

# Ueber Bau und Entstehung der Ostalpen.

Von **Leopold Kober.**<sup>1)</sup>

Mit 7 Tafeln. (VIII(I)—XIV(VII)).

## I. Abgrenzung und Gliederung der Ostalpen.

Unter Ostalpen versteht man jenen Abschnitt der Alpiden,<sup>2)</sup> der sich von der Rheinlinie bis an die Donau erstreckt. Im Norden taucht das Molassevorland unter die von Süden anrückenden Ketten der Flyschzone. Im Süden ist die dinarische Narbe die Scheidelinie. Im Osten brechen die Ostalpen nord-südlich ab und versinken unter dem Jungtertiär. Im Westen bildet die Rheinlinie eine natürliche Grenze.

Den Niederungen im Norden und Osten entsteigen die W—O streichenden Ketten der Ostalpen, morphologisch von dem Vorlande und den Karpathen scharf getrennt. Nicht so ist es im Westen und im Süden. Die Rhein- und die dinarische Linie sind keine morphologischen Grenzen.

Am höchsten aufgetürmt sind die Westalpen. Ihnen folgen die Ostalpen, dann kommen die Karpathen. Das kommt daher, weil die Decken in dem westlichen Teile der Alpiden höher liegen als im östlichen Abschnitte.

Die Alpiden werden von einer Folge von Decken aufgebaut, deren Bewegung stets von innen nach außen, das ist von Süden gegen Norden gerichtet ist.

Es hat sich gezeigt, daß sich in den Alpiden drei Decken erster Ordnung unterscheiden lassen. Sie folgen in gleicher Aufeinanderfolge von außen gegen innen.

1. Die helvetisch-beskidischen Decken,
2. Die lepontinischen Decken.
3. Die ostalpinen Decken.

Die helvetisch-lepontinischen Decken sind die Bausteine der Westalpen. Sie könnten daher mit Recht im

---

<sup>1)</sup> Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl., Bd. LXXXVIII, Wien 1912 mit Literaturverzeichnis.

<sup>2)</sup> E. Sueß, Anlitz der Erde, Bd. III, II. Teil.

Sinne von Steinmann<sup>3)</sup> als eine Gruppe zusammengefaßt und als westalpine Decken dem Hauptbaustein der Ostalpen, den ostalpinen Decken, gegenübergestellt werden. In den Karpathen verleihen wieder die beskidischen Decken dem Gebirge einen ganz spezifischen Habitus und so erscheint es berechtigt, diese den anderen als die karpathischen Decken gegenüberzustellen.

Die Westalpen bestehen hauptsächlich aus den westalpinen, die Ostalpen aus den westalpinen und ostalpinen, die Karpathen aus den karpathischen und ostalpinen Decken.

In der primären Verschiedenheit dieser Decken liegt die Verschiedenheit des geologischen Baues der West- und Ostalpen und Karpathen.

Das tektonische Verhältnis der ostalpinen Decken gegenüber den westalpinen und karpathischen ist demnach maßgebend für die tektonischen Beziehungen der Ostalpen zu ihren Nachbarn.

Die ostalpinen Decken liegen über den westalpinen und karpathischen, demnach liegen die Ostalpen über den Westalpen und über den Karpathen.

Das tektonische Verhältnis zwischen Ost- und Westalpen ist so zu verstehen, daß an der Rheinlinie die Westalpen, das ist die westalpinen Decken unter die Ostalpen, das ist die ostalpinen Decken untertauchen. In einzelnen Fenstern kommen weiter östlich inmitten der Ostalpen die westalpinen Decken zutage, z. B. im Fenster der Tauern.

Im Semmeringfenster taucht am Ostende der Ostalpen andererseits die karpathische Decke unter die ostalpine Decke. Desgleichen übersetzen die beskidische und die pieninische Decke die Donau, treten westlich derselben in die Ostalpen ein und unterlagern hier als eigentliche karpathische Glieder am Außensaume die Ostalpen.

Wenn in den Ostalpen die ostalpinen Decken entfernt würden, so würden wir erkennen, wie die westalpinen Decken ungehindert den Rhein übersetzen und von hier weiter ostwärts fortziehen. Wir würden auch erkennen, wie sich auf diesem Wege der Uebergang vollzieht in die karpathischen Decken und wie diese in der Tat über die Donau hinüber fortziehen nach Mähren und Schlesien hinein.

---

<sup>3)</sup> G. Steinmann, Mitt. d. Wiener Geol. Ges. 1910, Bd. III.

In den Westalpen und Karpathen treten allgemein die ostalpinen Decken gegen Süden zurück. Zwischen dem Rhein aber und der Donau schieben sie sich weit gegen Norden vor. So ist die Rhein- und die Donaulinie eine wichtige Deckengrenze. Sie ist aber auch, wie wir sehen, die Grenze der Ostalpen gegen die Westalpen und Karpathen.

Jedes Deckengebirge zerfällt in drei Zonen. Es ist zu unterscheiden

1. das Vorland,
2. das Deckenland,
3. das Wurzelland.

Das Vorland der Ostalpen ist die Molassezone des Nordens und das böhmische Massiv.

Das Deckenland bildet der Ostalpenkörper selbst, zwischen Molasse und der dinarischen Narbe gelegen. Er gliedert sich in

- A. Die westalpin-karpathischen Decken.
  1. die helvetisch - beskidischen,
  2. die lepontinisch - hochtatriscen Decken.
- B. Die ostalpinen Decken.
  1. die unteren oder voralpinen Decken.
  2. die oberen oder hochalpinen Decken.

Das Wurzelland umfaßt den drei Decken entsprechend drei getrennte Zonen, von denen das Wurzelland der helvetischen und der lepontinischen Decke, das ist die Wurzel der westalpinen Decken, unter der ostalpinen begraben liegen. Die Wurzel dieser Decken selbst liegt im Süden an der Grenze gegen die Dinariden, zum Teil vielleicht auch unter den nachrückenden Dinariden.

## II. Das Vorland.

### Stratigraphie.

Dem einheitlichen Außensaume der Alpen steht das Vorland fremd gegenüber. Seine Zusammensetzung ist durch die außeralpine Fazies seiner Sedimente charakterisiert. Scharf tritt der Gegensatz zwischen dem variszischen Grundgebirge und der postvariszischen Decke zutage. Diese liegt immer transgressiv darüber und ist im östlichen Teile äußerst lückenhaft entwickelt.

Das Grundgebirge tritt längs der Donau zwischen Passau und Krems an der Donau heraus. Es ist das böhmische Massiv, das mit seinen südlichsten Ausläufern zum Teil noch über die Donau vordringt und den Dunkelsteinerwald bei St. Pölten bildet. Wie die grundlegenden Forschungen von F. E. Sueß<sup>4)</sup> zeigen, ist es selbst wieder aus zwei verschiedenen Zonen zusammengesetzt.

Eine Linie von Krems gegen Horn streichend trennt die moldanubische Zone des Westens von der moravischen Zone des Ostens. In der ersteren liegen zwischen Gneismassen die großen Granitbatholithen des südlichen Böhmens, in der zweiten dagegen liegen Schiefer und Gneise vom mehr alpinen Habitus. Die beiden Zonen stehen zueinander im Verhältnis von Decken und zwar taucht an der obigen Linie die moravische Zone unter die moldanubische.

Ueber diesem variszischen Deckengebirge, das für die Ostalpen ein starres Widerlager abgibt, liegt das postvariszische sedimentäre Deckgebirge. An der Donau tritt Rothliegendes hervor, bei Passau der Jura.

Ueber diesen verschwindend kleinen Vorkommnissen liegt die Molasse, eine verschieden breite Zone zwischen dem böhmischen Massiv und den Alpen bildend. Oligozän und Miozän setzen die Molasse zusammen.

Wenn wir die Molassezone am Außenrande der Alpen überblicken, so sehen wir, daß wir in bezug auf ihre Zusammensetzung wieder zwei Zonen zu unterscheiden vermögen, eine westliche vom Bodensee bis ungefähr an die Salzach reichend und eine östliche an der Donau.

Im bayrisch-tirolischen Abschnitte schließt sich die Molasse eng an die der Schweiz, im östlichen Abschnitte dagegen ist sie anders entwickelt und läßt gerade noch in den äußersten Ausläufern des Osten eine gewisse Aehnlichkeit mit der bayrischen Molasse erkennen.

Nach G ü m b e l<sup>5)</sup> gliedert sich die Molasse des westlichen Abschnittes von oben nach unten :

obere Süßwassermolasse	}	Miozän
obere Meeresmolasse		

<sup>4)</sup> Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl., Bd. XXXVIII, 1912.

<sup>5)</sup> Geologie von Bayern.

untere Süßwassermolasse }  
untere Meeresmolasse. } Oligozän.

Die untere Meeresmolasse gehört dem Mitteloligozän zu, bildet den tiefsten Teil und besteht aus Mergeln, Sandsteinen, Konglomeratbänken mit Granit und Gneisgeröllen und wird bis 600 m mächtig.

Die untere brackische Molasse mit *Cerithium margaritaceum* und *Cyrene semistriata* bilden eine bis 1000 m mächtige Folge von Sandsteinen, Tonen und Konglomeraten mit eingelagerten Kohlenflötzen. Es treten besonders die Cyrenenschichten und die Konglomerate hervor. Die letzteren finden sich häufig in einer mächtigen Zone dem Alpenrande vorgelagert. Es ist dies die Kalknagelfluh, die auch in den Schweizeralpen die Unterlage für die brandenden helvetischen Decken ist, z. B. am Speer am Waalensee.

Die obere Meeresmolasse bildet das älteste Glied des Miozän, dem folgt die obere Süßwassermolasse. Diese beiden Stufen liegen weiter nördlich der Alpen.

In der Umgebung von Wien sind im Tullnerbecken in letzter Zeit die Molassebildungen näher bekannt geworden. Nach O. Abel<sup>6)</sup> und D. Stur<sup>7)</sup> gehören sie ebenfalls dem Oligozän-Miozän an.

Jenseits der Donau liegt bei Stockerau der Waschberg. V. Kohn<sup>8)</sup> beschreibt von dort als Uebergangsbildungen des Eozän zum Oligozän am Außensaume des Flysches Mergel und Sandsteine, die gleichzustellen sind den Auspitzer Mergeln und Steinitzer Sandsteinen der subbeskidischen Decke in Mähren. Diese Auspitzer Mergel und Steinitzersandsteine gehen nun nach den Angaben von Kohn über die Donau nach Süden und bilden dort die Uebergangszone zwischen Flysch und Molasse. Bei Neulengbach sind diese Schichten noch vorhanden, denn Abel verweist auf die Aehnlichkeit dieser Zone mit der analogen von Mähren.

Nach O. Abel gehören dem unteren und Mitteloligozän die Buchbergkonglomerate an, dem oberen Oligozän die Melkerschichten, dem Miozän die Oncophora-Sande.

<sup>6)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1903.

<sup>7)</sup> Erläuterungen zur geol. Karte von Wien und Umgebung.

<sup>8)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges., Bd. 1909.

Nach D. Stur dagegen sind die Buchbergkonglomerate Äquivalente der aquitanischen Stufe und der Sotzkaschichten.

Bezüglich der Buchbergkonglomerate bei Neulengbach wäre zu erwähnen, daß schon Hauer auf die große Ähnlichkeit mit dem Leithakalkkonglomerat des inneralpinen Beckens hingewiesen hat und es ist in der Tat die Ähnlichkeit eine weitgehende. Der petrographische Charakter dieses Konglomerates ist überaus ähnlich dem der Nagelfluh (des Speer). Auch die tektonische Position ist dieselbe. Stark gestört, vor dem Flysch eine Hügelkette bildend, fallen sie mit zirka 30 bis 40° unter den Flysch. Zu dem kommen diese Konglomerate in Verbindung mit Braunkohleflötzen vor, so daß eine gewisse Wahrscheinlichkeit vorhanden ist, diese Bildungen, wie es schon Stur und Hauer getan haben, dem Aquitanien zuzuzählen.

Dann ergibt sich für die Molassezone des Tullnerbeckens folgende Gliederung:

1. Eozän und tiefstes Oligozän sind die Auspitzer Mergel und die Steinitzer Sandsteine. Sie sind bereits karpathische Typen.

2. Untere Meeresmolasse. Vielleicht sind hieher die Sande mit eingelagerten Sandsteinen zu rechnen, die südlich am Flysch liegen.

3. Untere Süßwassermolasse. Hieher gehören die Melkerschichten A bels und die Sotzkaschichten von D. Stur. Es sind ähnlich wie im Westen Mergel, Tone, Sande, Sandsteine, Konglomerate und Braunkohlenflötze. An die Cyrenenschichten erinnern die Schichten mit *Cerithium margaritaceum*, *Cerithium plicatum*, *Cerithium Lamarkii*, *Cyrena cf. semistriata* u. a.

4. Obere Meeresmolasse. Hieher gehören die Oncophora-Sande.

5. Darüber folgt der Belvedereschotter des Pliozän.

Die Ähnlichkeit der Molasse des Westens und des Ostens scheint dennoch eine größere zu sein, als man bisher anzunehmen geneigt war, besonders unter der Voraussetzung der Deutung von Hauer und Stur, daß die Buchbergkonglomerate dem Aquitanien, bzw. der unteren Süßwassermolasse angehören.

### Tektonik.

Das Molasseland am Nordrand der Alpen besteht aus zwei verschieden gebauten Zonen. An den Flysch preßt sich unmittelbar die ältere Abteilung an, die hauptsächlich aus den groben Konglomeraten der Nagelfluh besteht. Diese Zone ist meist steil aufgerichtet und gefaltet und fällt steil unter die helvetische Decke ein. Die nördliche Zone dagegen besteht aus den jüngeren Schichten und liegt flach.

So ist der Bau der Molasse in Bayern und an der Donau.

Die Antiklinale der Schweizermolasse läuft die Ostalpen entlang wahrscheinlich ununterbrochen weiter, denn sie ist an der Donau ebenso zu erkennen wie am Rhein.

Die Molassezone besitzt nach O. Ampferer<sup>9)</sup> dadurch, daß weder tiefgreifende Verwerfungen, Ueberschiebungen, noch Faltungen in ihrem Inneren vorkommen, eine außerordentliche Geschlossenheit ihres tektonischen Gefüges. Nirgends treten innerhalb ihres Bereiches fremde Schichtmassen zutage. Die Südgrenze der Molasse ist eine der auffallendsten und wichtigsten Grenzlinien im ganzen Alpenbau, sowohl was ihre Länge und geringe Verbiegung als auch ihre jedenfalls bedeutende Tiefenerstreckung anbelangt. Die Länge und die Beständigkeit des Ausstriches zeigen eine tiefgreifende Bewegungsfläche. Das Einfallen ist meist steil und alpenwärts gerichtet.

Wenn man sieht, wie an der Donau Kalknagelfluhmassen fast von gleicher Zusammensetzung wie am Speer in der Schweiz mit demselben Einfallen die brandenden Wogen der helvetischen Decke unterteufen, wenn also auf eine Entfernung von 500 km hin der geologische Bau der Molassezone in seinen Grundzügen fast der gleiche bleibt, so liegt diesem Phänomen ein Gesetz zugrunde, das tief in der Struktur der Alpen selbst begründet ist.

Der einheitliche, gradlinig wie eine Mauer verlaufende Wall der helvetischen Decke hat bei dem Vorschreiten nach Norden die Molasse vom Untergrunde losgeschürft, nach Norden gedrängt, auf diesem Wege gefaltet und gestaut und auf viele Kilometer hin überfahren.

---

<sup>9)</sup> Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanst. 1911.

## Ueber Nagelfluhbildung.

Die mächtigen Geröllansammlungen am Außenrande der Alpen ziehen als ein fast ununterbrochenes Band von der Schweiz bis an die Donau. Auf dem ganzen Wege führen sie Gerölle, die den unmittelbar anliegenden Zonen fehlen. So im Süden der helvetischen Decke, im Norden dem Vorland. Die Herkunft dieser Gerölle war seit alter Zeit ein interessantes Problem der Alpengeologie. Gerade die bunte Nagelfluh der Schweiz war es, die immer wieder die Aufmerksamkeit der Geologen erregte, da gerade dort sich Gerölle fanden, deren Heimat im Süden der Alpen gelegen sein mußte. Erklärungsversuche auf lokalen Ursachen begründet, mußten und müssen heute noch versagen bei der Größe dieses Phänomens. Erst die Deckenlehre vermochte Aufklärungen zu geben. Nach Steinmann<sup>10)</sup> brandeten die Decken mit den exotischen Gesteinen zur Zeit des Molassemeeres bereits im Norden an dessen Ufer. Nach ihrem Vorrücken aus dem Süden hielten sie vielleicht eine Zeitlang still, wurden abgetragen und der Schutt dem Molassemeere zugeführt. Aus diesem Materiale wurde die Nagelfluh aufgebaut.

P. Beck<sup>11)</sup> verdanken wir den Nachweis, daß die Nagelfluhgerölle der Schweiz aus der Niesen-Halbkerndecke stammen, einer Decke, welche nur aus tertiären Schichten besteht, ihre Wanderung am Ende der Kreidezeit begonnen, im Tertiär dann die helvetische Decke überschritten hat und so zu Beginn der Molassebildung das Ufer bildete. Die helvetische Decke war verdeckt und konnte darum fast keine Gerölle für die Molassebildung liefern.

Die spätere helvetische Faltung hat erst die helvetischen Decken und die Niesen-Halbkerndecke über das Molasseland hinübergetragen.

An einen ähnlichen Vorgang müssen wir denken, wollen wir uns die Entstehung der Buchbergkonglomerate erklären.

Die Konglomerate sind Granite, Gneise, vor allem aber viel kalkalpines Material, Kalke, Dolomite, aber auch Flyschgesteine, zum Teil wohl gerundet, die großen Flyschblöcke

<sup>10)</sup> Zeitschr. d. Deutsch-österreich. Alpenvereines 1906, S. 37.

<sup>11)</sup> Eclogae helvetiae, August 1912.

aber eckig und kantig. Letztere können mehrere Kubikmeter messen.

Durch Flüsse allein können diese Gerölle nicht in die Molasse gekommen sein. Dann fehlen sie vor allem im Flysch in dieser Mächtigkeit und Anordnung. Wir sehen heute keine Zufahrtsstraßen durch die Flyschzone.

So kommen wir zur Vorstellung, die Kalkalpen müssen die helvetischen Decken an der Donau überdeckt haben, ihre Stirn muß unmittelbar in das Molassemeeer hineingeragt gehabt, ähnlich, wie ein großer Gletscher im Meere kalbt. Die Flyschblöcke sowie die Granite, soweit sie ostalpin sind, sind Schubschollen an der Basis, aus den unterliegenden Decken auf dem Wege entnommen. Sie wurden mit dem Oberflächenschutt der Decken, mit dem Deckenschutt an der Stirn dem Molassemeeer zugeführt. Wo eine flachere Küste war, wurden die Blöcke unter der raschen Sedimentation ungerollt begraben, an den Steilküsten dagegen, in der lebhaften Brandung wurden selbst die harten Granite gerundet. Beim Vorrücken der Decken wurden an der Stirn die Unebenheiten zum Teil abgetragen, aufragende Blöcke des granitischen Untergrundes abgehobelt. Ueber die Rundhöcker ging die Decke hinweg. Das Abheben der Granite wird noch plausibler unter der Vorstellung, daß eine Granitlandschaft in ein Blockmeer verwandelt war.

Aus der Zusammensetzung der Buchbergkonglomerate oder der bunten Nagelfluh im allgemeinen ergeben sich folgende interessante Folgerungen:

1. Die Kalkalpendecken müssen zu Beginn des Oberoligozän im Norden gelegen, also die lepontinischen Decken bereits überdeckt haben. Die Ueberschiebung der ostalpinen Decken auf die lepontinischen muß bereits vor dem Oberoligozän erfolgt sein.

2. Die Kalkalpendecken müssen zu Beginn des Oberoligozän zum großen Teil auch bereits die helvetischen Decken überlagert haben, die Ueberschiebung der helvetischen Decken durch die ostalpinen ist ebenfalls zum erstenmal gegen das Oberoligozän zu erfolgt.

3. Die Ueberschiebung der helvetischen Decken samt den ostalpinen, auf die Molassezone erfolgte im unteren Miozän.

### Zusammenfassung.

Die Molassezone der Ostalpen am Außensaume derselben gelegen, verdankt ihre Entstehung den nordwärts drängenden Decken der Alpen. Die alpinen Ketten entsteigen immer mehr der Geosynklinale, und diese wird so auf einen schmalen Kanal zusammengedrängt, der sich im Oligozän und Miozän von Osten gegen Westen hin erstreckt. Die Sedimente sind zum Teil Deckendetritus und bilden eine bis 1 km mächtige Serie über dem variszischen Grundgebirge.

Im unteren und mittleren Eozän ist es offenes Meer, im Norden begrenzt von der böhmischen Masse, im Süden von den auftauchenden Flyschketten. Diese liefern das Sedimentmaterial. Es entstehen Sande, Tone, Sandsteine und hier und da Konglomeratbänke.

Die helvetischen und ostalpinen Kalkdecken rücken gegen das Oberoligozän weiter in das Meer vor. Die Zufuhr an grobem Material wird stärker. Schuttströme wälzen sich in die See. Es erfolgt die Aussüßung und endlich die Verlandung. Das Meer weicht gegen Norden zurück. Es folgt eine Zeit relativer Ruhe, doch nur von kurzer Dauer. Wieder folgt eine Aufschüttung, eine Hebung des Landes und das Meer verläßt endgültig den Boden. Zugleich sind auch die südlichen Molassezonen durch die Decken der Alpen vom Untergrunde abgelöst, gefaltet, nach Norden vorgeschoben worden und von den Alpen überfahren. So trennt eine Störungslinie erster Ordnung das Molasseland von den Alpen.

Diese Geschichte der Molasse ist aber nur die Wiederholung eines Vorganges, der sich ähnlich mehrere Male am Außenrande der ostalpinen Decken abgespielt hat. Die Flyschzone hat ihre Entstehung ganz analogen Vorgängen zu verdanken.

### III. Das Deckenland.

Wie schon erwähnt worden ist, lassen sich innerhalb der Ostalpen zwei Deckenbereiche streng voneinander scheiden.

Der tiefere umfaßt die westalpin-karpathischen Decken, der höhere die ostalpinen.

### A. Die westalpin-karpathischen Decken.

Dem westalpin-karpathischen Komplexe gehören an:

1. die helvetisch-beskidischen Decken oder die Sandstein-Flyschzone am Außenrande, 2. die lepontinisch-hochtatrischen Decken, die nur in Fenstern innerhalb der Ostalpen zutage kommen. Hieder gehört das Fenster des Engadin, der Tauern und des Semmering. Es lassen sich wieder drei Etagen trennen. Die tiefste Gruppe bilden die Zentralgneisdecken, so in den Tauern und in den Tessiner Alpen, die mittlere Abteilung bilden die Decken der Kalkphyllite oder der Schistes lustrés, die obere bildet die kalk- und dolomitreichen Radstätter Decken. Sie umfaßt gegen Westen fortziehend die Decken des Brenner, im Fenster des Engadin und in der Schweiz im allgemeinen die Klippen- und Brecciendecke Steinmanns.<sup>12)</sup> Nach Osten setzt sie fort im Semmeringfenster und geht durch die Semmeringentwicklung über in die hochtatrische Decke der Karpathen.

Die westalpin-karpathischen Decken scheiden sich nicht nur tektonisch zufolge ihrer tieferen Lage von den ostalpinen, sondern auch ganz besonders durch ihren stratigraphischen Aufbau.

Das Grundgebirge, wenn überhaupt vorhanden, bilden hauptsächlich Granite. Kristalline Schiefer treten beinahe ganz zurück. Paläozoikum fehlt fast gänzlich. Oberkarbon oder Perm ist sozusagen angedeutet. Die Trias ist lückenhaft. Es ist wenig Dolomit, offenbar der unteren Trias angehörig, vorhanden. Der Jura ist etwas reicher u. zw. in der Fazies von Kalken und Schiefeln vertreten, der obere Jura allgemein durch eine Seichtwasserfazies: Die Hochgebirgskalke der helvetischen Decke, die Sulzfluhkalke, die Jurakalke der Radstätter Tauern, die hochtatrischen Jura-Neokomkalke, endlich die Strambergkalke des Waschberges. Die Kreide ist nur in der helvetischen Decke ganz im Westen reicher entwickelt, im allgemeinen scheint die Ueberschiebung in diese Zeit zu fallen

<sup>12)</sup> Ber. d. Naturf.-Ges. Freiburg i. B., Bd. XVI, 1905, S. 83.

und darum treten von dieser Stufe Verschiedenheiten des Aufbaues ein. In der Oberkreide herrscht die Flysch- und couches rouges-Fazies. Das Tertiär ist sandig gleich der Kreide.

Der petrographische Habitus dieser Decken zeigt im helvetischen System noch fast rein den primären Charakter. Aber in den von den Ostalpen ganz überwältigten lepontinischen Decken ist der ursprüngliche Charakter stark verwischt infolge regionaler Metamorphose. Auch die mechanische Beanspruchung ist eine so intensive, daß der Schichtbau einem sekundären tektonischen Lagenbau gewichen ist.

Dem westalpin-karpathischen Deckenkomplexe fehlen die alpinen Züge der Sedimente. Sie gehören dem Außenrande der alpinen Geosynklinale an. Ihre Schichtenfolge ist sehr lückenhaft. Die sandigen Sedimente spielen eine große Rolle. Diskordanzen in der Schichtenfolge sind recht häufig.

### 1. Die helvetisch-beskidischen Decken.

#### Stratigraphie.

Die helvetisch-beskidische Decke in den Ostalpen wird von der schmalen Sandstein- oder Flyschzone im Norden der Kalkalpen gebildet. Gegen die Molasse ist die schon bekannte Ueberschiebungslinie die Grenze, gegen Süden wird sie in deutlicher und klarer Weise von der Kalkalpen-, bzw. Klippendecke überschoben und fällt so auf der ganzen Länge vom Rhein bis an die Donau unter die Kalkalpen ein.

Mit fast unverändertem Charakter ziehen die helvetischen Ketten des Säntis über den Rhein und setzen jenseits desselben im Bregenzerwalde fort. Somit beginnt hier die helvetische Decke im klaren Anschlusse an die helvetischen Decken der Schweiz. Andererseits gehen die Sandsteinzonen über die Donau hinüber und stehen so in unmittelbarem Zusammenhang mit der Flyschzone der Karpathen, sowohl was den tektonischen Bau anbelangt als auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung.

Der Westen aber ist anders gebaut als der Osten, besonders mit Rücksicht auf die äußeren Ketten der Sandsteinzone. Nur die inneren Zonen, die unmittelbar die Kalkalpen unterteufen, haben vom Rhein bis an die Donau gleichen Charakter. Hier ist die Ueberschiebung zweifellos und die

Hauptmasse der Kalkdecken leicht abzugrenzen gegen unten. Freilich, sobald wir aber die ostalpine Klippenzone ins Auge fassen, wird die Trennung ihres Flysches von dem der helvetischen Decke sehr problematisch und man muß sich die Frage vorlegen, ob es überhaupt eine solche Trennung gibt, ob nicht der Flysch unter den Kalkalpen zu diesen stratigraphisch und tektonisch gehört, aber abgeschoben und als jüngster Teil der Decke weiter nordwärts getragen worden ist. Dies gilt natürlich nur für die inneren Flyschketten, nicht für die äußeren.

Für den westlichen Teil der Flyschzone sind von jeher immer zwei Regionen voneinander abgetrennt worden, die helvetische Kreide des Bregenzerwaldes und die südlich anschließende Flyschzone. Dieser wird hier auch der Kreide-Tertiärflysch des Prätigau zugerechnet. Zyn del<sup>13)</sup> hat in neuerer Zeit diesen Flysch abgetrennt von den liasisch-jurasischen Schistes lustrés von Bünden und ihn Prätigau-decke genannt.

