



Über nachtertiäre Faltenbewegungen in Albanien.

Von **Ernst Nowak** (Leoben).

(Mit 2 Skizzen.)

Mehrmonatige geologische Kartierungsarbeiten in Albanien während der Kriegszeit ließen mich vor allem den aus den jüngsten Ablagerungen zusammengesetzten küstennahen Anteil dieses Landes, das sogen. Nieder-Albanien, zwischen den Flüssen Ischmi im N und Vojusa im S eingehend kennen lernen. Da die Veröffentlichung der Gesamtergebnisse in der heutigen Zeit mit großen Schwierigkeiten zu kämpfen hat und wohl erst in geraumer Zeit wird erfolgen können, möchte ich hier eine Reihe von Beobachtungen aus dem Kapitel Tektonik herausgreifen, die mir von allgemeinerem Interesse zu sein scheinen, um so mehr, als das Problem, das angeschnitten werden soll, in letzter Zeit mehrfach berührt wurde und meine Beobachtungen vielleicht einen kleinen Beitrag zu dessen Klärung liefern können.

Erscheinungsform und Aufbau Nieder-Albaniens.

Nieder-Albanien bildet ein von Ebenen unterbrochenes Hügel- und niedriges Bergland, das von dem bekannten einspringenden Winkel der adriatischen Ostküste bei Alessio an — bis zu welchem Punkte die NW—SO gerichtete dalmatinisch-montenegrinische Steilküste geherrscht hat — sich zwischen Meer und höherem Gebirge einzuschieben beginnt und in einem bis 60 km breit anschwellenden Streifen sich gegen S erstreckt, um in der Höhe der Bucht von Valona allmählich in gebirgisches Land überzugehen. Buchtenartig greift das Hügelland hier zwischen höhere Ketten, die in der Halbinsel Karaburun (Akrokeraunien) und im Hinterland von Valona aufzusteigen beginnen. Die Küste bildet hier einen jenem von Alessio gleichen, aber ausspringenden Winkel und streicht mit griechischem Charakter, der jenem von Dalmatien insofern ähnelt, als wieder Steilküste mit vorgelagerten Inseln herrscht, mit neuerlich NW—SO-Richtung weiter. Die N—S streichende albanische Küste, die durchaus an das nieder-albanische Hügelland anknüpft und damit auch den Typus einer Flachküste bietet, stellt somit gleichsam einen Fremdkörper in der sonst morphologisch wie in der Streichrichtung einheitlichen adriatischen Ostküste dar.

Betrachten wir die groben Umrisse von Nieder-Albanien, so bildet es ein rechtwinkeliges Dreieck, dessen Höhe die N—S-streichende albanische Flachküste, dessen Hypotenuse der scharf ausgeprägte, dinarisch (NW—SO bis NNW—SSO) streichende Rand Inner-Albaniens und dessen Basis eine Linie bildet, welche das Nordende der ionisch-epirotischen Ketten verbindet.

Schon seit den klassischen Reisen AMI BOUËS und VIQUESNELS war es bekannt, daß in Nieder-Albanien dem Tertiär eine weite Verbreitung zukommt. Diese beiden Forscher fanden in der Gegend von Tirana und Elbasan Miozänablagerungen vom Typus der II. Meditarranstufe, wie sie im Wiener Becken entwickelt ist. Später wurden von COQUAND und SIMONELLI bei Valona die daselbst seit alters her bekannten Asphalt-führenden Schichten als Pliozän erkannt. EDUARD SUESS spricht daher im »Antlitz der Erde« von einer »albanischen Tertiärbucht«; er läßt sie bis tief ins Innere von Makedonien und Thessalien eingreifen, wo aus der Gegend von Korca bis in die Niederung von Trikala Tertiärablagerungen bis zur II. Meditarranstufe durch HILBER und PENECKE bekannt sind¹⁾.

Die neuesten Forschungen in Nieder-Albanien [der italienischen Geologen DAL PIAZ und DE TONI²⁾, des Verf.³⁾] haben gezeigt, daß

¹⁾ Die Kenntnis dieser Bildungen ist in jüngster Zeit durch die Forschungen NIOLUESCUS erweitert worden.

²⁾ Die Ergebnisse sind niedergelegt in den Atti de la soc. pro il progr. delle science, Rom 1915.

³⁾ Vorläufiger Bericht in den Verh. d. Geol. R.-A. Wien. 1919.

dieser Teil des Landes zur Gänze der Tertiärformation angehört. Die Aufbrüche von Kreide, die BOUÉ und VIQUESNEL annehmen und von diesen auch in neuere Kartendarstellungen übergegangen sind (TOULA 1883, NOPCSA 1905), existieren nicht. VETTERS hat, wenigstens was den nördlichen Anteil Nieder-Albaniens betrifft, zuerst mit dieser Vorstellung gebrochen und das Gebiet zwischen Durazzo und Tirana durchaus dem Jungtertiär zugewiesen¹⁾.

In großen Zügen brachte Klarheit über den Aufbau Nieder-Albaniens die Studienreise der italienischen wissensch. Kommission im Jahre 1913, die als Geologen DAL PIAZ und DE TONI, als Geograph ALMAGIA begleiteten. Es ergab sich, daß sich alle Stufen des Tertiärs bis zu seinen jüngsten Gliedern am Aufbau Nieder-Albaniens beteiligten. Dem Neogen kommt eine überwiegende Bedeutung zu. Alttertiär in Flyschfazies bildet dazwischen größere Aufbrüche und im S (in der Übergangszone gegen das ionische Gebirgsland) treten dann auch Gesteine der Kreide hervor.

Meine Aufnahmen konnten nun das geologische Kartenbild Nieder-Albaniens im einzelnen wesentlich ergänzen und berichtigen, in den Hauptzügen ergab sich jedoch die Richtigkeit der italienischen Auffassung. Eine bedeutende Änderung erfuhr das Kartenbild nur im Norden, wo VETTERS das niedrige Hügelland zwischen Tirana und Durazzo dem Miozän, DAL PIAZ und DE TONI gar nur dem Pliozän zuweisen, während ich auch hier einen Kern von Alttertiär fand (Lithothamnienkalksandstein von Preza mit Nummulitenkalknestern).

Die Umrandung Nieder-Albaniens.

Die Nordspitze des Dreieckes, welches das Tertiärland Nieder-Albaniens bildet, fällt mit dem Südende der dinarischen Ketten²⁾ zusammen. Als niedrige, unscheinbare Rücken von eigenartigem morphologischem Gepräge — CVIĆČ hat sie eingehend beschrieben und als »resistente Kämme« bezeichnet³⁾ — ragen hier die letzten Ausläufer des mächtigen Gebirgssystems, das fast die ganze Ostküste der Adria begleitet, aus den Alluvien der tief gesunkenen Skutari-Drinscholle. CVIĆČ (l. c.) nahm eine Scharung der dinarischen Ketten am albanischen Gebirgssystem an. VETTERS (l. c.), NOPCSA⁴⁾ und FRECH⁵⁾ konnten diese Anschauung widerlegen. Nach VETTERS kann man die westliche Randkette Inner-Albaniens als Fortsetzung der dinarischen Ketten be-

¹⁾ Denkschr. d. Akad. d. Wiss. in Wien. 1906.

