

# Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen.

Von Dr. Sava Athanasiu.

Mit 15 Zinkotypien im Text.

---

## Vorwort.

Mit Unterstützung der königl. rumänischen Regierung habe ich im Sommer 1897 und 1898 das geologische Studium der nordmoldauischen Karpathen unternommen. Dieser Theil der Ostkarpathen reicht im Norden und Westen bis an die Bukowinaer, bzw. siebenbürgische Grenze, im Süden bis in das Thal der Bistricioara und des Neamtzu und wird im Osten durch den Moldovafluss von der sarmatischen Platte abgegrenzt.

Wie bekannt, gehört diese Gegend zu denjenigen Gebieten der rumänischen Karpathen, über deren geologischen Bau bis vor kurzer Zeit sehr wenige Daten vorlagen. Die Ursache davon liegt vor allem in der geologischen Beschaffenheit dieses Gebirges selbst. Ein Gebiet, welches hauptsächlich aus fossilarmen Flyschbildungen und krystallinischen Gesteinen besteht, kann im allgemeinen als wenig anlockend für den Geologen betrachtet werden. In der krystallinischen Masse können uns nur ein eingehendes petrographisches Studium der Gesteine und die genaueste Beobachtung ihrer stratigraphischen Verhältnisse zu den allgemeinen Resultaten über den geologischen Bau führen. In der Flyschzone fehlt die schöne Aussicht, in verhältnismässig kurzer Zeit durch eine reiche Ausbeute an organischen Resten zu zuverlässigen Schlüssen über die geologische Vergangenheit derselben zu gelangen und vielleicht auch neue Arten aufzufinden.

Den ersten Aufnahmebericht über die Geologie des Districtes Suceava verdanken wir Prof. Gr. Stefanescu<sup>1)</sup>, der im Jahre 1895 auch eine geologische Karte dieses Gebietes im Maßstabe 1:175.000 entworfen hat. Diese Karte aber konnte mir wegen ihrer mangelhaften Darstellung nicht als Orientirung auf dem Terrain dienen.

Die wichtigsten Beobachtungen über den geologischen Bau der nordmoldauischen Karpathen finden sich verstreut in verschiedenen

---

<sup>1)</sup> Anuarul biuroului geologic III, 1888, und Charta geologica, Blatt A, III—XXXVI.

Arbeiten Prof. Victor Uhlig's über die Ostkarpathen, welche ich an den betreffenden Stellen erwähnen werde. Diese Beobachtungen allein waren mir vom grössten Nutzen und haben mir das Verständnis des allgemeinen geologischen Baues meines Gebietes wesentlich erleichtert.

Für das Eintragen der Beobachtungen hat mir die neue topographische Karte im Maßstabe 1:50.000 des rumänischen Generalstabes gedient. Das gesammelte Material habe ich im palaeontologischen und dem mineralogisch-petrographischen Institute der Wiener Universität bearbeitet.

Ueber die allgemeinen Resultate dieser Studien habe ich bereits in den Verhandl. der k. k. geol. R.-A. berichtet<sup>1)</sup>. Was den orographischen Bau, die hydrographischen Verhältnisse und die Hauptzüge der Tektonik des in Rede stehenden Gebietes betrifft, so verweise ich auf meine Arbeit „Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen“<sup>2)</sup>.

Den Gegenstand der vorliegenden Arbeit bildet die geologische Beschreibung eines Theiles der nordwestlichen Ecke der Moldau in der Nähe des sogenannten „triplex confinium“, nämlich:

- I. Die Geologie der Umgebung von Glodu und
- II. die andesitische Masse des Calimangebirges.

---

### I. Die Geologie der Umgebung von Glodu.

Mit einer Kartenskizze (Fig. 1) und 5 Profilen (Fig. 2—6).

Die Gegend, mit welcher wir uns hier beschäftigen, liegt am Innenrande der moldauischen krystallinischen Masse in unmittelbarer Nähe der siebenbürgischen Grenze. Dieselbe wird im Norden durch Piciorul Calimanel (1500 *m*) und Dealu Vânăţ (1640 *m*), im Osten durch den Rücken des Dealu Glodu (1450 *m*), im Süden durch Piciorul Vacariei und den Grenzbach Neagra Broştenilor und im Westen durch die andesitische Masse des Calimangebirges begrenzt. Morphologisch und geologisch gehört diese Gegend dem Westrande des Bistritzgebirges an und findet ihre Fortsetzung gegen Süden über die Gegend von Bilbor und Borszek in das Gyergyogebirge.

Wie man aus der beigelegten geologischen Karte (Fig. 1) sieht, betheiligen sich an der Zusammensetzung dieser Gegend folgende Bildungen:

Krystallinische Schiefer,  
Oberkreide,  
Trachyttuff.

---

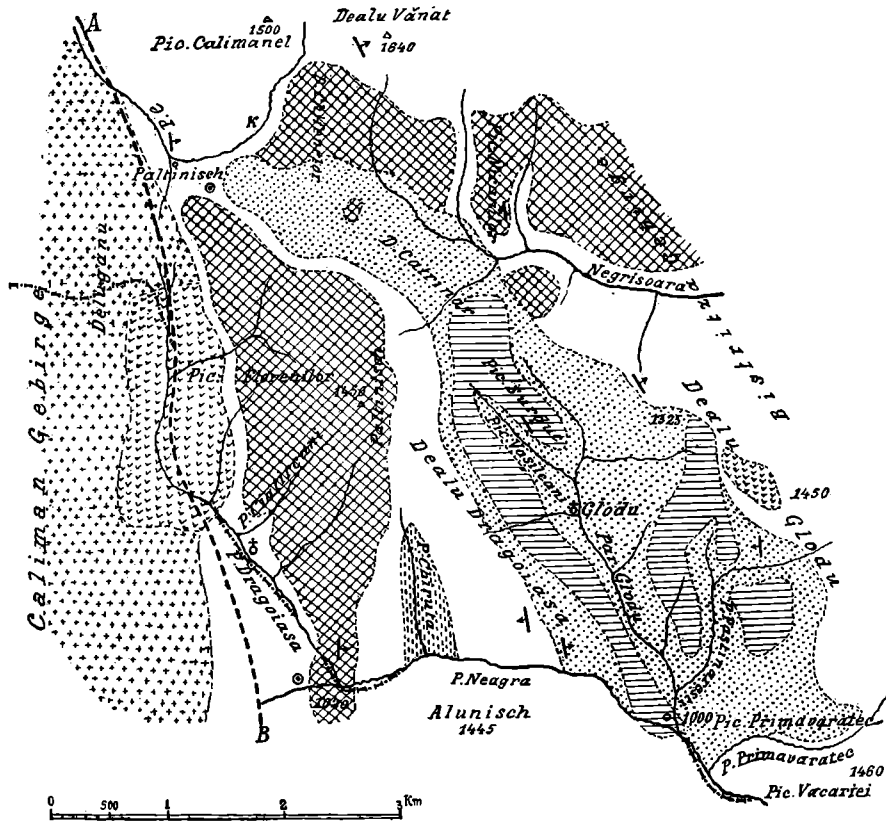
<sup>1)</sup> Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Karpathen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1899, Nr. 5.

<sup>2)</sup> Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen. Bullet. soc. sc. Bucuresci 1899, Nr. 3.








Fig. 1.

## Geologische Karte der Umgebung von Glodu.

Maßstab: 1:50.000.



## Zeichen-Erklärung:

	Glimmerschiefer.		Turon-Inoceramenmergel.
	Krystallinischer Kalk.		Trachyttuff.
	Schwarze Kieselschiefer.		Pyroxen-Andesit.
	Cenoman-Exogyrensandstein.		

*K* = Kaolin. —  $\odot$  = Säuerlinge. — *A*-----*B* = Bruchlinie.

### Krystallinische Schiefer.

Die krystallinischen Schiefer sind in unserer Gegend durch quarzreiche Glimmerschiefer, gewöhnliche Glimmerschiefer, schwarze Kieselschiefer, Sericitglimmerschiefer und krystallinische Kalke vertreten.

Der quarzreiche Glimmerschiefer kommt nur untergeordnet in den untersten Lagen der krystallinischen Schiefer vor. Am Westabhange des Paltinisch, auf Piciorul Florenilor, sieht man zwischen dem Trachyttuff und dem krystallinischen Kalk das Ausstreichen einer solchen Glimmerschieferbank. Das Gestein ist schwärzlich, ziemlich hart und bildet hier im Liegenden des krystallinischen Kalkes einige Felsen. Der Biotit bildet niemals ausgedehnte parallele Membranen, sondern erscheint auf den Spaltungsflächen als ordnungslose Lage von isolirten Schuppen. Der Quarz tritt am deutlichsten auf dem Querbruche des Gesteins in sehr feinen Körnern hervor. U. d. M. stellt sich die Masse des Gesteins als ein Aggregat von Biotitblättchen mit sehr starker Absorption und von Quarzkörnern dar; diese letzteren überwiegen über den Biotit. Ganz untergeordnet beobachtet man zwischen den Quarzkörnern auch einzelne zerstreute Muscovitlamellen und sehr selten einen mikroklinartigen Feldspath. Einige gelblichbraune, stark lichtbrechende Körner scheinen dem Titanit anzugehören. Magnetit und Eisenglanzlamellen beobachtet man häufig. Der Reichthum an diesen Erzen bedingt das verhältnismässig grosse Gewicht des Gesteins.

Auf Piciorul Vacariei, am linken Ufer der Neagra, beobachtet man unter dem gewöhnlichen Glimmerschiefer einen sehr quarzreichen Glimmerschiefer, welcher in Quarzitschiefer übergeht und die von Paul bei den Gesteinen aus der unteren Abtheilung der krystallinischen Schiefer der Bukowina beschriebenen Merkmale zeigt, d. h. eine „wellen- und winkelförmige Fältelung der Quarzlamellen, wodurch das Gestein auf den senkrecht gegen die Schichtung stehenden Bruchflächen stets eine eigenthümliche Zeichnung zeigt, die man als winkelig gebändert bezeichnen könnte.“

Der Glimmerschiefer bildet den grössten Theil der krystallinischen Unterlage unseres Gebietes. Der Quarz zeigt sich manchmal als dicke Lage oder in grossen Linsen nach den Schichtungsflächen ausgeschieden, wie man das am Ufer des Calimanel bei Paltinisch beobachten kann. Auch hier sieht man im untersten Theile der krystallinischen Schiefer einen sehr quarzreichen Glimmerschiefer, welcher N—S streicht und schwach gegen Osten fällt; weiter oben aber auf Piciorul Calimanel und auf dem Gipfel des Dealu Vânăt herrscht fast ausschliesslich der gewöhnliche Glimmerschiefer vor.

Der Kieselschiefer tritt auf dem linken Ufer der Neagra am Bache Chiruța als eine mächtige Einlagerung im Glimmerschiefer auf (Fig. 2). Er ist schwarz, meist dünn geschichtet und besteht der Hauptsache nach aus einem schwarzen, kohlenstoffhaltigen Quarz; selten beobachtet man auf Bruchflächen auch weisse oder weniger gefärbte

Quarzlammellen. Die kieselige Substanz ist manchmal durch Schwarzeisenstein ersetzt.

Man konnte dieses Gestein mit einem manganerzführenden Quarzschiefer verwechseln; eine nähere Untersuchung hat aber gezeigt, dass das schwarze, stark abfärbende Mineral nicht aus Manganoxyd, sondern hauptsächlich aus einer kohligen Substanz besteht.

Sericitglimmerschiefer tritt im Liegenden der cenomanen Conglomerate von Glodu am Bache Primavaratecu auf (Fig. 3). Er hat eine grünliche Farbe, ist ausgezeichnet schiefrig und besteht aus einem seidenglänzenden, grünlichen Mineral und ganz untergeordnet aus sehr dünnen Lagen von Quarz. U. d. M. sieht man neben dem grünen, feinfaserigen sericitischen Mineral und den Quarzkörnern auch einige Muscovitblättchen und sehr selten Plagioklaskörner. Das Gestein kommt in Verbindung mit dem gewöhnlichen Glimmerschiefer vor.

Die krystallinischen Kalke nehmen im westlichen und nördlichen Theile unseres Gebietes eine grosse Fläche ein und stellen die directe nördliche Fortsetzung des Kalkzuges von Borszek und Bilbor im nordöstlichen Siebenbürgen dar.

Die petrographische Beschaffenheit dieser Kalke ist ziemlich verschieden. Es sind theils weisse, marmorartige, krystallinische Kalke, welche manchmal durch das häufige Vorkommen der Muscovitblättchen in Kalkschiefer übergehen, theils graue oder gelbliche, unreine, ziemlich dolomitische Kalksteine. Ueberall, wo die Kalke auftreten, sind die Berggehänge waldlos und haben eine sterile Beschaffenheit.

Der krystallinische Kalk, welcher die Kalkscholle zwischen Paltinisch und Dragoiasa-Mündung bildet, ist bläulich weiss mit einer körnigen, zuckerähulichen Structur, im frischen Bruche glänzend und auf den Kanten durchscheinend. Der Tremolit kommt in weissen, seidenglänzenden, bis 3 cm langen Säulen vor, welche in einigen Partien des Gesteins recht häufig sind. U. d. M. zeigt sich ein Aggregat von Kalkspathindividuen. Im polarisirten Lichte zeigen einige Körner verschiedenfarbige Streifen, was auf eine Zwillingsbildung aus polysynthetischen Lamellen hindeutet. Die Längsschnitte von Tremolit erscheinen faserig und zeigen im polarisirten Lichte ein solches farbiges Bild, wie es gewöhnlich im Muscovit vorkommt; die senkrecht laufenden Quersprünge zeigen aber, dass wir es mit Tremolit zu thun haben. Der Muscovit tritt selten in kleinen Schüppchen auf.

Dieselbe petrographische Beschaffenheit zeigen auch die Kalke auf Piciorul Nicanilor, nur sind sie mehr als Kalkschiefer ausgebildet.

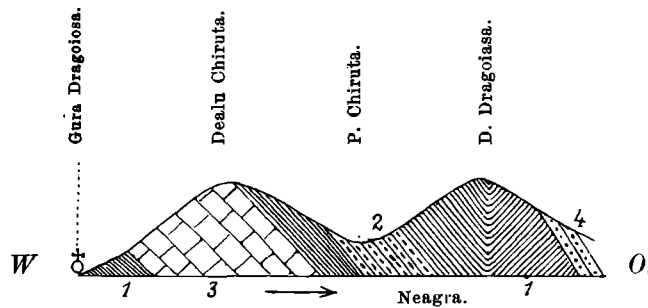
Am Südabhange des Dealu Vânător kommen Kalke vor, die steilen Felsen des Dealu Chifeniilor bildend, welche petrographisch von den vorigen auffallend sich unterscheiden. Es sind weissgelbliche, unreine, in scharfkantigen Bruchstücken brechende dolomitische Kalksteine. Auf den ersten Blick konnte man diese Kalksteine mit den triadischen dolomitischen Kalken aus der Klippenzone des Rarău verwechseln. Ihre Unterlage aber bildet hier der gewöhnliche Glimmerschiefer, nicht das sogenannte Verrucano-Conglomerat und die Perm-sandsteine, wie auf Rarău.

Was die Lagerungsverhältnisse der Kalke unserer Gegend betrifft, so stellt die westliche Kalkscholle von Paltinisch eine Einlagerung in dem gewöhnlichen Glimmerschiefer dar, wie aus dem Profil auf der linken Seite der Neagra (Fig. 2) ersichtlich ist. In dem nördlichen Theile aber, auf Piciorul Nicanilor und Dealu Glodu, kommen die Kalke schollenartig den krystallinischen Schiefen aufgelagert vor; sie sind also als das oberste Glied der oberen Abtheilung der krystallinischen Schiefer zu betrachten.

Es fehlen uns nähere Anhaltspunkte über das geologische Alter der Kalksteine von Bâtcele Chifenilor; sie sind aber nicht in die archaischen krystallinischen Schiefer oder in die altmesozoischen Kalksteine einzureihen, sondern als palaeozoische Gesteine zu betrachten.

Aus den oben angeführten Thatsachen geht hervor, dass die krystallinischen Gesteine, welche an dem Aufbau der Umgebung von

Fig. 2.



1. Glimmerschiefer. — 2. Schwarze Kieselschiefer. — 3. Krystallinischer Kalk. —  
4. Cenoman-Exogyrensandstein.

Glodu theilnehmen, der oberen Abtheilung der krystallinischen Schiefer angehören. Der quarzreiche Glimmerschiefer, welcher nur in einzelnen Aufbrüchen, wie am Ufer des Calimanel, auf Piciorul Florenilor und auf Piciorul Vacariei, zum Vorschein kommt, ist vielleicht als der unteren Abtheilung angehörig zu betrachten.

### Die Oberkreide.

Die obercretacischen Ablagerungen bilden in unserer Gegend einen ununterbrochenen Streifen, welcher im Nordwesten bei Paltinisch, nahe am Rande der andesitischen Masse des Calimangebirges beginnend, sich gegen SSO bis an die Mündung des Glodubaches in die Neagra an der siebenbürgischen Grenze erstreckt. Ueberall von krystallinischen Schiefen umgeben, ist die cretacische Scholle von grossen Gebirgshöhen umrahmt, wie: Dealu Vânăț (1640 m) im Norden, Dealu Glodu (1450 m) im Osten, Alunisch (1445 m) im Süden auf der siebenbürgischen Seite, und Dealu Drăgoiasa mit Dealu Paltinisch (1445 m) im Westen; in der Mittellinie aber haben wir

eine Meereshöhe von 1000 bis 1300 *m*. Die grösste Entwicklung erreichen die Kreideablagerungen in ihrer südlichen Hälfte im Gebiete des Glodubaches, zwischen Dealu Glodu im Osten und Dealu Dragoiasa im Westen. In der nördlichen Hälfte, d. h. in dem Sattel zwischen Dealu Vânăț und Dealu Paltinisch bilden die Kreideschichten die gerundeten Hügel des Dealu Catrinariilor und kommen auf der Fahrstrasse zwischen Broșteni und Dorna zum Vorschein. Diese Ablagerungen sind ganz auf moldauischen Boden beschränkt; jenseits der Grenze, am rechten Ufer der Neagra, erhebt sich mit steilem Abfall der Berg Alunisch, aus krystallinischen Schiefen bestehend.

Wenn wir die geographische Lage dieser cretacischen Scholle am Innenrande der moldauischen krystallinischen Masse berücksichtigen und von der später entstandenen eruptiven Masse des Calimangebirges absehen, so liegt die Vermuthung nahe, dass die Kreideschichten von Glodu ursprünglich in einer fjordartigen Vertiefung des obercretacischen Meeres am inneren Rande der krystallinischen Masse abgelagert wurden.

Der erste Bericht über die Kreideablagerungen von Glodu datirt kaum aus dem Jahre 1888. In seinem Aufnahmebericht über den District Suceava, erwähnt Prof. Gr. Stefanescu bei Glodu „une succession de grès bleu blanchâtres, d'autres fois bigarrés, à intercalations de conglomérats; puis vient une série de couches de grès argileux, de marnes dures, en couches, et surtout en plaquettes de différentes couleurs, bleues, rougeâtres, les unes noirâtres et d'autres grises, tachées de rouge“<sup>1)</sup>. Auf Grund einer irrigen Bestimmung der Fossilien schreibt Gr. Stefanescu diese Ablagerung dem Neocom, Gault, Cenoman und Turon zu, ohne etwas Näheres über die Lagerungsverhältnisse dieser verschiedenen Schichten anzugeben.

Sehr wichtige Kenntnisse über das Alter und die theoretische Bedeutung der Kreide von Glodu verdanken wir dem Karpathen-geologen Herrn Prof. Victor Uhlig, welcher diese Gegend im Jahre 1889 in Begleitung des Prof. Gr. Stefanescu besucht hat. In seinen Arbeiten über die Ostkarpathen erwähnt Uhlig mehrmals die Kreide von Glodu und überall finden wir dieselbe Behauptung ausgesprochen, dass diese Schichten nur der oberen Kreide angehören.

Schon im Jahre 1889 macht Uhlig auf die rothen und grauen Fleckenmergel mit Inoceramen aus der Nordmoldau aufmerksam: „diese Schichten scheinen mir auch desshalb besondere Beachtung zu verdienen, weil sie eine ebenso auffallende petrographische Aehnlichkeit mit den Puchower Mergeln der südlichen Klippenzone aufweisen, wie die Exogyrensandsteine der Ostkarpathen mit den Exogyrensandsteinen desselben westkarpathischen Gebietes“<sup>2)</sup>. In der Arbeit über den pieninischen Klippenzug aus dem Jahre 1890 finden wir in Bezug auf Glodu: „über den Exogyrensandsteinen folgt eine Wechsellagerung von dünnschichtigen Sandsteinen mit grünlichen und

<sup>1)</sup> Anuarul Biuroului geologic III, 1888, pag. 50.

<sup>2)</sup> V. Uhlig, Vorläufiger Bericht über eine geologische Reise in das Gebiet der Goldenen Bistritz. Sitzungsberichte der kais. Akademie der Wissenschaften. Wien, October 1889. Bd. XCVIII, pag. 15.

röthlichen Schiefeln und darüber graue und grünliche Fleckenmergel, verbunden mit spärlichen rothen Schiefeln, welche zahlreiche Inoceramen und, als äusserste Seltenheit, Ammoniten enthalten. Es kann nicht der geringste Zweifel bestehen, dass die Inoceramenmergel von Glodu nichts anderes sind als die Puchower Mergel, die demnach mit erstaunlicher Constanz aus dem Waagthale bis in die Moldau verfolgt werden<sup>1)</sup>. Ebenfalls in seiner letzten Arbeit über die Ostkarpathen sagt Prof. Uhlig: „Wie im Westen über den Exogyrensandsteinen des Waagthales rothe und weisslich- und grünlich-graue Inoceramenmergel, die Puchower Schichten Stur's liegen, so stellen sich auch im Osten in der Marmarosch, in der Moldau und der Bukowina über petrographisch vollkommen gleichartigen Sandsteinen und Conglomeraten mit *Exogyra columba* ebenfalls rothe, grünlich und grau gestreifte, oder einfach grünlich-graue Inoceramenmergel ein“<sup>2)</sup>, und auf der beigegebenen schematischen Karte der Karpathen ist bei Glodu „Oberkreide“ („Klippenhülle“) eingezeichnet. Wie wir sehen, erwähnt Prof. Uhlig nirgends etwas von Neocom oder Gault bei Glodu.

Auf der rumänischen geologischen Karte aus dem Jahre 1895 von Gr. Stefanescu<sup>3)</sup> ist bei Glodu eine Mulde dargestellt, welche in der Mitte aus „oberer Kreide“, am Rande aber aus „unterer Kreide“ besteht.

Im Jahre 1898 habe ich gezeigt, dass nach meinen im Sommer 1897 bei Glodu durchgeführten Untersuchungen<sup>4)</sup> die Behauptung von Uhlig die einzig richtige ist. Ueber den krystallinischen Schiefeln folgt überall das unterste Glied der Oberkreide — die Conglomerate und Sandsteine mit *Exogyra columba*; die stratigraphischen Verhältnisse sind so klar, dass es keinem Zweifel mehr unterliegt, dass die Behauptung von Gr. Stefanescu von der Zugehörigkeit eines Theiles dieser Ablagerungen zum Neocom oder Gault auf einer irrigen Bestimmung der Fossilien beruht. Im Sommer 1898 habe ich diese Gegend aufs neue durchforscht und neues Material gesammelt. Im Folgenden will ich die Ergebnisse dieser Untersuchungen darlegen.

### Stratigraphische Verhältnisse.

Wie man auf der beigegebenen geologischen Karte sieht, liegen die obercretacischen Ablagerungen von Glodu in einer fjordartigen Vertiefung am inneren Rande der moldauischen krystallinischen Masse; ihre Unterlage bilden also überall die verschiedenen Gesteine der krystallinischen Schiefer: Glimmerschiefer, Sericitschiefer und krystal-

<sup>1)</sup> V. Uhlig. Der pieninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 784.

<sup>2)</sup> V. Uhlig. Ueber die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. Sitzungsberichte der kais. Akad. der Wissensch. Wien 1897. CVI. Band, pag. 3.

<sup>3)</sup> Charta geologica română, Blatt A, III—XXXVI, 1895.

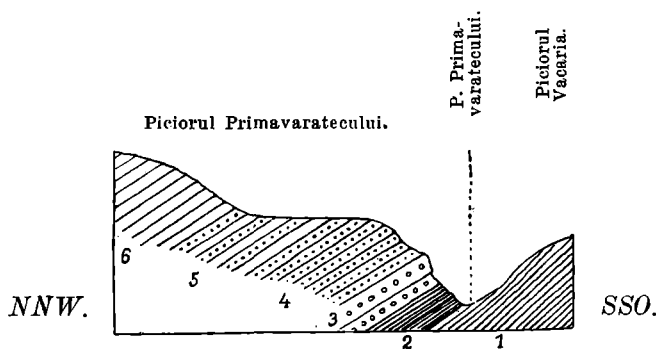
<sup>4)</sup> Ueber die Kreideablagerungen bei Glodu. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 81. — Deposite cretacee de la Glodu. Bullet. de la soc. de sc. Bucarest 1898.



linische Kalke. Selbst in der Mitte der Kreidescholle, in einigen tiefen Einschnitten, z. B. neben der Kirche von Glodu und zwischen Dealu Glodu und Dealu Surduc, kommt die krystallinische Unterlage zum Vorschein. In der nördlichen Hälfte auf Dealu Catrinarilor sieht man sogar einige Kalkfelsen wie kleine Klippen aus der cretacischen Hülle hervorragen.

Abgesehen von einigen localen Abweichungen stimmt das Streichen der Schichten im allgemeinen mit der Längsachse der cretacischen Scholle überein, d. h. NNW—SSO; auf dem Westabhange des Dealu Glodu aber streichen die cretacischen Schichten mehr nordöstlich, während die Schichten der krystallinischen Unterlage NNW—SSO gerichtet sind; eine transgredirende Lagerung ist also hier deutlich

Fig. 3.