Für den östlichen Abschnitt scheint es, daß sich in der Flyschzone zwei Abteilungen unterscheiden lassen, eine Außenzone, die der subbeskidischen, und eine Innenzone, die der beskidischen Decke der Karpathen entspricht. Es ist bis heute die Erforschung der Flyschzone bei Wien noch nicht so weit fortgeschritten, um definitiv diese bedeutungsvolle Frage zu entscheiden.

Wir wenden uns nunmehr der Besprechung der einzelnen Zonen zu und beginnen mit der

#### helvetischen Decke Vorarlbergs.

Der stratigraphische Aufbau ist nach H. Mylius<sup>14)</sup> folgender:

##### I. Dogger.

Dünnschiefrige dunkle Ton- und Mergelschiefer mit Fucoiden, 150 m mächtig.

<sup>13)</sup> Beitr. zur geol. Karte der Schweiz 1912, 41. Lfg.

<sup>14)</sup> Geologische Forschungen an der Grenze zwischen Ost- und Westalpen, München 1912, I. Teil.

## 2. Malm.

Unterer Oxford. Harte graue mergelige Kalke und Mergelschiefer mit *Oppelia flexuosa inermis* Quenst. 20 m. Aequivalent der Birmensdorferschichten.

Jurakalk von Au.

Massige graue Kalke mit *Perisphinctes transitorius* Opp.; *Terebratulina diphya* Col. und *Calpionella alpina* Lorenz. 200 bis 300 m. Ein Aequivalent des Hochgebirgskalkes der Glarneralpen und der Stramberger Kalke des Waschberges.

## Kreide.

1. Berriasien. Mergelschiefer mit *Hoplites Boissieri* Pict. 50 bis 100 m.

2. Valangien. Ton- und Mergelschiefer mit *Ter. diphyoides* d'Orb. 150 m.

3. Hauterivien. Kieselkalke und Quarzsandsteine mit *Toraster complanatus* 100 m.

4. Barrémien. Mergelschiefer, Kieselkalke und Sandsteine mit *Ostrea rectangularis* Roem. und *Orbitulina lenticularis* Lam. 150 bis 200 m.

5. Aptien. Schrattenkalk mit *Orbitulina lenticularis* und *Requienia amonia* Goldf. 50 bis 100 m.

6. Albien. (Gault) Glaukonitsandstein mit *Inoceramus concentricus* Park. 7 bis 30 m.

7. Cenoman + Turon + Senon. Seewenschichten. Reiner weißer Kalk mit Mergelschiefer von roter Farbe mit *Pithonella ovalis* Kaufm. 150 m.

## Tertiär.

1. Nummulitenschichten. Dunkelgrüne Sandsteine 50 m.

2. Flysch?

## Die Flyschzone Vorarlbergs.

Ton und Mergelschiefer, Kalke, Kieselkalke, Sandsteine, Breccien und Konglomerate. In den groben Konglomeraten häufig zentralalpines Material. Reich an Algen und Helminthoiden. Viele 100 m mächtig.

Im Flysch des Bolgens finden sich große Granitblöcke.

Der Flysch ist eine einförmige Serie, ähnlich wie im Osten, keine tieferen Glieder treten in ihm auf. Kreide-Eozän.

## Der Flysch des Prätigau.

Ein schmales Band von Flysch zieht an der Westseite des Rhätikon von dessen Nordseite nach Süden und verbindet so die Flyschzone Vorarlbergs mit der des Prätigau. Es ist nach Seidlitz<sup>15)</sup> ein einförmiger Komplex von Schiefeln, Kalken, Sandsteinen und feinkörnigen Konglomeraten mit Foraminiferen (Orbitoides?, Orbitulina), der Kreide, vielleicht auch dem Tertiär angehörig.

Eine Gliederung in verschiedene Teildecken läßt sich im Prätigau jedenfalls nicht durchführen. Die Grenzschieben gegen die lepontinische Schichtenfolge (Globigerinenschiefer) zeigen große Ähnlichkeit mit den Anteilen höherer Decken und andererseits sind die Schiefer und Breccien der oberen Quetschzonen (zwischen Sulzfluhkalk und ostalpiner Trias) vom Oefenpaß und Tilisuna kaum zu unterscheiden von Schichten des Prätigau.

W. Paulcke<sup>16)</sup> hat die Prätigaudecke Bündnerschieferdecke genannt und sie dem Niesenflysch gleichgestellt.

Sie liegt über den Schistes lustrés von Bünden und unter der Klippendecke, enthält in den oberen Lagen Globigerinen. Grüne Granite von Julier Typus und Falknisbreccien sind häufig im Prätigau zu finden.

Es drängt sich unwillkürlich die Meinung auf, als wäre die Flyschdecke, inbegriffen die Prätigaudecke, eine Decke von ähnlicher Entstehung wie die Niesenhabkerndecke, nur zusammengesetzt aus kretazischen und alttertiären Gesteinen, zum Teil entstanden aus dem Schutt der vorrückenden südlichen Decken; daher ihr relativer Reichtum an Gesteinen von ostalpinem Charakter.

## Die Flyschzone in Salzburg.

Im mittleren Abschnitte treten noch einmal die höchsten helvetischen Schichten bei Mattsee zutage und zwar:

1. Nierentalerschichten, rotgefärbte Mergel, das Senon mit *Belemnitella mucronata* und einer Fauna von Ananchiten und Spatangiden, die sehr an die Seewenschichten erinnert.

<sup>15)</sup> Führer zu den geologischen Exkursionen durch Graubünden und die Tauern 1912.

<sup>16)</sup> Führer zu den geol. Exkursionen etc.

2. Nummulitenschichten des Parisien.

Südlich davon herrscht typisch Flysch, nach Fugger<sup>17)</sup> der Kreide und dem Tertiär angehörig.

Die Flyschzone an der Donau.

An der Donau gliedern wir die helvetischen Decken in zwei Teile.

Die subbeskidische Außenzone.

Sie ist südlich der Donau noch nicht bekannt, doch nur wenige Kilometer nördlich derselben hat V. Kohn die geologischen Verhältnisse des Waschberges beschrieben und wir erhalten aus dieser Arbeit in Verbindung mit den Untersuchungen von K. M. Paul<sup>18)</sup> folgendes Bild des Baues dieser Zone:

1. Stramberger Kalk des Tithon,
2. Mergel mit *Belemnitella mucronata*,
3. Orbitoidensandstein,
4. Greifensteinersandstein mit Nummuliten des Parisien,
5. Auspitzer Mergel und Steinitzer Sandstein (Eozän-Oligozän).

Besonders bemerkenswert sind grobe Granitgerölle im Waschbergeozän. Es sind rote Granite, der böhmischen Masse angehörig. Sie liegen ebenso wie große Flyschblöcke gerollt in den eozänen Sandsteinen, eingebettet als echte sedimentäre Lagen; im Grunde offenbar dieselbe Erscheinung, wie die Granite des Bolgen im Flysch von Vorarlberg.

Die Innenzone des Flysches bei Wien hat nun folgende Zusammensetzung:

1. Neokome Aptychenmergel,
2. Inoceramenmergel mit *Acanthoceras Mantelli* (Cenoman),
3. Orbitoidensandstein,
4. Eozänsandstein.

Die Hauptmasse sind Sandsteine, Schiefer mit Konglomeraten. Die Eozänsandsteine, die gegen die Enns zu, am Rande gegen die Kalkalpen sich häufiger finden, so bei Großau, bei Konradshaim, sind zum Teil kalkig, meist aber liegt darin

<sup>17)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1907.

<sup>18)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1898, S. 53.

ein recht grobes Blockwerk, in dem rote Granite von außer-alpinem Habitus eine große Verbreitung erlangen. Es ist nach Geyer<sup>19)</sup> ein Riesenkonglomerat von Kalk-, von Porphyr-, Granit- und Rotliegendgeröllen.

Von diesem letzten Horizonte (Eozän) wäre es vielleicht möglich, daß er der Klippenzone zugehören könnte. Das ist bisher nicht zu entscheiden, da wie gesagt, die Grenze zwischen Klippen- und Flyschzone nicht sicher zu ziehen ist.

### Tektonik.

Der Flysch zeigt in vieler Hinsicht nahe Beziehungen zu den analogen Gliedern der Kreide in den Kalkalpen. Für den Westen haben zuletzt wieder H. Mylius und Lebling<sup>20)</sup> die große Aehnlichkeit der beiden Bildungen betont und im Osten haben von jeher die Geologen der Reichsanstalt mit Recht die innigen Beziehungen zwischen dem Flysch und der Gosau der Kalkalpen hervorgehoben.

Die Blockanhäufungen mit außeralpinen Geröllen, Graniten, Rotliegendem usw. scheinen hauptsächlich im Eozän zu liegen, so am Waschberg, bei Konradsheim. In der Molassezone liegen sie im obersten Oligozän oder Miozän, in der Gosau der Kalkalpen, wie wir sehen werden, im Cenoman, das heißt, die Blockanhäufungen gehen in den Decken von innen gegen außen immer in jüngere Schichten, was offenbar mit dem weiteren Vorschreiten der Decken in ursächlichem Zusammenhange steht. Im Cenoman scheinen überhaupt nur alpine Exotica zu liegen.

Damit soll nicht gesagt sein, daß nicht auch in anderen Horizonten derartige Geröllmassen auftreten würden. Es werden auch hier regionale Verschiedenheiten sich finden, die mit dem verschieden weiten Vorstoß der Decken in den einzelnen Gebieten zusammenhängen.

Für die Entstehung der Blocklagen gelten wohl auch die Anschauungen, wie sie bereits für die Genesis der Nagelfluh oben entwickelt worden sind.

Was nun die Abgrenzung dieser hier unterschiedenen Zonen anbelangt, so ist sie nicht leicht zu ziehen.

<sup>19)</sup> Erläuterung zur geologischen Karte von Weyer.

<sup>20)</sup> Geol. Rundsch. 1912, Heft 17.

Die Prätigaudecke ist durch ihre Verbreitung im Prätigau selbst als Einheit relativ scharf abgegrenzt, sobald es sich aber darum handelt, eine Grenze gegen den Flysch-Vorarlbergs zu finden, wird diese Aufgabe recht schwer. Aehnlich ist es wohl auch mit der Grenze dieser Zone gegen die Bregenzer Kreide. Nicht viel besser steht es im Osten. Die Aufbrüche von Neokongesteinen des Stollbergzuges auf der Nordseite des Schöpfels könnten als Grenze zwischen der äußeren und der inneren Zone gedeutet werden. Der Neokomaufbruch selbst hätte seinem Auftreten nach dieselbe Lagerung wie etwa die Jura-Neokomklippen an der Basis der beskidischen Decke in den Karpathen.

Diese Zonen an so verschiedenen Regionen der helvetischen Decke herausgehoben, scheiden sich dennoch scharf voneinander ab. Verfolgt man sie aber im Streichen gegeneinander, so stellen sich bald Veränderungen ein, die Zonen vermischen sich, indem die einzelnen Horizonte der einen Gruppe allmählich in die analogen Glieder der anderen übergehen. So stellen sich in gewissen Gebieten interessante Wechselbeziehungen ein und wir sehen die helvetische Kreide gegen Salzburg zu in die Flyschentwicklung übergehen. Lebling hat in einem Referate dafür schöne Belege gebracht. Mit Recht bezeichnet Lebling die couches rouges und die Nierentalerfazies als die farbige Seewenfazies (rot, grün); sie tritt stets nahe oder auf den Kalkalpen auf, was im Verein mit der roten Farbe darauf schließen läßt, daß sie die Färbung der Einschwemmung von Laterit aus den gehobenen Teilen der Kalkalpen verdankt.

So wie die helvetische Fazies im Streichen in die Flysch-, diese wieder in die subbeskidische und beskidische Fazies übergeht, so stellen sich, wie bereits betont worden ist, auch quer auf das Streichen von Norden gegen Süden zu, Faziesbeziehungen zu Kreide und zum Tertiär der Kalkalpen ein und gerade diese Tatsache gilt als Hauptargument gegen die Deckenlehre. Diese Argumente sprechen zweifellos gegen die Deckenlehre unter der Voraussetzung, daß die Kalkalpen im Miozän aufgeschoben worden wären und in der Kreide die so nahe verwandten Bildungen der Gosau von den Flyschbildungen der helvetischen Decke durch die breite Region des lepontinischen Faziesgebietes noch geschieden seien.

Unter diesen Voraussetzungen kann die Deckenlehre die engen Beziehungen der ostalpinen und der helvetischen Decke in der Kreidezeit nicht erklären, aber es fallen die Schwierigkeiten sofort, wenn man zeigen kann, daß die lepontinische Region in der Oberkreide schon unter den ostalpinen Decken fast ganz begraben lag, die Ueberschiebung des Ostalpinen über das Lepontinische schon vor Ablagerung des Cenomans erfolgt ist.

Wie schon aus meinen Ausführungen über die Tektonik des Randgebirges des Wiener Beckens (Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft 1911) und aus dem Deckenbau der östlichen Nordalpen (Denkschrift der kais. Akademie der Wissenschaften, Abt. I, 1912) hervorgeht, ist die Ueberschiebung der oberen ostalpinen Decke über die untere vorgosauisch, das Eozän transgrediert über die abradiertes Deckengebirge, in dem bereits die lepontinische Decke als Fenster erscheint. Damit deckt sich auch die Forderung, die aus der Zusammensetzung der Nagelfluh am Buchberg hervorgeht, daß die Ueberschiebung des Ostalpinen über das Lepontinische vor dem Oberoligozän erfolgt sein muß.

Auch aus den Ausführungen von P. Beck kann man ableiten, daß die Ueberschiebung des Ostalpinen über das Lepontinische in der oberen Kreide zumindestens erfolgt sein muß. Die Niesenhabkerndecke hat ihre Wurzel zwischen der helvetischen Decke und den Decken der Préalpes medianes. Den letzteren steht sie ziemlich nahe, ja sie besteht sozusagen nur aus dem Schutt dieser Decken, der im Eozän-Oligozän zu einem Sedimente wurde. Nun liegen aber, was P. Beck nicht betont, die Wurzeln der Préalpes medianes doch südlich der lepontinischen Decken des Simplon, und müssen daher, wenn sie am Ende der Kreidezeit schon an die helvetischen Decken andrängen, die lepontinischen Decken überschritten haben.

Es werden in den folgenden Abschnitten noch weitere Beweise für das vorgosauische Alter der Hauptdeckenbewegung erbracht werden. An anderen Stellen wird zu erklären versucht, wie es kommt, daß trotzdem in „lepontinischen Decken“ Oberkreide oder gar Tertiär vorkommt.

Wir wenden uns nunmehr einer kurzen Besprechung der helvetischen Decken zu. Es kann gleich gesagt werden, daß wir über Bau der Flyschzone noch recht wenig unterrichtet sind, obwohl es nicht an zahlreichen Versuchen gefehlt hat, den Bau dieser Zone genauer zu erfassen. Die große Einförmigkeit verbunden mit den stratigraphischen Schwierigkeiten, dazu noch die bekannten schlechten Aufschlüsse, sind die Ursache.

Der Flyschzone des Prätigau unterlagern nach W. v. Seid-  
litz<sup>21)</sup> die Klippendecken von Klosters bis zum Falknis. Gegen das Plessurgebirge zu fehlen auf weitere Strecken die höheren lepontinischen Decken und das Ostalpin liegt unmittelbar auf dem Flysch. Basische Eruptiva der rhätischen Decke versinken tiefer in den Untergrund, so hat Z y n d e l<sup>22)</sup> solche Verhältnisse in Schams nachgewiesen. Im Plessurgebirge liegt über der Prätigaudecke sowie im Norden die Falknisbreccie des Gürgaletsch und darüber folgen die höheren lepontinischen und ostalpinen Decken zu einer Mischzone vermengt. Nach Z y n d e l zieht die Prätigaudecke tief hinein ins Oberhalbstein. Von den Schistes lustrés ist sie aus der Gegend der Lenzerheide gegen die Westflanke des Stätzerhornes durch ein Band von Rauhacken getrennt. Sie bedeckt also den ganzen Prätigau mit seinen flach wellig gelagerten Schiefen, in denen Teildecken schwer nachzuweisen sein werden. Es scheint aber doch, als wäre die Flyschserie des Prätigau ein System von Falten oder Decken, dem wir begegnen tief unten, so bei Klosters Dörfli, inmitten der Schiefer einer Schub-  
scholle eines grünen Granitmylonites. Solche Schollen finden sich auch in den höheren Zonen unter den Sulzfluhkalken, hier auch in Verein mit Falknisbreccien.

Es wäre im Auge zu behalten, ob nicht die Granite sedimentär in den Flysch eingelagert wären. Es könnte dies etwa so gedacht werden, daß die Granite als tektonische Ueberschiebungsapophysen an der Basis einer Decke nach Norden verfrachtet würden, hiebei mylonitisiert und darauf erst sedimentiert worden sind. Durch die spätere Ueberschiebung der Prätigaudecke gelangten sie infolge von Faltung in verschie-

<sup>21)</sup> Literaturverzeichnis im Führer zu den geol. Exkursionen etc.

<sup>22)</sup> Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. 1912, 41. Lfg.

dene Niveaus und täuschen so eine andere Geschichte ihres Entstehens vor.

Wie schon erwähnt, erscheint die Deutung der Entstehung dieser Decke ähnlich wie die der Habkerndecke als möglich.

Die helvetischen Decken von Vorarlberg gliedern sich in drei Zonen: Eine nördliche Flyschzone, eine mittlere rein helvetische Serie und eine südliche Flyschzone.

Die nördliche ist auf die Molasse aufgeschoben. An der Grenze derselben fand R o e s c h<sup>23)</sup> Kreideschollen auf der Molasse liegend. Es sind kleine Schollen, die aus der Tiefe mitgerissen worden sind.

In der nördlichen Flyschzone treten auch am Feuerstädter Kopf Klippen zutage, inmitten von Flysch. Es scheint, daß es sich hier um Schollen handelt, die von oben her in den Flysch eingewickelt worden sind. Sie müßten demnach von der ostalpinen Decke stammen (Mylius, Tornquist).

Die helvetischen Ketten von Vorarlberg sind die Fortsetzung der Sämtisketten und wurden neuerdings von Mylius studiert. In der Canisfluh tritt das Gewölbe von Jurakalken zutage.

Die südliche Flyschzone fällt im Profile von O. Ampferer<sup>24)</sup> unter die lokal überkippten Flyschsandsteine ein. In ihnen finden sich feine Quarzkonglomeratzonen. Im weiteren Verlaufe gegen die Kalkalpen zu, finden sich wechselnde Lagerungsverhältnisse. Am Zinken unterfährt die Flyschzone die Kalkalpen und wir stehen an der zweiten Hauptstörungslinie, an der Grenze von Helvetisch und Ostalpin.

Das mächtige Gewölbe der helvetischen Kreide verschmälert sich rasch gegen Osten. An der Iller bricht es plötzlich ab. Seine Fortsetzung bildet nach Ampferer der Grünten. Hier setzt das Helvetische, zirka 10 km nördlich vorgeschoben, neuerdings an und läßt sich ununterbrochen bis zum Lech verfolgen. Von hier ab ist es bis an die Traun nur mehr in einzelnen Schollen vorhanden, zugleich geht es über in die Fazies des Flysches im Osten, wobei die tieferen Glieder überhaupt verschwinden. An der Loisach, an der Isar, am Tegernsee, bei Jenbach, dann östlich der Saalach, endlich an

<sup>23)</sup> Landesk. Forschungen, München 1905.

<sup>24)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1911.

der Traun treten solche Schollen zutage, im Süden immer begleitet von einförmigem Flysch.

Gegen Salzburg zu verschmälert sich die helvetische Decke durch das mächtige Vordringen der Kalkalpen. Erst vor den Toren Wiens verbreitert sich die Flyschzone zusehends.

Sie lenkt dabei in der Umgebung von Hainfeld bereits in die karpathische Streichrichtung nach NO ein. Hier tritt auch in der Mitte ein Streifen von Neokomgesteinen zutage, der sich im Schöpflgebiet mehrere Kilometer weit hinzieht. An dieser Linie scheint sich die Spaltung der helvetischen Decke des Wienerwaldes in eine Außen- und eine Innenzone zu vollziehen und damit ein karpathischer Zug anzufangen. Es läge demnach hier der Beginn der Teilung in Subbeskidisch und Beskidisch.

Schaffer<sup>25)</sup> hat vor kurzem in der äußeren Zone am Kahlen- und Leopoldsberge zwei gegen Süden gerichtete Falten aufgefunden.

#### Zusammenfassung.

In fazieller Hinsicht lassen sich wichtige Unterschiede feststellen: Eine Außen- und eine Innenzone, im Westen dabei die Uebergänge in die Schweiz, im Osten in die Karpathen. Die westliche Außenzone ist noch rein helvetisch, eine Schichtfolge vom Dogger bis ins Eozän-Oligozän reichend. In der östlichen Außenzone dagegen eine weit lückenhaftere Entwicklung von karpathischem Einschlag.

In der Innenzone gleicht sich der Osten und Westen verhältnismäßig mehr. Vor allem nehmen nur mehr Kreide und Eozän am Aufbau teil.

In der Außenzone liegen fast nur außeralpine Exotica, am häufigsten im Eozän, in der Innenzone dagegen scheinen alpine Gerölle vorzuherrschen, aber auch wieder im Eozän das Maximum der Förderung.

Die innere Zone der helvetischen Decke zeigt in der Kreide große Aehnlichkeiten in ihrer Entwicklung mit den äußeren Ketten der Kalkalpen.

<sup>25)</sup> Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1912.

Diese Aehnlichkeit sowie die im Flysch vorhandenen alpinen Exotica fordern für die Zeit der Oberkreide nahe gelegene Bildungsräume. Es kann die Flyschzone nicht durch ein weites Meer von lepontinischer Fazies getrennt gewesen sein, denn zu groß ist die Verwandtschaft zwischen Kalkalpen und Flyschzone. So erhebt sich die Forderung, daß die Kalkalpen die lepontinischen Decken bereits überschritten haben müssen — höchstens die obersten lepontinischen Decken lägen noch zum Teil unbedeckt vom Ostalpin.

Die Tektonik der helvetischen Decke wird am ehesten verständlich unter der Annahme, daß die Decke losgelöst vom Untergrunde verfrachtet worden ist. Es wurde bereits in früheren Kapiteln hervorgehoben, daß zweierlei Bewegungen die Flyschzone erfaßt haben müssen. Die erste begann mit der Aufschiebung der Kalkalpen, die zweite trug die helvetische Decke über die Molasse; die erste Bewegung ist vor Oberoligozän, die zweite miozän.

Die Hauptstörungslinien sind die Grenzlinien gegen die Molasse und die Kalkalpen.

Die Klippenzone oder Pieninen sind von Steinmann, Sueß und Uhlig als lepontinische Decken gedeutet worden. O. Ampferer hat die Klippen des Allgäu den Kalkalpen zugezogen, ganz im Osten hat auch A. Spitz<sup>26)</sup> die Klippen, unmittelbar den Kalkalpen vorgelagert, mit diesen tektonisch und stratigraphisch verbunden gefunden. Im „Deckenbau der östlichen Nordalpen“ habe ich die „Pieninen“ ebenfalls zu den Kalkalpen gezählt und als eine Teildecke derselben betrachtet. Die Pieninen und die rhätische Decke am Außensaume der Kalkalpen werden bei den ostalpinen Decken besprochen.

## 2. Die lepontinisch-hochtatrischen Decken.

Die Bezeichnung „lepontinische Decke“ ist ebenso wie der Begriff „helvetisch“ und „ostalpin“ von E. Sueß 1905 ge-

---

<sup>26)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. 1911.

schaffen worden und hat allgemein in die alpine Literatur Eingang gefunden. Ursprünglich war die Bezeichnung „lepontinisch“ von Steinmann in der Aufbruchszone angewendet worden. Von Sueß ist die Meinung ausgesprochen worden, daß es sich bei der Benennung „lepontinisch“ nur um eine provisorische handle. Während sich dieser Name heute allgemein eingebürgert hat, ist aber die Abgrenzung des Lepontin nach oben und unten hin unsicher geworden.

Sueß rechnet dem Lepontin zu: die Schichten in den Fenstern des Engadin, der Tauern, soweit sie unter dem Altkristallin liegen, ferner den sogenannten lepontinischen Außensaum am Rande der Kalkalpen. Aehnlich hat auch Uhlig<sup>27)</sup> das Lepontinische vom Ostalpinen abgegrenzt. Ganz anders dagegen Steinmann, der die Decken des Brenner und der Radstätter Tauern, die nach Sueß und Uhlig unter dem Ostalpinen liegen, bereits dem Ostalpinen zurechnet. So ist auch über die unter dem Ostalpin liegenden Quetschzonen im Rhätikon zwischen Seidlitz<sup>28)</sup> und Mylius eine Diskussion entstanden, ob diese Zonen ostalpin sind oder nicht.

Für den Westen hat Steinmann folgende Gliederung der lepontinischen Decke gegeben, besonders, was die höheren Niveaus anbelangt. Bündnerschiefer, Klippen-, Breccien- und rhätische Decke. Darüber folgt die ostalpine, gespalten in eine untere und eine obere. Steinmann hat versucht, die Gliederung des Westens auf das Tauernfenster zu übertragen und er hat die Klippendecke dem Zentralgneis mit Hochstegenkalk, die rhätische Decke den Kalkphylliten (Schieferhülle), die untere ostalpine Decke der Radstätter Decke gleichgestellt.

Diese Gleichstellung scheint aber aus mehreren Gründen nicht gerechtfertigt, da die rhätische Decke des Westens nicht den Kalkphylliten gleichgesetzt werden darf. Die Kalkphyllite des Ostens sind Schistes lustrés. Darauf ist von vielen Forschern immer hingewiesen worden. (Sueß, Uhlig, C. Schmidt, Haug und andere.) Haug hat die Kalkphyllitdecke auch die Ophiolitdecke genannt. In letzter Zeit hat besonders P. Termier<sup>29)</sup> die Gleichstellung dieser

<sup>27)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. 1909.

<sup>28)</sup> Zentralbl. f. Min. u. Geol. 1912.

<sup>29)</sup> Compt. rend. sc. Ac. Paris 1912.

Systeme betont und darauf hingewiesen, daß die Schistes lustrés ein und dieselbe Decke seien, die sich aus dem Apennin durch die Westalpen bis in die hohen Tauern hinein mit stets gleichenden Charakteren verfolgen lasse.

Im Anschlusse an die Gliederung, welche ich in früheren Arbeiten<sup>30)</sup> gegeben habe, gliedere ich die lepontinischen Decken in drei Gruppen.

Die untere Gruppe bilden die Zentralgneisdecken samt dem darüberliegenden Mesozoikum. Hieher gehören die Gneisdecken der Tesinermassive, Simplon usw., im Osten die Zentralgneise der hohen Tauern.

Die mittlere Gruppe bilden die Decken der Schistes lustrés und Kalkphyllite.

Die obere Gruppe bilden die Klippendecke und zum Teil die Brecciendecke Steinmanns und seiner Schüler in der Aufbruchzone, im Osten die Decken des Brennergebietes, der Radstätter Tauern und des Semmering.

Die rhätische Decke sowie der sogenannte lepontinische Außensaum der Alpen wird der ostalpinen Decke zugezählt.

Die lepontinischen Decken erscheinen als eine geotektonische Einheit, die durch eine Reihe stratigraphischer und tektonischer Merkmale gezeichnet ist und sich dadurch scharf vom Helvetischen und Ostalpinen sondert. Immerhin stehen sie dem Helvetischen näher und können mit diesem zusammen der ostalpinen Deckenserie als westalpine gegenüber gestellt werden.

