

## Werk

**Titel:** Vorträge und Abhandlungen

**Ort:** Berlin

**Jahr:** 1908

**PURL:** [https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657\\_1908](https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?391365657_1908) | LOG\_0216

## Kontakt/Contact

[Digizeitschriften e.V.](#)  
SUB Göttingen  
Platz der Göttinger Sieben 1  
37073 Göttingen

✉ [info@digizeitschriften.de](mailto:info@digizeitschriften.de)

## Vorträge und Abhandlungen.

### Einige Hauptzüge der Geologie und Morphologie Islands\*.

(Hierzu Tafel 5.)

Von Dr. **Helgi Pjeturss** in Reykjavík.

#### 1. Einleitung.

Das zu behandelnde Thema ist so weitläufig, daß es bei der zur Verfügung stehenden Zeit nur in aller Kürze dargestellt werden kann. Ich muß mich also darauf beschränken, womöglich eine Übersicht zu geben über den geologischen Bau und die Morphologie Islands, namentlich nach Untersuchungen der letzten Jahre. Vieles werde ich ohne hinreichende Begründung geben müssen und will dabei verweisen sowohl auf meine dänisch geschriebene Dissertation „Om Islands Geologie“ (Kbh. 1905) als auch auf andere in verschiedenen Sprachen geschriebene ältere Aufsätze; manches hoffe ich auch in der Zukunft genauer darstellen zu können, da viele Beobachtungen noch nicht veröffentlicht worden sind<sup>1)</sup>).

\*) Vortrag, gehalten in der Fach-Sitzung vom 4. Mai 1908.

<sup>1)</sup> Die wichtigsten Aufsätze des Verfassers über Island sind:

1. En Bestigning af Fjeldet Baula i Island. Dansk Geograph. Tidsskrift. 14. Bd. København 1897.
2. Nýjungar í jarðfræði Islands. Eimreidin Kbh. 1900.
3. The glacial Palagonite-Formation of Iceland. Scottish Geograph. Magazine. Edinburgh 1900.
4. Moræner i den islandske Palagonitformation. Oversigt over det kgl. danske Vidensk. Selskabs Forhdl. Kbh. 1901.
5. Fortsatte Bidrag til Kundskab om Islands „glaciale Palagonitformation“. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. 24. 1902.
6. On a shelly boulderclay in the so-called Palagonite-Formation of Iceland. Quart. Journ. of the Geol. Society. London 1903.
7. Om nogle glaciale og interglaciale Vulkaner paa Island. Oversigt kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl. Kbh. 1904.

Die Untersuchungen sind durch Unterstützung seitens des Carlsberg-Fonds in Kopenhagen und später auch seitens des Isländischen Altings ermöglicht worden.

## 2. Der geologische Aufbau Islands.

Seit der Mitte des achtzehnten Jahrhunderts ist Island mehrfach behufs wissenschaftlicher Untersuchungen bereist worden. Die eingehendsten Untersuchungen sind von Thorvaldur Thoroddsen in den Jahren 1881—1898 vorgenommen worden. Auf einer geologischen Karte hat Thoroddsen im Jahre 1901 die Ergebnisse seiner eigenen sowie älterer und auch teilweise jüngerer Untersuchungen zur Darstellung gebracht. Die Grundgedanken über den geologischen Aufbau Islands, welche jene Karte ausdrückt, sind in aller Kürze die folgenden: Ungefähr die Hälfte Islands wird aus tertiären, lignitführenden Basalten aufgebaut, die andere Hälfte aus der jüngeren, jedoch auch tertiären Breccien- oder Palagonit-Formation. Bedeutende Areale dieser letzteren sind von eisgeschliffenen, doleritischen Lavaströmen, sogenannten präglazialen (und 1901 auch glazialen) Dolerit bedeckt, und die postglaziale vulkanische Tätigkeit in Island ist an die Breccien-Formation geknüpft.

Spätere Untersuchungen haben, wie es zu erwarten war, dieses Bild erweitert und verändert. So stellte es sich heraus, daß der größere Teil der mutmaßlichen Breccien verfestigte Grundmoränen sind, welche zwischen Basaltdecken eingelagert sind<sup>1)</sup>.

8. Athugasemd um jarðlög í Fossvogi etc. Tímarit hins ísl. Bókmentaf. Reykjavík 1904.

9. Om Forekomsten af skalførende Skurstensler i Búlandshöfði etc. Med Bemærkninger om Molluskfaunaen af Ad. S. Jensen. Oversigt over kgl. danske Vidensk. Selsk. Forhandl. 1904.

10. Om Islands Geologi. Kbh. 1905. (Auch in den Mitteilungen der Dänischen Geolog. Gesellschaft für 1905 erschienen.)

11. Das Pleistocän Islands u. s. w. Zentralblatt f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart 1905.

12. Zur Forschungsgeschichte Islands. Zentralblatt u. s. w. Stuttgart 1906.

13. The Crag of Iceland. Quart. Journ. Geol. Society. London 1906.

14. Um loftslagsbreytingar á Íslandi. Andvari. Reykjavík 1906.

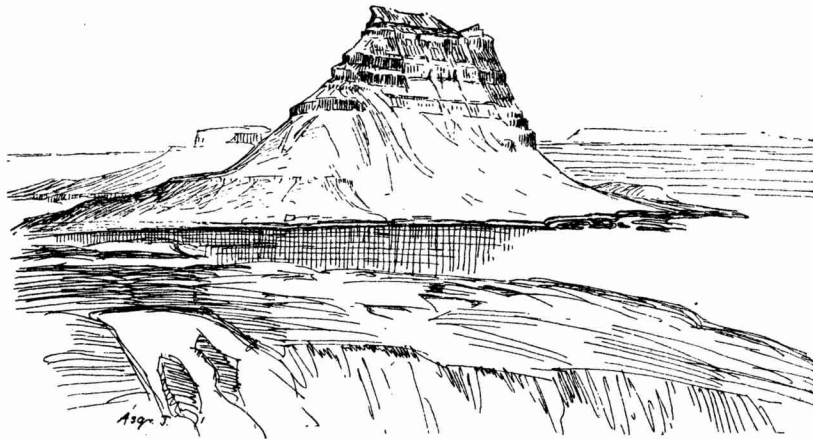
15. Einige Ergebnisse einer Reise in Süd-Island im Sommer 1906. Zeitschr. d. Gesellschaft f. Erdkunde zu Berlin, 1907.

<sup>1)</sup> In einem neuen Aufsätze (Der Drakensberg und der Quathlambabruçh, Sitzungsberichte der Kgl. Preufs. Akademie d. Wissensch. 1908, S. 230—258), hat Penck für die verfestigte Grundmoräne der permokarbonen Vergletscherung den Namen „Tillit“ vorgeschlagen. Es empfiehlt sich, diesen Namen für die durchaus verfestigten, der Basalt-Formation Islands eingelagerten Grundmoränen auch in Gebrauch zu nehmen.

Außerdem gibt es zwischen den Basaltbänken und Grundmoränenbänken lakustre und teilweise auch marine Tonsteine und meist fluviatile und fluvioglaziale Konglomerate. Es ergab sich allmählich im Laufe der Forschungsreisen über grössere Teile Islands, daß die soeben genannten Sedimentärgesteine Basalten eingelagert sind, auf eine Weise, die ganz daran erinnert, wie in anderen Teilen des isländischen Gebirges Lignitbänkchen und die sie begleitenden Ton- und Sandsteine und Konglomerate Basalten eingeschaltet sind. Da es sich ferner ergab, daß die wirklich vulkanischen Breccien und Tuffe sich nur über einige tausend Quadratkilometer erstrecken, abgesehen von zumeist dünnen Tuffschichten, welche den Basalten zwischengelagert sind, und keineswegs als eine besondere Tuff- und Breccien-Formation angesehen werden können, so erscheint es am richtigsten zu sagen, daß Island hauptsächlich aus Basalten mit eingeschalteten Sedimenten verschiedener Natur aufgebaut ist. Diese Basaltformationen nun kann man also zerlegen in die lignitführende ältere und in die moränenführende jüngere Basaltformation. Wie die bekannten Untersuchungen Heers über die Lignitflora zeigten, ist das Alter der lignitführenden Basaltformation ein tertiäres, nach ihm miocän, teils ober-, teils untermiocän.

Was das Alter der moränenführenden Basaltformation betrifft, so neigt man schon auf Grund des Vorkommens von Glazialbildungen in jetzt gletscherfernen Gebieten zur Annahme, daß diese Abteilung der Basaltformation quartären Alters sei. Doch ausgeschlossen scheint es keineswegs, daß in den älteren und ältesten Glazialsedimenten Islands Spuren tertiärer Gletscher vorliegen könnten, und es war daher wünschenswert, sich auf das Zeugnis organischer Reste in der moränenführenden Basaltformation über das Alter dieser Formation berufen zu können. Das kann man auch. Im Sommer 1902 stiefs ich in beiläufig 175 m Meereshöhe auf eine bisher unbekannte, höchst interessante schalenführende Ablagerung im Vorgebirge Búlandshöfði auf der Snæfells-Halbinsel in West-Island. Bei meiner damaligen noch sehr wenig geklärten Auffassung der Verhältnisse, mußte diese Ablagerung der Breccien-Formation zugerechnet werden; später hat sich aber herausgestellt, daß der Yoldia-Tonstein von Búlandshöfði in der Wirklichkeit eine Einschaltung der Basaltformation ist. Man hat es in dieser Ablagerung eher mit einem mit Eisberg-Sedimenten vermischten Meereston, als mit einer Grundmoräne, wie ich zuerst annahm, zu tun. Doch es bedarf hier weiterer Untersuchungen, ehe man sich mit Bestimmtheit aussprechen kann. In dieser sedimentären Einschaltung der Basaltformation wurden bisher 22 Molluskenarten gesammelt, welche von dem bekannten dänischen Zoologen Ad.

S. Jensen, einem hervorragenden Kenner nordischer Mollusken, untersucht wurden. Mit Ausnahme von zwei Arten, die einer älteren borealen Fauna angehört zu haben scheinen, ist nach Jensen die fossile Fauna von Búlandshöfði eine hocharktische, etwa eine solche, wie sie heutzutage an den Küsten von Spitzbergen in einer Tiefe von ungefähr 30 m getroffen wird. *Yoldia* (*Portlandia*) *arctica* und *Turritella* *erosa* sind die am meisten bezeichnenden Formen. Pleistocän ist diese Fauna, denn alle die Formen sind noch lebend. Die darüberlagernde Basaltformation, in Snæfellsnes wenigstens etwa 400 m mächtig, muß man also als Pleistocän betrachten (Abbild. 92). Dafs die Yoldia-



Abbild. 92. Kirkjufell (490 m) auf der Nordseite von Snæfellsnes.

Von 140—150 m Höhe ab ist der Berg aus der pleistocänen Basaltformation (Basalten, Tilliten, Konglomeraten) aufgebaut, welche auf einer gut nachweisbaren, eisgeschliffenen Grundfläche ruht.

(Nach einer Zeichnung des isländischen Künstlers Ásgrímur Jónsson.)

Schichten ziemlich früh im Pleistocän abgelagert wurden, erhellt daraus, dafs sie einem später zerbrochenen und erodierten Plateau eingelagert sind. Lava, welche in die Täler dieses Plateaus aus Vulkanen, deren Ruinen auf dem Plateau als Breccien-Berge stehen, herabströmte, ist bis in die See hinab eisgeschliffen. Man bekommt durch Einsicht in die angedeuteten Verhältnisse einen starken Eindruck davon, wie weit älter die genannten Yoldia-Schichten sind, als die letzte gänzliche Vereisung Islands, die letzte Eiszeit also. Ob aber die Yoldia-Schichten aus der Zeit der vorschreitenden ersten pleistocänen Vergletscherung Islands stammen, weiß man noch nicht mit Bestimmtheit. Eine genaue Ausforschung der mollusken- und moränenführenden Basaltformation von Snæfellsnes, sowohl was Aufbau wie auch was Grenzen gegen die

ältere Basaltformation und was Morphologie betrifft, bleibt noch auszuführen.