1. Glimmerschiefer — 2. Sericitglimmerschiefer. — 3. Conglomerat. —  
4. Exogyrensandstein. — 5. Wechsellagerung von Sandstein und Mergel. —  
6. Inoceramenmergel.

zu erkennen. Am Rande der cretacischen Schollen auf den Abhängen des Dealu Dragoiasa und D. Glodu fallen die Schichten überall gegen die Mittellinie; in deren Mitte aber treffen wir ein mehrmals wiederholtes entgegengesetztes Fallen, woraus zu schliessen ist, dass diese Schichten wenigstens zwei kleine Antiklinalen zwischen den krystallinischen Schiefen bilden.

Die stratigraphische Aufeinanderfolge ist überall, wo der ganze Schichtencomplex vollkommen aufgeschlossen und vertreten ist, von unten nach oben die folgende, wie sich das in der südöstlichen Ecke unserer Gegend auf Piciorul Primavaratecului (Fig. 3) sehr deutlich zeigt:

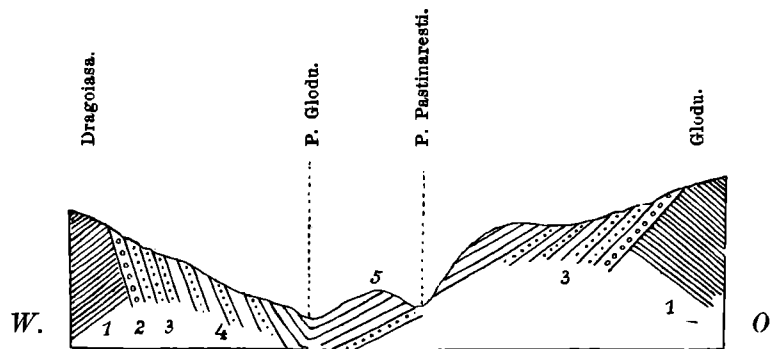
1. Conglomerate,
2. Sandsteine mit *Exogyra columba*,
3. Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln,
4. Mergel mit Inoceramen.

1. Die Conglomerate. Dieselben bilden das unterste Glied der Kreide von Glodu und liegen überall, wo sie vertreten sind, auf krystallinischem Schiefer im Liegenden der Exogyrensandsteine; niemals habe ich sie als Einschaltungen in dem letzteren getroffen. Sie sind häufig am Rande der cretacischen Scholle vertreten; gegen die Mitte derselben hin gehen sie in einen grobkörnigen Sandstein über oder fehlen gänzlich, in welchem Falle der Exogyrensandstein unmittelbar auf dem krystallinischen Schiefer liegt. An einigen Stellen unter dem Rücken des Dragoiasa erreichen sie kaum eine Mächtigkeit von 1.5 m. Es sind hier röthliche, nicht sehr feste, kleinkörnige Quarzitconglomerate. Ein etwas gröberes Conglomerat, aus bis faustgrossen Quarzit- und Glimmerschiefer-Geröllen bestehend, sieht man in dem Bacheinschnitte zwischen Dealu Surduc und D. Glodu, und an manchen anderen Stellen auf D. Catrinarilor. Am schönsten aber sind die Conglomerate in der südöstlichen Ecke der Kreidescholle entwickelt. Hier, ganz am Rande der Kreide, auf dem rechten Ufer des Baches Primavaratec (Fig. 3), sieht man im Liegenden des Exogyrensandsteins und über dem Sericit- und Glimmerschiefer eine bis 4 m mächtige Felswand von Conglomeraten, welche aus faust- bis kopfgrossen Quarzitgeröllen und Bruchstücken von krystallinischem Schiefer bestehen. Die Oberfläche des krystallinischen Schiefers am Contact mit dem Conglomerat ist stark erodirt und bildet häufige, mit Conglomeraten erfüllte Nester. Wir haben es also hier mit echten Strandconglomeraten zu thun. Aus allen diesen Betrachtungen geht hervor, dass das Conglomerat innig mit dem darüberliegenden Exogyrensandstein verbunden ist, also nur eine Strandfacies desselben darstellt. Organische Reste habe ich in diesem Conglomerate nirgends gefunden; der innige Zusammenhang aber, welchen er mit dem Exogyrensandstein aufweist, spricht für das cenomane Alter.

2. Sandsteine mit *Exogyra columba*. Auf dem Conglomerate oder unmittelbar auf den krystallinischen Schiefeln liegt das bis 30 m mächtige Glied der Kreide von Glodu, der Exogyrensandstein. Er ist ein harter, bald fein-, bald grobkörniger, in kleinkörniges Conglomerat übergehender Sandstein. Derselbe hat ein kalkiges Bindemittel, ist im frischen Bruche graulich, gelblich oder grünlich, auf der verwitterten Oberfläche aber immer schwärzlich gefärbt und weich. In Dünnschliffen sieht man spärlich eingestreute Glaukonitkörnchen; fast immer in dicken Bänken abgesondert, zeigt dieser Sandstein manchmal auch eine auf der Schichtfläche senkrechte Zerklüftung. Sehr schön entwickelt sieht man den Exogyrensandstein an beiden Rändern der Kreidefläche, d. h. am Abhange des D. Dragoiasa und D. Glodu (Fig. 4). Auf der rechten Seite der Neagra erreichen die Sandsteine eine überaus grosse Mächtigkeit. Die Sandsteinbänke bilden hier eine bis 30 m hohe Wand, welche sich, wie eine Festungsmauer, auf hunderte von Metern weiter gegen Norden fortsetzt. Diese Felsenscenerie ist in der Localität unter dem Namen Pietrele Ciuntului bekannt. Am gegenüberliegenden Rande, auf Dealu Glodu, bildet der Exogyrensandstein auf dem

rechten Ufer des Baches Pâstinărești ebenfalls steile Felsen, an deren Fuss Schutthalden von weichen, schwärzlichen Sandsteinbrocken sich befinden. Die Schichten streichen hier ungefähr NO und fallen unter  $45^{\circ}$  gegen NW. Auch in der Mittellinie der Kreidefläche am Bache Glodu kommt der Exogyrensandstein in manchen Aufbrüchen zum Vorschein, z. B. am Fusse des Dealu Surduc. In der nordwestlichen Hälfte der Kreidescholle, auf Dealu Catrinarilor, habe ich nirgends Sandstein mit Exogyren beobachtet; es kommt hier nur eine Wechsellagerung von grünlichen, glimmerreichen Sandsteinen und grauen und röthlichen Mergeln vor. Aus dem Exogyrensandstein habe ich folgende Fossilien gesammelt:

Fig. 4.



1. Glimmerschiefer. — 2. Conglomerat. — 3. Exogyrensandstein. — 4. Sandstein und Mergel. — 5. Inoceramenmergel.

*Exogyra columba* Lam.  
 " *cf. conica* Sow.  
 " *lateralis* Nilss.  
*Ostrea Hippopodium* Nilss.  
*Anomia subtruncata* d'Orb.  
*Lima pseudocardium* Reuss.  
 " *semisulcata* Nilss.  
*Pecten Dujardini* A. Römer.  
 " *cf. inserens* Gein.  
*Natica Gentii* Sow.  
*Callianassa antiqua* Otto.  
*Pyrina inflata* d'Orb.  
*Serpula granulata* Sow.

Auf Bruchflächen des Exogyrensandsteins sieht man häufig Durchschnitte von Echiniden-Tafeln und Stacheln. *Chondrites* oder andere Fucoidenformen habe ich nicht beobachtet.

Von diesen Formen tritt *Exogyra columba* überall in dem Sandstein massenhaft auf und bildet manchmal förmliche Muschelbänke, welche fast ganz nur aus den Schalen dieser Muschel bestehen.

Die meisten von den andern hier angeführten Formen lassen, was ihren Erhaltungszustand betrifft, viel zu wünschen übrig und sind nur in wenigen Exemplaren vorhanden.

Für das Alter des Exogyrensandsteines von Glodu kommt vor allem *Exogyra columba*, das verbreitetste Fossil, in Betracht. Schon seit lange sind aus dem Waagthale in den Nordkarpathen Sandsteine und Conglomerate mit *Exogyra columba*, der sogenannte Orlowe-Sandstein, bekannt und dem Cenoman zugeschrieben worden, weil sie unter dem Conglomerate von Upohlav mit *Hippurites sulcata* DeFr. liegen<sup>1)</sup>. In der Bukowina, im Cibothale, kommt sie zusammen mit *Acanthoceras Mantelli*, einer echten cenomanen Form, vor<sup>2)</sup>. Ueberall in den Karpathen, wo solche Sandsteine und Conglomerate mit *Exogyra columba* vorkommen, wurden dieselben überhaupt der Cenomanstufe zugeschrieben. Diese Form ist aber nicht nur auf das Cenoman beschränkt, sie steigt zuweilen, wie in der böhmischen und sächsischen Kreide, auch ins Turon hinauf<sup>3)</sup>. Bei Glodu liegen die Exogyrensandsteine überall unter den Inoceramenmergeln, welche, wie wir bald sehen werden, der Turonstufe angehören. Es sprechen also auch die stratigraphischen Verhältnisse dafür, dass die Exogyrensandsteine und die mit ihnen innig verbundenen Conglomerate von Glodu dem Cenoman angehören.

Die anderen, aus dem Exogyrensandstein erwähnten Formen haben ihre Hauptverbreitung im Cenoman, einige aber reichen auch bis ins Turon und selbst ins Senon hinauf.

### 3. Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln.

Der Uebergang zwischen Exogyrensandstein und den Inoceramenmergeln wird durch eine mächtige Wechsellagerung von meist feinkörnigen, grauen Sandsteinen und harten, grauen oder röthlichen Mergeln gebildet. Diese letzteren erscheinen im unteren Theile in dicken Bänken geschichtet; in dem oberen Theile aber herrschen dünn-schichtige, grünliche und röthliche Mergel vor. Am besten sieht man diese Wechsellagerung am linken Ufer der Neagra, zwischen Pietrele Ciuntului und der Mündung des Glodubaches (Fig. 4), dann auf Piciorul Primavaratec (Fig. 3) und in manchen Aufschlüssen im Innern des Glodubeckens. In der nördlichen Hälfte, zwischen Catrinar und Paltinisch, ist, wie ich schon erwähnt habe, nur dieses stratigraphische Glied vertreten. An Fossilien zeigt es sich sehr arm; trotz meiner Aufsuchungen konnte ich in dieser Wechsellagerung nur zwei Formen finden, nämlich: *Exogyra columba* Lam. aus dem Sandstein und *Inoceramus latus* Mant. aus dem Mergel, dann einige unbestimmbare Echiniden.

<sup>1)</sup> Dionys Stur. Geologische Uebersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XI, 1860, pag. 87.

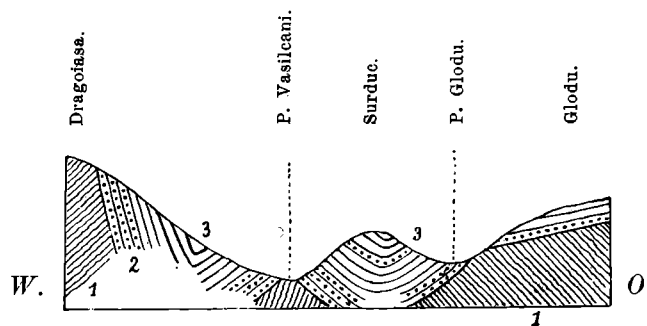
<sup>2)</sup> L. Szajnocha. Ueber eine cenomane Fauna aus den Karpathen der Bukowina. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 87.

<sup>3)</sup> Geinitz. Elbethalgebirge. Palaeontogr. X. Bd., I. Th., pag. 181. — Hauer. Geolog. v. Oesterr., pag. 528. — E. Tietze. Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1837, pag. 468.

4. **Inoceramenmergel.** Als oberstes Glied der oberen Kreide von Glodu treten endlich meist dünn-schichtige, harte, graue, grünliche oder röthliche Mergel auf, welche eine grössere Mächtigkeit erreichen, als ich ihnen nach meiner ersten Untersuchung in dem Profile von Dealu Surduc gegeben habe<sup>1)</sup>.

Einzelne Schichten von Sandsteinen erscheinen auch in dieser obersten Partie, aber ganz untergeordnet. Die Inoceramenmergel bilden in der südlichen Hälfte der Kreidefläche isolirte Lappen und krönen gewöhnlich die Erhebungen zwischen den Bacheinrissen des Glodugebietes. Ursprünglich haben sie sicher eine ununterbrochene Decke im Gebiete des Glodubaches gebildet, deren von der Erosion und Abspülung verschonte Reste wir heute vor uns sehen. Man kann sie gut beobachten an der Mündung des Glodubaches (Fig. 4), an manchen Stellen auf dem Westabhange des Dealu Glodu, z. B. auf Piciorul Primavaratec (Fig. 3), ferner auf der rechten Seite des Baches

Fig. 5.



1. Glimmerschiefer. — 2. Exogyrensandstein. — 3. Inoceramenmergel.

Pâstinarești und ganz oben auf dem Rücken des Dealu Glodu, nördlich vom Ursprunge des obenerwähnten Baches. Die schönsten Aufschlüsse sieht man aber auf dem Abhange des Dragoiasa nördlich von der Kirche und auf Dealu Surduc (Fig. 5). Hier ist in einer mitten durchschnittenen Antiklinale am rechten Ufer des Baches Vasilcani die vollständige stratigraphische Aufeinanderfolge der Kreide von Glodu aufgeschlossen. Im untersten Theile sieht man Exogyrensandsteine, dann folgen röthliche und grauliche Mergel mit einzelnen Sandsteinlagen, in der obersten Partie endlich herrschen dieselben Mergel nur mit zwei oder drei Sandsteinbänken vor. Es zeigt sich also hier ein allmäliger Uebergang von dem Exogyrensandstein zu dem Inoceramenmergel. Die Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln, welche wir an manchen Stellen mächtig entwickelt finden, scheint hier ganz zurückzutreten, so dass wir es auf

<sup>1)</sup> Ueber die Kreideablagerungen bei Glodu. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 81.

dem Dealu Surduc hauptsächlich nur mit zwei stratigraphischen Gliedern: Exogyrensandstein und Inoceramenmergel, zu thun haben.

Die oberen Mergel von Glodu sind sehr reich an Inoceramen und der Name Inoceramenmergel erscheint voll berechtigt. Als Fundstellen für Fossilien sind insbesondere Pic. Primavaratec und der Ostabhang des Dragoiasa, nördlich von der Kirche, zu bezeichnen; hier bilden die Mergel eine steile Wand, an deren Fusse grosse Mergelblöcke liegen.

Die Fossilien, welche ich aus den Inoceramenmergeln gesammelt habe, sind folgende:

- Inoceramus labiatus* Schloth.  
*Brongniarti* Sow.  
*latus* Mant.  
*striatus* Mant.  
*Decheni* A. Römer.  
" *Crispii* Mant.  
*Pecten Dujardini* A. Römer.  
*Cardiaster Italicus* d'Orb.  
*Micraster gibbus* Goldf.  
*Lytoceras (Gaudryceras) mite* v. Hauer.  
*Ammonites*, unbestimmbar.  
*Serpula rotula* Goldf.

Die angeführten Arten beweisen zur Genüge, dass die Inoceramenmergel von Glodu der Turonstufe angehören. Die Arten, welche auch auf das senone Alter eines Theils dieser Mergel hinweisen könnten, sind: *Inoc. Crispii* und *Lytoceras mite*. Diese Formen aber kommen in denselben Mergelschichten mit *Inoc. labiatus* und *Inoc. Brongniarti* vor, also mit Formen, welche für das Turon höchst charakteristisch sind. Auf Grund der palaeontologischen Daten konnte man in den Inoceramenmergeln von Glodu von unten nach oben drei Zonen unterscheiden: 1. Zone des *Inoc. labiatus*, 2. Zone des *Inoc. Brongniarti* und 3. Zone des *Inoc. Crispii*. Stratigraphisch aber ist es, soweit meine Beobachtungen reichen, unmöglich, bei Glodu eine Grenze zwischen diesen Zonen zu ziehen. Alle die erwähnten Formen stammen nur aus zwei Fundstellen: auf Primavaratec und aus dem erwähnten Einrisse auf Dragoiasa; die Mächtigkeit der Mergelschichten an diesen beiden Stellen kann man höchstens auf 10 m schätzen. Auf Primavaratec habe ich aus derselben Mergelschichte *Inoc. Brongniarti*, *Inoc. labiatus*, *Inoc. Crispii* und *Lytoceras mite*, also Formen, welche in anderen Kreidegebieten den zwei Stufen der oberen Kreide — dem Turon und dem Senon — angehören, gesammelt. Auf Dragoiasa habe ich aus einem und demselben Mergelblock *Inoc. labiatus* und *Micraster gibbus* herausgeschlagen. Die Fossilien also, welche anderwo in verschiedenen höheren Niveaus der Oberkreide auftreten, kommen bei Glodu nebeneinander vor, und die Grenze zwischen Turon und Senon scheint ganz verwischt zu sein.

Dieselbe Mischung der obercretacischen Formen wiederholt sich in den Ostkarpathen auch bei Ürmös im Persanyer Gebirge, wovon

Herbich<sup>1)</sup> aus einer wenig mächtigen Schichtfolge eine sehr reiche Fauna erwähnt hat. Nach der Revision, welche mein Freund Dr. J. Simionescu<sup>2)</sup> an dieser Fauna geübt hat, kommen in der Oberkreide von Ürmös Formen vor, welche, trotz der geringen Mächtigkeit der Schichten, aus welchen sie gesammelt wurden, den verschiedenen Stufen der Oberkreide, nämlich: dem Cenoman, Turon und Senon, angehören.

Was die Inoceramenmergel von Glodu betrifft, so haben alle die angeführten Formen ihre Hauptverbreitung im Turon, nur *Inoc. Crispü* und *Lytoceras cf. mite* deuten auf Senon hin. Wie bekannt, ist das Hauptniveau des *Inoc. Crispü* das Senon; in der böhmischen und sächsischen Kreide aber nimmt er seinen Ausgangspunkt schon im Turon (Mittelquader). Prof. Toulou<sup>3)</sup> hat in den Nordalpen *Acanthoceras Mantelli* in den Inoceramenschichten gefunden; dieselben Inoceramen, die in Senon vorkommen, können also auch in tieferen Schichten, im Turon, selbst im Cenoman erscheinen. Was *Lytoceras mite* betrifft, wenn unser Fragment überhaupt dieser Art angehört, so kommt diese Species in der Gosaukreide und in Südfrankreich ebenfalls im Senon vor; eine scharfe Grenze zwischen Turon und Senon ist aber, soviel mir bekannt ist, auch in den Gosaugebilden nicht zu ziehen.

### Vergleich der oberen Kreide von Glodu mit gleichalterigen Bildungen aus den Karpathen.

Schon seit lange sind in den Nordkarpathen im Waagthale (Com. Trencsén) Sandsteine und Conglomerate mit *Exogyra columba*, die sogenannten Schichten von Orlowe und Praznó bekannt, die bereits Dionys Stur zum Cenoman gerechnet hat<sup>4)</sup>. Auch in diesen Sandsteinen erscheinen, wie bei Glodu, häufig Bänke, die einzig und allein aus *Exogyra columba* bestehen. Ueber den Sandsteinen folgen die zum Turon gehörigen Conglomerate von Upohlav mit *Hippurites sulcata* Deufr. und endlich rothe und graue Mergel, die sogenannten Schichten von Puchó mit *Inoceramus Crispü* Goldf., welche theilweise zum Senon gestellt worden sind; auch hier wechseln einigemal graue Sandsteinschiefer mit den Mergeln, wie wir bei Glodu auf Surduc gesehen haben. Wie ich im Anfang erwähnt habe, hat Prof. Uhlig zuerst die Aehnlichkeit der Schichten von Glodu mit denjenigen aus dem Waagthale erkannt.

<sup>1)</sup> Fr. Herbich. Ueber Kreidebildungen der siebenbürgischen Ostkarpathen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 368.

<sup>2)</sup> J. Simionescu. Obercretacische Fauna von Ürmös. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1859, Nr. 6.

<sup>3)</sup> In Uhlig. Bemerkungen zur Gliederung karpatischer Bildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1884, pag. 223.

<sup>4)</sup> D. Stur. Geologische Uebersichtsaufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XI, 1869, pag. 87. — Kurze Uebersicht der geologischen Verhältnisse der Länder der ungarischen Krone. Text zur geologischen Uebersichtskarte von Ungarn. Budapest 1897, pag. 43—45.

Fr. Herbich<sup>1)</sup> hat von den siebenbürgischen Ostkarpathen bei Ürmös am östlichen Abhange des Persanyer Gebirges Kreideablagerungen beschrieben, welche neben vielen Ammoniten auch *Exogyra columba*, *Exogyra lateralis* und alle Inoceramenformen von Glodu enthalten; dieses letztere Genus ist sowohl an Individuen als auch Arten sehr stark vertreten.

Diese Fauna gehört dem ganzen Complex der oberen Kreide an und weist die grösste Aehnlichkeit mit derjenigen von Glodu auf; die Inoceramenformen, *Lytoceras mite* und *Cardiaster italicus* lassen keinen Zweifel darüber bestehen. Selbst die stratigraphische Aufeinanderfolge der Schichten ist dieselbe wie bei Glodu, nämlich: 1. polygene Conglomerate; 2. feine oder grobkörnige Sandsteine und 3. graue Mergel. Aus den Karpathen der Bukowina, bei der dreifachen Landesgrenze zwischen Siebenbürgen, Bukowina und Marmaros (Cibobache), haben Paul<sup>2)</sup> und L. Szajnocha<sup>3)</sup> eisenreiche Sandsteine und Siderit mit *Exogyra columba*, *Alectryonia carinata*, *Acanthoceras Mantelli* und anderen cenomanen Formen beschrieben. Auch aus der Marmaros sind von Zapalowicz<sup>4)</sup> obercretacische Bildungen mit *Exogyra columba* und *Inoceramus striatus* beschrieben worden.

In allen diesen Gebieten der Ostkarpathen, d. h. im Persanyer Gebirge, der Nordmoldau, der Bukowina und der Marmaros, hat die Fauna denselben Charakter, d. h. den Typus der böhmisch-sächsischen Kreide. Ganz anders gestaltet sich die obercretacische Fauna im westlichen Grenzgebirge Siebenbürgens und in den Südkarpathen. In diesen letzteren Gebieten, in den Comitaten Szilágy und Bihar, und im Oltuthal enthalten die Schichten der oberen Kreide zahlreiche Rudisten, *Actaeonella* etc., kurz eine Fauna, welche in Ganzem betrachtet jener der Gosaukreide entspricht<sup>5)</sup>.

Am Aussenrande der Karpathen finden wir das nächste Aequivalent der Inoceramenmergel von Glodu in den Inoceramenschichten der Flyschzone, in den sogenannten Ropiankaschichten der West- und Ostkarpathen. Wie bekannt, stellen sich die Inoceramen als die charakteristischen Fossilien der obercretacischen Flyschfacies dar. Schon im Jahre 1882 haben Walter und Dunikowski in den Ropiankaschichten Westgaliziens, in der Umgebung von Przemyśl, *Inoc. Crispini Mant.*, *Inoc. Brongniarti Sow.*, *Inoc. Haueri Zugm.* und *Inoc. concentricus? Sow.* (wahrscheinlich *Inoc. labiatus*) erwähnt, woraus die beiden Geologen auf obercretacisches Alter der betreffenden, früher

<sup>1)</sup> Fr. Herbich, a. a. O. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 368.

<sup>2)</sup> C. M. Paul. Geologie der Bukowina. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 322.

<sup>3)</sup> L. Szajnocha, a. a. O. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 87.

<sup>4)</sup> H. Zapalowicz. Eine geologische Skizze der Marmaroser Grenzkarpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 504.

<sup>5)</sup> Karl Hofmann. Bericht über die im östlichen Theile des Szilágyer Comitates vollführten geologischen Specialaufnahmen. Földtani közlöny 1879, pag. 231. — Text zur geologischen Uebersichtskarte von Ungarn. 1897, pag. 63. — Fr. Baron Nopcsa. Vorläufiger Bericht über das Auftreten von oberer Kreide im Hátszegyer Thale. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1897, pag. 273. — K. A. Redlich. Geologische Studien im Gebiete des Olt- und Oltetzthales in Rumänien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899, Heft 1.



von Paul und Tietze als Neocom betrachteten Schichten geschlossen haben<sup>1)</sup>. Auch in den Ropianschichten Ostgaliziens haben Olszewsky und andere Geologen Inoceramen gefunden. Nach Prof. Uhlig gehören die Ropianka- und die Inoceramenschichten Westgaliziens überhaupt dem Senon an, diejenigen Ostgaliziens aber scheinen einem tieferen Niveau, dem Turon oder vielleicht selbst dem Cenoman anzugehören<sup>2)</sup>. Weiter südlich in der Flyschzone der Bukowina sind bis jetzt Ropianschichten mit Inoceramen nicht gefunden worden, doch zweifelt Uhlig nicht, dass sie in einzelnen Aufbrüchen ebenso aus den Paleogen hervortreten wie in Galizien, und in der That findet sich im Südosten der Bukowina eine Zone von Schiefen und Sandsteinen, welche die petrographische Beschaffenheit der obercretacischen Ropianschichten Galiziens zeigen<sup>3)</sup>.

Was die nordmoldauische Flyschzone betrifft, so habe ich gezeigt<sup>4)</sup>, dass die mächtigen Conglomerate mit Blöcken von Requienskalk und die darüberliegenden Sandsteine und Mergel mit Ammoniten Spuren auf dem Stanisoara-Bergzuge der oberen Kreide angehören.