Von Westen gegen Osten geht, wie schon erwähnt, die lepontinische Serie in die Fazies der karpathischen lepontinischen Bildungen über, insbesondere ist dies deutlich in der obersten Gruppe zu sehen, wo die Endglieder dieser Reihe im Westen die Klippendecke des Sulzfluhkalks sind, im Osten dagegen die fast schon hochtatische Fazies des Semmering. Die Radstätter Tauern-, die Brenner Decken stehen dazwischen.

Zu den bezeichnendsten Merkmalen des Lepontinischen im allgemeinen gehörte die lückenhafte Schichtfolge. In dem

---

<sup>30)</sup> Sitzungsab. d. kais. Akad. d. Wiss. 1912; Denkschriften 1912.

kristallinen Grundgebirge der Zentralgneise treten große Granitmassen zutage. Paläozoikum ist recht arm. Auch das ältere Mesozoikum ist lückenhaft. Das jüngere Mesozoikum reicht vielleicht bis in die obere Kreide. Tertiär ist nicht bekannt.

Die Unvollständigkeit der Schichtfolge, die Häufigkeit primärer Diskordanzen verweisen das lepontinische Faziesgebiet auf die dem Vorland nahe gelegene Außenzone.

Es fehlen ferner fast alle für die ostalpine Decke typischen Gesteine, so die Dachsteinkalke, Fleckenmergel, Radiolarite, Gosau usw.

Besonders betont muß werden, daß der obere Jura auch im Lepontinischen in der Seichtwasserfazies entwickelt ist, also mit dem Oberjura der helvetischen Decke den Abyssiten der unteren ostalpinen oder voralpinen Decke scharf gegenüber steht.

Die Regionalmetamorphose ist besonders in den tieferen Decken eine hohe. Hier überwiegt die molekulare Umwandlung gegenüber der rupturellen besonders in den Kalken.

Die Tektonik erweist sich wie aus einem Guß und wird am ehesten verständlich bei Annahme einer unter hohem Drucke erzwungenen Ueberfaltung gegen Norden. Sie ist zum größten Teil bereits vor der Gosau erfolgt. Tektonische Konkordanz gehört zu den Eigenheiten des lepontinischen Bauplanes.

### **Die Zentralgneisdecken.**

#### Stratigraphie.

Unter den Zentralgneisdecken verstehen wir den tiefsten Komplex der lepontinischen Decken, der hauptsächlich aus den gepreßten Granitmassiven der Zentralgneise der Tauern und aus den Gneiskernen der Tessiner Alpen besteht. Dazu gehört noch die darauf liegende primäre Sedimentdecke.

Grüne Felsarten finden sich häufig in dieser Serie über dem Kalkdolomitkomplex und bilden die Grenze gegen die folgenden Schistes lustrés-, bzw. Kalkphyllitdecken.

Der untere Teil der Schieferhülle ist naturgemäß von dem oberen als der ursprüngliche Sedimentmantel der Gneismassen abzutrennen. Diese Trennung ist begründet durch den

größeren Reichtum an Marmorlagern und die innige Verbindung mit dem Gneis. Becke und Berwerth<sup>31)</sup> haben in den Tauern stets die untere Schieferhülle von der oberen gesondert, da in derselben der Kalkgehalt weit mehr zurücktritt.

Die Lagerung der Grüngesteine über dem Zentralgneis des Sonnblick hat mich zur Ansicht geführt, daß dieselben Ueberschiebungsapophysen sind. Sie liegen auf großen Dislokationslinien. Sie liegen nicht, wie Steinmann annimmt, nur in der rhätischen Decke, sondern in allen Decken des lepontinischen Systems und besonders auch an der Basis der ostalpinen Decke.

Der Zentralgneis ist nach F. Becke ein Intrusivkörper, im Innern porphyrisch, gegen den Rand zu geschiefert. Diese Schieferung, von F. Becke Kristallisationsschieferung genannt, ist eine Folge der regionalen Metamorphose. Sie ist von obenher dem Granit durch die enorme Mächtigkeit der meist darüber lastenden Decken aufgepreßt worden. Im großen ist der Zentralgneis eine einförmige Masse, in der aber F. Becke und F. Berwerth magmatische Differenzierungen nachgewiesen haben. So den Forellengneis, den Tonalitgneis, den Syenitgneis, basische Lager, Aplite, Pegmatite. Im Dache des Granits stellt sich häufiger eine geschieferte basische Randfazies ein. Der Granit ist vermutlich eine intrakarbone Intrusion.

Die Schieferhülle beginnt mit Gneisen, die im Glimmerschiefer einhergehen. Stellenweise tritt in diesen Gneisen, in denen nach Sander<sup>32)</sup> auch Paragneise vorliegen, und in dem Glimmerschiefer eine Anreicherung von Granaten ein, es stellen sich Garbenschiefer ein und so könnten in diesen Gesteinen vielleicht noch kontakt metamorphe Schichten vorliegen.

Aus den Untersuchungen von F. Becke, P. Termier, Sander und Kober, geht hervor, daß über dem Granit der Zentralmassive ein spärliches Jungpaläozoicum entwickelt ist, und zwar Karbon-Perm. (Im Sonnblick und im Zillertal.)

Hierher gehören die Geröllgneise, die von Berwerth am Rathausberg gefunden worden sind, die Tuxerkonglomerat-

---

<sup>31)</sup> Siehe Literaturverzeichnis im Sonnblickberichte. Sitzungsab. d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl. 1912, Bd. CXXI, Abt. I.

<sup>32)</sup> Denkschrift d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien, Abt. 1910.

gneise. Ferner harte dichte dunkle Quarzite. Schwarze kohlige Schiefer und Phyllite und im Zillertale auch Porphyroide. Kohlige Schiefer werden von Becke auch aus dem Hochalm-massiv beschrieben.

Das Mesozoikum wird eingeleitet mit Quarziten. Darüber folgen Rauhwacken und Triasdolomit, wahrscheinlich nur der unteren Trias zugehörig. Dem Lias dürften schwarze Schiefer vom Aussehen der Pyritschiefer angehören. Solche Schiefer finden sich am Hoctor bei Heiligenblut in Kärnten. In den Jura stelle ich mit Steinmann die Hochstegenmarmore, die Angertalmarmore, alle jene Kalkmassen, die so häufig den Zentralgneis umsäumen. Es sind dies die hochmetamorphen Jurakalke der Tauern, wahrscheinlich dem oberen Jura angehörig. Von Steinmann ist auf die Aehnlichkeit mit dem Sulzfluhkalk hingewiesen worden. Jüngere Bildungen sind nicht bekannt.

Dieser stratigraphische Aufbau gilt für das ganze Tauernfenster. Im Semmeringfenster ist die untere Abteilung nicht vorhanden, ebenso auch nicht im Fenster von Gargellen. Im Engadiner Fenster bildet vielleicht der Tasnagrinit, der bei Ardetz auftritt, die Unterlage der Kalkphyllitdecken und wäre somit dem Zentralgneis gleichzustellen. Nach Hammer und Grubenmann<sup>33)</sup> folgt über dem Granit eine Schale von Sedimentgneis, Serizitphyllite mit klastischen Bildungen und Konglomeraten.

In großer Mächtigkeit treten von Oberhalbstein an gegen Westen die Gneismassive zutage. Es sind die Tessiner-gneisdecken, die Gneisdecke der Suretta, darunter die Tambodecke, Molare-, Abuladecke. Im Simplon ist der Bau von Schmidt, Preiswerk und Argand<sup>34)</sup> eingehend studiert worden. Besonders im Simplon sind die Tauchdecken der Gneismassen klar zu erkennen, im Grundprinzip derselbe Bau wie im Tauernfenster.

Das Grundgebirge der Surettadecke.

Nach O. Welter<sup>35)</sup> ist der Rofnaporphyr der Surettadecke ein metamorpher Orthoklas-Muskovit-Quarzporphyr. Die schiefrigen Varietäten an der Basis der Klippendecken im Ge-

<sup>23)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1912.

<sup>34)</sup> Mat. cart. géol. Suiss. nouv. ser. XXXI<sup>e</sup> liv. Berne 1911.

<sup>35)</sup> Eclog. Helvet. 1909, S. 804.

biete von H. Meyer<sup>36)</sup> bei Andeer gleichen jenen Zentralgneis-varietäten, die im Sonnblickgebiet in den höheren Decken liegen. Kontaktmetamorphose ist ebensowenig wie im Zentralgneis der Tauern nachweisbar.

Das Mesozoikum besteht aus gelben Rauhwacken und Triasdolomit und Marmoren. Grüne Serizitschiefer finden sich bei Andeer über dem Rofnaporphyr. Weitere Horizonte sind bisher nicht bekannt.

Darüber liegt die Decke des Schistes lustrés.

Im Simplongebiet ist der Aufbau ein ähnlicher. Wieder folgt über dem Gneis eine Trias, bestehend aus Rauhwacken und Gips, Triasdolomit und Marmoren. Am Albrunhorn, Wasenhorn, Hübschhorn sind nach C. Schmidt,<sup>37)</sup> ganz ähnlich wie im Sonnblickkern, mit den Dolomiten und Marmoren grüne Felsarten verbunden.

Im Sonnblick liegen die grünen Gesteine unmittelbar dem Mesozoikum auf, einen Ring bildend, der sich vom Stellkogel bei Döllach über Heiligenblut auf das Hoctor hinzieht, von hier senkt sich die Serpentinzone gegen Norden und ist vom Ritterkopf auf die Türchlwand zu verfolgen, bisher immer in engster Verbindung mit Linsen von Dolomit und Kalk. Dieselbe Gesteinsvergesellschaftung hat Stark<sup>38)</sup> im östlichen Sonnblickgebiet vorgefunden.

Aus dem Gasteinertale ist der Grünschieferzug von Stark, Seemann, Kober<sup>39)</sup> und Becke bis auf den Katschberg zu verfolgt worden.

Auf diesem Wege entfernt sich der Zug der grünen Gesteine, meist Grünschiefer, sehr weit vom Gneis, liegt innerhalb der Kalkphyllite in viele Züge gespalten. Er ist durch eine sekundäre Faltung verlegt worden.

Im Granatspitzkern liegt nach Löwl<sup>40)</sup> ebenfalls eine Serpentin-Peridotitmasse unmittelbar über dem Gneis. Bei Sprechenstein, südlich von Sterzing, tritt ein Gneiszug hervor, von Termier<sup>41)</sup> den alten Gneisen zugezählt. Dieses Vor-

<sup>36)</sup> Literatur im Führer zu den geol. Exkursionen 1912.

<sup>37)</sup> Eclogae Helv. Bd. IX, Nr. 4, 1907.

<sup>38)</sup> Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., Abt. I, 1912.

<sup>39)</sup> Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl., Bd. CXXI, Wien 1912.

<sup>40)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1895.

<sup>41)</sup> Bull. Soc. géol. France, 4. sér., Bd. V, 1905.

kommen in Verbindung von Triasdolomit und Marmoren mit Serpentin wird hier dem tiefsten Lepontin zugerechnet.

Im Mölltale hat B. Granigg<sup>42)</sup> am Kontakte der Serpentin zum Schiefer noch ursprüngliche Kontaktminerale feststellen können.

Dieser Zug von grünen Gesteinen läßt sich im Simplongebiet ebenso erkennen, wie im Fenster der Tauern. Er ist der tiefste Zug solcher Gesteine im lepontinischen System und liegt in Verbindung mit den Dolomit- und Marmor Massen immer über dem Gneis selbst oder in nächster Nachbarschaft. Nirgends tritt er aber durch den Gneis durch. Trotzdem bleibt die Lagerung und Verbreitung der grünen Gesteine eine sehr auffallende. Das hartnäckige Festhalten der Leitlinie auf so große Strecken ist besonders wichtig. Sie bezeichnet die Grenze zwischen den tieferen Decken und den mittleren, zwischen den Zentralgneisdecken und den Decken der Schistes lustrés. Es sind eruptive Ueberschiebungsapophysen, auf der Ueberschiebungslinie gelegen.

Die grünen Gesteine bezeichnen eine Grenze im Aufbau der Schieferhülle. Der geologische Bau unter- und oberhalb dieses Gürtels ist verschieden. Die Verschiedenartigkeit der unteren und oberen Schieferhülle ist von F. Becke und F. Berwerth schon vor langer Zeit betont worden. B. Sander hat diese Anschauungen für das Westende der Tauern bestätigt.

Termier und Steinmann haben ebenfalls die zwei Stufen unterschieden und sie verschiedenen Decken zugeteilt.

### Tektonik.

So wie im Simplon, so liegen auch im Adula-, Tambo- und Surettamassiv Tauchdecken übereinander, wie aus den Forschungen von Heim, O. Wilckens,<sup>43)</sup> O. Welters und H. Meyer hervorgeht. Derselbe Bauplan beherrscht die Tauern. Die einzelnen Massive, die hier vorhanden sind, bilden nicht eine Decke, liegen tektonisch nicht in einem Niveau.

<sup>42)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1906.

<sup>43)</sup> Literatur in O. Wilckens: »Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens«. Geol. Rundsch. Bd. III, Heft I.

Der Sonnblickkern liegt über dem Hochalmmassiv, das an der Linie Kolm-Saigurn nach Mallnitz in Kärnten untertaucht. Die Zentralgneisdecke des Granatspitzkernes hat eine andere Position im Deckensystem als der Sonnblick. Der Venediger Stock hängt zusammen mit dem Zillerthaler Kern, eine Hauptmasse bildend, am Westende der Tauern durch die tief eingreifende Greinerscholle Beckes gespalten in zwei Decken. Die nördliche, mit dem Olperer bildet den Tuxerkern, die südliche bildet den Hochfeiler.

Im Sonnblick erkennt man, ähnlich wie in den Westalpen, nach Norden gerichtete Tauchdecken. P o s e p n y <sup>44)</sup> hat bereits unter dem Einflusse von E. S u e ß den Sonnblickkern als eine höhere (Decke) Falte als den Hochalmkern aufgefaßt.

Das genauere Studium hat ergeben, daß auch im Sonnblick selbst wieder mehrere solcher Gneisfaltens übereinander liegen. So wie im Simplon bilden die Gneise die Kerne der nordgetriebenen Falten, umhüllt von einem Mantel von Schieferen, Dolomiten und Marmören. Die tektonische Zertrümmierung ist die weitestgehende. Kaum zwei Profile gleichen sich. Von der ursprünglichen Schichtfolge ist wenig mehr zu sehen. Alle Schichten sind unter dem großen Drucke laminiert und nur mehr von tektonischen Kontakten begrenzt. Im ganzen gleicht der Sonnblickkern einer hoch in die Schieferhülle hineingetragenen Gneisfalte. Sie ist aber im Vergleiche zu den ostalpinen Decken oder zu den höheren Iepontinischen Decken relativ noch am ehesten autochthon zu nennen.

Das Hochalm-Ankoglmassiv ist von Becke genauer erforscht worden und hat von jeher als der Typus der domförmig gebauten Massive gegolten, das von dem Scheitel, der im Hochalmmassiv liegt, nach allen Seiten regelmäßig abfällt. Dem ist aber nicht so. Hinter dem so scheinbar ruhigen Kuppelbau verbirgt sich ein intensiver Deckenbau. Becke hat im Mellnikkar Kalkbänder zwischen Graniten synklynal eingefaltet aufgefunden. Die Kalksynklynalen bilden nach den Begehungen von U h l i g die Wurzel für die große Schiefermasse, die das Hochalmmassiv in zwei Teile zerlegt. Der südliche große Kern bildet die Hochalm-Ankoglidecke, der nördliche Granitzug gehört einer Decke an, die über der ersteren liegt und sich nörd-

---

<sup>44)</sup> Prakt. Geol., Bd. I, Wien 1890.

lich des Murtales ausbreitet, indem sie mit steilem Einsinken unter die Kalkphyllite taucht. Das Lieserfenster trennt die beiden Decken. Wie die Aufnahmen von Berwerth, Becke und Stark zeigen, durchschwärmen mehrere solcher Bänder von Schieferhülle den Gneis. Eines davon ist die Woigstengung bei Mallnitz.

Löwl fand auch im Granatspitzkern die Schieferhülle unter die Gneise tauchend. Nach Stark liegen hier ebenfalls Decken vor.

Das Westende der Tauern spaltet sich in zwei große Kerne. Sie sind, wie die Aufnahmen von Sander lehren, von Kalken und Dolomiten ummantelt. Gegen Westen zu tauchen sie unter die Schistes lustrés in die Tiefe, oft von grünen Gesteinen begleitet. Am Wolfendorn herrscht dieselbe oftmalige Verfaltung von Gneis und Mesozoikum wie sonst in irgendeinem anderen Teile.

Ein auf weite Strecken ganz gleichbleibender Charakter ist dem tiefsten Deckensystem der lepontinischen Ordnung eigen. Die stratigraphischen, die tektonischen Charaktere sind die gleichen. Der petrographische Habitus ist ein uniformer. Als die tiefsten Decken sind sie relativ noch am ehesten autochthon.

### **Die Kalkphyllit- oder Schistes lustrés-Decken.**

Der geschlossene einheitliche Aufbau der Kalkphyllite oder Schistes lustres ist allen Forschern aufgefallen. Schon im Jahre 1903 hat Termier<sup>45)</sup> die Kalkphyllite als eigene Decke abgetrennt. Nach Haug<sup>46)</sup> gehört sie zur Ophiolitdecke, nach Steinmann zur rhätischen Decke.

Im Laufe meiner Untersuchungen im Sonnblick bin ich zur Ueberzeugung gekommen, daß die Kalkphyllitdecken ein eigenes System repräsentieren, und grenzte sie nach oben und unten so ab, daß die Kalkphyllitdecken im allgemeinen die obere Abteilung der Schieferhülle im Sinne F. Beckes, also die Hauptmasse der Kalkphyllite, enthalten. Es ist so das

<sup>45)</sup> P. Termier, Bull. soc. géol. France 1903.

<sup>46)</sup> E. Haug, C. R. Ac. Sc. Paris 148.

mittlere System der lepontinischen Decken, über den Zentralgneisdecken und unter den Radstätterdecken gelegen. Die Bezeichnung Kalkphyllitdecken ist, wie ich bereits früher betont habe, nicht ganz günstig. Haug hat die Bezeichnung Ophiolitdecke gewählt. Wir schließen uns hier die von Termier<sup>47)</sup> für dieses System vorgeschlagenen Benennung als Schistes lustrés-Decken an.

Die Abgrenzung gegen die Zentralgneisdecken ist eine schwierige Aufgabe im Felde. Wo die grünen Gesteine an der Basis vorhanden sind, kann diese Linie als die Scheide gelten gegen unten. Ebenso schwer wird es für den Geologen, die Grenze gegen die Radstätter Decke in der Natur zu finden. Die Schwierigkeiten beruhen eben in dem innigen tektonischen Verband dieser Decken und vor allem in der Aehnlichkeit der Gesteine.

Trotzdem treten die Kalkphyllite als ein tektonisches System deutlich in Erscheinung, und ganz spezifische Merkmale unterscheiden sie von den anderen Decken. Da sind vor allem die grünen Gesteine, Serpentine und Grünschiefer, zu nennen, die in oft großen Massen am Aufbaue dieser Zone beteiligt sind. Sie liegen an der Basis des Systems, fehlen aber keineswegs in den anderen Niveaus. Die Hauptmasse bilden die Kalkphyllite, diese einförmigen metamorphen Schiefermassen, mehr oder weniger kalkreich.

Für das Tauernfenster kann man in diesen Schiefem kalkfreie und kalkige unterscheiden, ferner Marmore, Rauh- wacken, Dolomite, Quarzite und Quarzitschiefer von bunter Farbe. Die Marmore insbesondere können größere Lagen bilden, während die anderen Gesteine mehr nur in Form von Schollen der verschiedensten Größe in die Schiefer eingebettet liegen.

Was die Deutung des Alters dieser Schichten anbelangt, so weichen die Meinungen darüber noch sehr ab. Sie wurden von den älteren Beobachtern noch für präkambrisch gehalten. Von ostalpinen Geologen haben Stur und Sueß<sup>48)</sup> in früher Zeit die Meinung vertreten, daß ein Teil dieser Schichten dem Mesozoikum angehört. Termier<sup>49)</sup> nennt die Kalkphyllite oder

---

<sup>47)</sup> P. Termier, C. R. Ac. Sc. Paris 1912.

<sup>48)</sup> Anzeiger d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl, 1890.

<sup>49)</sup> C. R. Ac. Sc. Paris 1912.

Schistes lustrés „une série compréhensive allant du Trias supérieur à l'Eocän“.

Für das Eozänalter fehlen freilich für die echten Schistes lustrés in den Tauern und im Engadin noch alle Beweise. Mögen für die Westalpen, besonders aber im Apennin, Gründe für so junges Alter sprechen, in den Fenstern der Ostalpen haben die Schistes lustrés wahrscheinlich höheres Alter, Trias- bis Untere Kreide. Der Trias werden die Dolomite zugezählt, dem Rhät und Lias Schiefer, die offenbar metamorphe Pyritschiefer sind, ferner Kalke und Marmore von jurassischem Alter. Alle diese Schichten haben die größte Ähnlichkeit mit den Gesteinen der Radstätter Decke, nur sind sie mehr metamorph.

Die Kalkphyllitdecken sind ein System von ähnlichem stratigraphischen Aufbau wie die Radstätter Decke. Sicherlich waren ursprünglich fazielle Differenzierungen gegenüber den höheren Decken vorhanden, was aber nicht mehr zu entscheiden ist, und es mögen die tektonischen Mächtigkeiten das Bild stark fälschen, das tritt doch hervor, daß die Kalkphyllitdecken der Hauptmasse nach nichts anderes sind, als Schichtkomplexe von vorwiegend jüngerem Mesozoikum, aufgebaut aus Pyritschiefen, Lias, Jurakalken, Triasdolomit und Quarzit. Es sind die Kalkphyllitdecken gleichsam Synklinalregionen zwischen den Gneismassen der tieferen Decke und den Dolomitmassen der höheren, es ist so, als würden die Kalkphyllitdecken nur die weiter vorgeschleppten Teile der tieferen Decke sein, oder die Stirnen von Radstätterdecken, denen die Kerndolomite fehlen. In der Tat, nähme man vielen der Radstätter Decke die Antiklinalkerne von Triasdolomit, so würde das morphologische, stratigraphische und tektonische Bild solcher Falten ganz dasselbe sein, wie das der Kalkphyllite. Sie würden eine Anreicherung von Pyritschiefer und Juragesteinen zeigen. Ganz besonders dort würde die Ähnlichkeit eine große sein, wo die Pyritschiefer reich entwickelt sind.

Im Semmeringfenster tritt die mittlere lepontinische Decke nicht zutage, desgleichen auch nicht im Fenster von Gargellen. Im Fenster des Engadin gehören bloß die tieferen Teile der Schichten des Fensters dieser Decke an, jene Partien, die

petrographisch - tektonisch mit den Kalkphylliten übereinstimmen.

W. Hammer<sup>50)</sup> hat im Querschnitt durch die Ostalpen eine zusammenfassende Darstellung der geologischen Verhältnisse gegeben. „Den größten Teil des Bündnerschiefergebietes nimmt ein anscheinend einförmig zusammengesetzter Komplex von gebankten Kalken, Kalkschiefern und Tonschiefern ein, welcher von Stache als ‚Kalktonphyllit‘, von anderen Autoren als ‚graue Bündnerschiefer‘ zusammengefaßt wurden.“ Als tiefster liegt nach der Beschreibung von Grubenmann und Tarnuzer der Tasnagranit bei Ardez. Die Schiefer gleichen nach vielen Beobachtern ganz und gar den Kalkphylliten, beziehungsweise den Schistes lustrés. In ihnen liegen genau so wie in den Tauern grüne Gesteine, so der große Grünschieferzug des Piz Mondin.

Hammer unterscheidet im Bereiche des Fensters noch mehrere Abarten der Bündnerschiefer. So die Breccien in drei Horizonten, die „bunten Bündnerschiefer“, flyschähnliche Gesteine. Von diesen „Faziesentwicklungen“ werden hier die flyschartigen Gesteine, sowie die „bunten Bündnerschiefer“ nicht zu den Schistes lustrés gestellt, von den Breccien ist es zweifelhaft, wohin sie gehören. Sicher sind letztere Gesteine in vielen Profilen sedimentärer Natur. An anderen Profilen ist das sehr zu bezweifeln. Das gilt von den Bildungen, die z. B. von Grubenmann zum Teil als Konglomerate beschrieben werden. Nach Hammer enthalten die Konglomerate am Piz Minschun Gerölle von Kalkphyllit, Kalksandstein und Quarz, die Reibungsbreccie bei Clünas Gneis und Granit.

Man kann sich leicht überzeugen, daß ein Teil der Roz- und Minschunbreccie Reibungsbreccien sind, völlig ident mit den Schwarzeckbreccien der Radstätter Tauern. Diese sind von Frech,<sup>51)</sup> Uhlig<sup>52)</sup> und Suesß als Phacoidede gedeutet worden. Ich schließe mich dieser Deutung an und spreche einen Teil der Breccien als Reibungsbreccien an. Reibungsbreccien sind zum Teil die Breccien, die Sander vom Torjoch im Tuxertal beschrieben hat, Reibungsbreccien sind

<sup>50)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1911, S. 745.

<sup>51)</sup> Geol. u. Pal. Abb. Nr. 5, Bd. IX, Jena 1902.

<sup>52)</sup> Uhlig, Mitt. d. k. k. Geol. Ges. Wien 1909.

zum Teil die Breccien aus den Klippen- und Brecciendecken von Schams und Oberhalbstein. Auf diese Verhältnisse werde ich bei Besprechung der Radstätter Decke zurückkommen.

So ist wegen der Zuteilung der Breccienhorizonte Vorsicht geboten, um so mehr, als sie kein festes Niveau zusammensetzen, auch ihren petrographischen Habitus häufig ändern.

Sicher den Schistes lustrés sind allein die Hauptmasse der „grauen Bündnerschiefer“ mit den grünen Gesteinen zuzählen. Ueber das Alter dieser Gesteine läßt sich nichts Bestimmtes sagen. (Trias bis Untere Kreide.) Die Flyschbildungen mit Helminthoiden und Fucoiden, sowie die oberkretazischen oder tertiären Roz- und Minschunbreccien kommen bei der Altersbestimmung der Schistes lustrés nicht in Betracht, da sie denselben nicht zuzuweisen sind, denn es liegen diese Bildungen viel höher, haben nicht den Grad der Metamorphose.

Im Oberhalbstein tauchen unter den ostalpinen Decken wieder die echten Schistes lustrés auf, umsäumen die Tessinergneismassive und erstrecken sich im Norden an die Rheinlinie. Hier an der pennischen Ueberschiebung von Arbenz und Staub<sup>53)</sup> haben die Schistes lustrés die helvetische Wurzel überschoben.

Die Schistes lustrés werden nach Z y n d e l von der Prä-tigaudecke durch ein Rauhackenband in der Westflanke des Stätzerhornes getrennt.

Innerhalb dieses Rahmens werden die Schistes lustrés von den verschiedenen Forschern zum Lias-Jura und in die untere Kreide gerechnet. Höhere Horizonte sind bis jetzt nicht bekannt.

Es ist durch die Aufnahmen von Theobald bekannt geworden und die Aufnahmen von Welter und Meyer haben es bestätigt, daß in den Schistes lustrés Lager von Grünschiefer liegen. So die Grünschiefer des Valsertales. Welter und Meyer<sup>54)</sup> unterscheiden für die alpine Geosynklinale im Lepontinischen zwei Faziesbezirke mit Grünschiefern, entgegen Steinmann, einen nördlichen, den der Schistes

<sup>53)</sup> Vierteljahresschr. d. Naturf.-Ges. Zürich 1910, Jahrg. 45.