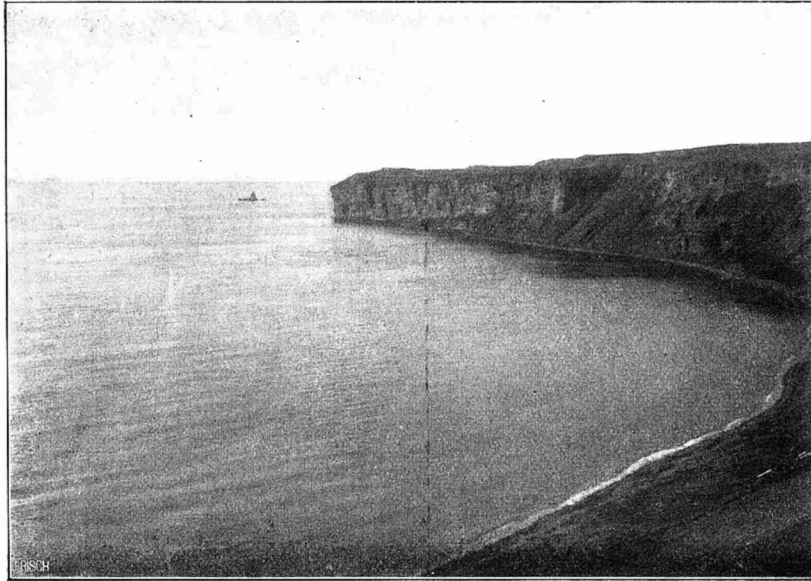
Nicht nur auf der Snæfells-Halbinsel im nordwestlichen Island, auch auf Tjörnes in Nordost-Island kann man das Verhältnis einer bedeutenden moränenführenden Basaltformation zu einer versteinерungsführenden Formation bestimmen. Es handelt sich hier um den schon 1749 von Eggert Olafsson beschriebenen Crag von Tjörnes, welcher, wie es sich in neuester Zeit gezeigt hat, die bei weitem mächtigste sedimentäre Formation Islands ist. Im Jahre 1907 wurde reich versteinерungsführender Sandstein noch in 200 m Meereshöhe gefunden. Dies war aber nicht die oberste Abteilung der Sedimentärformation, welche gegen Nordwesten fällt (Abbild. 93). Die Gesamtmächtigkeit kann auf kaum weniger als etwa 400 m geschätzt werden. Der Crag nun nimmt den größeren Teil der Westseite der Halbinsel Tjörnes ein, der östliche Teil wird von bis zu 750 m empor aufragenden Basaltbergen und -Rücken aufgebaut; zwischen den Basaltbänken findet man in bis etwa 35 m Mächtigkeit Konglomerate und Moränen (Tillite). Es unterliegt nun keinem Zweifel, daß diese moränenführende Basaltformation von Tjörnes jünger ist als der Crag, der als Pliocän betrachtet wird. Zwar sind sowohl die oberste wie die tiefste Abteilung der isländischen Crag-Formation erst in jüngster Zeit bekannt geworden, und die Gleichstellung der früher bekannten mittleren Teile mit dem englischen Red Crag dürfte kaum stichhaltig sein; aber im großen und ganzen dürfte es doch richtig sein, daß diese Tjörnes-Formation dem Pliocän zuzurechnen sei. Mit einer später zu erwähnenden, einen kleineren Teil des Crag betreffenden Ausnahme, ist leider die isländische Crag-Fauna seit dem Jahre 1884 nicht behandelt worden. Damals hat C. M. Poulsen in einem ungedruckt gebliebenen Aufsätze 117 Molluskenarten aus dem isländischen Crag aufgezählt<sup>1)</sup>; 20 Arten aus der genannten Zahl waren neue Arten oder besonders ausgeprägte Varietäten, von den übrigen sind 18 Arten ausgestorben. Der Unterschied gegenüber der Yoldia-Fauna von Búlandshöfði, welche nur noch lebende Arten zählt, ist also jedenfalls bemerkenswert. Ad. S. Jensen hat einige von mir eingesammelte Mollusken aus der jüngsten Abteilung des Crag einigermaßen untersucht und teilte mir mit, daß von den eingesammelten Genera *Cyrtodaria* jetzt an den Küsten Islands nicht mehr lebend vorkommt, ferner daß die eingesammelte *Litorina* keine der isländischen Arten der Neuzeit ist. Inwieweit in der jüngsten Abteilung des Crag

<sup>1)</sup> Nach gefälliger mündlicher Mitteilung des alten Crag-Kenners, Alfred Bell, sind 74 Arten der erwähnten Liste gleichnamig mit englischen Crag-Mollusken.

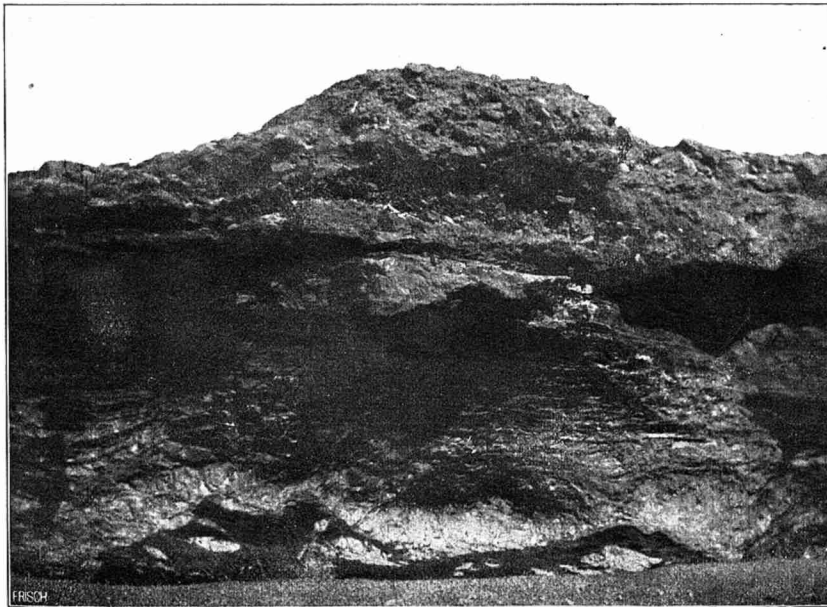
ausgestorbene Arten vorkommen, ist noch unbekannt, da die eingesammelten Mollusken nur flüchtig und teilweise noch garnicht untersucht worden sind. Was der jüngsten Abteilung des Crag von Tjörnes ein ganz besonderes Interesse gibt, ist der Umstand, daß unter derselben, soweit ich sehen konnte, versteinungsleerer Tonstein und dann Moräne vorkommt. Ich will im übrigen hier nicht weiter auf das isländische Pliocän eingehen. Im Vorübergehen möchte ich jedoch die Aufmerksamkeit darauf hinleiten, welche große Bedeutung näheren Untersuchungen über das isländische Pliocän, das ja jedem anderen Pliocän-Vorkommen weit entlegen ist, innewohnen möchte. Hoffentlich werden solche Untersuchungen nicht lange Zeit auf sich warten lassen, zumal die Beziehungen zu glazialen Bildungen mit seltener Klarheit hervortreten.

Es scheint also festzustehen, daß man auf Island eine mehrere hundert Meter mächtige Basaltformation mit Einlagerungen von Moränen, Konglomeraten u. s. w. hat, welche jünger ist als die hocharktische Yoldia-Formation von Snæfellsnes im Nordwesten der Insel und jünger als der pliocäne Crag von Tjörnes im Nordosten Islands. Dabei bleibt es noch wegen ungenügender paläontologischer Untersuchungen unentschieden, ob der Crag von Tjörnes in das Pleistozän hinaufreicht, oder ob die tiefste auf Tjörnes aufgefundene Moräne dem Pliocän eingeschaltet ist.

Unter dem Crag, als Ganzes genommen, konnte direkt keine Glazialbildung nachgewiesen werden. Ausgeschlossen scheint es jedoch nicht, daß es auf Island Glazialbildungen geben kann, welche älter sind als das Pliocän von Tjörnes, vielleicht Miocän. Seit 1904 wurden in der Basaltformation des Nordlandes sehr altertümliche Glazialbildungen aufgefunden. So zu beiden Seiten des Ljósavatnsskard („Hellenseescharte“), ein Durchgangstal, das den Hochlandrücken zwischen den beiden großen Tälern Bárðar-Tal und Fnjóska-Tal tief einschneidet. Ebenso finden wir schöne Grundmoränen (Tillit) den oberen Teilen der Basaltberge im Westen des Fnjóska-Tals eingelagert. Die Diagnose für Grundmoräne konnte nicht nur auf das allgemeine moränenähnliche Aussehen des betreffenden Gesteins gestützt werden, sondern auch auf das Auffinden von gut gekritzten Blöcken. Und selbst die, wie es scheint typisch glazial geschliffene Unterlage der mutmaßlichen Grundmoräne, konnte an einer Stelle aufgedeckt werden. Der Schätzung des Alters dieser Glazialbildungen müssen hauptsächlich morphologische Erwägungen zugrunde gelegt werden. Wir sehen, daß Erosionsformen, die zu den bedeutendsten Islands gezählt werden müssen, ganz und gar nach der Ablagerung dieser Moränenbildungen entstanden sind; ja mehr noch, der Gebirgskörper selbst, in den diese



Abbild. 93. Ein Teil der aus Pliocän aufgebauten Kliffküste von Tjörnes.  
Die Klippe im Meer (mit Abrasions-Terrasse) gehört zu der das Pliocän überlagernden Basaltformation.



Abbild. 94. Fossvogur. Hartmoräne (Tillit) über interglazialen Tonstein.





großen Täler eingeschnitten sind, ist in seinen oberen Teilen nach der Ablagerung der betreffenden Moränen entstanden. Wir sehen auch, daß einige der bedeutendsten Dislokationen, wie die des Bárðar-Tals, später als die betreffenden Moränen entstanden sind.

Sehr ähnlich liegen die Dinge in Südwest-Island. Die ganze Landschaft am Ostende der Faxa-Bucht, ja die Faxa-Bucht selbst, ist entstanden nach der Ablagerung von Glazialbildungen, welche den Basalten der Esja eingeschaltet und um 600 m und mehr noch verworfen worden sind. Und das Skorra-Tal, mit dem großen, aus der letzten Eiszeit stammenden Zungenbecken, welches einen der bedeutendsten der Seen Islands birgt, wird nach dem oberen Ende zu von Basaltrücken umrahmt, zwischen deren verworfenen etwa um  $10^\circ$  nach Südosten fallenden Decken, harte Moränen eingeschaltet sind.

Wir sehen also, daß seit Ablagerung dieser ältesten Glazialbildungen Islands eine sehr bedeutende Erzeugung von Basaltdecken stattfand, ferner wurden die bedeutendsten landschaftlichen Formen Islands aus den Basalttafeln durch Zerstückelung und Erosion geschaffen. Der Altersgegensatz zwischen diesen felsharten Moränen, welche am Aufbau des isländischen Grundgebirges teilnehmen, und den der letzten Eiszeit entstammenden, in den Tälern liegenden, verhältnismäßig losen oder doch noch mit der Spitzhacke zu bearbeitenden Grundmoränen ist sehr groß, so daß einem wohl die Möglichkeit des miocänen Alters der betreffenden Altmoränen einfallen kann. Unterdessen hat man noch keinen paläontologischen Beweis für ein miocänes Alter dieser Altmoränen erbringen können, und so werden wir, wenigstens vorläufig, zu der Annahme hinneigen, daß die ältesten noch aufgefundenen Glazialbildungen Islands wirklich dem Eiszeitalter entstammen, etwa aus einem der Günz-Eiszeit der Alpen entsprechenden Zeitabschnitte. Die Dauer des Eiszeitalters war ja jedenfalls sehr beträchtlich, und man wird sich daher nicht wundern, daß seit dem Anfange des Eiszeitalters sehr bedeutende morphologische Veränderungen stattgefunden haben, zumal in einem Gebiete, wo die dynamischen Vorgänge so lebhaft sind wie in Island.

Auf der beigegebenen, natürlich sehr unvollkommenen<sup>1)</sup> und „vorläufigen“ geologischen Kartenskizze (Tafel 5) habe ich also Island als hauptsächlich aus Basalten aufgebaut dargestellt. Für die Basaltformation werden drei verschiedene Farben benutzt:

---

<sup>1)</sup> Ganz besonders ungenau (zu groß) dürfte das der rezenten Lava zugewiesene Areal sein. Die topographischen Namen der Karte sind leider vielfach etwas unrichtig, aber doch zum Wiedererkennen.

1. Karmin, um die tertiäre (miocäne oder vielleicht etwas ältere) Basaltformation zu bezeichnen, zumeist wo das Alter durch Lignit-Einlagerungen, teilweise mit begleitenden Pflanzenversteinerungen angezeigt wird und wo keine Überlagerung durch jüngeren moränenführenden Basalt bekannt oder wahrscheinlich ist. Die hauptsächlichsten Gebiete dieser Art sind im Nordwesten und Osten der Insel. Soweit ich diese Gegenden untersucht habe, kann man noch in den obersten Teilen der Berge auf Lignit-Einlagerungen stoßen; nirgends habe ich eine moränenähnliche Einlagerung bemerkt<sup>1)</sup>. Es sei noch hervorgehoben, daß ich von der nordwestlichen Halbinsel nur den südlichen Teil aus eigener Anschauung kenne, im übrigen der Bezeichnung Th. Thoroddsens für dieses Gebiet „miocäner Basalt“ gefolgt bin. Dasselbe gilt auch für einen kleineren nördlichen Teil des östlichen Gebiets, von der Südküste des Lodmundar-Fjordes ab. Zugleich sei bemerkt, daß ich für das weite Gebiet im Norden des Vatna-Jökulls, sowie für ein kleineres im Südwesten desselben Inlandeises, keine eigenen Untersuchungen habe und mich hier ausschliesslich auf Thoroddsens Angaben stützen muß; ferner daß ich die wichtigsten Lavagebiete hauptsächlich nach demselben Verfasser angegeben habe.

2. Durch Violett sind weite, namentlich im nordwestlichen Teile des Kerns der Insel aber auch im nordöstlichen Teile derselben auftretende Basaltstrecken bezeichnet. Lignit-Einlagerungen scheinen hier seltener vorzukommen, und es dürfte sich zeigen, daß einige Teile des so bezeichneten Geländes der glazialen Basaltformation zuzuweisen sind.

3. Mit blauer Farbe endlich habe ich die moränenführende Basaltformation bezeichnet, und wahrscheinlich wird der grössere Teil der Unterlage der kleinen Inlandeise, der glazialen Basaltformation angehören. Die Liparite, welche nach der Schätzung Thoroddsens ungefähr 800 qkm der Insel aufbauen, habe ich auf der Karte nicht zu zeigen versucht, ebensowenig die Breccienformation, welche im Gebiete der moränenführenden (tillitführenden) Basaltformation sporadisch auftritt, und welche sich, nach einer allerdings sehr rohen Schätzung, die sich doch eher als zu hoch als zu niedrig erweisen dürfte, zusammen über höchstens etwa 5—6000 qkm erstreckt, selbst wenn das blaugefärbte Gebiet im Südwesten des Vatna-Jökulls grösstenteils der Breccienformation zuzuweisen wäre. Die eigentliche wirkliche Breccienformation besteht zum allergrössten Teile aus mehr oder weniger denudierten Vulkanbergen der quartären Zeit. Teils sind es grössere Einzelberge, wie z. B. das 1183 m

<sup>1)</sup> Auf einigermaßen moränenähnliche Verwerfungsbreccien kann man jedoch stoßen.

hohe Bláfell auf dem Hochlande im Norden von Geysir, teils kleinere Kegelgruppen, wie besonders schön auf der Melrakkasljetta.