Weiter südlich in der Flyschzone der moldauischen Karpathen sind bis jetzt obercretacische Bildungen nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen worden. Herbich erwähnt, dass an der moldauisch-siebenbürgischen Grenze im Uz-, Ghimesch- und Oituzthale Inoceramen vorkommen, und obwohl diese Formen nicht näher bestimmbar sind, parallelisirt er den von ihm benannten Uzersandstein mit dem galizischen Jamnasandstein und mit dem Horizonte der sandigen Mergel von Ürmös<sup>5)</sup>. Aus dem Gesagten geht hervor, dass auch in der Flyschzone auf der Aussenseite der West- und Ostkarpathen die Exogyrensandsteine, Conglomerate und die Inoceramenmergel von Glodu ihre Aequivalente haben.

Bemerkenswert ist die Thatsache, dass, soviel bis jetzt bekannt ist, das Turon in den rumänischen Südkarpathen nicht nachgewiesen wurde, während das Cenoman und das Senon mächtig entwickelt sind<sup>6)</sup>. Trotzdem kann man nicht behaupten, dass hier eine Lücke in der Entwicklung der oberen Kreide vorhanden ist. Eine nähere Untersuchung der mächtigen Schichtfolge von Mergeln und Sandsteinen, welche in diesem Gebiete zwischen Cenoman und Senon liegen, wird sicher auch das Vorhandensein des Turon ergeben. In den Nord- und Ostkarpathen und in der polnischen Kreide sind Cenoman und Turon fast immer miteinander verbunden und es liegt kein Grund vor, dass in den Südkarpathen zur Zeit der oberen

<sup>1)</sup> Geologischer Bau des Naphtadistrictes der westgalizischen Karpathen. Lemberg 1882 (polnisch). In Uhlig. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1883, pag. 453, 454.

<sup>2)</sup> V. Uhlig. Bemerkungen zur Gliederung karpathischer Bildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1894 pag. 223.

<sup>3)</sup> V. Uhlig. Op. cit. 1894 unter dem Titel „Die Verhältnisse der Bukowina“.

<sup>4)</sup> Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Karpathen. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1899, Nr. 5

<sup>5)</sup> Herbich, a. a. O. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1886, pag. 374.

<sup>6)</sup> Popovici-Hatzeg. Étude géologique des environs de Câmpulung. Thèse. Paris. 1898, pag. 108—126. — K. Redlich. Op. cit. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1899.

Kreide andere Verhältnisse geherrscht haben. Ausserdem ist in Dobrodgea und im nordöstlichen Serbien das Turon nachgewiesen worden<sup>1)</sup>.

Die faunistische Verwandtschaft zwischen der oberen Kreide der Ostkarpathen und jener der polnisch-podolischen Platte wurde von den galizischen Geologen mehrmals betont. L. Szajnocha<sup>2)</sup> hat darauf hingewiesen, dass in der podolischen Kreide bei Przewtoka an der Strypa (Seredthale) von Zareczny *Acanthoceras Mantelli* und *Alectryonia carinata* gefunden worden ist, also dieselben Formen wie in der Bukowina am Cibobache. In der oberen Kreide aus der Umgebung von Krakau kommen conglomeratistische Bildungen mit *Exogyra columba* und Mergel mit *Inoceramus labiatus*, *Inoc. Brongniarti*, *Inoc. Crispii*, *Micraster cor testudinarum* und *Micr. gibbus* vor<sup>3)</sup>, also eine Fauna von demselben Typus wie bei Glodu.

Die Inoceramenschichten Westgaliziens setzen sich gegen Westen in den Karpathen bis in den Wienerwald und von hier noch weiter gegen Westen in die Flyschzone der Ostalpen im Muntigler Flysch Oberösterreichs und Salzburgs fort<sup>4)</sup>.

Eine gewisse Aehnlichkeit zwischen den Inoceramenschichten des karpathischen Flysch und zwischen dem oberitalienischen Flysch in der Facies der sogenannten „argille scagliose“ hat man seit langem erkannt<sup>5)</sup>; auch hier, wie in den Karpathen, stellen sich die Inoceramen als charakteristische Fossilien der obercretacischen Flyschfacies dar. Die Echinidenform *Infulaster* aus der „Scaglia“, welche dem *Cardiaster Italicus* aus dem Inoceramenmergel von Glodu sehr nahe steht, scheint diese Aehnlichkeit noch mehr zu bekräftigen.

Nun soll eine andere Frage von grösster Wichtigkeit für die geologische Vergangenheit des grossen alten Gebirgskerns der Ostkarpathen, oder, wie Prof. Uhlig ihn benannt hat, der grossen ostkarpathischen Klippe erörtert werden. Was für ein Verhältnis zwischen Land und Meer bestand im Bereich der Ostkarpathen zur Zeit der oberen Kreide? Von wo kam der schmale Meeresarm von Glodu am Innenrande dieser alten Masse her? Diese Frage hat Prof. Uhlig<sup>6)</sup> gelöst. Die faunistische Aehnlichkeit der obercretacischen Bildungen auf der Innenseite der Ostkarpathen (Persany, Glodu, Bukowina) mit denjenigen auf der Aussenseite der Karpathen und mit der böhmisch-sächsischen und polnisch-podolischen Kreide zeigt uns, dass das

<sup>1)</sup> E. Tietze. Auffindungen von Neocom und Turon im nordöstlichen Serbien. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1870, pag. 324. — V. Anastasiu. Terrains secondaires. Dobrodgea. Thèse. Paris 1898, pag. 114.

<sup>2)</sup> L. Szajnocha, a. a. O. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 88.

<sup>3)</sup> E. Tietze. Geognostische Verhältnisse der Gegend von Krakau. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1887, pag. 468.

<sup>4)</sup> Paul. Der Wienerwald. Ein Beitrag zur Kenntnis der nordalpinen Flyschbildungen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1898, pag. 174.

<sup>5)</sup> V. Uhlig. Beiträge zur Geologie der westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, pag. 453. — Stur. Eine flüchtige, die Inoceramenschichten des Wienersandsteins betreffende Studienreise nach Italien. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 445.

<sup>6)</sup> V. Uhlig. Ueber die Beziehungen der südlichen Klippenzone zu den Ostkarpathen. Sitzungsber. der Akad. d. Wiss. Wien, CVI. Bd., 1897, pag. 3—6.

Kreidemeer am Innenrande der Ostkarpathen mit demjenigen am Aussenrande in Verbindung stand. Eine zusammenhängende Ueberdeckung der ostkarpathischen Klippe durch das Kreidemeer ist wenigstens für die moldauische Masse ausgeschlossen, da man nirgends auf dieser alten Masse obercretacische Schollen, als diejenige von Glodu am Innenrande, findet. Die Verbindung geschah, wie Uhlig gezeigt hat, durch einen schmalen Arm in der Gegend nördlich von Kirlibaba über den Luczinaberg. Hier, am Ursprungsgebiete des Kirlibababaches, erscheinen unten Exogyrenconglomerate und massige Sandsteine, oben ein grauer oder grünlich-grauer, plattiger Mergelschiefer, der hier wohl die Inoceramenschichten vertritt.

Dieser obercretacische Streifen greift über das krystallinische Grundgebirge und von Luczina kann man ihn ununterbrochen am Aussenrande der alten Masse bis in die Gegend östlich von Kimpolung verfolgen. Wir haben es also hier mit einer Transgression des obercretacischen Meeres von der Aussenseite der ostkarpathischen Klippe gegen das Innere zu thun.

#### Die Kreidefossilien von Glodu.

Die Fossilien, welche ich aus dem Exogyrensandstein und aus den Inoceramenmergeln von Glodu angeführt habe, liegen meist nur in wenigen Exemplaren vor und lassen, was ihren Erhaltungszustand betrifft, viel zu wünschen übrig. Um eine Controle zu erleichtern, wird es nothwendig sein, jede Form mit der Angabe der betreffenden Abbildungen zu begleiten. Was das geologische Vorkommen betrifft, habe ich mich vor allem auf die Karpathen und die böhmisch-deutsche Kreide beschränkt.

#### *Exogyra columba* Lam.

A. Goldfuss. Petrefacta Germaniae. II. Th., pag. 32, Taf. LXXXVI, Fig. 9.

Geinitz. Das Elbthalgebirge. Palaeont. XX. Bd., I Th., pag. 181, Taf. 40, Fig. 4—7.

Einige Exemplare erreichen eine Länge von 7 cm und eine ebenso grosse Breite; man könnte diese Form als *Ex. columba* var. *gigas* der französischen Autoren bezeichnen. Andere Exemplare sind ganz kleine Jugendformen. Der Wirbel ist mehr oder weniger umgebogen. Die Schale ist glatt oder zeigt feine Anwachslineien.

Tritt überall massenhaft, manchmal förmliche Bänke bildend, in den Exogyrensandsteinen auf.

#### *Exogyra* cf. *conica* Sow.

Drei grosse Exemplare weisen eine gewisse Aehnlichkeit mit dieser Form auf. Die grosse Schale fällt von dem Rücken nach vorne ganz allmähig ab, und der Wirbel ist fast in derselben Ebene umgebogen, wie bei *Ex. conica*, der Kiel auf dem Rücken ist aber nicht so ausgesprochen wie bei dieser Art.

*Exogyra (Ostrea) lateralis Nilss.*

A. Goldfuss. Op. cit., pag. 23, Taf. 82, Fig. 1.

Geinitz. Op. cit., II. Th., pag. 179, Taf. 8, Fig. 17.

Kleine Exemplare. Kommt nicht so häufig vor; reicht vom Cenoman (unterer Quadersandstein) bis ins Senon.

*Ostrea Hippopodium Nilss.*

A. Goldfuss. Op. cit., pag. 21, Taf. 81, Fig. 1h.

Einige grosse, obere Schalen. Häufig im Cenoman, reicht aber auch bis ins Senon hinauf.

*Anomia subtruncata d'Orb.*

Geinitz. Das Elbthalgebirge. II. Th., pag. 30, Taf. 8, Fig. 22 u. 23.

Eine kleine, fast kreisrunde, kaum 5 mm grosse, auf einer *Ostrea*-Schale aufgewachsene Jugendform. Die Schale ist sehr flach gewölbt und am Schlossrande etwas abgestutzt. Der kleine Wirbel liegt in der Mitte des Schlossrandes. Kommt im Cenoman und Turon vor.

*Lima pseudocardium Reuss.*

Geinitz. Op. cit., I. Th., Taf. 42, Fig. 14—15.

Ein einziges Exemplar; kommt im Cenoman vor.

*Lima semisulcata Nilss.*

Geinitz. Op. cit., II. Th., pag. 53, Taf. 16, Fig. 14.

Eine kleine, 13 mm lange Form. Die Schale länglich, hochgewölbt. Der Wirbel etwas stärker nach links umgebogen, als die Abbildung zeigt. Kommt im Turon und Senon vor.

*Pecten Dujardini A. Römer.*

Geinitz. Op. cit., II. Th., Taf. 10, Fig. 10—13.

Ferd. Römer. Geologie von Oberschlesien. Taf. 29, Fig. 2 und Taf. 37,, Fig. 5.

Kommt im Cenoman und Turon vor; bei Glodu im Exogyrensandstein und auch im Inoceramenmergel.

*Pecten cf. inserens Gein.*

Geinitz. Op. cit., I. Th. Taf. 44, Fig. 7.

Ein Exemplar. Kommt im Cenoman vor.

*Inoceramus labiatus* Schloth. = *Inoc. mytiloides* Mant. 7 St.

Geinitz. Das Elbthalgebirge. II. Th., Taf. 12.

Die Beschreibungen und Abbildungen stimmen in allen Büchern überein; wie Schlüter bemerkt, gehört diese Species zu den wenigen Inoceramen, an die sich wohl kaum jemals ein Zweifel geknüpft hat. Die ovale, zungenförmige Gestalt, die deutliche Biegung der Schale nach hinten, die gerundete und stärker gewölbte vordere Seite unterscheidet diese Art leicht von allen anderen. Ein junges Individuum mit feinen concentrischen Streifen zeigt auch eine gewisse Aehnlichkeit mit den Abbildungen von *Inoceramus concentricus* Park aus dem Gault (d'Orbigny, Terr. crét., pl. 404, und Goldfuss, Petref. Germ., Taf. 109, Fig. 8). Eine solche Form ist wahrscheinlich der *Inoc. labiatus*, welchen Gr. Stefanescu mit dem *Inoc. concentricus* verwechselt und daraus auf die Anwesenheit des Gault bei Glodu geschlossen hat; übrigens erwähnt Stefanescu bei Glodu auch *Inoc. mytiloides*. Wie allgemein bekannt, ist diese Art das gemeinste und verbreitetste Fossil im Turon, und zwar ist es auf das Unter-Turon beschränkt. Kommt im Persany und nach Zaręczny in dem Unter-Turon der Umgebung von Krakau vor.

*Inoc. latus* Mant. 6 St.

Geinitz. Op. cit., II. Th., Taf. 13, Fig. 5, pag. 45.

Ferd. Römer. Geologie von Oberschlesien. Taf. 34, Fig. 12.

Nach Schlüter (Palaeontogr., 24. Bd., pag. 260) ist diese Art nicht gut begrenzt, indem von manchen Autoren Formen, welche dem *Inoc. orbicularis* aus dem Cenoman und dem *Inoc. planus* Münst. aus dem Senon angehören, unter dem Namen *Inoc. latus* beschrieben wurden. Meine Exemplare gehören den beiden Abänderungen, der schmalen und der breiten Varietät bei Geinitz, an. Eine grosse, flache, sehr breite Schale zeigt auch eine gewisse Aehnlichkeit mit der Abbildung von *Inoc. planus* Münst. bei Goldfuss (Petref. Germ. II, Taf. 113, Fig. 1b); Geinitz aber stellt in Frage, ob *Inoc. planus* bei Goldfuss nicht *Inoc. latus*, breite Varietät, wäre.

*Inoc. latus* kommt sehr häufig im mittleren Turon (Scaphiten-Pläner) vor.

*Inoc. Brongniarti* Sow 4 St.

Geinitz. Op. cit., II. Th., Taf. 11, pag. 44.

Schlüter. Palaeontogr. 24 Bd., pag. 263.

Ein grosses Bruchstück mit wellenförmig gebogener Schale und sehr dicken, faserigen Schichten stimmt mit den Abbildungen überein. Die anderen, fast vollständig erhaltenen, kleineren Schalen sind hochgewölbt, mit breiten Runzeln und regelmässigen Streifen bedeckt; sie stimmen mit der Abbildung von *Inoc. striatus* Mant. in d'Orbigny (Terr. crét., pl. 405, Fig. 2) überein. Nach der

Beschreibung aber bei Schlüter gehören diese Formen ebenfalls dem *Inoc. Brongniarti* an. Wie bekannt, ist diese Art auf das Turon beschränkt, und zwar auf einen höheren Horizont als *Inoc. labiatus* (*Brongniarti*-Pläner).

*Inoc. striatus* Mant. 20 St.

Geinitz. Das Elbthalgebirge. II. Th., pag. 41, Taf. 13, und I. Th., Taf. 46.

Schlüter. Palaeontogr. 24. Bd., pag. 257 u. 265.

Die grösste Zahl der Inoceramen von Glodu gehören dieser Formengruppe an. Die Oberfläche der Schale ist bei allen mit kantigen Runzeln bedeckt, die allgemeine Gestalt ist aber bei den einzelnen Individuen ziemlich verschieden; es kommen breitere und schmalere und mehr oder weniger hochgewölbte Formen vor. Auch diese Art ist nicht gut begrenzt. Nach Schlüter ist es sehr unsicher, was unter dem Namen *Inoc. striatus* Mant. zu verstehen sei, da dieser Name von d'Orbigny, Goldfuss etc. für sehr verschiedene Formen beansprucht worden ist. Ein Individuum stimmt vollständig mit dem von Goldfuss (Petref. Germ., Taf. 112, Fig. 2) unter dem Namen *Inoc. striatus* abgebildeten Exemplare überein. Diese Form aber ist nach Schlüter *Inoc. inaequalis* Schlüt. aus dem Turon. Einige hochgewölbte Individuen könnte man bei der jetzigen Tendenz, neue Arten aufzustellen, als besondere Formen betrachten<sup>1)</sup>; man beobachtet aber einen allmäligen Uebergang von den kleinen, weniger gewölbten, mit feinen concentrischen Streifen bedeckten Jugendformen zu den grösseren, hochgewölbten Individuen. In der Begrenzung, welche Geinitz dieser Art gegeben hat, ist *Inoc. striatus* nicht auf einen bestimmten Horizont der oberen Kreide beschränkt; in der böhmisch-sächsischen Kreide hat er seine Hauptverbreitung im Cenoman, kommt aber auch im Turon vor. Bei Glodu habe ich ihn nur in den Inoceramenmergeln getroffen.

*Inoc. Decheni* A. Römer. 3 St.

A. Römer. Die Versteinering des norddeutschen Kreidegebirges, pag. 60, Taf. 8, Fig. 10.

Schlüter. Palaeontogr. Bd. 24, pag. 284.

Die stark gewölbten, mit schmalen Rücken versehenen Schalen stimmen am besten mit der Abbildung und der Beschreibung von *Inoc. Decheni*. Nach Schlüter kommt diese Art im Emscher Mergel Westphalens, also im obersten Turon, vor. Auch im Persanyer Gebirge ist sie von Herbig erwähnt worden.

<sup>1)</sup> In seiner Arbeit über die obercretacische Fauna von Ürmös, hat Simionescu einige von diesen hochgewölbten Inoceramenformen als Gruppe des *Inoc. globatus* abgegrenzt.

*Inoc. crispii* Mant.

Zittel. Die Bivalven der Gosaugebilde. Denkschr. d. Akad. d. Wiss., XXV. Bd., Taf. 15, Fig. 2—4.

Es liegt nur ein einziges, vollständig erhaltenes Exemplar vor; die anderen sind nur in Bruchstücken vorhanden. Dieselben sind stets kleine Individuen, welche am besten mit den Abbildungen von *Inoc. crispii* bei Zittel, Geinitz (Op. cit. II., Taf. 13, Fig. 11—15) und Ferd. Römer (Geolog. v. Oberschlesien, Taf. 39, Fig. 9) übereinstimmen. Wie bekannt, ist das Hauptniveau dieser sehr verbreiteten Art das Senon; in der böhm.-sächsischen Kreide aber nimmt sie ihren Ausgangspunkt schon im Turon.

*Natica Gentii* Sow. 1 St.

Geinitz. Op. cit. I, Taf. 54, Fig. 16; II, Taf. 29, Fig. 12—14.

Ein kleines, zusammengedrücktes Exemplar, aus drei rundgewölbten Umgängen bestehend. Bei Glodu im Exogyrensandstein, in der deutschen Kreide im Cenoman und Turon.

*Lytoceras (Gaudryceras) cf. mite* v. Hauer.

1866. *Amm. mitis*. v. Hauer. Neue Cephalopoden aus den Gosaugebilden der Alpen. Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wissensch. Wien, 53. Bd., pag. 6, Taf. II, Fig. 3—4.

Diese Art ist durch ein einzelnes kleines Bruchstück vertreten. Es ist ausgezeichnet durch einen elliptischen Querschnitt und zahlreiche S-förmige Streifen, welche nicht alle bis an den Nabelrand reichen. Zwischen diesen Streifen befinden sich in verschiedenen Abständen je zwei stärkere, durch vier Streifen getrennte Rippen. Kommt in der Gosaukreide, im Senon von Süd-Frankreich und im Persanyer Gebirge vor.

Ich habe diese Art zuerst als eine Form aus der Gruppe des *Lytoceras sacya* Forbes betrachtet, welche auch von Prof. Uhlig in den Inoceramenmergeln von Glodu erwähnt wurde. In der That steht sie der Beschreibung und Abbildung von *Lytoceras sacya* aus der Kreideformation von Hokkaidō ziemlich nahe. (K. Jimbō: Beiträge zur Kenntniss der Fauna der Kreideformation von Hokkaidō [Japan]. Palaeontol. Abhandl., VI. Bd. 1892—1896, pag. 180, Taf. XXII, Fig. 1). Der Vergleich mit besser erhaltenen Exemplaren von Ürmös, welche Simionescu als *Lytoceras mite* bestimmt hat, zeigte aber, dass mein Exemplar auch dieser Art sehr nahe steht.

*Ammonites*.

Ein Fragment eines grossen Ammoniten. Die Oberfläche trägt entfernte Rippen, welche auf dem Rücken eine Biegung nach vorne zeigen. Der Erhaltungszustand erlaubt nicht einmal eine generische Bestimmung.

*Callianassa antiqua* Otto.

Geinitz. Op. cit. I, Taf. 64, Fig. 1—8.

Scheren in grosser Anzahl in dem Exogyrensandstein von Pietrele Ciuntului. Vorkommen: Cenoman und Turon.

*Pyrina inflata* d'Orb.

Geinitz. I. Th., Taf. 19, Fig. 2, pag. 80.

Ein kleines, ziemlich gut erhaltenes Exemplar; stimmt vollständig mit der von Geinitz gegebenen Abbildung aus dem sächsischen Cenoman. Bei Glodu im Exogyrensandstein.

*Cardiaster italicus* d'Orb.

D'Orbigny. Terr. crét. Vol. VI, pag. 142, Taf. 831, Fig. 1—5.

Diese Art ist durch ein einzelnes, nicht vollständig erhaltenes Exemplar vertreten; der Vergleich mit gut erhaltenen Exemplaren von Űrmös, welche nach der Bestimmung von Dr. J. Simionescu dem *Card. italicus* sehr nahe stehen, hinterlässt keinen Zweifel mehr, dass die betreffende Form dieser Art angehört. Wie ich in den Sammlungen der Wiener Museen gesehen habe, stimmt diese Form auch mit der unter dem Namen *Infulaster* aus der „Scaglia“ bezeichneten Form vollständig überein.

Kommt in scaglia, in Vicentin vor.

*Micraster gibbus* Goldf. sp.

Goldfuss. Petref. Germ. Taf. 48, Fig. 4.

Ferd. Römer. Geolog. v. Oberschlesien. Taf. 39, Fig. 2.

Ein ziemlich gut erhaltenes Exemplar. Die Schale ist herzförmig, nach vorn erweitert, nach hinten verengt und an ihrem Ende gerade abgestutzt. Die obere Fläche ist nach hinten gekielt und der Scheitel erscheint sehr erhöht. Ein Theil der Schalenschicht ist abgebrochen, so dass die Ambulacren nicht alle sichtbar sind. Es zeigt sich aber deutlich, dass diese Ambulacren petaloid sind, die betreffende Form also nicht zu *Cardiaster* gehört. Das vordere Amb. ist in einer etwas tieferen, gerundet begrenzten Furche gelegen. After marginal. Diese Art ist sehr verbreitet im Turon der schlesischen und polnischen Kreide. Bei Glodu habe ich diese Form aus derselben Mergelschicht mit *Inoc. labiatus* herausgeschlagen. Bekanntlich ist diese Art nach vielen Autoren als eine Varietät des *Micr. cortestudinarum* zu betrachten.

*Serpula rotula* Goldf.

Goldf. Petref. Germ. I, Taf. 70, Fig. 7.

Geinitz. *Serpula Gamigensis*. Op. cit. I, Taf. 63, Fig. 19—21.

Eine kleine, kaum 5 mm im Durchmesser betragende, schneckenförmige, in einer Ebene gewundene Form. Auf dem vorerwähnten Ammonitenstück aufgewachsen.



### Schluss.

Aus allen bis jetzt bekannten Thatsachen geht hervor, dass in den Kreideablagerungen von Glodu zwei Abtheilungen zu unterscheiden sind:

1. Cenoman, welchem die Conglomerate und die Sandsteine mit *Exogyra columba* angehören.

2. Turon, durch die Inoceramenmergel vertreten, in welchen wir auf Grund palaeontologischer Daten drei Zonen unterscheiden könnten: a) Zone des *Inoceramus labiatus*, *Inoc. latus* und *Micraster gibbus*; b) Zone des *Inoc. Brogniarti*, *Inoc. striatus* und *Inoc. Decheni*; c) Zone des *Inoc. Crispii* und *Lytoceras mite*, welche vielleicht schon auf Untersenon hindeuten.

Was das Alter der zwischen diese beiden Stufen eingeschalteten Wechsellagerung von Sandsteinen und Mergeln betrifft, habe ich schon erwähnt, dass sie nur als ein petrographischer Uebergang zwischen dem Exogyrensandstein und dem Inoceramenmergel anzusehen sind; manchmal, wie z. B. auf Surduc, tritt sie ganz zurück und die Mergel mit Inoceramen kommen fast in Berührung mit den Exogyrensandsteinen. Auch die zwei Formen: *Exogyra columba* und *Inoc. latus*, welche ich aus dieser Wechsellagerung erwähnt habe, sprechen für diese Mittelstellung zwischen Cenoman und Turon. Von Neocom oder Gault, wie Gr. Stefanescu auf Grund einer irrigen Bestimmung der Fossilien angenommen und auf der geologischen Karte (1895) bei Glodu eingetragen hat, kann nicht mehr die Rede sein.

Der Charakter der Fauna ist nach dem Typus der böhmisch-sächsischen und der polnischen Kreide ausgestaltet, was auf eine Verbindung des ausserkarpathischen Kreidemeeres mit jenem an der Innenseite der Ostkarpathen hinweist. Im westlichen Grenzgebirge Siebenbürgens (Comit. Szilágy und Bihar) und in den Südkarpathen treten Kreidebildungen von dem Charakter der Gosaukreide auf, die wahrscheinlich durch wärmere Temperatur des Meeres bedingt waren. Wo lag die Grenze für diese zwei klimatisch verschiedenen Theile des Oberkreidemeeres?

