-Gebiet. Am typischsten sind sie bei K. 101 NE der Ura Besirit an der Straße nach Tirana aufgeschlossen. Am Arzenufer südlich Picali zeichnen sich habituell sehr ähnliche und ohne Zweifel demselben Horizont entsprechende Sandsteine durch reichliche Beimengung von organischem Material aus.

Schließlich gehören hierher auch die grobkörnigen und kalkigen Grünstein-Sandsteine am Ml. Prus, die im Dünnschliff zahlreiche Foraminiferen zeigen (s. p. 359 Anm.). Unter diesen erweist der charakteristische *Nummulites* cf. *intermedia* (= *Fichteli*), daß man es in diesem Teil des Flysches mit Oligocän zu tun hat.

b) Die Crassicosta-Schichten.

Die Lithothamnien und sonstiges reichliches organisches Material führenden Schichten, in denen sich als häufigste und konstanteste Versteinerung *Spondylus crassicosta* LMK. befindet, bilden nur geringmächtige Einlagerungen innerhalb des Flyschkom-

plexes. Diese Schichten bilden keinen zusammenhängenden Gesteinszug, sondern sind Einschaltungen von sehr flach-linsenförmiger Gestalt, entsprechend den inselartig auftretenden Lithothamnienrasen des Flyschmeeres, aus denen sie hervorgegangen sind. Offenbar sind die Lithothamnienbänke an Untiefen abgelagert, auf welchen sich auf dem Algenrasen eine reiche Fauna aufhielt, deren Hartteile überdies von den brandenden Wellen hier noch aufgehäuft wurden.

Petrographisch sind diese Bänke ein mehr-minder toniger oder sandiger Lithothamnienkalk, der z. T. gewachsener Algenrasen, z. T. detritär ist. Außer Lithothamnienmaterial beteiligen sich am Aufbau des Kalkes Molluskenschalen, Echinodermenzerreißel, Korallen, Bryozoen und Foraminiferen. Bei Bube fand ich auch ein Nummulitenkalknest, welches man aber zufolge seines großen faunistischen Gegensatzes zum übrigen Fossilinhalt des Gesteins als sekundäre Einlagerung wird auffassen müssen¹.

Der Fossilinhalt der *Crassicosta*-Schichten, der von mehreren Fundstellen stammt (im wesentlichen allerdings von Bube) ist in nachstehender Liste zusammengestellt²:

Bivalven:

* <i>Spondylus crassicosta</i> LMK.	cf. <i>Chlamys callifera</i> ROV.
* <i>Axinea bimaculata</i> POLI	<i>Macrochlamys</i> aff. <i>latissimus</i> BR.
<i>Cardium echinatum</i> L.	? — <i>Holgeri</i> GEIN.
— n. f.	<i>Peplum oligopercostatum</i> SACCO
— sp.	<i>Pecten</i> sp.
<i>Cardita</i> (? <i>scabricosta</i> MICHT.)	<i>Chama gryphoides</i> L.
— n. f.	<i>Hinnites crispus</i> BR.
<i>Venus Aglaurae</i> BRONGN.	<i>Alectryonia plicatula</i> GML.
<i>Amiantis</i> aff. <i>islandicoides</i> LK.	cf. <i>Crassatella carcarenensis</i> MICHT.
cf. <i>Diplodonta aliena</i> ROV.	<i>Pharus legumen</i> LMK.
<i>Dosinia orbicularis</i> AG.	<i>Pholadomya</i> sp.
* <i>Aequipecten scabrellus</i> LMK.	<i>Lima</i> sp.
— — var. <i>taurogibbula</i> SACC.	<i>Ostrea edulis</i> LMK.
— <i>opercularis</i> LMK.	— sp.
<i>Amussium cristatum</i> BR.	<i>Crassostrea gigantea</i> BRANDA
<i>Chlamys apenninica</i> ROV. (= <i>Pect.</i>	<i>Ostreola Forskallii</i> CHEMN.
<i>praescabriusculus</i> FONT.)	

¹ Nicht unerwähnt möge an dieser Stelle bleiben, daß auch von FUCHS auf Zante in einem Grobkalk von sonst miocänem Habitus (mit *Pecten latissimus*) massenhaft und vollkommen frisch aussehende Nummuliten gefunden wurden, obwohl auch dort diese Schichten auf einer Mergelbildung liegen (36).

² Besonders häufig vorkommende Arten sind mit * bezeichnet.

Gasteropoden:

- cf. *Strombus irregularis* FUCHS . *Phos* aff. *polygonus* BR.
Ormastralium speciosum MIGHT. cf. *Mitra comperta* ROV.
 * *Haustator vermicularis* BR. *Lathyrus cornutus* BELL.
Turritella Rieperi PARTSCH *Ficula* (? *condita* BRONGN.)
Protoma cathedralis BRONGN. cf. *Murex crassilabiatus* HILB.
 * *Archimediella Archimedis* BR. *Cassis* sp.

Echinoideen:

- * *Clypeaster crassicosta* LMK.
Echinolampas sp.
Heliastrea Reussiana M. EDW. u. H.

Korallen.

Bryozoen.

Foraminiferen:

- * *Globigerina* *Dentalina consobrina* D'ORB.
Amphistegina *Operculina* cf. *complanata* DEFR.
Dimorphina *Orbulina univversa* D'ORB.
 * *Textularia* *Nummulites* cf. *vasca*
Lepidocyclina cf. *Tournouci* — sp. indet.
 PH. LEMN. et DOUV.

Was bei Betrachtung dieser Fauna sofort auffällt, das ist die ausgesprochene Mischung älterer (oberoligocäner bis altmiocäner) und jüngerer (jungmiocäner) Formen. Im allgemeinen überwiegt allerdings der jugendliche Charakter, der durch zahlreiche typische Leitfossilien der II. Mediterranstufe repräsentiert wird, wie *Spondylus crassicosta*, *Cardita scabricosta*, *Chama gryphoides*, *Pectunculus bimaculatus*, *Dosinia orbicularis*, *Hinnites crispus*, *Pecten latissimus*, *Cardium echinatum*, *Turbo speciosum*, *Turritella Rieperi*, *Lathyrus cornutus*. Ihnen gegenüber stehen mehrere für das obere Oligocän (Tongriano) bis Altmiocän für charakteristisch angesehene Formen: *Macrochlamys callifera*, *Lucina aliena*, *Crassatella carcarenensis*, *Strombus irregularis*, *Turritella cathedralis*. *Lucina aliena* und *Strombus irregularis* sind bisher überhaupt nur aus dem Oligocän bekannt. Nicht anders steht es mit den Foraminiferen: *Nummulites vasca* deutet auf Oligocän, auch die *Lepidocyclina* zumindest auf Altmiocän. Jedenfalls gibt uns die Foraminiferenfauna deutlichen Hinweis, daß wir die Schichten nicht in ein höheres Miocänniveau hinaufrücken dürfen. Es spricht somit alles dafür, daß wir es jedenfalls mit einer sehr tiefen, basalen Schichte des Miocäns zu tun haben, etwa mit einem Äquivalent der Schio-Schichten. Tatsächlich finden sich in unseren Schichten einige charakteristische

Fossile der Schio-Schichten, wie vor allem die Pectines. Auch der *Spondylus crassicaosta* kommt nach HÖRNES (16) in den Schio-Schichten vor, ebenso auch *Cardita scabricosta*. Überdies besteht auch in der Fazies eine unverkennbare Ähnlichkeit mit den Schio-Schichten: reiche Entwicklung von Lithothamnien und Bryozoen, zahlreiche Echinoideen. Auch für die Schio-Schichten ist ja eine Mischung von alt- und jungtertiärer Fauna charakteristisch, was so sehr die stratigraphische Einreihung dieser Schichten erschwert hat. Auf diese Frage hier einzugehen, ist natürlich nicht der Platz. Die zahlreichen Argumente, die OPPENHEIM (20) dafür vorgebracht hat, die Schio-Schichten als unterstes Miocän anzunehmen, stützen jedenfalls unsere Annahme, daß die *Crassicaosta*-Schichten ein Äquivalent der Schio-Schichten sind. Auch die Überlagerung hier wie im Vicentinischen durch schlierartige Bildungen, als deren Hangendes typische II. Mediterranstufe (Helvetien-Tortonian) folgt, bestätigt die Parallelisierung. Ohne ein Gewicht darauf zu legen, daß unsere Schichten gerade als unterstes Miocän und nicht etwa als oberstes Oligocän betrachtet werden, lege ich vielmehr auf die Feststellung Wert, daß wir eben in Nieder-Albanien eine ausgesprochene Übergangsbildung aus dem Alttertiär ins Jungtertiär vor uns haben, daß hier keine scharfe Grenze zwischen beiden Formationen besteht. Diese Tatsache, mit jener in Verknüpfung gebracht, daß auch die Grenze zwischen Kreide und Tertiär in den benachbarten Gebieten (Malakstra, Griechenland, Elbasaner Gegend) vollkommen verschwommen ist, daß es schließlich auch Übergangsbildungen zwischen Miocän und Pliocän, zwischen Pliocän und Quartär gibt, stempelt Nieder-Albanien zur Genüge zu einem ausgesprochenen Sedimentationsgebiet während des ganzen Tertiärs, zu einer tertiären Geosynklinale. Die Feststellung eines faunistischen Überganges aus dem Alttertiär ins Jungtertiär, wie sie uns der Fossilinhalt der *Crassicaosta*-Schichten ermöglicht, ergänzt jedenfalls in sehr befriedigender Weise unsere Ergebnisse in der Malakstra, wo wir auf diesen Übergang nur auf Grund der petrographischen Ausbildung hinweisen konnten (s. I. Teil, p. 116). Weiter wird dadurch auch unsere dortige Annahme, daß der „Mittlere Flysch“ als im wesentlichen oligocän anzunehmen ist, durch den Nachweis dieser oligo-miocänen Grenzschieht im Hangenden des Mittleren Flysches, abgesehen von dessen Foraminifereninhalt, ausreichend belegt.

c) Flysch über den *Crassicosta*-Schichten.

Die *Crassicosta*-Schichten erscheinen, wie gesagt, nur als konkordante Einlagerung innerhalb des Flyschkomplexes, dessen allgemeiner Sedimentcharakter keine Änderung erfährt. Die einzelnen Gesteine unterscheiden sich nicht wesentlich, es fehlen nur im Oberen Flysch jene charakteristischen grobkörnigen Gesteinsbänke, die wir im Flysch unter den *Crassicosta*-Schichten gefunden haben. Im allgemeinen betrachtet, wiegt im unteren Teil des Oberen Flysches die Sandsteinfazies vor (vgl. z. B. das Profil p. 356) oder es herrscht die typische Flyschausbildung in Gestalt enger Wechsellagerung von dünnbankigem Sandstein und Schiefer-ton, während gegen das Hangende zu immer mehr die tonig-mergelige Fazies in den Vordergrund tritt. Es herrscht in diesem höchsten Teil des Flysches (z. B. an den Hängen südlich Vorra) ein bläulicher, gelbgrau anwitternder, bröcklicher (muscheliger und grüffelig brechender) mergeliger Schiefertone. Der Gesteinshabitus erinnert hier an die „Schlier“-Bildungen, wie sie ja in der I. Mediterra-nstufe Mittel- und Südeuropas so verbreitet sind. Es herrscht auch Ähnlichkeit mit der Ausbildung des Oberen Flysches in der Malakastra, doch fehlt hier die dort so auffällige und charakteristische helle Färbung des Gesteines.

Von organischen Resten fand ich nur an einer Stelle — am Wege von Preza zur Kodra Maltinenit — in einer Sandsteinbank Austernbruchstücke (wahrscheinlich *O. gingensis*). Dagegen berichtet MANEK (5), daß er durch Schlämmung eines blauen Tegels, der infolge einer Brunnen-grabung an der Straße von Tirana nach Durazzo beim „zweiten Hügel“ (von Tirana gerechnet) aufgeschlossen war, zahlreiche Foraminiferen gewonnen hat¹. Diese bilden eine für den Schlier typische Foraminiferenvergesellschaftung. Schlammproben, welche ich an einem vom Wege von Vorra nach Preza stammenden Schiefertone vornahm, ergaben hingegen kein positives Ergebnis.

Auf Grund des stratigraphischen Verhältnisses zu den *Crassicosta*-Schichten, des petrographischen Habitus und der Foraminiferenfauna

¹ MANEK führt folgende Formen an: *Nodosaria* sp., *Dentalina* sp., *Vaginula* sp., *Marginula* sp., *Fron-dicularia* sp., *Polymorphina* sp., *Textularia carinata* D'ORB., *Bulimina*, *Globigerina regularis* D'ORB., *Gl. bulloides* D'ORB., *Gl. quadrilobata* D'ORB., *Gl. triloba* REUSS (häufig), *Orbulina* (sehr häufig), *Rotalina Boneana* D'ORB., *R. Haidingeri* D'ORB., *R. Ungeriana* D'ORB., *Robulina calcar* D'ORB., *R. simplex* D'ORB., *Spirolina*.