²⁾ Im engeren Sinne von autochthonen Falten von dalmatinisch-montenergrinischem Typus.

³⁾ Sitzungsber. d. Akad. d. Wiss. in Wien. 1901.

⁴⁾ Jahrb. d. Geol. R.-A. Wien. 1905 u. 1911.

⁵⁾ Mitt. d. Geogr. Ges. Wien. 1909.

trachten, welcher Ansicht ich mich durchaus anschließe. Dessenungeachtet erreichen die dinarischen Ketten als solche bei Alessio tatsächlich ihr Ende, und das albanische System als individuelle Einheit von wesentlich verschiedenem Bauplan tritt an seine Stelle.

Überaus markant tritt morphologisch die Grenze des hügeligen Nieder-Albanien gegen das gebirgige Inner-Albanien in Erscheinung. Mauerartig, mit seinen kahlen Felsabstürzen weithin gegen das Meer leuchtend, ragt das Kalkgebirge zwischen Alessio und Elbasan, in gerader Linie dahinstreichend, über das Hügelland empor. Diese Kalkkette bildet einen beiderseits von Flysch umgebenen, antikinal gebauten, nur schmalen Zug. Rudistenfunde von VETTERS beim Han Krana (östlich Tirana) haben erwiesen, daß in ihm Kreide enthalten ist, während ich am Südende des Zuges (Ml. Skamiljetet bei Elbasan) auch Nummuliten fand, so daß der Kalk dieses Zuges wohl aus der Kreide bis ins Eozän reicht und eine Übergangsbildung zwischen beiden Formationen darstellt, wie sie RENZ auch aus Griechenland unter der Bezeichnung Paxos-kalk beschreibt¹⁾.

Südlich Elbasan jenseits des Skumbi-Tales verliert die Abgrenzung eine Strecke weit etwas an Schärfe. Hier steigt als westlichste Randkette Inner-Albaniens das Spatit-Gebirge empor. Während noch der nördlichste Ausläufer desselben, die zur Ebene von Elbasan abstürzende Maja balvrae aus Kalk (unbekannten Alters) besteht, tritt weiterhin die mächtige Serpentinformations Inner-Albaniens bis an den Rand vor und setzt hier den Bukanik zusammen. Es schwinden damit südlich Elbasan die letzten Spuren jener Gebirgselemente, die man als Fortsetzung der dinarischen Ketten in Albanien deuten könnte.

Südlich des Devoli-Tales muß die Grenze zwischen Nieder- und Inner-Albanien auf den kulissenartig sich vorschließenden Rücken des Ml. Siloves übertragen werden. Dieser steigt nach S zu dem gewaltigen Hochgebirgsstock des Tomor, dem Wahrzeichen Süd-Albaniens, empor. Hier setzt sich das Hügelland wieder überaus scharf gegen die riesigen Wandabstürze des Gebirges ab. Der Tomor besteht aus Kalk, dessen Hauptmasse wahrscheinlich der Kreide angehört; nach DAL PIAZ und DE TONI besitzt er antikinalen Bau. Hier aus der Gegend südlich Berat beginnen sich jedoch auch schon höhere Berggrücken aus dem nieder-albanischen Hügelland selbst herauszulösen, — wir gelangen hier in der östlichen Malakastra bereits in das Übergangsgebiet zu den ionisch-epirotischen Gebirgen.

Südlich der Vojusa greift das Tertiärhügelland nur mehr in einer Bucht im Hinterland von Valona zwischen die Ketten des akrokerauischen Systems einerseits und das Griba-Gebirge andererseits ein. Auch im Ossum-Tal greift niedrigeres Land weiter landeinwärts und weist hier vielleicht auf eine Verbindung des nieder-albanischen Tertiärs gegen

1) Neues Jahrb. f. Geol. u. Pal. 1905 u. a. O.

Makedonien und Thessalien, wie dies schon EDUARD SUÈSS (s. oben) angenommen hat¹⁾.

Der Bau der akrokeraunischen Gebirge (Tschika, Lungara) und der östlich anschließenden Ketten ist uns durch die Forschungen MARTELLIS und RENZS bekannt. Es sind ziemlich regelmäßige Faltenzüge hauptsächlich aus Jura- und Kreidegesteinen, die durch große Längsbrüche (welche wahrscheinlich auch mit Überschiebungen verbunden sind) von einander getrennt sind.

Das Hügelland um Durazzo.

Zwischen Alessio und Durazzo wird die Küstenlinie von zwei Vorgebirgen, dem Kap Rhodoni und Kap Pali, unterbrochen. Beiderseits der Kaps weicht das Land in flachen Buchten zurück; in der nördlichen (Drin-Golf) münden Drin, Mati und Ischmi, in der südlichen (Lales-Bucht) der Arzen. Südlich Durazzo springt die Küste abermals vor, so die Bai von Durazzo abschließend; in diese mündet das Flüßchen Darci. Die Vorgebirge ziehen sich als breite Hügelrücken mit NW—SO- bis NNW—SSO-Streichen landeinwärts, während die Buchten in langgestreckten Ebenen ihre Fortsetzung finden.

Betrachten wir den Bau der Hügelketten und ihr Verhältnis zu den Ebenen, so sehen wir, daß die orographische Gestaltung dem tektonischen Bau entspricht. Die Vorgebirge sind Antiklinal-, die Ebenen und Buchten Synklinalregionen. Spitzwinkelig streichen die Falten Nieder-Albaniens gegen die Küste aus; ihr Hauptstreichen nähert sich der dinarischen Richtung (im allgemeinen NNW—SSO), auf keinen Fall ist es parallel dem Verlauf der albanischen Küste, wie Cvijić annimmt²⁾.

Betrachten wir den äußersten Hügelzug, der im Kap Pali beginnt und im Ml. Durcit (183 m) bis Durazzo verläuft, um hier in der Bucht von Durazzo zu enden: Dieser Hügelzug besteht durchaus aus Pliozänschichten³⁾, die steil (40—60°) gegen O bis ONO einfallen. Den Kamm des Rückens bilden Schichtköpfe festen Sandsteins mit Konglomeratlagen, die auch den ganzen steilen Abfall zum Meere zusammensetzen. Unten am Strande ist das Konglomerat von der Brandung in grobes Blockwerk zertrümmert. Im Hangenden dieser Bildung, die der pontischen Stufe entspricht, folgen am Osthang bläuliche und gelbe Mergel mit einer Piazzentina fauna, schließlich lockere Sande und Kiesschichten der Astistufe; das Einfallen ist hier flacher als am Kamm. Gegen O

¹⁾ Geologische Untersuchungen aus dem oberen Ossum-Gebiete fehlen noch; ich selbst habe nur die Höhen westlich des unteren Ossum (südlich Berat) untersucht.