### Trachyttuffe.

Am Westrande unseres Gebietes zwischen den krystallinischen Schiefen des Dealu Paltinisch und der andesitischen Masse des Calimangebirges tritt ein schmaler Streifen von Trachyttuff auf, welcher von dem Grenzbach Dragoiasa mitten durchschnitten wird. Auf moldauischer Seite erreichen die Trachyte nur eine geringe Mächtigkeit und liegen auf dem Glimmerschiefer und dem krystallinischen Kalk des westlichen Abhanges des Virful Paltinischului; auf der siebenbürgischen Seite aber bilden sie einen runden Hül, Piciorul Burla genannt, zwischen dem Dragoiasa- und Tomnatecubach, und erreichen hier eine Mächtigkeit von wenigstens 100 m. Gegen Norden, zwischen Piciorul Corganului und Deluganu verschwinden die Trachyte unter den mächtigen Andesit-

decken des Calimangebirges. Das Profil (Fig. 6) zeigt die Lagerungsverhältnisse zwischen Andesiten und Trachyten, und gibt uns einen Beweis, dass die Trachyte älter als die Andesite sind.

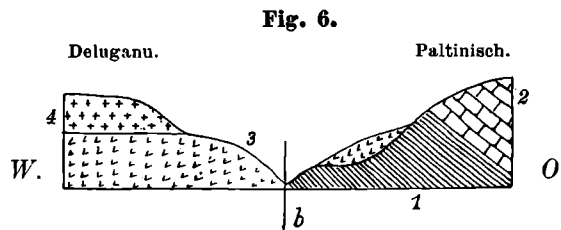
Ein anderes, ganz kleines Trachyt-Vorkommen sieht man am Ostrande des Glodugebietes, auf dem Rücken des Dealu Glodu.

An diesen beiden Stellen treten die Trachyte als Trachyttuff auf, in welchem zahlreiche Bruchstücke oder Blöcke von Trachytlava eingeschlossen sind. In den kleinen Aufschlüssen, welche sich auf moldauischer Seite befinden, sieht man nirgends grosse Trachytfelsen, sondern nur im allgemeinen weiche, meist deutlich geschichtete Trachyttuffe.

Die petrographischen Charaktere dieser Gesteine sind folgende:

### Trachytlava aus dem Trachyttuff des Dragoiasabaches.

Das Gestein ist weisslich-grau, ziemlich hart, porös, rau, kurz von sehr deutlichem trachytischen Habitus. In der Grundmasse liegen zahlreiche sechsstellige Biotittäfelchen und kleine glasige Feldspath-



1. Glimmerschiefer. — 2. Krystallinischer Kalk. — 3. Trachyttuff. — 4. Pyroxen-Andesit. — *b* = Bruchlinie.

krystalle; die grösseren Sanidinkrystalle sind meist ganz in Kaolin umgewandelt; es bleiben in solchen Fällen in der Grundmasse Hohlräume, welche entweder leer sind und sehr deutlich die Umrisse des verschwundenen Krystalls zeigen, oder noch mit Kaolinpulver erfüllt sind. U. d. M. sieht man, dass die Grundmasse der Hauptsache nach aus einem Aggregat von Feldspathkörnern und Feldspathkrystallen, fast durchwegs in quadratischen oder kurz rechteckigen Durchschnitten besteht, seltener in langen und schmalen Leistchen. Diese Feldspath-Durchschnitte der Grundmasse sind entweder einfache oder nur aus zwei Individuen zusammengesetzte Krystalle und gehören zum grössten Theile dem Sanidin an; einige von den länglichen Leistchen mit kleinen Auslöschungswerten deuten auf den Oligoklas hin. Neben diesem farblosen Feldspathaggregat betheiligen sich an der Zusammensetzung der Grundmasse spärliche Biotitleistchen und Magnetitkörnerchen. Eine glasige Basis ist nicht deutlich zu erkennen; vielleicht ist sie nur wie ein Hauch zwischen den krystallinischen Partien vorhanden. Die Structur der Grundmasse hat also den Charakter einer solchen, die von Rosenbusch als

orthophyrisch bezeichnet wird. Die Wände der in der Grundmasse vorhandenen Hohlräume sind entweder nackt oder mit einem braugelben Ausscheidungsproduct bekleidet.

Die in der fast holokrystallinen, feinkörnigen Grundmasse vorhandenen grossen Einsprenglinge sind:

Sanidin in grossen, wasserhellen Durchschnitten, manchmal mit Zwillingbildung nach dem Karlsbader Gesetze und prachvoller zonarer Structur; in diesem Falle löschen die äusseren Schalen gewöhnlich unter einem kleineren Winkel als die inneren aus; es ist also zu vermuthen, dass wir es hier mit einer Mischung von Natrium- und Kalifeldspath, nicht mit einem eigentlichen reinen Kalifeldspath zu thun haben. Selten beobachtet man durch die magmatische Resorption angegriffene Sanidinkristalle mit von der Grundmasse ausgefüllten Einbuchtungen. Glasige Einschlüsse sind verhältnismässig nicht häufig.

Als krystalline Interpositionen treten sehr häufig Apatit, seltener auch Biotit auf. Der Sanidin dürfte also jünger als der Biotit sein.

Oligoklas ganz untergeordnet, in einzelnen gebrochenen Krystallen aus Zwillinglamellen, welche unter  $18^{\circ}$  auslöschen; auch sind senkrecht sich kreuzende Zwillingstreifungen nach dem Albit- und Periklingesetz zu beobachten.

Biotit sehr verbreitet, gewöhnlich in unregelmässig begrenzten, gelappten Blättchen oder in schmalen Leisten; er ist braun gefärbt, mit einem Stich ins Grünliche und deutlicher Absorption. Als krystalline Interpositionen beobachtet man häufig Magnetit und Apatit.

Magnetit ziemlich häufig. Apatit in farblosen oder graublauen, langgestreckten und quergegliederten Säulchen; man findet ihn häufig in der Grundmasse und als Einschluss in Feldspath- und Biotitkrystallen. Pyroxen sehr selten in braungrünlichen Körnern.

Das Gestein ist also als ein Biotit-Trachyt (Zirkel) oder eigentlicher Trachyt mit orthophyrischer Structur (Rosenbusch) zu bezeichnen.

Phonolitischer Trachyt. Ich bezeichne unter diesem Namen das Gestein, welches in Blöcken zwischen den Trachyttuffen des Piciorul Burlă auf siebenbürgischer Seite vorkommt. Es ist dies ein sehr dichtes, grünlichgraues, einem Phonolit sehr ähnliches Gestein mit splitterigem Bruche. In der dichten, sehr harten Grundmasse sieht man kleine Spaltungsflächen von Sanidin und schwarzen Biotitleistchen. U. d. M. erkennt man eine mikrolithische, an glasier Basis sehr reiche Grundmasse, in welcher grössere Einsprenglinge von wasserhellem Sanidin und grünlich-braunem Biotit eingebettet sind. Den charakteristischen Bestandtheil dieses Gesteins, den Nephelin, konnte ich in einem Dünnschliffe nicht erkennen.

Trachyttuffe. Die Trachyttuffe auf Dragoiasa sind grau oder gelblich gefärbt, zerreiblich, mit feinerdigem Aussehen; manchmal aber zeigen sie eine gröbere, einem schwach cementirten Sandsteine ganz ähnliche Beschaffenheit. In der Hauptmasse des Gesteins sieht man neben den fremden Einschlüssen zahlreiche tobackbraune oder schwarze Biotitschüppchen und sparsam verstreute, glasige Sanidin-

krystalle. U. d. M. erkennt man keine bestimmte Structur, sondern nur ein Trümmerwerk, aus Bruchstücken von Sanidin, stark zersetzten Fragmenten von Biotit und zahlreichen braunrothen Partien von Eisenoxyd, wahrscheinlich aus einer Umwandlung des Biotits hervorgegangen, bestehend. Auch amorphe Partien beobachtet man häufig. Das Gestein ist also ein Biotit-Trachyttuff.

Trachyttuff auf Dealu Glodu. Auf dem Rücken des Dealu Glodu, am Ursprunge des Baches Păstinarești, befindet sich ein kaum 500 m langer Fetzen von Trachyttuff. Das Gestein ruht hier wie eine sehr dünne, durchlöchernte Hülle auf dem Glimmerschiefer; nirgends beobachtet man ausgedehnte, zusammenhängende Tuffschichten, sondern nur Platten und kleine Blöcke. Die Lage dieser Tuffe auf dem Rücken eines Berges lässt keinen Zweifel mehr, dass sie dort „in situ“ sich befinden und nur das von der Denudation verschonte Ueberbleibsel einer früher mächtigen Decke darstellen.

Das Gestein ist weisslich, mit einem Stich ins Grüne, ziemlich hart, mit sehr feinem Korn, wie bei einem festen Mergel. Auf den Bruchflächen sieht man auch violette Streifen durch die Masse des Gesteins durchziehen. U. d. M. zeigt sich ein Aggregat von farblosen Körnchen und länglichen Säulchen von Feldspath und braungefärbten Fragmenten von Biotit. Die beigemengten grösseren Krystalle gehören dem Sanidin an. Oligoklas kommt selten vor; eine mikrochemische Probe mit Flusssäure hat aber gezeigt, dass neben Kalifeldspath auch ein natronhaltiger Feldspath vorhanden ist. Biotit sehr verbreitet, aber fast immer in unregelmässigen Fragmenten und länglichen Leistchen. Magnetit und Eisenglanz kommt seltener vor. Eine deutliche Structur, d. h. eine Trennung in eine Grundmasse und eingesprengte Gemengtheile, wie bei der oben erwähnten Trachytlava beschrieben wurde, ist hier nicht zu beobachten.

Aus den gegebenen Merkmalen geht hervor, dass das Gestein von Glodu den Charakter eines Biotit-Trachyttuffes hat, nur scheint es aus einer feineren vulkanischen Asche als die Tuffe des Dragoiasa entstanden zu sein.

### Tektonik.

In einer Arbeit (morphologische Skizze) habe ich gezeigt, dass der Innenrand der moldauischen krystallinischen Masse durch eine N—S laufende Bruchlinie gekennzeichnet ist. Diese Linie stimmt im Westen unseres Gebietes, am Dragoiasa- und Calimanelbache, fast genau mit der geologischen Grenze zwischen der eruptiven Masse des Calimangebirges und der krystallinischen Masse überein (Fig. 6). Die stratigraphischen Verhältnisse der obercretacischen Ablagerungen (Fig. 4 und 5) haben uns ferner gezeigt, dass diese Schichten gefaltet sind und das Streichen ihrer Falten im allgemeinen mit demjenigen der krystallinischen Unterlage übereinstimmt. Das deutet darauf hin, dass die bereits vor der Ablagerung der oberen Kreide gefalteten krystallinischen Schiefer nach der Zeit der oberen Kreide noch eine gemeinsame Faltung bestanden haben.

### Verwendbare Mineralstoffe:

Kaolin tritt am Südabhange des Piciorul Calimanel auf. In seiner weissen, zerreiblichen Masse sind kleine Fragmente von Quarz und Muscovitschüppchen vermengt, welche durch Schlämmen ganz leicht getrennt werden könnten. In einigen Partien ist das Mineral seidenglänzend, fettig anzufühlen und nähert sich mehr einer talkähnlichen Substanz. Eine flüchtige Löthrohrprobe hat aber gezeigt, dass der Hauptbestandtheil Thonerde ist. Wegen seiner Wichtigkeit verdient dieses Mineral eine nähere chemische Untersuchung. Die Quarzkörner und die spärlich verstreuten Glimmerblättchen zeigen, dass dieses Mineral aus der Verwitterung eines Gneisses hervorgegangen ist. Das anstehende Gestein habe ich aber nicht beobachtet.

Eisenstein. Ich habe schon erwähnt, dass der schwarze Kieselschiefer am Bache Chiruța in grosser Menge Schwarzeisenstein enthält. Es liegt bis jetzt keine chemische Analyse dieses Minerals vor.

Der körnige Kalkstein würde dort, wo er nicht in zerklüfteten Schichten, sondern in zusammenhängenden Bänken erscheint, einen schönen Kunststein liefern.

Der Pyroxen-Andesit auf Deluganu und von den anderen Stellen des Calimangebirges, wo er in grossen, compacten Blöcken oder in dicken Bänken vorkommt, könnte zur Anfertigung schöner Kunststeine (Säulen, Grabsteine etc.) verwendet werden.

Quellen von kohlen-saurem Wasser. In unserem Gebiete kommt nur eine solche Quelle bei Paltinisch vor, welche aus dem Glimmerschiefer entspringt und sich durch einen hohen Gehalt an Kohlensäure auszeichnet. Andere Mineralquellen kommen an der Mündung der Dragoiasa auf siebenbürgischem Boden vor. Wie aus der Kartenskizze (Fig. 7), welche die unmittelbare Fortsetzung des Glodugebietes gegen Norden darstellt, ersichtlich ist, sind die saueren Quellen in der nordmoldauischen Ecke auf einer N—S laufenden Linie angereicht, welche der oben erwähnten Bruchlinie am Innenraude der krystallinischen Masse entspricht.

---

## II. Die andesitische Masse des Calimangebirges.

Mit einer Kartenskizze (Fig. 7) und 8 Profilen (Fig 8—15).

### Morphologische Orientirung.

An der Innenseite der moldauischen und siebenbürgischen Ostkarpathen und am Ostrande des siebenbürgischen tertiären Beckens erhebt sich eine der mächtigsten jungvulcanischen Massen der Karpathen, welche in der geologischen Literatur unter dem Namen Hargittamasse bekannt ist. Der nördlich von dem Durchbruche des Marosflusses gelegene Theil dieser Masse, bis an die Linie Dorna, Borgo-Pass und Bistritz reichend, bildet das Calimangebirge. Die Länge des Hargitta—Caliman-



zuges von dem Badeorte Málnas bis an den Borgo-Pass beträgt etwa 150 km, die grösste Breite aber (60 km) erreicht diese Masse in ihrem nördlichsten Theile, im Calimangebirge. Auf den moldauischen Boden fällt nur der nordöstlichste Rand dieses Gebirges bei der dreifachen Landesgrenze zwischen der Bukowina, Siebenbürgen und der Moldau, wo er die westliche und südliche Umrahmung des Neagra-Sarulugebietes bildet.

Nördlich vom Bache Neagra-Sarului breitet sich der Rand der eruptiven Masse wie eine mächtige Decke über die palaeogene Scholle der Neagra-Erweiterung, südlich von diesem Bache aber über die krystallinischen Schiefer aus.

Wie ich in der „morphologischen Skizze der nordmoldauischen Karpathen“ näher beschrieben habe, hat das Calimangebirge den Charakter eines Tafelberges. Auf den Gipfeln des Lucaciu (1777 m) und der Pietrele roşie (1700 m), beim „triplex confinium“ breiten sich gegen Westen plateauähnliche, durch senkrechte Wände unterbrochene Flächen aus, welche immer höher ansteigen und in dem Gipfel des Timeu (1860 m) am Quellgebiete der Dorna culminiren. Denselben Eindruck einer Hochplateaulandschaft bekommt man auch auf den Höhen des Caliman Ciribuc (1860 m), Pietra Caliman (2013 m), Caliman Isvoru (2031 m) und Pietrosu (2102 m) auf der siebenbürgischen Grenze. Der Rand der moldauischen eruptiven Masse fällt überall sehr steil, treppenförmig, gegen die Neaganiederung ab. Von den Höhen des Serba (1650 m), Lucaciu, der Pietrele roşie und des Caliman Ciribuc, erstrecken sich strahlenförmig gegen die Neaganiederung, als Wasserscheiden zwischen den verschiedenen Bächen, breite Rücken, welche mit sehr steilem Abfall enden. Solche Rücken, welche die Thäler mit einem Gebirgskamme verbinden, heissen bei den Gebirgsbewohnern in Nordmoldau Picior-Fuss, weil sie sich vorstellen, dass sie als Piedestal dienen, auf welches die Gebirgshöhe sich stützt. In der andesitischen Masse des Calimangebirges machen diese „Füsse“ den Eindruck von Lavaströmen, in der That aber stellen sie nur den durch die Erosion zerschnittenen Rand des Tafelberges vor.

Auf diesen breiten Rücken des Calimangebirges sieht man einzelne Pfeiler oder manchmal thurmförmige Erhebungen, welche nur die Reste einer einst viel beträchtlicheren Höhe des Plateaurandes darstellen.

Die enorme Mächtigkeit der andesitischen Masse auf moldauischen Boden geht aus den folgenden Höhenverhältnissen hervor. Die Thalsole des Calimanelbaches, am Ostrande der eruptiven Masse, hat eine Meereshöhe zwischen 1100—1200 m, der Gipfel des Caliman Isvoru 2031 m und der in der Nähe auf ungarischer Seite gelegene Pietrosu eine solche von 2102 m. Die Thalsole des Neagrabaches an seinem Ausgange aus der eruptiven Masse befindet sich in einer Meereshöhe von ungefähr 1000 m, die Gipfel des Lucaciu und des Timeu in einer solchen von 1777 m beziehungsweise 1860 m. Es ergibt sich also für die andesitische Masse des Calimangebirges eine Mächtigkeit zwischen 900 m und 1100 m, welche sicher nicht die ursprüngliche ist, sondern nur den jetzigen, erhalten

gebliebenen Rest einer früher viel bedeutenderen Höhe der eruptiven Decke darstellt. Von unten bis oben sieht man nur horizontale Lagen von Andesitlava, welche mit solchen von Andesittuffen und -Breccien wechseln. Man kann diese Mächtigkeit mit derjenigen der nord-amerikanischen andesitischen Masse aus dem Cascade-Mountain zwischen Mount Baker und Lassen's Peak (600—1200 *m*) vergleichen.

Die Thäler, welche die eruptive Masse durchbrechen, sind überall eng, mit sehr steilen Gehängen, manchmal mit senkrechten Wänden und schluchtartig gestaltet. Die mächtigen Aufschlüsse, welche uns in diesen Einschnitten sich darbieten, und der Umstand, dass die Waldbedeckung nicht sehr dicht ist, macht diesen Theil des Calimangebirges zu einer der geeignetsten Gegenden für das Studium der eruptiven Masse. Als sehr lehrreiche Excursionen möchte ich die im Einschnitte des Deluganu- und Buccinischbaches, vor allem aber entlang des Părău Tăetura und Baucabaches anführen.

Die Waldgrenze, wie in diesem Theile der Karpathen überhaupt ist durch die 1700 *m* Höhenlinie gegeben. Ueber dem dunklen Mantel von Fichtenwald beobachtet man auf Lucaciu Buschwerk von Vaccinium und Juniperus und auf Caliman auch einzelne Partien von Krummholzbeständen.

### Literatur.

Die eruptive Masse des Calimangebirges ist verhältnismässig viel weniger erforscht als der südlich von dem Marosdurchbruche gelegene Theil des Hargittazuges. Ferd. v. Richthofen<sup>1)</sup>, welcher die Grundlage des Studiums der tertiären eruptiven Gesteine der Karpathen gelegt hat, erwähnt, dass die Hargittamasse in ihrer gesammten Ausdehnung fast nur aus einem Gestein besteht, nämlich aus dem sogenannten „grauen Trachyt“; die anderen Abänderungen bilden nur einzelne Gangzüge oder Kuppen. Richthofen hat den Namen Andesit gar nicht gebraucht, weil dieser Name damals keine Anerkennung fand und erst im Jahre 1861 der Begriff dieses Gesteins von J. Roth näher bestimmt und der alte Name Andesit wieder in die Wissenschaft eingeführt wurde<sup>2)</sup>. Als charakteristischen Bestandtheil seiner Trachytgruppe nahm Richthofen nicht den Sanidin, sondern einen triklinen Feldspath an. Der Einfluss Richthofen's hat sich auch in den späteren Arbeiten erhalten, indem manche Autoren für die Gesteine der Hargittamasse den Namen Trachyt als Familienname oder zusammengesetzten Namen, welche nach dem heutigen Standpunkte der Petrographie nicht mehr berechtigt sind, angewendet haben

Nach Stache<sup>3)</sup> besteht die Hauptmasse des ganzen Hargittangebirges aus Trachyt, dann Trachyttuffen und Conglome-

<sup>1)</sup> Ferd. v. Richthofen. Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. XI, 1860, pag. 214 und 159.

<sup>2)</sup> Ferd. Zirkel. Lehrbuch der Petrographie, 1895, II. Bd., pag. 358 und 595.

<sup>3)</sup> Hauer und Stache. Geologie Siebenbürgens, 1863, pag. 314 und 324.



raten. Von dem Trachyt selbst herrscht das von Stache als „andesitischer Trachyt“ bezeichnete Gestein vor. Ueber den nördlichen Theil der Hargittamasse gibt Stache keine näheren Daten, sondern spricht nur die Meinung aus, dass auch im Calimangebirge dieselbe Zusammensetzung wie in der südlichen Masse vorzusetzen ist. Was die Trennung der Andesite in Pyroxen-Andesite und Hornblende-Andesite betrifft, so lässt sich dieselbe nach Stache auf die siebenbürgischen Andesitgesteine kaum anwenden, da ihm kein Gestein bekannt ist, in welchem Augit auch nur vorherrscht<sup>1)</sup>. Aus der Nähe des „triplex confinium“ führt Stache, nach v. Alth, das Vorkommen eines porösen lavaartigen Gesteines an, dessen Lagen am Fusse der Pietrele roșie mit ganz dichtem Gesteine wechseln, „wie Lavaströme an Vulcanen“<sup>2)</sup>.

Vincenz Hansel<sup>3)</sup> beschreibt aus den nördlichsten Ausläufern des Calimangebirges in der Bukowina (Piatra Dorna, Magura, Neagra- und Dornathale) einige Hornblende-Andesite; der in diesen Gesteinen vorwaltende Feldspath ist Plagioklas, Sanidin kommt nur untergeordnet vor; als accessorische Gemengtheile sind besonders hervorzuheben: Augit, Magnetit und Eisenglanz. Die Grundmasse besteht aus einer glasigen Basis mit zahlreichen Mikrolithen.

Fr. Herbich<sup>4)</sup> beschreibt aus dem Hargittagebirge drei Gruppen von Trachyten: 1. Gruppe des sauersten Oligoklas-Trachytes, auf den südlichsten Theil der Hargitta (Büdosstock) beschränkt; 2. Andesin-Amphibol-Augit-Trachyte von mittlerem Kieselsäuregehalt, welche die Hauptmasse des Hargittagebirges bilden; 3. die basischesten Andesin-Augit-Trachyte oder die Gruppe der Augit-Andesite im ganzen Zuge des Hargittagebirges, hauptsächlich im centralen Theile verbreitet. Aus dem Calimangebirge (Kelemenhavas) erwähnt Herbich Gesteine vom Augit-Andesit-Typus. Bemerkenswert ist die Thatsache, dass in allen diesen Gesteinen, selbst in der Gruppe der sauersten Trachyte, das charakteristische Element der Trachyte, der Sanidin, fast gänzlich fehlt und doch der Name Trachyt beibehalten ist. Man erkennt hier den Einfluss Richthofen's.

Schon in demselben Jahre bemerkt F. v. Hauer<sup>5)</sup>, dass für die Gesteine der ganzen Hargittamasse man am besten den Namen Andesit in Anwendung bringen könnte. Auch der Name Propylit-Grünstein-Trachyt könnte für diese Gesteine nicht angewendet werden. „In chemischer und mineralogischer Beziehung“, sagt Hauer, „unterscheiden sich die Hargitta-Andesite in der That kaum von den Propyliten; es sind Andesite mit dichter Grundmasse, die neben triclinem Feldspath untergeordnet, auch orthoklastischen Feldspath, dann Hornblende und oft auch Angit ausgeschieden enthalten; ihre

<sup>1)</sup> Stache a. a. O., pag. 70.

<sup>2)</sup> Stache a. a. O., pag. 325.

<sup>3)</sup> V. Hansel. Die petrographische Beschaffenheit des Trachytes der südlichen Bukowina. Verh. d. k. k. geol. R. A. 1872, pag. 150.

<sup>4)</sup> Fr. Herbich. Das Székierland. Mitth. a. d. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst. 1878, Budapest, pag. 318—321 u. 337.

<sup>5)</sup> Fr. v. Hauer. Die Geologie der österr.-ung. Monarchie. 1878, pag. 645.

Farbe ist stets grau, oft dunkelgrau bis ins Schwärzliche, so dass sie oft den Basalten sehr ähnlich sind.“

Im Jahre 1879 beschreibt G. Primics<sup>1)</sup> die von Herbig und A. Koch aus dem nördlichen Theile des Caliman gesammelten Gesteine, welche früher meistens als Grünsteintrachyte bezeichnet wurden. Diese Gesteine sind: 1. Amphibol-Andesite in verschiedenen Varietäten; 2. Amphibol-Augit-Andesite; 3. Augit-Andesite und 4. doleritische Basalte. In der Gruppe der Augit-Andesite erwähnt Primics „schöne Augite in gut ausgebildeten, länglichen Krystalschnitten mit starkem Dichroismus“.

In allen bis jetzt angeführten Arbeiten finden wir keine Erwähnung von dem Vorhandensein eines rhombischen Pyroxens in den Andesiten der Hargittamasse.

Schon im Jahre 1883 machte Whitmann Cross<sup>2)</sup> auf die ungeahnte Verbreitung des Hypersthen in den nordamerikanischen Andesiten aufmerksam. In demselben Jahre zeigte Prof. F. Becke<sup>3)</sup>, dass manche Andesite aus der Hargittamasse, von A. Koch, Herbig und Primics als Augit-Andesite beschrieben, sehr häufig Bronzit in schöner Entwicklung enthalten. In manchen Varietäten verschwindet der Augit fast völlig und es bleibt ein reiner Bronzit-Andesit. Unter diesen Andesiten erwähnt Becke aus dem Caliman die Gesteine von den Bergen: Timeu, Lucaciu und Piatra Dorna.

Im Jahre 1885 hat Alex. Schmidt von Bad Málnás (am südlichsten Ausläufer der Hargittamasse) einen hypersthenhaltigen Augit-Andesit beschrieben, zweifelt aber daran, dass dieses Mineral ursprünglich in dem Gestein eingeschlossen war, sondern spricht die Ansicht aus, dass der Hypersthen, ein secundäres Product, durch die Thätigkeit der Fumarolen in den Klüften und Spalten des Andesits gebildet sei.