MANEK's ist ein Zweifel an der Identität unseres Oberen Flysches mit dem Schlier (I. Mediterranstufe oder Langhiano) nicht wohl möglich¹. Einen weiteren Beweis erbringen dann aber — analog wie in der Malakastra — die vollkommen konkordant auflagernden Hangendschichten, die wir nun betrachten werden.

2. Die *Cardita Jouanetti*-Schichten.

Den Flyschkomplex schließt nach oben der uns schon aus der Malakastra bekannte ausgezeichnete Leithorizont mit *Cardita Jouanetti* ab. Petrographisch besteht dieser in unserem Gebiet aus lockeren sandig-tonigen Bildungen, die in tieferen Lagen reichlich Lithothamnienmaterial enthalten. Die Entwicklung aus dem Flysch vollzieht sich ganz allmählich und führt in den hangenden Sandstein hinüber (vgl. das Profil der Kodra Maltinenit Fig. 20 p. 349).

Die *Cardita Jouanetti*-Schichten ziehen sich sehr konstant am Osthang des Rückens von Vorra (Kodra Maltinenit und Ml. Kucok im N, Δ 247 im S) knapp unter der Kammhöhe durch unser Gebiet. Ihre Mächtigkeit kann man mit 30—40 m annehmen. Auf der Kodra Maltinenit nahm ich in vier übereinander folgenden verschiedenen Schichten getrennte Aufsammlungen vor, es zeigte sich jedoch, daß keine Unterschiede bestehen, so daß ich im folgenden die Liste der gesamten, aus dem *Jouanetti*-Horizont unseres Gebiets gewonnenen Fossilien zusammenstelle:

Bivalven:

- | | |
|---|--|
| * <i>Cardita Jouanetti</i> BAST. | cf. <i>Diplodonta trigonula</i> BRN. |
| cf. <i>Actinolobus (Cardita) tauroclongatus</i> SACC. | <i>Amiantis gigas</i> LMK. |
| — — <i>antiquatus</i> L. | ? — <i>islandicoides</i> LK. |
| <i>Cardium discrepans</i> BAST. var. | <i>Callista pedemontana</i> LMK. AG. |
| <i>dertogibba</i> SACC. | <i>Glycymeris</i> aff. <i>Faujasi</i> MEN. |
| — (<i>paucicostatum</i> SOW.) | cf. — <i>oligofaujasi</i> SACC. |
| — n. sp. | (= <i>Menardii</i> DESH.?) |
| cf. <i>Parvicardium transversale</i> DESH. | <i>Glycymeris</i> (? <i>Faujasi</i> MENEGH.) |
| <i>Ventricola libella</i> REGN. v. D. ECK-PONZI | <i>Lutraria oblonga</i> LMK. |
| * <i>Venerupis multilamella</i> LK. | — aff. <i>lutraria</i> LMK. |
| | <i>Solenocurtus candidus</i> MEN. |
| | <i>Lucina</i> sp. |
| | — (? <i>incrassata</i> DUB.) |

¹ Trotzdem ist es vorzuziehen, die Bezeichnung „Oberer Flysch“ zu gebrauchen, da die Zusammengehörigkeit mit den übrigen Flyschbildungen nicht zerrissen werden kann.

- Lucina* (? *Dentilucina persolida* SACC.)
 — *globulosa* DESH.
Linga (*Lucina*) *columbella* LMK.
Dosinia lupinus LMK., var. cf. *Philippi* AG.
 cf. *Callistotapes intermedia* NAM.
Donax ex aff. *intermedia* HOERN.
Tellina (*serrata* REN.?)
 ? *Corbula gibba* OLIV.
- cf. *Crassatella carcarenis* MIGHT.
Arca Fichteli DESH.
Pecten arcuatus BR.
 — *latissimus* BR.
 cf. — *cristatocostatus* SACC.
Anomia ehippium LMK. var. *orbiculata* BR.
 — sp.
 ? *Pycnodonta pedemontana* MAY.
Ostrea lamellosa BR.

Gasteropoden:

- * *Conus Mercati* BR.
 — aff. *Lithoconus subacuminatus* D'ORB.
 * *Chelyconus ponderosus* BR. var. *compressospira* SACCO
 — *belus* D'ORB.
 — *parvus* BORS.
Leptoconus elatus MIGHT.
 * *Dendroconus Berghausi* BR.
 — *betulinoides* LMK.
Cornospirus Bronni MIGHT.
Ancillaria glandiformis LMK.
Semicassis miolaevigata SACCO
Cypraea sp.
Ranella marginata BRONGN.
Clavatulula carinifera GRAT.
 — *asperulata* LMK.
 — cf. *Pugilis* DOED.
 — *unicostata* BELL.
 — *bicarinata* BELL.
 — aff. *margaritifera* JAN.
 — *buccifera* BELL.
Subula (*Terebra*) *fuscata* BR.
 — *modesta* TRIST.
 cf. *Terebrum tuberculiferum* DOD.
Drillia Bellardii DESM.
 — *pustulata* BR.
 — aff. *Manzoni* BELL.
 cf. *Surcula Jani* BELL.
- Solatia* (*Cancellaria*) aff. *piscatoria* L.
 — — *hirta* BR.
Phos polygonus BR.
Peridipsacus derivatus BELL
 cf. *Nassa ventricosa* GRAT.
 ? — *emiliana* MAY. f. j.
 cf. — *labellum* BON.
 cf. — *mutabilis* L.
Ficula (*Pyrula*) *condita* BRONGN.
 cf. *Favartia* (*Murex*) *brevicanthus* SISM.
 ? *Murex torularius* LMK.
Lathyrus lynchooides BELL
 cf. — *albiganensis* BELL
 * *Natica millepunctata* LMK.
 — *epiglottina* L.
 — div. sp. indef.
Rissoina Noueli DESH.
 * *Haustator vermicularis* BR. var. *planatulula* SACCO
Archimediella Archimedis BR.
 cf. — *dertonensis* MAY.
 — aff. *miotaurina* MAY.
Cerithium dertonensis MAY.
 — *obliquistoma* SEG. var. *Mayeri* SACCO
 — — var. *inflatovula* SACCO
 cf. *Rachitoma inaequicostata* BELL

Echinodermen:

Schizaster trigonalis MAZZ.

Lithothamnien.

Bryozoen

Es ist das eine typische Fauna der II. Mediterranstufe (Badener Tegel). Weitaus der größte Teil der Formen ist aus dem Elveziano bis Tortoniano Italiens bekannt, die übrigen aus jüngeren Abagerungen. (Die Identität der aus älteren Schichten bekannten: *Crassatella carcarensis* und *Glycymeris oligofaujasi* ist unsicher.) Unsere Schichten entsprechen den an *Cardita Jouanetti*, *Conus* und Clypeastriden so reichen Lithothamniengesteinen am Rücken oberhalb Pahtos in der Malakastra (vgl. I. Teil, p. 38), sowie dem versteinungsreichen Tegel am Ml. Gurdezes (s. ebendort p. 36). Auch in den Schichten der Kodra Maltinenit ist besonders in den tieferen Schichten reichlich Lithothamniennmaterial vorhanden. Hier wie in der Malakastra bildet der vollkommen identische Austernsandstein das Hangende. Die stratigraphische Stellung der *Cardita Jouanetti*-Schichten im albanischen Tertiär entspricht ganz dem Mittelmiocän.

3. Austernsandstein (Obermiocän).

Das Hangende der *Cardita Jouanetti*-Schichten bildet ein einige hundert Meter mächtiger eintöniger Komplex von dickbankigem, mürbem, stark tonigem Sandstein, der untergeordnet auch sandig-tonige Lagen von petrographisch ganz ähnlichem Habitus wie die *Cardita Jouanetti*-Schichten enthält. Fast überall ist dieser Sandstein durch das Auftreten von großen Austernschalen charakterisiert, die oft dickgepackt 1—1½ m mächtige Bänke bilden; sie fallen dann sogar in der Geländegestaltung auf, da sie infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit als Rippen herauswittern (vgl. die Phot. Taf. XXI, 1).

Außer den so massenhaft vorkommenden und charakteristischen Austern:

Ostrea crassissima LMK.
— *gingensis* SCHLOTH.

findet sich in den tonigen Lagen an einigen Stellen in großer Menge (aber leider meist sehr brüchige Exemplare) eine Conchylienfauna mit brackischem Einschlag (vgl. bes. die Fossil. p. 361), besonders *Cerithium pictum*, *Potamides*, *Melanopsis* (cf. *Narcolina*) und *Melania*. Die übrigen im Austernsandstein vorkommenden Formen sind fast alle mit dem *Jouanetti*-Horizont identisch.

Wir sehen somit hier in dem über den *Cardita Jouanetti*-Schichten folgenden obermiocänen Austernsandstein ganz analog mit

den Schichten in der Malakastra eine Annäherung an die Sarmatische Fazies. Es fehlen sogar die typischen Leitformen des Sarmaticums nicht. Offenbar traten zur Zeit der Ablagerung des Austernsandsteins zeitweise Abschnürungen des ohnehin seichten Meeres ein, ohne daß hiermit vielleicht die Zugehörigkeit dieser Ablagerungen zum großen sarmatischen Sedimentationsbezirk angenommen werden muß. Es ist letzteres sogar unwahrscheinlich nach den sonst so klaren Hinweisen, daß das niederalbanische Tertiär mit den apenninischen Ablagerungen eine Einheit bildet. Es spricht sich somit im Komplex unseres Austernsandsteines nur die zur Zeit des Sarmaticums ebenso wie in Italien eingetretene Regressionsphase aus, nur daß hier in Albanien die Annäherung an die Fazies des Sarmaticums deutlicher zum Ausdruck kommt. Der neutralere Ausdruck „Obermiocän“ ist jedoch dem inhaltlich schon etwas differenzierteren „Sarmaticum“ zur stratigraphischen Charakterisierung des Austernsandsteines vorzuziehen.

4. Arca-Modiola-Schichten (Mio-Pliocän).

Die Grenze des Austernsandsteines gegen seine Hangendschichten ist viel schwerer zu ziehen als die durch den so gut charakterisierten *Jouanetti*-Horizont gebildete untere Grenze. Der Austernsandstein verändert gegen das Hangende zu allmählich seine Fazies; wir können beobachten, daß der petrographische Charakter in den obersten 100—200 m des Sandsteines viel mannigfaltiger wird, es treten mächtige tonige Einlagerungen auf, der Sandstein wird mehr dünnbankig und es wechseln feste mit mehr lockeren Bänken. Auch lithothamnienführende Schichten treten in den Vordergrund und stellenweise stoßen wir auf festen Lithothamnienkalk, der teils tonig-mergelig, teils mit mehr-minder grobem sandigem Material vermengt ist. Im allgemeinen hat jedoch auch in diesen Schichten mürber Sandstein das Übergewicht, so daß sich, wie gesagt, die Trennung gegen den Austernsandstein nicht scharf durchführen läßt, um so mehr, als auch die Austernführung nicht gänzlich aufhört.

Faunistisch sind jedoch im übrigen die Hangendschichten des Austernsandsteines gut charakterisiert. Die Austern treten, wenn sie auch nicht ganz fehlen, doch viel mehr zurück, die Brackwasserformen schwinden vollkommen. Dagegen ist das häufige Vorkommen von *Arca*- und *Modiola*-Arten besonders kennzeichnend, ferner treten

auch zahlreiche dünnchalige Muscheln (*Corbula*, Tellinen u. a.), sowie Pectines in großen Mengen auf. Der Erhaltungszustand ist leider meist schlecht, da die Schalenreste entweder mürbe oder allzufest mit dem Gestein verkittet sind. Im folgenden eine Zusammenstellung der in den *Arca-Modiola*-Schichten vorkommenden Formen, soweit diese halbwegs eine Bestimmung zuließen:

<i>Pinna pectinata</i> var. <i>Brocchii</i> D'ORB.	<i>Cardium</i> sp.
* <i>Modiola modiolus</i> L.	* <i>Arca firmata</i> MAY.
— ex aff. <i>mytiloides</i> L.	— cf. <i>Fichteli</i> DESH.
— sp.	— sp. (? <i>lactea</i> LMK.)
<i>Lutraria oblonga</i> L.	* <i>Pecten planomedius</i> SACCO
<i>Tapes eremita</i> BR.	* — sp.
<i>Corbula</i> sp.	<i>Ostrea edulis</i> LMK.
? <i>Tellina</i> sp.	— sp.
<i>Cardium edule</i> L.	<i>Drillia (Pleurotoma) postulata</i> BR.

Manche dieser Formen (wie die beiden *Modiola*-Arten, *Tapes eremita*, *Pecten planomedius*) sind nur aus dem Pliocän bekannt, andere (wie *Arca firmata* und cf. *Fichteli*) deuten noch auf Miocän bzw. sind aus beiden Formationen bekannt. Es spricht das eben wieder ganz deutlich — ganz analog wie wir es an der Basis des Miocäns gehabt haben —, daß hier eine Übergangsbildung aus dem Miocän ins Pliocän vorliegt. Der Fazies nach deuten die *Arca-Modiola*-Schichten auf eine beginnende Transgression und stellen somit auch in dieser Hinsicht ein aus gesprochenes Übergangsglied zu dem im Hangenden folgenden Piacentintön dar.