Auf der geologischen Karte Thoroddsens werden über weite Gebiete des inneren Islands durch gelbe Farbe „diluviale und alluviale Ablagerungen des Hochlandes“ bezeichnet. Ich habe in diesen Gebieten auf meiner Kartenskizze zumeist glaziale Basaltformation angegeben, und zwar auf Grund von Beobachtungen und Erwägungen, welche in der Folge mitgeteilt werden sollen.

Ich habe drei Durchquerungen Islands gemacht, auf verschiedenen Wegen, außerdem noch Exkursionen in Randgebieten von Lang-Jökull und Hof-Jökull; ferner weite Aussichten von gegen das Innere vorgerückten hohen Bergen gehabt. Man findet nun, daß über weite Strecken des von mir blau angelegten Inneren, Basalt zutage tritt; ich sehe dabei von postglazialen Lavaströmen ab. Weite Strecken der flachwelligen Hochebenen gibt es aber auch, wo die Oberfläche von Moränen und deren Aufbereitungs-Produkten bedeckt ist. Ich vermute hierunter auch die Basaltformation, nicht nur weil die unverhüllten und die mit Moräne u. s. w. verhüllten Basaltgebiete ineinander übergehen, sondern auch aus folgendem Grunde: wo die Breccienformation nachweisbar den Berggrund ausmacht, bildet dieselbe niemals ausgedehnte flachwellige Ebenen, sondern entweder bedeutende Einzelberge oder hügeliges Gelände. Die Annahme aber, daß in den betreffenden Gegenden nicht die lignitführende, sondern die moränenführende Basaltformation vorliegt, stützt sich auf mehrere Gründe, worunter der wichtigste natürlich der ist, daß es in einigen gegen das Innere weit gerückten Aufschlüssen gelang, Moränen und Konglomerate unter eisgeschliffenem Basalt nachzuweisen. Hier sind auch einige diesbezügliche Beobachtungen des zu früh verstorbenen Walther v. Knebel aus der Nähe des Lang-Jökull zu erwähnen, indem er hier, was er Gletscherlauf-Sedimente genannt hat, unter eisgeschliffenem Basalt beobachtete<sup>1)</sup>.

Der große Basaltbau Islands läßt sich also zergliedern in eine lignitführende und in eine moränenführende (tillitführende) Abteilung. Erstere wollen wir einfach die tertiäre Basaltformation nennen, die letztere aber als die quartäre oder pleistocäne Basaltformation bezeichnen, wobei wir vorläufig von der Möglichkeit absehen, daß die ältesten nachgewiesenen Moränen miocän sein könnten.

Die nächste Aufgabe wäre dann (neben der genaueren Erforschung der Grenzen) die weitere Zergliederung dieser Hauptabteilungen, wobei

---

<sup>1)</sup> W. v. Knebel, Der Nachweis verschiedener Eiszeiten in den Hochflächen des Inneren Inlands. Centralblatt f. Mineralogie u. s. w. Stuttgart 1905.

wir besonders der Gliederung der über 600 m mächtigen quartären Basaltformation, die gewissermaßen eine reichhaltige, durch Lavaströme gut versiegelte Urkundensammlung aus dem so interessanten Eiszeitalter ausmacht, unsere Aufmerksamkeit zuwenden. Doch nur ganz kurz kann diese Frage hier behandelt werden. Schon aus dem morphologischen Gesichtspunkte ergibt sich, daß die Lavaströme des Eiszeitalters in Island in mehrere, sehr verschiedenaltige Abteilungen zerfallen. Die ältesten Basalte, welche von Moränen unterlagert werden, nehmen, wie früher schon angedeutet, an dem Aufbau eines von Verwerfungen betroffenen und tief erodierten Hochlands teil; die jüngsten eisgeschliffenen Basaltströme liegen in den durch Senkungen und Erosion entstandenen Tälern und Tieflanden. Die morphologische Betrachtung macht es wahrscheinlich, daß diese jüngsten eisgeschliffenen Basalte von den postglazialen rezenten Lavaströmen durch einen weit kürzeren Zeitraum geschieden sind als von jenen moränenführenden Plateaubasalten, und selbst wenn man von den allerältesten moränenführenden Basalten absieht. Es gibt nämlich sowohl ältere als jüngere moränenführende Plateaubasalte; die ersteren treten z. B. westlich des Bárðar-Tals auf, die letzteren, welche durch wenige tiefe und nicht so verästelte Täler gekennzeichnet sind, z. B. östlich desselben Tals. Wie viele Abteilungen der quartären Basaltformation es gibt, ist eine Frage, auf die hier nicht eingegangen und die übrigens zurzeit nicht mit irgend einer Annäherung an Genauigkeit beantwortet werden kann. Aber es möge hier doch betont werden, daß diese intermoränischen Basalte auf wiederholte Schwankungen des isländischen Klimas im Eiszeitalter schliefsen lassen. Sowohl gröfsere als kleinere Schwankungen scheint es gegeben zu haben; die quartären Basalte sind wohl als teils interglazial, teils interstadial aufzufassen. Aus dem Umstande, daß die Unterlagen der rezenten kleinen Inlandeise Islands wenigstens teilweise aus quartären Basalten aufgebaut sind, läfst sich, immer unter der Voraussetzung, daß die Basalte nicht unter einer Eiskecke entstanden, der Schlufs ziehen, daß es in der Quartärperiode Zeiten gab, wo die Gletscher Islands weit kleiner als die jetzigen waren.

Übrigens wird die Annahme von grofsen quartären Klimaschwankungen in Island keineswegs ausschliefslich auf das Vorkommen von intermoränischen Basaltfolgen gestützt. Andere Beobachtungen führen zu demselben Ergebnis. So konnten auf dem inneren Hochlande, nur halb so weit vom Gletscherrand des Hof-Jökull wie vom Meer entfernt, Flusablagerungen unter Moräne (Tillit) und eisgeschliffenem Basalt nachgewiesen werden, und als Liegendes dieser Flusablagerungen trat wieder Tillit auf. Es scheint sicher, daß vor wie nach der Ablagerung

des betreffenden intermoränischen Konglomerats die Vereisung Islands über die Küsten hinaus ging. Näher der Küste wurden schon an zahlreichen Stellen fluviatile, lakustre und selbst marine Einschaltungen der moränenführenden Basaltformation gefunden. In der Basaltformation der östlichen Melrakka-Halbinsel wurde 1907 unter Moräne, Konglomerat und 300–400 m Basalt eine Lignitbank beobachtet, die noch der quartären Basaltformation eingeschaltet zu sein scheint; ein Vorkommen von diluvialer Braunkohle also. Doch bedarf es weiterer Untersuchungen, ehe man sich über diesen letzten Punkt mit Zuversicht äußern kann. Im südwestlichen Island endlich wurde, bei sehr klaren Lagerungsverhältnissen, ein submoränischer Tonstein beobachtet (Abbild. 94), dessen Molluskenfauna wirklich interglazial zu sein scheint, während ein etwa präglaziales Alter des Tonsteins ausgeschlossen ist. Ich hoffe auf diesen Gegenstand bei einer anderen Gelegenheit genauer eingehen zu können<sup>1)</sup>.

Zeigt die moränenführende Basaltformation einerseits große Schwankungen des Klimas an, so andererseits auch eine Periodizität der vulkanischen Wirksamkeit. Die vulkanische Wirksamkeit in Island dauerte nicht ununterbrochen von dem Miocän bis zum heutigen Tage fort. Es gab ausgesprochene Ruhepausen, und namentlich scheint das Pliocän eine solche gewesen zu sein, wenn es auch, nach Beobachtungen aus dem Sommer von 1907 zu urteilen, auch pliocäne Basalte gibt. Aber mit dem Pleistocän fängt die vulkanische Wirksamkeit wieder gewaltig an, und ohne das Einsetzen dieser wäre vielleicht Island in mehrere, etwa den Faröern ähnliche Inselgruppen aufgelöst worden. Und von Interesse ist es zu bemerken, daß die postglaziale und rezente Vulkanwirksamkeit an die pleistocäne Basaltformation gebunden ist. Die postglaziale Vulkanwirksamkeit erscheint mithin als eine Fortsetzung der pleistocänen, nicht der miocänen Eruptionstätigkeit. Für die ältesten Teile der moränenführenden Basaltformation ist mir keine einzige Ausbruchsstelle bekannt. Die wunderbaren durchgeschnittenen Vulkanschlote zu beiden Seiten des Skaga-Fjords (Ketubjörg, Thórdarhöfði) gehören nicht der ältesten Abteilung der genannten Basaltformation an; ebensowenig die merkwürdigen schildförmigen Lavavulkane, wie z. B. Eiriks-Jökull, Ok und andere. Kein einziger dieser eisgeschliffenen Schildvulkane ist präglazial, wie teils direkt aus den stratigraphischen Verhältnissen hervorgeht, teils durch den Umstand wahrscheinlich wird, daß, wie erwähnt, die tiefsten Täler Islands erst

<sup>1)</sup> Vortrag in der Deutschen Geologischen Gesellschaft am 6. Mai 1908: „Marines Interglazial in Südwest-Island“.

nach Ablagerung der ältesten bekannten Moränen entstanden, während die Schildvulkane weniger zerschnitten sind, als dem Forscher wünschbar erscheinen möchte. Sehr interessante Fragen knüpfen sich an diese landschaftlich so prachtvollen, wahrscheinlich interglazialen Schildvulkane, auf welche namentlich Thoroddsen zuerst die Aufmerksamkeit lenkte, und über die W. v. Knebel in anregender Weise schrieb. Den jüngeren und jüngsten Teilen des isländischen Quartärs endlich gehören die Breccienberge, die Vulkanruinen, deren Gestein einer sozusagen mehr sprätigen Form der vulkanischen Wirksamkeit entstammt. Einige Beobachtungen sprechen dafür, daß letztere Form der vulkanischen Wirksamkeit namentlich in Randgebieten der Vergletscherungen statt hatte, während die Schildvulkane auf eisfreiem Gelände durch ruhiges Hervorquellen von Lava aufgebaut worden sein dürften. Der Mangel an Breccienbergen in den älteren Teilen der tillitführenden Basaltformation dürfte vielleicht mit dem gewaltigen Erosionsvermögen der Gletscher bei verhältnismäßig geringer Widerstandskraft der Breccien in Zusammenhang zu bringen sein.

### 3. Morphologie.

Im vorhergehenden wurde der morphologischen Verhältnisse Islands hin und wieder im Vorübergehen gedacht. Es soll nunmehr eine mehr zusammenhängende Darstellung einiger Hauptzüge der isländischen Morphologie versucht werden. Wie der geologische Aufbau aus Basaltdecken erraten läßt, ist Island hauptsächlich ein Tafelland. Doch ist die Einförmigkeit der Landschaft nicht so groß, wie man vielleicht erwarten möchte. Die vulkanischen Decken sind nicht mehr ungestört, sondern vielfach zerbrochen und verworfen. Gefällswinkel von  $8-10^\circ$  und noch mehr kommen selbst in der quartären Basaltformation vor, wobei ich nicht das ursprüngliche Gefälle von Lavaströmen in Gedanken habe. Vielleicht ist es richtig, daß die Basalte überwiegend nach dem Inneren zu fallen, aber es gibt bedeutende und zahlreiche Ausnahmen von dieser Regel. Zuweilen macht die Basaltformation, wenn man größere Gegenden überblicken kann, gewissermaßen den Eindruck eines eingestürzten Höhlendaches, wie z. B. sehr schön in der Gegend des Skaga-Fjords. Aber auch auf andere Weise wird die Einförmigkeit des Tafellandes gebrochen; so durch Gebirgszüge und Einzelberge, welche teils mehr die ausgearbeiteten Formen, teils mehr die Formen des Aufbaues, die eingelagerten Formen, zeigen. Unter den ersteren verdienen genannt zu werden die eigentümlichen, steilen, aus intrusiven, zuerst 1905 erkannten Doleritporphyrit-Stöcken ausgearbeiteten Berge, wie z. B. Vaðalfjöll nördlich des Breiða-Fjords.

Das genannte Gestein zeigt die glazialen Rundhöcker in viel schönerer Form als der gewöhnliche Deckenbasalt. Als wahre Hörner und Spitzen treten sehr oft die sowohl in der pleistozänen wie in der tertiären Basaltformation intrusiven Liparite auf. Ihre zugespitzte Form scheinen diese Berge in der Regel vornehmlich erlangt zu haben, als sie nach dem Maximum der letzten Vergletscherung Islands als Nunataks aus dem Eise emporragten. Von außerordentlicher Bedeutung für die Fazettierung — um, wie öfters in dieser Darstellung, einen Ausdruck aus Pencks Morphologie der Erdoberfläche anzuwenden — der isländischen Landschaft waren überhaupt die Gletscher der schwindenden letzten Vereisung und, wie ich glaube, namentlich während der Vorstöße, von denen der Rückzug — wie es aus Beobachtungen der letzten Jahre hervorgeht — unterbrochen wurde. So waren z. B. solche umströmende oder umlagernde Gletscher an der Umgestaltung der, wie früher erwähnt, in späteren Abschnitten des Eiszeitalters entstandenen Breccienvulkane besonders wirksam, wie, um ein Beispiel zu nennen, an dem bekannten Berge Thríhyrningur (das Dreihorn) schön zu sehen ist. Aus dem rundlinigen, mit einem tiefen Krater versehenen Kegelsberge, wurde namentlich durch die unterschneidenden Gletscher ein steiler kantiger, mehrspitziger Berg geschaffen, wo von den durch vulkanische Aufschüttung entstandenen Formen überhaupt nichts mehr zu sehen ist.

Dafs der unterschneidenden Wirkung der Meeresbrandung bei dem Aufbau des isländischen Gebirges an der Gestaltung der Küsten und des Küstenabfalls eine ganz besonders grofse Rolle zufallen mußte, braucht nur angedeutet zu werden.