Ant. Koch<sup>4)</sup> bespricht gleichfalls diese Frage und bezeichnet es nur als wahrscheinlich, dass die Hypersthenkrystalle zu den eigentlichen Gemengtheilen des Andesits gehören.

Das Verdienst, die grosse Verbreitung des Hypersthen in den Andesiten der Karpathen gezeigt zu haben, gebürt aber dem ungarischen Petrographen Fr. Schafarzik<sup>5)</sup>. In seiner umfangreichen Arbeit aus dem Jahre 1895 zeigte Schafarzik, dass der grösste Theil der Cserhát Andesite, früher als Basalte und Augit-Andesite angesehen, dem Hypersthen-Andesit oder einen Pyroxen-Andesit, in welchem beide Pyroxene, rhombische und

<sup>1)</sup> G. Primics. Petrographische Untersuchung der eruptiven Gesteine des nördlichen Hargittazuges. Földtani Közlemény IX, 1879, Nr. 9—12.

<sup>2)</sup> Whitman Cross. On hypersthen andesite and triclinic pyroxene in augitic rocks. Bull. of the U. St. Geol. Sur. Vol. I, pag. 31, und Amer. Journ. of Science 1883, XXV.

<sup>3)</sup> F. Becke. Ueber die Unterscheidung von Augit und Bronzit in Dünnschliffen. Min. u. petrogr. Mitth. V, 1883, pag. 529.

<sup>4)</sup> A. Koch. Ueber die Verhältnisse des Vorkommens des hypersthenhaltigen Augit-Andesits von Málnás in Ostsiebenbürgen. Medic.-naturwissenschaftl. Mitth. 1888, pag. 297.

<sup>5)</sup> Fr. Schafarzik. Die Pyroxen-Andesite des Cserhát. Mitth. a. d. Jahrbuch d. k. ung. geol. Anst., IX. Bd., Heft 7, 1895.

monocline (Hypersthen und Augit), in gleicher Menge vertreten sind, angehören. Sehr selten findet man Varietäten von reinem Augittypus oder solche, in welchen der Hypersthen eine ganz untergeordnete Rolle spielt.

Im Jahre 1895 hat M. Pálfy<sup>1)</sup> aufs neue das Studium der im Klausenburger Museum aus dem Hargitta- und Calimangebirge gesammelten Gesteine wieder vorgenommen, eben zu dem Zwecke, um die Verbreitung des Hypersthen in diesen Gesteinen zu beweisen. Die Zahl der untersuchten Exemplare beträgt 300 in 160 Dünnschliffen. Nach diesen Studien unterscheidet Pálfy in den Andesiten des Hargitta-Calimanzuges folgende Gruppen:

1. Biotit- und Quarz-Andesite = Dacite, nur an zwei Localitäten.

2. Amphibol- und Biotit-Andesite, auf den südlichen Theil der Hargitta beschränkt.

3. Amphibol-Andesite, und zwar: a) reine Amphibol-Andesite, b) Amphibol- und Hypersthen-Andesite, und c) Amphibol- und Augit-Andesite.

4. Pyroxen-Andesite, in welchen er unterscheidet: a) Andesite mit einem unbestimmten Pyroxen, b) Hypersthen- und Augit-Andesite, c) reine Hypersthen-Andesite, d) Augit- und Hypersthen-Andesite, e) reine Augit-Andesite, und f) Pyroxen-Andesite mit Olivin. Diese letztere Gruppe ist die verbreitetste unter der Hargitta-Caliman-Masse.

Auf der neuen geologischen Uebersichtskarte von Ungarn<sup>2)</sup> sind die Gesteine der Hargittamasse unter einer gemeinsamen Farbe als Andesit, Trachyt und Dacit eingetragen. In dem erläuternden Text<sup>3)</sup> aber erwähnt man, dass „der Name Trachyt als Gesteinsfamilienname verwendet wurde, in dem sowohl die eigentlichen Orthoklas-Trachyte im engeren Sinne, als auch die plagioklasführenden Andesite enthalten sind. Diese letzteren überwiegen die Orthoklas-Trachyte räumlich um ein Vielfaches“.

Was den moldauischen Theil des Calimangebirges anbelangt, so blieb es bis vor kurzem ganz unerforscht. Den älteren geologischen Karten und Beschreibungen der österreichischen und ungarischen Geologen entsprechend, hat man auch auf rumänischen geologischen Karten beim „triplex confinium“ schlechtweg den Namen „Trachyt“ eingetragen, ohne dass irgend ein Gestein beschrieben wurde.

Nach meinen ersten Untersuchungen im Sommer 1897 habe ich gezeigt, dass in der Zusammensetzung des moldauischen Calimangebirges die Pyroxen-Andesite weitaus vorherrschen. Neben diesem Typus, in welchem der Hypersthen stark vertreten ist, kommen untergeordnet auch Hornblende-Andesit, Pyroxen-

<sup>1)</sup> M. Pálfy, Petrographische Studien über die Andesite des Hargittagebirges. Értésítő XX. Jahrg. Kolozsvár 1895, ungarisch. Referat v. Szadeczky in Földtani-Közlöny 1896, pag. 315.

<sup>2)</sup> Geol. Uebersichtskarte von Ungarn. 1897.

<sup>3)</sup> Text zur geol. Uebersichtskarte von Ungarn. Budapest 1897, pag. 93.

Hornblende-Andesit und olivinführende Augit-Andesite vor<sup>1)</sup>. Im Sommer 1898 habe ich die andesitische Masse aufs neue durchforscht, insbesondere um die Verbreitung der Andesittuffe, -Conglomerate und -Breccien näher kennen zu lernen. Wie ich schon berichtet habe, sind die Andesittuffe auf der moldauischen Seite des Calimangebirges sehr mächtig entwickelt und gehören demselben Andesittypus wie die Andesitlava an<sup>2)</sup>. Trachyte im Sinne der heutigen Petrographie, wie ich sie aus der Umgebung von Glodu beschrieben habe, sind nur am östlichen Rande des Caliman (Dragoiasabach) vertreten.

Aus der oben angeführten Literatur geht hervor, dass die Namen Trachyt, Grünsteintrachyt, oder die zusammengesetzten Namen, wie Andesit-Trachyt etc. für die Masse der Hargitta nicht mehr berechtigt sind, da diese in ihrer ganzen Ausdehnung fast nur aus Andesiten besteht.

Wo echte Trachyte in vereinzelt kleinen Massen am Rande oder als Brocken in den Andesitbreccien der Hargittamasse vorkommen, müssen wir sie als die Reste einer älteren eruptiven Decke betrachten, über welche die jüngeren Andesitlaven und -Tuffe sich ausgebreitet haben. Auch das Vorhandensein des Basaltes, wie es Stache und Primics unter dem Namen „anamesitartige oder doleritische Basalte“ aus dem Caliman erwähnen, ist bis jetzt durch die neueren Untersuchungen nicht festgestellt worden. Es kommen zwar, wie wir weiter sehen werden, auch auf der moldauischen Seite dichte, schwarze, basaltähnliche, olivinführende Augitgesteine vor, welche aber geologisch und petrographisch mit den Andesiten innig verbunden sind und vielleicht in petrographischer Hinsicht nur Uebergangsglieder zu den Basalten darstellen. Ich habe erwähnt, das die Gesteine des Czerhatgebirges früher von Stache zu den Basalten gestellt wurden<sup>3)</sup>, während Schafarzik<sup>4)</sup> ihre Stellung unter den Andesiten fixirt hat und sie als Pyroxen-Andesite bezeichnet.

Interessant ist die Analogie, welche die Andesite des Caliman mit denjenigen der Anden aus Peru<sup>5)</sup>, vom Lassen's Peak in Californien und anderen nordamerikanischen Eruptivgebieten aufweisen<sup>6)</sup>. Schon v. Richthofen<sup>7)</sup> hat die Gesteine des Hargittazuges direct mit dem Hauptgestein der Anden verglichen. Jetzt, nachdem man die ungeheure Verbreitung des Hyperthens in allen diesen voneinander so weit entfernten Gegenden näher studirt hat, erscheint diese Vergleichung noch mehr bekräftigt zu sein.

<sup>1)</sup> Masa eruptivă a Calimanilor și Tufurile trachytice de pe Dragoiasa. *Bullet. d. soc. de sc. Bucarest. An. VIII, Nr. 3 u 4, 1898.*

<sup>2)</sup> Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Karpathen. *Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1899, Nr. 5.*

<sup>3)</sup> G. Stache. Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Waitzen in Ungarn. *Jahrb. der k. k. geol. R.-A. 1866, pag. 314—322.*

<sup>4)</sup> Schafarzik a. a. O. pag. 196.

<sup>5)</sup> Friedr. Hatch. Hypersthen-Andesit aus Peru. *Neues Jahrb. für Min. u. Geol. 1885, II, pag. 73.*

<sup>6)</sup> Zirkel. *Lehrbuch der Petrographie II, 1894, pag. 617.*

<sup>7)</sup> In Stache. *Geologie von Siebenbürgen, pag. 69.*

### Die geologischen Verhältnisse der andesitischen Masse des Calimangebirges.

Wie aus der beigegebenen Kartenskizze ersichtlich ist, wird die moldauische Masse des Calimangebirges durch den Neagra- und Haitabach in zwei Abschnitte getrennt: *a*) einen südlichen, welcher sich zwischen dem Neagrabache im Norden und der siebenbürgischen Grenze im Süden erstreckt, und *b*) einen nördlichen, welcher sich an die Bukowinaer Grenze anlehnt.

*a*) Der südliche Abschnitt bildet die südliche Umrandung des Neagrabekens und kommt an seinem Ostrande mit der krystallinischen Masse in Berührung entlang einer N—S laufenden Bruchlinie, welche auf dem Terrain durch den Calimanel- und Dragoiasabach angezeigt ist. Wie wir in dem ersten Theile dieser Arbeit (Fig. 6) gesehen haben, breiten sich die Andesite des Ostrandés des Calimanel über die Trachyte des Dragoiasabaches aus: etwas nördlicher aber, auf dem Calimanelbache, kommt die Unterlage der Andesitdecke nirgends zum Vorschein. Der linke Flügel des Bruches erscheint also in die Tiefe abgesunken. In einer anderen Arbeit<sup>1)</sup> habe ich gezeigt, dass die Bruchlinie Dragoiasa-Calimanel sich weiter nach Norden bis an die Mündung des Grenzaches Sarişoru fortsetzt und mit den peripherischen Brüchen und Senkungen am Innenrande der ostkarpathischen krystallinischen Masse im Zusammenhange steht.

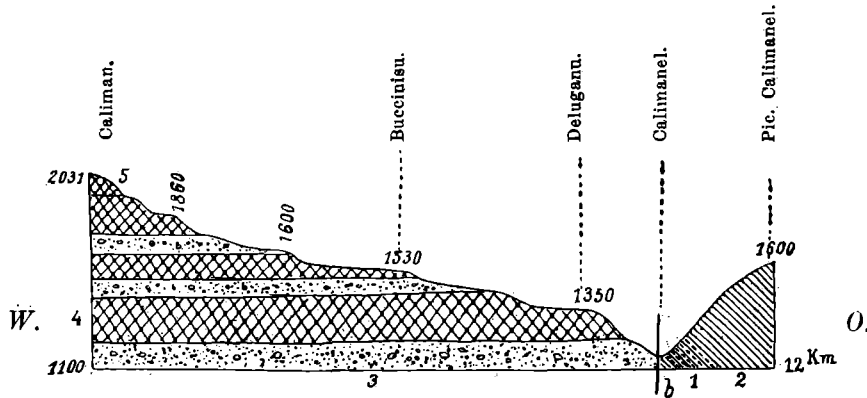
Das umstehende Profil (Fig. 8), von dem Gipfel des Caliman-Isvoru bis an den Westrand der moldauischen krystallinischen Masse geführt, zeigt uns den Tafelbergcharakter des Ostabhanges der andesitischen Masse. Die Stufen dieses Theiles des Calimangebirges bestehen überall aus dichten, grauen, meist in dünnen Platten abgesonderten Pyroxen-Andesiten. In dem unteren Theile, an der Basis der Stufen des Deluganu und Buccinisch, kommen auch Einschaltungen von Andesittuffen zum Vorschein, nie aber in grösseren Aufschlüssen, wie wir sie an anderen Profilen sehen werden. Die Tuffe bilden hier unter der dicken Gras- und Moosbedeckung die Oberfläche der Stufen, und der treppenförmige Charakter ist durch diesen Wechsel der weichen Tuffe und der gegen die Verwitterung und Abspülung sehr widerstandsfähigen Andesitlaven hervorgerufen worden. In dem obersten Theile, auf Piatra-Caliman und Caliman-Isvoru, sieht man nur Andesitlaven. Interessant ist noch die Thatsache, dass die obersten Lagen der Andesitlaven fast nur aus reinem Augit-Andesit bestehen, während in den unteren Lagen neben dem Augit auch der Hypersthen stark vertreten ist. Ob die Tufflagen sich mit derselben Mächtigkeit von dem Rande gegen Westen ununterbrochen fortsetzen oder ob sie gegen das Innere der eruptiven Masse auskeilen, kann man aus den vorliegenden Aufschlüssen nicht feststellen. Wir werden weiter unten auf diese Frage zurückkommen.

<sup>1)</sup> Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen. *Bullet. de la Soc. de sc. Bukarest* 1899, Nr. 3.

Gehen wir jetzt zu dem nördlichen Rande des südlichen Abschnittes über.

Der Charakter des Tafelrandes zeigt sich auch hier sehr ausgesprochen. Das Gehänge fällt im obersten Theile sehr steil ab,

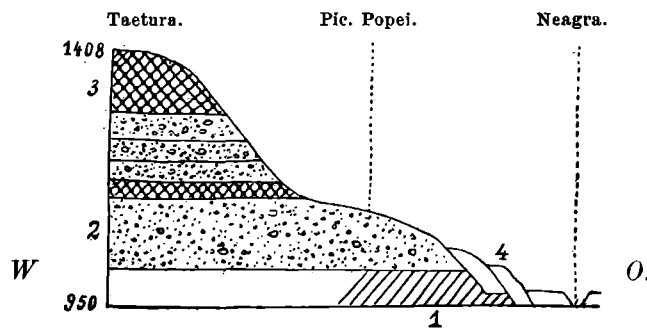
Fig. 8.  
Ostabhang des Caliman.



1. Quarzreicher Glimmerschiefer. — 2. Glimmerschiefer. — 3. Andesittuff. —  
4. Pyroxen-Andesit. — 5. Augit-Andesit. — *b* = Bruchlinie.

manchmal durch sehr schmale Stufen unterbrochen; im unteren Theile aber geht es allmähig zuerst in eine breite, flach geneigte Stufe aus Andesittuffen und dann in die Diluvialterrassen des rechten Neagra-

Fig. 9.  
Nordrand der andesitischen Masse.



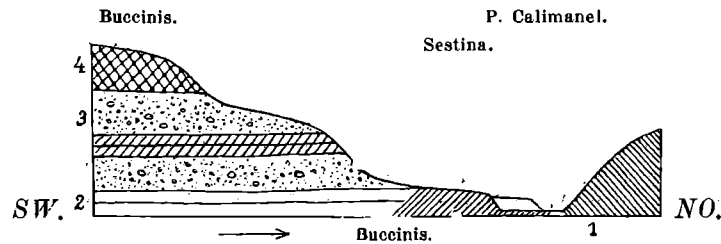
1. Palaeogen. — 2. Andesittuff und Breccie. — 3. Pyroxen-Andesit. — 4. Terrasse.

ufers über. Ein Profil (Fig. 9) quer durch die Mitte dieser Masse veranschaulicht uns diese Verhältnisse. Die Bäche Deluganu, Buccinisch, Taetura und Bäuca schneiden tief, fast bis an die siebenbürgische Grenze, in diesen Rand ein und gewähren uns einen Einblick in die fast 1000 m mächtige andesitische Masse. Nirgends

vielleicht im Calimangebirge kann man die eruptiven Massen bequemer studiren als hier; von unten bis oben sieht man nur horizontal ausgebreitete Decken von Andesitlaven, durch mächtige Lagen von Tuffen, Conglomeraten und Breccien getrennt. Die krystallinische Unterlage beobachtet man nirgends innerhalb der andesitischen Masse, so wie es Gr. Stefanescu auf der geologischen Karte dargestellt hat; die Bäche schneiden überall nur in Andesite ein.

Die Andesittuffe und -Breccien erscheinen an diesem Rande sehr mächtig entwickelt; sie bilden hier einen ununterbrochenen, mehr als 1 *km* breiten Saum, welcher fast in seiner ganzen Mächtigkeit nur aus vulcanischen Auswürflingen besteht. Die geologische Grenze zwischen der Tuffdecke und der krystallinischen Unterlage ist auf dem Terrain durch zahlreiche Quellen und morastige Stellen gekennzeichnet. Die auf den benachbarten Höhen gefallenen Niederschläge treten hier zwischen den durchlässigen Tuffen und wasser- undurchlässigen krystallinischen Schiefen zu Tage.

Fig. 10.



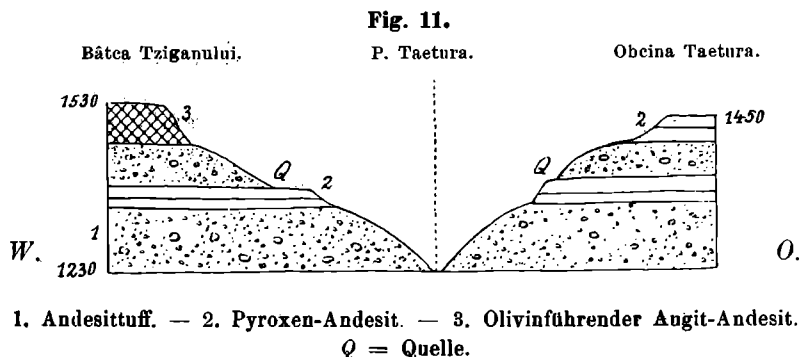
1. Krystallinische Schiefer. — 2. Pyroxen-Hornblende-Andesit. — 3. Andesittuff.  
— 4. Pyroxen-Andesit.

Im Westen, am Ende des Piciorul Buccinişului, nahe der Mündung des Buccinişbaches in den Calimanel (Fig. 10), breitet sich über die krystallinischen Schiefer, welche hier eine fast ebene Fläche — Sestina genannt — bilden, eine mächtige Decke von Andesittuffen und -Breccien aus. Weiter oben auf dem Rücken des Piciorul Buccinişului folgen dünnplattige Pyroxen-Andesite. Bachaufwärts sieht man im Liegenden der Andesittuffe und der Pyroxen-Andesite dunkelgraue oder röthliche, grobkörnige Pyroxen-Hornblende-Andesite. Wie wir bei der petrographischen Beschreibung näher sehen werden, gehören diese Andesitlaven einem mehr sauren Andesittypus, als die gewöhnlichen grauen, dichten Pyroxen-Andesite, an. Es ist hier nur zu constatiren, dass diese weniger basischen Andesitlaven älter als die basischen dichten Pyroxen-Andesite sind.

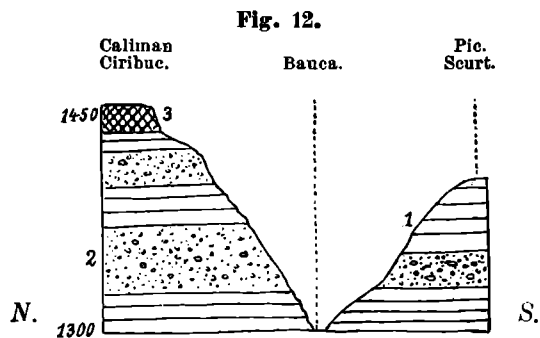
Westlich von Piciorul Buccinişului sieht man die Unterlage der Tuffe nicht mehr aufgeschlossen. Weil aber auf dem gegenüberliegenden linken Ufer der Neagra und etwa 2 *km* westlich am rechten Ufer unter den Tuffen und Breccien die palaeogenen Schichten zum Vorschein kommen, so liegt es nahe, zu vermuthen, dass auch hier

die alttertiären Ablagerungen die Unterlage der Tuffe bilden, so wie das in dem Profil (Fig. 9) dargestellt wurde.

Sehr schöne Aufschlüsse in der andesitischen Masse bieten sich uns am Bache Tăetura, auf welchem der bequemste Fussweg von Negra-Sarului zu dem Gipfel des Caliman-Isvoru führt. Nahe an seinem Ursprunge, an der Stelle, wo der Bach sich zweigt, zwischen Obcina Tăeturei im Osten und Piciorul Tziganului im Westen, beobachtet man das folgende Profil (Fig. 11). Beiderseits



des Bacheinschnittes sieht man unten sehr mächtige vulcanische Auswurfsproducte, welche aus feinen oder sandartigen, weichen Tuffen und Brocken von Andesitlava bestehen. Nicht selten beobachtet man

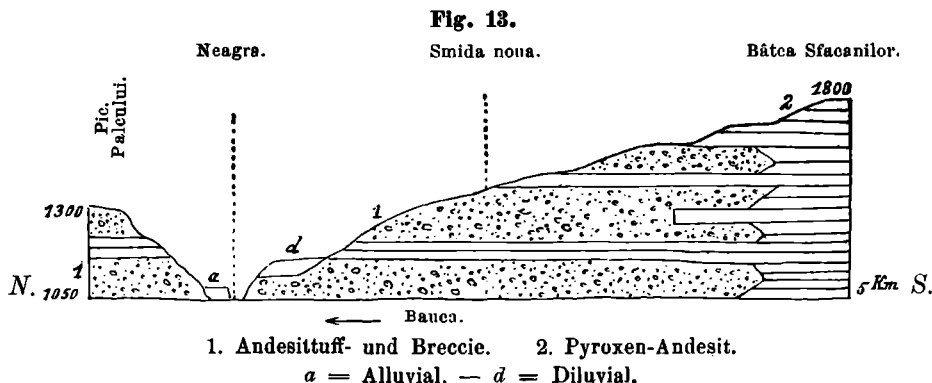


auch grosse, bis 0.5 m im Durchmesser betragende Andesitblöcke. Etwa in der Mitte kommen eingeschaltet zwischen Tuffe und Breccien auch eine oder zwei Andesitlagen von kaum 1.5 m Mächtigkeit vor. Am Contacte zwischen den Tuffen und Andesitlaven entspringen Quellen. In dem obersten Theile auf Bătea Tziganului breitet sich eine mächtige Decke von schwarzem, basaltähnlichem, olivinführendem Augit-Andesit aus. Es ist also auch hier zu constatiren, dass der basischeste Andesittypus in dem obersten Theile vorkommt.



Südlich vom Piciorul Tziganului, auf Bîtca Sfacanilor und bis zu dem Gipfel des Caliman-Isvoru erscheinen die Tuffe und Breccien nicht mehr, obwohl mächtige Aufschlüsse vorhanden sind.

Wichtige Beobachtungen über die geologischen Verhältnisse zwischen den Andesitlaven und den Tuffen kann man im Westen des südlichen Abschnittes, am Bache Bauca, machen. Am Ursprunge dieses Baches, unter den Gipfeln der Bîtca Sfacanilor, des Caliman-Ciribuc und in dem oberen Theile des Piciorul Scurt, sieht man nur Andesitlaven auf Hunderte von Metern aufgeschlossen. Etwas nördlich aber, zwischen dem Caliman-Ciribuc und Piciorul Scurt, beobachtet man einen sehr deutlichen Wechsel von Andesitlava und Andesitbreccien (Fig. 12). Diese letzteren überwiegen nur wenig vor den Andesiten. In dem obersten Theile beobachtet man auf Caliman-Ciribuc eine aus Augit-Andesit bestehende, schwammig-poröse Schlacke.

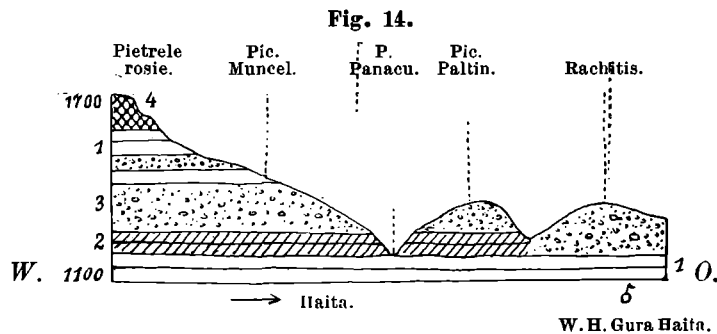


Bachabwärts, gegen die Bauca-Mündung beginnen die Tuffe und Breccien vorzuherrschen, bis schliesslich an der Mündung dieses Baches nur eine ganz untergeordnete Andesitlage sichtbar ist. An dieser Stelle sieht man am rechten Ufer der Neagra die Andesitbreccien sehr schön aufgeschlossen; die eckigen Blöcke erscheinen unter der Diluvialdecke wie eine gemauerte Wand. Die vulcanischen Auswürflinge bestehen hier aus einer grauen Andesitasche, mit eckigen Brocken und sehr grossen Blöcken von verschiedenen Andesittypen beladen. Fremde Einschlüsse von alttertiären Sandsteinen und Mergeln beobachtet man selten. Auf der linken Seite der Neagra, auf Piciorul Palcului, erscheinen die Tuffe und Breccien ebenfalls sehr mächtig entwickelt. Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass am Rande des südlichen Abschnittes der andesitischen Masse fast nur die Tuffe und Breccien vorherrschen; gegen das Innere der andesitischen Masse aber beginnen die Laven immer häufiger aufzutreten, bis sie schliesslich den Gipfel des Caliman allein bilden. Die vulcanischen Auswürflinge keilen also gegen das Innere der eruptiven Masse aus. Dieses Verhältnis zwischen den Laven und Tuffen habe ich in dem obenstehenden Profil (Fig. 13) zu veranschaulichen versucht.