<sup>54)</sup> Monatsber. d. Deutsch. Geol. Ges. Jahrg. 1910, Nr. 1, Bd. LXII.

lustrés oder Bündnerschiefer und den südlichen der rhätischen Decke. Auch im Simplongebiete befinden sich Grünschieferzüge innerhalb der Schistes lustrés, wie sie überhaupt weiter gegen Westen immer mehr an Bedeutung gewinnen. Hier liegen sie noch immer in den Schistes lustrés und in all den Zonen ist bisher, weder in den Zentralgneisdecken, noch in den Decken der Schistes lustrés, eine Spur eines Radiolarites gefunden worden.

So erkennen wir auch hier, daß die grünen Gesteine nicht an die Radiolarite, nicht an die rhätische Decke gebunden sind.

Was die Tektonik der Schistes lustrés-Decken anbelangt, so ist es mangels an Leitlinien nicht leicht, den feineren Bau zu entziffern. Diese Decken sind, wo sie, wie in den Tauern, lokal große Mächtigkeit erreichen, wahrscheinlich als ein System von Falten zu deuten.

### Die Radstätter Decken.

Die Radstätter Decken bilden nach meiner Auffassung die obere Abteilung der Lepontinischen Decken. Sueß und Uhlig haben die gleichen Anschauungen geäußert. Uhlig hat für diese Decke die Bezeichnung „Tauerndecke“ gebraucht. Doch dieser Begriff erscheint unter den heutigen Verhältnissen leicht zu Verwechslungen Anlaß zu geben und so scheint es angezeigt zu sein, diesen Namen fallen zu lassen und an seine Stelle die Bezeichnung „Radstätter Decken“ treten zu lassen. Dies um so mehr, als „Radstätter Decke“ bereits von E. Haug<sup>55)</sup> für dieses System gebraucht worden ist. Steinmann<sup>56)</sup> dagegen rechnet die Radstätter Decke dem ostalpinen System zu.

Dem oberen lepontinischen System gehören an: im Osten, im Semmeringfenster, die fast schon hochalpine Entwicklung aufzeigenden Semmeringdecken, im Tauernfenster die Radstätter und die Brenner Decken, im Fenster des Engadin im allgemeinen die Klippen- und die Brecciendecke, die Klippendecke im Fenster von Gargellen, an der Rheinlinie die Klippen- und zum Teil auch die Brecciendecke im

<sup>55)</sup> C. R. Ac. Sc. Paris, 148.

<sup>56)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. 1910, Bd. III, S. 285.

Prätigau, im Plessurgebirge, in Schams und Oberhalbstein. Diese Decken sind daselbst von F. Zyn del unter der Bezeichnung „S ch a m s e r d e c k e n“ zusammengefaßt worden.

Mit all den hier angeführten Decken wird die lepontinische Serie nach oben hin abgeschlossen. Es werden also dem lepontinischen System nicht zugerechnet:

1. die rhätische Decke an der Rheinlinie, so wie sie ursprünglich von Steinmann aufgestellt worden ist und

2. der lepontinische Außenrand im Sinne von E. Sueß, der die Klippenzone oder die Pieninen umfaßt. Letztere ist von Uhlig ebenfalls dem Lepontin zugezählt worden.

Somit erscheint die lepontinische Decke in den Ostalpen nur in den Fenstern, bzw. an der Rheinlinie.

### Stratigraphie.

#### Die Radstätter Decken.<sup>57)</sup>

Das Studium dieser Decken ist durch Eduard Sueß inaugurirt worden. Auf die älteren Untersuchungen von Stur und Vacek folgten C. Diener und F. Frech. Durch die im Auftrage der kaiserlichen Akademie von V. Uhlig und F. Becke in Angriff genommenen Untersuchungen in den Tauern ist insbesondere durch die Aufnahme der Radstätter Tauern die Kenntnis des oberen Deckensystems des Lepontin wesentlich bereichert worden. F. Becke, V. Uhlig, Stark und Kober haben über den Stand der Untersuchungen im östlichen Tauernfenster berichtet. Nach diesen Berichten ist der stratigraphische Aufbau der Radstätter Decke folgender:

Grundgebirge und Paläozoikum ist nicht vorhanden. Es ist durch die übermächtigen Bewegungen vom Mesozoikum abgetrennt worden und ist tiefer im Süden vielleicht zurückgeblieben.

Das Mesozoikum wird eingeleitet von konglomeratischen bis sandigen Bildungen. In den höheren Teilen sind Kalke und Schiefer. Die Schichtfolge beginnt mit der Trias und reicht bis an die Grenze von Jura und Kreide. Jüngere Schichten fehlen bisher.

---

<sup>57)</sup> Die ältere Literatur in C. Diener »Bau und Bild der Ostalpen«, S. 454, Wien 1903, und im »Führer zu den geol. Exkursionen« etc. Geol. Rundsch. 1912.

Der unteren Trias, vielleicht noch dem Perm, gehören Quarzite und Quarzitschiefer mit verrucanoartigen Bildungen an der Basis an. Diese Konglomerate enthalten Granitgerölle und sind auch mit Porphyroiden verbunden. Stark und ich haben diese Schichten am westlichen Abschnitte der Radstätter Decken am Ausgange der Gasteiner Ache gefunden. In diese Serie gehört wahrscheinlich ein Teil der Lantschfeldquarzite von Frech. Die größte Masse dieser Quarzite muß dagegen dem Karbonquarzit oder Ranachquarzit zugezählt werden. Es sind das jene Quarzite, die von Frech ebenfalls für älter gehalten und als Radstätter Quarzite bezeichnet worden sind.

Der unteren Trias sicher sind zuzuzählen bunte Schiefer von grüner, rötlicher und gelblicher Farbe. Es sind Serizit-schiefer, Serizitphyllite mit Quarzitlagen. Diese Schichtgruppe hat die größte Aehnlichkeit mit den sogenannten „bunten Bündnerschiefern“ von W. Hammer aus dem Engadin. Am häufigsten findet man sie im Heiligenblut-Döllacher Revier in Kärnten in engster Verbindung mit der Trias, meist aber die tieferen Lagen, die Grenze gegen die Kalkphyllite, bildend.

Der unteren Trias gehört der Dolomit mit *Diplopora debilis* an.

Die karnische und norische Stufe ist bisher noch nicht nachgewiesen worden.

Rhät in schwäbischer Fazies ist von mir in schwarzen Kalken am Hochfeind aufgefunden worden. Ein Teil der Pyrit-schiefer gehört hieher.

Dem Lias zuzurechnen sind die Hauptmasse der Schiefer, Kalkschiefer der Pyritschiefergruppe. Hieher gehören schwarze Schiefer mit *Pentacrinus cf. basaltiformis* und vielleicht auch die Crinoidenkalke vom Zehnerkaar. In den Lias ferner gehören noch sandige und quarzitische Kalke an der Kesselspitze.

Dem höheren Jura sind zuzurechnen die sogenannten Jurakalke mit *Bel. canaliculatus*. Mannigfaltige Bänderkalke finden sich. Schwarze Kalke, dann gelbe und rötliche Bänderkalke. Braune milde Kalke, die, wenn sie zerrieben werden, die braunen Mylonite geben.

Breccienbildungen sind im Radstätter System schon lange bekannt. E. Sueß hat vom Weißeneck bei Tweng schon vor langer Zeit Stücke gesammelt, sie im geologischen Institute

der Universität Wien verwahrt, mit der Bezeichnung „Phacoid“. Prof. F. Frech hat diese Bildungen als „Schwarzeckbreccie“ bezeichnet und sie ebenfalls für Reibungsbreccien gedeutet. Uhlig und seine Mitarbeiter sind den Anschauungen von E. Sueß und F. Frech beigetreten.

Neben den Schwarzeckbreccien kommen braune erdige, oft tuffartige und mehlig, rauhwackenähnliche Mylonite vor, die hauptsächlich aus braunem Juramarmor und kleinen Brocken von Serizitquarzit bestehen. Sie liegen hauptsächlich an der Grenze von Ostalpin und Lepontin.

Im Süden kommen nach meinen Untersuchungen in der Heiligenblut-Döllacherzone in der Radstätter Decke auch Grünschiefer und Serpentine vor, die Grünschiefer oft innig verfaltet mit Jurakalken, die Serpentine als schwarze meist ganz zerschieferete Linsen. Die Grünschiefer am Mohar liegen in tieferen Regionen der dort sehr breiten Radstätter Decke, die Serpentine im Heiligenblutertale dagegen nahe der Grenze der Ueberschiebungslinie des Altkristallin der ostalpinen Decke.

In den Radstätter Tauern selbst fehlen grüne Felsarten an der Ueberschiebungslinie des Ostalpin ganz, sie sind nirgends gefunden worden über den Radstätter Decken. Tief unten sind sie wohl bekannt, so an der Basis der Speiereckdecke, wo sie von mir im Zederhaustale gefunden worden sind, also an der Grenze gegen die Kalkphyllitdecken. Hier können sie als aus den Kalkphyllitdecken stammend gedeutet werden. Für den Süden kann aber diese Deutung nicht akzeptiert werden. Denn dort liegen sie, wie ich im Sonnblickberichte zuerst hervorgehoben habe, über der Radstätter und unter der ostalpinen Decke, in derselben Position, wie die grünen Felsarten der rhätischen Decken des westlichen Teiles.

Es liegen also in den Tauern zwei deutlich voneinander getrennte Niveaus von grünen Felsarten vor. Diese für die Deutung des Gebirges so wichtige Lagerung ist bisher ganz übersehen worden. Wir unterscheiden also einen tieferen Grünschieferzug, die Grenze von Kalkphyllit und Zentralgneisdecken bildend und einen höheren an der Ueberschiebung des Ostalpin auf das Lepontin. Was

die Verbreitung der grünen Gesteine anbelangt, so ergibt sich die interessante Tatsache, daß dieselben sich gegen die innern Zonen des Gebirges zu anreichern, eine Erscheinung, die auch F. Zyndel ebenfalls für die grünen Gesteine Graubündens hat nachweisen können.

Steinmann hat auf die Bedeutung der grünen Gesteine in den Alpen aufmerksam gemacht und hat auf die Beziehung dieser Eruptiva mit den Tiefseebildungen hingewiesen und in der Tat ist an der Rheinlinie diese Gesteinsvergesellschaftung eine so innige, eine so weit verbreitete, daß die Anschauungen von Steinmann eine bestrickende Lösung dieses eigenartigen Phänomens bedeuten.

Und merkwürdig, im Fenster der Tauern sind so viele grüne Gesteine bekannt und noch nie ist bisher trotz eifrigen Suchens der Abyssit gefunden worden, ähnlich auch im Engadiner Fenster. Es ist kein Radiolarit vorhanden. Auch liegen die grünen Gesteine nicht in einem Niveau. Sie gehören nicht einer Decke an, sondern zwei. Sie sind daher für die rhätische allein nicht leitend. Zu den gleichen Schlüssen ist O. Welter gekommen, wie früher schon erwähnt worden ist.

Meine Untersuchungen in den Tauern haben mich zur Ueberzeugung geführt, daß die grünen Gesteine auf Dislokationslinien liegen, und ich schließe mich hier der Deutung an, die E. Sueß<sup>58)</sup> für die Genesis dieser Gesteine gegeben hat. Die Bezeichnung „eruptive Ueberschiebungsapophysen“ für derartige Gesteine (W. Seidlitz) erscheint als zutreffend.

In Hinblick auf die Deutung wird plausibel, warum die grünen Gesteine so häufig mit den Abyssiten vorkommen. Diese Regionen tauchen in große Tiefen hinab und sie sind es, welche in erster Linie bei Dislokation von dem Magma injiziert werden müssen.

Von den eigentlichen Radstätter Decken ist in den Tauern eine tiefere Einheit, die Klammdecke, abgetrennt worden. Da sie in ihrem stratigraphischen Bau keine wesentlichen Differenzierungen erkennen läßt, wird auf ihre Zusammensetzung auch hier nicht eingegangen.

---

<sup>58)</sup> C. R. Ac. Sc. Bd. CXXXIX, S. 714.

## Die Brennerdecken.<sup>59)</sup>

Ueber den Bau dieser Regionen sind wir durch die Untersuchungen von F. E. Sueß, F. Frech, P. Termier, Steinmann, B. Sander, F. v. Kerner u. a. unterrichtet worden. Vor allem verdanken wir P. Termier eine großzügige Lösung der Tektonik dieser Gebiete im Sinne der Deckenlehre.

Der stratigraphische Aufbau dieser schönen Berge ist vor allem dadurch charakterisiert, daß sich hier einige stärkere Anklänge an kalkalpine Fazies erkennen lassen. Besonders ist immer auf die stratigraphischen Beziehungen zu der Ortertrias verwiesen worden.

Wieder fehlt das Grundgebirge und das Paläozoikum. Das Karbon des Brenners gehört nicht hieher, ebenso wie das Karbon des Semmering, sondern muß zur unteren ostalpinen (voralpinen) Decke gezählt werden.

Die Schichtfolge beginnt wie in den Tauern mit Trias und reicht bis in den Jura. Jüngere Horizonte scheinen zu fehlen. An der Basis liegt Verrucano, darüber Quarzit und rötliche, grüne Schiefer. Diploporendolomit bildet die stolzen Gipfel des Tribulaun. Er wird hier im Gegensatz zu F. Frech der unteren Trias zugerechnet. Karnisch und norisch fehlt. Rhät ist in schwäbischer und karpathischer Fazies in Glimmerkalken vorhanden. Dem Lias gehören Pyritschiefer, Glimmerkalke und rote Adneterkalke an, dem Jura die verschiedenen Kalke, Marmore und Bänderkalke, den Belemnitenmarmoren der Radstätter Tauern gleichend und endlich Breccien (?) der Kreide.

Auch hier finden sich die Schwarzeckbreccien in rein typischer Ausbildung. Von B. Sander sind große Massen dieser Breccien am Torjoch beschrieben worden. In den Tarntalerköpfen findet sich auch Serpentin in Gesellschaft der Brennerdecken.

## Die Semmeringdecken.

Weit im Osten vom Tauernfenster, 130 km entfernt, taucht im Murtale bei Bruck in Steiermark von neuem das obere lepontinische System unter den Ostalpen hervor, zieht von hier gegen Osten, erreicht im Semmering seine größte

---

<sup>59)</sup> Literatur in Heritsch' Literaturreferat in Geol. Rundsch., Bd. III, Heft 3, und im Führer zu den geol. Exkursionen etc. Geol. Rundsch. 1912.

Entwicklung und erstreckt sich, von hier ins Leithagebirge übergehend, direkt bis in die kleinen Karpathen, wo dasselbe Deckensystem schon lange als ein integrierender Bestandteil der Karpathen gilt.

Eine reiche Literatur existiert über dieses Gebirge. Vacek hat die Kalke des Semmering für Silur gedeutet. Den Untersuchungen Toulas ist die Erkenntnis des Mesozoikums vor allem zu danken. Damit ist die Basis für die geologische Erschließung des schönen Semmering geschaffen worden. H. Mohr<sup>60)</sup> hat in einer umfangreichen Studie den Deckenbau des Semmering näher ausgeführt. Uhlig war es, der im Semmering eine Brücke zwischen Alpen und Karpathen erkannte.

Für die Semmeringdecken ist es bezeichnend, daß sie eben zufolge ihrer Zwischenstellung zwischen Alpen und Karpathen eine Mischung alpiner und karpathischer Charaktere aufweisen. Im Mesozoikum den Alpen und Karpathen ähnlich, sind sie im Grundgebirge ganz karpathisch.

Wie in den Radstätter Tauern, so finden sich auch in den Teildecken des Semmeringsystems Faziesverschiedenheiten, auf die bereits H. Mohr hingewiesen hat. Wir können die Faziesverschiedenheiten, die zum Teil tektonisch sind, außer acht lassen, da wir den Bau des Ganzen betrachten wollen.

Im Gegensatz zu den Radstätter Tauern ist im Semmering das Grundgebirge vorhanden. Es hat hochtatischen Charakter. Die Basis ist ein grobporphyrischer Granit, der bei Kirchberg am Wechsel auftritt und auch im Mürztale bei Krieglach, Mitterndorf usw. Die Granite stecken als vermutlich intrakarböne Intrusionen in Hülschiefern. Es sind dies Glimmerschiefer, die von Granitapophysen durchbrochen werden.

Paläozoikum ist keines vorhanden. Das Karbon von Klamm, sowie das Karbon der Wechseldecke gehört dem Ostalpin zu. Das Mesozoikum beginnt mit der Trias und reicht bis in den Jura. Jüngere Schichten fehlen.

<sup>60)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. Wien 1910, Bd. III.

An der Basis liegen wieder Quarzite, Quarzitschiefer, Serizitschiefer, einzelne Lagen von Quarzporphyr einschließend, endlich Rauhwacken und Gips. Diese Serie ist permisch bis untere Trias. Dieser sind noch anzugliedern die Gyroporellendolomite, die am Sonnwendstein große Mächtigkeit erreichen. Hier genau so wie im Fenster der Tauern zufolge tektonischer Wiederholungen in sekundärer Mächtigkeit. Karnisch und norisch fehlt. Das Rhät ist wieder in schwäbisch-karpathischer Fazies entwickelt, ähnlich wie in den Tauern. Pentacrinitenkalke gehören dem Lias an, Bänderkalke und dickbankige weiße Kalke dem höheren Jura. Die schwarzen Kalkschiefer des Lias, ebenso auch die gleichen Kalke in der Gasteinerache, der Klammdecke angehörig, gleichen den Mariathaler Kalkschiefern und Ballensteinerkalken der hochtatrischen Decke, die höheren massigen Kalke dem hochtatrischen Lias-Jura- oder Jura-Neokomkalke. Es sind das dieselben Kalke, die in den Radstätter Tauern die kanalikulaten Belemniten geliefert haben. Wie schon öfter erwähnt, legen diese Vergleiche und Berührungspunkte die Annahme in den Bereich der Wahrscheinlichkeit, daß Teile der Radstätter Juramarmore Aequivalente der hochtatrischen Jura-Neokomkalke seien.

Die Schichtfolge schließt mit den Jurakalken. Die Oberkreide, die in der Hohen Tatra in der hochtatrischen Decke vorhanden ist, fehlt hier.

Mylonite von derselben Zusammensetzung wie in den Tauern sind hier ebenfalls bekannt. Dagegen fehlen die „grünen Gesteine“ sowie die Schwarzeckbreccie. Ein weiterer Unterschied gegenüber den Tauern ist das Zurücktreten der Pyritschiefer. In den Tauern so reich entwickelt, bilden sie im Semmering schmale Kalktonschiefer zwischen Kalkmassen.

#### Im Fenster des Engadin.

Im Fenster des Engadin ist die Radstätter Decke von allen bisherigen Beobachtern nie erwähnt worden. Das ist doch sehr auffallend, wenn wir sehen, welche Bedeutung dieses Deckensystem im Osten innerhalb der Ostalpen hat. Es ist dies so zu erklären, daß die Aequivalente der Radstätter Decke auch im Fenster des Engadin vorhanden sind,

hier von den einzelnen Forschern aber mit anderen Namen belegt wurden. Auf der Exkursion, die Steinmann im Sommer 1912 durch Graubünden geführt hat, konnte ich mich von der Existenz der Radstätter Decke im Engadin überzeugen.

Meiner Ansicht nach sind der oberen lepontinischen, das ist, der Radstätter Decke im Engadin zuzuzählen:

1. die „bunten Bündnerschiefer“,
2. Teile der Breccien der Bündnerschiefer,
3. die Klippendecke,
4. zum Teil auch die Brecciendecke.

Die „bunten Bündnerschiefer“ lassen sich nach W. H a m m e r <sup>61)</sup> in zwei Horizonte trennen. Der eine besteht aus Gesteinen, welche dem Verrucano angehören: grünlichweiße Serizitquarzschiefer, weiße und rote Quarzsandsteine, Porphyroide, grünliche Arkosen, Quarzkonglomerate, rotviolette und hellgrüne Tonschiefer.

Die zweite Gruppe wird gebildet von hellgrünen Tonschiefern, grünen Serizitschiefern mit Quarzknauern, kalkigen Schiefern, braunen sandigen Kalkschiefern, polymikten Konglomeraten, Gips und Rauhacken.

Die beiden Gruppen stehen miteinander in so enger Verbindung, daß ihre Trennung schwer durchführbar wird. In Verbindung mit der zweiten Gruppe sieht man an zahlreichen Stellen Triasdolomit und Kalk, so an der Flieser Alpe, am Frudinger Kopf, Fendels usw.

Die bunten Schiefer enthalten auch nach H a m m e r vielfach „Breccien“ und „polymikte Konglomerate“ sowie vielfach auch Lager von basischen Eruptivgesteinen, doch nur in geringer Ausdehnung und Mächtigkeit, so bei Ardetz, am Flieser Berg. Es sind Diabase, und zwar kommen besonders in diesen Schichten häufig Spillite mit Mandelsteinstruktur vor.

Versuchen wir diese Gesteinsgruppen zu deuten, so erkennen wir fast alle Glieder der Radstätter Decke wieder: Das Perm und die untere Trias in der Verrucano-Quarzitserie. Hieher gehören auch die grünen Serizitschiefer, das Gips. Rauhacken und Dolomite sind die Vertreter der Trias.

<sup>61)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1911, S. 580.

Dem Lias und Jura gehören die Kalktonschiefer, ferner die Kalkbänder zu. Die „polymikten Konglomerate“ sind zum Teil nichts anderes als die Schwarzeckbreccien des Ostens. Dasselbe gilt von anderen Breccien. Die grünen Gesteine liegen hier an derselben Stelle wie in den Tauern.

W. Paulcke<sup>62)</sup> trennt im Antirhätikon, Klippen-, Breccien- und rhätische Decke unter der ostalpinen. Die Decken sind ungemein zertrümmert und reduziert, so daß es nicht leicht wird, die Stratigraphie der einzelnen Decken klar festzulegen. Hammer kann im Engadiner Fenster nirgends die Decken Paulckes erkennen, höchstens drei Faziesbezirke: Zu unterst die echten Bündnerschiefer, zu oberst das Ostalpine, dazwischen eine Mischungszone. Dieser Meinung Hammers pflichte ich bei. Nur betrachte ich die mittlere Zone nicht als eine tektonische Mischungszone, sondern glaube in der mittleren Decke die Radstätter Decke erkennen zu können.

Im Antirhätikon rechne ich zur Radstätter Decke:

Den Granit von Clünas, der nach Paulcke Julier- und Albulagranit ähnelt, Quarzite und Quarzitschiefer, rötliche und grüne Schiefer mit Gips (unterhalb Guarda) Dolomite der Trias zugehörig (zwischen Clünas und Minschun), rötliche Kalkschiefer (Clünas) des Lias. Rhät-Lias bilden Schiefer, ähnlich den Pyritschiefern (Minschun). Damit verbunden sind auch Kalke des Jura. Auf dem Clünasgipfel, dann weiter im Kaar liegen typische Schwarzeckbreccien, sichere Reibungsbreccien, bisher zum Teil als sedimentäre Breccien beschrieben. Serpentine liegen innerhalb dieser Serie.

Ob die Roz- und Minschunserie der Radstätter Decke zugehört, wage ich nicht zu entscheiden. Es ist eine sedimentäre Breccie von kretazischem oder tertiärem Alter, die ihrem petrographischen Habitus nach sehr abweicht von den tieferen Gesteinen des Fensters; denn in diesen tieferen Gesteinen ist eine allgemeine und oft weitgehende Metamorphose zu erkennen. Sie haben offenbar die ganze Gebirgsbewegung mitgemacht, der Schichtverband ist gelöst, die Gesteine liegen nur in Schollen und Linsen im Gebirge, stellenweise

---

<sup>62)</sup> Literatur im Führer zu den geol. Exkursionen etc.

ist die Zertrümmerung des Deckensystems so weit vor sich gegangen, daß die Decke ganz zu einer Breccie aufgearbeitet worden ist. Bei der Minschunbreccie ist das nun nicht der Fall. Die Breccienkomponenten sind gar nicht orientiert, keine tektonische Schieferung ist zu erkennen. Ganz im Gegensatz zu allen anderen Gesteinen tragen diese Breccien einen frischen primären Charakter an sich und sehen zum Teil wie Flysch aus (Niesenflysch). Es sind Gesteine, die nach der Hauptüberschiebung erst entstanden sind und bei der nachfolgenden Bewegung erst mit einbezogen wurden, eine Bildung, ihrem Charakter, ihrer Entstehung nach etwas Aehnliches wie die Niesen-Habkerndecke. Es wird nötig sein, in späteren Kapiteln im Zusammenhange mit den Breccien, dies näher zu erörtern.

#### Gargellen.

Westlich treten im Fenster von Gargellen, Sulzfluhkalke und Granit auf. Ich rechne hier diese Gesteine ebenfalls zur Radstätter Decke.

Wenden wir uns nunmehr der Radstätter Decke am westlichen Außensaume der Ostalpen zu. Wie schon erwähnt, werden hierher gezählt die Klippendecke und zum Teil die Brecciendecke.

#### Prätigau.<sup>63)</sup>

Unter der Führung von Dr. W. v. Seidlitz hatte ich Gelegenheit, die nördliche Umrahmung des Prätigau kennen zu lernen.

Auf den ersten Blick hin ist die Aehnlichkeit der Sulzfluhdecke mit der Radstätter Decke keine große. Das kommt hauptsächlich daher, daß die Radstätter Decke gegen Westen als gegen Osten im Streichen weitgehende fazielle Veränderungen erfährt. Während im Engadiner Fenster, z. B. am Clüna, die Radstätter Decke typisch entwickelt ist, könnte man dies angesichts der Sulzfluhkalke in der Umrahmung der Lindauerhütte nicht sagen, und es ist wohl selbstverständlich, daß die Zusammenhänge zwischen den Sulzfluhkalcken im Westen mit ihren analogen Gliedern im Osten bisher nicht recht erkannt worden sind.

---

<sup>63)</sup> Literaturverzeichnis im Führer zu den geol. Exkursionen etc.

Wenn wir aber den stratigraphischen Aufbau jener ganzen Zone, die „Klippendecke“ genannt worden ist, näher studieren, so wird die Aehnlichkeit nicht übersehen werden können.

Den höchsten Horizont bilden die couches rouges, dem Turon oder Senon angehörig, Aequivalente einerseits der Seewenschichten in der helvetischen Decke, anderseits der Flysch- oder Gosaubildungen der ostalpinen Decke. Bezeichnend für die couches rouges ist nach Lorenz das massenhafte Auftreten von Protozoen. Die couches rouges sind rote und graue Schiefer, die in der Umgebung der Lindauerhütte deutlich zu sehen sind.

In der ganzen übrigen Radstätter Decke ist bisher kein Aequivalent der couches rouges sicher bekannt. Bloß in der hochtatratischen Decke der Hohen Tatra finden sich mit den hochtatratischen Jura-Neokomkalken verbunden, graue Mergelschiefer, die nach Uhlig der Oberkreide angehören.<sup>64)</sup>

Der unteren Kreide, dem Urgo-Aptien, wäre die Tristalbreccie zuzurechnen, falls sie überhaupt der Klippen-, bzw. der Radstätter Decke zuzuzählen sein sollte, dem Oberjura die Falknisbreccie und die koralligenen Sulzfluhkalke, dem unteren Jura die Liasbreccien, Schiefer dem Rhät, Dolomite der Trias, an der Basis Rauhewacken, Gips und Quarzit. Grüne Granite (Juliergranit) mit Rohnaporphyr finden sich ebenfalls in Schollen in der Region der Klippendecke.

#### Schams und Oberhalbstein.

Die Klippendecke ist am Rande des Prätigau nirgends vollständig erhalten, sondern weist im Gegenteil eine überaus große mechanische Zertrümmerung ihres ursprünglichen Schichtgefüges auf. Nicht viel besser scheint es im Plessurgebirge zu sein. In Schams und Oberhalbstein ist die Zertrümmerung der Klippendecke ebenfalls eine weitgehende. Meyer und Welter haben hier eine obere und untere Klippendecke unterschieden.