²⁾ Man kann wohl vielfach N—S-Streichen beobachten, es sind dies jedoch nur lokale Abweichungen, welche die allgemeine, in der Orographie zum Ausdruck kommende Streichrichtung nicht beeinflussen.

³⁾ Die erste Feststellung, daß die Insel von Durazzo aus Jungtertiär aufgebaut wird, stammt von INKEY (Föltany közlenj 1886). DAL PIAZ und DE TONI stellten dann durch Fossilfunde das pliozäne Alter fest.

trennt nun die vom Kneta Durcit erfüllte Senke den Ml. Durcit vom Festlande. Der Ml. Durcit ist eine Insel, die im Begriffe steht landfest zu werden, denn sowohl im N wie im S verbindet ihn ein Strandwall mit dem Festland. Der Kneta Durcit ist dadurch gegen die Lales-Bucht wie gegen die Bai von Durazzo abgeschlossen, er ist ein Sumpf, ein verlandender Meeresarm. Die Verlandung erfolgt hier ohne daß man sie der direkten Sedimentzufuhr eines Flusses zuschreiben könnte.

Gegen O trennt nur eine ganz flache Hügelwelle, in der kein anstehendes Gestein zum Vorschein kommt, den Kneta Durcit von der vom Arzen durchflossenen Schiak-Ebene. Der Arzen fließt in dieser Ebene mäandrierend in einem tiefen cañonartigen Bett, das er sich in die Piazzentintone gegraben hat; diese lagern flach. In der nun weiter gegen O folgenden Hügelwelle beobachtet man sanftes westliches Verflachen. Der Raum zwischen Ml. Durcit und dem Hügelland östlich Bazar-Schiak, d. i. die an die Lales-Bucht sich anschließende Ebene, gibt somit das Bild einer sehr flachen Synklinale. Die flache Hügelwelle zwischen Kneta Durcit und der Schiak-Ebene scheint einer sekundären antikinalen Aufwölbung im Muldenboden zu entsprechen; daß dem wirklich so ist, zeigen uns Beobachtungen in einem Profil wenig weiter südlich.

Im innersten Winkel der Bucht von Durazzo fallen steile Felsen zum Meere ab: die Sassi biancchi. Sie gehören derselben, aber gegen S zu anschwellenden Hügelwelle an. Die Sassi biancchi bestehen aus Konglomerat, das jenem vom Ml. Durcit vollkommen entspricht; es schießt aber steil (65°) nach W gegen das Meer ein. Wir befinden uns somit hier im östlichen Flügel der Kneta-Durcit-Synklinale. Die breite Synklinale der Lales-Bucht erleidet somit tatsächlich gegen S zu eine Zwieselung durch eine antikinale Aufwölbung im Muldenboden, die zwischen Kneta Durcit und Schiak-Ebene durch die Topographie nur schwach angedeutet ist, weiter nach S jedoch rasch emporwächst. Die fortschreitende Verlandung des Kneta Durcit, das kräftige Einschneiden des Arzen bei Bazar-Schiak zeigen, daß die Synklinalböden in Hebung begriffen sind; die Hebung bleibt in ihnen gegenüber den Antikinalregionen nur zurück. Die sich aufwölbende Zwischenantiklinale der Sassi biancchi hatte dem von O gegen das Meer strömenden Arzen den direkten Weg zur Küste versperrt und ihn gezwungen als Muldenfluß den längeren Weg zur Lales-Bucht zu nehmen.

Der Scheitel der Sassi biancchi-Antiklinale scheint übrigens nicht intakt zu sein; auf der Höhe erfolgt der Übergang in das widersinnige östliche Verflachen sehr plötzlich. Wahrscheinlich ist das Gewölbe im Scheitel geborsten, was in der Sprödigkeit des Konglomeratmaterials gut begründet ist.

Auch den Ml. Durcit, der heute den westlichen Flügel der Kneta Durcit-Synklinale darstellt, wird man sich zu einer Antiklinale ergänzen

können, deren Westflügel der Meeresbrandung zum Opfer gefallen ist¹⁾. Vielleicht hat auch hier ein Bruch in der Scheitelregion die Zerstörung begünstigt. — Ob das Abbrechen des Ml. Durcit-Flügels im Streichen gegen die Bai von Durazzo allein auf Rechnung der Meeresbrandung zu setzen ist, läßt sich schwer entscheiden; wohl dürfte auch hier die Tektonik (Querstörungen, Quermulde) diese Stelle zumindest für den Angriff des Meeres prädestiniert haben, — wir werden hierfür in unseren späteren Beobachtungen noch Anhaltspunkte finden.

Die Ebene von Tirana und ihre Umrandung.

Wenden wir uns weiter landeinwärts, so beobachten wir östlich des Arzen-Tales in der Gegend von Bazar-Schiak konstantes flaches westliches Einfallen, — wir passieren eine reiche jungtertiäre Schichtfolge, immer in ältere Bildungen gelangend. Allmählich — gegen Worra zu — nimmt die Schichtenneigung zu (auf 30—35°), das Hügelland wird gleichzeitig höher und zeigt schärfere Rückenformen. Es ist vorwiegend ein mächtiger Komplex von mittel- bis obermeozänem Austernsandstein, der es zusammensetzt, wobei die dicken Austernbänke oft als Rippen im Gelände hervortreten. Am Rande des Hügellandes gegen die Ischmi-Ebene erreichen wir bei Preza Alttertiär (fossilreiche Lithothamnengesteine mit Nummulitenkalknestern im Flysch). Bei Preza fallen diese Schichten von der Ebene weg noch immer gegen W. Dem Rand der Ebene gegen SW folgend, sehen wir aber, daß die Schichten schräg unter sehr spitzem Winkel gegen die Ebene ausstreichen; wir gelangen längs der Straße nach Tirana aus den älteren wieder in jüngere Schichten, die steil gegen die Ebene fallen. Östlich Tirana stehen am Kamm der randlichen Hügelkette wieder die jungmeozänen Sandsteine mit Austernbänken, und zwar mit nahezu saigerer Schichtstellung und in dem Hügelland zwischen Tirana und mittlerem Arzen-Tal kann man klar den antikinalen Bau dieser Zone, in deren Kern das Alttertiär zutage tritt, erkennen. Es ist somit auch der Hügelzug, der bei Kap Rhodoni gegen das Meer ausstreckt, eine in ihrer ursprünglichen Anlage antikinal gebaute Region; diese Antiklinale wird schräg am Rande der Ischmi-Ebene abgeschnitten²⁾), — es kann kein Zweifel sein, daß diese Linie ein Bruch ist.