Die Andesitbreccien setzen sich Neagra aufwärts bis an die Mündung des Paraul Bradului und Paraul Jidanului in der Nähe von Gura Haitei fort.

b) Der nördliche Abschnitt der moldauischen eruptiven Masse wird im Süden bis Gura Haitei (= Haitamündung) durch den Neagrabach, weiter westlich aber bis zum „triplex confinium“ durch die siebenbürgische Grenze begrenzt. An ihrem Ostrande zwischen dem Neagra- und Grenzbahe Sarisoru breitet sich die andesitische Masse über die palaeogene Scholle des Neagrabeckens aus. Derselbe Tafelbergcharakter, vielleicht noch deutlicher als in dem südlichen Abschnitte, begegnet uns auch hier auf den Gipfeln des Piciorul Serba, Lucaciu und der Pietrele roșie.

Wir haben schon erwähnt, dass am Ausgange der Neagra aus der eruptiven Masse die Andesitbreccien und -Tuffe vorherrschen. Bei der Mündung des Haitabaches in die Neagra (Gura Haitei) zeigen sich schon im untersten Theile die Andesitlaven in einer grossen Mächtigkeit aufgeschlossen. Das folgende Profil (Fig. 14), von Gura



1. Pyroxen-Andesit. — 2. Basaltähnlicher Augit-Andesit. — 3. Andesittuff. —  
4. Augit-Andesit (Schlacke).

Haitei bis zum „triplex confinium“ (Pietrele roșie), zeigt uns im unteren Theile, am linken Ufer der Haita und am Bache Panacu, dickbankige, basaltähnliche Augit-Andesite, welche auch Olivin enthalten; über denselben kommen auf Piciorul Muncel die gewöhnlichen grauen Andesitlaven, nur durch untergeordnete Tufflagen unterbrochen, vor.

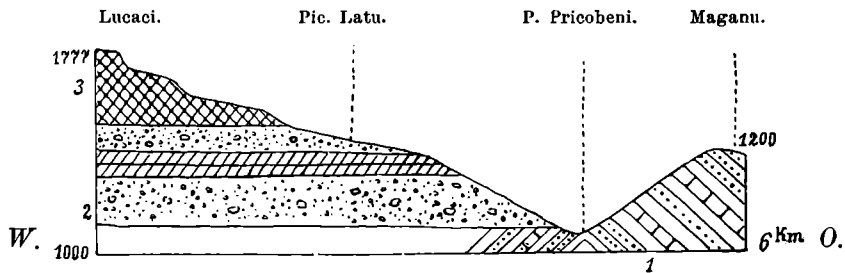
In dem obersten Theile, auf dem tafelförmigen Gipfel des Pietrele roșie, sieht man schwärzliche, poröse, manchmal cavernöse Andesitschlacken, welche ohne Zweifel auch hier wie in dem obersten Theile des Caliman-Ciribuc (Fig. 12) die Oberfläche eines Lavaergusses darstellen.

Ein Durchschnitt zwischen Lucaciu und Dealu Maganu (Fig. 15) zeigt uns die Verhältnisse des Ostrandes des nördlichen Abschnittes. Die Andesitconglomerate und -Tuffen herrschen auch an diesem Rande vor. Die Unterlage der Tuffdecke ist hier überall durch die alttertiären Schichten gebildet; die geologische Grenze zwischen diesen beiden Bildungen ist manchmal, wie z. B. auf Piciorul

Serba, durch Quellen gekennzeichnet. Zwischen Piciorul Serba und Pic. Latu, am Bache Pricobenilor, beobachtet man im untersten Theile sehr mächtige Andesitconglomerate mit Bänken von gelblichem, vulcanischen Sande wechsellagernd. Die grossen Bomben, welche das Conglomerat bilden, zeigen manchmal eine schalenförmige Absonderung. Auf einem Hügel, welcher deshalb Bombenhügel (Piciorul Boambelor) heisst, sind diese Conglomerate aus ungeheuren, gerundeten Blöcken und Bomben sehr mächtig entwickelt und erscheinen am Bache Melintenilor in sehr grosser Menge zerstreut.

Wie man am linken Ufer der Neagra unter Bitca Runcului und am Bache Pricobeni zwischen Pic. Latu und Dealu Maganu sehr gut beobachten kann (Fig. 15), haben die kräftigen Andesit- ausbrüche keine Störung in der ursprünglichen Lage der alttertiären Schichten hervorgebracht; dieselben streichen überall N—S und bilden regelmässige Falten unter der Tuffdecke. Es unterliegt also keinem Zweifel mehr, dass die alttertiären Schichten schon vor der Zeit der

Fig. 15.



1. Sandstein, Mergel und Numulitenkalk (Barton-Ligurische Stufe). — 2. Andesit- tuff und Conglomerat. — 3. Pyroxen-Andesit.

Andesiteruption gefaltet wurden. Auf diesem schon gefalteten und erodirten alttertiären Lande haben sich die Lavaergüsse und die vulcanischen Auswürflinge ruhig verbreitet. Diese passive Rolle der Andesiteruptionen in den Karpathen wurde bereits mehrmals betont. Neumayr und Uhlig<sup>1)</sup> haben gezeigt, dass die Durchbruchmassen aus dem Gebiete der südlichen Klippenzone keinen Einfluss auf den geologischen Bau dieser Gegend ausgeübt haben.

Wenn wir alle die oben angeführten Beobachtungen vom vulkano- logischen Gesichtspunkte zusammenfassen, so gelangen wir zu dem Schlusse, dass die Eruption der Caliman-Andesite mit einem kräftigen Aschen- und Blockauswurf angefangen hat. Die mächtig entwickelten Tuffe und Breccien, welche wir am Rande der andesitischen Masse im unteren Theile angetroffen haben, liefern uns einen Beweis dafür. Hierauf sind die Lavaergüsse, in verschiedenen Intervallen durch

<sup>1)</sup> V. Uhlig. Der Pienninische Klippenzug. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1890, pag. 810—811.

weniger heftige Aschenregen unterbrochen, gefolgt. Den Schluss der Eruption bildeten die dünnflüssigen Laven des Caliman Isvoru und Lucaciu, welche nicht die ganze Tuffdecke bis an ihren Rand bedecken konnten.

Auch im Cserhatgebirge ist die Eruption der Pyroxen-Andesite in vielen Fällen von Aschenregen und Bombenstreuung eingeleitet worden und erst hierauf ist der Erguss der Lava erfolgt <sup>1)</sup>. Auch hier, wo die Tuffe in grösserer Mächtigkeit vorkommen, findet man zwischen ihren Schichten hie und da auch eine feste Lavabank, was darauf hinweist, dass der Aschenregen mitunter durch Lavaergüsse unterbrochen wurde. Im allgemeinen aber liegt die mächtigste Lavadecke über den Tuffen.

Es ist noch zu bemerken, dass die untersten Lagen von Tuffen und Breccien aus der moldauischen eruptiven Masse nicht das erste Product der Andesiteruption darstellen, da auch diese Breccien aus den verschiedensten Andesitvarietäten bestehen, welche sichtlich von einer noch älteren Andesitdecke herrühren.

Was die Eruptionsform der Caliman-Andesite betrifft, so ist auch hier, wie bei den anderen tertiären eruptiven Massen der Karpathen, anzunehmen, dass dieselben aus einem System von fast N—S laufender Spalten emporgequollen sind; durch die wiederholten Ausbrüche wurden die einzelnen Massen miteinander vereinigt und schliesslich zu einem weit ausgebreiteten Plateau aus übereinander gelagerten Decken von Lava und losen Auswürflingen gestaltet. Von Kratern, vulkanischen Kegeln und Lavaströmen im Hargittazuge hat man bis jetzt nie gesprochen. In seiner ganzen Länge von 150 *km* bildet dieser Zug eine zusammenhängende Masse, welche, wie schon F. v. Richthofen bemerkt hat, fast nur aus einem Gestein besteht und sehr wahrscheinlich nur einer grossen Eruptionsperiode angehört.

In Bezug auf das Alter der Andesiteruption ist hier anzuführen, dass ich in den alttertiären Conglomeraten des Neagrabeckens, in unmittelbarer Nähe der andesitischen Masse, niemals Einschlüsse von Andesit oder Tuff gefunden habe, während man in den Tuffen und Breccien Bruchstücke von alttertiärem Sandstein beobachtet. Diese beiden Umstände weisen darauf hin, dass die Eruption der Andesite erst nach der palaeogenen Zeit eingetreten ist. Wir werden übrigens auf diese Frage noch am Ende dieser Arbeit zurückkommen.

### **Die Beschreibung der Andesite des Calimangebirges.**

Die von mir in den Jahren 1897—1898 an den verschiedensten Punkten des Calimans gesammelten Gesteine (etwa 80 Exemplare) habe ich in 75 Dünnschliffen im mineralogischen und petrographischen Institute der Wiener Universität besonders vom geologischen Standpunkte aus studirt. Wie schon erwähnt, gehören alle diese Gesteine, seien es Lava oder Tuffe, einem und demselben Andesittypus, nämlich dem Pyroxen-Andesit an. Einen Hornblende-Andesittypus mit einer Neigung zu einer propylitischen Modification habe ich nur

<sup>1)</sup> Fr. Schafarzik. Op. cit. pag. 360.

ganz untergeordnet zwischen Lucaciu und Pietrele roşie beobachtet. In petrographischer Hinsicht können wir in diesen Andesiten folgende Gruppen unterscheiden:

### I. Pyroxen-Andesite.

A) Augit-Hypersthen-Andesite. Graue, dichte Gesteine, welche die Hauptmasse des Calimangebirges von dem untersten Theile bis zum Gipfel des Caliman-Isvoru und Lucaciu bilden. Die Hauptgemengtheile sind: Labrador oder ein noch basischerer Plagioklas aus der Labrador-Bytonitreihe, Augit, Hypersthen und Magnetit. In der Mehrzahl der Fälle herrscht der Augit vor, in anderen tritt derselbe neben dem Hypersthen stark zurück und es bleiben fast reine Hypersthen-Andesite. In einem beobachteten Falle tritt der Bronzit an Stelle des Hypersthens auf. Accessorisch beobachtet man ganz untergeordnet: Hornblende, Olivin und Quarz. Was die Structur der Grundmasse betrifft, so ist sie fast immer stark mikrolitisch mit einer mehr oder weniger glasigen Basis.

B) Augit-Hypersthen-Hornblende-Andesite. Es sind dies meistens poröse, dunkelgraue oder röthliche Gesteine, manchmal mit einer sehr ausgesprochenen porphyrischen Structur. Sie sind sehr verbreitet im unteren Theile der andesitischen Masse als Lava, meistens aber als Tuffe, und gehören wahrscheinlich zu den ältesten Eruptionsgliedern.

C) Augit-Andesite. Dunkelgraue oder schwarze, basaltähnliche Gesteine, manchmal als Schlacken vertreten. Sie kommen auf dem Gipfel des Caliman-Isvoru, der Pietrele roşie und des Piciorul Tziganelui, aber auch im unteren Theile am Bache Haita und Panacu vor. Als ein treuer Begleiter des Augits kann der Olivin bezeichnet werden, in welchem Falle dann diese Gesteine einen Uebergang zu den Basalten darstellen.

### II. Amphibol-Andesit.

Graugrünliche, porphyrische Gesteine. Der Amphibol nähert sich der sogenannten propylitischen grünen Hornblende. Kommt ganz isolirt zwischen Pyroxen-Andesiten beim „triplez confinium“ vor.

Es ist selbstverständlich, dass, wie in allen petrographischen Detailtheilungen, auch hier keine scharfe Grenze zwischen den verschiedenen Gruppen der Pyroxen-Andesite zu ziehen ist. Uebergänge zwischen diesen Gruppen findet man sehr häufig, sowohl nach den makroskopischen Merkmalen, als auch im mineralogischen Bestande, so dass also in vielen Fällen das Einreihen eines Gesteins in eine gewisse Gruppe ganz künstlich erscheint. Auch vom geologischen Standpunkte können wir nicht immer aus den Lagerungsverhältnissen mit Sicherheit schliessen, ob eine Gruppe älter oder jünger ist als eine andere. Alle diese petrographischen und geologischen Verbindungen zwischen den Pyroxen-Andesiten deuten eben darauf hin, dass dieser Typus ein sehr einheitlicher ist und einer und derselben grossen Eruptionsperiode angehört.

Vom vulkanologischen Standpunkte können wir in den Pyroxen-Andesiten des Calimangebirges unterscheiden: 1. langsam erstarrte, dichte, plattenförmig abgesonderte Andesitlaven (die sogenannte Plattenlava); 2. an der Oberfläche der Lavaergüsse rasch erstarrte, schwammig-poröse Laven oder Schlacken, und 3. lose vulkanische Auswürflinge von den feinsten Aschen, groben vulkanischen Sanden und kleinen Brocken, bis zu den grössten Bomben und Blöcken, kurz, wir haben es mit Andesittuffen und Andesitbreccien und -Conglomeraten zu thun.

### Die mineralischen Bestandtheile der Caliman-Andesite.

Zu den aus der Grundmasse porphyrisch ausgeschiedenen Hauptgemengtheilen der Pyroxen-Andesite des Calimangebirges gehören: Plagioklas, Augit, Hypersthen und Magnetit. Als accessorische Gemengtheile beobachtet man: Hornblende, Sanidin, Olivin, Bronzit und sehr selten Quarz.

Plagioklas. Derselbe überwiegt sowohl in der Zahl als auch in der Grösse der Individuen weitaus über die anderen Einsprenglinge. Auf den Bruchflächen des Gesteines sieht man ihn als glasglänzende, schmale Leisten, auf welchen man schon mit freiem Auge die Zwillingsstreifung bemerken kann, oder als fettglänzende Täfelchen, auf welchen keine Streifung sichtbar ist; manchmal ist der Feldspath verwittert und zeigt sich als weisse Partie.

U. d. M. erscheint der Plagioklas in grossen Tafeln oder in länglichen Leisten, welche fast immer aus Zwillingslamellen aufgebaut sind. Diese Lamellen sind in einzelnen Krystallen verschieden dick; neben den Individuen mit zahlreichen dünnen Lamellen beobachtet man auch solche mit verhältnismässig breiten Lamellen, was nach Rosenbusch<sup>1)</sup> besonders bei den basischen Plagioklasen vorkommt. Die Auslöschung zweier polysynthetischer Lamellen in der Symmetriezone (001.010) beträgt in den meisten Fällen 25°—35°, was nach Levy<sup>2)</sup> auf Labrador hindeutet; nicht selten beobachtet man auch grössere Auslöschungswerte, einem noch basischeren Plagioklas aus der Labrador-Bytownitreihe oder dem Anorthit entsprechend. Neben diesen, aus zahlreichen polysynthetischen Lamellen zusammengesetzten Tafeln sieht man auch fast quadratische Schnitte oder längliche Leisten, welche einfache Krystalle sind oder blos nur aus zwei Individuen bestehen. Ob diese Feldspäthe, welche immer eine kleinere Auslöschung aufweisen, dem Sanidin oder vielleicht dem Oligoklas angehören, konnte ich nicht ermitteln. In einigen Fällen beobachtet man grosse Schnitte mit Zwillingsstreifungen in zwei verschiedenen Richtungen, fast senkrecht sich schneidend, was auf einen nach dem Albit- und Periklingesetze zusammengesetzten Zwilling hindeutet. Nicht selten beobachtet man Plagioklasschnitte mit zonaler Structur, welche unter gekreuzten Nicols eine undulöse Auslöschung zeigen.

<sup>1)</sup> Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie der Mineralien, pag. 529.

<sup>2)</sup> M. Lévy. Étude sur la détermination de Feldspath, pag. 31.

Die grösseren Plagioklaskrystalle sind meistens ganz erfüllt von amorphen Interpositionen der glasigen Basis, welche manchmal ganz regelmässig in der Richtung der Streifen angeordnet sind. Eine äussere Zone bleibt fast immer klar, einschlussfrei, während das Innere als ein trüber Kern erscheint, was auf ein anfänglich rasches, späterhin aber langsames Wachsthum hindeutet.

**Augit.** Der zweite Hauptgemengtheil ist der monoklinische Pyroxen. Derselbe erscheint u. d. M. in blassgrünen oder gelblichen, gut ausgebildeten Krystallen oder in grossen Körnern. Häufig beobachtet man achtseitige Querschnitte, begrenzt durch eine fast gleichmässige Entwicklung der Flächen (100). (010). (110). Die Längsschnitte nach (010) zeigen eine Auslöschungsschiefe zwischen  $25^{\circ}$  bis  $40^{\circ}$ . Unter gekreuzten Nicols beobachtet man häufig Zwillinge nach (100) aus zwei Individuen; seltener sieht man ein drittes Individuum als eine schmalere Lamelle in der Mitte eingeschaltet. Die Interferenzfarben sind gewöhnlich lebhaft, mit gelben und blauen Tönen. Der Pleochroismus ist sehr schwach, bräunlich gelb und blassgrün wie im Hypersthen, manchmal aber unmerkbar.

Als krystallinische Einschlüsse beobachtet man im Augit häufig den Magnetit und seltener auch den Feldspath, was darauf hindeutet, dass diese beiden Bestandtheile früher aus dem Magma ausgeschieden worden sind als der Augit.

**Hypersthen.** Neben dem Augit kommt auch der rhombische Pyroxen sehr verbreitet vor. Derselbe erscheint in länglichen Schnitten mit Pyramiden- oder Domenflächen, manchmal aber auch in langen Säulchen, welche eine deutliche Quergliederung zeigen. Einige Schnitte zeigen eine Faserung || c. Die Querschnitte sind ebenfalls achtseitig, wie beim Augit, aus den Flächen (100), (010), (110) gebildet; die Prismenflächen aber sind weniger entwickelt. Im gewöhnlichen Lichte erscheinen die Hypersthenschnitte blassgrünlich oder bräunlich, manchmal, wenn der Dünnschliff genug dünn ist, fast farblos. Die Interferenzfarben sind viel schwächer als beim Augit. Der Pleochroismus ist gewöhnlich sehr ausgesprochen im Blassgrün, Bräunlichroth und Bräunlichgelb. Als Einschlüsse sieht man Magnetitkörner, sehr häufig rostähnliche Flecken, welche die unregelmässigen Risse des Krystalls erfüllen und ihm eine tief rothbraune Farbe geben; seltener beobachtet man eingeschlossene Feldspathkryställchen. In einigen Fällen habe ich einen Hypersthenkrystall, umgeben von einer Augithülle, beobachtet, woraus zu schliessen ist, dass der Hypersthen älter ist als dieser.

Für die Gliederung der Pyroxen-Andesite in Gruppen kommt natürlich zuerst das Mengeverhältnis zwischen dem Augit und Hypersthen in Betracht. Wie bekannt, ist aber das Unterscheiden dieser beiden Pyroxene in den Dünnschliffen in manchen Fällen nicht ganz leicht. Die Augitquerschnitte genau senkrecht zur Prismenzone und die Längsschnitte nach (100) löschen ebenfalls gerade aus, wie der Hypersthen<sup>1)</sup>, und eben diese Schnitte zeigen

<sup>1)</sup> F. Becke. Ueber die Unterscheidung von Augit und Bronzit in Andesit. Min. u. petrogr. Mitth. V. Bd., 1883, pag. 527.

oft einen sehr deutlichen Pleochronismus in denselben Farbentönen wie beim Hypersthen <sup>1)</sup>. In solchen zweifelhaften Fällen kann nur eine genaue optische Prüfung im parallelen und im convergenten Lichte eine Entscheidung liefern.

In den Pyroxen-Andesiten des Caliman ist der Hypersthen in den beiden Gruppen der Augit-Hypersthen- und der Augit-Hypersthen-Hornblende-Andesite stark vertreten. Gewöhnlich überwiegt der Augit über den Hypersthen an Grösse der Körner und auch an Zahl der Individuen; es kommen aber auch Dünnschliffe vor, in welchen das pyroxenische Element fast nur durch den Hypersthen vertreten ist. Es scheint mir aber nicht genug begründet, aus diesen hypersthenreichen Andesiten eine besondere Gruppe — der Hypersthen-Augit- oder der reinen Hypersthen-Andesite — zu machen, und zwar aus dem Grunde, weil die Beurtheilung des Mengenverhältnisses zwischen dem Hypersthen und Augit in manchen Fällen ziemlich unsicher ist, und dies von der Zahl der Dünnschliffe abhängt, welche man aus einem und demselben Gesteins-exemplar angefertigt hat. Auch vom geologischen Standpunkte aus gibt es keinen Unterschied zwischen diesen Pyroxen-Andesiten mit vorherrschendem Hypersthen und zwischen den gewöhnlichen Augit-Hypersthen-Andesiten.

Wir haben es also mit einem und demselben Magma zu thun, in dessen einzelnen Partien der Hypersthen reicher als der Augit ausgeschieden wurde.

**Magnetit.** Sehr verbreitet in allen Dünnschliffen, erscheint er in der Grundmasse als dicht gesäeter Staub und in der Form schwarzer, scharf umgrenzter Körner; manchmal beobachtet man mehrere aneinander gewachsene und zu Haufen gruppirte Körner. Dieselben zeigen fast immer eine dunkelbraune Umrandung; grosse, rostähnliche Flecken, manchmal mit einem schwarzen Kern in der Mitte, beobachtet man sehr häufig in der Grundmasse. Diese braunen Flecken und Partikeln sind also, wie die erwähnte Umrandung, als ein Umwandlungsproduct des Magnetits zu betrachten. Wie bekannt, liefert der Magnetit bei der Verwitterung durch die Einwirkung von kohlenensäurehaltigem Wasser Brauneisenerz oder auch Rotheisenerz. Als Einschluss findet man den Magnetit sehr häufig in den Pyroxenkrystallen, seltener im Feldspath; er ist also das erste Mineral, welches aus dem Magna ausgeschieden wurde.

Die bis jetzt beschriebenen Minerale können als Hauptbestandtheile betrachtet werden. Als accessorische Gemengtheile kommen in den Pyroxen-Andesiten des Caliman basaltische Hornblende, Olivin, Bronzit, Sanidin und Quarz vor.

**Basaltische Hornblende.** Die Schnitte haben fast niemals regelmässige krystallographische Umrisse, sondern treten als Bruchstücke von grossen Individuen oder als kleine Körner auf. Sie sind immer braun gefärbt, mit sehr kräftigem Pleochroismus im Braungelb und Dunkelbraun. In der Mehrzahl der Fälle zeigen die Hornblendekrystalle eine mehr oder weniger dicke, dunkle Um-

<sup>1)</sup> Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie. I, 1892, pag. 522.



randung; höchst selten trifft man Schnitte ohne eine solche Zersetzungszone. Bei den kleinen Fragmenten beobachtet man nur in der Mitte einen kleinen braunen Kern, der übrige Theil aber ist in diese schwarze Substanz umgewandelt worden, und es ist sehr wahrscheinlich, dass manche schwarze Körner, welche man als Magnetit ansprechen könnte, nur solche, in diese schwarze Substanz vollkommen umgewandelte Hornblendekörner darstellen. Auch an den Stellen, wo der Krystall quer gebrochen erscheint, sieht man sehr häufig die dunkle Umrandung sich als eine ununterbrochene Zone fortsetzen; das deutet darauf hin, dass einige Hornblendekrystalle schon während der Umwandlung im fragmentarischen Zustande waren, andere aber wurden erst später, nachdem die Zersetzung sich bereits vollzogen hatte, gebrochen. Selbst unter der stärksten Vergrößerung erweist sich die dunkle Zone als eine vollkommen homogene, isotrope Masse, also nicht als ein peripherisches Aggregat dunkler Augitpartikelchen oder Magnetitkörnchen.

Man hat mehrmals über den Ursprung der dunklen Umrandung der Hornblende discutirt <sup>1)</sup>. Einige Petrographen sprechen von einem „Magnetit- oder Augitmikrolithenrande“, als von einem randlichen Zersetzungsproducte der Hornblende. Zirkel hat die Ansicht geäußert, dass die Hornblendekrystalle, als zuerst erstarrte Körper, von der umgebenden, noch geschmolzenen Masse oberflächlich alterirt wurden, und dass der schwarze Opacitrand das Product dieser caustischen Einwirkung darstelle. Wir hätten es also mit einer Zone magmatischer Umwandlung zu thun <sup>2)</sup>.

A. Becker hat es versucht, auf dem Wege des Experimentes einen solchen schwarzen Rand bei den Hornblendekrystallen, welche ihn nicht besaßen, künstlich zu erzeugen. In den Experimenten mit glutflüssigem Amphibol-Andesit und Basalt gelang es ihm nicht, die Hornblende mit einem Saum schwarzer Körner zu umgeben, sondern nur mit einem compacten dunklen Rande, d. h. eben das, was wir bei der Hornblende aus den Andesiten des Caliman beobachten.

Wie Becker bemerkt, besteht diese dunkle Zone aus eisenhaltigen Silicaten, welche wohl entstehen müssen, wenn ein kiesel-säurehaltiges, glutflüssiges Magma mit bereits vorhandener Hornblende in Berührung tritt.

Ganz merkwürdig ist die Thatsache, dass man an den benachbarten Pyroxenkrystallen niemals eine solche dunkle Umrandung sieht. Dieser Umstand kann dadurch erklärt werden, dass der Augit schwerer schmelzbar als die Hornblende ist, also nicht von dem glutflüssigen Magma alterirt werden konnte, oder dass die Hornblendekrystalle unter anderen Erstarrungsbedingungen als die Pyroxene gebildet worden sind. Diese letztere Voraussetzung scheint mehr Wahrscheinlichkeit für sich zu haben. Das Auftreten der Hornblende

<sup>1)</sup> Arthur Becker. Ueber die dunklen Umrandungen der Hornblenden und Biotite in den massigen Gesteinen. Neues Jahrb. f. Min., Geolog. u. Pal., 1883, III, pag. 1.