Die Aehnlichkeit der von Meyer östlich von Andeer studierten Zone mit den Schistes lustrés und der Klamm- und Radstätter Decke des Ostens ist sehr groß. Was hier Meyer Klippen- und Brecciendecken nennt, das ist in den Tauern Klamm- und Radstätter Decke genannt worden. Es gibt kein

<sup>64)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. Wien 1908, Bd. III, S. 344.

Gestein der Berge östlich von Andeer, das nicht genau so auch im Tauernfenster vorhanden wäre. Die Lagerung all dieser Schichten ist dieselbe wie in den Tauern. Es ist derselbe Quarzit, es sind dieselben Rauhwacken mit Gips, dieselben Dolomite und Kalkschiefer. Ganz charakteristisch sind die Breccien. Bis Andeer erstreckt sich nach Westen hin der Bereich der Schwarzeckbreccien.

Ich möchte betonen, daß Teile der Breccien zweifellos sedimentär sind, so die Liasbreccien.

Wenn wir die Klippen- und Brecciendecken von Meyer und Welter zusammenziehen, erhalten wir die Stratigraphie für eine Decke und diese stellen wir gleich der Radstätter Decke. An der Basis liegen die Rofnaporphyre. Die feinschieferigen Varietäten oberhalb Andeer gleichen sehr analogen Gesteinen aus dem Zentralgneis. Darüber folgt Verrucano, Quarzite, grünliche Schiefer und Serizitphyllite mit Gips bilden die untere Trias, ferner Rauhwacken und Dolomit. Tonige Schiefer und Kalke bilden das Rhät, Schiefer, ähnlich wie Pyritschiefer, Kalkschiefer und Kalke mit Belemniten den Lias, den höheren Jura weiße Marmore, Korallenkalk, Falknisbreccien und die Orbitulinenbreccie den Malm, bzw. untere Kreide.

Es wird die Zukunft lehren, inwieweit die hier angeführten Zusammenhänge vorhanden sind. Von stratigraphischen Gesichtspunkten ausgehend gehören jedenfalls alle hier angeführten Zonen in eine Reihe, einem Faziesgebiete an und die tektonische Position, in der wir heute diese Glieder sehen, ist überall ungefähr dieselbe: Ueber den Schistes lustrés und unter der ostalpinen Decke. Sie liegen an einer entscheidenden Grenzlinie, die Hauptüberschiebung der Ostalpen hat sich auf dem Rücken der Radstätter Decke vollzogen.

Es kann heute kein Zweifel darüber bestehen, daß die ostalpine Decke die größte und mächtigste Decke der Ostalpen ist, ein System von Decken von großer horizontaler Ausdehnung und vertikaler Mächtigkeit. Nach E. Sueß hätten wir uns vorzustellen, daß auf listrischen Flächen derartige Schubkörper aufsteigen, von unten nach oben und zugleich nach außen bewegt. Ein solcher Schubkörper muß, um bewegt werden zu können, enorme Mächtigkeiten besitzen

und bei seiner Vorwärtsbewegung wie ein Pflug den Untergrund umstürzen. Aus den westlichen Kalkalpen verdanken wir Ampferer<sup>65)</sup> überaus genaue Studien über die Grenzfläche zweier Ueberschiebungskörper. Ampferer hat in den großartig aufgeschlossenen Kämmen Tirols und Vorarlbergs an der Schubfläche der Lechtaler Decke eine so innige Verwebung von Schubsplittern der unteren und der darüber gehenden Decke gefunden, daß er von einem „Reibungsteppich“ gesprochen hat. Die Schichten sind zertrümmert, blockartige Reste bildend und auf das innigste mit einander verfalltet.

Die Ueberschiebung einer kalkalpinen Schubmasse läßt sich nicht im entferntesten vergleichen in bezug auf die Größe des Phänomens mit der Ueberschiebung der Ostalpen auf die lepontinen Berge. Wenn wir sehen, daß sogar an der Basis der kalkalpinen Decken „Reibungsteppiche“ entstehen, wie ungleich größer muß erst dieses Phänomen sein in bezug auf einen solchen Schubkörper wie die ostalpine Decke.

In den Kalkalpen sind es Bewegungen, die sich in den obersten Regionen der Erdrinde abspielen. Die Belastung ist eine relativ kleine und der Druck und die Reibung daher gering.

Ganz anders an der Basis der ostalpinen Ueberschiebung. Der Druck und die Reibung sind weitaus größer.

In der Tat sind die lepontinischen Decken unmittelbar unter den ostalpinen, ebenso auch die inversen mesozoischen Anteile derselben, in vielen Regionen in einem Zustande, daß man von Schichten überhaupt nicht mehr reden kann. Es bilden sich „Quetschzonen“ oder „Mischungszonen“ heraus. Diese Erscheinung ist von mehreren Forschern beschrieben worden. Eine Decke als ganzes wird in Schubmassen und Schollen zerlegt, in den Untergrund hineingepreßt. Die Bewegung der Decken sind auch mit denen der Gletscher verglichen worden.

Solche Schollenregionen erscheinen in der Umrahmung des Engadiner Fensters, wie Paulcke gezeigt hat. Wie innig ist die Verknüpfung und Durchstechung in den Decken um den Prätigau herum, im Plessurgebirge, in Schams und Oberhalbstein.

<sup>65)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1911.

Wenn nun die Decken selbst so weitgehende Auflösung erfahren, so müssen doch innerhalb dieser Einheit selbst große Veränderungen vor sich gehen, besonders überall dort, wo innerhalb eines starren Deckenkörpers in mehreren Lagen Schiefer liegen. Die Verschiedenartigkeit von sehr harten Dolomitmassen und weichen Schiefen führt unter solchen Umständen zu einer heftigen Differentialfaltung. Die Schiefer dringen zwischen die Dolomite ein, Dolomitschollen werden in die Schiefer aufgenommen.

Unter der hohen Belastung erleiden die Dolomite eine Ab- rundung. Sie werden walzenartig und an den Enden ausge- zogen. So entsteht ein „tektonisches Gerölle“. Die Gerölle stauen sich an gewissen Punkten, häufen sich auf, und so bilden sich „Geröllagen“ auf tektonischem Wege.

Es ist natürlich, daß die Zusammensetzung abhängt von der Anzahl der Gesteine, welche in diesen Strudel hineingezogen werden, von der Größe des zurückgelegten Weges, von dem Grade der Vereinigung.

Charakteristisch für solche Geröllager ist daher, daß sie nie eine einheitliche Grundmasse haben. Bald ist die Grund- masse ein Schiefer, und in ihm liegen Dolomite, Kalke, Quar- zite. Ein anderes Mal wieder ist die Grundmasse ein weicher Kalk, und der Dolomit, die Quarzite bilden die Ge- rölle. Dann kommt es wieder vor, daß der Granit fließend war und weich, und in ihm stecken grobe Gerölle von Dolo- mit. Aber der Verband zwischen diesen Varietäten ist ein so inniger, daß sie alle ineinander übergehen. In dem einen Falle ist es ein „polymaktes Konglomerat“, dann wieder eine „reine Dolomitreccie“ usf. Man kann beobachten, wie aus einem festen reinen Gneis durch allmähliche Aufnahme von Dolomitgeröllern, Kalken ein Konglomerat hervorgehen kann, das man mit einem gepreßten Grundkonglomerat vergleichen möchte. Derselbe Vorgang zeigt sich in umgekehrter Reihen- folge. Ein Kalk ist die Grundmasse, und Granite werden als Gerölle aufgenommen.

Ich habe diese Verhältnisse in den Radstätter Decken genauestens studiert und bin ebenso wie Sueß, Frech, Uhlig und die anderen Mitarbeiter in den Tauern zur Ueber- zeugung gekommen, daß die „Schwarzeckbreccien“ der Tauern Reibungsbreccien sind, hervorgegangen

aus Differentialbewegung innerhalb des Deckenleibes und durch die Ueberschiebung einer großen Deckenmasse. Die Schwarz-  
eckbreccie ist ein verfestigter Reibungssteppich.

Derartige Schwarz-  
eckbreccien habe ich am Brenner, im Engadiner Fenster, im Profile des Clünas, im Gebiete von Meyer in Schams gesehen und ich zweifle nicht, daß ein Teil der Breccien in den einzelnen Decken zweifellos tektonischer Entstehung ist.

### Tektonik.

Was nun die Regionaltektonik anbelangt, so sehen wir in den Tauern das Radstätter System in einzelne Decken aufgelöst, so die Klammdecke, die Weißeneckdecke, die Tauerndecke. Im Brenner liegen die Tauerndecken ebenfalls in mehreren Schuppen übereinander, wie F. E. Sueß, F. Frech und B. Sander beschrieben haben. Termier hat mehrere Decken unterschieden. Im Tauernfenster hat man einen nördlichen Rahmen zu trennen von einem südlichen. Um den Katschberg im Osten, um das Westende der Tauern hängen diese Zonen zusammen. Der Norden ist das am weitesten verfrachtete Deckenland. Der südliche Rahmen, der die Zone Döllach-Windisch-Matrei umfaßt, ist von Uhlig<sup>66)</sup> als die Wurzelzone gedeutet worden.

Unter dem Altkristallin der Schobergruppe sinkt die Radstätter Decke im Döllach-Matreizug unter die Ostalpen hinab. Es ist kein Grund vorhanden, in dem Untersinken nicht das Hinabtauchen der auf dem Südrande überaus zerrissenen Decken zu sehen. Diese Decken ziehen unter dem Kristallin noch weit fort in die Tiefe. Ihre Wurzeln sind vom Ostalpin gänzlich überschoben.

Im Süden liegen, wie bereits erwähnt, unter dem Ostalpin „grüne Felsarten“. Serpentine und Grünschiefer sind entweder enge mit Radstätter Mesozoikum verfalltet, oder liegen in Scherben in den Kalken und Dolomiten.

Dies ist der zweite wichtige Grünschiefer- und Serpentinhorizont im Tauernfenster. Im Sonnblickberichte habe ich auf diese Erscheinung hingewiesen und gerade diesen Zug der basischen Gesteine mit den Grüngesteinen der rhätischen Decke verglichen, im Gegensatz zu Steinmann, der die Kalk-

<sup>66)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. 1909.

phyllite mit ihren Grüngesteinen zur rhätischen und die Radstätter Tauern zur ostalpinen Decke stellt.

Die Radstätter Decke breitet sich im Norden der Kalkphyllitdecken in weitem Bogen aus, der von Mauterndorf im Lungau (Salzburg) über die Trias von Krimml auf den Brenner zieht. Die Mächtigkeit der Decke ist eine recht verschiedene. Sie schwillt im Herzen der Radstätter Tauern, im Hochfeindgebiet, zu bedeutender Mächtigkeit an, wird im Gasteiner Tale, die Klammkalke bildend, bedeutend schmaler. Gegen Westen löst sie sich in unzusammenhängende Züge auf. Bei Mittersill im Salzachtale scheinen sich diese Züge zu spalten in mehrere Synklinalen, innerhalb der „Pinzgauerphyllite“ liegend. Hier tritt auch ein Auseinandertreten des Streichens ein. Der „Krimmler Graben“ läuft O—W der Salzach entlang, während nördlich des Flusses die „Pinzgauer Phyllite“ ein Streichen gegen NW gerichtet zeigen.

Bei Krimml ist die Radstätter Decke wieder deutlich sichtbar. Von den Zentralgneisdecken ist sie aber nur durch ein schmales Band der Schieferhülle getrennt. Nördlich des Hauptzuges der Trias, der von C. Diener<sup>67)</sup> studiert worden ist, läuft ein zweiter Ast, mitten im Pinzgauer Phyllit liegend.

Aehnlich ist die Position der Radstätter Decke bei Mairhofen im Zillertal. Am Brenner entfernt sich das oberleponinische Mesozoikum weiter vom Zentralgneis. Hier kommen die Dolomite, Pyritschiefer und Kalke wieder zu reicher Entwicklung. In vielen Falten liegen diese Schichten übereinander und bilden so mesozoische Berge von stolzer Form.

E. Sueß<sup>68)</sup> hat schon erkannt, daß am Brenner das leponinische Mesozoikum über den ostalpinen Rahmen hinübertritt und die Untersuchungen in den Radstätter Tauern haben dargestellt, daß die leponinische Trias mit dem Ostalpinen verfault ist, insbesondere ist das Verhältnis im östlichen Lungau um Tweng herum ungemein klar zu ersehen. In den Profilen, die Uhlig und ich entworfen haben, tritt diese Verfaltung deutlich hervor.

Im Sonnblickberichte sowie im Berichte über die Ergebnisse der Untersuchungen im östlichen Tauernfenster habe

<sup>67)</sup> Bau und Bild der Ostalpen, Wien 1903.

<sup>68)</sup> Antlitz der Erde, Bd. III, II. Teil.

ich die eigenartigen Verhältnisse zu deuten versucht. Wir wollen das Wesentlichste kurz wiederholen.

Das Tauernmesozoikum tritt vom Brenner bis in die Radstätter Tauern in Verfaltung mit dem ostalpinen und zwar entweder mit dem Grundgebirge, das ist Altkristallin und karboner Quarzit, oder nur mit Karbon. Der erstere Fall ist in den Radstätter Tauern zu beobachten, der letztere am Brenner.

Es ist dies so zu erklären, daß die Radstätter Decke zuerst von der ostalpinen Decke überschoben worden und dann gemeinsam mit dieser weiter gegen Norden gewandert ist. So ist es verständlich, daß die tiefere Radstätter Decke von oben her von der ostalpinen umhüllt wird. An der Grenze der beiden Decken liegt der Mylonit, hervorgegangen aus dem zu oberst liegenden Juramarmor der Radstätter Decke und dem zu unterst liegenden Quarzit der ostalpinen Serie.

Die Verfaltung ist in dem Gebiete bis zu 30 km lang. Die Erscheinung weist hin auf einen langen gemeinsamen Weg einer solchen Decke, für die ich die Bezeichnung „Verfallungsdecke“ vorgeschlagen habe.

Die Erkennung dieser eigenartigen Tektonik der Decken ist einer der bedeutendsten Erfolge der von V. Uhlig und F. Becke im Tauernfenster unternommenen Untersuchungen.

In den Westalpen ist die Verfaltung der Niesen-Habkerndecke mit dem helvetischen ein großartiges Gegenstück. Für die Karpathen kommt Limanovski ebenfalls zu ähnlichen Deutungen bezüglich der Klippen und der Flyschzone.

Jenseits der Donau, in den kleinen Karpathen, liegt zu unterst nach H. Vettors<sup>69)</sup> die hochtatische Fazies, Granit im Kern und darüber das Mesozoikum in hochtatischer Entwicklung. Diese Decke zieht bei Theben über die Donau, setzt südlich davon die Hainburger Berge, dann das Leithagebirge zusammen. Ueber das Rosaliengebirge kommt diese Decke auf den Semmering und folgt von hier der Mürz bis Kapfenberg in Steiermark. Hier schließt das Fenster im Westen, 130 km östlich der Radstätter Tauern, hier sinken die hochtatischen Decken der Karpathen, weit in die Ostalpen hinein vordringend, unter dieselben

<sup>69)</sup> Beitr. z. Geol. u. Pal. Oesterr.-Ung. 1904.

unter. Die ganze Decke selbst ist zu einem mächtigen Wall aufgelürrt, der gegen Norden und Westen zu in die Tiefe sinkt.

Innerhalb des Deckensystems, das H. Mohr am Semmering zuerst studiert hat, habe ich drei Decken unterschieden, die Stuhleckdecke, die Mürzdecke und endlich die Decke des Drahtkogel. Es sind Tauchdecken, nach Norden getrieben, im Kern die Granite, dessen Mantel die mesozoischen Gesteine bilden. Die tieferen Decken haben eine höhere Regionalmetamorphose erfahren als die höheren. Mylonite finden sich an der Grenze gegen das Ostalpin.

Wie im Tauernfenster, tritt auch hier die Semmeringdecke in Verfallung mit dem Karbon des Ostalpinen. Die Verhältnisse ähneln besonders dem Brenner. So wie das Karbon am Brenner, so gehört das Karbon von Klamm zum Ostalpin und nicht zum Lepontin. Innerhalb des Semmering selbst erscheint das Karbon der „Wechseldecke“. Ich habe im Anschluß an Mohr die Wechseldecke als Fenster gedeutet.

Vom Fenster des Engadin ist wenig zu sagen. Die Radstätter Decken sind als schmale Schollen oder Zonen unter dem Kristallin des Silvretta und auf der Ostumrahmung vorhanden, teilweise fehlen sie gänzlich. Im Prätigau haben wir in die Aequivalente der Radstätter Decke durch die Aufnahmen von W. v. Seidlitz trefflichen Einblick: Die Tektonik der Klippen- und Brecciendecke gegen Süden ist von Hoeck,<sup>70)</sup> Meyer, Welter studiert worden. Es konnten Meyer und Welter eine obere und untere Klippendecke unterscheiden. Nach den Untersuchungen von F. Zyn del<sup>71)</sup> liegen die Klippendecken von Meyer und Welter tiefer als die Klippendecken im Prätigau. Die ersteren, die er als „Scharser Decken“ zusammengefaßt hat, liegen unter der Prätigaudecke, während die Sulzfluhkalke über derselben liegen, in folgedessen, so schließt Zyn del, können sich beide Zonen nicht entsprechen.

Daß die Scharser Decken unter den Prätigaudecken liegen, scheint nach den Ausführungen Zyn del's ziemlich sicher zu sein. Dennoch können die Prätigauer Aufbruchzone und

---

<sup>70)</sup> Ber. d. Naturf.-Ges. in Freiburg i. B. Bd. XIII und XVI (1903 und 1906).

<sup>71)</sup> Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. N. F. 41. Lfg., 1912.

die Schamser Decken einander entsprechen, unter der Annahme, daß die Schamser Decken infolge einer Verfaltung heute unter der Prätigaudecke erscheinen. Die Verfaltung beträfe in dem Falle die Radstätter Decke und ihr Liegendes, während im Tauernfenster die Radstätter Decke mit ihrem Hangendeckgebirge in Verfaltung tritt. Daß die obige Annahme ganz gut bestehen könnte, bezeugt die Verfaltung der Radstätter Decke mit dem Ostalpin. Uebrigens finden sich auch in den Radstätter Tauern die Tauerndecken, zum Teil unter oder in den Kalkphyllitdecken steckend, so in den Gebieten, die von F. Seemann und W. Schmidt untersucht worden sind, im hinteren Zederhaustale im Lungau. Es ist die Weißbeckdecke, die als isolierte Scholle in der Kartenskizze von Uhlig<sup>72)</sup> eingezeichnet ist.

### Zusammenfassung.

Ich habe in den vorhergehenden Zeilen zu zeigen versucht, daß das Iepontinische Gebiet in der hier vorgeschlagenen Abgrenzung einen einheitlichen Aufbau hat, der sich nahe an den helvetischen anschließt. Es wurde auch der Versuch gemacht, zu zeigen, daß die Dreigliederung der Iepontinischen Decken innerhalb der Ostalpen die zweckentsprechendste ist, eine Einteilung, die allenthalben für die Iepontinische Serie gilt. Das Grundgebirge bilden immer wieder große Granitmassen, eingehüllt Hülschiefern. Das Paläozoikum fehlt fast gänzlich. Oberkarbon und Perm ist spärlich, das Mesozoikum recht lückenhaft vertreten. So ist die Trias bloß durch Dolomite der unteren Abteilung repräsentiert, Rhät nur in karpathischer und schwäbischer Entwicklung. Im Jura finden wir Schiefer, Kalkschiefer und endlich Kalke. Der Oberjura ist immer in einer Seichtwasserfazies vorhanden. Auch die Oberkreide ist vertreten. Die Schichtfolge erinnert mehr an das Helvetische. Zudem fehlen fast alle echtalpinen Schichten.

Als tieferes Deckenelement ist auch die Regionalmetamorphose, besonders in den unteren Systemen, eine hohe und verändert in außerordentlicher Weise den ursprünglichen Bauplan. Die Bewegungen der Deckenbildung vollziehen sich in

<sup>72)</sup> Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Math.-nat. Kl., Bd. CXVII, Abt. I, 1908.

so bedeutenden Tiefen der Erdrinde, daß die molekulare Umwandlung eine große Rolle spielt, während in der oberen Abteilung mehr die rupturelle an Bedeutung gewinnt. Mylonite und Reibungsbreccien finden sich hier in großen Massen. Auf den Hauptdislokationslinien liegen die aus der Tiefe aufgestiegenen basischen Eruptiva, so an der Ueberschiebungsfäche der Decke der Schistes lustrés oder in deren tieferen Lagen und an der Basis der ostalpinen Decke.

Die lepontinische Decke ist mehrere Male von den großen Bewegungen ergriffen worden. Aus der 30 km langen gemeinsamen Wanderung der Radstätter Decke mit der ostalpinen erkennen wir die Kompliziertheit dieses eigenartigen geologischen Phänomens. Unter den anrückenden ostalpinen Decken erfolgte zuerst Faltung, vielleicht Deckenbildung innerhalb des Radstätter Gebietes, dann kam die Ueberfaltung durch die ostalpine Decke und hierauf erst die Wanderung der Radstätter Decke gemeinsam mit der ostalpinen.

Was nun gerade die Art und Weise der verschiedenen Deckenbewegungen betrifft, so ist hierin noch nicht klar zu sehen. Zweifellos ist jener Anschauung der Vorzug einzuräumen, die den Vorgang der Deckenbildung als einen langdauernden Prozeß der Gebirgsbildung betrachtet und den Anfang desselben bereits in das Mesozoikum zurück verlegt. Hierfür sind, wie schon erwähnt wurde, sowohl in den West-, als auch in den Ostalpen Beweise erbracht worden.

Ich halte die Ueberfaltung der lepontinischen Decken für vorgosauisch und stütze mich darauf, daß in den tieferen lepontinischen Decken bisher kein jüngeres Glied als höchstens Unterkreide bekannt geworden ist und denke mir die Verhältnisse zur Zeit der Entstehung der couches rouges so, daß einzelne Teile der Radstätter Decken von ostalpinen nicht überfahren waren, so die Klippendecke des Prätigau oder die hochtatratische Decke der Karpathen. Die Radstätter Tauern lagen wahrscheinlich mit den tieferen lepontinischen Decken darunter, unter den ostalpinen vergraben, deren Stirnen die Kalkalpen bildend, im Flyschmeere brandeten.

Die Klippendecken des Prätigau hatten im Süden die andringenden Kalkalpen, im Norden die helvetische Zone. Unter der Klippendecke begraben lagen die tieferen lepontinischen Decken. Die couches rouges der Klippendecke sind die Ueber-

gangsfazies von der helvetischen Oberkreide in die alpine, die in den „Quetschzonen“ und in den äußeren Decken der westlichen Kalkalpen (Rhätikon) ebenfalls couches rouges - Charakter hat. Die couches rouges der Klippendecke sind vielleicht die sedimentierten Terra rossa - Bildungen der verkarsteten Jurakalke der Klippendecke, ruhige Lagunen.

Auf diese Weise erklärte sich die oft betonte Verwandtschaft zwischen dem Helvetischen mit dem Ostalpinen in der Oberkreide.

Im mittleren Querschnitt der Ostalpen waren die leontinischen Decken gänzlich unter dem Ostalpin vergraben. Die Kalkalpen standen in unmittelbarer Verbindung mit dem Flyschmeere.

In der Tatraregion ist die Radstätter Decke noch nicht verdeckt vom Ostalpin. So gelangen auf den hochtatratischen Jura - Neokomkalken die Oberkreidemergel zum Absatze, vor sich das beskidische Meer, im Süden übergehend in das Gosau - meer der ostalpinen Entwicklung. Die Zentralgneisdecken sowie die Schistes lustrés lagen längst in der Tiefe.

Wir kommen auf diesem Wege von Westen her zu einem ähnlichen Resultate bezüglich des Deckenbaues der Karpathen, wie Uhlig, G. Munteanu - Murgoci und andere. Nach Uhlig<sup>73)</sup> gibt es in den Karpathen einen vorgosauischen Deckenbau und nach Munteanu - Murgoci ist das Fenster des Paringu einem Deckenbau zu verdanken, entstanden vor dem Neokom. Aber auch die Niesen - Habkerndecke bringt uns zu ähnlichen Folgerungen. Wenn diese Decke, wie Beck ausführt, entstanden ist aus den Gesteinen der Préalpes medianes und zwar mit dem Beginn in der oberen Kreide, so müssen die tieferen leontinischen Glieder bereits bedeckt gewesen sein, das heißt, die Préalpes medianes, die ihre Wurzel südlich der Schistes lustrés haben, müssen diese in der Oberkreide überstiegen und überdeckt haben, ihre Schuttmassen fallen in die See, die nördlich unmittelbar mit dem Helvetischen in Verbindung ist. Aus diesem Schutt entstand die neue Niesen - Habkerndecke.

Wenn heute unter der Klippendecke tertiäre Schichten liegen, so ist diese Tektonik vielleicht auf ähnliche Vorgänge

<sup>73)</sup> Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss., Math.-nat. Kl., Wien 1907, Bd. CXVI.

zurückzuführen, wie die Unterlagerung der Radstätter Decke durch das Ostalpine, wie es in der Umgebung von Tweng oder am Semmering nachweisbar ist, wie die Unterlagerung der Dent du Midi durch das Cephalopodenneokom, oder die Unterlagerung der helvetischen Decken durch die Niesen-Habkerndecke.

### B. Die ostalpinen Decken.

Diese bilden den Hauptbaustein der Ostalpen. Sie unterscheiden sich von dem westalpin-karpathischen Komplex durch die durchgehends vollständiger entwickelte Schichtfolge, ferner durch den „alpinen Charakter“ ihrer Schichten. Diskordanzen sind viel weniger bedeutungsvoll für den Aufbau, das Mesozoikum beginnt mit dem Werfener Niveau und reicht ununterbrochen bis ins Neokom. Im Jura finden sich Sedimente der Tiefsee. Die Oberkreide liegt transgressiv. Eozän ist kalkig entwickelt, wie die meisten anderen Horizonte. Besonders charakteristisch sind die mächtigen Kalk- und Dolomitmassen der Trias. Auch das Grundgebirge ist von dem der westalpin-karpathischen Decken verschieden. Gneise und andere kristalline Schiefer spielen eine weitaus bedeutungsvollere Rolle im Aufbaue als die Granite. Das darauffliegende Paläozoikum enthält Silur, Devon, Karbon und Perm.

Der hohen Lage im Deckensystem der Ostalpen entsprechend tritt die Dynamometamorphose zurück. Die Gesteine behalten in höherem Grade ihren ursprünglichen Charakter, als dies im lepontinischen Deckenkomplexe der Fall ist. Auf den großen Ueberschiebungslinien, besonders an der Ueberschiebung über die lepontinischen Decken liegen Ueberschiebungsapophysen.

Auf den großen neuen Ideen von E. Sueß und M. Bertrand weiterbauend, haben H. Schardt und M. Lugeon auch die Ostalpen im Sinne der Deckentheorie betrachtet. Rothpletz, Termier, Sueß, Haug und Steinmann haben die Grundlagen für die neuere Auffassung geschaffen, insbesondere sind die Untersuchungen von Termier, Sueß und Haug für die neuere Geschichte der Erschließung der Ostalpen von grundlegender Bedeutung.

Als später die ostalpine Decke als etwas ganz Verschiedenes von den helvetischen und lepontinischen Decken getrennt

wurde, da ist eine Reihe von Forschern für eine Teilung der Hauptschubmasse in einzelne mehr oder weniger selbstständige tektonische Körper oder Decken eingetreten. Wieder sind hier vor allem zu nennen Rothpletz, Termier, Haug, Sueß und Steinmann.