Am östlichen Rande der Ischmi-Ebene bei Tirana sehen wir wieder pliozäne und obermeozäne Schichten sich sanft aus der Ebene herausheben; mächtige, eisenschüssige, verkieselte Hölzer führende Sandsteine, die dem Pontikum entsprechen und an deren Basis Brackwasserbildungen mit Kohlenflözen (Äquivalent des Sarmatikums) zum Vorschein

¹⁾ Später anzuführende Beobachtungen (S. 44) ergeben das klar.

²⁾ Ob im Kap Rhodoni etwas vom Antiklinalkern vorhanden oder ob nur der Westflügel erhalten ist, darüber stehen mir keine Beobachtungen zur Verfügung; das letztere ist wahrscheinlicher.

kommen, bauen die Vorstufe zum Gebirge östlich Tirana auf. Das sanfte Schichtfallen am Ostrand der Ebene, das auch morphologisch in dessen verschwommenem lappigem Verlauf seinen Ausdruck findet, steht in strengem Gegensatz zu dem steilen Einschießen der Schichten in dem geradlinigen, scharf ausgeprägten Westrand der Ebene.

Die synklinale Anlage der Ebene ist demnach unverkennbar; sie spricht sich in der fast schwebenden Lagerung der Schichten am Ostrand der Ebene wie auch im Gebiete südwestlich Tirana aus, wo das Hügelland des Ostrandes mit jenem des Westrandes verwächst und nordwestliche Fallrichtung einen Muldenschluß andeutet.

Wir haben somit in der Ebene von Tirana eine **asymmetrische** und überdies im Westflügel (d. i. im Mittelschenkel der Falte) zerrissene Synklinale vor uns.

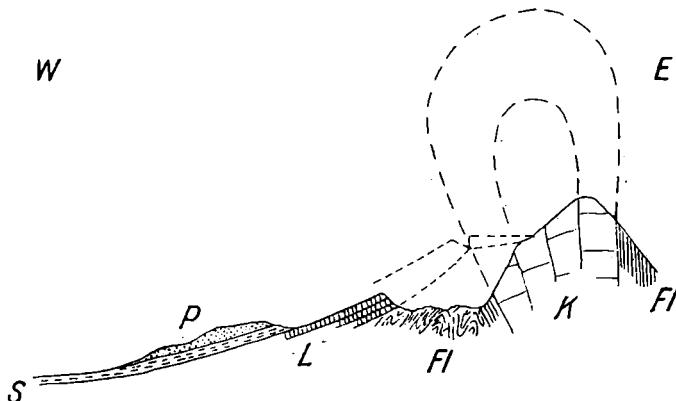


Fig. 1.

Das Grenzgebiet zwischen Nieder- und Inner-Albanien östlich Tirana (Mali Dajtit).
K = Kreide-Eozänkalk des Ml. Dajtit, *Fl* = alttertiärer Flysch, *L* = Lithothamnienkalk und Leithakonglomerat (Miozän), *S* = Brackwasserschichten mit Kohlenflözen (Sarmatikum), *P* = Eisenschüssiger Sandstein mit verkieselten Hölzern (Pontikum).

Der Ostflügel dieser Synklinale lehnt sich an das Kalkgebirge des Mali Dajtit, dessen Westabsturz der »Wand von Kruja« entspricht. Vollkommen diskordant liegt hier miozänes Strandkonglomerat (»Leithakonglomerat«) mit 35° W-Verflachen enggefaltetem und zerknittertem alttertiärem Flysch auf, der am Fuße der Kalkmauer sich als schmale Zone dahinzieht. Hoch am Hang des Ml. Dajtit oberhalb des Wandabsturzes in 1150 m Seehöhe ist sehr markant eine Terrasse ausgeprägt, in deren innerstem Winkel man Spuren einer Strandbreccie findet; diese Terrasse ist der Rest der miozänen Strandplattform. Tatsächlich weisen die gegen die Tiramer Ebenen zu abfallenden »Leithakonglomerat« schichten über die Flyschsenke zu dieser Terrasse empor.

Während die Schichten Nieder-Albaniens bei der nachtertiären Hebung schiefgestellt und gefaltet wurden, stieg Inner-Albanien als

starre Scholle empor¹⁾). Die beiden sich mechanisch so verschieden verhaltenden Einheiten grenzen gleichsam gelenkartig aneinander²⁾. Im Innern dieses »Gelenks« liegt eng zusammengefaltet und zerknittert alttertiärer Flysch; er fällt unter den Kreide-Eozänkalk des Ml. Dajtit ein, der eine, einer Fächerfalte nahe kommende, steile, nach W über geneigte Falte bildet. — Die »Mauer von Kruja« ist somit also kein eigentlicher Bruchrand, sondern sie entspricht nur dem Rand der inner-albanischen Scholle, der hier sozusagen eine »Gelenkfläche« darstellt; aber erst durch die abtragenden Kräfte — vor allem auch durch die Brandung des Pliozänmeeres — hat dieser Rand seine heutige Gestalt erhalten. So ist der große Wandabsturz in der Hauptsache ein Erosions gebilde, — aber tektonisch vorgezeichnet.

Im Bereich der Tiramer Synklinale hat eine absolute Senkung statt gefunden, wie uns zunächst schon die Aufschüttungen längs des Ischmi und seines Quellflusses, des Lj. Tirans vermuten lassen. Diese Senkung muß erst in einem späteren Stadium des nachtertiären Faltungsvorganges eingetreten sein. Wir sehen nämlich in der Fortsetzung des transversal gerichteten Oberlaufes des den Ml. Dajtit durchbrechenden Lj. Tirans, quer über die Tiramer Ebene hinüber eine alte Talverbindung zum Arzen reichen. Diese Talstrecke wie die anschließende Laufstrecke des Arzen sind offenbar antezedenter Bildung, d. h. die Auffaltung ging ursprünglich so langsam vor sich, daß der Fluß seinen dem Urgefälle entsprechenden, direkt zum Meer gerichteten transversalen Lauf beizubehalten vermochte. Nur eine Senkung im Bereich der Tiramer Ebene (Synklinale) kann ihn zum Verlassen seines Laufes gezwungen und zu einem Muldenfluß gemacht haben. Eine beschleunigte Hebung in der Antiklinalregion kann man nicht annehmen, da der alte Talboden keine Aufbiegung zeigt. Es ist naheliegend, die Senkung mit der Bruchbildung am Westrand der Tiramer Ebene genetisch in Zusammenhang zu bringen.

Das Hügelland im Skumbi-Gebiet.

Im Kap Laghi beginnt am Südende der Bai von Durazzo am Meere ein neuer Hügelzug, welcher von jenem, dem die Sassi bianchi angehören, durch die breite Senke von Kawaja getrennt ist. Schon der Blick auf eine Karte läßt erkennen, daß wir es im Kap Laghi-Hügelland mit

¹⁾ An alten Talbodenresten längs des Skumbi kann man beobachten, daß diese Hebung in einer sanften, landeinwärts zunehmenden Aufwölbung besteht. Im O ist sie von Einbrüchen begleitet; schon das obere Skumbi-Tal ist ein Graben, in dem gestörtes Jungtertiär liegt. Es folgt dann die Einbruchszone der dessartischen Seen.