<sup>2)</sup> Lehrb. d. Petrographie. 1894, II. Bd., pag. 599.

im fragmentarischen Zustande, ihr häufigstes Vorkommen in dem unteren Theile der andesitischen Masse und in den Tuffen, lässt in grösserer Tiefe des vulkanischen Herdes einen älteren, reinen Hornblende-Andesit voraussetzen, aus welchem die Hornblende-Krystalle stammen, die wir soeben betrachtet haben.

Die basaltische Hornblende kommt ziemlich häufig in der Gruppe der Augit-Hypersthen-Hornblende-Andesite und in den Tuffen vor, niemals aber herrscht sie über die pyroxenischen Elemente vor. In der Gruppe der Augit-Hypersthen-Andesite erscheint die Hornblende äusserst selten.

Olivin. Derselbe kommt gewöhnlich in unregelmässigen, manchmal zersetzten Körnern vor. Wegen seiner starken Doppelbrechung erscheint er mit scharfer Umrandung und runzeliger Oberfläche. In den basaltähnlichen Augit-Andesiten kommt der Olivin recht häufig vor; in den gewöhnlichen Augit-Hypersthen-Andesiten habe ich ihn nur in einigen Fällen beobachtet. Wie bekannt, scheint „mit dem Eintreten des Olivins in einen Pyroxen-Andesit auch die Menge des monoklinen Augits zu wachsen, beides auf Kosten des Hypersthens<sup>1)</sup>. Dasselbe Verhältnis wurde auch von Schafarzik an den Pyroxen-Andesiten des Cserhátgebirges constatirt; der Olivin tritt auch dort in constanter Begleitung des Augits auf, während er die Gesellschaft des Hypersthens meidet<sup>2)</sup>.

Bronzit. In einigen Dünnschliffen aus den Pyroxen-Andesiten des Piciorul Latu (unter dem Gipfel des Lucaciu) habe ich einen rhombischen Pyroxen beobachtet, welcher die von Prof. Becke<sup>3)</sup> gegebenen Merkmale des Bronzits zeigt. Die Schnitte, welche am meisten vorkommen, sind breit rechteckig durch die Flächen (100) und (010) gebildet, an den Ecken aber durch die weniger entwickelten (110) abgestumpft. Solche Querschnitte zeigen im parallel polarisirten Lichte, bei der gewöhnlichen Dicke guter Dünnschliffe, gelblich-weiss I Ord, und eine Auslöschung nach den Rechteckseiten. Zwillingsbildung habe ich nicht beobachtet. Es ist noch zu bemerken, dass der Hypersthen in solchen bronzitführenden Andesiten ganz zurückzutreten scheint.

Sanidin. Der monokline Feldspath spielt in den Andesiten des Caliman eine ganz untergeordnete Rolle. Vielleicht gehören auch viele Feldspathschnitte aus der Grundmasse dem Sanidin an.

Quarz. In einem Dünnschliffe aus dem grauen Andesit des Deluganu habe ich ein einziges Quarzkorn beobachtet. Wahrscheinlich ist es als eine den Andesiten ganz fremde Partie oder als ein secundäres Ausscheidungsproduct zu betrachten.

Die Grundmasse der Pyroxen-Andesite des Caliman besteht aus einer mehr oder weniger reichen glasigen Basis, zahlreichen Augit- und Feldspathmikrolithen und Opaciten; eine Anordnung der Mikrolithe im Sinne einer fluidalen Structur ist selten deutlich zu erkennen. Die Feldspathmikrolithe gehen allmählich über in sehr

<sup>1)</sup> Zirkel. Lehrb. d. Petr., II. Bd., pag. 813.

<sup>2)</sup> Schafarzik. Op. cit. pag. 319.

<sup>3)</sup> F. Becke. Op. cit.

schmale, wasserhelle Feldspathleistchen, welche fast immer einfache oder nur aus zwei Lamellen bestehende Individuen sind. Ein solcher Structurtypus der Grundmasse aus mehr oder weniger reichlicher amorpher Substanz und wesentlich aus idiomorphen Feldspathmikrolithen bestehend, wurde von Rosenbusch<sup>1)</sup> als *hyalopilitische Structur* bezeichnet. Zirkel hat es einfach mikrolithische Structur oder mit dem sehr plastischen Ausdrucke „ein glasgetränkter Mikrolithenfilz“ genannt. Diese *hyalopilitische Structur* bildet nach Rosenbusch den normalen Typus der Hypersthen-Andesite und auch Schafarzik beschreibt sie in den meisten Fällen bei den Pyroxen-Andesiten des Cserhátgebirges. Eine *pilotaxitische Structur*, d. h. eine glasfreie, nur aus Feldspathleistchen bestehende Grundmasse, konnte ich nicht sicher erkennen. Die *vitrophyrische Structur*, d. h. wesentlich aus einer glasigen Basis mit noch nicht vollständig individualisirten Mikrolithen bestehend, welche also keinen Einfluss auf das polarisirte Licht haben, konnte ich in einigen Fällen beobachten. Der Unterschied zwischen der Grundmasse und den Einsprenglingen tritt gewöhnlich sehr ausgesprochen hervor, manchmal aber ist es schwer, eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden zu ziehen.

## Die nähere petrographische Beschreibung der einzelnen Andesitgruppen des Calimangebirges.

### I. Pyroxen-Andesite.

#### A) Augit-Hypersthen-Andesite.

1. *Deluganu* (Fig. 8). Die Andesite, welche am Ostabhange des Caliman, auf Dealu Deluganu vorkommen, sind graue, dichte, sehr harte und gegen die Verwitterung widerstandsfähige Gesteine. Sie zeigen gewöhnlich eine plattenförmige Absonderung und erscheinen auf den Schutthalden, welche sie am Fusse der Wände bilden, als scharfkantige Bruchstücke oder Scherben. In der Grundmasse sieht man Krystalle von Plagioklas und Pyroxen, was dem Gestein eine kleinkörnige, manchmal sehr ausgesprochen porphyrische Structur verleiht. Der Plagioklas erscheint in glasglänzenden, schmalen Leisten oder in matten, weissverwitterten Tafelchen. Der Pyroxen tritt am deutlichsten aus der grauen Grundmasse auf den frischen Bruchflächen in der Form dunkelgrüner Körner oder kurzer Prismen hervor. Auf den der Verwitterung ausgesetzten Flächen sind die Pyroxenkrystalle manchmal herausgefallen und es bleiben an ihrer Stelle prismatische, leere Räume.

U. d. M. besteht die hellgraue Grundmasse aus einer Glasbasis, zahlreichen Feldspath- und Augitmikrolithen und Opaciten. Die glasige Basis erscheint in einigen Dünnschliffen sehr reich vertreten, in anderen aber wurde sie durch die Bildung der Mikrolithe fast gänzlich aufgezehrt.

<sup>1)</sup> Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie. II. Bd. 1896. pag. 898.

Die in der Grundmasse ausgeschiedenen Einsprenglinge sind: Labrador, Augit, Hypersthen und Magnetit. Als accessorisches Element kommt in einem Falle Olivin, in einem anderen Quarz vor.

Das Mengenverhältnis zwischen Augit und Hypersthen ist schwankend. Von sechs Dünnschliffen herrscht in einem der Hypersthen, in einem anderen der Augit vor, und in den übrigen sind beide Pyroxene fast in gleicher Menge vertreten.

Diese Gesteine sind also Augit-Hypersthen-Andesite mit einer hyalopilitischen Structur der Grundmasse<sup>1)</sup>.

2. Buccinis (Ostabhäng des Caliman in 1530 *m* Meereshöhe. Fig. 8). Das Gestein ist grau mit einem Stich ins Grüne, fühlt sich rau an, besitzt eine ausgesprochen mittelkörnige porphyrische Structur. In der Grundmasse sieht man ziemlich grosse Plagioklaskrystalle und Pyroxenkörner. U. d. M. Die Grundmasse besteht aus einer sehr reichen, dunkelgrauen, glasigen Basis. Die Feldspathmikrolithe sind manchmal von solcher Kleinheit, dass eine Wirkung auf polarisirtes Licht kaum wahrnehmbar ist. Wir haben es also hier mit einem vitrophyrischen Structurtypus zu thun, was auf eine ziemlich rasch erstarrte Lava hindeutet. In einem scharfen Gegensatz zu der Grundmasse treten die ausgeschiedenen Gemengtheile in grossen und gut ausgebildeten Formen auf, nämlich: basische Plagioklase aus der Labrador-Bytownitreihe, Augit typisch entwickelt, Hypersthen untergeordnet, manchmal mit einem rostbraunen Rande umgeben, und Magnetit.

Das Gestein ist also als ein Augit-Hypersthen-Andesit mit beinahe vitrophyrischer Structur der Grundmasse zu bezeichnen.

3. Piatra Caliman (unter dem Gipfel des Caliman-Isvoru, 1860 *m* Meereshöhe. Fig. 8). Das Gestein hat eine sehr schöne kleinporphyrische Structur, ist dicht, sehr hart, in dicken Platten und Bänken abgesondert und bildet gegen Osten hohe, senkrechte Wände. In der schwärzlichen Grundmasse sieht man kleine Plagioklaskrystalle, dunkelgrüne Pyroxenkörner und schwarze, glänzende Hornblendeleisten.

U. d. M. In einer an Mikrolithen sehr reichen glasigen Basis sieht man frische Plagioklaskrystalle, deren breite polysynthetische Lamellen und grosse Auslöschungswerthe auf einen sehr basischen Plagioklas aus der Labrador-Bytownitreihe hinweisen. Schnitte mit zonarem Aufbau beobachtet man häufig; die glasigen Interpositionen sind mehr auf die Mitte des Krystalls beschränkt, während eine äussere Hülle hell bleibt. Augit tritt in unregelmässigen Körnern mit zahl-

<sup>1)</sup> Die von V. Buțureanu aus der andesitischen Masse des Calimans (Deluganu) als „Diabase à labrador“ und „Gabro à olivine“ bezeichneten Gesteine (Bull. de la Soc. des Sciences, Bucarest 1899, Nr. 1—2, pag. 102), sind höchst wahrscheinlich Pyroxen-Andesite mit ausgesprochen porphyrischer Structur. Ueber das geologische Vorkommen dieser palaeovulcanischen Gesteine in der andesitischen Masse gibt uns übrigens Herr Buțureanu keine Daten. Ebenso sind die Gesteine aus der krystallinischen Masse des Holditzabaches, welche Buțureanu unter dem Namen „Phonolit“ (Nr. 3—4) erwähnt (a. a. O. pag. 97), Diabasporyrite, so wie ich sie von derselben Stelle beschrieben habe (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1899, pag. 142).

reichen Magnetiteinschlüssen auf, zeigt häufig Zwillingsbildung und nur undeutlichen Pleochroismus. Hypersthen ist nicht so häufig wie der Augit, mit einem ausgesprochenen Pleochroismus in grünen und röthlichen Farbentönen. Basaltische Hornblende, ganz untergeordnet, in kleinen Körnern oder Bruchstücken von Krystallen, immer von einer schwarzen Zone umgeben; manchmal besteht das Hornblendekorn fast ganz aus der dunklen, isotropen Substanz und es bleibt nur in der Mitte ein unzersetzter Kern.

Das betreffende Gestein ist also ein Augit-Hypersthen-Andesit mit accessorischer Hornblende und hyalopilitischer Structur der Grundmasse. Dieselbe Beschaffenheit zeigen auch die Gesteine aus der Bitca Sfacanilor unter dem Gipfel der Pietra-Caliman.

4. Bach Buccinisch (in der Nähe des Austrittes aus den Tuffen, Fig. 10). Das Gestein ist schwarz, pechsteinähnlich, fettglänzend mit ebenem Bruche. In der Grundmasse sieht man frische, glasige Feldspathkrystalle und Pyroxenkörner. U. d. M. Eine glasige Basis ist sehr reich vertreten, mit vielen Mikrolithen und schwarzen Partikelchen; in der Nähe der grossen Krystalle kann man deutlich eine fluidale Anordnung der Mikrolithe beobachten. Die ausgeschiedenen Elemente sind: Labrador, dessen grosse Schnitte von zahlreichen mit braunem Glas erfüllten Hohlräumen durchzogen sind. Diese Interpositionen sind stellenweise parallel den Krystallumrissen angeordnet. In einem solchen Feldspathschnitte habe ich zwei eingeschlossene Augitkrystalle beobachtet. Hypersthen in krystallographisch gut begrenzten Säulen mit pyramidalen Flächen, Magnetit, Augit untergeordnet. Das Gestein ist also ein Pyroxen-Andesit mit vorherrschendem Hypersthen und sehr reicher glasiger Basis.

5. Caliman Ciribuc (Ursprung des Baches Bauca in Wechselagerung mit Breccien und Tuffen, Fig. 12). Das Gestein ist sehr dicht, grau, mit einem Stich ins Grüne, in dünnen Platten abgesondert. Die Grundmasse besteht fast nur aus Feldspath- und Pyroxenmikrolithen mit einer sehr geringen glasigen Basis. Die grossen Einsprenglinge sind: Bytownit und Hypersthen. Das Gestein ist also als Hypersthen-Andesit mit stark mikrolithischer Structur der Grundmasse zu bezeichnen.

6. Bach Taectura (Andesitlage zwischen Breccien und Conglomeraten, Fig. 11). Graues, dichtes Gestein mit kleinkörniger, porphyrischer Structur. Die Grundmasse mit wenigem Glas und zahlreichen Mikrolithen und Opaciten. Basischer Plagioklas, Hypersthen sehr reich, Augit untergeordnet, Magnetit. Wir haben es also mit einem Hypersthen-Augit-Andesit von hyalopilitischer Structur mit wenig Glas zu thun.

7. Neagrabach (an der Mündung der Haita = Gura Haita, Fig. 14.) In einer grauen, dichten Grundmasse sieht man schillerspathglänzende Plagioklastäfelchen und vereinzelt schwarze Pyroxenkörner, was dem Gesteine eine deutlich kleinkörnige, porphyrische Structur verleiht. Die Grundmasse, aus einer glasigen Basis bestehend, ist sehr reich an Mikrolithen und Magnetitstaub. Die Plagioklaskrystalle sind frisch

und gehören dem Anorthit an. Hypersthen sehr reich in kleinen Krystallen. Augit zweifelhaft. Das Gestein ist also ein Hypersthen-Andesit mit hyalopilitischer Structur.

8. Piciorul Panac (linke Seite des Haitabaches. Fig. 14). In einer schwärzlichen, dichten Grundmasse sieht man glasglänzende Plagioklasleistchen und Pyroxenkörner. U. d. M. erscheint die Grundmasse ganz trübe wegen der zahlreichen Opacite. Der Plagioklas ist sehr basisch. Hypersthen typisch entwickelt; in einem Schutte sieht man einen Plagioklaskrystall eingeschlossen. Augit in grossen Körnern, seltener als der Hypersthen. Hornblende selten. Magnetit. Das Gestein erscheint somit als ein Hypersthen-Augit-Andesit mit hyalopilitischer Structur.

9. Lucaciu (beim „triplex confinium“, 1730 m. Fig. 15). Das Gestein ist dünnplattig abgesondert und bildet auf dem Gipfel des Berges eine breite Tafel, welche allseitig von senkrechten Wänden umgeben ist. Die dichte, graugrünliche Grundmasse ist stark mikrolithisch mit geringer Glasbasis. Die grossen Einsprenglinge sind: ein sehr basischer Plagioklas, Augit und Hypersthen, fast in gleicher Menge vertreten; die schmalen Hypersthensäulchen zeigen eine Quergliederung. Das Gestein ist als ein Augit-Hypersthen-Andesit mit hyalopilitischer Structur zu bezeichnen.

10. Piciorul Latu (unter dem Gipfel des Lucaciu. Fig. 13). Das Gestein ist demjenigen auf Lucaciu ganz ähnlich. Neben dem basischen Plagioklas aus der Labrador-Bytownitreihe und Augit zeigt sich aber auch Bronzit mit den beschriebenen Charakteren. Wir haben es also mit einem Augit-Bronzit-Andesit zu thun.

11. Piciorul Tzarcă. Die Gesteine, welche als Lavabänke eingeschaltet in den Andesittuffen und -Conglomeraten am Rande des nördlichen Abschnittes, auf Piciorul Tzarcă, Bitca Buzulenilor, Piciorul Serba etc. vorkommen, haben dieselben Eigenschaften, wie die oben beschriebenen Pyroxen-Andesite. Der Augit herrscht über den Hypersthen vor. Der Plagioklas gehört wahrscheinlich dem Bytownit an, die Grundmasse hat eine beinahe pilotaxitische Structur.

#### B) Pyroxen-Hornblende-Andesite.

Neben den pyroxenischen Elementen nimmt auch die basaltische Hornblende eine wichtige Rolle an der Zusammensetzung dieser Andesite ein; manchmal ist sie fast in gleicher Menge wie der Augit und Hypersthen vertreten. Ich kenne aber kein Beispiel, wo die Hornblende über die pyroxenischen Elemente vorherrscht. Ich betrachte deswegen die Gesteine, in welchen die Hornblende als ein sehr häufiger, accessorischer Gemengtheil vorkommt, als einer Gruppe der Pyroxen-Andesite, nicht dem reinen Hornblende-Andesit-typus angehörig.

Diese Andesite erscheinen in dem südlichen Abschnitte am Buccinischbache aufgeschlossen (Fig. 10). Die sehr steilen Gehänge

dieses Baches, manchmal senkrechte Wände bildend, bestehen in ihrem obersten Theile aus mächtigen Decken von Pyroxen-Andesit, welchen wir unter Nr. 2 beschrieben haben. Unter dieser Lavadecke kommen mächtige Tuffe und Breccien vor, und im untersten Theile des Gehänges, im Bette des Baches, erscheinen wieder Andesitlaven, welche aber einen ganz anderen Habitus als die bis jetzt beschriebenen Andesite zeigen und auch petrographisch sich durch das häufige Vorkommen der basaltischen Hornblende auszeichnen.

In dem nördlichen Abschnitte der andesitischen Masse habe ich die Pyroxen-Hornblende-Andesite nirgends als anstehende Lavabänke beobachtet; sie kommen aber als Tuffe sehr verbreitet vor.

Das Auftreten im unteren Theile der eruptiven Masse, die mehr grobkörnige Ausbildung des Gesteins und der wenig basische Feldspath, wie wir bald sehen werden, sprechen dafür, dass dieser gemischte Andesittypus zu den älteren Lavaergüssen des Calimangebirges gehört.

Um die Eigenschaften dieser Andesite näher zu zeigen, werden wir die Beschreibung zweier Gesteine von verschiedenem Aussehen geben.

12. Buccinischbach. Die Exemplare, welche wir hier beschreiben wollen, weichen in ihrem äusseren Habitus von den anderen Andesiten sehr stark ab. Es sind im frischen Zustande schwarzgrünliche oder dunkelbraune, poröse, rauhe Gesteine mit einer sehr ausgesprochenen mittelkörnigen, porphyrischen Structur, so dass man sie makroskopisch gar nicht zu den Andesiten rechnen würde, sondern vielmehr als porphyritähnliche Gesteine oder als eine Abänderung der Trachyte zu betrachten geneigt wäre. Manchmal ist das Gestein schwammigporös und rostbraun oder ziegelroth gefärbt.

Die Poren und Hohlräume sind ganz erfüllt von eisenschüssigen Umwandlungsproducten. In der Grundmasse sieht man glasige Feldspathkrystalle, schwarzgrünliche Pyroxene und schwarze Hornblende. U. d. M. Die Grundmasse besteht aus einer sehr reichen dunkelgrauen, glasigen Basis, kleinen Mikrolithen und Magnetitstaub; in den verwitterten Exemplaren besteht die Grundmasse fast ganz aus einer dunkelrothen Substanz, in welcher schwarze Flecken zerstreut sind. Unter gekreuzten Nicols erscheint diese Substanz im durchfallenden Lichte schwarz, im auffallenden aber dunkelroth gefärbt. Wir haben es also hier mit einem Umwandlungsproduct eines Eisensilicats oder vielleicht auch des Magnetits zu thun.

Der Feldspath kommt in grossen Tafeln und Leisten vor. Die grossen Krystalle erscheinen ganz erfüllt von schlackigen, rostbraunen Partikeln, nur eine schmale Umrandung bleibt ganz klar. Seinen optischen Eigenschaften nach scheint dieser Feldspath einem weniger basischen Plagioklas anzugehören. In einem zonalen Schnitte beträgt die Auslöschungsschiefe auf (001) — 5°, was einem Andesin entspricht; in einem anderen Schnitte war dieselbe auf (010) + 4°, was auf einen basischen Oligoklas von der Zusammensetzung  $Ab_3 An_1$  hindeutet<sup>1)</sup>.

<sup>1)</sup> Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie, I. Bd., 1892, pag. 664.

Bei der mikrochemischen Untersuchung mit Kieselflussssäure habe ich wasserhelle, isotrope Würfelchen von  $K_2 Si Fl_6$  bekommen, was für das Vorhandensein eines Kaliumfeldspaths spricht<sup>1)</sup>. Im Verhältnisse zu den hexagonalen Combinationen des  $Na_2 Si Fl_6$  ist aber die Menge dieser Krystalle verschwindend klein.

Auch Feldspathschnitte, welche ungestreift sind oder blos aus zwei Lamellen bestehen, beobachtet man häufig; es ist wahrscheinlich, dass ein Theil dieser Krystalle dem Sanidin angehört.

Die anderen Bestandtheile sind: Augit in grossen Individuen, basaltische Hornblende reich vertreten, Hypersthen und Magnetit. Als accessorisch sehr selten Olivin. Es folgt aus dem Gesagten, dass die vorliegenden Gesteine einen gemischten Typus aus Pyroxen- und Hornblende-Andesit darstellen. Sie sind also als Pyroxen-Hornblende-Andesite mit hyalopilitischer Structur der Grundmasse zu bezeichnen. Die schwammig-porösen Abänderungen stellen die Schlackenschicht dar.

13. Buccinischbach. Das Gestein ist dunkelgrau, porös, rauh, mit feinkörniger, porphyrischer Structur. In der Grundmasse sieht man Plagioklaskrystalle, Pyroxenkörner und Hornblende. U. d. M. Die dunkelgraue Grundmasse besteht aus einer reichen glasigen Basis mit Mikrolithen. Die grossen Einsprenglinge sind: Labrador, Augit sehr häufig, Hypersthen untergeordnet, Hornblende in grossen Individuen, Magnetit und selten Olivin. Das Gestein ist also, wie das oben beschriebene, ein Pyroxen-Hornblende-Andesit, nur überwiegt hier der Pyroxen-Andesittypus.

#### C) Augit-Andesite.

Makroskopisch sind diese Andesite manchmal gar nicht von den gewöhnlichen Augit-Hypersthen-Andesiten zu unterscheiden; meistens sind sie schwärzlich, sehr dicht, einem Basalt ziemlich ähnlich. Neben dem sehr basischen Plagioklas aus der Labrador-Bytownitreihe oder Anorthit, ist der Augit sehr verbreitet, während der Hypersthen nur eine ganz untergeordnete Rolle spielt. Als ein fast constantes accessorisches Mineral der Augit-Andesite kann der Olivin angesehen werden. Die Augit-Andesite treten fast immer in der obersten Partie der andesitischen Masse auf, wie auf dem Gipfel des Caliman-Isvoru, Caliman-Ciribuc, Pietrele roşie etc.; nur am Haitabache habe ich sie im untersten Theile beobachtet.

Es ist noch zu bemerken, dass die schwammig-porösen, schlackigen Laven nur aus Augit-Andesit bestehen. In keinem Dünnschliffe von solchen Schlacken habe ich andere Bestandtheile als Plagioklas und Augit beobachtet. Es scheint, dass bei der Erstarrung eines Lavaergusses sich dieselbe magmatische Separation wie in dem andesitischen Magma des vulcanischen Herdes vollzogen hat. Ich werde hier zuerst einige Beispiele von dichten Augit-Andesiten und dann von solchen porösen, schlackigen Laven beschreiben.

<sup>1)</sup> Rosenbusch. Mikroskopische Physiographie, I. Bd., pag. 227—229.



## a) Dichte Augit-Andesite.

14. Caliman-Isvoru (2031 *m.* Fig. 8). Den breiten, plateau-ähnlichen Gipfel des Caliman bildet ein graues, dichtes, in dicken Platten abgesondertes Gestein. Die Grundmasse besteht aus einer geringen Glasbasis, zahlreichen Plagioklas- und Augitmikrolithen und Opaciten. Labrador oder vielleicht ein noch basischer Plagioklas gewöhnlich in frischen Krystallen. Augit sehr reich vertreten in unregelmässigen Körnern und in krystallographisch gut ausgebildeten Schnitten. Magnetit sehr häufig. Das Gestein ist also als Augit-Andesit mit mikrolithischer Structur der Grundmasse zu bezeichnen.

15. Piciorul Tziganului (1530 *m.*, Ursprung des Baches Taetura. Fig. 11). Das Gestein ist schwarz, sehr dicht, in sehr dünnen Platten (bis zu 1 *cm* Dicke) abgesondert. Ausser vereinzelt Olivinkörnern sieht man in der Grundmasse kaum andere krystallinische Ausscheidungen. U. d. M. erscheint die Grundmasse trüb und stark mikrolithisch; die krystallinen Gemengtheile sind ziemlich zersetzt, man kann aber doch Labrador, Augit und zahlreiche Olivinkörner erkennen. Wir haben es also hier mit einem Augit-Andesit zu thun, den man ganz gut als einen Basalt betrachten könnte. Auch die Lagerungsverhältnisse sprechen, wie man aus dem Profil Fig. 11 ersieht, dafür, dass dieses Gestein jünger als die gewöhnlichen grauen Andesite ist.