Selbst die Deckenbasalte sind in gewissen Gegenden zu Reihen von ziemlich spitzen Bergen ausgearbeitet worden, namentlich in den äußeren Teilen der Halbinseln Nord- und Ost-Islands. Diese Spitzen scheinen durch die Aneinanderreihung von Karén entstanden zu sein. Hierbei soll bemerkt werden, dafs die äußersten Kare die ältesten zu sein scheinen; man kann sehen, wie die Kare landeinwärts in früher eisüberflutetes Plateau eingesenkt sind, und zwischen den kleineren und jüngeren Karen bestehen noch Plateaustrecken. Die Erosion ist nicht zur Herstellung von Spitzen und Kämmen gelangt. Ich kann nicht darauf eingehen zu schildern, wie durch die postglaziale Erosion Schluchten in die glazial geformten Täler und anderwärts eingerissen wurden, oder wie namentlich die Täler Nord- und Ost-Islands durch wohlentwickelte Felsterrassen, welche mutmaßlich im Zusammenhang mit der glazialen Erosion stehen, geprägt werden. Ein die Täler betreffendes Problem soll jedoch gestreift werden. Man trifft nicht leicht



irgend ein bedeutendes isländisches Tal, dessen Wände nicht Störungen aufzuzeigen hätten. Ich bin nach und nach zu der Auffassung gelangt, daß diese Störungen in vielen Fällen nicht etwa Veranlassung zur Bildung des Tales gegeben haben, sondern umgekehrt, daß die Störungen eine Art Nachbröckeln (oder vielleicht richtiger Nachsacken) der Talwände sind, und ich denke hierbei nicht nur an die Fälle, wo durch Unterschneidung seitens der Gletscher Bergstürze verursacht wurden, wie es oft der Fall war.

Unter den eingelagerten Formen seien nur eben erwähnt die Lavaströme, die Schlackenkegel und die Schildberge, welche, wie z. B. der Eiríks-Jökull, zu den größten Zierden der isländischen Landschaft gehören. Mit ihren weithinaus leuchtenden, majestätisch gewölbten Firndächern können sie Vorstellungen erwecken von den Palästen der Götter, wie solche in unserer alten Mythologie beschrieben wurden.

Ferner will ich nennen die glazialen Anhäufungen, die Moränen. Diese spielen in der isländischen Landschaft eine geringere Rolle, als man erwartet zu haben scheint. Zwar gibt es an den rezenten Gletschern prachtvolle Endmoränen (Abbild. 95) und vor den Mündungen einiger größerer Täler gibt es auch bedeutende glaziale Anhäufungen; aber in den weiten, öden Flächen des Inneren Islands scheinen Moränenwälle, von der unmittelbaren Nähe der Gletscher also abgesehen, eine große Seltenheit zu sein; und ein bedeutender Moränenzug, der vor kurzem oberhalb der Gegend Biskups-Tungur aufgefunden wurde, steht ziemlich einzig da. Übrigens muß man bedenken, daß der größte Teil der isländischen Glazial-Ablagerungen in der Landschaft nicht zum Ausdruck kommt oder nur insofern er an dem Aufbau der pleistocänen (tillitführenden) Basaltformation teilnimmt.

Die fluvioglazialen Sande sollen nur noch genannt werden. Es gibt in Island auch fossile oder subfossile Sande, deren Studium den Vergleich der fluvioglazialen Ablagerungen Europas mit denjenigen Islands erleichtern möchte. Die wichtigsten rezenten isländischen Sandgebiete sind auf der dänischen Generalstabskarte sehr schön dargestellt worden.

Was mir an der Morphologie Islands von ganz besonderem Interesse zu sein scheint, ist die nachweisbare Jugendlichkeit des Formenschatzes. Es muß von großer Wichtigkeit sein für Untersuchungen über die Beteiligung der Gletscher an der Erdsulptur, wenn man sich vergewissern kann, daß der bearbeitete Gebirgsblock selbst, erst nachdem Gletscher da waren, entstanden ist. Da braucht man sich nicht zu plagen mit der Frage, was an dem vorliegenden Formenschatz noch präglazial ist, was erst im Eiszeitalter hinzugekommen. In Island nun



Abbild. 95. Randmoräne am Arnarfells-Jökull (Hofs-Jökull).



Abbild. 96. Blick von der Hochebene auf einen Fjord Ost-Islands  
(Mjóifjörður).

Nach einer Photographie des stud. jur. K. Ellefsen, Kristiania.



ist man in der Lage, sich vergewissern zu können, daß die ganze Gestaltung des Landes, Küstenverlauf und Oberflächenformen, alles erst im Eiszeitalter entstanden ist (unter der Voraussetzung, daß die ältesten Moränen nicht miocän sind). Betrachten wir die größte Niederung Islands, das hauptsächlich durch Bruch und Senkungen entstandene südliche Tiefland. Die Bruchwände sind überall aus der moränenführenden Basaltformation aufgebaut, und zwar ist dieses wichtigste Tiefland der Insel nicht einmal früh im Eiszeitalter entstanden oder wenigstens nicht in seinen oberen Teilen; die pleistocäne Basaltformation existierte schon in bedeutender Mächtigkeit, als es gebildet wurde. Alle die höchsten Berge Islands sind erst im Eiszeitalter entstanden, das Land scheint also im Pliocän viel einförmiger gewesen zu sein. Einige der größten Täler, wie z. B. das Fnjóska-Tal und das Bárðar-Tal, sind von Anfang an in Schichten der moränenführenden Basaltformation eingegraben worden. Für die Gegenden, wo nur die tertiäre Basaltformation auftritt, können wir das Alter der Formen der Landschaft nicht auf die Weise bestimmen, wie es in den früher kurz genannten Beispielen möglich ist; aber wir können nicht gut annehmen, daß ein Tal im tertiären Basaltgebiet hauptsächlich in der Tertiärzeit entstand und in der Quartärzeit nur etwas ausgetieft und umgeändert wurde, wenn für andere quartäre Basaltgebiete nachgewiesen werden kann, daß ähnliche oder selbst größere Täler gänzlich in der Quartärzeit entstanden sind. Sehr lehrreich ist es, zwei Täler, wie das Skorra-Tal und das Fljóts-Tal, in dieser Hinsicht zu betrachten; in beiden Fällen wird ein großer Teil des Talbodens von einem Zungenbecken eingenommen, und diese Zungenbecken bergen Seen, welche zu den größten Islands gehören. Was das Skorra-Tal betrifft, kann nachgewiesen werden, daß nicht nur das Zungenbecken, sondern das Tal in seiner ganzen Tiefe im Eiszeitalter ausgehöhlt wurde, indem die Talwände teilweise aus geneigten Basaltdecken mit eingeschalteten, bis 20 m mächtigen, ausgezeichneten Moränen aufgebaut sind. Im anderen Falle tritt nur tertiärer Basalt in den Talwänden auf; dafür aber, daß das Tal schon im Tertiär ausgegraben wurde, haben wir keinen Beweis und finden die Wahrscheinlichkeit groß, daß das Fljótsdal wenigstens nicht älter ist als das Skorra-Tal.

Auch für die großen Züge der Küstengestaltung läßt es sich teilweise direkt nachweisen, daß sie erst nach Ablagerung der ältesten Moränen entstanden sind. Die Küsten des Hval-Fjords — eines der schönsten und am meisten typischen Fjorde Islands — werden teilweise in mehrerer hundert Meter Mächtigkeit aus der moränenführenden Basaltformation aufgebaut; ja die große Faxa-Bucht selbst scheint erst

im Eiszeitalter entstanden zu sein. An ihrem südöstlichen Teil ist die moränenführende Basaltformation von Verwerfungen, deren Sprunghöhe über 600 m beträgt, betroffen worden, und die diese Bucht begrenzenden Halbinseln werden im Fall der nördlichen teilweise, in dem der südlichen ganz aus der quartären (und postglazialen) Basaltformation aufgebaut. Etwas Ähnliches könnte man wenigstens für die südlicheren Teile der anderen großen Bucht West-Islands erhärten. In Nordost-Island sehen wir, daß sich eine ganze Reihe von Buchten in die quartäre Basaltformation einschneidet. Eine Ausnahme bildet doch vielleicht die Westseite der Skjálfandi-Bucht; ob hier den oberen Teilen der Basaltformation Glazialbildungen eingeschaltet sind, ist eine Frage, zu deren Beantwortung es weiterer Untersuchungen bedarf.

Thoroddsen hat mit Recht den Unterschied zwischen den durch Senkung oder vorwiegend durch Senkung entstandenen Buchten und den durch Erosion oder vorwiegend durch Erosion entstandenen Fjorden hervorgehoben<sup>1)</sup>. Es ist nun eine bemerkenswerte Tatsache, daß die Buchten vornehmlich in dem Gebiete der quartären Basaltformation auftreten, die Fjorde dagegen besonders in der tertiären Basaltformation, wenn es auch, wie früher angedeutet wurde, Ausnahmen gibt. Ganz besonders schlagend ist der Unterschied zwischen dem Fjordgebiet Ost-Islands (Abbild. 96) und dem weiter nördlich belegenen Buchtengebiet.

Nach allen Richtungen von den Küsten Islands hinaus streckt sich bekanntlich auf weite Entfernungen ein submarines Plateau, der Schelf, ein submarines Island. Vieles scheint mir dafür zu sprechen, daß dieser Schelf erst in der Quartärzeit entstand, und verschiedenartige Betrachtungen führen hier alle zu demselben Ergebnis. Im Laufe der Quartärzeit wurde, wie erwähnt, die Oberfläche Islands selbst in den wichtigsten Zügen geschaffen, und die Küstenerosion, welche jetzt an den Felsküsten Islands mit so großem Erfolge nagt, muß, sollte man meinen, in diesem langen Zeitraume Bedeutendes geleistet haben. Wir sehen denn auch, daß auf lange Strecken steile Wände der quartären Basaltformation vom Meere bespült werden oder doch während eines etwas höheren Meeresstandes bespült wurden. Ferner: in mehreren hundert Meter Mächtigkeit tritt an einer Stelle der isländischen Küste das Pliocän auf. Höchst unwahrscheinlich ist es, daß die pliocäne Senkung, die größte, die noch für Island nachgewiesen werden konnte, auf einen verhältnismäßig kleinen Teil der Küste beschränkt war. Wie

---

<sup>1)</sup> Th. Thoroddsen, *Islandske Fjorde og Bugter*. Dansk geograph. Tidsskr. 16. Bd. Köbenhavn 1901.

erklärt man aber das Fehlen der Pliocänformation in anderen Küstenstrecken Islands? Durch (ausschließlich) glaziale Erosion gewiß nicht. Eher durch die Annahme, daß schon seit dem Pliocän große Teile der isländischen Küstengebiete der Meeresbrandung zum Opfer fielen. Nur wo eine pliocäne Bucht sich ausnehmend weit in das Land hineinstreckte, wurde ein Teil der Pliocänformation erhalten.

Hiermit sei diese kurze Schilderung des geologischen Aufbaues und der Morphologie Islands beendet. Die gemachten Untersuchungen zeigen, daß Island, nicht am wenigsten was eiszeitliche Fragen betrifft, ein vielversprechendes Arbeitsfeld ist. Eine genaue topographische Aufnahme Islands ist in den letzten Jahren seitens des Dänischen Generalstabes in Angriff genommen worden. Schon sind einige ausgezeichnete schöne Kartenblätter veröffentlicht worden. Möchte eine entsprechend genaue geologische und morphologische Untersuchung der großen atlantischen Insel nicht allzu lange auf sich warten lassen!

## Die Oberflächenformen des Dinarischen Gebirges.\*

Von Prof. Dr. Alfred Grund in Berlin.

Wenn von den Oberflächenformen des Dinarischen Gebirges die Rede ist, denkt man unwillkürlich sofort an die Karstphänomene. Diese Vorstellung scheint innig verknüpft zu sein mit unserem Gebirge. Hat ja in unserem Gebirge der Name Karst seinen Ursprungsort und wurde hier zum *terminus technicus* geprägt; auch heute noch nennt man unser Gebiet vielfach „Karstländer“. Der letztere Name weicht gegenwärtig, und zwar mit Recht, der anderen Bezeichnung als „Dinarisches Gebirge“, obwohl auch diese gerade nicht als sehr glücklich zu nennen, aber doch der uns heute farblos klingenden Bezeichnung Karstländer vorzuziehen ist, wo man sich gewöhnt hat, als Karstland jedes Land mit Karstphänomenen zu bezeichnen, läge es auch in Australien.

Der Name Dinarisches Gebirge wird für die Gesamtheit der Gebirgsländer angewandt, die sich vom Südrand der Ostalpen ablösen und die Westseite der Balkan-Halbinsel durchziehen. Sie schieben sich trennend zwischen das Adriatische Meer und die Pannonischen Beckenlandschaften. Das Südostende dieses Gebirges kennen wir noch nicht genau. Jahrelang war man gewohnt, mit Suefs<sup>1)</sup> die albanesisch-griechischen Gebirge als die direkte Fortsetzung des Dinarischen Gebirges aufzufassen.

Cvijić gelangte bei seinen Arbeiten in Albanien und Mazedonien zur Vorstellung einer großen Scharung<sup>2)</sup>, die sich im Gebiet des albanesischen Drin vollziehen soll; er kam dadurch zu einer Begrenzung des Dinarischen Gebirges, wonach dessen Südostgrenze zwischen den Nordalbanesischen Alpen (Prokletja) und der Schar Planina liegen solle.

---

\*) Vortrag, gehalten in der Fach-Sitzung vom 23. März 1908.

1) Antlitz der Erde.

2) Cvijić, Die dinarisch-albanische Scharung. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss. CX 1.