Innerhalb der rhätischen Schubmasse hat A. Rothpletz<sup>74)</sup> bereits frühzeitig Unterteilungen derselben erkannt, besonders in den Kalkalpen. Die Allgäuer und die Lechtaler Decke im westlichen Abschnitte der Kalkalpen hat A. Rothpletz beschrieben. Termier, dem die ostalpine Geologie den mächtigsten Impuls verdankt, hat ebenfalls die ostalpine Decke als ein System von mehreren Decken aufgefaßt. E. Haug hat im Verein mit M. Lugeon 1903 die Faziesverschiedenheiten der Kalkalpen in zutreffender Weise gedeutet und 1906 einen glücklichen Versuch unternommen, die Kalkalpendecken mit den ostalpinen Grauwackengesteinen zu verbinden. Steinmann hat hauptsächlich an der Rheinlinie die Zusammensetzung der ostalpinen Decke in den Hauptzügen aufgezeigt. E. Sueß hat in der Synthese der Ostalpen im letzten Bande des „Antlitzes der Erde“ die ostalpine Decke in zwei Teile geschieden: Eine mehr marine Serie und eine terrigene mit dem pflanzenführenden Oberkarbon. Die Abscheidung einer terrigenen Serie von einer marinen, dieser Grundgedanke in der Gliederung der Ostalpen von E. Sueß, kehrt auch in der Gliederung der „oberen“ und „unteren“ ostalpinen Decke, wie ich sie seit 1909 vertrete, wieder.

Was nun die Bezeichnung „untere“ und „obere“ ostalpine Decke anbelangt, so ist diese insoferne nicht günstig, als diese Nomenklatur von Steinmann schon früher in anderem Sinne gebraucht worden ist und neuerdings Zyndel dieselben Bezeichnungen in wieder anderem Sinne verwendet. Mit den obigen Bezeichnungen sind von Steinmann und neuerdings von Zyndel im Grunde genommen doch nur lokale tektonische Differenzierungen einer und derselben Decke benannt worden und es wären, da es sich nicht um die ganzen Ostalpen handelt, viel eher Lokalnamen am Platze. Es wäre vorteilhaft, wenn anstatt der Bezeichnung ober- und unterostalpin im Sinne Stein-

---

<sup>74)</sup> Alpenforschungen I und II. München 1900 und 1905.

manns Lokalnamen, wie Weishorndecke oder ähnliche in Verwendung kämen. Das gleiche gälte auch für die unteren und oberen ostalpinen Decken Zynfels, für die einfach, wie Zynfel das zum Teil bereits gemacht hat, Julier-Bernina-, bzw. Silvrettadecken zu setzen wäre. So bliebe ober- und unterostalpen reserviert für die zwei Hauptglieder innerhalb der ostalpinen Decke u. zw. läßt sich unterostalpine Decke definieren, im Anschluß an die Definition von 1909 als die untere Teildecke, bestehend aus Altkristallin, der Karbon-Permserie und der voralpinen (Lunzer) Kalkalpendecke. Die terrigene Fazies tritt in dieser Decke stärker hervor. Dieses ganze Deckensystem könnte kurz auch als „voralpine Decken“ bezeichnet werden.

Die obere ostalpine Decke baut sich auf aus Silur-Devon und trägt die Hallstätter und die hochalpine (Dachstein-)Decke. Die letzteren sind Teildecken der Kalkalpen. Die hochalpine Decke ist die obere Teildecke. Die obere ostalpine Decke steht von der unteren viel weiter ab als von den Dinariden, bzw. der karnischen Decke. Der karnische Einschlag ist unverkennbar. In ihrer Geschichte schließt sich die obere ostalpine Decke enger an die Dinariden an als an die eigentliche untere ostalpine Decke. Die oberostalpinen Decken könnten kurzweg auch als die „hochalpinen Decken“ bezeichnet werden.

### **1. Die unterostalpinen oder voralpinen Decken.**

#### Stratigraphie.

#### Die altkristallinen Massen.

Alles altkristalline Gebirge zwischen dem Rhein und dem Abbruche gegen die pannonische Tiefebene, zwischen der Grauwacken- und Kalkzone im Norden, der dinarischen Narbe im Süden gelegen, gehört zum Grundgebirge der unteren ostalpinen Decken. Ausgenommen sind die vorhin erwähnten lepontinischen Glieder, so die Zentralgneise. In diesem weiten Grundgebirgskomplex treten allenthalben granitische

Massen zurück, mit Ausnahme des Julier-Berninastockes. Vorherrschend sind Gneise, Glimmerschiefer, Amphibolite.

Hieher gehören also die alkristallinen Massen der Steiermark, die Muralpen, der nordsteirische Gneisbogen, die Schladminger Masse, das Altkristallin des Bachergebirges, die Kreuzeck-, die Schobergruppe und die weitere Fortsetzung gegen Westen, die Oetztaler-, die Silvrettamasse, das kristalline Gebirge des Plessurgebirges, des Julier- und Berninastockes, das Altkristallin nördlich der Tonalelinie, wie die Pejoserie von W. Hammer.

Größere alte Granitmassen innerhalb dieser Zonen sind: Der Bösensteingranit in Steiermark, die Antholzer Gneismasse, der Julier- und der Albulagranit. Zum Teil sind es intrakarbhone Intrusionen.

Diese Granitmassen haben zum Teil selbständigen Charakter. Die Antholzer Granite zeigen, wie Stache schon betont hat, Aehnlichkeit mit Zentralgneis. Neuerdings hat B. Sander auch darauf hingewiesen. Die Antholzer Gneismassen sind gegenüber dem Zentralgneis, wie es scheint, einem höheren Grade der Verschieferung anheimgefallen. Die Julier Granitescheinen eherein Gegenstück zu den „Kirchberggraniten“ im Wechselgebiet, also zu den Graniten der obersten lepontinischen Decken zu sein. Die Anreicherung von Graniten in der Julier-Berninadecke ist ein Anklang an lepontinische Verhältnisse, wie es überhaupt scheint, als würde in dieser Decke sich der Uebergang vom Lepontinischen ins Ostalpine vollziehen, während in allen anderen Teilen der Ostalpen diese interessante Zone unseren Augen meist verborgen ist.

Die oben erwähnten Granitmassen sind die größten und bekanntesten. Mehr oder weniger große Adern, Lager und Gänge finden sich innerhalb des Altkristallin überall.

### Das Paläozoikum.

An vielen Orten gehen die Glimmerschiefer in Phyllite über und diese wieder in Schiefer, denen Kalke, Konglomerate, Eruptive usw. zwischengelagert sind. Hier sind zweierlei Bildungen zu unterscheiden.

Die eine Serie, die mit dem Grundgebirge unzweifelhaft verbunden ist, hat karbon-permisches Alter. Auf dieser Serie liegt häufig unmittelbar Mesozoikum auf.

Eine zweite Serie, in vieler Hinsicht mit der ersten Serie übereinstimmend, hat bisher keine Fossilien geliefert und ist von den verschiedenen Forschern bezüglich ihres Alters als präkambrisch oder silurisch gedeutet worden. Diese Schiefer sind auch als Schiefer unbekanntes Alters ausgeschieden worden.

Wir wollen uns nun der ersten Gruppe zuwenden und Verbreitung und Aufbau kurz beschreiben.

Einer der bekanntesten Karbon-Permzüge ist der der nordalpinen Grauwackenzone. Er hat von jeher das Interesse der Geologen auf sich gezogen. Stur<sup>75)</sup> hat den größten Teil dieser Schiefer- und Kalkmassen als silurisch oder noch älter gehalten. Erst durch die wichtigen Funde von *Productus giganteus* in der Veitsch ist das richtige Alter dieser Schichten bekannt geworden. Vacek und Toulal haben sich um die Erforschung dieses Zuges der Grauwackenzone große Verdienste erworben. Redlich, Heritsch,<sup>76)</sup> Mohr und ich haben in den letzten Jahren über diesen Gegenstand geschrieben. Der Aufbau ist folgender:

Ueber Gneisen oder Glimmerschiefern folgt das Ranachkonglomerat, übergehend in Quarzite. Dem Unterkarbon gehört der Kalk (Magnesit) des Triebenstein, der Veitsch und die vielen Kalkzüge innerhalb des Karbonstranges. *Productus giganteus* weist auf die Stufe von Visé. Es sind Nötscher Schichten. Dem Oberkarbon gehören an die Schatzlarer Floren von Mautern im Liesingtale, von Klamm am Semmering. Graphitschiefer, Schiefer, Phyllite, Quarzphyllite, Sandsteine, Grauwacken, Konglomerate und Eruptiva setzen einen bunten Komplex zusammen, der dem Oberkarbon zuzuzählen ist. Die Eruptiva sind saure und basische, Tiefen-, Gang- und Ergußgesteine. In die basische Reihe, vielleicht auch die ältere, gehören Serpentine und Grünschiefer. Die sauren Gesteine sind die bekannten Porphyride, die von O. Ohnesorge und dann von K. A. Redlich als solche

<sup>75)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. Wien 1854.

<sup>76)</sup> Siehe Literaturreferate von F. Heritsch in Geol. Rundschau, Bd. III, 1912.

diagnostiziert wurden, der Forellenstein (Ganggestein). Die Karbongruppe wird von Verrucano überlagert und darüber finden sich Reste von Trias, so bei Kammern am Südfuß des Reichenstein, dann bei Stübmung in Steiermark und endlich bei Sieding in Niederösterreich.

Dem Karbon-Permzug gehört an: Der Karbonzug, der von Gloggnitz über Kapellen, Aflenz, gegen Leoben hinzieht, der Karbonstreifen, der sich von Bruck a. d. M. über Leoben, dem Triebenstein bis nach St. Martin im Ennstale erstreckt. Als seine weitere Fortsetzung habe ich die Schiefer und Kalke beschrieben, die dem Enns-, dem Salzachtale entlang gegen Westen ziehen, die Verbindung herstellend mit dem Karbon der Tarntaler Köpfe. Die Zusammensetzung ist dieselbe, durch tektonische Vorgänge erhalten aber die einzelnen Lokalitäten dieses langen Streifens ein wechselndes Lokalkolorit, dem zum Teil auch schon primäre Differenzierungen zugrunde liegen mögen.

Die Fortsetzung dieser Karbonablagerungen über dem nordsteirischen Gneiszuge findet man im Süden wieder als Unterlage des Grazer Silur und Devon. Hieher gehören die von M. Vacek aufgefundenen Karbonvorkommen von St. Jakob, Breitenau und Wolfsbergkogel. Mohr und ich sind den Anschauungen Vaceks gefolgt. Grenzphyllit, Schöckelkalk und Semriacher Schiefer sind Karbon. Die Gründe dafür habe ich im „Deckenaufbau der östlichen Nordalpen“ niedergelegt.

Dem Karbon fallen zu die Stangalpe, die Unterlage der mesozoischen Inseln von St. Veit und St. Paul in Kärnten, die Unterlage der Karawanken und der Gailtaler Alpen, das Karbon des Brenner und der Tarntaler Köpfe, endlich das Karbon, das jüngst Cornelius<sup>77)</sup> von der Bardelladecke (beim Longhinpaß) beschrieben hat.

Wo diese Ablagerungen reicher entwickelt sind, haben sie gleichartige Zusammensetzung. Gegen den Rhein zu tritt allmähliche Reduktion ein, wahrscheinlich schon eine primäre.

Von den vielen Schiefer- und Kalkmassen, die sich noch mit dem Kristallin vorfinden und die zweite Serie bilden, ist es wahrscheinlich, daß sie zum großen Teile dem Karbon-Perm angehören. Hieher gehören die Brettsteinkalke der Steier-

---

<sup>77)</sup> Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. Jahrg. 1913, Nr. 20.

mark, die Murauernmulde, die nach G. Geyer ein Äquivalent ist der Semriacher Schiefer, Schöckelkalke des Grazer Beckens. F. Teller hat eine Gruppe unbekanntes Alters bei seinen Aufnahmen in den Karawanken ausgeschieden. Die Zusammensetzung, die Lagerung ist dieselbe, wie die des Karbon. Hieher ist auch die von W. Hammer als präkambrisch gedeutete Unterlage der Ortler-Trias: die Quarzphyllitregion, die Zone der Phyllitgneise, zu rechnen. An der Zusammensetzung beteiligen sich: Quarzite, Marmor und Kalklager (Laasermarmor), Magnesite in der Ortlerregion. Graphitschiefer (Ultental), Serpentin und Grünschiefer. Große Massen von Schiefen, Tonschiefern, Phylliten, Quarzphylliten, Grauwacken. Oben wird die Serie von Verrucano abgeschlossen. Die Porphyroide scheinen bisher noch nicht gefunden worden zu sein.

Die Tonaleschiefer weiter im Süden werden von italienischen Geologen ebenfalls für Karbon gehalten. Novarese ist dieser Ansicht. Dafür sprechen wieder mehrere Umstände: Die innige Verbindung graphitreicher Kalke und Schiefer, dann das Vorkommen von Karbon in der Verlängerung dieser Gebiete gegen Westen, so am Luganersee.

Das Ausgehende des nordalpinen Karbonzuges liegt meiner Ansicht nach östlich von Innsbruck bei Schwaz. Eine Serie von ähnlicher Zusammensetzung liegt zwischen dem Grundgebirge und der Trias. Die letzten Reste des Paläozoikums liegen weiter westlich im Stanzertale, von O. Ampferer und W. Hammer als Verrucano gedeutet. Es sind Quarzite und Schiefer, die Trias unterteufend.

Solange keine Fossilien aus diesen einzelnen Zonen bekannt werden, sind keine sicheren Schlüsse zu ziehen. So bleibt das letzte der Zukunft vorbehalten.

Wo innerhalb der Ostalpen Silur- und Devonbildungen auftreten, sind sie durch Ueberschiebungslinien von Karbon getrennt und liegen immer höher. Die norische Linie trennt das nordsteirische Silur-Devon vom Karbon-Perm auf der Strecke von Gloggnitz bis an die Salzach, d. i. 200 km. Die Fortsetzung von hier bis an den Inn ist nicht bekannt. Das Grazer Silur-Devon ist nach Mohr und meinen Anschauungen eine Deckscholle auf Karbon.

Immerhin wäre es denkbar, daß im unteren ostalpinen Deckengebiet Silur oder Devon als normales Liegendes des Karbon vorkäme. Es wäre das gar nicht zu verwundern, wenn man überlegt, daß in den Uebergangsgebieten zwischen beiden Decken solches leicht der Fall sein könnte. Am ehesten müßte dies in den südlichsten Teilen der unteren ostalpinen Decken zutreffen. Und so wäre in den Karawanken oder Gailtaler Alpen Silur und Devon, in Resten unter dem Karbon liegend, kein Argument gegen die Gliederung von Unter- und Oberostalpin. Möglicherweise gehört ein Teil der Serie, die von F. Teller <sup>78)</sup> als „unbekanntes Alters“ bezeichnet wurde, noch ins Silur oder Devon.

Diese Fragen, glaube ich, sind zurzeit noch nicht spruchreif. Neuere Studien werden hier Licht bringen können.

### Das Mesozoikum und Tertiär.

Das Mesozoikum der unteren ostalpinen Decken zerfällt in eine Reihe von Faziesbezirken, wie das von früheren Forschern bereits erkannt worden ist. Wir finden das Mesozoikum in bezug auf das Grundgebirge in folgenden Lagerungsverhältnissen: Unter dem Altkristallin, wie die rhätische Decke, an der Stirn desselben, wie die nördlichen Kalkalpen, und drittens, Züge oder Enklaven, innerhalb und auf dem Kristallinen sitzend. Mit diesem tiefgreifenden Gegensatz der Anordnung geht Hand in Hand eine Verschiedenheit der Entwicklung. Je tiefer eine kalkalpine Decke liegt, desto nördlicher lag der ursprüngliche Ablagerungsraum in der alpinen Geosynklinale.

Demnach ist die Reihenfolge der Faziesbezirke gegeben durch die Höhe der Decke im Deckensystem und umgekehrt. Beide müssen immer miteinander Hand in Hand gehen.

Es werden folgende Faziesbezirke unterschieden:

1. Die Entwicklung der meist invers gelagerten mesozoischen Züge, so der rhätischen Decke, der Engadiner Dolomiten und des Ortler, der Bündner Faziesbezirk.

---

<sup>78)</sup> Erläuterungen zur geol. Karte d. Karawanken.

2. Die Faziesbezirke innerhalb der nördlichen Kalkalpen. Hieher gehört die Entwicklung der Klippenzone oder der Pieninen, die Fazies der einzelnen Teildecken innerhalb der Kalkalpen: die niederösterreichische und die bayrisch-tirolische.

3. Die mesozoischen Inseln in Kärnten sowie die Gailtaler Alpen und Karawanken.

### **Die Faziesbezirke der unter dem Altkristallin gelagerten mesozoischen Decken.**

Nach G. Steinmann<sup>79)</sup> erscheint im südlichen Rhätikon, östlich vom Falknis, besonders im Plessurgebirge, die rhätische Decke. Hier zeigen sich folgende Gesteinsarten assoziiert: Die ophiolitischen Eruptiva, Altkristallin, Casannaschiefer, (?) Verrucano, Buntsandstein, Dolomit (Hauptdolomit?), Rhät, Liasschiefer, Radiolarit des Malm, Cenomanbreccie.

An der Cotschna bei Laret liegt nach meinen Beobachtungen unter dem überschobenen Altkristallinen von oben gegen unten folgende Schichtfolge: Serpentin und Radiolarit. Darunter Liasschiefer, Rhät in Form von Kössener Schichten, Hauptdolomit. Dann folgt eine schmale Zone von schwarzen Schiefen, ganz den Halobien-schiefern, bzw. Reingrabnerschiefern gleichend, Rauhwacken und Gips. Die Schichten deute ich als Raibler Schichten, den darunter liegenden Dolomit mit Gyroporellen als Wettersteindolomit. Die tieferen Glieder scheinen zu fehlen.

Die Schichtfolge ist echt ostalpin und erinnert an die äußeren Ketten der Voralpen.

Ueber der Sulzfluhdecke und unter dem Schwarzhorn (bei der Lindauerhütte gelegen) hat W. v. Seidlitz zwei Decken unterschieden: Die Breccien- und die rhätische Decke, beide zusammen auch als Quetschzonen unter der ostalpinen aufgefaßt. Meinen eigenen Wahrnehmungen nach liegt unter dem Schwarzhorn und über dem Sulzfluhkalk eine echt ostalpine Entwicklung, der Fazies nach nahestehend den Pieninen oder den Randketten der voralpinen Decke. Freilich ist die Lagerung all der Schichten eine so verworrene, daß von einer normalen Schichtfolge nicht gesprochen werden kann. Kalke, Dolomite,

---

<sup>79)</sup> Ber. d. Naturf.-Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XVI, 1905, S. 38.

Granite liegen als Linsen innerhalb von flyschartigen Gesteinen. Die ganz zerrissene Schichtfolge würde ich folgendermaßen zu deuten geneigt sein:

An der Basis der Granit des Bilkengrates, darüber Verrucano. Die Trias ist tektonisch ungemein stark reduziert. Dolomite der Trias bilden Linsen innerhalb der Schiefer, untere und obere Trias, die sicher durch Raiblerschichten getrennt war, nicht mehr zu erkennen. Das Rhät ist nicht bekannt. In den Lias würde ich die Sandsteine, Kieselkalke und Fleckenmergel stellen. Die Sandsteine mit Kohlenhäcksel erinnern an die Grestener Sandsteine, die Kieselkalke an die gleichen Gesteine der Pieninen. Die einförmige flyschartige Serie umfaßt vielleicht den ganzen Jura, ähnlich wie in den Allgäuer Alpen oder in den Pieninen. Dem Malm gehören graue und rote Radiolarite an. Möglicherweise ist hieher auch die Tristelbreccie zu stellen. In den oberen Horizonten führt sie *Orbitulina lenticularis*; damit wird die Grenze gegen die Oberkreide nahegerückt und ebenso der Vergleich mit der Cenomanbreccie der Randketten der voralpinen Decken. Es könnte sein, daß hier die Transgression bereits gegen Ende des Neokoms erfolgte, während sonst in den Ostalpen erst im Cenoman die Transgression der Oberkreide beginnt. Rote couches rouges-artige feine Mergel, am Bilkengrate anstehend, rechne ich in die Oberkreide und betrachte sie als couches rouges. Damit schließt die Schichtfolge.

Meiner Meinung nach sind am Bilkengrate nicht zwei Decken vorhanden, sondern nur eine. Diese ist aber sehr laminiert, die Trias stark reduziert, im Jura und der Kreide in der Ausbildung der Allgäuer Schubmasse, besonders aber, wie mir scheint, den Pieninen überaus nahe verwandt.

Es ist eine ostalpine Fazies, eine Decke mit einer Ausbildung, wie sie sonst nur besonders in den Pieninen erscheint, und ich stehe nicht an, diese Decke als einen Teil der Pieninen anzusprechen, der aber innerhalb der Ostalpen, unter dem Altkristallin, in einem Fenster erscheint. Wie es scheint, ist der Flysch, unter der Rhätikondecke liegend, immer wieder verbunden mit Radiolarit und grünen Gesteinen, nichts anderes als ein Verbindungsstück der Pieninen von Nord gegen Süden. Ich schließe mich hier der Deutung von W. v. Seidlitz an, daß dieser Flysch an den „Quetschzonen“ von unten her durch-

bricht und Schollenfenster bildet. Wie Mylius gezeigt hat, ist der „Flysch“ auch innig mit der Trias verfaltet und so läge die Annahme nahe, daß hier zwei Decken miteinander zum Teil verfaltet sind: Die untere, die Klippendecke oder die Pieninen, die obere, die Rhätikondecke, der Allgäuer Schubmasse angehörig. Die ophiolitischen Gesteine liegen wieder an der Basis der ostalpinen Decke. Hieher gehören der Serpentin und der Diorit des Schwarzhorn.

Im Plessurgebirge hat H o e c k unter dem Altkristallin eine untere ostalpine Decke und die rhätische Decke unterschieden. Der stratigraphische Aufbau der beiden Decken zusammen ist folgender: Oben: Oberkreide nicht bekannt. Cenomanbreccie mit Gneis- und Glimmerschieferbrocken (Arosa), Falknisbreccie (?), Radiolarit, der übrige Jura wieder in einer Fleckenmergel- oder Kieselkalkfazies, pieninische oder Allgäuer Fazies. Der Dogger wahrscheinlich in den Kalk-Kieselschiefer steckend. Der Lias wird gebildet zuoberst von Kalkschiefern, Sandsteinen, dazu kommen Allgäuer Schiefer, kieselige Schiefer und Kieselbänke. Im Lias treten ferner auf: die Liasbreccie mit kristallinen Komponenten selten (ein Seitenstück zu den Grestener Arkosen und Sandsteinen), Cephalopodenkalk in Adnether Fazies, Rhät in Kössener Schichten. Dann folgt Hauptdolomit, darunter schwarzer Muschelkalk mit Hornsteinen (Reiflinger Kalke), endlich Werfener Schiefer, Buntsandstein. Dem Paläozoikum gehören an: Quarzporphyr und Verrucano (Perm) und Casannaschiefer, vielleicht ein Rest des Karbon (Arosa). Das Altkristallin bilden Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer, Augengneis, Juliergranite liegen in Trümmern in der tieferen Region. Die rhätische Decke ist auch hier nur eine Teildecke der ostalpinen. Ihr Aufbau schließt sich enge an den der ostalpinen an. Sie ist nur in viel höherem Grade tektonisch beansprucht und inniger durchtränkt von den ophiolitischen Gesteinen.

Die Decke ist zum Teil ident mit der Silvretadecke, die von F. Z y n d e l unterschieden worden ist.

Die Zusammensetzung der Julier-Berninadecke ist eine ähnliche.

Die Errdecke besteht nach Z y n d e l aus: Radiolarit (Malm), Allgäuschiefer, dunklem Liasschiefer, rotem Steinberg-

kalk, polygener Breccie, Crinoidenkalk und Breccie, Liaskalk mit Belemniten. Unter dem Lias folgen Rhätkalke, Hauptdolomit, Raiblerschichten, Wettersteindolomit, Rauhwacken, grüner Verrucano, Konglomerat, Grünschiefer (Karbon). Granite treten besonders im Grundgebirge hervor; dazu auch Diorite und Syenite.

Die Bergünerdecken bestehen aus: Radiolarit und hellen Aptychenschichten. Dem Lias-Jura gehören wieder an in Allgäuer Fazies: Allgäuschiefer, Hornsteinbänke, Breccienbänke. Untergeordnet treten auf: Rötlichgraue Kalke mit Belemniten, rote und grüne Kalkschiefer, Crinoidenkalke, spärliche Liaskalke und Liasbreccie. Das Rhät repräsentieren schwarze Mergel mit einzelnen Kalkbänken. Es ist nur die schwäbische und karpathische Fazies vertreten. Hauptdolomit, Raiblerschichten. Es sind dieselben roten Schiefer und Sandsteine wie bei Livigno. Wettersteindolomit. Rauhwacke. Grüne Schiefer. Verrucano.

Der Aufbau der Engadiner Dolomiten im Gebiete, das Zöppritz<sup>80)</sup> untersucht hat, ist folgender (Livigno): couches rouges, neokomer Aptychenkalk, Radiolarit, Allgäuschiefer, roter Steinsbergkalk, breccienartige Kalke, Rhät in karpathischer und schwäbischer Fazies. Hauptdolomit, Raiblerschichten, Wettersteindolomit, Muschelkalkdolomit, Buntsandstein, Verrucano.

Im Ortlergebiet ist die Schichtfolge folgende: Radiolarit, tithone Kalkschiefer, Acanthicuskalk, Allgäuschiefer, Obere Lias-Kieselkalke mit *Hildoceras bifrons*, Steinsbergkalk und Breccie (Hierlatzkalk). Liasschiefer, Liasbreccie, schwarze Kalkschiefer des Rhät in schwäbischer und karpathischer Fazies. Hauptdolomit. Raiblerschichten mit Gips. Diploporendolomit, Muschelkalk, Rauhwacken. Serizitschiefer mit Gips. Buntsandstein und Verrucano.

Dieser Faziesbezirk weist enge Beziehungen auf zu der Allgäuerdecke und zu den Pieninen. Dachsteinkalke fehlen. Im Lias herrscht die Allgäuer Fazies, während die Kalke zurücktreten, wie die Adnether- und die Hierlatzkalke. Der Dogger ist nicht sicher bekannt. Im Oberjura tritt uns der Abyssit entgegen, in der oberen Kreide Cenoman und couches rouges.

<sup>80)</sup> Ber. d. Naturf.-Ges. zu Freiburg i. B., Bd. XVI, 1906.

## Die Faziesbezirke der nördlichen Kalkalpen.

### Die ostalpine Klippenzone oder Pieninen.

Das Klippenphänomen ist in den Westalpen und Karpathen seit langem bekannt. *Studer* hat bereits im Jahre 1825 die Frage nach der Herkunft der fremden Gesteinstrümmer gestellt und eine Lösung des Rätsels angedeutet. In den westlichen Karpathen treten die Klippen in einer geschlossenen Zone vom Becko im Waagtale bis an die Quellen der Theiß reichend, zutage, der Entstehung nach gleich wie die Klippen der Schweiz, seit jeher ein heißumstrittener Boden. *Neumayr* und *Uhlig* haben im Sinne der alten Auffassung Erklärungen dieses eigenartigen geologischen Phänomens versucht.

In den Ostalpen tritt die Klippenzone nicht so klar in Erscheinung wie in den Westalpen und Karpathen. Dort fehlen die enormen Kalkmassen zum Teil und so liegen Trümmer oder Züge der exotischen Fazies auf fremdem Boden. Würden in den Ostalpen die höheren Kalkalpendecken fehlen, nur die tieferen Kalkdecken vorhanden sein, würde diese nach oben hin noch verdeckt sein von Oberkreide und Eozän, so würden allem Anscheine nach die durchbrechenden mesozoischen Antiklinalen Klippen von vielleicht karpathischem Charakter bilden, schwimmend auf helvetischen Decken.