Der stratigraphischen Stellung nach (zwischen Austernsandstein und Piacentin) sollten wir die *Arca-Modiola*-Schichten mit den „Sandsteinen mit Kieseln und verkieselten Hölzern“ in der Malakastra identifizieren (s. I. Teil, p. 125). Ich glaube jedoch, daß sie eher etwas jünger sind, da ja die Sandsteine mit verkieselten Hölzern in der Malakastra den Höhepunkt der Regression markieren, während wir diesen in unserem Gebiete im hangenden Teil des Austernsandsteines suchen müssen. Daß die Regression hier in unserem Gebiete nicht so weit reichte, ihr Höhepunkt daher in der Schichtentwicklung nicht so scharfen Ausdruck findet, hat seine Begründung in der tektonischen Entwicklung (vgl. später VI. Abschn. p. 419). Unsere *Arca-Modiola*-Schichten dürften also etwas jünger als das Ponticum sein und am besten als Basis-schichten des Pliocäns zu bezeichnen sein.

5. Der Konglomerat-Sandstein des Mali Durcit (Pontisch).

Im Mali Durcit und am Sasso bianco, also ganz im W unseres Gebietes, finden wir als Liegendes des Piacentintones in einem mürben mergeligen Sandstein Bänke festen quarzigen Sandsteines mit Konglomerat. Am Aufbau des Konglomerates beteiligen sich neben Quarz vor allem grüne Eruptiva und Gesteine der Schiefer-Hornstein-Gruppe, sowie verschieden gefärbte Kalkc, so daß das Gestein eine recht bunte Zusammensetzung aufweist. Das Bindemittel ist kieselig, stellenweise stark kalkig, so daß diese Gesteinsbänke am Sasso bianco einen guten und hier im Küstengebiet den einzigen brauchbaren Werkstein abgeben.

An Fossilresten gelang mir nichts zu finden, dagegen führen DAL PIAZ und DE TONI vom Ml. Durcit aus der höchsten Zone dieses „Sandsteines mit Kieslagen“ die folgende Fossilliste an:

<i>Cardium</i> sp. aff. <i>obsoletum</i> EICHW.	<i>Melanopsis impressa</i> KRAUSS var.
<i>Neritina mutensis</i> D'ANC.	<i>monregalensis</i> SACCO
<i>Melania tuberculata</i> MÜLL.	— <i>narzolina</i> BON.
<i>Melanopsis impressa</i> KRAUSS	— — var. <i>ecarinata</i> FONT.

Der petrographische Charakter sowie die von DAL PIAZ-DE TONI aufgefundene Fauna läßt keinen Zweifel daran, daß wir es hier wirklich mit einem Äquivalent des Ponticums zu tun haben, einer Bildung, die den Höhepunkt in der Zeit der Regression am Ende der Miocänzeit bezeichnet und die den ganz ähnlichen Bildungen der Malakstra (Sandstein mit verkieselten Hölzern) gleichzusetzen ist. Mit unserem Normalprofil an der Straße von Durazzo nach Tirana verglichen, vertritt der Konglomeratsandstein des Ml. Durcit offenbar den obersten Teil des Austernsandsteines und entspricht der tieferen Mergelsandstein der Hauptmasse des Austernsandsteines. Der allmähliche Übergang an der Grenze zwischen Miocän und Pliocän — entsprechend den *Arca-Modiola*-Schichten — fehlt hier also am Ml. Durcit, die pliocäne Transgression spricht sich hier viel schärfer aus als in dem Hügelland bei Vorra, eine Tatsache, die in der während der Sedimentierung vor sich gehenden tektonischen Entwicklung unseres Gebietes die befriedigendste Erklärung findet (s. VI. Abschn. p. 419).

6. Piacentin-Ton (Unterpliocän).

Im westlichen Teil unseres Gebietes erreichen blaugraue, mergelige, vielfach sandige Tone eine große Verbreitung, die einer-

seits das Hangende der *Arca-Modiola*-Schichten, andererseits des Konglomeratsandsteines des Ml. Durcit bilden. Schon die geologische Position und der petrographische Charakter läßt erwarten, daß wir hier Äquivalente der Piacentinbildungen vor uns haben, wie wir sie ja auch bereits aus der Malakastra kennen (s. I. Teil, p. 127); auch DAL PIAZ-DE TONI haben diese Identifizierung bereits vorgenommen. Tatsächlich findet sich auch in der Umgebung von Durazzo und Pazar Siak an einigen Stellen in den Tonen und Mergeln eine Fauna von meist kleinen und dünn-schaligen Conchylien, die ganz jener des Piacentins in Italien entspricht:

Bivalven:

<i>Arca diluvii</i> LMK.	<i>Corbula gibba</i> OLIV.
<i>Pectunculus insubricus</i> BR.	cf. — <i>pellucida</i> BR.
— sp.	<i>Pecten</i> sp. (? <i>Bosniasckii</i> DE STEF.)
<i>Amiantis gigas</i> LMK.	<i>Pycnodonta cochlear</i> POLI
<i>Ventricola multilamella</i> LMK.	

Gasteropoden:

<i>Pleurotoma turricula</i> BR.	<i>Nassa solidula</i> BELL
— <i>rotata</i> BR.	— <i>dertonensis</i> BELL
— <i>monile</i> BR.	<i>Turritella vermicularis</i> BR.
— <i>dimidiata</i> BR.	<i>Ranella marginata</i> MART.
<i>Chenopus uttingerianus</i> RISSO	<i>Murex torularius</i> LMK.
<i>Thiarella thiara</i> BR.	cf. <i>Xenophora testigera</i> BRONN
<i>Ringicula buccinea</i> DESH. (= <i>R.</i>	<i>Natica epiglottina</i> LMK.
<i>auriculata</i> var. <i>bucc.</i> BR.)	— sp.
<i>Mitra pyramidalis</i> BR.	<i>Gibbula magus</i> L.
<i>Columbella turgidula</i> BR.	<i>Conus striatulus</i> BR.
<i>Nassa craticulata</i> FOR.	

Scaphopoden, Vermes:

<i>Dentalium inaequalis</i> BEN.
— sp.
<i>Petalocoelchus intortus</i> LMK.

Diese Formen ergänzen wesentlich die in der Malakastra erbeutete Fauna, mit welcher nur 12 Arten gemeinsam sind. Es kommen somit zu den in der Malakastra festgestellten 42 Arten 18 weitere hinzu, die in gleicher Weise für das Piacentin charakteristisch sind.

Die Mächtigkeit der Piacentinbildungen erreicht in der Gegend von Pazar Siak gewiß 200—300 m, während sie am Ml. Durcit

auf keine 100 m reduziert ist, eine Erscheinung, die wir wiederum mit der parallelgehenden tektonischen Entwicklung in Verknüpfung bringen müssen.

7. Die Sande und Geröllbänke im Hangenden des Piacentintones

Über den tonig-mergeligen Bildungen des Piacentins finden sich in unserem Gebiet stellenweise noch sandig-konglomeratische Bildungen. Sie treten östlich Pazar Siak auf einigen erhöhten Punkten in unbedeutenden Resten auf, während sie in der Hügellinie zwischen Durazzo und Pazar Siak und am Ml. Durcit größere Verbreitung gewinnen. Die Grenze gegen den Piacentinton ist durchaus nicht scharf, es wechseln tonige, mergelige und sandige Lagen mit Geröll- und Kiesbänken, welche letztere eine sehr ähnliche Zusammensetzung aufweisen, wie der Konglomeratsandstein des Ponticums.

Bei Durazzo sind besonders die Kiesbänke reich an Conchylienresten; es ist eine ähnliche Fauna wie in den Piacentinbildungen: kleine dünnchalige Muscheln und Gasteropoden, *Corbula*, *Maetra*, *Columbella*, *Thiara*, *Nassa*; ferner finden sich auch Reste von *Natica* und *Dentalium*; Cerithien scheinen jedoch wieder auf das Brackischwerden hinzudeuten. Der Charakter der Schichten erinnert besonders bei Durazzo ganz außerordentlich an die jüngsten Bildungen in der Sekista bei Fijeri (vgl. I. Teil, p. 51). Auch in ihrer geologischen Position sind sie ja mit diesen vollkommen ident und wir werden unsere Schichten ebenso wie in der Malakastra wenigstens zum großen Teil den Astibildungen Italiens gleichsetzen können. In Anbetracht der tektonischen Aktivität unseres Gebietes scheint es mir jedoch wahrscheinlich, daß die Sedimentation in Piacentinfazies in gewissen Gebieten (dort, wo der Piacentinton große Mächtigkeit erreicht) noch geraume Zeit in die „Astizeit“ Italiens hineingedauert hat, während dort, wo die Piacentinbildungen heute nicht mächtig erscheinen, die Sedimentation in Astifazies vielleicht bereits in der „Piacentinzeit“ begonnen hat. Wir dürfen eben, wenn wir die Bezeichnungen Piacentin und Asti für das niederalbanische Pliocän verwenden, damit nicht strenge stratigraphische Begriffe, sondern mehr fazielle Begriffe verbinden, denen man nur einen relativen stratigraphischen Wert zuerkennen kann. Ohne ausreichende Fossilfunde wird es natürlich auch nicht möglich sein, darüber Klarheit zu bekommen, wie weit die

Bildungen im Hangenden des Piacentines überhaupt noch Pliocän sind. Vielleicht ist in ihnen auch bereits Quartär enthalten und durch einen vollkommenen Übergang mit dem Pliocän verbunden.

8. Quartärer Lehm und Schotter (Alluvium).

Besonders den Nordteil der Hügelwelle zwischen Durazzo und Pazar Siak, aber auch die Siak-Ebene und deren östliche Randhöhen bedecken lehmige Bildungen mit stellenweise sandigen Einlagerungen, die wir als diluviale Ablagerungen des ruhig sedimentierenden Arzen annehmen können. Grobe diluviale Ablagerungen finden wir so gut wie keine, nur die nicht bedeutenden Schottervorkommnisse am alten Talboden des Arzen unterhalb Ndreç können wir hierher rechnen.

Auch das Alluvium der Täler besteht fast durchaus aus Lehm; allein der Lj. Tirans hat in jüngster Zeit eine 1—1½ m mächtige Schotterdecke in der Tiraner Ebene ausgebreitet. — In der Bucht von Durazzo begleitet die Küste ein bis ca. 500 m breiter Dünen-sandgürtel.

B. Die Fazies der Tiraner Schichtstufen.

1. Rudistenkalk des Ml. Dajtit.

Das älteste Schichtglied, das hier zutage tritt, ist der im Osten mächtig aufragende Kalk des Ml. Dajtit. Es ist ein heller, gelblicher, dichter, dickbankiger Kalk, in dem sich Rudistenreste finden. Da im Streichen dieses Kalkzuges gegen S, bei Elbasan (s. II. Teil, p. 198) Nummuliten auftreten, so werden wir den Kalk des Ml. Dajtit analog den basalen Kalken der Malakastra auffassen können, nämlich als eine Übergangsbildung aus der Oberkreide ins Alttertiär (Paxoskalk RENZ).

2. Flysch.

Wie in ganz Albanien folgt als normales Hangendes des Rudisten-Nummulitenkalkes der Flysch. Er ist hier sehr typisch entwickelt, d. h. er zeigt jene charakteristische innige Wechsellagerung zwischen Schieferton und dünnbankigem Sandstein und ist durch ein außerordentlich kräftiges Erosionsrelief gekennzeichnet. In einem tieferen Teil des Flysches finden sich auch konglomeratische Bänke, deren Gerölle aus Grünsteinen und Kalk bestehen und deren Bindemittel ein vorwiegend toniges ist. An

einer Stelle fand sich in mürbem, glimmerigem Sandstein auch massenhaft Pflanzenhäcksel.

Für die Altersbestimmung des Flysches haben wir hier keinen anderen sicheren Anhaltspunkt, als daß er konkordant über dem Rudisten-Nummulitenkalk folgt, also mit dem Eocän beginnt, dagegen ist es fraglich, wie weit er ins Tertiär emporreicht. Immerhin berechtigen die im Lugot-Bach als Gerölle aufgelesenen Korallen mit anhaftendem klastischem Grünsteinmaterial (s. p. 368), welche auf die Anwesenheit von Gomberto-Schichten hindeuten¹, zu der Vermutung, daß im Flysch auch hier das Oligocän ganz oder teilweise vertreten ist.

Die Mächtigkeit des Flysches ist wegen seiner wirren Lagerung schwer zu schätzen, jedenfalls steht sie aber sehr bedeutend hinter jener des Hügelland-Flysches zurück und wird kaum mehr als 300 m betragen.

3. Lithothamnienkalk und Konglomerat der II. Mediterranstufe.

Mit deutlicher Diskordanz liegt über dem intensiv gefalteten Flysch eine etwa 300 m mächtige Folge von grobem sandig-kalkigem Konglomerat und Lithothamnienkonglomerat — typisch litorale Bildungen.