²⁾ Von einer Flexur läßt sich hier nicht sprechen, da zwei mechanisch heterogene Schollen aneinanderstoßen und der Übergang unbedingt ein diskontinuierlicher, — wenn auch kein Bruch im Sinne einer Verwerfung — ist. Es fehlt eben bisher ein die in Rede stehende tektonische Form genetisch richtig erfassender Terminus.

nichts anderem als der Fortsetzung des Ml. Durcit, in der Senke von Kawaja mit der Fortsetzung der Kneta Durcit-Senke zu tun haben. Der geologische Bau bestätigt dies. Das Kap Laghi-Hügelland ist eine Antiklinale aus Plioänschichten, wie wir sie am Ml. Durcit kennen gelernt haben. Hier sind beide Flügel der Antiklinale erhalten und die Lagerung ist flacher. Zur Ebene von Kawaja fallen die Schichten beiderseits sanft ab: sie ist deutlich synkinal gebaut.

Interesse beansprucht es vor allem, daß auch hier die Synkinalregion (wie in der Ebene von Schiak), nämlich die Senke von Kawaja, in der allgemeinen Hebung mit inbegriffen ist. Es finden sich keine Akkumulationserscheinungen, das Flüßchen Darci schneidet kräftig ein.

Daß die Hebung in den Flügeln stärker ist als in der Muldenachse, und daß der Betrag der Hebung gegen die Antiklinalscheitel stetig zunimmt, zeigt sehr schön der Bach von Kawaja. Er fließt südwestlich Kawaja längs des Randes der Ebene und hat hier vollkommen einseitig auf der Bergseite drei breite Terrassen entwickelt; er ist also sukzessive im Muldenflügel gegen die Muldenachse hinabgeglitten. — Ein ähnliches Schicksal dürfte der Darci erlitten haben. Er ist nur in seinem untersten Laufstück ein Muldenfluß¹⁾ und kommt gleichfalls vom östlichen Muldenflügel.

Der Vorgang lehrt, daß die Antikinalregion stetig an Basisbreite gewinnt, mit anderen Worten, daß die Aufwölbung auf Kosten der Muldenregion fortschreitet und diese daher immer mehr eingeengt wird; mit anderen Worten: Die Antikinalregionen sind Zonen stärkster, die Synkinalregionen solche geringster Hebung, wobei der Übergang ein kontinuierlicher ist. Bei unverändertem Anhalten dieses Vorganges müßte es zur Ausquetschung der Mulde, bei Einwirkung seitlicher Komponenten zu ihrer Überwältigung und Überschiebung führen²⁾. In starrem Gebirge käme es zu Bruch- und Schollenbildung, bzw. Schollenüberschiebungen.

Der Skumbi, aus dem Hügelland im O hervortretend, überquert die Synkinalregion von Kawaja, die sich gegen S gegen die Ebene am Licieni Terbuf, der ein Reliktsee ist, fortsetzt. Wahrscheinlich war dieses Gebiet noch im Diluvium ein Meeresarm, an dessen Verlandung beide Faktoren — die Sedimentzufuhr durch den Skumbi und die allgemeine Hebung — mitwirkten.

Der Skumbi durchquert auch durch ein breites Tor die Antikinalregion von Kap Laghi und fließt direkt zum Meere.

¹⁾ Ich kenne nur diese Strecke aus eigener Anschauung.

²⁾ Hierauf soll sich durchaus keine Verallgemeinerung auf den Mechanismus von Faltungsvorgängen überhaupt gründen. Es genügt die Tatsache, daß Faltengebilde auf diese Weise entstehen können, und nicht ohne Bedeutung scheint es mir, daß wir uns — worauf noch später eingegangen werden soll — hier im Bereich der autochthonen ionischen Zone (nach RENZ) befinden!

Jenseits (südlich) des Skumbi findet die Antiklinale von Kap Laghi ihre Fortsetzung im Hügelland von Kolonia, das, aus den gleichen pliozänen Schichten aufgebaut, am unteren Semeni endet und hier mit südlichem Verflachen — also einen deutlichen Gewölbeschluß andeutend — in die Ebene (die Muzakia) untertaucht.

Wahrscheinlich entspricht die Lücke, durch die der Skumbi seinen Weg zum Meere findet¹⁾, einer Quermulde. Eine ähnliche Lücke teilt auch das Hügelland von Kolonia; durch sie hat wahrscheinlich einmal der Semeni oder ein Arm desselben seinen Lauf genommen. — Diese Lücken erinnern auch wieder an die Bai von Durazzo und es scheint also, als ob der äußerste Antiklinalzug durch Quermulden in einzelne Gewölbe gegliedert werde.

Folgen wir dem Skumbi von seiner Austrittsstelle in die Ebene bei Rogozina aufwärts, so passieren wir den flach geneigten Ostflügel der Synklinale, der uns durch das ganze Pliozän und Miozän bis in den alttertiären (oligozänen und eozänen) Flysch führt. Erst am Westrand der Elbasaner Ebene, welche als eine große Talweitung des Skumbi erscheint, gelangen wir in den aus Eozän-Flysch bestehenden Antiklinalkern. Doch ist der Flügel noch sekundär gewellt.

Die westlich sekundäre Aufwölbung ist besonders gut markiert durch die Höhenlinie: Ml. Skommi—Lomi mach—Ml. Grüks, welche das Hügelland merklich überragt. Der Fluß reagiert, wo er diese Linie passiert, durch Stromschnellen und eine Enge; in dieser ist eine Terrasse ausgebildet, die sich nach W senkt und in die Weitung von Biskjemi allmählich ausläuft. — Auf eine zweite solche sekundäre Aufwölbung schließe ich auf Grund einer ähnlichen Enge mit Stromschnellen und Terrassenresten unterhalb Papri. Im Schichtenbau des alttertiären Flysches lässt sich diese Aufwölbung nicht feststellen.

Die Ebene von Elbasan gehört einer transversal gerichteten tektonischen Senke an, die offenbar ursächlich an das Vordrücken der inneralbanischen Serpentinzone und die endgültige Überwältigung der letzten dinarischen Kette knüpft. Das ehemals gegen S, zum heutigen Devoli gerichtete Skumbi-Tal ist hier tief unter die Erosionsbasis gebracht worden und war infolgedessen im Quartär von einem See erfüllt, der von W her durch einen Küstenfluß (den heutigen unteren Skumbi, wie wir ihn bisher verfolgt haben) angezapft wurde²⁾. Heute noch bieten die Ränder der Ebene, die vom Skumbi in breitem Kiesbett durchströmt wird, den Anblick einer im Schutt ertrunkenen Landschaft. Doch scheint die Senkung bereits zum Stillstand gekommen zu sein; es beginnt von W her die Ausräumung.

¹⁾ Ich habe sie nicht untersuchen können.