Dadurch, daß die höheren Kalkdecken vorhanden sind, tritt naturgemäß die tiefste Kalkdecke nicht so merkbar in Erscheinung.

Allein, die Klippenzone der Karpathen ist auch in den Ostalpen vorhanden. Am leichtesten ist dies zu erkennen in den Klippen von St. Veit, die seit langem bekannt sind.

*Neumayr* und *Uhlig*, denen wir ein gründliches Studium der Klippenzone der Karpathen verdanken, haben auch in den Ostalpen diese Zone wieder erkennen können. Insbesondere ist es das Verdienst *V. Uhligs*, auf diese für die Ostalpen so wichtige tektonische Zone zuerst aufmerksam gemacht zu haben. *Uhlig* hat besonders im Allgäu über diesen Gegenstand eingehendere Studien gemacht und darüber im Jahre 1911 in der Geologischen Gesellschaft berichtet. Leider war es *Uhlig* nicht vergönnt, sein hochbedeutendes Werk zu Ende zu führen.

Im Auftrage Uhligs hat F. Trauth<sup>81)</sup> die Klippenzone in den niederösterreichischen Voralpen studiert und alle die Klippenvorkommnisse als ostalpine Klippenzone zusammengefaßt. Trauth hat damals die Frage offen gelassen, ob es sich hier um eine lepontinische Decke handle oder ob autochthones Gebirge vorliege.

Bei Obersdorf und Hindellang sind Klippen bekannt und von Steinmann im Sinne der Deckenlehre als Scheitelteile lepontinischer Decken betrachtet worden. Sueß und Uhlig betrachten die Klippenzone ebenfalls als eine lepontinische Decke.

Im „Deckenbau der östlichen Nordalpen“ habe ich darzulegen versucht, daß die Klippenzone zu den Voralpen Niederösterreichs wahrscheinlich eine Decke bilde, die aber nicht dem lepontinischen System angehört, sondern dem unteren ostalpinen. Es wurde dort der Nachweis versucht, daß die Klippenzone oder die Pieninen als eine Teildecke der voralpinen Decke, als ein Stirnteil der Kalkalpen anzusehen ist. Ganz so, wie in den Karpathen, läßt die Klippenzone eine Zweiteilung in Pieninen und Subpieninen erkennen. Die Verwachsung der Klippenzone mit den Kalkalpen ist sowohl stratigraphisch wie tektonisch eine recht innige.

### Die subpieninischen Klippen.

In den Karpathen sind die subpieninischen Klippen nach V. Uhlig die Klippen der versteinungsreichen Fazies. Sie sind auch die kalkreichere Entwicklung. Ganz ähnlich ist es auch in den Ostalpen. Auch hier treten die subpieninischen Decken als die kalkreiche und fossilführende Entwicklung auf, die vorläufig im Allgäu und in den Klippen von St. Veit bei Wien genauer bekannt sind. In dem Zwischenstück sind nur einzelne Schichten dieser Decke bekannt. Eines der auffallendsten Glieder ist dabei der Gault, der mit *Hoplites tardefurcatus* nur aus der subpieninischen Decke der Alpen und Karpathen bekannt ist.

Die Schichtfolge der Subpieninen im östlichen Teile ist folgende:

---

<sup>81)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. Wien 1908.

Hauptdolomit, wenig mächtig, liegt an der Basis. Dachsteinkalk fehlt. Das Rhät ist nur in schwäbischer Fazies entwickelt. Der gesamte Lias und untere Dogger, einschließlich der Zone des *Stephanoceras Humphresianum* wird von Grestener Fazies gebildet. Es sind Sandsteine, Schiefertone, dunkle Kalke und Fleckenmergel. Bezeichnend für die Grestener Schichten sind die Kohlenflötze in den Sandsteinen. Der tiefere Dogger wird gebildet von gelbgrauen sandigen Kalken. Hieher gehört auch der Zoophicus-Dogger. Darüber liegen Klaus-schichten, Vilserkalke, Acanthicus-Schichten und endlich rote Hornstein-Aptychenkalke des Tithon-Neokom. Bei Losenstein liegt mit Vilserkalken schiefriger Gault mit *Hoplites tardefurcatus*. Die Klippenhülle, in den Karpathen mit Cenomankonglomerat beginnend, ist noch nicht sicher bekannt, dagegen die höhere Kreide in Form von roten Mergeln, ähnlich wie die Puchower Mergel der Karpathen oder wie die couches rouges des Westens. Dem Eozän dürften die Sandsteine und Riesenkonglomerate zuzuzählen sein, die gegen die Enns zu am Außensaume auftreten. G. Geyer hat diese Eozänvorkommnisse genau auf dem jüngst erschienenen Kartenblatte Weyer verzeichnet. Es ist aber nicht sicher, ob das Eozän der Klippendecke angehört, es ist bei Besprechung der helvetischen Decke bereits erwähnt worden, daß es auch vielleicht der helvetischen Decke angehören kann. Diese Frage ist noch offen zu lassen.

A. Rothpletz<sup>82)</sup> hat in seiner Beschreibung der Vilser Alpen gezeigt, daß innerhalb der Vilser Alpen der Jura in zwei geographisch streng gesonderten Ausbildungsweisen existiert. In diesen zwei Zonen sind sowohl die Gesteine, als auch die Faunen voneinander verschieden. Er unterschied eine kalkreiche Fazies und eine Mergelfazies.

Die Kalkfazies weist insbesondere durch das Auftreten des Gault auf die Subpieninen hin. Die Zusammensetzung ist nach Rothpletz folgende:

Unter-Lias: 1. Tuberculatusschichten, graue mergelige Kalke mit Kieselausscheidungen. 2. Hierlatschichten. Mittlerer Lias: Weiße Kalke mit *Rhynchonella variabilis* und *Rhynchonella serrata* usw. Ober-Lias: Kalke mit *Harpo-*

---

<sup>82)</sup> Paläontographica 1886, Bd. XXXIII, S. 87.

*cerus bifrons* und *radians*. Dogger. Brachiopoden und Crinoidenkalke des Bajocien. Bathonien: Klaussschichten. Callovien: Vilser Kalke, Malm. Oxfordien: Transversariussschichten. Tithon-Neokom: Rote Hornstein- und Aptychenkalke. Fleckenmergel des Neokom. Tonige reiche Schiefer des Gault. Die Oberkreide beginnt mit Cenoman.

Wenngleich im Lias die Fazies verschieden ist von der der Klippen im östlichen Abschnitte der Nordalpen, so ist diese Tatsache nicht so befremdend gegenüber der so auffallenden Zweiteilung der Jurafazies in den Vilser Alpen. Vielmehr ist im Auge zu behalten, daß am Außensaume der Ostalpen und Karpathen sich eine Zone hinzieht, die einen höheren Kalkreichtum<sup>83)</sup> gegenüber den südlich folgenden Decken aufweist und eine Vertretung des Gault, welche Stufe den Ostalpen fremd ist. Gault findet sich erst im ungarischen Mittelgebirge.

Daß der Gault tatsächlich von Allgäu bis an die Quellen der Theiß fortzieht, ist zu erkennen durch das Vorkommen an folgenden Lokalitäten: Hindellang, Vils, Schwangau, Aschau, Ruhpolding, Losenstein (a. d. Enns), Waagtal und in der Arva. Es ist kein Grünsand, sondern immer ein und derselbe Cephalopodenmergel, der in der Arva schiefrig-konglomeratisch ist.

In die subpieninische Decke dürften noch die Klippen von Hindelang und Obersdorf zu zählen sein. Hier ist die Oberkreide in der Fazies der couches rouges vorhanden.

Den Subpieninen sind auch in den Ostalpen grüne Felsarten eigen, die von Hindelang sich bis in die Nähe Wiens verfolgen lassen.

### Die Pieninen.

Wie in den Karpathen bilden die Pieninen auch in den Ostalpen die Gesteine der Fleckenmergel-Hornsteinfazies, also die kalkarme und versteinungsarme Fazies. Es hat den Anschein, daß auch diese Decke durch die Ostalpen durchgeht und es ist als überaus bezeichnend zu erwähnen, daß die karpathischen Posidonomyenschiefer der Karpathen sich heute bis nach Bayern hinein verfolgen lassen, in einer Fazies, die

<sup>83)</sup> Der hohe Kalkreichtum erinnert an die Sonnwendentwicklung. Es taucht die Frage auf, ob die Vilser Subpieninen nicht vielleicht hochalpinen Ursprungs wären.

sonst den Kalkalpen völlig fremd ist. J. Knauer<sup>84)</sup> hat im Jahre 1905 eine Monographie des Herzogstand-Heimgartengebietes veröffentlicht. Er erwähnt in dieser Arbeit die Posidonomyenschiefer und schreibt davon: „An zwei Stellen bei Ohlstadt fand ich kleine Partien eines dunkelgrauen, fast schwarzen schieferigen Mergels, dessen Alter nicht sicher bestimmbar ist, der aber vielleicht und sogar wahrscheinlich in den Dogger gehört. Ich durchsuchte große Mengen dieses Mergels auf Versteinerungen und es gelang mir, eine Anzahl allerdings sehr schlecht erhaltener und verdrückter Fossilien zu finden. Die Ammoniten zeigen geknickte Sichelrippen und erinnern sehr an *Ludwigia Murchisonae* Sow. Die Pecten- und Macrodonstücke sind unbestimmbar. Die Posidonomyen gleichen außerordentlich der *Posidonomya Suessi* Opp. Von letzterer hatte ich eine ganze Anzahl aus der Opalinuszone von Schloß Arva (Arvaer Komitat, Ungarn) zum Vergleich zur Verfügung. Interessant, wenn auch bedeutungslos, ist die petrographische Ähnlichkeit des ungarischen Gesteins mit dem aus meinem Gebiete stammenden Gestein.“ Heute freilich erkennen wir die interessanten Beziehungen dieses Vorkommens.

Eine hervorragende Rolle spielen in dieser Decke die Kieselkalke, die sich überall am Rande der Kalkalpe nachweisen lassen und einen der bezeichnendsten Bausteine der pieninischen Decke bilden.

Als pieninische Decke betrachte ich den Kieselkalk-Hornsteinzug, der sich im Höllensteingebiet bei Liesing zwischen den Klippen von St. Veit, bzw. dem Flysch und der Randantiklinale im Sinne von A. Spitz<sup>85)</sup> befindet.

Der stratigraphische Aufbau ist folgender: Spuren von Hauptdolomit und Rauhwacken. Rhät ist wahrscheinlich vorhanden, aber bisher nicht nachgewiesen. Den Hauptbestand bilden Kieselkalke und braune sandige Kalke. Fleckenmergel, Arkosen und Hornstein-Aptychenkalke vervollständigen die Serie.

Bei Waidhofen a. d. Ybbs sind die Kieselkalke, die Posidonionschiefer und die Murchisonaeschiefer von Uhlig und Spitz bekannt geworden. Nach Geyer finden sich diese

<sup>84)</sup> Geognost. Jahreshfte, München 1905, S. 88.

<sup>85)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. Wien 1910.

Gesteine auch an der Enns. Die Kieselkalko hat Arldt<sup>86)</sup> bei Ruhpolding beschrieben. Sie finden sich weiter westwärts in Bayern. Hieher gehört auch die Mergelfazies, die Rothpletz aus den Vilser Alpen beschrieben hat. Hier gehen sie direkt über in die Allgäuschiefer der Kalkalpen. Hieher könnten auch die Schiefer gestellt werden, die W. v. Seidlitz in der Quetschzone zwischen den Sulzfluhkalken und dem Altkristallin des Schwarzhorn beschrieben hat. In dem vorigen Kapitel ist bereits der pieninische Charakter dieser Zone betont worden.

Die Klippendecken bilden in den Ostalpen eine mehr oder weniger kontinuierliche Zone am Außenrande der Kalkalpen. Das Studium dieser Decken liegt heute erst im Keime. So viel steht fest, daß wir es mit einer durchgehenden Zone zu tun haben, die eine Zweiteilung in eine versteinungsreiche Fazies mit vorherrschenden Kalken und eine versteinungsarme Fazies mit vorherrschenden Fleckenmergel-Hornsteinkalken unterscheiden können. Wie in den Karpathen dürfte letztere den gesamten Jura vertreten.

Ihrem Charakter nach stehen beide Faziesbezirke dem ostalpinen weit näher als dem lepontinischen oder helvetischen. Ganz besonders gilt dies für die pieninische Decke, die auf die Allgäuentwicklung des Jura hinweist, sowie auf die Juraentwicklung der subtatrischen Decke in den Karpathen. Ich finde mich hier in Uebereinstimmung mit Spitz, der den Kieselkalk-Hornsteinzug des Höllenstein zu den Kalkalpen zählt, mit O. Ampferer, der ebenfalls die Pieninen des Allgäu mit den Kalkalpen vereinigt.

### **Die voralpinen Decken.**

A. Rothpletz hat in den bayrisch-tirolischen Alpen eine Allgäuer und eine Lechtaler Schubmasse unterschieden. O. Ampferer<sup>87)</sup> hat diese Schubmassen Allgäuer, Lechtaldecke genannt und dazu noch eine dritte höhere Decke, die Innaldecke unterschieden. Im östlichen Abschnitte der Voralpen habe ich ebenfalls drei Decken, nämlich die Frankenfelsler, die Lunzer und die Oetscher Decke nachgewiesen. Die Oetscher Decke ist die südlichste und die höchste.

<sup>86)</sup> Landeskundl. Forschungen, Heft 12, München 1911.

<sup>87)</sup> Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1912, Nr. 7.

Jeder dieser Decken ist bestimmte Ausbildung eigen. Im Osten ist diese genauer bekannt, im Westen ist die Differenzierung keine so weitgehende. In beiden Fällen läßt sich zeigen, daß von Norden gegen Süden zu die Decken kalkreicher werden, bis endlich in der obersten Decke in gewissen Teilen Trias und der gesamte Jura rein kalkig entwickelt ist. In Tirol existiert die Fazies im Sonnwendgebirge, in Niederösterreich im Dürrenstein-Oetschergebiet.

### Die Kalkvoralpen Niederösterreichs.<sup>88)</sup>

Wir unterscheiden in der voralpinen Decke folgende scharf geschiedene Teildecken von Norden gegen Süden:

- die Frankenfesler Decke,
- die Lunzer Decke,
- die Oetscher Decke.

### Die Frankenfesler Decke.

Die Frankenfesler Decke ist die nördlichste; sie liegt unmittelbar den Pieninen auf, ist tektonisch und stratigraphisch mit denselben enge verbunden. Der Aufbau der Frankenfesler Decke ist kurz folgender:

Hauptdolomit mit Rauhacken an der Basis. Im Hauptdolomit finden sich im Höllesteinzug, dann bei Gresten bunte keuperähnliche Schiefer und Mergel, die Anklänge aufzeigen an die Keuperfazies der subtatrischen Trias der Kleinen Karpathen. Daquè<sup>89)</sup> erwähnt ebenfalls aus den Voralpen des Schliersees Hauptdolomit mit Asphaltchiefer und roten Einlagen, die ich gleichfalls als Keupereinlagen deuten möchte. Es muß diese Decke dem Keupergebiet der subtatrischen offenbar südlich so nahe gelegen haben, daß von Zeit zu Zeit in der oberen Trias die Keuperfazies sich bis in das Hauptdolomitgebiet des südlichen Teiles erstreckte. Dachsteinkalk fehlt. Rhät ist in schwäbischer und karpathischer Entwicklung vorhanden. Der Lias ist im allgemeinen sandig-schiefrig entwickelt. Die Kalkfazies tritt noch stark zurück. Doch finden sich schon Hierlatzkalke. Die Sandsteine haben Aehn-

<sup>88)</sup> Denkschriften d. kais. Akad. d. Wiss., Wien 1912.

<sup>89)</sup> Landesk. Forschungen, München 1912, Heft 15.

lichkeit mit Grestener Sandsteinen. Im unteren Lias findet man Cardinienmergel, Fleckenmergel im Mittel- und Oberlias. Möglicherweise gehören hierher auch schwarze Schiefer mit *Hapoceras opalinus*. Rote Kalke bilden den höheren Jura. Aptychenschichten und Abyssite vertreten das Tithon-Neokom, Fleckenmergel die untere Kreide. Cenoman und flyschartige Gosau liegen transgressiv auf der tieferen Serie. Jüngere Schichten sind hier nicht bekannt.

Diese Fazies schließt sich im allgemeinen an die Allgäu-entwicklung, an die Pieninen und an die zu subaltrische Decke an. Die tieferen Glieder fehlen tektonisch.

#### Die Lunzer Decke.

Im Muschelkalk treten Guttensteiner und Reiflinger Kalke auf. Wettersteinkalk fehlt. Der Lunzer Sandstein ist in dieser Decke mächtig und reich gegliedert. Er zeigt bei Lunz die bekannte reiche Gliederung in Aonschiefer, Reingrabner Schiefer und Lunzer Sandstein. Dann folgt Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät in karpathischer, schwäbischer und Kössener Entwicklung. Neben Sandsteinen und Fleckenmergel spielen Hierlatz- und Adnether Kalke eine größere Rolle. Klausschichten, Acanthicusschichten, Tithon und Neokom zeigen die rein alpine Fazies. Cenoman- und flyschartige Gosau bilden die Oberkreide. Jüngere Schichten fehlen.

#### Die Oetscher Decke.

Werfener Schiefer mit Quarziten, Guttensteiner, Reiflinger Kalke, Wettersteindolomit, Partnachschiefer, Lunzer Sandstein, Opponitzer Kalk, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und Rhät in schwäbischer bis Kössener Entwicklung, findet man in der Trias. Der Jura ist in zwei Entwicklungen vertreten und zwar eine Kalk- und eine Mergelfazies. Die Kalkfazies findet sich im Dürrensteinstock, im Oetscher und im Mandling. In der Entwicklung folgen über dem Rhät: Enzesfelder Kalke, Hierlatzkalke, Adnether Kalke, Klausschichten, Macrocephalenschichten, Acanthicusschichten, Hornstein-Aptychenkalke und endlich neokome Fleckenmergel. In der mergeligen Fazies treffen wir Fleckenmergel über dem Rhät bis in den Dogger reichend. Mit den Klausschichten be-

ginnt wieder die Kalkfazies. Ob Cenoman in dieser Decke vorhanden ist, ist bisher nicht zu entscheiden. Die Gosau weist bereits südlichen Habitus auf, hat Hippuriten, Actaeonellen und Korallenkalke. Jüngere Schichten fehlen.

Wenn wir aber die voralpine Decke in den Karpathen verfolgen, so sehen wir von den kleinen Karpathen an die voralpine Decke mit Eozän verbunden in kalkiger Entwicklung. Auch die Gosau ist im Waagtale bei Neustadt in typischer Fazies vorhanden. Das Eozän von Radstatt halte ich für anstehend und zur ostalpinen Decke gehörig.

### **Die Faziesbezirke der Kalkalpen in Tirol und Bayern.**

Im Rhätikon und in der Allgäuer Schubmasse ist die Entwicklung folgende: Buntsandstein, Werfener Schiefer, Rauhawacken, Virgioriakalk, Partnachsichten, Albergkalk, Raibler Schichten mit Gips, Hauptdolomit, Rhät, Liasbreccien, Allgäuschiefer des Lias und Dogger, Acanthicusschichten, Radiolarit, Aptychenkalk, Neokomfleckenmergel, Cenoman, Gosauflisch und couches rouges.

In der Lechtal- und Inndecke sind die Faziesverhältnisse bereits andere. Der Kalkreichtum tritt stärker hervor. Wir wollen hier nur hervorheben, daß insbesondere die Wettersteindolomite und die Hauptdolomite mächtig werden. Im Jura sind so wie im Osten zwei Faziesbezirke. Im westlichen Teil ist die Inntal- und Lechtaldecke aus Fleckenmergel im Lias und Jura aufgebaut, während im Sonnwendgebirge eine rein kalkige Entwicklung vom Oetschertypus vorliegt. Der Aufbau ist folgender nach F. Wä h n e r:<sup>59a)</sup> Werfener Schiefer, Muschelkalk, Wettersteinkalk (400 m), Carditaschichten, Hauptdolomit, (Platten-)Dachsteinkalk, Rhät in schwäbischer, karpathischer und Kössener Fazies und Starhemberger Einlagen, oberrhätischer Riffkalk, Hierlatzkalk, roter Liaskalk, das ist Brachiopoden-, Cephalopoden und Crinoidenkalk, zum Teil sind es dünn-schichtige rote Kalke mit Hornsteinen, mit Mangan- und Brauneisenkonkretionen. Nach W ä h n e r haben diese Gesteine den Charakter von Tiefseebildungen und reichen durch den Dogger bis in den oberen Jura hinauf. In Verbindung

<sup>59a)</sup> Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Wien u. Leipzig 1903.

mit diesen Schichten finden sich eigenartige, zum Teil konglomeratische Breccien, die von Wähler als Dislokationsbreccie, von O. Ampferer als sedimentäre Breccie gedeutet worden sind. Im Inntal hat Schlosser<sup>90)</sup> eine Gosau mit Hippuriten, Actaeonellen und Korallenkalken beschrieben. Im Muttekopf hat O. Ampferer eine Gosau in Flyschfazies gefunden, die ungemein große Blöcke von triadischen Kalken enthält. Eozän ist mit diesen Decken verbunden, so bei Häring im Inntale.

Die Entwicklung der mesozoischen Inseln in Kärnten, dann die der Gailtaler Alpen und der Karawanken schließt sich im allgemeinen enge an die höchsten Decken der nördlichen Kalkalpen an. Der Aufbau ist folgender: Buntsandstein, Werfener Schiefer, (erzführender) Wettersteinkalk und -dolomit, Carditaschichten, Hauptdolomit, Dachsteinkalk, Rhät, Fleckenmergel, Hierlitz-, Adnether Kalk, Klausschichten, Acanthicusschichten, Hornstein-Aptychenkalk des Tithon-Neokom, neokome Fleckenmergel, Cenoman (?), Gosau und Eozän in südlicher (Kalk-)Fazies.

#### Ueberblick.

Fassen wir das Vorhergesagte kurz zusammen, so sehen wir, daß trotz lokaler Differenzierungen alle hier behandelten Gebiete eine geologische Geschichte aufweisen, die in den Hauptzügen ganz übereinstimmt, so daß diese Zonen uns als eine Meeresprovinz entgentreten, die eine völlig abweichende Entstehungsgeschichte hat von der des Iepontinischen und helvetischen Systems.

Die Trias ist allenthalben vollständig entwickelt. Sie führt Werfener Schiefer oder Buntsandstein an der Basis. Untere und obere Trias ist kalkig und dolomitisch entwickelt. Die karische Stufe hat Schiefer, Sandsteine mit Pflanzen. In den Raibler Schichten oder Lunzer Schichten gewinnt die germanische Fazies der Trias die Herrschaft über die alpinen Gebiete. In der subalpinen Decke der Kleinen Karpathen herrscht die germanische Trias in der ganzen oberen Trias und wir konnten sehen, daß Transgressionen dieser Fazies von Zeit zu Zeit gegen Süden in das Hauptdolomitgebiet vordringen. Die Raibler Schichten mit den mäch-

<sup>90)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1909.

tigen Gipslagern, zum Beispiel in Tirol und Bayern, sind nichts anderes als Keuperentwicklung der alpinen Trias in der karnischen Stufe.

Diese Erscheinung ist aber insofern von großer Bedeutung, als wir sehen, daß die germanische obere Trias nicht durch das Helvetische und Lepontinische ins Ostalpine vordrang, sondern südlich des Lepontinischen. Helvetisches und lepontinisches Gebiet ist in der mittleren und oberen Trias Festland, ein Teil des großen böhmischen Festlandes. Die germanische Keuperfazies zieht aus Deutschland über Frankreich im Süden des lepontinischen Festlandes herum und erscheint heute viel weiter im Osten in der subtatrischen Decke der Karpathen. In der unteren Trias ist das Meer weiter nordwärts vorgedrungen. Der Muschelkalk Deutschlands setzt sich in die Alpen fort, in die lepontinischen Diploporendolomiten. Das Helvetische ist fast ganz Festland. Die Verbindung Deutschlands und der Alpen ist in der Trias ähnlich wie im Lias. Auch für die Grestener Fauna habe ich gezeigt, daß der Faunenaustausch über Südfrankreich im Süden des lepontinischen Gebietes stattgefunden haben muß. Die germanische Fazies der Trias ist in den Ostalpen heute in der Tiefe verdeckt, sie läßt sich aber in den Randketten der Kalkalpen noch erkennen. (Rote Einlagen im Hauptdolomit.)

Im Jura sehen wir von Norden gegen Süden eine fortschreitende Vertiefung und Zunehmen der kalkigen Entwicklung. Gegen den Rand zu des unterostalpinen Meeresgebietes finden sich Sandsteine, Schiefer und Fleckenmergel. Es ist die Allgäu- oder die pieninische Fazies. Im Süden finden sich die rein kalkigen Bildungen der Lias und des Jura. Doch muß die Kalkentwicklung stellenweise weiter gegen Norden vorgedrungen sein. In den südlicheren Zonen treten in Lias-Dogger bereits Sedimente auf, die als Abyssite gedeutet werden können. So im Sonnwendgebirge. Im Oberjura dagegen ist fast das ganze Gebiet Tiefsee. (Vertiefe.) In der rhätischen Decke, wie in den Pieninen, in den Kalkalpen, in Kärnten, finden sich die gleichen roten Hornsteinkalke und die hellen Aptychenmergel des Neokom. Die unterostalpine Decke ist die Tiefsee zwischen dem lepontinischen und dem oberen ostalpinen Meere. In der Tiefsee kommen Abyssite zur Ablagerung, in der lepon-

tinisch-helvetischen Region und in der oberen ostalpinen dagegen Seichtwassersedimente, Kalke von zum Teil koralligenem Habitus. Im Süden sind es die Plassenkalke, im Norden die Sulzfluhkalke, die hochtätischen Jura-Neokomkalke, die Radstätter Jura-kalke, die Hochgebirgskalke des helvetischen Gebietes, die Stramberger Kalke des Karpathischen.

In diese Tiefsee dringen bereits in schmalen Adern die grünen Gesteine ein. So der Ehrwaldit. Im Julier-Ber-ninagebiet sehen wir die Trias ganz durchschwärmt von grünen Gesteinen. In der rhätischen Decke liegen die Tiefen-gesteine besonders angehäuft. In diese Zeit fällt der Beginn der Deckenwanderung. Zuerst wälzt sich die obere ostalpine Decke über die untere, die Vor-tiefe wird zugedeckt. In der Vortiefe entstehen durch die Bewegungen Brüche und Verschiebungen. Breccien werden dabei gebildet und als gröbere Sedimente mit den Abyssiten vermennt. Es ist so häufig beobachtet worden und es konnte nie eine rechte Erklärung für das Phänomen gefunden werden, daß an so vielen Stellen Abyssite mit Breccien wechselnd lagern. Die Breccien wurden häufig als Seichtwasserbildungen gedeutet. Ich denke mir diese Breccien als entstanden bei Secbeben, Brüchen in der Tiefsee, zum Teil Dislokationsbreccien zum Teil gleichsam feine Schuttströme, die in den roten Tiefseeschlamm ein-gelagert wurden.

Gebirgsbildung und Breccien stehen im engsten Zusammenhange.

Große Teile der oberen und unteren ostalpinen Decke tauchen in der Unterkreide aus dem Meere und werden Festland — ein Inselbogen. Das Meer wird immer weiter nordwärts verschmälert und hinausgedrängt. Die vorrückenden Decken schütten ihren Schutt hinein. Die Falknisbreccie kann so entstanden sein. Die Tristel-breccie ist der Schutt vorrückender Decken. Dasselbe gilt vom Karpathengault, der konglomeratisch ist. Im Cenoman ist die Einfuhr von Schutt ins Meer am größten. Die Hauptbewegung ist vorüber. Die lepontinischen Decken sind zugedeckt von den ostalpinen und diese stoßen mit ihren Stirnen an die helve-tische Zone. Die Gosau und das Flyschmeer liegen neben-

einander, nicht mehr durch eine lepontinische Zone getrennt. In die Gosau sowie ins Flyschmeer schieben sich die ostalpinen Decken hinein.