Die Konglomerate, die den basalen Teil der Schichtfolge bilden, sind von sehr bunter Zusammensetzung und überaus fossilreich. Die Fauna (s. die Fossilliste p. 370) besteht hauptsächlich aus Bivalven, die jedoch meist nur als Steinkerne erhalten sind. Es sind fast durchaus Formen der II. Mediterranstufe. Besonders die überaus zahlreich auftretenden Pectines: *P. karalitanus*², *Northamptoni*, *Malvinae*, von denen der erstere der häufigste ist und in Riesenexemplaren vorkommt, sind sehr bezeichnend, demgegenüber wird man einigen älteren Elementen, wie: cf. *Arca symmetrica*, cf. *Dentilucina Rollei* — schon wegen der nicht sicheren Identifizierung — keine solche Bedeutung beilegen können.

Auch der den höheren Teil der Schichtfolge bildende Lithothamnienkalk enthält noch zahlreiche *Pecten*-Bruchstücke, *Comus* und Austernschalen, wie überhaupt Fragmente schwerschaliger

¹ Nach freundl. Mitteilung von Prof. OPPENHEIM.

² Das Vorkommen von *P. karalitanus* in Albanien (bei Kruja) ist bereits von SCHAFFER (24) erwähnt worden, wie überhaupt SCHAFFER auf die große Verbreitung dieses *Pecten* hingewiesen hat.

Conchylien. Im Dünnschliff konnten in ihm auch Foraminiferen festgestellt werden, und zwar Nummulitenfragmente wie auch fast unversehrte Amphisteginen und Globigerinen.

Es ist anzunehmen, daß im wesentlichen die Lithothamnienkalke und Konglomerate in den Tiraner Schichtstufen den *Jouanetti*-Schichten des Hügellandes gleichzusetzen sind und vielleicht auch noch dem tieferen Teil des Austernsandsteines entsprechen. Stürmische Littoralbildung am felsigen Festlandsaum und Seichtwasser- bzw. Strandbildung in gewisser Entfernung von der Küste stehen sich gegenüber. Vor allem bemerkenswert ist jedoch die Tatsache, daß die II. Mediterranstufe in den Tiraner Schichtstufen als ausgesprochene Transgressionsbildung diskordant auf Flysch auftritt, während wir im Hügelland die vollkommene Konkordanz und allmähliche Herauentwicklung aus Flysch beobachtet haben. Die Erscheinungsform der II. Mediterranstufe in den Tiraner Schichtstufen erinnert bereits ganz an die Verhältnisse in Griechenland und anderen Teilen der Balkanhalbinsel, wo überall die deutliche Transgressions-Diskordanz des Neogens besteht. Wir befinden uns eben hier in den Tiraner Schichtstufen bereits am äußersten Saum des niederalbanischen Sedimentationsbezirkes und damit in der tektonischen Einflußsphäre Inner-Albaniens (vgl. auch folg. Abschn.).

Das transgredierende Miocän der Tiraner Schichtstufen entspricht ferner vollkommen den von MARTELLI, NELLI und VINASSA DE REGNY beschriebenen Vorkommen von II. Mediterranstufe bei Dulcigno. Auch dort dieselbe Diskordanz über Flysch, der gleiche petrographische Charakter und eine ganz ähnliche Fauna von vorwiegend Pectines (*P. opercularis*, *scabrellus*, *Malvinac. solarium*; letzterer offenbar identisch mit *karalitanus*).

4. Sandig-tonige Schichten mit Austern- und Süßwasser-einschaltungen (Obermiocän).

Über dem Lithothamnienkalk liegen, durch kalkige Übergangsschichten verbunden, vollkommen konkordant sandig-tonige Schichten (mürber toniger Sandstein und sandige Tonschichten), die einesteils massenhaft — oft in ganzen Bänken — Austernschalen, andererseits Einschaltungen mit Süßwasserconchylien sowie Braunkohlen enthalten; auch konglomeratische Lagen kommen vereinzelt vor. Die ganze Schichtfolge wird 150—200 m Mächtigkeit erreichen.

Die Austern sind im wesentlichen die gleichen Formen wie sie den Austernsandstein charakterisieren; die Süßwasserschichten, die mit den Kohlenvorkommen verknüpft sind, enthalten in großem Individuenreichtum:

Cyrena antiqua FER.

Cerithium lignitarum EICHW.

Unio cf. *Sturii* HOERN.

— *pictum* BAST.

Melanopsis aff. *Bouei* FER.

außerdem Bruchstücke von *Natica* div. sp., *Arca* und *Murex*.

Es scheinen im wesentlichen zwei Braunkohlenflöze vorhanden zu sein, deren Mächtigkeit von N nach S zunimmt. Bei Sureli erreicht das liegende Flöz etwa 90 cm, das hangende 40 cm Mächtigkeit. Besonders das liegende Flöz enthält eine schöne Kohle von pechglänzendem Bruch, die offenbar hohen Heizwert¹ besitzt.

Ohne Zweifel haben wir es in diesen Braunkohlen führenden Schichten mit zeitweisen lagunären Bildungen zu tun, die wiederum vom Meere überflutet wurden. Der geologischen Position wie auch dem faunistischen und petrographischen Habitus nach entspricht der ganze Komplex der sandig-tonigen Schichten mit Austern und brackischen Einschaltungen im wesentlichen dem Austernsandstein im Hügelland; sie stellen eine noch küstennähere Fazies desselben dar. Auch hier können wir diese Schichten mit dem *Sarmaticum* parallelisieren, mit dem sie eine große fazielle Ähnlichkeit aufweisen. Die damals statthabende Regression macht sich hier — im damals küstennäheren Gebiet — naturgemäß noch stärker geltend als in den äußeren Teilen Nieder-Albaniens.

5. Eisenschüssiger Sandstein mit verkieselten Hölzern (Ponticum).

Morphologisch ausgezeichnet charakterisiert ist der nächstjüngere Schichthorizont; er bildet die durch die Macchienv egetation, die rötliche Bodenfärbung besonders auffallende und scharf begrenzte erste Hügellzone in der Tiraner Schichtstufenlandschaft. Das Gestein ist ein sehr dickgebankter, mürber Sandstein mit vorwiegendem kieseligen Bindemittel, sehr stark eisenschüssig und zeitweise von Kieslagen durchsetzt. Er enthält stellenweise massenhaft, oft mächtige Stämme von verkieselten Hölzern, die

¹ Diese Kohle ist wahrscheinlich stratigraphisch identisch mit den vom Krabepaß bekannten Kohlen.

vorwiegend einer der Cypresse nahestehenden Konifere angehören dürften. Sonst fand ich noch einen — allerdings wohl weiter nicht bestimmbar — Knochenrest, der mir leider in Verlust geraten ist. Die Mächtigkeit des Sandsteines erreicht 200—300 m.

Schon dem äußeren Habitus nach entspricht diese Sandsteinbildung vollkommen dem „Sandstein mit verkieselten Hölzern“ der Malakastra. Auch die geologische Stellung ist die gleiche; wir werden sie daher auch dem Sandstein-Konglomerat des Ml. Dureit gleichsetzen können.

Wir kommen daher zu dem interessanten Ergebnis, daß die obermiocäne Regressionsphase an der Wende gegen das Pliocän sowohl in einem randlichen wie auch in einem mehr zentralen Gebiete des niederalbanischen Sedimentationsraumes zu Bildungen geführt hat, die wir dem Ponticum vergleichen können und die den Höhepunkt der Regression bezeichnen, während in einem dazwischenliegenden Gebiet die Regression nicht zu Festlandbildungen führte und eine bedeutende neue Transgression eintrat.

6. Eisenschüssige Tegel und Sande mit Braunkohlen (Unterpliocän).

Als jüngstes Schichtglied folgt in der Tiraner Gegend über dem eisenschüssigen Sandstein ein noch sehr mächtiger Komplex von bläulichem eisenschüssigem Tegel und tonig-mergeligen, wenig verfestigten Sanden, der wiederum Braunkohlenflöze eingeschaltet enthält. Mit den liegenden Sandsteinen ist dieser Komplex durch Übergangsschichten verbunden, die vorwiegend aus Sandstein bestehen (jedoch mit tonigem Bindemittel); auch im hangenden Teil treten dann die sandigen Schichten stark in den Vordergrund, während der Hauptkomplex aus Tonschichten gebildet wird, die besonders durch kleine eisenschüssige Konkretionen charakterisiert werden.

Fossilfunde gelangen mir in diesen Schichten fast keine. Nur im basalen Teil des Komplexes, im Liegenden eines Kohlenflözes fand ich eine Tonschicht erfüllt von

Melanopsis Martiniana FER.

Braunkohlenvorkommen finden sich im basalen Teil des Schichtkomplexes, wo ich ein etwa 65 cm starkes, jedoch unreines Flöz (in den guten Flözpartien ist die Kohlenbeschaffenheit wie in den älteren Flözen, s. p. 400) und nach etwa 30 m Zwischen-

mittel ein noch etwa 10 cm mächtiges Kohlenschmitz beobachtete. Schließlich tritt ein weiteres Flöz, das nahe 1 m Mächtigkeit erreicht, aber auch von sehr unreiner und wechselnder Beschaffenheit ist, in einem höheren Teil des Schichtkomplexes auf und ist von dem tieferen Flöz durch etwa 150—200 m taube Schichten getrennt. Die Gesamtmächtigkeit des Komplexes der eisenschüssigen Tegel und Sande mit Braunkohlen wird 300 m übersteigen.

Der geologischen Position nach — als konkordante Hangenschichten der pontischen Bildungen — müssen wir diese Schichten als Pliocän betrachten und zwar im wesentlichen als die Laguner- und Küstenfazies des Piacentins. Wir haben keine Anhaltspunkte dafür, wie weit die Schichten ins Pliocän hineinreichen, d. h. ob sie in ihrem höheren Teil nicht etwa auch ein Äquivalent der Astbildungen sind.

IV. Tektonik.

Allgemeiner Charakter.

Wie in der Malakastra und im Skumbi-Gebiet, so finden wir auch im Gebiete zwischen Tirana und Durazzo nirgends mehr die Schichten in ursprünglicher, ungestörter Lagerung. Auch die jüngsten Schichten des Neogens, das ja fast ausschließlich unser Gebiet aufbaut, sind mehr oder weniger aufgerichtet. Der Typus der Tektonik unterscheidet sich jedoch in gewisser Beziehung von dem der Malakastra und des Skumbi-Gebietes. Auch hier liegt dem Bauplan eine Faltung zugrunde, die Faltelemente treten jedoch nicht so deutlich in Erscheinung; wir können nicht direkt von Gewölben und Mulden, sondern nur von antiklinal und synklinal gebauten Regionen sprechen.

Das Generalstreichen ist von NNW nach SSE gerichtet. Wir finden im größten Teil des Gebietes ziemlich konstantes westliches Schichtfallen. Östliches Verflächen ist weniger verbreitet und meist mit steilerem Neigungswinkel verbunden. Dadurch erhält der Faltenbau einen stark asymmetrischen Charakter. Hierzu kommt noch, daß die Scheitelzonen der Antiklinalregionen durchaus mit Brüchen und sonstigen intensiven Schichtstörungen verbunden sind.

Wir können drei synklinal und drei antiklinal gebaute Regionen unterscheiden:

Die Antiklinalregion des Ml. Durcit, die uns am Ml. Durcit nur im Ostflügel erhalten ist; die Synklinalregion des Knetas Durcit; die Antiklinalregion des Sasso bianco; die untere Arzensynklinale; die Antiklinalregion von Vorra und die Synklinalregion von Tirana. Wir wollen im folgenden diese tektonischen Elemente im einzelnen betrachten.

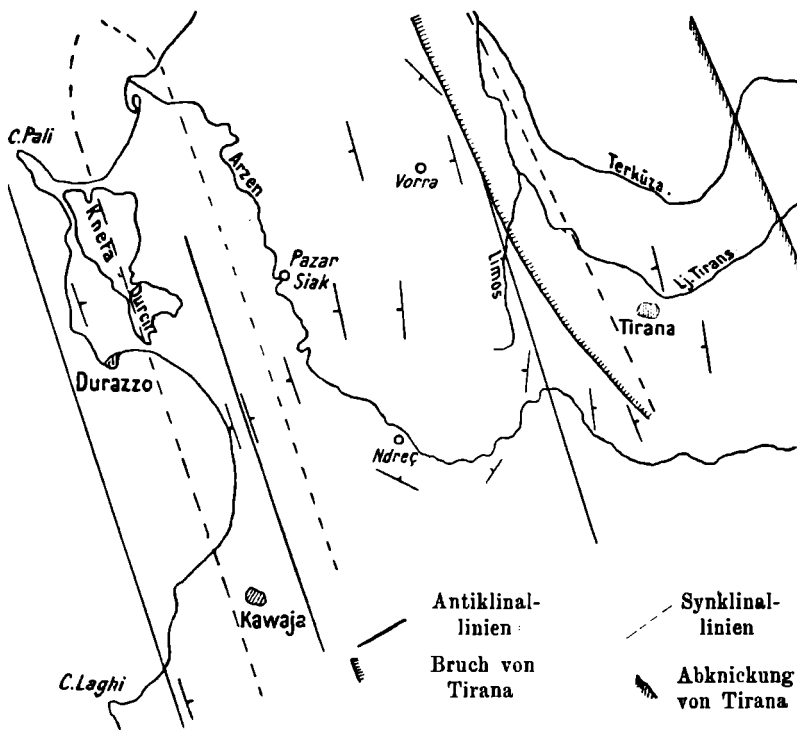


Fig. 26. Übersichtsskizze zur Tektonik. Maßstab 1 : 232 000.