16. Haitabach (Fig. 14). Am Ufer des Haitabaches, jenseits der moldauischen Grenze, an der Stelle, wo Spuren von alten Bergwerken sich befinden, kommen unter den Tuffen und Breccien schwärzliche, sehr dichte Gesteine vor. Unter der Lupe sieht man auf den Bruchflächen glänzende Leistchen und Täfelchen von Plagioklas und Pyroxenkörner. U. d. M. zeigt sich, dass die Grundmasse aus einer nicht reichen Basis, vielen Mikrolithen und Magnetitstaub besteht; zwischen den kleinen Krystallen der Grundmasse und den grossen Einsprenglingen bemerkt man alle Uebergänge. Der Plagioklas mit sehr breiten Zwillingslamellen und grossen Auslöschungswerten gehört dem Anorthit an. Augit typisch. Einige längliche Schnitte mit feiner faseriger Structur, gerader Auslöschung und ohne Pleochroismus gehören wahrscheinlich einem rhombischen Pyroxen an. Olivin, in einigen Dünnschliffen sehr reich vertreten, fehlt in anderen. Dieselbe Eigenschaft haben auch die Gesteine, welche am Bache Panacu unter den Tuffen vorkommen.

## b) Schlackige Augit-Andesite.

Eine geschmolzene Gesteinsmasse überzieht sich äusserlich infolge einer raschen Abkühlung mit einer blasigen oder schlackigen Schichte, der sogenannten „Schlackenschichte“. Dort, wo die Lava nicht in Berührung mit der freien Luft oder mit kalten Gegenständen kam, erstarrte sie langsam zu dichter Plattenlava, ohne eine Schlackenschicht an ihrer Oberfläche zu bilden. Bei den mehrmals wiederholten Lavaergüssen der mächtigen Eruptivmasse des Caliman ist vorauszusetzen, dass mehrere solche in verschiedenen Niveaus gelegene

Schlackenschichten anzutreffen sein werden. In der That habe ich dieselben in verschiedenen Punkten der andesitischen Masse getroffen, sowohl als zusammenhängende Lavabänke, wie auch als Blöcke in den Andesitbreccien und -Tuffen. Solche Vorkommnisse sind zu erwähnen: auf Piciorul Caliman-Ciribuc in ungeheuren Blöcken, auf Bîta Runcului, am Bache Buccinisch und Deluganu etc. Am schönsten aber sind die Andesitschlacken auf dem Gipfel der Pietrele roşie beim „triplex confinium“ zu beobachten. Ich werde hier die Beschreibung dieser schon von Alth erwähnten Gesteine geben.

17. Pietrele roşie (1700 m. Fig. 14). Die Gesteine, welche die Felsen der „rothen Steine“ bilden, sind grob porös oder schwammig, schwärzlich, mit dem ausgesprochensten Charakter einer Schlacke. Die Hohlräume sind nicht nach einer Richtung hin ausgezogen, sondern haben mehr runde oder vielfach verzweigte Formen, was auf ein rasches Erstarren an der Oberfläche eines gestauten oder sehr langsam fließenden Lavaergusses hindeutet. Die inneren Wandungen der Blasenräume sind gewöhnlich glatt, nur mit einem dunkelgrauen Häutchen bekleidet; die Poren und die kleineren Hohlräume aber erscheinen manchmal ganz erfüllt von einer gelblichen zeolitartigen Ausscheidung, welche u. d. M. eine feinfaserige Structur zeigt und als doppelbrechend sich erweist. In der schwarzen Grundmasse sieht man unter der Lupe Plagioklasleistchen und einzelne Pyroxenkörner. U. d. M. erkennt man, dass die Grundmasse fast ausschliesslich nur aus einer dunkelgrauen Glasbasis besteht. Die grossen Einsprenglinge sind: Labrador in grossen Tafeln, meistens von schlackigen Einschlüssen erfüllt, nur am Aussenrande von einer klaren Zone umgeben; häufig sieht man eine zonale Anordnung dieser Einschlüsse. Bei dem einfachen oder zonal struirten Schnitte beobachtet man eine verschiedene Auslöschung zwischen Kern und äusserer Zone. Schlackige, isotrope Partien mit einer Feldspathhülle umgeben, sind ziemlich häufig. Augit typisch entwickelt. Hypersthen fehlt fast gänzlich, wenigstens von 6 Dünnschliffen habe ihn nur in zwei erkannt.

An den Wandungen der Hohlräume sieht man nicht selten, dass die Plagioklas- und Augitkrystalle mit ihren Ecken in die Hohlräume hinausragen, was darauf hindeutet, dass zuerst diese Krystalle aus dem Magma ausgeschieden wurden und erst später, während die Lava noch im zähflüssigen Zustande war, die Blasenräume durch das Entweichen der Gase an der Oberfläche des Lavaergusses entstanden sind.

In der Nähe der Pietrele roşie, auf dem Rücken zwischen „triplex confinium“ und Lucaciu, kommen Andesitschlacken vor, welche wie diejenigen am Buccinisch ziegelroth gefärbt sind. Wahrscheinlich verdanken diesem Umstande die „rothen Steine“ ihren Namen. Solche poröse, eisenschüssige Laven sind oftmals von der Oberfläche der Lavaströme der heutigen Vulcane beschrieben worden.

Aus den angeführten Merkmalen ergibt sich, dass die vorliegenden Gesteine als Augit-Andesite mit vitrophyrischer Structur zu bezeichnen sind. Sie stellen die Schlackenschichte an der Oberfläche eines Lavaergusses dar.

## II. Hornblende-Andesit.

Dieser Andesittypus kommt in unserem Gebiete ganz isolirt auf dem Rücken zwischen „triplex confinium“ und Lucaciu vor. Ob er in der Form eingeschalteter Lavabänke oder von Gängen oder Stöcken in den Pyroxen-Andesiten auftritt, konnte ich nicht feststellen. Die Eigenschaften dieses Gesteins sind folgende:

In einer fast dichten, graugrünlichen Grundmasse sieht man kleine, meistens weissverwitterte Plagioklaskrystalle und zahlreiche Säulen von Hornblende, was dem Gestein eine sehr ausgesprochene mittelkörnige, porphyrische Structur verleiht.

U. d. M. erscheint die Grundmasse fast holokrystallinisch ausgebildet; eine glasige Basis ist vielleicht nur als ein Häutchen zwischen den krystallinischen Gemengtheilen vertreten.

Der Plagioklas gehört dem Labrador an. Die Hornblendeschnitte haben eine braungrünliche oder braungelbe Farbe mit kräftigem Pleochroismus. Eine dunkle Zone magmatischer Umwandlung habe ich ganz vereinzelt beobachtet; im allgemeinen nähert sich diese Hornblende mehr der sogenannten propylitischen grünen Hornblende als der basaltischen. Wir haben es also mit einem Hornblende-Andesit mit gewissen Anklängen an die propylitische Facies zu thun.

Solche Gesteine mit Uebergängen gegen die sogenannte Grünstein-Modification sind mehrmals von A. Koch<sup>1)</sup> und Doelter<sup>2)</sup> aus Siebenbürgen beschrieben worden. An mehreren Stellen in der Gegend von Rodna und Oláhláposbánya sind diese Andesite mit den normalen Andesiten innig verbunden. Ein typischer Propylit mit den von Zirkel<sup>3)</sup> gegebenen Merkmalen ist in dem vorliegenden Gesteine nicht vorhanden.

Es ist noch zu bemerken, dass dieser Andesit in dem obersten Theile der andesitischen Masse des Caliman auftritt.

## Andesittuff.

Ein Blick auf eine geologische Karte des Hargittazuges<sup>4)</sup> zeigt uns, dass diese eruptive Masse ihrer ganzen Länge nach im Osten und Westen von einer sehr breiten Zone von Tuffen, Breccien und Conglomeraten umgeben wird, welche auf den betreffenden Karten unter dem allgemeinen Namen „Trachyttuff“ eingezeichnet sind. Ein eingehenderes Studium dieser Bildungen fehlt bis jetzt beinahe gänzlich und es ist nicht bewiesen, dass alle diese Auswürflinge derselben Eruptionsperiode, wie die Andesitlaven, angehören.

Wie aus den Beschreibungen von Herbich hervorgeht, ist die petrographische Zusammensetzung dieser Auswurfsproducte sehr ver-

<sup>1)</sup> A. Koch. Petrographische Untersuchungen der trachytischen Gesteine des Czibles und von Oláhláposbánya. Földt. Közlöny 1880, pag. 219.

<sup>2)</sup> C. Doelter. Ueber das Vorkommen von Propylit und Andesit in Siebenbürgen. Min. u. petrogr. Mitth., II. Bd., 1880, pag. 1.

<sup>3)</sup> Zirkel. Lehrb. der Petrogr., II. Bd., pag. 586.

<sup>4)</sup> Herbich. Op. cit. 1878 und die geolog. Uebersichtskarte v. Ungarn, 1896.

schieden; einige von diesen Tuffen sind echte trachytische Tuffe und stellen eine ältere vulkanische Decke dar, über welche die Andesiteruptionen sich verbreitet haben; ein anderer Theil sind quarzführende Andesittuffe oder dacitische Tuffe (der sogen. Palla) und gehören ebenfalls einer älteren Eruptionsperiode an, ein Theil endlich sind echte Andesittuffe.

Auf der moldauischen Seite des Calimangebirges sind die Andesittuffe und -Breccien sehr mächtig entwickelt. Wie ich schon bei der Beschreibung der geologischen Verhältnisse erwähnt habe, bilden diese Tuffe an der westlichen und südlichen Umrandung des Neagrabeckens einen ununterbrochenen Saum; die Lavabänke erscheinen hier ganz untergeordnet. Gegen das Innere der andesitischen Masse wird die Lava immer häufiger angetroffen, bis sie auf dem Gipfel des Caliman-Isvoru und der Pietrele roşie allein vorherrscht. Aus diesen Beobachtungen haben wir geschlossen, dass die Tuffe gegen das Innere der andesitischen Masse auskeilen (Fig. 13). Wir müssen noch in Betracht ziehen, dass die Breite der andesitischen Masse des Caliman etwa 60 km beträgt und auf die moldauische Seite nur ein verhältnismässig schmaler Streifen fällt, welcher im südlichen Theile zwischen Caliman-Isvoru und Paltinisch 12 km, im nördlichen Theile aber zwischen Lucaciu und Maganu nur 5 km beträgt. Es ist also begreiflich, dass auf dieser Seite der feste Lavakern nicht überall anzutreffen ist. Wenn wir aber ein Profil quer durch die ganze Breite des Caliman durchführen würden, so werden wir irgendwo gegen die Mitte dieser Masse einen festen Lavakern antreffen, gegen welchen beiderseits die Auswürflinge auskeilen würden.

Die andesitische Masse des Caliman erscheint uns also als eine aus einem N—S angeordneten Spaltensystem emporgequollene Lavamasse, deren Eruption mehrmals durch heftige Aschen- und Blockregen unterbrochen wurde. Je nach der Heftigkeit des Ausbruches wurden diese losen Auswurfsproducte mehr oder weniger weit von der Eruptionlinie geschleudert und kamen in verschiedenen Entfernungen von derselben zur Ablagerung. Die darauf emporgequollene flüssige Lava konnte die breite Tuffdecke nicht bis an ihren äussersten Rand bedecken, und so blieben östlich und westlich von der Eruptionlinie nur Tuffe und Breccien, welche bei den folgenden Eruptionen immer mächtiger wurden. Der erste Ausbruch scheint durch Aschen- und Blockregen eingeleitet worden zu sein, da in dem untersten Theile der moldauischen Masse solche Auswürflinge sehr mächtig und häufig vorkommen. Die bis zu 1 m<sup>3</sup> grossen Andesitblöcke, welche in den Breccien vorkommen, zeigen, dass ihre Ausbruchsstelle nicht so weit von dem heutigen Gipfel des Caliman entfernt war.

Wie in der Hargitta, so erreichen auch auf der moldauischen Seite des Caliman die Tuffe, Breccien und Conglomerate eine bedeutende Mächtigkeit und steigen bis über 1500 m Meereshöhe an dem Abhange des Gebirges auf. F. v. Richthofen<sup>1)</sup> hat aus dieser Thatsache auf eine Meeresbedeckung und Hinabsinken des Bodens zur Zeit der Ausbrüche der „grauen Trachyte“ geschlossen: „während

<sup>1)</sup> Ferd. Richthofen. Op. cit. 1860, pag 160.

der Periode der Trachyteruptionen senkte sich das Festland allmählig in das Meer hinab, und dieses drang weiter und weiter vor, bis es ungefähr in der Periode der letzten Eruptionen am weitesten in das Land eingriff und die Gebirge am höchsten bedeckte.“

In den Tuffen des moldauischen Caliman habe ich nirgends einen organischen Rest oder irgend eine Spur gefunden, welche auf ihre Ablagerung im Wasser hindeuten würde. Viele Tuffe haben zwar ein schlammiges Aussehen, das kann aber nachträglich durch das infiltrirte Wasser hervorgerufen worden sein. Wir haben es also mit auf dem trockenen Lande gefallenen Aschen und Blöcken zu thun.

Die Formen unter denen die vulkanischen Auswürflinge auftreten, sind sehr verschieden: die feinen Tuffe sind grau oder schwärzlich gefärbt und wechseln gewöhnlich mit den Breccien und Conglomeraten. Einen groben, gelblichen, vulkanischen Sand beobachtet man zwischen den Conglomeraten auf Piciorul Tarcă. Am häufigsten zwischen diesen Bildungen kommen Breccien vor. Dieselben, wie wir sie typisch am Ufer der Neagra und am Baucabache beobachten können, bestehen aus Brocken von verschiedenen Andesit-Varietäten; nicht selten beobachtet man auch ungeheure Blöcke bis zu 1 m im Durchmesser. Die Zwischenräume dieses Trümmerwerkes sind gewöhnlich von grobem Tuff ausgefüllt; manchmal aber sind sie locker, ohne ein besonderes Bindemittel. Zwischen diesen Breccien und den feinen Tuffen gibt es alle möglichen Uebergänge. Unter den eckigen Bruchstücken kommen oft auch gerundete Blöcke vor, so dass also der Name Breccie oder Conglomerat als einheitliche Bezeichnung für diese Formen nicht mehr angewendet werden kann. Typische Andesit-Conglomerate aus runden Bomben beobachtet man auf Pic. Tarcă und Pic. Boambelor

Was die mineralogische Zusammensetzung der Tuffe betrifft, so habe ich erwähnt, dass eine vollkommene Uebereinstimmung zwischen ihren Bestandtheilen und denjenigen der Andesitlaven besteht. Nirgends habe ich echte Trachyttuffe oder Dacittuffe beobachtet, sondern überall haben wir es nur mit Pyroxen-Andesittuffen zu thun; unter diesen herrscht die Gruppe der Pyroxen-Hornblende-Andesite vor. In 12 Dünnschliffen aus den Tuffen konnte ich keinen reinen Augit-Andesit beobachten. Es kommen zwar in den Breccien hellgraue, rauhe Bruchstücke vor, die einem Trachyt ganz ähnlich sind; unter dem Mikroskop erkennt man aber, dass auch diese Gesteine dem Pyroxen-Andesit angehören. Es ist noch zu bemerken, dass viele zersetzte Andesit-Tuffe, z. B. auf Pic. Panacului, Runcu etc. das Aussehen eines Trachyts haben. Der Name Trachyt ist also auch für diese Tuffe nicht im mindesten berechtigt.

Professor L. Mrazec<sup>1)</sup> hat eine eingehende mikroskopische Analyse eines Andesittuffs aus der Umgebung von Bacau gegeben. Dieser Tuff stimmt vollkommen mit den Tuffen des Caliman überein und gehört ebenfalls einem Pyroxen-Andesit an. Neben dem Plagioklas aus der Labrador-Bytownitreihe und dem Augit

<sup>1)</sup> L. Mrazec. Note sur un tuf andésitique des environs de Bacau. *Bullet. de la Soc. des sc. Bucarest* 1898, Nr. 2.

kommen noch untergeordnet Hypersthen, basaltische Hornblende und Olivin vor. In Bezug auf die mineralischen Bestandtheile des Andesittuffs weise ich auf die erwähnte Arbeit Mrazec's hin. Hier möchte ich, der Vervollständigung wegen, nur einige Beispiele anführen.

**Grauer Andesittuff.** (Bâtca Runcului am linken Ufer der Neagra). Das Gestein hat eine hellgraue Farbe, ist porös, rauh, mit dem Aussehen eines Trachyts. In der Masse sieht man Bruchstücke von Andesitlava, kleine weisse Partien einer kaolinartigen Substanz und Fragmente von Pyroxen- und Hornblendekrystallen. U. d. M. erkennt man keine bestimmte Structur, sondern nur ein fragmentarisches Aggregat von Plagioklas, Sanidin, basaltische Hornblende, Augit und Hypersthen. Im allgemeinen sind all diese Elemente stark zersetzt und voll Einschlüsse. Bei den grösseren Plagioklasschnitten beobachtet man häufig, dass der Kern des Krystalls ganz trüb und nur von einer schmalen Hülle unzersetzter Feldspathsubstanz umgeben ist. Die Zersetzung hat also von der Mitte aus angefangen, wie das bei derartigen Feldspathen häufig beobachtet wurde; das deutet darauf hin, dass im Anfange das Wachstum schneller vor sich gegangen ist, und dass der Krystall viele Flüssigkeitseinschlüsse aufgenommen hat, welche später die Zersetzung hervorriefen. Manchmal beobachtet man, dass der innere Theil des Feldspathkrystalls sauer ist und aus Orthoklas besteht, während die äussere Zone einem Plagioklas gehört. Der Plagioklas mit sehr breiten Zwillingslamellen und hohen Interferenzfarben gehört dem Anorthit an. Der Sanidin untergeordnet, aber doch sicher vertreten. Die Hornblende sehr häufig. Dieser Tuff ist also ein Pyroxen-Hornblende-Andesit.

**Dunkelgrauer Andesittuff** (Parăul Tăetura). Der Tuffcharakter möglichst klar ausgesprochen; in einer schwärzlichen, schlammigen Masse sieht man zahlreiche Bruchstücke von verschiedenen Andesitlaven. Dieselbe mineralogische Zusammensetzung wie oben. Stellt den verbreitetsten Typus von Tuffen dar.

**Vulkanischer Sand** (Pic. Tarcă). Es ist dies ein gelblich-brauner, schwach cementirter Sand, welcher einzelne Lagen zwischen den Andesit-Conglomeraten bildet. Der Plagioklas gehört dem Anorthit an. Augit und Hypersthen fast in gleicher Menge vertreten.

Aus den angeführten Beispielen geht hervor, dass alle die Tuffe aus der moldauischen Masse des Caliman, mit Ausnahme derjenigen, welche wir am Dragoiasabache beschrieben haben, dem Pyroxen-Andesittypus angehören und aus derselben Eruptionsperiode wie die Andesitlaven stammen.

### **Geologisches Alter der Andesiteruptionen in den Ostkarpathen.**

Wir haben schon gezeigt (Fig. 15), dass die palaeogenen Ablagerungen von Neagra Sarului dort, wo sie in Berührung mit der andesitischen Masse kommen, immer die Unterlage der Tuffe und der vulcanischen Breccien bilden. Nirgends habe ich ein Tufflager eingeschaltet in diesen Schichten oder irgend ein Bruchstück von

Andesit in den palaeogenen Conglomeraten beobachtet. Die oben erwähnte palaeogene Scholle gehört aber dem obersten Eocän und wahrscheinlich auch dem untersten Oligocän — der ligurischen Stufe — an<sup>1)</sup>. Die Eruption der Caliman-Andesite ist also nach der Ablagerung dieser Schichten erfolgt.

Vom Nordende des Calimangebirges, bei Borgo-Prund, erwähnt A. Koch<sup>2)</sup> im Liegenden der lignitführenden Andesittuffe und -Breccien Bänke von dacitischem Tuff (Palla), welcher, wie bekannt, in diesem Theile der Karpathen überall der miocänen Salzformation angehörig betrachtet wird. Gegen Borgo-Maroscheni und weiter gegen Norden bis Rodna herrschen nach Koch die oberoligocänen Schichten (aquitanische Stufe) vor, welche an vielen Punkten von den Andesiten durchbrochen werden.

In Marmarosch (Izathale), im Comitate Szilágy und in der Gegend von Nagybánya haben J. Böckh<sup>3)</sup>, Roth v. Telegd<sup>4)</sup> und A. Koch<sup>5)</sup> dieselben Verhältnisse in Bezug auf das Alter der Andesit-eruption constatirt. In allen diesen Gegenden sind die Pyroxen-Andesit-ausbrüche am Ende der zweiten mediterranen oder schon in der sarmatischen Stufe vor sich gegangen.

Im Hargittagebirge kommen nach Herbig<sup>6)</sup> die Andesittuffe manchmal als Zwischenlager in den sarmatischen Schichten, an vielen Stellen aber auch in den pliocänen Schichten — der sogen. Lignitbildung — des Szeklerlandes vor. Die neueren Untersuchungen von Lörenthey<sup>7)</sup> haben gezeigt, dass diese Lignitbildung nicht den Congerenschichten, wie man früher angenommen hat, sondern der levantinischen Stufe angehört. Es wäre nur zu bedenken, ob das Vorkommen der Andesittuffe in diesen jüngsten Süßwasserablagerungen nicht vielleicht auf eine secundäre Lagerung zurückzuführen sei.

Auch der von Prof. Mrazec aus der Umgebung von Bacau beschriebene Andesittuff gehört nach Dr. Teisseyre<sup>8)</sup> der jüngsten Neogenzeit an.

Aus den oben angeführten Beobachtungen geht hervor, dass die Eruption der Andesite in den Ostkarpathen in der zweiten Hälfte der Miocänzeit angefangen und bis an das Ende des Pliocäns fortgedauert hat.

Ueber das geologische Alter des Trachytausbruches am Dragoiasabache erlauben uns die stratigraphischen Verhältnisse keinen weiteren

<sup>1)</sup> Geologische Beobachtungen in den nordmoldauischen Karpathen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1899, Nr. 5.

<sup>2)</sup> Ant. Koch. Geologische Beobachtungen in Siebenbürgen. Földtani Közl. 1893, pag. 86

<sup>3)</sup> J. Böckh Daten zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse im oberen Abschnitte des Izathales. Mitth. aus dem Jahrb. d. k. ung. geol. Anst., XI. Bd., pag. 87 u. 66.

<sup>4)</sup> L. Roth v. Telegd. Studien in erdölführenden Ablagerungen Ungarns. I. Umgebung von Zsibó im Comitate Szilágy. Mitth. d. k. ung. geol. Anst. 1887.

<sup>5)</sup> Ant Koch u. A. Gesell. Die Gegend von Nagybánya. Erläuterungen zur geologischen Specialkarte von Ungarn. Budapest 1898, pag. 10.

<sup>6)</sup> Herbig. Szeklerland, pag. 262—297.

<sup>7)</sup> Lörenthey. Ueber die geologischen Verhältnisse der Lignitbildung des Szeklerlandes. Ertésítő 1895.

<sup>8)</sup> Nach freundl. Mitth. von Mrazec.

Schluss zu ziehen, da der Trachyttuff auf dem krystallinischen Schiefer liegt und keine organischen Reste enthält. Nach Anton Koch<sup>1)</sup> fällt der Trachytausbruch in Ostsiebenbürgen in das Mitteloligocän (Tongrien). Ich habe schon erwähnt, dass die Lagerungsverhältnisse zwischen Andesit und Trachyt am Dragoiasabache uns sehr deutlich zeigen, dass der Trachyt älter als der Andesit ist.

Was das Altersverhältnis der verschiedenen Andesitgruppen, die wir im Caliman unterschieden haben, betrifft, so haben wir gesehen, dass die gemischte Gruppe der Pyroxen-Hornblende-Andesite älter als die der Augit-Hypersthen-Andesite und der reinen Augit-Andesite ist. Die Aufeinanderfolge der auf der moldauischen Seite des Caliman sich befindenden jungvulkanischen Gesteine wäre also, von dem ältesten angefangen, folgende: Trachyt, Pyroxen-Hornblende-Andesit, Augit-Hypersthen-Andesit und Augit-Andesit.

Diese Reihenfolge steht in Uebereinstimmung mit den Beobachtungen der ungarischen Geologen, nämlich, dass fast überall in den Karpathen die tertiäre vulkanische Thätigkeit mit den saueren Gesteinen (Trachyt und Rhyolith) angefangen und mit den basischeren Gliedern (Andesit und Basalt) geendet hat. Von einer sogenannten Richthofen'schen Reihe: Propylit, Andesit, Trachyt, Rhyolith und Basalt kann also, wenigstens für die Karpathen, nicht mehr die Rede sein.

---

Am Ende dieser Arbeit erfülle ich eine angenehme Pflicht, allen denen, die in irgend einer Weise meine Bestrebungen unterstützt haben, meinen verbindlichsten Dank auszusprechen. Vor allem gilt dies von meinen hochverehrten Lehrern an der Wiener Schule, Ed. Suess, Th. Fuchs, W. Waagen, G. Tschermak, Fr. Toula, Ed. Reyer, F. Berwerth, F. Wähner und K. Diener, von Prof. Anton Pelikan, der mich bei der petrographischen Beschreibung immer mit Bereitwilligkeit unterstützt hat, von Herrn G. v. Arthaber, Privatdocent und Adjunkt am palaeontologischen Institute, von Prof. Victor Uhlig in Prag und L. Mrazec in Bukarest für ihre belehrenden Mittheilungen und von dem Chef des Minendienstes in Bukarest, Ingenieur C. Alimăneșteanu.

Ebenso spreche ich meinem guten Freunde und Collegen, Herrn Julius Enderle, der mir bei der sprachlichen Verbesserung dieser Arbeit bereitwillig helfend die Hand reichte, meinen wärmsten Dank aus.

---

<sup>1)</sup> Ant. Koch. Die Tertiärbildungen Siebenbürgens. 1894. I. palaeogene Abtheilung. Tabelle.