Seither haben zwei österreichisch-ungarische Geologen, Baron Nopcsa<sup>1)</sup> und Vettors<sup>2)</sup>, in Nord-Albanien geforscht, und beide sind zu dem Ergebnis gekommen, daß die von Cvijić behauptete Scharung nicht in dem großen Maße, wie Cvijić annahm, vorhanden sei, sondern daß sich das dinarische Streichen durch die nordalbanesischen Alpen nach Südosten fortsetze. Nur eine kleine Scharung ist nach Vettors in der Umgebung von Skutari vorhanden. Wir sind hier in dem unbekanntesten Teile Europas, und die Frage über die Südost-Begrenzung des Dinarischen Gebirges wird wohl noch längere Zeit offen bleiben, ebenso wie die Frage, welcher Zusammenhang zwischen dem epirotischen Küstengebirge und den aberranten Falten des Zentral-Appenin besteht, die im Monte Gargano gegen das Adriatische Meer auslaufen. Ich möchte von diesen Fragen der Südostbegrenzung des Dinarischen Gebirges hier absehen und mich bei meiner Besprechung der Oberflächenformen desselben nur auf jene Teile beschränken, die kartographisch gut erforscht sind; dies sind nur die österreichisch-ungarischen Küstenländer samt dem Okkupationsgebiet. Bereits in Serbien und Montenegro wird die Kartendarstellung in den Einzelheiten unzuverlässig.

Wenn ich von den Oberflächenformen dieses Gebietes spreche, so möchte ich die Erfahrungen der letzten Jahre mitteilen, die ich auf wiederholten mehrmonatlichen Reisen sammeln konnte, und zwar auf Reisen, welche mich nach und nach einen sehr großen Teil des Dinarischen Gebirges kennen lernen ließen.

Diese Erfahrungen brachten mich zu dem Ergebnis, daß zu einer Erklärung der Oberflächenformen unseres Gebirges das Karstphänomen keineswegs ausreicht, daß dieses nicht imstande ist, die Verteilung von Hoch und Nieder in den großen Zügen zu erklären, daß vielmehr dem Karstphänomen ein relativ geringer Anteil an den großen Zügen des Oberflächenbaues unseres Gebirges zukommt. Das Karstphänomen äußert sich hauptsächlich in den Kleinformen. Zu diesem Ergebnis war zum ersten Male Penck gekommen, als er seine Eindrücke wiedergab, die er bei einer Exkursion des Geographischen Instituts der Universität Wien nach Bosnien, der Hercegovina und Dalmatien 1899 gewonnen hatte, wobei er neue Anschauungen über die morphologische Entwicklung des Dinarischen Gebirges vertrat<sup>3)</sup>. Von Wien aus

<sup>1)</sup> Zur Geologie von Nord-Albanien. Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanst. Wien 1905.

<sup>2)</sup> Geologie des nördlichen Albaniens. Denkschr. d. Wiener Akad. d. Wissensch. LXXX.

<sup>3)</sup> Geomorpholog. Studien aus der Herzegowina. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1900, Bd. XXXI.



war es mir leicht, die Fortführung der morphologischen Erforschung des Dinarischen Gebirges zu übernehmen. Ich habe hierbei mein Hauptarbeitsfeld in das Okkupationsgebiet verlegt, aber meine Erfahrungen bestätigt gefunden durch die gleichzeitige Arbeit meines Freundes und Kollegen Krebs, der als Hauptarbeitsfeld sich Istrien erwählt hatte<sup>1)</sup>. Unsere Ergebnisse bestätigen grösstenteils die Aufstellungen Pencks. Ich hoffe noch in diesem Jahr eine grössere Arbeit hierüber veröffentlichen zu können<sup>2)</sup>.

Vor allem müssen wir uns vor Augen halten, dafs für das Dinarische Gebirge der Name Karstländer sich schon deshalb nicht eignet, weil fast die Hälfte unseres Gebirges keine Karstphänomene aufweist, weil hier kalkfreie oder kalkärmere Gesteine auftreten. Dies gilt vor allem für die Nordostseite und für die zentralen Teile unseres Gebirges.

Im grossen und ganzen kann man das Gebirge nach seinem Aufbau in drei Zonen zerlegen, denen auch verschiedene morphologische Bedeutung zukommt. Die mittlere der drei Zonen will ich als die Mittelzone des Dinarischen Gebirges bezeichnen. Sie wird auf der Nordostseite von der Glna bei Karlstadt ab von der sogenannten Bosnischen Flyschzone begleitet, die Südwestseite will ich als das Adriatische Stufenland benennen.

Die Mittelzone besteht aus Aufbrüchen paläozoischer Gesteine; es sind meist Schiefer und Sandsteine, seltener unreine Kalke, auf welche sich Gesteine der Trias, des Jura und der Kreide auflagern. Im Gegensatz zu den paläozoischen Schichten herrschen bei den mesozoischen Ablagerungen Kalke und Dolomite vor, jedoch treten die Gesteine der Kreide zurück gegenüber denen der Trias und des Jura, und die Kalke der Trias und des Jura sind stets ziemlich durch fremde Beimengungen verunreinigt; auch innerhalb der Schichtfolge wechseln häufig kalkarme und dolomitische Schichten mit den Kalken.

Das Verhältnis der Kreideschichten zu den älteren Gesteinen ist häufig transgredierend, aber nicht überall; so folgen z. B. im nordwestlichen Krain nach Kossmat Jura und Kreide konkordant übereinander, in Mittel- und Süd-Dalmatien greift dagegen die Kreide nach Stache und Bukowski über ältere Gesteine. Ebenso ist dies nach Katzer im östlichen Bosnien der Fall. Sehr häufig zeigt die Kreide innerhalb der Mittelzone Seichtwasser- oder Strandfazies. Es ist wahrscheinlich, dafs wir im südöstlichen Teil des Dinarischen Gebirges schon vor der Kreidezeit und während derselben eine Faltung und Hebung des mitt-

<sup>1)</sup> Die Halbinsel Istrien. Pencks Geogr. Abhandl. IX, 2.

<sup>2)</sup> Beiträge zur Morphologie des Dinarischen Gebirges. Ebendort IX, 3

leren Teile des Gebirges zu verzeichnen haben, welche einzelne Partien des Gebirges über den Meeresspiegel emporsteigen ließen. Dann nahm die Mittelzone an der zweiten alttertiären Faltung, der Hauptfaltung unseres Gebirges, teil.

Diese Hauptfaltung gliederte auch die südwestliche Zone des adriatischen Stufenlandes an die Mittelzone an. In der Zone des Stufenlandes herrschen Kalke vor, und zwar reine Kalke der Kreide und des Eocäns, weshalb sie vorzugsweise die Träger des Karstphänomens sind. Das Obereocän und Oligocän ist dagegen in Flysch- oder Konglomeratfazies entwickelt.

Die Sedimentation des Meeres erlitt am Ende der Kreidezeit eine kurze Unterbrechung, indem große Teile des heutigen Stufenlandes trocken gelegt wurden und Süßwasserbildungen und Breccien zur Ablagerung kamen; dann aber sank die Stufenzone wieder unter das Meer, und in diesem lagerten sich die Kalke des Mitteleocäns ab. Im Laufe des Obereocäns und des Oligocäns trat dann die Hauptfaltung ein. Vor allem hob sich die Mittelzone und wurde landfest. Auch im Gebiet des Stufenlandes trat submarine Faltung ein, die obereocänen Ablagerungen liegen in der Stufenzone vielfach übergreifend auf älteren Schichten. Sie verraten die Landnähe, bestehen aus Mergeln, Sandsteinen und Konglomeraten, und man kann noch heute die ungefähre Verbreitung des obereocänen Meeres aus Strandkonglomeraten erkennen, die von Flüssen ins Meer geschüttet wurden.

Ich habe diese Zone von Strandkonglomeraten, die man bisher nur aus Nord-Dalmatien kannte und als Promina-Konglomerate bezeichnete, durch West-Bosnien und die Hercegovina verfolgen können. Ihre Verbreitung reicht, mehrfach unterbrochen, von der Cermanjamündung über Knin, Sinj, Županjac und Nevesinje bis Cernica bei Gacko heran. Diese Linie ist nicht nur eine geologische Scheidelinie, weil sie die Verbreitung obereocäner Ablagerungen begrenzt, die man erst jenseits des Gebirges in der Flyschzone wieder antrifft, sondern sie ist auch eine morphologische Grenzlinie zwischen dem Hochgebirge der Mittelzone und dem Berg- und Hügelland des Stufenlandes. Die Mittelzone erhebt sich längs dieser Linie fast stets in hoher Stufe über das niedrige Land des Stufenlandes. So ist diese alte Scheidelinie noch heute morphologisch wirksam.

Im nordwestlichen Teil des Dinarischen Gebirges fehlt diese Konglomeratzone; aber auch hier geht die Verbreitung des marinen Obereocäns nicht über eine Linie hinaus, die von Görz über Wippach, Adelsberg und Buccari bei Fiume bis Novi verläuft und die auch hier von dem hohen Abfall des Hochkarstes begleitet wird. Dieser Abfall

setzt sich im Velebit bis nach Nord-Dalmatien fort, während das vorliegende Stufenland im Raum zwischen Istrien und Nord-Dalmatien in der istrischen und norddalmatinischen Inselwelt zersplittert ist.

Die Bosnische Flyschzone ist jüngerer Entstehung. Konnten wir zwischen Mittelzone und adriatischem Stufenland eine scharfe Grenze ziehen, so ist dies zwischen Mittelzone und Flyschzone nicht möglich, der Übergang vollzieht sich meist allmählich. Dies kommt daher, weil die Gesteine der Flyschzone über die der Mittelzone transgredieren. Ist die Kreide und das Mitteleocän im Stufenland in der unteren Hälfte aus Kalk aufgebaut, so hat hier die Sedimentation bereits seit dem Lias bis ins Alttertiär vorherrschend mit Mergeln und Sandsteinen eingesetzt. Die Flyschgesteine der Kreide und des Alttertiärs ummantelten die Klippen der schon durch die vorcretacische Faltung aufgerichteten älteren Gesteine der Trias und des Jura, in welchen letzteren besonders Gabbro, Diabas, Serpentine und Tuffite eine hervorragende Rolle spielen. Das Ganze wurde später wieder gefaltet, und an dieser Faltung nahmen auch noch die Miocänschichten teil bis zur pontischen Stufe. Die Erkenntnis dieses verwickelten Entwicklungsganges ist hauptsächlich das Verdienst der Arbeiten Kittls<sup>1)</sup> und Katzers<sup>2)</sup>. So stellt die bosnische Flyschzone jedenfalls den jüngsten Bestandteil unseres Gebirges dar, der erst durch diese letzte postmiocäne Faltung sein definitives Aussehen erhalten hat. Für die Oberflächengestaltung der Mittelzone und besonders des Stufenlandes dagegen nahm man bisher an, daß diese beiden ihr definitives Aussehen durch die oligocäne Faltung erhalten hätten. Meine Erfahrungen haben mir jedoch gezeigt, daß die Formengebung dieser zwei Zonen sehr verwickelter und zumeist jüngerer Entstehung ist.

Wenn ich zuerst die Formengebung der Flyschzone zu besprechen beginne, so hat diese trotz ihrer geologischen Jugend morphologisch bereits ein sehr reifes Aussehen. Zumeist bilden die harten Serpentin-, Gabbro- und Diabasgebiete sowie Kalkklippen die Höhen der Berge, während zwischen ihnen die weichen Sandsteine und Mergel zu einem niedrigen Bergland abgetragen sind, noch niedrigere Hügelländer bilden die weichen Miocänschichten. In dieser Auswahl der harten Gesteine gibt sich die Reife der Landschaft kund.

Runde, reichertalte Mittelgebirgsformen, reife Flußkurven sind bezeichnend für die Flyschzone. Bezeichnend für die späte Angliederung derselben an das Gebirge ist der Umstand, daß sie nicht wasser-

<sup>1)</sup> Geologie von Sarajevo. Jahrb. d. K. K. Geolog. Reichsanstalt. 1904.

<sup>2)</sup> Geolog. Führer durch Bosnien und die Hercegovina.

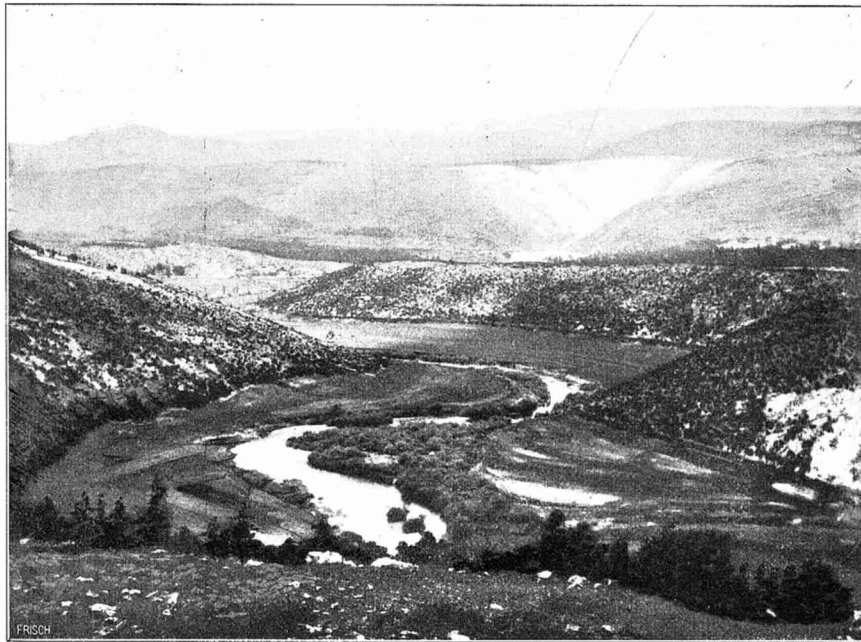


Abbild. 97. Jankovo Brdo (1779) an der bosnisch-dalmatinischen Grenze.  
Nackter Karst, Rücken- und Bergformen auf der Oberfläche eines Karstplateaus.