Die Antiklinalregion des Ml. Durcit und die Knetas Durcit-Synklinale.

Wir haben erkannt, daß die Insel von Durazzo aus einem 35–60° nach E geneigten pliocänen Schichtpaket besteht, das mit immer flacherem Neigungswinkel unter den Knetas Durcit einfällt. Daß der Ml. Durcit wirklich einer Antiklinalregion angehört, deren Ostflügel er uns darstellt, ersehen wir daraus, daß im Streichen gegen S, jenseits der Bai von Durazzo, im Cap Laghi ein Hügelland aus dem Meere steigt, das aus den gleichen Schichten

wie die Insel von Durazzo aufgebaut ist und deutlich antiklinalen Bau zeigt. Dieser Antiklinalzug, deren nördlichstes Ende die Insel von Durazzo darstellt, läßt sich nach S bis an den Semeni verfolgen, wo er in der unteren Muzakhia mit umlaufendem Streichen untertaucht¹.

Auch im N der Insel von Durazzo und im Cap Pali dürfte die Lagerung der Schichten, wie sie vom Meere aus erscheint, ein Untertauchen der Antiklinale gegen N andeuten.

Daß am Ml. Durcit der Westflügel der Antiklinale fehlt, ist offenbar der hier ungehindert angreifenden Brandungswirkung zuzuschreiben; sie ließ die vollständige tektonische Entwicklung der Antiklinale hier vielleicht gar nicht zu, während sie südlich der Bai von Durazzo die Anschwemmungen des Skumbi und Semeni schützten. Es ist auch möglich, daß ein Scheitelbruch in der Art, wie wir ihn bei allen übrigen Antiklinalen unseres Gebietes kennen, die Zerstörung des Westflügels gefördert hat.

Der synklinale Bau des Knetä Durcit und der Bai von Durazzo ergibt sich klar aus den Lagerungsverhältnissen des Sasso bianco: dieselben Schichten wie auf der Insel von Durazzo fallen hier steil nach W, also gleichfalls unter die Region: Knetä Durcit—Bai von Durazzo ein. Noch klarer spricht sich der Bau weiter nach S, in der Gegend von Kawaja aus; hier fallen beiderseits von dem Hügelland im W und E die pliocänen Schichten sanft gegen die Ebene zu².

Auch diese Synkinalregion zieht sich bis an den Semeni; sie wird dort von der großen Ebene, der Muzakhia, eingenommen, unter welche die Schichten der nördlichen Malakstra untertauchen (vgl. I. Teil, p. 149).

Die Antiklinalregion des Sasso bianco.

Daß der Hügelzug zwischen der Bai von Durazzo und dem unteren Arzentale einer antiklinal gebauten Region entspricht, läßt sich schon morphologisch erschließen. Die auf der Höhe östlich des Sasso bianco (Δ 171) vorgefundenen Lagerungsverhältnisse bestätigen dies. Allerdings vollzieht sich der Wechsel in das ent-

¹ Diese Beobachtungen machte ich auf meiner Reise in die Malakstra; vgl. „Über nachtertiäre Faltenbewegungen in Albanien“. Geol. Rundsch. 1921.

² Vgl. das Profil von DAL PIAZ aus dieser Gegend und meine oben zitierte Arbeit.

gegengesetzte (östliche) Einfallen so jäh, daß wir hier nicht an eine normale antiklinale Umbiegung, sondern an einen Bruch im Scheitel des Gewölbes werden denken müssen, der in der Sprödigkeit des Materiales des hier auftretenden dickbankigen Konglomerates genügend begründet wäre.

Wie sich die Sasso bianco-Antiklinale gegen S zu verhält, ist noch unbekannt; es ist möglich, daß die Hebungslinie Ml. Skommi—Ml. Grüks am Skumbi in deren Fortsetzung fällt (vgl. II. Teil, p. 299).

Nach N zu taucht die Antiklinale in die breite Muldenregion der Lales-Bai unter; das ist allerdings nur auf Grund der morphologischen Verhältnisse anzunehmen, denn umlaufendes Streichen konnte mangels Aufschlüsse nicht beobachtet werden. Interessant ist, daß an der Aufwölbung auch die als quartäre Arzenablagerungen anzunehmenden sandigen Lehme teilgenommen haben.

Durch das Auftauchen der Sasso bianco-Antiklinale erfährt also die Muldenregion der Lales-Bai eine Zwieselung; der westliche Ast bildet die bereits besprochene Kneta Durcit-Synklinale, der östliche wird durch die Ebene des unteren Arzen dargestellt.

Die Untere Arzensynklinale.

Die Untere Arzen-Synklinale ist überaus weit gespannt und sehr stark asymmetrisch. Der Ostflügel ist lang und flach, der Westflügel kurz und steiler, entsprechend dem verhältnismäßig steilen geknickten Gewölbe des Sasso bianco. Der Arzen folgt — wenn auch sein Lauf offensichtlich an die Mulde anknüpft — nicht deren Achse. Er fließt in dem allerdings schon ganz flach gegen das Muldeninnere einbendenden Ostflügel der Synklinale, und zwar bezeichnenderweise stark eingetieft. Es dürfte das kaum anders zu erklären sein, als daß seit Anlage des Flusses, der ursprünglich der Muldenachse gefolgt ist, sich diese Achse gegen W verschoben hat. Es dürfte der Ostflügel der Synklinale in jüngster Zeit in intensiver Hebung sein, so daß der Fluß rasch in die Tiefe arbeitet, ohne seinen Lauf den veränderten tektonischen Verhältnissen anpassen zu können.

Die Untere Arzen-Synklinale ist — während sie nach N in die weite Synkinalregion der Lales-Bucht ausläuft — nach S hin durch einen ausgezeichneten Muldenschluß gekennzeichnet. Wir konnten in der Gegend von Ndreç das umlaufende Streichen

deutlich feststellen, überdies ist es hier auch sehr gut aus den orographischen Verhältnissen zu erkennen. Der Synklinalcharakter dieser Zone dürfte im Skumbi-Gebiet wieder aufleben, wo wir Anzeichen einer sekundären Einmuldung innerhalb der breiten Antiklinalregion von Papriali fanden (vgl. II. Teil, p. 298).

Die Antiklinalregion von Vorra.

Im Profil, das uns die Straße von Durazzo nach Tirana bietet, bewegen wir uns zum größten Teil (zwischen Pazar Siak bis zum Eintritt in die Tiraner Ebene) im Ostflügel der Unteren Arzen-Synkline. Erst eben am Rande der Tiraner Ebene erkennen wir, daß wir hier den Kern und den sehr kurzen, steil gestellten Flügel einer Antiklinale erreicht haben: während wir bisher in immer ältere, sich immer steiler aufrichtende Schichten gelangt sind, erreichen wir gerade am Austritt der Straße in die Ebene wieder jüngere Schichten (Austernsandstein), die steil nach E einfallen, sogar überkippt sind. Es schließt sich somit an die Untere Arzen-Synkline nach E hin eine im gleichen Sinne asymmetrische Antiklinalzone. Freilich wenn wir das Profil weiter im N, etwa über Preza legen, so finden wir keinen Anhaltspunkt für den antiklinalen Bau dieser Zone, d. h. dort, wo wir ungefähr den Antiklinalkern vermuten könnten, brechen die Schichten in einem geradlinigen Steilrand gegen die Ismi-Ebene ab; die Spuren eines Ostflügels fehlen. Begehen wir hingegen ein Profil im S der Straße, so tritt uns der antiklinale Bau der Zone in aller Deutlichkeit und Vollständigkeit vor Augen. Es hebt sich in dieser Richtung einerseits die Antiklinale heraus, andererseits entwickelt sich der Ostflügel zu immer größerer Vollständigkeit. Das Herausheben der Antiklinale läßt sich sehr deutlich an der Zwieselung des so charakteristischen Leithorizontes der *Crassicosta*-Schichten gegen S zu erkennen und an dem Auftauchen älteren Flysches (Charaktergesteinen des Mittleren Flysches). Die Antiklinalachse verläuft ungefähr in der Richtung vom Limusit-Tal über den Gurbetrit gegen Ml. Prus—Ljalm Kalase. Der Ostflügel der Antiklinale, der wenig nördlich der Tiraner Straße am Westrand der Ismi-Ebene abgeschnitten wird, schwillt am Südrand unseres Kartengebietes bis zu ungefähr 3 km Breite an; die Schichtstellung bleibt jedoch steil bis überkippt. Der Austernsandstein erscheint bis zu einer Mächtigkeit von mehreren 100 m und an ihn schmiegen

sich in überkippter Stellung die pliocänen Tiraner Braunkohlenschichten.

Die ganze Flyschzone auf unserem Kartengebiet entspricht also einem antiklinalen Aufbruch, der jedoch im E schiefwinkelig von einem Bruch, welcher dem Westrand der Tiraner Ebene entspricht, abgeschnitten wird. Dieser Bruch greift nördlich der Tiraner Straße bis in den Antiklinalkern hinein, so daß von hier nach N der ganze Ostflügel der Antiklinale verloren gegangen ist bzw. dieser vielleicht gar nicht zur Entwicklung gekommen ist (s. auch unten).

Im Skumbi-Gebiet haben wir die deutliche Fortsetzung dieser Antiklinalregion in der Antiklinale von Papriali kennen gelernt, die sich noch weiter nach S zu der gewaltigen Antiklinale des Mt. Siloves und Tomor auswächst (vgl. DAL PIAZ Lit. No. 8 u. II. Teil, p. 297).

Die Synklinalregion von Tirana.

Schon DAL PIAZ und DE TONI haben den synklinalen Bau der Ebene von Tirana festgestellt. Im Bereich unserer Karte ist er allerdings schwer zu erkennen, da im E wie im W der Ebene die Schichten im gleichen Sinne einfallen. Es hat sich jedoch gezeigt, daß die bei Sauk steil einfallenden Schichten ident sind mit jenen, die am Lj. Tirans sanft unter die Ebene tauchen und daß sie inverse Lagerung besitzen (vgl. auch oben).

Viel klarer gibt sich der muldenförmige Bau weiter im S, außerhalb unseres Kartengebietes, zu erkennen, wo die Überkipfung des Westflügels allmählich nachläßt und in der Richtung gegen den Kraba-Paß auch das umlaufende Streichen des südlichen Muldenschlusses deutlich zu beobachten ist. In der Mulde von Patres im Skumbi-Gebiet (vgl. II. Teil, p. 300 ff.) scheint sich dieselbe Muldenregion wieder zu öffnen und auch noch jenseits über die Elbasaner Ebene hinaus ihre Fortsetzung zu finden.

In der Richtung nach N ist der Synklinalcharakter dieser Zone durch einen jüngeren tektonischen Vorgang verwischt, welcher mit dem bereits erkannten Bruch am Westrand der Ismi-Ebene in Zusammenhang steht. Die Steilstellung und Überkipfung der Schichten an der südlichen Umrandung der Tiraner Ebene spricht dafür, daß dieser mit einem Bruch verbundene Vorgang kein einfacher senkrechter Abbruch war, sondern daß im Ver-

laufe der Faltung infolge Überanstrengung des Mittelschenkels eine Zerreißung stattfand, worauf — wie die morphologischen Beobachtungen lehren — das Muldeninnere einsackte. Dies ist wenigstens für den südlichen Teil der Ebene anzunehmen (etwa vom Limusit südwärts), wo wir wenigstens einen Teil des Westflügels der Synklinale erhalten sehen. Weiter nach N dürfte es jedoch gar nicht zur Entwicklung einer Falte gekommen sein; wir finden dort keine Spur mehr von einem Mittelschenkel und können auch nicht annehmen, daß dieser etwa zertrümmert oder in der Tiefe der Ebene verborgen sei. Viel näher liegt es, anzunehmen, worauf auch das Untertauchen der Antiklinalachse von Vorra hindeutet, daß es zur Ausbildung einer Falte überhaupt nur im S kam und ihre Überanstrengung hier zur Zerreißung des Mittelschenkels führte, während die Falte nach N rasch ausklang und sich hier in der Fortsetzung des überanstrengten Mittelschenkels ein mehr-minder senkrechter Bruch entwickelte. Es scheint mir das ein gutes Beispiel, wie seichte asymmetrische Falten im Streichen leicht in einfache Brüche übergehen können und daß zwischen Faltung und Schollenbruch oft die nächsten genetischen Beziehungen bestehen können.

Die Abknickung am Ml. Dajtit; das Verhältnis zwischen Nieder- und Inner-Albanien.