²⁾ Die Ablagerungen dieses Sees wurden von DAL PIAZ und DE TONI am Südende der Ebene entdeckt, wo der Devoli, der hier die Ebene berührt, Terrassen in sie geschnitten hat. — Die interessante morphologische und hydrographische Entwicklung der Elbasaner Ebene behandle ich an anderem Orte (Zeitschr. d. Ges. f. Erdk., Berlin) ausführlich.

Das in der südlichen Fortsetzung der Elbasaner Ebene liegende Devoli-Tal entspricht wahrscheinlich einer Synkinalregion¹⁾; sicher ist (nach DAL PIAZ und DE TONI) der Ml. Siloves östlich desselben eine große Antiklinale, die nach S im Tomor gewaltig emporwächst; auch ist im untersten Devotal (gegen Berat zu) von den italienischen Forschern Pliozän gefunden worden. Und im SW steigt die Antiklinale des Spiragri empor, die den Semeni (den vereinigten Devoli und Ossum) zum Ausbiegen nach N zwingt.

Das Bergland der Malakastra und das Auftauchen der ionischen Ketten.

Südlich des unteren Semeni, zwischen diesem und der Vojusa, steigt aus der Küstenebene ein niedriges Hügelland, das durchaus aus pliozänen bis pleistozänen Schichten aufgebaut ist. Diese bilden im Pestjan und Likovun ein breites, nach drei Seiten (gegen die Semeni-Ebene, die Vojusa-Ebene und meerwärts) untertauchendes Gewölbe, während es sich gegen O in das Bergland der Malakastra fortsetzt.

Die Ebene von Fijeri, durch die der Semeni seinen Lauf zum Meere nimmt, enthüllt sich somit wiederum als eine Synkinalregion (wir haben früher das Untertauchen des Hügellandes von Kolonia nach S in die Ebene erwähnt!). Auch hier sehen wir sie — wie bei Kawaja — an der allgemeinen Hebung teilnehmen, denn auch der Semeni und ebenso sein Nebenfluß, die Djanica, schneiden kräftig ein und strömen in tief in die quartären Lehmlagerungen genagtem Bett.

Das Pestjan-Likovun-Gewölbe streicht NW—SO. Man kann darin bereits eine Anpassung an die Streichrichtung des die südliche Umrahmung Nieder-Albaniens bildenden Akrokeraunischen Systems erkennen.

Das Pestjan-Likovun-Gewölbe weist interessante hydrographische Verhältnisse auf, die für eine in jüngster Zeit erfolgte lokale Änderung in der Wirksamkeit der tektonischen Kräfte spricht. Die Wasserscheide zwischen Djanica und Vojusa verläuft nämlich im Widerspruch zu der symmetrischen orographischen Gestaltung des Hügellandes ganz nahe an der Djanica und die Entwässerung findet einseitig nur zur Vojusa statt. Es sind jedoch deutliche Anzeichen eines früher symmetrischen, nach beiden Seiten erfolgten Wasserabflusses vorhanden. Ich führe das auf einen Senkungsvorgang (vielleicht nur Stabilität) in der Synkinalregion, welche die Vojusa-Ebene darstellt, zurück, dergegenüber sich das Semeni- bzw. Djanica-Gebiet in fortschreitender intensiver Aufwölbung befindet. Dadurch sind die Zuflüsse der Vojusa, deren Gefälle sich stetig vergrößert — Plaiken und Schluchten zerfurchen den Westhang des Likovun — kräftiger geworden und haben alle Djanica-Zuflüsse abgelenkt; ja es steht sogar die Abzapfung und Hinüberziehung der

¹⁾ Ich habe es nicht besucht.

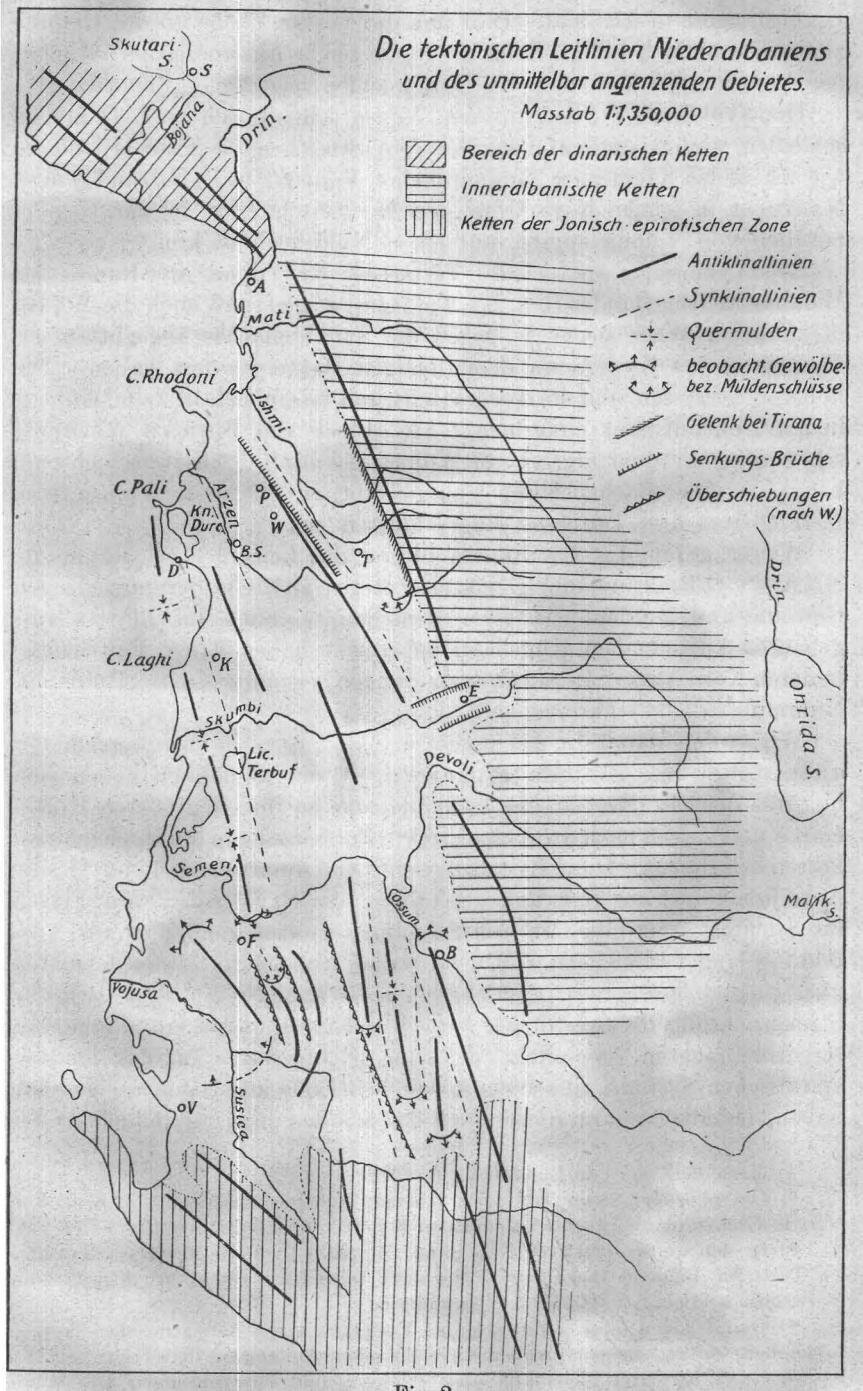


Fig. 2.