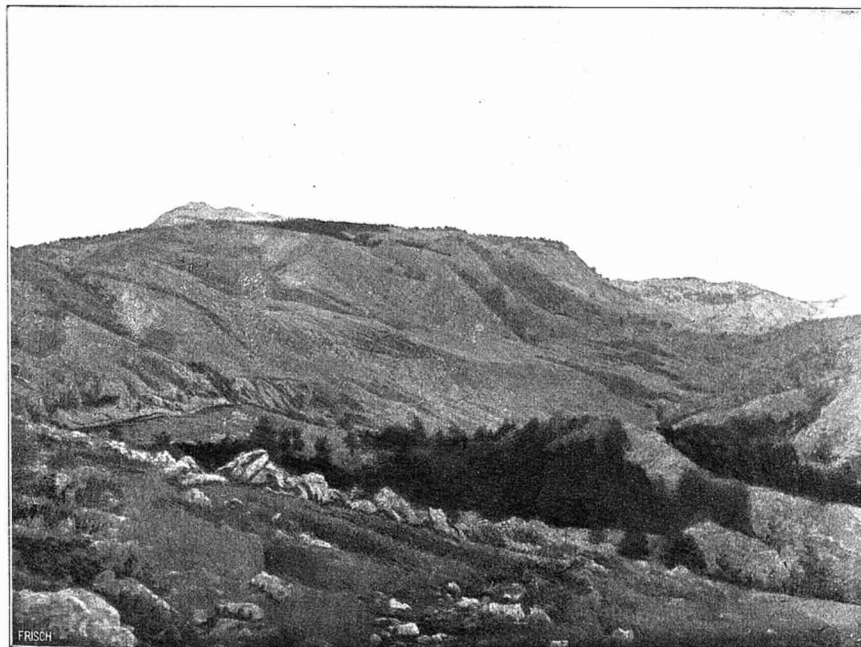


Abbild. 98. Trockental Dugi Dol nördlich von Glamoč (West-Bosnien).  
Bedeckter Karst mit geschlossener Vegetationsdecke.





Abbild. 99. Stufenlandschaft von Sirokibrieg bei Mostar (Hercegovina).  
Im Vordergrund Terrassen der Listica.



Abbild. 100. Stufe der Baba Planina bei Gacko (Hercegovina).  
Den Fuß der Stufe begleitet eine Quellzone, die an einen fast ganz überschobenen  
Eocänzug anknüpft.



scheidend ist, sondern daß sie von den Flüssen des Dinarischen Gebirges Glina, Una, Sana, Vrbas, Bosna und Drina gequert wird. Die Flusstäler durch die Flyschzone sind aufgepfropfte Unterläufe an schon vorhandene Oberläufe, die sich ihren Weg durch die sich auffaltende Flyschzone bahnten.

Den Ausgang der Täler in die Save-Ebene ist in der Regel durch breite Trichtermündungen, die in die Tertiärschichten eingeschnitten sind, bezeichnet; am großartigsten ist dieser Mündungstrichter am Vrbas entwickelt. Man könnte sich leicht verleitet fühlen, in diesen Trichtermündungen den Beweis einer jungen Senkung des Gebirges zu erblicken, wenn sie sich nicht scharf an die weichen Miocänschichten hielten, während an den Stellen, wo Gabbro und Serpentine durchbrochen werden, sich sofort Engen einstellen. Von der Save gesehen, bietet das Dinarische Gebirge jedenfalls einen sehr unbedeutenden Anblick. In undeutlichem, kaum 100 m hohem Fuß erhebt sich über die Save-Ebene eine breite Vorzone miocänen Hügellandes, die sich vor die Flyschhöhen schaltet, die nur in ihren höchsten Teilen 1200 m Höhe überschreiten.

Wesentlich anders sieht die Südwestseite der Flyschzone aus. Hier vollzieht sich längs einer Linie die von Banjaluka im Vrbanja-Tal aufwärts läuft und von Vareš nach Vlasenica verläuft, der Übergang aus dem Bergland der Flyschzone in die Kalkplateaus der Mittelzone. Einzelne Kalkhorste mit dolinenbesetzten Plateauflächen tauchen zwischen dem zertalten Flyschbergland auf, oder der Flysch geht in unreine Mergelkalke und reinere Kalke über, welche steilere Formen mit geringerer Taldichte besitzen. Es ist der Typus des zertalten Karstlandes, das den Übergang bezeichnet. Die vielfache Bedeckung der Kalkhorste mit Flysch förderte die Talbildung auch im Kalk. Es ist eine mitteleuropäische Landschaftsform, die große Ähnlichkeit mit den Formen der nördlichen Kalkzone der Ostalpen besitzt.

Wenn wir uns nunmehr der Besprechung der großen Züge der andern zwei Zonen zuwenden, so hat Richter zuerst auf die regionalen und zonalen Verschiedenheiten des Karstphänomens im Dinarischen Gebirge aufmerksam gemacht<sup>1)</sup>, daß das Karstphänomen sich immer typischer entwickelt, je mehr man nach Südwesten gegen die Adria geht. In einem breiten Streifen herrscht längs des Meeres, und zwar das ganze Stufenland und in der Regel auch noch den Südwestrand der Mittelzone umfassend, der nackte Karst (Abbild. 97). Charakteristisch

<sup>1)</sup> Beiträge zur Landeskunde Bosniens u. d. Herzegowina. Wissenschaftl. Mitt. aus Bosnien u. d. Herzegowina, X.



ist für ihn das Auftreten der Terrarossa, des roten Karstlehms, und zumeist die geringe Bedeckung des anstehenden Felses mit der Terrarossa. Zumeist findet sich dieselbe nur in den Dolinen, während zwischen diesen der anstehende bleiche und graue Fels, von Karren zerfressen, an die Oberfläche kommt.

Eine Abart des nackten Karstes ist der Scherbenkarst, wo das Gestein keine Verwitterungskrume bildet, sondern in lauter Gesteinstrümmer zerfällt, die den Boden bedecken.

In der Mittelzone geht dieser nackte Karst allmählich über in den bedeckten Karst (Abbild. 98), bei welchem die Karstoberfläche bedeckt ist von einer oft mächtigen Verwitterungsdecke, in welche einzelne Dolinen eingesenkt sind, aber auch Talfurchen auftreten, die freilich meist trocken liegen. Diese Verwitterungsdecke ist nicht mehr rot, sondern ein gelblichbrauner bis braunschwarzer Lehm. Es wäre interessant, ihn chemisch zu untersuchen. Er knüpft sich zumeist an Triaskalk, während die Terrarossa für den Kreidekalk, der Scherbenkarst für Eocänkalk bezeichnend ist. Der Unterschied zwischen nacktem und bedecktem Karst ist zumeist auch ein Höhen- und ein Klima-Unterschied.

Das oben genannte zertalte Karstland ist die Übergangsform zwischen der Tallandschaft, der Flyschzone und der Plateaulandschaft des bedeckten Karstes. Bezeichnend für diese ist die Steigerung des Karstphänomens, indem das Talnetz sehr weitmaschig, die Taldichte sehr gering wird, daß zu den Dolinen, welche die Plateaus einnehmen, an deren Rande starke Flußquellen hinzukommen, aus denen der Niederschlag der Karstplateaus wieder an die Oberfläche kommt. Aber das Auftauchen und Verschwinden von Flüssen ist hier noch nicht so die Regel, wie in der südwestlichen Hälfte der Mittelzone. Die von den paläozoischen Aufbrüchen kommenden Flüsse durchbrechen die Kalkplateaus offenen Laufes in der Richtung gegen die Save. Südwestlich der Aufbruchzone ist dies selten der Fall. Blinde Täler, Ponore, welche die Flüsse verschlucken, sind hier die Regel. Die paläozoischen Aufbrüche der Mittelzone werden zumeist beiderseits von Karstplateaus begrenzt. So werden die paläozoisch-triadischen Aufbrüche, die in Krain zwischen dem Südfuß der Julischen Alpen und der Gegend von Auersperg auftreten, im Osten vom Plateau des Dürren Krain, im Westen vom Krainer Hochkarste begleitet. In Karst-Kroatien ändert sich dies insofern, als hier keine Karstplateaus auftreten, sondern Kalkketten in Begleitung von zwei paläozoisch-triadischen Aufbrüchen. Eine dieser Aufbruchzonen verläuft von den Kulpa-Quellen bis in die östliche Lika. Sie wird von den Ketten der Großen und Kleinen Kapela und Plješevica begleitet.

Im Gefolge des anderen Aufbruches entwickeln sich die Ketten des Velebit.

Die bosnische Mittelzone besitzt wieder den Typus der krainischen Entwicklung mit Karstplateaus, welche die Aufbrüche flankieren. Der paläozoische Aufbruch der Majdanska Planina setzt sich fort im großen Aufbruch des bosnischen Erzgebirges. Indem das Gebirge nach Südosten an Breite gewinnt, vervielfacht sich im östlichen Bosnien die Zahl der Aufbrüche in zwei Parallelaufbrüche, die von Foča und Sebnica. Diese bosnische Aufbruchszone wird auf ihrer Nordostseite von den Karstplateaus der Vlasić und Romanja Planina begleitet, auf der Südwestseite von dem großen westbosnischen Karstplateau, das sich nach Südosten ins hercegovinische und bosnische Hochgebirge fortsetzt.

Betrachtet man das Verhältnis der paläozoischen Aufbrüche zu den Kalkplateaus, so stellen die ersteren fast stets die Vertiefungen dar. Mit steilen Wänden fallen die plumpen unzertalten Plateaus gegen ein tieferes reichzertaltes Bergland zu ihren Füßen ab. Das letztere ist der paläozoische Aufbruch, und auch die untere Trias ist stets noch zertaltes Bergland. Vielfach herrscht aber auch allmählicher Übergang von der Plateau- in die Tallandschaft. Man erkennt deutlich, daß die Erosion sehr viel aus den Aufbrüchen herausgeschafft hat, daß die undurchlässigen Gesteine viel weniger widerstandsfähig sind als der Kalk der Karstplateaus; aber man erkennt auch aus den Stellen allmählichen Übergangs, daß wahrscheinlich der Aufbruch ursprünglich mit den Karstplateaus eine Fläche gebildet hat. Dies ist besonders in Krain am Übergang ins Plateau des Dürren Krain gut erkennbar, und ebenso gilt dies vom bosnischen Erzgebirge, wo widerstandsfähigere Kalke auftreten und deshalb die Gipfelhöhe des Aufbruchs dasselbe Gipfelniveau besitzt wie die Karstplateaus. Auch der Aufbruch von Foča hat besonders auf seiner Südseite solche Stellen allmählichen Übergangs. Die Oberfläche der Karstplateaus zeigt nun nirgends einen Zusammenhang mit dem Faltenbau des Gebirges und seinen Bruchlinien (Abbild. 101). Speziell in Krain hat die geologische Aufnahme durch Kossmat im Grenzgebiet zwischen Alpen und Karst ein sehr verwickeltes Sprungnetz von Verwerfungen nachgewiesen, die sich aber im Oberflächenbau nur dort verraten, wo undurchlässige und durchlässige Gesteine durch die Verwerfung aneinander grenzen, indem dann ein Karstplateau gegen ein zertaltes Bergland grenzt, wie dies z. B. an der Nordostseite des Birnbaumer Waldes oder bei Loitsch der Fall ist. Von der großen Laibacher Überschiebung verrät uns die Oberfläche z. B. gar nichts. Unter diesen Umständen erscheint es doppelt merkwürdig, wenn im Bereich des adriatischen Stufenlandes ein stufenweises

Absinken gegen das Meer hin eintritt und sich überall nachweisen läßt, daß diese Stufen Aufschiebungs- oder Überschiebungsstufen sind (Abbild. 100).

Man hat bisher angenommen, daß dieser Stufenbau des Landes gleichzeitig mit der alttertiären Hauptfaltung entstanden ist. Dann war es doppelt merkwürdig, daß hier tektonische Elemente noch bestimmend auf den Oberflächenbau sein sollten, die in der Mittelzone gänzlich verwischt worden waren, obwohl dort das Sprungnetz aus der Zeit der alttertiären Hauptfaltung stammt.

Die morphologische Erforschung hat nun gezeigt, daß der Stufenbau jünger ist als diese Hauptfaltung. Vor allem muß man mit dem Nachweis solcher Stufen vorsichtig sein. Im nordwestlichen Teil unseres Gebirges galt es seit jeher als ein schöner Stufenbau, wie unterhalb des Abfalls des Hochkarstes jenseits der Flyschmulden der Wippach und Reka, die Plateaus des Triestiner Karstes und Čičenbodens liegen und wie diese zu der Flyschmulde von Triest abfallen, jenseits deren die istrische Platte den letzten Staffel der großen Treppe darstellt. Krebs hat nun gezeigt, daß dieser Stufenbau nicht überall vorhanden ist. Dies gilt vor allem für den westlichen Čičenboden. Dieser, die Flyschmulde von Triest und die istrische Platte, liegen in einer großen Verebnungsfläche, welche über das gefaltete und aufgerichtete Gestein hinüberzieht und die Schichtköpfe abschneidet. Der südöstliche Čičenboden bildet dagegen wirklich eine Stufe, an welcher die Verebnungsfläche der istrischen Platte abschneidet. In Istrien liegen die Stufenstaffeln an der Grenze der Kreide- und Eocän-Plateaus gegen die Flyschmulden des Obereocäns. In der Hercegovina fand ich sie dagegen ziemlich unabhängig vom Bau des Gebirges. In großartigem Stufenbau ist hier zwischen Imotski und der montenegrinischen Grenze bei Bilek und Cernica das Land in große Stufen aufgelöst, die emporführen zum hercegovinischen Hochgebirge (Abbild. 99 und 100). Ebenso, wenn auch weniger gut entwickelt, ist dieser Stufenbau in Nord-Dalmatien vorhanden, ganz fehlt er im Gebiet der istrischen und norddalmatinischen Inseln.