Am Ostrand der Tiraner Ebene sehen wir die Schichten, die dem Ostflügel der Tiraner Synkinalregion entsprechen, sich sanft aus der Ebene herausheben, nach E, (gegen das Gebirge hin), jedoch immer steilere Neigung annehmen und sich schließlich unter einem durchschnittlichen Fallwinkel von 35° diskordant auf intensiv gefalteten Flysch und Kreide-Eocän-Kalk auflegen. Mit den über die Flyschfurche von Tamin-Srmi in die Luft hinausgehenden Schichtköpfen der miocänen Litoralbildungen hat die charakteristische Tektonik Niederalbaniens ihre scharfe östliche Grenze gefunden. Die Flysch- und Rudistenkalkunterlage zeigt einen anderen Bauplan: enge, steile Zusammenpressung tritt an Stelle der breiten, niedrigen, asymmetrischen Faltenwellen. Wir betreten damit am Fuße des Ml. Dajtit das älter gefaltete Inneralbanien, dessen sich in mehrere Einheiten gegliederten Bau wir im Skambi-Gebiet kennen gelernt haben. Und zwar befinden

wir uns am *ML. Dajtit* in der direkten, streichenden Fortsetzung des *Skamiljetet-Gewölbes*, einer Zone, die wir dort als letzte autochthone Küstenkette von dalmatinisch-montenegrinischem Typus erkannt haben (vgl. II. Teil, p. 305). Der Bau dieser Antiklinale zeigt hier gegenüber dem *Skamiljetet* nur den Unterschied, daß sich das dort wohl etwas asymmetrische, aber sonst aufrechte Gewölbe zu einer nach W übergelegten, etwas Fächerform andeutenden Falte umgewandelt hat. Die Deutung der Lagerungsverhältnisse des *ML. Dajtit* auf diese Weise ist gerade durch die Beobachtung des klaren Aufbaues des *Skamiljetet* einwandfrei ermöglicht worden.

Außer der *ML. Dajtit*-Antikline finden wir westlich derselben im Profil von *Linsa* noch eine deutliche sekundäre Kalkaufwölbung, auf welcher unmittelbar das *Miocän* transgrediert und die wir vielleicht mit dem kleinen Kalkaufbruch des *Malerofesit* vergleichen können (s. II. Teil, p. 304).

Das gegenseitige Verhältnis von Nieder- und Inneralbanien ist in unserem Gebiet jedoch wesentlich anders als im *Skumbi-Gebiet*. Ebenso groß ist der Unterschied gegenüber der *Malakakra*. In der *Malakakra* sahen wir eine landeinwärts allmählich zunehmende Faltungsintensität, wobei immer ältere Gesteine in den Gewölbekernen zum Vorschein kamen. Dort in der *Malakakra* verwächst, verschmilzt Nieder- mit Südalbanien (den Epirotischen Ketten) und dadurch wird diese Landschaft zu einem eigenen tektonischen Typus. Bei *Elbasan* im *Skumbi-Gebiet* sahen wir südlich des *Skumbi* die vorgeprellten inneralbanischen Überschiebungsmassen gegen das niederalbanische Faltenvorland andrängen und mit diesem — ohne Vermittlung der autochthonen Küstenkette — unmittelbar in Berührung treten. Unmittelbar nördlich des *Skumbi* finden wir die Grenze zwischen Nieder- und Inneralbanien nicht scharf ausgeprägt; sie liegt dort im Bereich der *Elbasaner Senkung*. Aus deren Bereich nach N entwickelt sich aber — wie wir jetzt in der Gegend von *Tirana* sehen — wieder eine sehr scharfe Grenze; sie kommt durch den Ostrand des Neogens und den Steilabsturz des *ML. Dajtit* (die „Wand von *Kruja*“) überaus markant zum Ausdruck.

Die landschaftlich so auffallende Steilstufe des *ML. Dajtit*, mit der die Verbreitung des Neogens hier nach E hin ihr Ende findet, legt natürlich zunächst den Gedanken nahe, daß man es hier mit einer senkrechten Verwerfung, mit einem Abbruch zu tun hat, längs welchem die niederalbanische Scholle zur Tiefe

gesunken ist. Das war ja tatsächlich auch die Anschauung Boué's. Die Lagerungsverhältnisse am Fuße der Steilstufe — wir sahen die Flyschschichten unter den Kalk einfallen, nicht scharf absetzen wie das bei einer Verwerfung sein müßte — widersprechen jedoch dieser Auffassung und wir sind daher gezwungen, den gewaltigen Absturz in seiner heutigen Gestalt im wesentlichen als ein Erosionsgebilde anzusehen (näheres über diesen Gegenstand noch im V. Abschn.). Dennoch ist es kein Zufall, daß gerade hier die Erosion die Grenze zwischen Nieder- und Inneralbanien so scharf herauspräpariert hat. Abgesehen von dem Gesteinswechsel (Flysch gegen Kalk) und den zur Herausbildung einer Steilstufe günstigen Lagerungsverhältnissen (Unterteufen des weichen Flysches unter den Kalk, daher Unterhöhlung) hat doch auch ein tektonischer Bewegungsvorgang an der Ausgestaltung der scharfen Grenze mitgewirkt. Davon überzeugt uns das geringe Vorkommen neogener Strandbreccie auf dem über dem Steilsturz gelegenen Terrassenabsatz des Ml. Dajtit; es beweist, daß diese Terrasse der Rest der miocänen Strandplattform ist und daß diese in so ausgezeichneter Weise erhalten ist beweist wiederum, daß seit ihrer Ausbildung sich Inneralbanien als starre Scholle verhalten hat — in strengem Gegensatz zum plastischen Niederalbanien, das seither in Falten gelegt wurde. Ein derartiger jäher Übergang im tektonischen Verhalten kann sich nicht kontinuierlich vollziehen; eine Diskontinuitätslinie muß zwischen beiden Schollen verlaufen, wenn es auch, wie wir gesehen haben, kein Abbruch im gewöhnlichen Sinne des Wortes ist. Es ist vielmehr, wie uns die in die Luft hinausgehenden, aber zur Terrasse des Ml. Dajtit emporweisenden Schichten der Tiraner Schichtstufenlandschaft zeigen, eine Abknickung, sozusagen eine diskontinuierliche Flexur, die beide Schollen gelenkartig verbindet.

V. Morphogenese.

Entwicklungsstadium der Landschaft; Abhängigkeit der Oro- und Hydrographie von der Tektonik.

Der allgemeine Charakter unseres Untersuchungsgebietes ist der einer reifen Landschaft mit Verjüngungserscheinungen. Das Hügelland weist fast durchaus eine reiche — im Flyschgebiet sogar extremreiche Gliederung auf. Im wesentlichen bildet es noch

eine geschlossene Bergmasse, nur stellenweise beginnt die Auflösung in einzelne Hügelgruppen. Die Täler sind ausgeglichen und breit, die Flüsse mäandrieren; gegenwärtig sind sie erodierend tätig und haben ihre Mäander schon um beträchtliches in die alten Talböden versenkt.

Vergleichen wir die Oberflächenformen mit dem geologischen Bau, so fällt uns die große Anpassung der oro-hydrographischen Verhältnisse an die Tektonik in die Augen. Schon in großen Zügen entsprechen den antiklinal gebauten Gebieten die orographischen Erhebungen, den synklinalen Regionen die Niederungen. Betrachten wie die Orographie im einzelnen, so finden wir die vollkommene Kongruenz mit den tektonischen Leitlinien, so daß wir aus den orographischen Verhältnissen unmittelbar die tektonischen Züge herauslesen können. Es sei hier nur als besonders prägnantes Beispiel die charakteristische Umbiegung der Berg Rückenlinien am mittleren Arzen hingewiesen, in der sich hier deutlich der Muldenschluß widerspiegelt. Von allen Hauptkämmen können wir ruhig eine völlige Übereinstimmung zwischen orographischem und geologischem Streichen behaupten.

Nicht anders verhalten sich die Gewässer. Betrachten wir den Hauptfluß unseres Gebietes, den Arzen. Er betritt unser Gebiet als Längsfluß, d. h. er fließt nahezu parallel dem orographischen und geologischen Generalstreichen. Eine kleine Abweichung macht sich allerdings schon bemerkbar, offenbar hervorgerufen durch die Annäherung an die Region abnormalen Streichens im Gebiet des großen Muldenschlusses. Bei der Ura Besirit lenkt der Fluß auch tatsächlich vollkommen in das umlaufende Streichen dieses Muldenschlusses ein; der Fluß spiegelt in seiner Laufstrecke zwischen der Ura Besirit und Vrani vollkommen die tektonischen Verhältnisse wieder. In seinem Unterlauf ist der Arzen wieder ein Längsfluß, und zwar ein Muldenfluß, wenn er sich auch nicht — wie das im vorausgegangenen Abschnitt besprochen wurde (s. p. 405) — gerade an die Muldenachse hält. Jedenfalls ist der gekrümmte Lauf des Arzen in unserem Gebiete durchaus durch die Tektonik vorgeschrieben.

Der zweite Fluß unseres Gebietes, der Lj. Tirans, betritt die Tiraner Ebene als transversaler Fluß von offenbar konsequenter Anlage, wird aber hier zu einem longitudinalen Muldenfluß; auch er paßt sich also bei Eintritt in das niederalbanische Faltenland in gleicher Weise wie der Arzen der Tektonik an.

Dieses enge Verhältnis zwischen Oro-Hydrographie und Tektonik zeigt uns, daß sich die Landschaft trotz der äußerlich reifen Formen in einem noch jugendlichen Stadium der Entwicklung befindet, daß die Grundzüge der Oberflächengestaltung noch von den ursprünglichen tektonischen Formen beherrscht sind. Die „Reife“ der Formen ist hier also nicht Ausfluß eines fortgeschrittenen morphologischen Entwicklungsstadiums, sondern nur eine Folge der leichten Zerstörbarkeit der Gesteine. Reife der Formen und Reife des Entwicklungsstadiums decken sich also hier nicht. Wir haben bereits genügend Anhaltspunkte aus Niederalbanien gewonnen¹, um annehmen zu müssen, daß die Tektonik hier ganz jung ist, daß sie wahrscheinlich heute noch aktiv ist, also die tektonischen Urformen sozusagen sich heute noch in statu nascendi befinden, während die Erosion doch bereits reife, ja alte Formen geschaffen hat. Es zeigt sich eben auch in diesem unserem Gebiete sehr sinnfällig, daß die Landschaftsformen — wie ich das auch an anderer Stelle auseinandergesetzt habe² — nichts anderes sind, als der äußere Ausdruck für das Verhältnis: Geschwindigkeit der tektonischen Bewegung zu Geschwindigkeit des Abtragungsvorganges, wobei letzterer Vorgang wesentlich von der Gesteinsbeschaffenheit abhängig ist, und daß wir das eigentliche „Alter“ der Landschaft im Sinne vom morphologischen Entwicklungsstadium nur beurteilen können aus den Beziehungen zwischen Oberflächenformen und geologischem Bau³.

Anzeichen für Neubelebung.

Wir erwähnten bereits die Anzeichen für eine Neubelebung der Erosion. Am augenfälligsten treten sie uns im Verhalten des Arzen entgegen. Dieser Fluß ist heute durchaus erodierend tätig und fließt 8—10 m tief in seinem früheren, breiten Talboden eingeschnitten (vgl. die Phot. Taf. XXII, 1); seine Mäander haben sich gefangen und es

¹ Vgl. I. und II. Teil, ferner „Über nachtertiäre Faltenbewegung“. Geol. Rundsch. 1921.

² „Morphogenetische Studien aus Albanien.“ Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 1919 und „Malakstra“.

³ Als Beispiel für eine Landschaft in Niederalbanien, die bereits das reife Entwicklungsstadium erreicht hat, sei nur an die „Mulde von Patres“ erinnert (s. II. Teil, p. 201).

beginnt sich ein „Tal im Tale“ zu entwickeln. Ebenso fließt der Limusit und die anderen Bäche bis mehrere Meter tief in breite Talböden eingesenkt. Wir müssen also den Schluß ziehen, daß die mit allgemeiner Hebung verbundenen tektonischen Bewegungen in jüngster Zeit neu eingesetzt bzw. sich bedeutend beschleunigt haben, so daß die Flüsse von ihrer vorwiegenden Lateralerosion wieder zur Tiefenerosion übergehen mußten. Jedenfalls möchte ich es auch hier vermeiden (wie in der Malakastra) deswegen von einer zweizyklischen Entwicklung des Gebietes zu sprechen¹, da, wie bereits auseinandergesetzt, die Entwicklung nie über das Jugendstadium hinauskam, wenn auch die Talformen bereits reifes Aussehen erhalten hatten. Durch dieiedereinsetzende oder beschleunigte tektonische Bewegung ist der Abtragungszklus tatsächlich nur in eine neue Etappe getreten.

Im Gebiet der Stufenlandschaft östlich Tirana weist die Flußentwicklung Anzeichen von einer Verjüngung in drei Etappen auf, worin sich das abweichende tektonische Verhalten dieses bereits unter „inneralbanischem“ Einfluß stehenden Gebietes offenbart. Während wir im Hügelland zwischen Tirana und Durazzo außer dem alten Talboden in 6—8 m Höhe keine Spuren von höheren Terrassen beobachten konnten, findet sich am Lj. Tirans östlich Tirana außer diesem niedrigen alluvialen Talboden, der gegen das Gebirge bis auf 15 m ansteigt, noch ein weiterer als deutliche Ebenheit erscheinender Talbodenrest in ca. 30 m (s. Taf. XXIII, 1) Höhe und schließlich ein dritter bei Stis-Tuffina in ungefähr 80—100 m, der hier an den Bach von Tuffina anknüpft.

Die Entwicklung der Tiraner Ebene.