Djanica selbst in Aussicht. Daß sich die Vojusa-Ebene an der Hebung zumindest nicht beteiligt, dafür zeugt die reiche Akkumulationstätigkeit der Vojusa gegenüber dem im Einschneiden begriffenen Semeni.

Die Synklinale an der unteren Vojusa scheint sich nach O hin zu schließen, wenigstens deutet das NO—SW-Streichen (bei NW-Verflachen), wie ich es bei Kremenare (am nördlichen Vojusa-Ufer) fand und wie es MARTELLI in seiner Karte¹⁾ in den Neogenschichten in der Gegend nördlich von Valona angibt, auf einen Muldenschluß hin.

Breite, einseitig entwickelte Terrassen der Vojusa am Rande des Malakastra-Hügellandes (bes. bei Kafarani) zeigen, daß auch die Vojusa in ähnlicher Weise gegen S, gegen die Synklinalachse abgeglitten ist, wie wir es bei Kawaja an dem dortigen Bache gesehen haben. Die höheren Terrassen sind stark verwischt und lassen sich in keine einheitlichen Höhen niveaus einordnen. Am Hügel von Busmazi sehen wir schon offenbar quartäre, an die Vojusa geknüpfte Schotterschichten²⁾ bereits zu einer flachen Kuppel aufgewölbt, in welche die Vojusa beim Herabgleiten drei Terrassen eingeschnitten hat.

Weiter gegen das Landinnere biegen die Leitlinien wieder in die NNW—SSO-Richtung um, gleichzeitig treten an Stelle der kurzachsigen Gewölbe und Mulden, wie sie in dem hauptsächlich aus Pliozän aufgebauten küstennahen Hügelland geherrscht haben, lange Faltenzüge, in deren Kern Alttertiär und Grenzbildungen gegen die Kreide (Rudisten-Nummulitenkalke) aufbrechen³⁾.

Wir treten damit in der östlichen Malakastra in den Bereich der auftauchenden ionischen Ketten. Ganz allmählich heben sich hier aus dem Jungtertiär die Antiklinalzüge zu immer größeren Höhen empor und weisen nach S auf eine direkte Fortsetzung in die Hochgebirgsketten des Epirus. Diese Faltenzüge sind von dinarischem Typus⁴⁾: die Antiklinalkerne aus Kreide-Eozänkalken, die Synkinalen von Flysch bis Jungtertiär erfüllt. In den Synkinalregionen kommt er zur Ausbildung langer streichender Brüche, wobei sich häufig ältere Schichten über jüngere bewegen⁵⁾. Das Streichen ist nahe N—S. Wenn wir die Streichrichtung der westlichen ionischen Ketten (akrokeraunische Gebirge) betrachten, so spricht sich eine leichte Virgation des ionisch-epirotischen Systems an seinem nördlichen Ende aus. Wie wir gesehen haben, beteiligt sich an dieser auch das aus den jüngsten Schichten be-

¹⁾ Mem. dell' Acc. de Lincei IX., 5 (1912).

²⁾ Die pliozänen, zum Teil noch marinen Schotter und Sande gehen ohne scharfe Grenze in die jüngeren fluviatilen Schotter über.

³⁾ In den weißen plattigen Kalken mit Hornsteinknauern, die DAL PLAZ und DE TONI für Biancone ansahen, — die auch tatsächlich dieser lithologisch zum Verwechseln ähneln — fand ich Nummuliten.

⁴⁾ Damit sollen diese keineswegs als Fortsetzung der dalmatinischen Ketten angesehen werden, sie entsprechen vielmehr einer Außenzone derselben.

⁵⁾ RENZ berichtet gleichfalls über Überschiebungerscheinungen aus seiner »ionischen Zone«.

stehende Gewölbe des Pestjan-Likovun. Wir können auch eine von W nach O allmählich zunehmende Intensität der Faltungerscheinungen (Sich-Überlegen der Falten, Überschiebungen usw.) feststellen, so daß man durchaus den Eindruck gewinnt, daß es sich hier um ein und denselben, im wesentlichen kontinuierlichen Faltungsvorgang handelt, der aber immer mehr an Aktionsbreite gewinnt und daher immer jüngere Schichten in seinen Bann zieht und aus dem Meere zum Auftauchen zwingt.

Von hoher Bedeutung scheint mir die Feststellung einer allgemeinen Konkordanz zwischen Jung- und Alttertiär in der Malakastra und im übrigen Nieder-Albanien, welche dieses Gebiet und den Schoß der Adria, dem die Ablagerungen entstiegen sind, zu einer Geosynklinalen stempeln¹⁾. Diese Feststellung stellt sich in Gegensatz zu den bisherigen Erfahrungen im anschließenden Griechenland (wo überall eine deutliche Diskordanz das Neogen vom Flysche trennt) und zeigt, daß Nieder-Albanien eine Ausnahmestellung in der geologischen Entwicklung gegenüber seinen Nachbargebieten einnimmt. Es stand eben während der ganzen Tertiärepoche unter der Herrschaft des Meeres, — d. h. es gehörte eben bis zur jüngsten Zeit zur Adria. An der Festlandsperiode an der Wende des Jung- und Altertertiärs hatte es somit keinen Anteil; diese äußert sich nur im Charakter der damaligen Ablagerungen.

Lokale Diskordanzen werden damit durchaus nicht ausgeschlossen, — sie dürfen eben nur nicht verallgemeinert werden. Wir müssen ja bedenken, daß wir uns hier im Randgebiet der adriatischen Geosynklinalen befinden, wo man lokale Überflutungsvorgänge voraussetzen muß.

Die petrographische Ausbildung und das Verhältnis der Schichten des albanischen Tertiärs zueinander zeigt uns zunächst eine ununterbrochen gleichmäßige Sedimentation aus der Kreide bis gegen das Ende des Alttertiärs. Mit dem allgemein verbreiteten Konglomerathorizont des Oligozäns — auch brecciose, lithothamnien- und foraminiferenreiche Seichtwasserbildungen treten auf — begegnen wir den ersten Anzeichen einer bedeutenden Landhebung, welche die Erosionskräfte im angrenzenden Festland neu belebte und wahrscheinlich auch die Neuangliederung neuer Festlandsmassen brachte.