In der Hercegovina ist es mir gelungen nachzuweisen, daß diese Stufen jünger sind als die alttertiäre Faltung. Quer durch die Stufenlandschaft der Hercegovina zieht sich nämlich eine alte Verebnungsfläche der Narenta, deren alte Uferländer zu finden mir gelang. Der Fluß kam in einer breiten Trichtermündung aus der Mittelzone und hatte die Falten der alttertiären Faltungsperiode im Bereiche des Stufenlandes abgeschnitten. Die Abtragung war aber noch nicht so weit gediehen, daß eine allgemeine Einebnung eingetreten wäre, vielmehr er-

hielt sich neben der Verebnungsfläche ein flach hügeliges und bergiges Land. Quer durch die Verebnungsfläche und ihr Ufergelände verlaufen nun die Stufen, so daß sich die Sprunghöhe zumeist ganz genau feststellen liefs. In der östlichen Hercegovina liefs sich feststellen, daß die alttertiäre Hauptfaltung nur einen flachen Faltenwurf mit stehenden Falten bewirkt hatte, welcher eingeebnet wurde, worauf ein späterer Störungsprozess die Stufenbildung und in ihrem Gefolge die Überkipfung der Schichten an den Aufschiebungsstufen bewirkte.

Indem ich nun die Verebnungsfläche der Narenta bis in das hercegovinische Hochgebirge hinein verfolgte, ergab sich, daß sie stufenweise emporsteigt, bis sie im hercegovinischen Hochgebirge ihre größte Höhe erreicht. Das Gebirge hat hier spät nach der alttertiären Hauptfaltung und nach einer Einebnungsphase eine Emporzerrung der zentralen Teile, ein Absinken der südwestlichen Randzone und zugleich eine seitliche Zusammenstauung erfahren. Geht man nun gegen das Meer, so kommt man an der Narenta-Mündung in ein Gebiet, wo die Einebnung aufhört und wo die Oberfläche den Faltenwurf verrät: das ist das Narenta-Küstengebirge. Es hat jugendliche Oberflächenformen, die Faltung vertritt hier die Stufenlandschaft, nach Daneš ist hier eine junge Neufaltung eingetreten<sup>1)</sup>). Ebenso ist längs der Küste zwischen Spalato und Almissa ein regelmäfsig gefaltetes Faltengebirge mit jungen Formen vorhanden, wie die Aufnahmen v. Kerners dartun, die Mosor Planina. Gegen diese Falten grenzt im Nordosten eine wüste Karstebenenheit, Ljut genannt; sie ist ein Werk der Cetina. Von der Höhe derselben stürzt die Cetina im Gubavica-Wasserfall hinab in die weichen Eocängesteine der Mosor Planina. Aber neben dem tief eingeschnittenen Unterlauf der Cetina zieht sich die Ebenheit fort bis Almissa, erst dort endet sie vor der letzten Antiklinale, dem Bergzug der Poljica. Der Cetina-Wasserfall, der nicht etwa durch Kalktuff hervorgerufen ist, wie die meisten anderen Wasserfälle des Dinarischen Gebirges, spricht dafür, daß die Auffaltung der Poljica-Antiklinale und die Hebung der Verebnungsfläche sehr jung sein mufs. Von hier aus ist der Wasserfall zurückgewandert. Die Mosor Planina geht in ihrem Südostende in die Biokovo Planina über. Die steilen Felswände, mit denen diese gegen den Küsten-Eocänzug von Makarska abstürzt, sprechen für das Vorhandensein einer jungen Aufschiebungsstirn, wie diese auch zwischen Spalato und Trau von Kerner nachgewiesen wurde. In Nord-Dalmatien begleitet eine grofse Verebnungsfläche die Kerka. Sie ist anscheinend nur wenig von späteren Störungen

<sup>1)</sup> La Région de la Narenta inférieure. La Géographie XIII.

ergriffen worden. Sehr schön ist der linke Uferrand dieser Karstebene entwickelt. Der Monte Promina bei Drnis ist das schönste Beispiel eines Mosors, eines stehen gebliebenen Uferberges der Verebnungsfläche. Andere sehr wohlentwickelte Verebnungsflächen begleiten den Nordostfuß der Kapela und Plješevica von der Una bis zur Kulpa. Dort wo sie sich auf die Schichten des paläozoischen Aufbruches der Majdanska Planina erstrecken, sind sie nur mehr in den Talriedeln zwischen den Tälern erhalten. Auch sie scheinen nicht gestört zu sein; hier in Nord-Dalmatien und Karst-Kroatien scheinen sich die jungen Störungen hauptsächlich in der Velebit-Überschiebung, auf deren Vorhandensein Waagen aufmerksam gemacht hat<sup>1)</sup>, konzentriert zu haben.

Von der istrischen Verebnungsfläche war bereits die Rede.

Die Verebnungsflächen zeigen im Dinarischen Gebirge einen innigen Zusammenhang mit den Flüssen (Abbild. 104). Sie entstammen einem Zeitpunkt, wo die Flüsse lange Zeit im höheren Niveau hin und her pendelten und so breite Verebnungsflächen schufen, zwischen welchen aber große Flächen als Berg- und Hügelländer der Lateral-Erosion entgingen. Man kann aus diesen Verebnungsflächen im Dinarischen Gebirge eine Zeit sehr kräftiger fluviatiler Wirkungen erkennen. Alte Talreste, freilich oft gewaltig verwischt durch den Verkarstungsprozess, ziehen sich von den Verebnungsflächen ausgehend auch in die Uferlandschaft der Verebnungsflächen hinein.

Nummehr kann man sich auch die Oberflächenverhältnisse der Karstplateaus der Mittelzone erklären. Auch diese bestehen, wie das Stufenland, aus Bergkuppen und Bergzügen, die den Plateaus aufgesetzt sind (Abbild. 97) und welche die Fortsetzung der Berg- und Hügelländer darstellen, die im Stufenland abseits der Verebnungsflächen auftreten. Die Tiefenlinien zwischen diesen Bergzügen bezeichnen das frühere Erosionsniveau, als die Mittelzone mit dem Stufenland eine einheitliche Landoberfläche bildete. Vor dem Zeitpunkt der Stufenbildung und Hebung der Mittelzone war somit das Dinarische Gebirge bereits zu sehr reifen Oberflächenformen abgetragen. Dann aber wurde durch junge posthume Störungen diese reife Landoberfläche zerstückelt, die Mittelzone gehoben, es entstand das Stufenland und an den Küsten der Adria kam es zu Neufaltungen oder heftigen Überschiebungen. Junge tektonische Formen kamen so zu den reifen alten Formen. Das wir die reifen Oberflächenformen der alten Landober-

---

<sup>1)</sup> Die Virgation der istrischen Falten. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wissensch. CXV, 1.

fläche heute noch so deutlich erkennen können, verdanken wir der konservierenden Wirkung des Karstprozesses. Gerade am Rand der Karstebene von Sluin in Kroatien gegen die triadisch-paläozoischen Schichten der Majdanska Planina sieht man dies am besten. Im Karst zersplittert sich die Wirkung der Denudation auf viele Dolinen; im undurchlässigen Gestein konzentriert sie sich in den Tälern, nur die Talriedel verraten hier noch die alte Ebenheit (Abbild. 104).

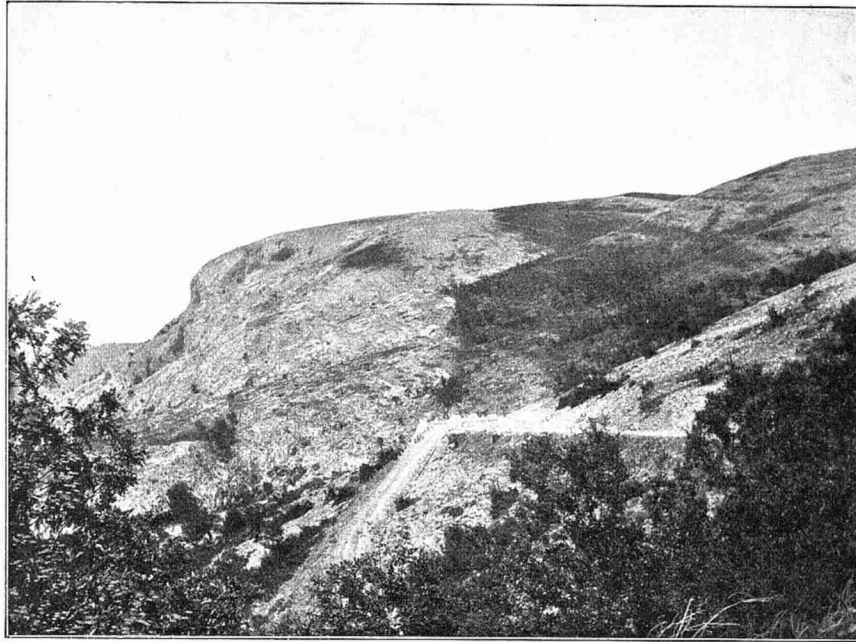
Für die zeitliche Einreihung der Verebnungsphase fehlen zumeist vorläufig noch Anhaltspunkte. Sie ist jünger als die alttertiäre Faltung aber auch jünger als die oligo-miocänen Binnensee-Ablagerungen, die im Dinarischen Gebirge auftreten, deren genaues Alter anzugeben freilich auch schwer ist. Im nördlichen Bosnien sind diese Binnensee-Ablagerungen älter als das marine Miocän des pannonischen Beckens. Diese limnischen Ablagerungen sind noch von der Verebnung ergriffen worden. In der bosnischen Flyschzone fehlen die Verebnungsflächen, sie müssen also älter sein als die postmiocäne Faltung der Flyschzone. Man kann daher die Zeit der großen Abtragung und Einebnung ungefähr ins Miocän stellen.

Es erhebt sich nun die Frage nach dem Alter der jungen posthumer Störungen. In den meisten Teilen des Gebirges läßt sich nur der Nachweis erbringen, daß die posthumer Faltungen und Stufenbildungen jünger sind als die Einebnung und das Binnentertiär, das wahrscheinlich ins oberste Oligocän und unterste Miocän zu setzen ist. Bei Sinj in Dalmatien, bei Mostar, Dolnji Unac, Prozor und an vielen anderen Punkten ist es durch Brüche und leichte Faltung gestört, bei Livno ist es von einer Aufschiebungsstufe überschoben. Man darf mit einiger Wahrscheinlichkeit vermuten, daß die posthume Faltung und Stufenbildung ungefähr gleichzeitig mit der Faltung der bosnischen Flyschzone am Ende des Miocäns einsetzte, daß sie pliocänen Alters ist, aber in den verschiedenen Teilen des Gebirges verschieden lang andauerte. Das zeigt besonders ein Vergleich zwischen der Cetina und der Narenta. Letztere hat trotz der intensiven Stufenbildung eine reife Gefällskurve, die erstere mit ihrem Wasserfall noch ganz jugendliche Gefällsverhältnisse. Die Störungen am Außenrande der Mosor Planina müssen hier viel jünger sein als die Treppe von Mostar. Tatsächlich ist die Cetina-Ebenheit an der Mündung bei Almissa 216 m hoch, während die Narenta-Ebenheit bei Počitelj ziemlich weit oberhalb der Mündung nur 86 m hoch ist. Die Hebung muß an der Cetina-Mündung viel länger angedauert haben, während an der Narenta-Mündung die rezente Senkung früher einsetzte als an der Cetina.

Zu demselben Ergebnis, daß die posthumer Störungen verschieden

alt sind, bin ich auch bei der Untersuchung der Karstpoljen gekommen. Auch diese verraten durch die verschiedene Reife ihrer Formen ihr verschiedenes Alter. In ihrem heutigen Aussehen sind sie alle jünger als das Binnentertiär. Soweit sie durch Einbruch entstanden sind, dürfte dieser gleichfalls in die Zeit der posthumer Störungen fallen. Aber auch hier ist diese Zeit der Poljenbildung auf einen längeren Zeitraum verteilt, so daß die Poljen verschieden weit in ihrer morphologischen Entwicklung gediehen sind. Während z. B. die großen Karstpoljen West-Bosniens, die von Livno, Glamoč und Duvno das Mostarsko Blato u. a. (Abbild. 102 und 103) ältere Formen aufweisen, indem die Poljen-Umrandung durch die Seeausfüllung zu runden, glatten Ausgleichsformen umgestaltet wurde, wie dies besonders gut im Südeinde der Poljen von Livno und Glamoč zu sehen ist, sind die zwei hercegovinischen Karstpoljen von Fatnica und das Dabarpolje sehr jung (Abbild. 101). Ihr spitzwinkliger Umriss verrät noch deutlich ihre tektonische Entstehung, und auch die Gehänge sind viel steiler. Da stürzt z. B. der Bach von Trubar in einem Wasserfall in das Dabarpolje; so jung ist hier der Einbruch, daß der Bach seine Flußkurve noch kaum in den Poljenrand eingesenkt hat. Auch die Untersuchung der Poljenränder zeigte mir große Unterschiede: die älteren Poljeneinbrüche mit den reifen Formen besitzen Seeterrassen (Abbild. 103) und vielfach Abflußöffnungen, die jüngeren besitzen sie nicht; sie brachen erst zu einer Zeit ein, wo der Grundwasserspiegel bereits sehr tief lag. Das Polje von Fatnica ist eine Kombination beider Phasen; es hat oben Terrassen, und in dieser terrassierten Umrandung ist später der heutige Poljenboden noch tiefer abgesunken. Beide sind jünger wie die Stufenbildung; dagegen liefs sich beim älteren Typus, z. B. beim Mostarsko Blato, zeigen, daß es gleich alt mit der Stufenbildung ist. Mit ihrem Wasserfall stellen die beiden hercegovinischen Poljen den Cetina-Typus unter den Karstpoljen dar, das Mostarsko Blato und die drei großen westbosnischen Poljen den Narenta-Typus. So sehen wir, daß die Oberfläche des Dinarischen Gebirges in ihrem heutigen Zustande eine Kombination alter reifer Denudationsformen mit jungen tektonischen Elementen darstellt. Die umgestaltenden Prozesse dauern noch heute fort; an der Küste haben sie entgegengesetzte Tendenz bekommen, die Küste ist jetzt in historisch beglaubigter Senkung begriffen, das Gebirge verbiegt sich gegen das Meer, im Innern verraten die häufigen Erdbeben den Fortgang der tektonischen Prozesse. Das Gebirge ist noch im aktiven Zustand der Verbiegung und Zusammenstauung. Die südwestliche Randzone wird gestaut und gesenkt, die Mittelzone wird gehoben.