Eine abweichende Entwicklung hat auch die Tiraner Ebene mitgemacht, wie wir aus dem Verhalten des Lj. Tirans in dieser Ebene erschließen können. Der Lj. Tirans hat einst bedeutend akkumuliert, wie die über die Ebene ausgebreiteten Schotterablagerungen zeigen. Auch heute ist seine Tätigkeit im Gegensatz zu jener des Arzen noch vorwiegend aufschüttend und nur

¹ ALMAGIA hat eine von der meinigen abweichende Vorstellung von der Entwicklung der Landschaft gewonnen. Er betrachtet die Landschaft als zweizyklisch und aus einer im ersten Zyklus herausgebildeten Rumpffläche hervorgegangen.

bei großem Wasserrichtum scheint er zu Erosionsleistungen befähigt. Wir können nicht fehlgehen, wenn wir die Akkumulationsfähigkeit des Lj. Tirans mit der Tektonik der Ebene, wie wir sie oben kennengelernt haben, in Zusammenhang bringen: die einseitig eingebrochene Synklinalregion von Tirana erweist sich eben auch morphologisch als Senkungsgebiet. Die Senkung ist wahrscheinlich nur eine relative, indem das Gebiet der Ebene während des allgemeinen Hebungsprozesses in der Bewegung nur zurückgeblieben ist.

Die Morphologie der Umrandung der Tiraner Ebene erregt dann noch besondere Aufmerksamkeit durch die breite offene Talverbindung zum Arzen, die heute nur teilweise, und zwar von einem unbedeutenden zum Arzen gerichteten Wasserlauf benützt wird. Bemerkenswert ist es, daß diese Talverbindung genau in die Fortsetzung der transversalen Laufrichtung des Lj. Tirans vor Eintritt in die Ebene fällt und ebenso in der Richtung des Arzentales unterhalb der Ura Besirit ihre Fortsetzung findet. Der Talboden des Arzen, in den sein heutiges Bett eingesenkt ist, und jener des außer Betrieb befindlichen Verbindungstales befinden sich in vollkommen gleichem Niveau und erscheinen auch sonst morphologisch ganz einheitlich. Wir gewinnen den Eindruck, daß in dem Stadium vor Eintiefung des heutigen Arzenbettes der Lj. Tirans unter Beibehaltung seiner ursprünglichen transversalen Laufrichtung dem Arzen zugeströmt ist und erst spätere tektonische Ereignisse — eben die zumindest relative Senkung im Gebiet der heutigen Tiraner Ebene — ihn in die Längsrichtung gezwungen haben. Während die neueinsetzende oder beschleunigte allgemeine Hebung den Arzen zum Tieferlegen seines Bettes gezwungen hat, hat die Senkung im Gebiet von Tirana den Lj. Tirans nicht nur zum Aufschütten veranlaßt, sondern ihm auch die Richtung der Achse des Senkungsgebietes vorgeschrieben.

Die Schichtstufenlandschaft östlich Tirana und der Westabsturz des Ml. Dajtit.

Einen ausgezeichneten morphologischen Typus stellt die Landschaft östlich Tirana dar (vgl. die Pl.ot. Taf. XXIII, 1). Der geologische Aufbau kommt in ihr außerordentlich klar zum Ausdruck; sie zeigt das aus verschiedenen widerstandsfähigen Gesteinen zusammengesetzte, zur Ebene sanft abfallende, gegen das Gebirge steiler auf-

gebogene tertiäre Schichtenpaket. Der kieselige pontische Sandstein und die kalkige Mediterranschichten erweisen sich dank ihrer Durchlässigkeit als stufenbildend, während die tonigen Tiraner Braunkohlenschichten und sarmatischen Schichten sowie der Flysch im Relief zurücktreten. Die fast jedes Schichtglied auszeichnenden charakteristischen Kleinformen und Vegetationsformen lassen die Stufenlandschaft noch prägnanter in Erscheinung treten. So ist besonders die Sandsteinzone durch die runden Auswaschungsformen (s. Taf. XX, 2), tief eingeschnittenen Klammen und die Macchienvegetation (*Erica arborescens*, *Arbutus Unedo*), die sarmatischen Schichten durch die sanften Hänge mit Kulturlandbedeckung, besonders Olivenhaine, die Lithothamnienkalk-Konglomeratzone durch die wenig gegliederten Formen, spärliche Gestrüppbedeckung (bes. *Juniperus*), der Flysch durch seine Feinmodellierung und Nacktheit (s. Taf. XXIII, 2), z. T. auch noch Olivenkulturen gekennzeichnet.

Als höchste, nach E hin die Tiraner Stufenlandschaft abschließende Gebirgsstufe erscheint schließlich der antiklinal gebaute Kalkzug des Ml. Dajtit mit seinem gewaltigen, nach W gerichteten Wandabsturz, dessen tektonische Vorbedingungen wir bereits im vorausgegangenen Abschnitt besprochen haben. Die vermutliche morphologische Entwicklung sollen uns die Fig. 27 a—d schematisch vor Augen führen.

Ein sehr auffallendes und wichtiges Formelement des Ml. Dajtit ist die Terrasse, die den Wandabsturz nach oben hin abschließt und von der steil geböschten Gipfelpartie trennt (s. Taf. XXII, 1). Wir haben sie bereits aus geologischen Gründen als Rest der miocänen Strandplattform erkannt. Es ist jedoch offenbar, daß nicht nur die Terrasse, sondern auch der darunter liegende Wandabsturz seine Gestaltung im wesentlichen marinen Kräften verdankt. Er ist das Kliff, an dem nach der andauernden Hebung Inneralbaniens das Meer brandete; subaerische Kräfte haben nach dem endgültigen Rückzug des Meeres die Wand weiter ausgestaltet, wobei natürlich der große Unterschied in der Widerstandsfähigkeit zwischen Kalk und Flysch und die zur Herausbildung einer Steilwand günstigen Lagerungsverhältnisse (der weiche Flysch fällt unter den Kalk ein, daher Unterhöhlung) wesentlich mitgewirkt haben. Durch das stetige Zurückwandern der Steilstufe wurde natürlich die miocäne Strandplattform zu einer immer schmäl-

werdenden Terrasse reduziert, so daß heute nur mehr der geringe schmale Rest am Ml. Dajtit übrig geblieben ist. Die im übrigen so ausgezeichnete Erhaltung der Terrassenform ist abgesehen von der tektonischen Starrheit der inneralbanischen Scholle natürlich auch der Widerstandsfähigkeit des Rudistenkalkes zu danken, der nur den Korrosionskräften gegenüber zugänglich ist. Die

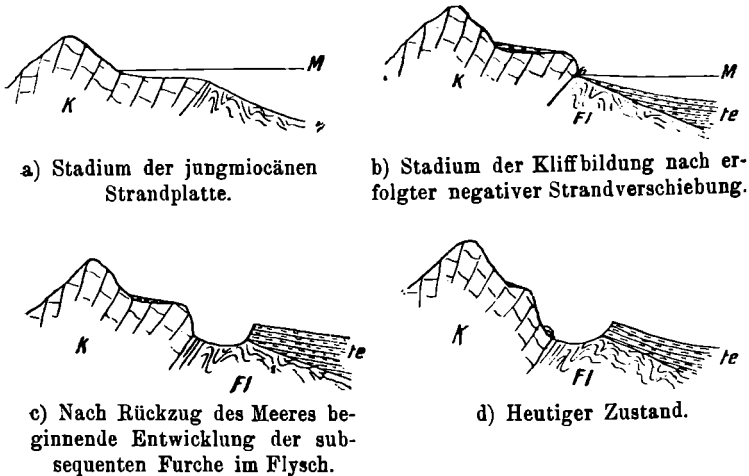


Fig. 27. Schema der Entwicklung des Westabsturzes des Mali Dajtit (der „Wand von Kruja“).

K = Kalk des Ml. Dajtit, Fl = alttertiärer Flysch, te = Jungtertiär, M = Meeresspiegel.

beginnende Dolinenbildung (dieselbe konnte ja erst nach Abtragung der miocänen Strandbreccie erfolgen) hat die Form jedoch noch in keiner Weise zu verwischen vermocht.

VI. Schlußfolgerungen; Geologische Entwicklungsgeschichte des Gebietes.

Die geologische Entwicklungsgeschichte unseres Gebietes ist entsprechend der Jugend der Ablagerungen kurz; dessen ungeachtet bietet sie uns ein interessantes Problem, dasselbe, das wir bereits in der Malakstra diskutieren konnten (vgl. dort p. 170 ff.): nämlich das Problem der Zusammenhänge zwischen Fazies und tektonischem Vorgang.

Die ausgezeichnete, fossilreiche Entwicklung des jüngeren Tertiärs, die Jugendlichkeit der tektonischen Bewegungen und

die günstigen Aufschlußverhältnisse ermöglichen es hier, wie es wohl selten in einem andern Falle möglich sein dürfte, die Wechselbeziehungen zwischen den Vorgängen der Tektonik und der Sedimentation zu studieren.

Wir kamen bereits in der Malakstra zu dem Ergebnis, daß wir dort zwischen einer Antiklinal- und Synklinalfazies unterscheiden können. In nicht minder scharfer Weise spricht sich dieser fazielle Gegensatz in unserem Gebiete aus; hier kommt jedoch noch als dritte, stark differenzierte Fazies die kontinental-litorale Fazies hinzu, d. h. jene Fazies, die sich unmittelbar am Saum des zusammenhängenden Festlandes (Inneralbanien) entwickelt hat. Wir können die ersten beiden Fazies als die orogenetisch beeinflussten, letztere als die epirogenetisch beeinflusste bezeichnen. Das heißt die beiden ersten Fazies bildeten sich unter dem Einfluß der orogenetischen Vorgänge im eigentlichen niederalbanischen Sedimentationsbezirk heraus, während die litorale sich in dessen äußerstem Randgebiet unter dem Einfluß der epirogenetisch bewegten inneralbanischen Scholle entwickelte.

Wir können die geologische Geschichte unseres Gebietes erst mit dem Beginn der Tertiärzeit verfolgen. Damals gehörte das Gebiet dem gewaltigen, den größten Teil der heutigen Mittelmeerlande umfassenden Sedimentationsbezirk an, in welchem die eirötigen Flyschablagerungen zum Absatz kamen. Die gebirgebildende Periode des Oligocän, in der der größte Teil der Dinariden zur Auffaltung kam, äußert sich in unserem Gebiete in einer deutlichen Regression; sie führte jedoch nur randlich zur Trockenlegung, mehr gegen das Zentrum des Gebietes zeigen sich ihre Spuren nur im Charakter des Sediments; es fanden nämlich in ganz Niederalbanien zu dieser Zeit Einstreuungen groben Materiales statt, was die natürliche Folgeerscheinung der durch die tektonischen Bewegungen am Festland mächtig wiederbelebten Erosion war. Das „Grünsteinland“, das im Osten damals große Landkomplexe einnahm, unterlag bedeutender Abtragung, während der im Eocän abgelagerte und jedenfalls zum größten Teil bereits aufgefaltete Nummulitenkalk von der Erosion noch nicht in größerem Maße bloßgelegt worden war.

Erst mit Beginn des Miocäns — müssen wir annehmen — pflanzte sich der Faltungsvorgang

auch in den Bereich unseres Gebietes hinein fort. Diesen Hinweis gibt uns die ausgezeichnete Strand- bzw. Untiefenfazies der *Crassicosta*-Schichten, die wir entlang der Antiklinalzone von Vorra vorgefunden haben. Offenbar begann sich damals, an der Wende des Oligocäns und Miocäns, in der Fortsetzung der bereits im Oligocän aufgefalteten und als Land aufgetauchten Antiklinale des Tomor—Ml. Siloves auch in unserem Gebiete der Meeresboden antiklinal emporzuwölben. Daß diese Emporwölbung schon damals bis zur Landwerdung vorschritt, ist nicht anzunehmen, vielmehr scheint nur eine bedeutende Verseichtung in dieser Zone eingetreten zu sein, welche zur Bildung von Untiefen und von Algenriffen führte, auf denen sich eine reiche Fauna ansiedelte.

Nach diesem ersten Auftakt gebirgsbildender Bewegungen in unserem Gebiet folgte eine Zeit verhältnismäßiger tektonischer Ruhe — die Flyschsedimentation nahm ihren Fortgang. Immerhin scheint sich die Tendenz zur Aufwölbung und Verseichtung bald wieder eingestellt zu haben, denn wir finden im Oberen Flysch bereits die ersten Einschaltungen von Austernbänken und schließlich vollzieht sich ein allmählicher Übergang in lithothamnie-reiche Schichten mit reicher Strandwasserfauna (*Cardita Jouanetti*-Horizont).