Im Jungtertiär beginnen nun in Nieder-Albanien die faziellen Differenzierungen sowie lokale Transgressionserscheinungen. Im überwiegenden Teil Nieder-Albaniens nahm die Sedimentation ihren kontinuierlichen Fortgang, und zwar in den damals in ihren Anfängen zur Ausbildung kommenden Synkinalregionen, während die Antiklinalzonen aus dem Meere aufzutauchen begannen. Das Studium der Faziesverhält-

¹⁾ Daß dadurch die Entwicklungsgeschichte der Adria in ein neues Licht gerückt wird, habe ich bereits in einem Aufsatz in den »Naturwissenschaften« (Jahrg. 1919, Heft 49) behandelt.

nisse des nideralbanischen Neogens lehrt uns dies. Die beobachteten Transgressionserscheinungen erstrecken sich nur auf verhältnismäßig schmale littorale Zonen und sind auf vorübergehende Oszillationen zurückzuführen, welche den seit Beginn des Neogens wirksamen allgemeinen, mit Auffaltung gepaarten Hebungsvorgang, der dem Meer immer weiteres Areal entriß, nicht aufzuhalten vermochten. Von einer Festlandsperiode an der Wende des Alt- und Jungtertiärs und einer allgemeinen Transgression des Miozäns in Nieder-Albanien kann jedoch keine Rede sein.

Das beste Beispiel für eine derartige »littorale Transgressionsdiskordanz« bietet die Gegend östlich Tirana am Rande Inner-Albaniens. Dagegen dürften Vorkommen, die nicht so ausgesprochen an die alte Küste anknüpfen, wie z. B. das Übergreifen neogener Austernsande auf das Kreide-Eozänkalk-Gewölbe von Kremenare in der Malakastra besser als »insulare« Transgressionen aufgefaßt werden.

Demgegenüber stehen zahllose Beobachtungen über konkordante Schichtfolge aus dem Alttertiär bis ins jüngste Pliozän und Quartär¹⁾. Ja, wir sehen die Sedimentation in den noch nicht ganz verlandeten Synkinalen, wie z. B. dem Kneta Durcit, sich bis heute fortsetzen.

Die Fazies- und Lagerungsverhältnisse sowie die morphologische Entwicklung Nieder-Albaniens lassen uns im allgemeinen eine Kontinuität des seit der Wende von Alt- und Jungtertiär wirksamen Faltungsvorganges und eine Permanenz der Faltelemente erkennen. Vorübergehende, von den eben besprochenen lokalen Transgressionen gefolgte Stillstandsperioden sind damit ebensowenig ausgeschlossen wie geringe Phasenverschiebungen im Faltenwurf, durch welche hydrographische Umgestaltungen (wie etwa jene im Pestjan-Likovun-Gewölbe) hervorgerufen wurden.

Mir scheint daher auf Grund der in Albanien kennen gelernten Verhältnisse die allgemeine Gültigkeit des von STILLE aufgestellten orogenetischen Zeitgesetzes zweifelhaft.

Manche Analogien scheinen mir zwischen den jungen Faltungsvorgängen in Nieder-Albanien und den jünst von W. PENCK dargestellten, seit dem Jungtertiär bis in die Jetzzeit reichenden Großfaltenbewegungen in Kleinasien zu bestehen, nur klafft zunächst ein gewaltiger gradueller Unterschied: den dortigen Großfalten stehen hier Falten von normalen Dimensionen gegenüber. Weiter spielt dort die Dislokation des Neogens nur eine sekundäre Rolle (von der Großfaltung werden auch alte Formationen ergriffen), während sich der Vorgang hier im Neogen als Substrat abspielt. Auch ist es mir nicht möglich, eine scharfe Trennung von oro- und epirogenetischen Phasen vorzunehmen, vielmehr muß ich den Wechsel von Akkumulations- und Erosionsperioden auf vertikale

¹⁾ Oberpliozäne Schotter und Sande mit Brackwasserfauna gehen unmerklich in die an die heutige Vojusa geknüpften fluviatilen Schotter über.

Schwankungen innerhalb des Faltenschemas, die auch mit Bruchbildung verknüpft sein können, zurückführen. STILLE faßt die Großfaltung Kleinasiens in ihrer Gesamtheit als epirogenetischen Vorgang (als »Spezialundulation«) auf; demgegenüber ist die Faltung Nieder-Albaniens unbedingt ein orogenetischer Vorgang (eine »Undulation«), wenn ihm auch das Merkmal »episodisch« der STILLESchen Definition fehlt. (Nur gewisse Einzeltypen, wie Bruchbildungen und Rücksenkungen, sind episodisch).

Als Hauptergebnisse unserer Betrachtungen müssen wir zum Schluß betonen:

Die nachtertiären, wahrscheinlich bis heute andauern-den Faltungsvorgänge in Nieder-Albanien gehen Hand in Hand mit einer allgemeinen Hebung des Landes. Inner-Albanien steigt als im wesentlichen starre Masse als Ganzes empor, Nieder-Albanien taucht in Faltenwellen aus dem Meere auf. Orogenetische und epirogenetische Bewegungen scheinen hier somit nur verschiedene äußere Ausdrucksformen ein und desselben ursächlichen Vorganges und in der Hauptsache von der physikalischen Beschaffenheit des Substrates, auf welches die gebirgsbildenden Kräfte einwirken, abhängig zu sein. — In den Synklinalregionen treten sekundär vorübergehende Stillstände in der Hebung bzw. auch Senkungen ein, die z. T. von Bruchbildungen begleitet sind. — Die nieder-albanische nachtertiäre Auffaltung ist nichts anderes als ein mähliches Weitergreifen der Auffaltung der ionisch-epirotischen Ketten in nördlicher Richtung auf den Boden der adriatischen Geosynklinale. Dieser Vorgang findet im wesentlichen kontinuierlich seit dem Ende des Alttertiärs statt und zieht immer neue dem Meer entrissene Ablagerungen in seinen Bereich.

Zu dem sei noch bemerkt, daß die Forschungen von RENZ ergeben haben, daß in Griechenland das Neogen im allgemeinen ungefaltet ist und hier — wie schon erwähnt — überall diskordant über alttertiärem Flysch liegt. Gelegentliche Schichtbiegungen sieht RENZ als Begleiterscheinungen der pliozänen bis quartären Bruchbildungen an. So verhält es sich, wie wir gesehen haben, auch in Inner-Albanien (östlich Tirana, Graben des oberen Skumbi). Nur für Korfu und Akarnanien nahm RENZ früher auch eine Faltung des Neogens an, die er später (Centralbl. f. Min., 1912) wieder in Zweifel zog. Nach meinen Beobachtungen in Nieder-Albanien, das in der Fortsetzung der ionischen Zone liegt, wäre doch neuerdings zu erwägen, ob die ursprüngliche Auffassung von RENZ nicht die richtige war und ob sich nicht auch Griechenland im Bereich der ionischen Zone vielleicht noch nicht so starr wie das übrige Griechenland verhält, sondern noch durch Faltung auf die nachtertiär wirksamen gebirgsbildenden Kräfte reagiert.