---



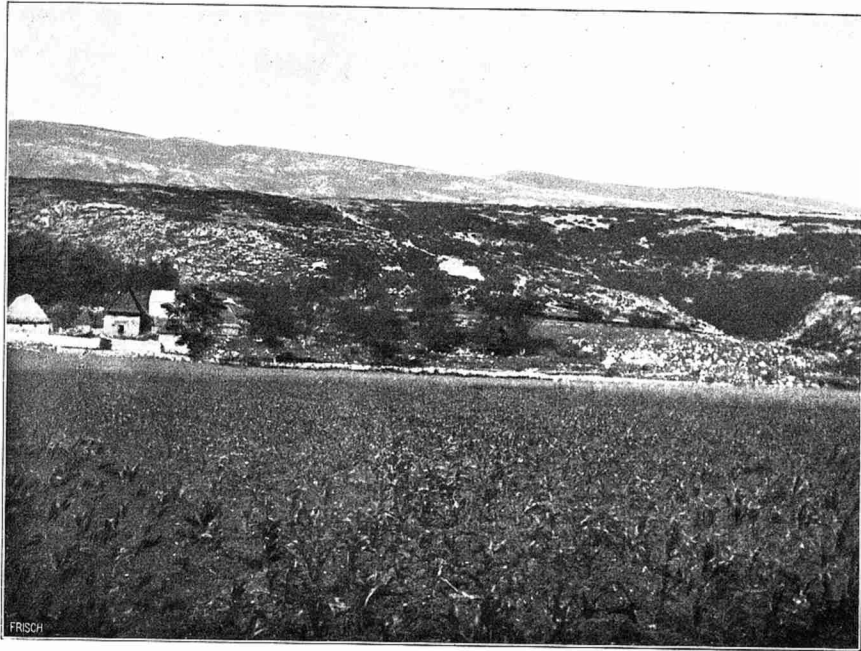
Abbild. 101. Nordgehänge des Dabarpoljes bei Stolac (Hercegovina). Junge Gehängeform des Poljes mit Wandbildung, hinter der Wand liegt der Wasserfall des Baches von Trubar. Quer durch das Bild läuft eine Bruchlinie, rechts obereocänes Konglomerat, links Kreidekalk. Unabhängigkeit der Oberfläche vom tektonischen Bau.



Abbild. 102. Südrand des Mostarsko Blato bei Mostar (Hercegovina). Ufermarken der Poljen-Inundation, das linke Gehänge ist mit limnischen Ablagerungen älterer höherer Seestände bedeckt. Reife Gehänge- und Uferformen des Poljes.

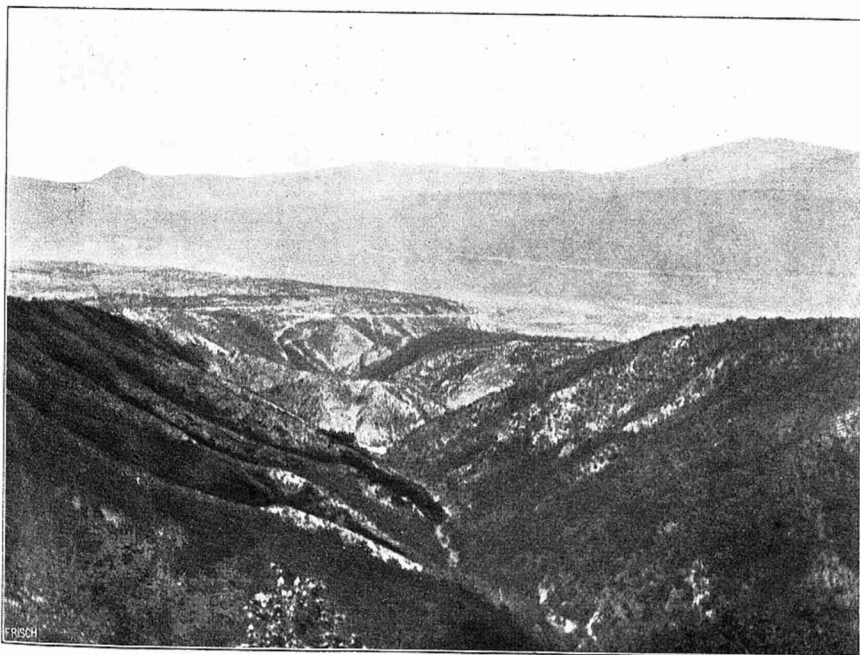






Abbild. 103. Terrassen des Poljes von Livno bei Radanovci  
(West-Bosnien).

Zuoberst gestörte Neogenterrasse, dahinter das reife Poljengehänge,  
darunter die 734 m- und 724 m-Terrasse.



Abbild. 104. Ebenheit des Unac bei Dolnji Unac (West-Bosnien).  
Links die Ebenheit im Kalk der Kamenica erhalten, in der Mitte die Ebenheit  
im Bereiche der Preodacer Schichten durch Erosion zerstört.



## Über die Bezeichnung der vulkanischen Kesseltäler und Schluchten.

Von Dr. C. Gagel in Berlin.

Ich habe mich in meinem Aufsatz über die Caldera von La Palma (diese Zeitschrift S. 168 ff.) für die Abschaffung des Namens Caldera ausgesprochen als einer allgemeinen Bezeichnung für vulkanische Kesseltäler, weil unter diesem Namen — besonders in letzter Zeit — Gebilde zusammengefaßt sind, die nicht nur ganz verschiedener Entstehung sind, sondern auch sehr verschiedene Formen haben. An sich ist die Übertragung eines Eigennamens als zusammenfassender Begriff auf Objekte ähnlicher Beschaffenheit schon bedenklich; in diesem Fall ist sie vor allem deshalb meines Erachtens unzweckmäßig, weil mit diesem Eigennamen schon von dem ersten wissenschaftlichen Bearbeiter L. v. Buch untrennbar die Vorstellung einer Genese verbunden ist, die sich nachher als falsch erwiesen hat. Ebenso, ja noch weit stärker, hat der zweite Forscher, der sich besonders für die allgemeine Einführung des Wortes Caldera ausgesprochen hat — Stübel —, damit die Vorstellung eines Einsturzgebildes verknüpft, sodaß jetzt das Wort Caldera als morphologische Bezeichnung fast unvermeidlich diese Ideen-Assoziationen von Einsturz-entstehung auslöst, die für **die** Caldera ganz sicher nicht zutrifft, für eine ganze Anzahl anderer als besonders typisch angesehener „Calderen“ ziemlich sicher oder höchst wahrscheinlich ebenfalls nicht zutrifft, während sie von der Hauptmasse der südamerikanischen „Calderen“ zum mindesten nicht bewiesen ist, da es immer noch nicht untersucht ist, inwiefern nicht etwa andere Faktoren (Eis?) an ihrer Ausbildung mitgewirkt haben, und andere „Calderen“, z. B. die „Caldera“ von Tejada, auch äußerlich gar keine Ähnlichkeit mit der Caldera von La Palma haben.

Herr Dr. Jaeger möchte, im wesentlichen aus Bequemlichkeitsrücksichten und weil das Wort schon eingebürgert ist, es als zusammenfassende rein morphologische Bezeichnung bestehen lassen und richtet seinen einzigen Gegengrund gegen meine beiläufige Bemerkung,

dafs die „Caldera“ von Madeira, der Curral, einfach als Krater bezeichnet werden soll. Herr Dr. Jaeger will die Genese bei dem Begriff „Caldera“ ganz ausschalten, was meines Erachtens aus den obenangeführten Gründen schon unmöglich ist; er kann es aber selbst nicht ganz, sondern muß bei seiner Caldera wenigstens auf die vulkanische Entstehung der Umrandung zurückgreifen, weil sonst z. B. die australischen Sandstein-Kesseltäler doch auch unter diese rein morphologische Bezeichnung zu subsummieren wären, die seine Behauptung widerlegen, dafs diese Bildungen der Kesseltäler, auch wo es reine Erosionsformen sind, mit der Natur des Vulkans zusammenhängen.

Die Streitfrage steht also so: will man aus reinen Bequemlichkeitsgründen an der zusammenfassenden Bezeichnung „Caldera“ festhalten, trotzdem sich damit unvermeidlich falsche bzw. unbewiesene Ideen-Assoziationen über die Entstehung verbinden und die äußere Form nicht einmal sicher festgelegt wird, oder will man eine unverbindliche Bezeichnung — etwa vulkanisches Kesseltal oder Zirkustal — wählen, die über die Entstehung des Forschungsobjekts garnichts aussagt, aber wenigstens die Form genau bezeichnet (die oben erwähnte „Caldera“ von Tejada ist gar kein Kessel)?

Dasselbe Bedenken wie gegen die Caldera habe ich gegen die Übertragung des Namens „Barranco“ auf die großen Schluchten, welche die vulkanischen Kesseltäler mit der Außenwelt in Verbindung setzen.

Im Spanischen — auf den Canaren — wird das Wort Barranco für die allerverschiedensten Täler angewendet, die gar keine morphologische Ähnlichkeit haben; vgl. den Gran Barranco, den Barranco de la Madera auf La Palma und den Barranco del Guinaguada auf Gran Canaria.

Ich habe meinen Zweifeln Ausdruck gegeben, ob die Erosion allein einen vollständig zureichenden Erklärungsgrund für die Entstehung des Gran Barranco bzw. aller an ihm zu beobachtenden morphologischen Besonderheiten abgibt. Die kleinen Barrancos im Außenmantel von La Palma sind reine Erosionsgebilde, aber ohne kesselförmigen Anfang und von ganz anderer äußerer Erscheinung als der Gran Barranco und die Barrancos auf Gran Canaria, die ebenfalls Erosionsformen — aber im miocänen Konglomerat — sind, also mit dem Vulkanismus garnichts zu tun haben; sie heißen aber nun einmal Barrancos, und den Namen kann man ihnen nicht nehmen!

Also auch hier soll ein Fremdwort, das schon in seiner Heimat für ganz verschiedenartige Dinge angewendet wird, zur Bezeichnung einer Form oder Formengruppe verwendet werden, in der meines Erachtens

ebenfalls reichlich heterogene Dinge zusammengefaßt werden, die auch nach Jaegers Absicht und Beschränkung schon keine äußere Ähnlichkeit mehr haben (z. B. der angeführte „Barranco“ des Kibo), abgesehen davon, daß auch bei vielen „Barrancos“ mehr oder minder deutlich die Vorstellung von der Entstehung als eine durch gewaltige Paroxysmen hervorgerufene Spalte mitspielt, was jeder mit der vulkanischen Literatur Vertraute bestätigen wird.

Was ist also mit der Anwendung dieses Fremdworts gewonnen? Ohne nähere Erläuterung kann sich kein Mensch jetzt eine Vorstellung davon machen, wie der betreffende „Barranco“, von dem die Rede ist, eigentlich aussieht und was er bedeutet. Das Wort ist also das genaue Gegenteil von einem wissenschaftlichen Begriff; alle solche Bezeichnungen haben doch nur einen Sinn, wenn sie große, fest bestimmte Ideen-Assoziationen mit einem Wort auslösen und lange Beschreibungen ersparen.

Herr Dr. Jaeger hat sich zur Bekräftigung seiner Ansicht auf Neumayrs Erdgeschichte berufen; ich bin der letzte, der Neumayrs große Verdienste verkennt, sie liegen aber doch wohl auf einem anderen Felde. Neumayr hat weder die Caldera von La Palma noch eine andere „Caldera“ gesehen, ist also auf diesem Gebiet reiner Kompilator und konnte also auch keine auf Anschauung beruhende eindringende Kritik an diesen Dingen üben; außerdem ist das Schlimmste, die Stübelsche „Caldera“-Theorie und besonders v. Knebels „Calderen“, erst nach Neumayr veröffentlicht.

---

### **Bemerkungen zu den Ausführungen von Dr. C. Gagel.**

Von Dr. Fritz Jaeger in Berlin.

In meinem Artikel auf S. 236—239 dieser Zeitschrift habe ich versucht, den in der Literatur verschieden angewandten Ausdrücken „Caldera“ und „Barranco“ eine bestimmte Bedeutung zu geben, indem ich vorschlug, sie ohne Rücksicht auf die Genese als reine Formbezeichnung zu gebrauchen. Aus obigen Darlegungen des Herrn Prof. Gagel ersehe ich aber, daß diese Begriffsbestimmung die Gefahr der Verwirrung in sich birgt, weil die Worte „Caldera“ und „Barranco“ trotz meiner Definition leicht mit bestimmten Vorstellungen über die Genese verknüpft werden könnten. Sie sind also als reine Formbezeichnungen nicht geeignet. In welche Schwierigkeiten man gerät, wenn man sie zur Benennung genetischer Typen anwenden wollte,

zeigen sowohl Prof. Gagels frühere Ausführungen (S. 184—186 dieser Zeitschrift), als auch mein obengenannter Artikel. So bleibt nichts übrig, als die Worte „Caldera“ und „Barranco“ als Gattungsbegriffe überhaupt zu verwerfen.

Der Ausdruck „vulkanisches Kesseltal“, den Prof. Gagel vorschlägt, ist eine treffende Formbezeichnung, an der keine genetischen Ideen-Assoziationen haften. Für den Ausgang eines vulkanischen Kesseltals, der oft als enge Schlucht, oft als breite Lücke den Kraterwall unterbricht, hat Uhlig eine Bezeichnung gefunden. Er nannte ihn (diese Zeitschrift 1904, S. 710) eine „Bresche“, ein Wort, das ohne Rücksicht auf die Genese anwendbar ist.

---