Es ist mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen, daß zu dieser Zeit bereits die erste Verlandung innerhalb unseres Gebietes eingetreten ist, denn die *Cardita Jouanetti*-Schichten stellen eine ausgesprochene Flachstrandfazies dar. Die große Unabhängigkeit Nieder- und Inneralbaniens zeigt sich jetzt darin, daß zur gleichen Zeit im Randgebiete die transgredierenden leithakalkartigen Schichten zur Ablagerung kamen. Für die so allgemein verbreitete und auf säkulare Bewegungen zurückzuführende Transgression der II. Mediterranstufe finden wir also im zentralen niederalbanischen Sedimentationsbezirk keine Anzeichen, ein Beweis, daß sich hier der Sedimentationsvorgang unter dem Einfluß der tektonischen Ereignisse daselbst abgespielt hat — unabhängig vom tektonischen Verhalten des Festlandes. Diesem Schluß können wir nicht aus dem Wege gehen, solange wir unsere stratigraphischen Ergebnisse als gesichert betrachten — und gerade bei den leithakalkartigen Bildungen der Tiraner Schichtstufen und den *Cardita Jouanetti*-Schichten haben wir allen Grund hierzu.

Im Obermiocän hatte die Verseichung des nieder-albanischen Sedimentationsraumes weitere Fortschritte gemacht: wir finden die eintönigen Austernsandsteine, die brackische Einschaltungen enthalten, ein Hinweis, daß zeitweise Abschnürungen vom offenen Meere eintraten. Wesentlich markanter äußern sich diese zeitweisen lagunären Zustände im randlichen Gebiet, wo auch Braunkohlen zur Ablagerung kamen. An der Wende zwischen Miocän und Pliocän führte die Regression sowohl im randlichen Gebiet (Tiraner Schichtstufen) wie im Bereich der Antiklinalen zur Verlandung; auch die Antiklinale von Durazzo war damals bereits emporgewölbt, denn wir treffen hier Sande mit Konglomeratbänken mit der von DAL PIAZ aufgefundenen Süßwasserfauna. In der einer Synklinalregion angehörenden Gegend bei Maminok, wo die altersgleichen Schichten austreichen, suchen wir vergebens nach einer derartigen Entwicklung. Dieses Fehlen der sowohl bei Tirana wie im Antiklinalgebiet von Durazzo so mächtigen Land- bzw. Süßwasserablagerungen im lückenlosen Profil bei Vorra, scheint mir der vollgültigste Beweis für die Abhängigkeit der faziellen Verhältnisse von der während der Sedimentation aktiven Tektonik¹.

An der Wende des Mio- und Pliocäns dürften die orogenetischen Bewegungen in Niederalbanien einen ähnlichen Höhepunkt erreicht haben wie an der Wende von Oligo- und Miocän und auch auf diese zweite Kulmination folgte eine Zeit der Ruhe, in der wieder die sinkende Tendenz der Geosynklinalregion in den Vordergrund trat. Lokal — im Antiklinalgebiet von Ml. Durcit und Sasso bianco — kam es zur Transgression; scharf, ohne Übergang folgt hier der marine Piacentintön über den pontischen Bildungen. Geringer spricht sich die Transgression im Tiraner Randgebiet aus, wo es nur zu lagunären Bildungen kam (Tiraner Braunkohlen). Dagegen vollzieht sich der Übergang von den obermiocänen Seicht- und Brack-

¹ Es ist interessant, daß sich auch heute die Fortsetzung der Antiklinalregion von Cap Rhodoni nicht nur im Verlauf der Isobathen, sondern auch durch das Auftreten von Geröllbänken im Dringolf anzeigt. (Nach freundlicher Mitteilung von H. Baron Norcsa, welcher die neuesten Seekarten einzusehen Gelegenheit hatte.)

wasserablagerungen (Austernsandstein) im Gebiet der Unteren Arzensynklinale allmählich durch Vermittlung der auf zunehmende Meerestiefe hinweisenden *Arca-Modiola*-Schichten. Jedenfalls haben auch in der Piacentinzeit die Antiklinalregionen ihre tektonische Stellung gewahrt, wie die bedeutend geringere Mächtigkeit der Piacentintone am Ml. Durcit gegenüber jener im Arzengebiet zeigt.

Das Jungpliocän brachte nun das neuerliche Aufleben der gebirgsbildenden Kräfte, die seither offenbar die ganze Quartärzeit wirksam geblieben sind. Gleichzeitige, mit allgemeiner Hebung verbundene tektonische Vorgänge in Inneralbanien bzw. im randlichen (inneralbanisch beeinflussten) Niederalbanien führten zur Wiederbelebung der Erosion. Sande und Schotter legten sich nun über die Piacentintone und auch die Untere Arzensynklinale verlandete, während die Antiklinalregionen (besonders die ältere, jene von Vorra) bereits bedeutender Abtragung zum Opfer fielen¹. In der Knetia Durcit-Syncline können wir dagegen die Sedimentation auch heute noch nicht als abgeschlossen betrachten; nur in ihrer südlichen Fortsetzung (Ebene von Kawaja, Muzakhia) ist die Verlandung dank der Sedimentzufuhr größerer Flüsse (Skumbi, Semeni) bereits vollendet.

So sehen wir das Gebiet zwischen Tirana und Durazzo im Laufe des Jungtertiärs allmählich aus dem Schoße der Adria empor-tauchen. Die Landwerdung vollzieht sich unter dem Einfluß von gebirgsbildenden Bewegungen, die in drei Phasen jeweils zu einem Höhepunkt anschwellen, während in den Zwischenzeiten Dämpfungen eintreten bzw. die sinkenden Tendenzen der Geosynklinalzone wieder in den Vordergrund treten. Im ganzen betrachtet stellt sich uns der Faltungsprozeß in unserem Gebiete genau so wie in der Malakstra als ein einheitlicher, während des ganzen Tertiärs unverrückbar dem gleichen Ziel zustrebender Vorgang dar, der nichts anderes ist als ein posthumes Weitergreifen der oligocänen dinarischen Faltung.

¹ Im Cap Laghi-Hügelland (Fortsetzung der Ml. Durcit-Antiklinale) ist die Abtragung dagegen noch nicht weit vorgeschritten.

Tafel-Erklärungen.**Tafel XIX.**

- Fig. 1. Bergschlipf im Mergel der Piacentinstufe am Ml. Durcit.
 „ 2. Die steil zum Meere einfallenden Konglomeratfelsen des Sasso bianco (Pontische Stufe).

Tafel XX.

- Fig. 1. Auswitternde, saigere Austernbank im Ostreensandstein (Ob. Miocän) im Hügelland SW Tirana.
 „ 2. Verwitterungsformen im eisenschüssigen Sandstein mit verkieselten Hölzern (Ponticum) östlich Tirana, am Weg nach Tuffina.

Tafel XXI.

- Fig. 1. Landschaftstypus im Ostreensandstein; Hügelland südlich Vorra.
 „ 2. Lithothamnienkalkbank (*Crassicosta*-Schichten) im Flysch bei Bubc nördlich Preza.

Tafel XXII.

- Fig. 1. Schnitthang des Arzen im Sandstein des „Mittleren Flysches“; charakteristische Verwitterung; alter Talboden des Arzen.
 „ 2. Schichtflächen im Flyschsandstein am Ml. Prus.

Tafel XXIII.

- Fig. 1. Die Schichtstufenlandschaft von Tirana gegen den Ml. Dajtit gesehen. H = Hochboden des Lj. Tirans, S = Sandsteinhügelzone, L = Lithothamnienkalkzone, W = „Wand von Kruja“ (Rudistenkalk), T = Miocäne Strandterrasse, G = Gipfelregion des Ml. Dajtit.
 „ 2. Die Flyschsenke am Fuße des Steilabsturzes des Ml. Dajtit; im Vordergrund Blöcke des transgredierenden Lithothamnienkalkes.

Tafel XXIV.

- Fig. 1. Die in Rudistenkalk eingekerbte miocäne Strandterrasse unter dem Gipfel des Ml. Dajtit; bei x Fundpunkt von Strandbreccie.
 „ 2. Flözausbiß im Bett des Lj. Tirans bei Laprake westlich Tirana; Überlagerung durch quartären Flußschotter.

Tafel XXV.

- Geologische Karte des Gebietes zwischen Tirana und Durazzo; Maßstab 1 : 75 000.



1. Bergschlipf im Mergel der Piacentinstufe am Mt. Durcit.



2. Die steil zum Meere einfallenden Konglomeratfelsen des Sasso bianco (Pontische Stufe).

Carl Kbnor, Stuttgart

Das Gebiet zw. Tirana u. Durazzo

E. Nowack: Geologie von Albanien



1. Auswitternde, saigere Austerbank im Ostreensandstein (Ob. Miocän) im Hügelland SW Tirana.



2. Verwitterungsformen im eisenschüssigen Sandstein mit verkieselten Hölzern (Ponticum) östlich Tirana, am Weg nach Tuffina.

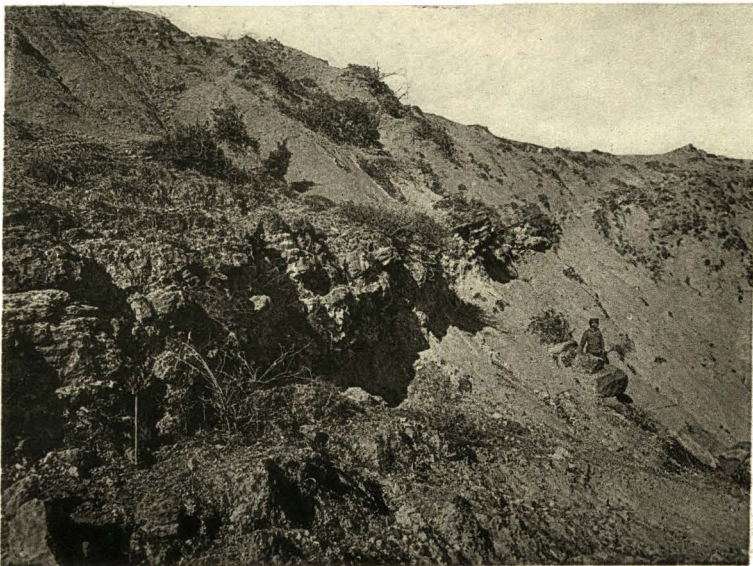
Carl Ebner, Stuttgart.

Das Gebiet zw. Tirana u. Durazzo

E. Nowack: Geologie von Albanien



1. Landschaftstypus im Ostrengsandstein; Hügelland südlich Vorra.



2. Lithothamnienkalkbank (*Crassicosta*-Schichten) im Flysch bei Bube
nördlich Preza.

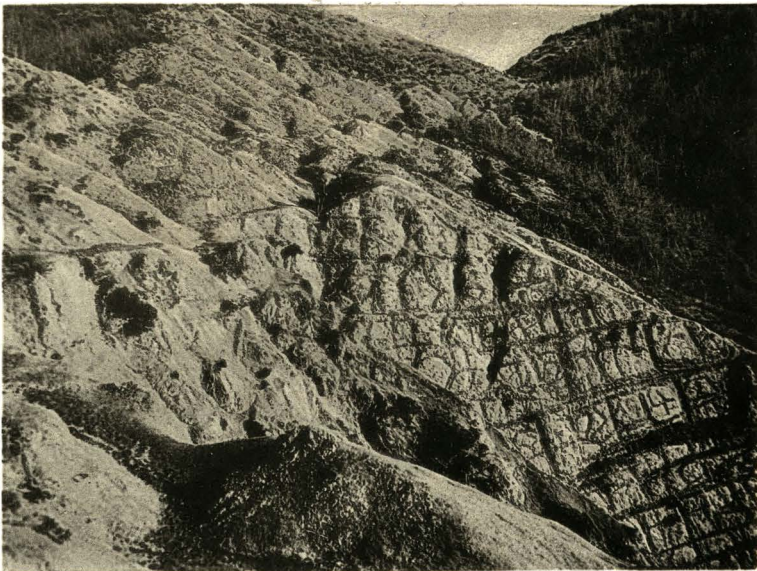
Carl Ebner, Stuttgart.

Das Gebiet zw. Tirana u. Durazzo

E. Nowack: Geologie von Albanien



1. Schnitthang des Arzen im Sandstein des „mittleren Flysches“;
charakteristische Verwitterung; alter Talboden des Arzen.



2. Schichtflächen im Flyschsandstein am Mi. Prus.

Carl Ebner, Stuttgart.

Das Gebiet zw. Tirana u. Durazzo

E. Nowack: Geologie von Albanien



1. Die Schichtstufenlandschaft von Tirana gegen den Mt. Dajtit gesehen.
 H = Hochboden des Lj. Tirans, S = Sandsteinhügelzone, L = Lithothamnienkalkzone, W = „Wand von Kruja“ (Rudistenkalk), T = Miocäne Strandterrasse, G = Gipfelregion des Mt. Dajtit.



2. Die Flyschsenke am Fuße des Steilabsturzes des Mt. Dajtit; im Vordergrund Blöcke des transgredierenden Lithothamnienkalkes.

Carl Ebner, Stuttgart.

Das Gebiet zw. Tirana u. Durazzo

E. Nowack: Geologie von Albanien



1. Die in Rudistenkalk eingekerbte miocäne Strandterrasse unter dem Gipfel des Mt. Dajtit; bei X Fundpunkt von Strandbreccie.



2. Flözausbiß im Bett des Lj. Tirans bei Laprake westlich Tirana;
Überlagerung durch quartären Flußschotter.

Carl Ebner, Stuttgart.

Das Gebiet zw. Tirana u. Durazzo
E. Nowack: Geologie von Albanien