Nur so können wir erklären, warum gerade in den Grenz-zonen von Lepontinisch und Ostalpin Sedimente des Gault, des Aptien vorkommen, das Cenoman nur am Außensaume auftritt, die Gosau der Kalkalpen in den Flysch des helvetischen Deckensystems übergeht. Die großen Massen von Blöcken von Quarzporphyren, Graniten, Kalken, sind Deckenschutt, zum Teil entstanden aus Verwitterung, zum Teil durch rein tektonische Vorgänge. Sie sind durch Flüsse in das Meer getragen worden. Sie sind aber auch durch die vorrückenden Decken eingeschüttet worden. So wie die Gletscher im Meere kalben, so ähnlich verhält sich eine ins Meer wandernde Decke. Die Riesenblöcke in der Gosau des Muttekopfes können so erklärt werden. Im Buczezkonglomerate (Karpathen) findet sich dieselbe Erscheinung. In den Westalpen finden sich in den Klippen im Senon<sup>91)</sup> bereits die exotischen Blöcke. Diese Blockführung dauert mit der Deckenbewegung durch das Eozän bis in die Molasse fort.

Eozän ist mit der unteren ostalpinen Decke verbunden. Es ist kalkig und konglomeratisch. Eozän findet sich in Kärnten, in Radstatt, in Kirchberg am Wechsel, am Untersberg in Salzburg und im Inntale in Tirol. Von den Kleinen Karpathen angefangen zieht das Eozän mit der unteren ostalpinen (sub-tatrischen) Decke bis an die Quellen der Theiß in Ungarn.

Wie ich gezeigt habe, transgrediert das Eozän in den Ostalpen über die lepontinische und ostalpine Decke hinweg, im Wechselgebiet auf einem Fenster von Lepontin inmitten der ostalpinen Decke. Somit kommen wir auch hier zur Forderung, daß die Ueberschiebung des Ostalpinen über das Lepontinische hinweg voreozän ist.

Auf die vorcenomane Bewegung und Festlandsepoche folgt in der Oberkreide, im Eozän eine Phase der Ruhe und der Meeresbedeckung.

#### Tektonik.

Der Bau der unterostalpinen Decken kann hier nur in den allgemeinsten Zügen besprochen werden. Als Rück-

<sup>91)</sup> M. Lugeon, Ecl. helv., Nr. 10, S. 739.

grat der Decken sehen wir gleichsam das mächtige Grundgebirge. Auf seinem Rücken trägt es die sedimentäre Decke. Sie sind aber meist vom Rücken abgeglitten und liegen an der Stirn der kristallinen Deckenmassive in den Kalkalpen aufgehäuft. Aber auch unter dem Riesenleib des Altkristallin liegt das Mesozoikum, gleichsam in der Position eines Liegendschenkels. Hier treten auch am häufigsten die grünen Felsarten auf.

Im allgemeinen wird der Bau um so regelmäßiger, je höher die Decke liegt. Die rhätische Decke, sowie die unter dem Kristallin liegenden ostalpinen Schollen sind unter der hohen Belastung auf dem langen Wege ihrer Wanderung arg hergenommen worden. Die Schichten sind gänzlich aus ihrem Verbandsverbande gekommen, die einzelnen Schichten selbst bewegen sich auf Schichtflächen selbständig. Es erfolgt die Ablösung vom Grundgebirge. Die Zertrümmerung erfaßt dann aber den Schichtkörper als Ganzes. Er zerfällt in Schollen. Solche Riesenschollen sind die Triaslinsen, die W. Paulcke insbesondere vom Antirhätikon beschrieben hat. Auch im Prätigau sind sie schön entwickelt. Ueberall finden wir an der Basis der ostalpinen Decke die grünen Gesteine. Je weiter nach Norden, desto seltener werden sie. Ihre Anreicherung liegt gegen die Wurzel zu.

Wo die kristalline Ueberlastung keine so hohe war, findet sich die untere ostalpine Decke in zusammenhängenden Zügen. So im Arosagebirge, wo es Hoeck beschrieben hat, weiter südlich in Schams und Oberhalbstein. Hier berichten darüber die Arbeiten von Schardt, Heim, Wilkens, Welter, Meyer und Zyn del. Letzterer hat eine obere Teildecke, die Silvrettadecke und eine untere, die Julier-Berminadecke, unterschieden, unter der selbst wieder Teildecken vorhanden sind. Die Silvrettadecke ist über die Engadiner Dolomiten her von Süden gekommen. Der Ortler ist nach Zyn del und meiner Auffassung ein Fenster. Eine dritte Teildecke im Ostalpinen scheint auch die Oetzta l e r M a s s e zu sein. Wie W. Hammer gezeigt hat, schiebt sich diese längs der Schliningsüberschiebung über die Trias des Lischana.<sup>92)</sup>

---

<sup>92)</sup> Vielleicht setzt diese Linie bis an den Brenner fort.

Für den mittleren Teil der Ostalpen ist die Grenze zwischen Lepontin und Ostalpin sehr lehrreich. E. Sueß hatte schon die Brennertrias als lepontinisch gedeutet und dieselbe als über das Ostalpine überfaltet betrachtet. Die Untersuchungen in den Radstätter Tauern haben eine 30 km lange Verfaltung von Lepontin und Ostalpin nachgewiesen. Im Berichte über die Untersuchungen daselbst habe ich diese Verhältnisse näher erklärt. Es genügt hier, zu erwähnen, daß die Jurakalke der Radstätter Tauern immer mit Quarzit und Grundgebirge in Kontakt kommen. Dazwischen liegen Mylonite. Ganz dieselben Lagerungsverhältnisse wiederholen sich am Brenner und am Semmering, nur tritt hier zum Beispiel statt des Quarzites das Karbon heran. Der Quarzit ist nicht Trias, sondern Karbon, er ist ein Äquivalent des Ranachkonglomerates und des Ranachquarzites des Unterkarbon. Frech und Töula haben solche Quarzite in den Tauern und im Semmering als alt, beziehungsweise als Karbon gedeutet.

Die ostalpine Decke ist vor dem Cenoman über die lepontinischen hinweggeschoben worden. Diesem ersten Akte folgte eine zweite Bewegung. Die Radstätter Decke wanderte gemeinsam mit der unteren ostalpinen nach Norden. Dabei ist die Radstätter Decke von unten her in die ostalpine hineingefaltet worden, die obersten lepontinischen Decken stecken heute zum Teil im ostalpinen Rahmen.

In den Kalkalpen liegen uns die aufeinandergehäuften Kalkdecken vor. Im Westen liegen die Pieninen, die Allgäuer, die Lechtaler, die (Wetterstein) Inntaler Decke übereinander. Im östlichen Abschnitte der Kalkalpen folgen auf den zweigeteilten Pieninen die Frankenfesler, die Lunzer und die Oetscher Decke. Im Salzburgischen ist eine andere Teilung vorhanden.

Den äußeren Decken fehlen immer die tieferen Glieder. Die Allgäuer Decke oder die Frankenfesler Decke beginnen allgemein mit Hauptdolomit. Alle tieferen Glieder bleiben zurück. Dasselbe gilt von den Pieninen. Die äußersten Decken bestehen nur aus den jüngsten Schichten.

Die inneren Decken haben dagegen den entgegengesetzten Bauplan. Die tieferen Glieder treten mehr hervor und die höheren fehlen.

Der Bau der Kalkalpen ist ein ganz junger. Die Gosau ist in die Bewegung ebenso mit einbezogen wie jedes andere

Glied. Dies haben neuerdings alle Aufnahmen in Tirol gezeigt in der gleichen Weise, wie es für die Kalkalpen Niederösterreichs zu sehen ist. Wo vorgosauische Tektonik noch zu sehen ist, kann es sich nur um Reste eines älteren Bauplanes handeln, der durch die junge Bewegung nicht verwischt worden ist.

Gegen die Hallstätter und die Dachsteindecke ist die voralpine scharf geschieden. Soweit sich dies heute beurteilen läßt, scheinen die bayrisch-tirolischen Decken mit dem Kaisergebirge unter die Leoganer Steinberge (Dachsteindecke) unterzutauchen. Im Loferertale haben die Aufnahmen von H a h n,<sup>93)</sup> Gillitzer<sup>94)</sup> und Lebling<sup>95)</sup> gezeigt, daß die bayerische Decke unter die Schubmassen des Lattengebirges, die Reiteralpe usw. untertaucht. Im Salzkammergut sind die Verhältnisse verwickelter. Doch hat auch hier H a u g bereits 1906 eine Lösung gegeben. Von der Enns an bis an den Abbruch der Kalkalpen fällt die voralpine Serie ausnahmslos unter die Hallstätter und hochalpine Decke. Im Westen sowohl als auch im Osten kommt die voralpine Trias innerhalb der Hallstätter und der hochalpinen Decke zutage. Im Osten, das Fenster der Hengst, im Westen die großen Neokomfenster im Salzburgischen.

An der norischen Linie ist das untere ostalpine Deckensystem durch das Silur-Devon der oberen überschoben. Diese Linie läuft von Gloggnitz in Niederösterreich über Leoben ins Ennstal. Von da über Radstatt im Salzbachtal bis St. Johann. Die Fortsetzung dieser Linie gegen West hin ist nicht sicher, sie dürfte über den Hundstein, die Schmittenhöhe, den Rettenstein gegen Aschau verlaufen, in der Gegend von Kitzbühel die silur-devonischen Glieder von den tieferen karbonischen trennen. Die norische Linie trennt hochalpin und voralpin.

Der Bau der norischen Linie ist derart, daß oben Silur-Devon liegt mit der Hallstätter und der hochalpinen Decke. Dieser Bauplan beginnt bei Sieding in Niederösterreich am Abbruche der Kalkalpen und reicht bis an den Steilabfall der Leoganer Steinberge und bis zum Silur der Hohen Salve.

Unter dieser Serie liegt immer Karbon-Perm. An einigen Stellen schaltet sich sogar Mesozoikum und Tertiär ein. Die mesozoischen Linsen sind bei Sieding, an der Veitsch, bei

<sup>93)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1910.

<sup>94)</sup> Geognost. Jahreshefte, 25. Jahrg., München 1912.

<sup>95)</sup> Geognost. Jahreshefte, 24. Jahrg., München 1911.

Leoben, und ganz besonders der Mandlingzug bei Radstatt.

Die Schichten, die sich da finden, sind: Werfener Schiefer, Wettersteindolomit, Hauptdolomit, Dachsteinkalk und eoazäner Kalk mit Nummuliten. Es sind diese Schollen kleine Reste der meist mächtigen voralpinen Decken. Sie sind zurückgebliebene Reste, während die Hauptmasse der Decken durch die oberen ostalpinen Decken abgehoben und als selbstständige Abscherungsdecken weiter nach Norden verfrachtet worden sind.

Auch unter dem Silur-Devon von Graz ist das Mesozoikum von Karbon abgehoben worden. So liegt das Silur unmittelbar auf Karbon. Ähnliches gilt für die Stangalpe.

Damit kommen wir in die Region des Mesozoikums in Kärnten. Hier liegen die Triasinseln von St. Paul und Guttaring, als Vorläufer der Karawanken und der Gailtaler Alpen.

An der Dinarischen Narbe sinken die unteren ostalpinen Decken unter die karnische Hauptkette. Hier beginnen die Dinariden. Die Narbe ist gekennzeichnet durch die großen Tonalitintrusionen. Hieher gehören die Granite des Bacher, der Tonalit von Eisenkappel, die Tonalite der Riesenfernergruppe, der Brixener Granit, der Iffingerstock und endlich der Adamello. Die dinarische Narbe ist ferner gekennzeichnet durch das Auftreten der grünen Gesteine, die im Ultentale einsetzen, über den Tonalepaß im Veltlin ziehen und von da fortsetzen in die Zone von Jvrea. In dieser Zone liegen die Wurzeln der ostalpinen Decken oder es tauchen die ostalpinen Decken längs dieser Zone unter die Dinariden hinauf und die Wurzeln der Ostalpen liegen in der Tiefe begraben.

Während in den Kalkalpen der Bau nachgosauisch ist, erkennen wir im Gebiete der Steiermark und Kärntens unzweifelhaft vorgosauischen Bau. E. Sueß hat darauf hingewiesen, daß der Bau dieser Regionen ein alter ist. Ich habe bereits 1911 gezeigt, daß die Ueberschiebung der oberen ostalpinen Decke über die untere in diesem Gebiete vorgosauisch ist und die Bewegungen am Außenrande der Alpen jünger sind.<sup>96)</sup>

---

<sup>96)</sup> Mitt. d. k. k. Geol. Ges. 1911.

In der Kainach liegt die Gosau transgressiv über Grundgebirge, wie W. Schmidt<sup>97)</sup> gezeigt hat. Im Grazer Gebiet liegen die Silur-Devonkalke über Karbon. Auf dem Hochlantschkalk liegen grobe rote Konglomerate. Ich halte sie für Gosau. So liegt hier die Gosau unmittelbar auf Silur. In Kärnten liegt die Gosau auf dem Mesozoikum, doch auch unmittelbar auf dem Grundgebirge. Das gleiche gilt vom Eozän. Im Lavanttale dringt das Miozän tief ein.

Alle diese Bildungen, von der Gosau angefangen, liegen relativ flach, ungestört. Die mechanische Beanspruchung ist Null. Wer das Eozän in Kärnten oder die Gosau gesehen hat, wird daran glauben müssen, daß über diese Schichten hinweg keine Decken mehr gegangen sind. Sie haben einen viel zu ursprünglichen Charakter. An der Stelle, wo sie heute liegen, sind sie abgelagert worden und die Bewegungen, die sie mitgemacht haben, sind verschwindend klein. Daß sie in der Tat in dieser südlichen Lage abgesetzt worden sind, zeigen auch aufs deutlichste die faunistischen Beziehungen der Kreide und des Tertiärs, die allgemein auf die Dinariden hinweisen.

Nun muß aber die oberostalpine Decke über dieses Gebiet darüber gegangen sein. Das ist ohne Zweifel der Fall. Es ist dann die Ueberschiebung der oberen ostalpinen Decke über die untere vorgosauisch.

Bei einem Besuche der Triasinsel von Klein-St. Paul konnte ich eine auffallende Diskordanz im petrographischen Charakter der Triasserie und der Kreide-Tertiärerie konstatieren. Die letztere ist gänzlich unverändert, nicht zerbrochen, nicht mylonitisiert. Anders die Trias. Der Hauptdolomit ist total zertrümmert. Er zerfällt in einen sandigen Grus. Es ist ein Dolomitmylonit, häufig Rauhbackenbildung an kleinen Verwerfungs- und Ueberschiebungslinien. Die Reingrabner Schiefer darunter sind geschiefert, gepreßt, durch Druckschieferung in Stäbchen, Nadeln und Griffel gepreßt. Die Dolomite im Liegenden sind ebenfalls mylonitisiert. Die Mächtigkeitsschwankung innerhalb der Schichten ist eine recht große. Sie ist aber nur eine sekundäre, durch tektonische Ursachen bedingt. Während so in der Triasserie zweifellos die heftigste Bewegung zu erkennen ist, die Zer-

---

<sup>97)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1908.

trümmerung der Schichten und der Gesteine im einzelnen durch hohe Belastung bei horizontaler Bewegung, ist von diesen Dingen im Eozän und in der Kreide keine Spur. Die Triasserie ist vor der Bildung der Gosau und des Eozän so verändert worden, und es müssen große Bewegungen stattgefunden haben.

Diese großen Bewegungen sind offenbar nichts anderes als die vorgosauische Ueberschiebung der unteren ostalpinen Decke durch die obere.

Das Stück Ostalpen von der dinarischen Linie bis in die Kainach hat vorgosauischen Bau. Es ist ein vorgosauisches Fenster innerhalb der unteren ostalpinen Decke. Die nachfolgenden Bewegungen haben dieses Fenster nur mehr wenig tektonisch verändert. Nördlich davon ist der vorgosauische Bau nirgends mehr zu sehen. Hier herrscht überall der junge Bauplan, der in dem Miozän entstanden ist.

## **2. Die oberen ostalpinen oder hochalpinen Decken.**

Die Abtrennung der oberen ostalpinen Decken habe ich im „Deckenbau der östlichen Nordalpen“, für dieses Gebiet näher zu begründen versucht und habe auch in anderen Arbeiten für das Salzachgebiet auf die Möglichkeit dieser Teilung hingewiesen. Die oberen ostalpinen Decken umfassen das Silur und Devon. Darüber liegen Quarzporphyre, dem Karbon oder dem Perm angehörig. Das Mesozoikum zerfällt in die Hallstätter und die hochalpine Decke. Die obere ostalpine Decke steht von der unteren weiter ab, als von den Dinariden. Dinarischer Einschlag ist unverkennbar.

### **Stratigraphie.**

Hierher gehört also das Silur und Devon von Graz, der Silur-Devonzug der nordalpinen Grauwackenzone und endlich die Kalkhochalpen von den Leoganner Steinbergen bis zum Schneeberg bei Wien.

### **Das Paläozoikum.**

Vom Grazer Silur sind die Grenzphyllite, die Schöckelkalke, sowie die Semriacher Schiefer als Karbon abzutrennen. Das Si-

lur beginnt mit Pentameruskalken. Dem Unterdevon gehört die Quarzit-Dolomitstufe zu. Das obere Unterdevon bilden Kalke mit *Heliolites Barrandei*. Im Mitteldevon finden sich: Kalke mit *Calceola sandalina*, Kalke mit *Cyathophyllum quadrigeminum* und Hochlantschkalk. Im Oberdevon Clymenienkalke. Aehnlich gebaut ist das Silur-Devon der nordalpinen Grauwackenzone. Im Osten ist es in der Umgebung des Reichenstein genauer bekannt geworden, im Westen um Kitzbühel. Im Reichensteingebiet finden sich Orthocerenkalk und Schiefer des Obersilur. Im Unterdevon liegen Spateisensteine mit *Spirifer heterocyclus*. Dann folgt roter Crinoidenkalk (Saubergkalk) mit *Bronteus palifer* und *Bronteus cognatus*. Darüber Kalke und *Heliolites porosa*. In Dienten finden sich im Obersilur Kalke mit *Cardiola interrupta*. Darüber folgen rote Netzkalke, ähnlich wie in der karnischen Kette. Dem Devon gehören an: Quarzite und Grünschiefer und Devonkalk. Im Kitzbüheler Gebiet gibt es ebenfalls im Devon Crinoidenkalk.

Grundgebirge fehlt gänzlich. Desgleichen fehlt Karbon. Bloß Quarzporphyre sind vorhanden. Darüber folgen Verrucano und Werfener Schiefer.

#### Das Mesozoikum.

##### Die hochalpine Decke.

Die (höhere) hochalpine oder Dachsteindecke besteht aus: Werfener Schiefer, Ramsaundolomit, Carditaschichten (Pietra verde-Einlagen), Dachsteinkalk, Hierlatzkalk, Klausschichten, Macrocephalenschichten, Kieselschiefer, Acanthicusschichten, Plassenkalk. Neokom und Cenoman fehlen.

Die Gosau ist kalkreich. Nach Lebling<sup>98)</sup> ist im Lattengebirge die Gosau in zwei Stufen vorhanden. Die tiefere Abteilung enthält viel Kalk. Es finden sich Hippuriten-, Korallenkalk, ferner Crinoiden- und Rhynchonellenkalk. Die zweite Stufe enthält Kalkmergel und Sandsteine = Glaneckerschichten. Sie liegt diskordant auf der ersten. Die untere Stufe vertritt das Coniacien, die obere das Santonien. Jüngere Schichten fehlen.

##### Die Hallstätter Decken.

Die Hallstätter Decken sind in zwei Bezirken genauer studiert worden, von E. Haug im Salzkammergut, von mir

<sup>98)</sup> Geog. Jahresh. 1911, S. 93—103.

im Mürzgebiet in Steiermark und ferner in Niederösterreich (Hohe Wand). Haug hat dort eine Salzdecke und eine Hallstätter Decke unterschieden.

Der Aufbau im Osten ist folgender: Werfener Schiefer, Guttensteiner Schichten, Ramsaudolomit, Knollenkieselkalke, Halobienschichten, untere und obere Hallstätter Kalke, Pötschenkalk, Zlambachschichten und Starhemberger Schichten (Rhät), rote Kalke des Lias und Fleckenmergel in geringer Mächtigkeit. Der obere Jura ist durch Plassenkalk vertreten. Neokom und Cenoman fehlen. Gosau ist reich an Aktoconellen, Hippuriten (Neue Welt).

Im Salzburgischen ist der Aufbau der Hallstätter Decke folgender:

Werfenerschiefer (Haselgebirge), Kalke mit *Natiria costata*, Ramsaudolomit und rote Hallstätter Kalke der Schreieralm. Schwarze knotige Kalke. Halobien-schiefer. Karnische und norische Hallstätter Kalke. Pötschenkalk, Zlambachmergel. Rhät auch in Starhemberger Fazies. Fleckenmergel mit *Psiloceras calliphylum*, Klausschichten, Plassenkalk. Neokom und Cenoman fehlen. Die Gosau ist im Becken von Gosau reich gegliedert, ähnlich wie im Becken der neuen Welt. Eozän fehlt.

Sowie das unterostalpine Mesozoikum häufig mit grünen Felsarten verknüpft ist, wie in der rhätischen Decke, so sehen wir auch in den oberen ostalpinen Decken grüne Gesteine. Im Becken der Neuen Welt liegt im Werfener Schiefer Serpentin. Mojsisovics<sup>99)</sup> erwähnt das Auftreten von Gabbro in den Gosau mergeln am Wolfgangsee. Die Gosau mergel sind am Kontakt gefrittet. Am Sillberg bei Salzburg findet sich nach Gillitzer<sup>100)</sup> Diabasporphyrit.

### Stratigraphischer Ueberblick.

Die hochalpine Decke steht nahe der Entwicklung in den höheren Decken Tirols und der Entwicklung der Trias in den Karawanken und Gailtaler Alpen. Was dort der Wettersteindolomit ist, ist in der hochalpinen Decke der Ramsaudolomit. Die Raibler Schichten sind verschieden. Der Kalkreichtum in der oberen Trias wird ungemein groß. In den

<sup>99)</sup> Erläuterungen zur geol. Karte Blatt Ischl und Hallstatt.

<sup>100)</sup> Geog. Jahresh. 1912.

Steiner Alpen in Krain, jenseits der dinarischen Linie tritt uns nach F. Teller eine Triasfazies entgegen, ganz so wie in den Hochgebirgskorallenkalken Salzburgs. Neuerdings hat Teller<sup>101)</sup> im Triglavgebiet echt nordalpine Hallstätter Kalke gefunden. Die hochalpine und Hallstätter Decke hat enge Beziehungen zu den Dinariden, desgleichen zur Trias des Bakony. Das ungarische Mittelgebirge, sowie die siebenbürgische Decke der Karpathen ist von einer Fazies, ähnlich der der oberen ostalpinen Decken. Mit der voralpinen Fazies des Ostens hat die Hallstätter und die hochalpine Decke weniger gemein. Sediment und seine Mächtigkeit, sowie zum Teil Faunen sind verschieden.

In den Westalpen fehlen die oberen ostalpinen Decken. In den Ostalpen reichen sie von Gloggnitz bis nahe an den Inn. Darüber hinaus gehen sie nicht. Es hat den Anschein, wie wenn die oberen ostalpinen Decken in den Ostalpen nur die westlichen Ausläufer einer Decke wären, die heute hauptsächlich in den Karpathen, das ist ungarisches Mittelgebirge und Siebenbürgen, verbreitet ist.

Die Hallstätter Decke ist des öfteren sozusagen als ein Fremdkörper innerhalb der Kalkalpen empfunden worden. Das oft marmorartige Gestein, die reichen Faunen, das isolierte Auftreten der Kalke mit Fossilien, gaben die Veranlassung zu diesen Anschauungen. Die Verschiedenartigkeit des Aussehens dieser Gesteine rührt meiner Ansicht nach daher, weil wir in den Hallstätter Kalken einen in großer Meerestiefe verfestigten Kalkschlamm vor uns haben, eine Bildung aus tiefer See. Dafür sprechen das feine Korn der Marmore, die oft zu beobachtende Dünnschichtigkeit und Rottfärbung. Ihrer Entstehung nach stehen die Hallstätter Kalke schroff den anderen Triaskalken oder -dolomiten gegenüber. Diese sind Flachseebildungen zwischen denen die tiefe See des Hallstätter Bezirkes lag.

#### Tektonik.

Wie schon betont worden ist, bildet die norische Linie im Süden die Grenze gegen das Karbon. Die voralpine Decke

---

<sup>101)</sup> Jahresber. d. k. k. Geol. Reichsanst., Wien 1912.

sinkt im Norden stets unter die oberen ostalpinen Kalkdecken. Im Grazer Gebiet liegt das Silur-Devon direkt auf Karbon. Hier ist die Lagerung im allgemeinen eine schüsselförmige. Nur Brüche zerstückeln die Tafel. Einen ähnlichen Bauplan weist die hochalpine Decke auf. Allgemein bekannt ist die tafelförmige Lagerung der großen Plateaus. Hier ist von Kettenbau keine Spur. Schneeberg, Rax, Hochschwab, Dachstein, Tennengebirge, Hochkönig und die Leoganer Steinberge zeigen in typischer Art die ruhige tafelförmige Lagerung. Die Bewegung erfolgt meist auf dem Werfener Schiefer. Doch kommt es auch zur weitgehenden Verschleifung der Basis. So liegt bei Werfen die hochalpine Decke mit Dachsteinkalk auf Werfener und dieser auf Hallstätter Kalk. Solche Fälle finden sich oft und oft auf der Südseite der Kalkalpen.

Die Hallstätter Decken treten häufig nur in Schollen unter den hochalpinen Mauern zutage. Im Salzkammergebirge, im Mürzgebiet, sind diese Decken dagegen gut entwickelt. Dort hat sie E. Haug zuerst erkannt. Nowak<sup>102)</sup> hat sie ebenfalls beschrieben. Aber nach Nowak liegt die Hallstätter Decke über der hochalpinen. Hahn, Lebling und Gillitzer halten die Hallstätter Entwicklung für eine Dependence der hochalpinen und bezeichnen die Hallstädter Decke mit der hochalpinen als eine, die Berchtesgadener Schubmasse. Das hat offenbar seinen Grund darin, daß die Hallstätter Decke, wie aus den Aufnahmen klar hervorgeht, überaus stark laminiert ist und darum gleichsam als eine untergeordnete Fazies erscheint. Wer aber den Steilabfall auf der Südseite von Saalfelden bis Wien hin näher kennen gelernt hat, wird zugeben, daß auf der ganzen Südseite das Band der Hallstätter Decke zu erkennen ist, oft sehr reduziert. Die Hallstätter Decke ist bei Saalfelden, am Hochkönig, vorhanden, bei Werfen. In diesen Gebieten ist sie von E. Haug und mir beschrieben worden. Besonders reich gegliedert ist sie in der Gegend von Liezen. Im Ennstale gabelt sie sich, ein Ast läuft hinein nach Aussee, der zweite Ast geht auf der Südseite des Dachsteins entlang. Auf der Südseite der Ennstaler Berge ist sie ebenfalls entwickelt. Zwischen Admont und der Filzenalpe

---

<sup>102)</sup> Bull. Ac. Sc. Cracovie, ser. A. 1909.

ist die Hallstätter Decke gleichfalls noch vorhanden. Sicher finden wir sie wieder im Hochschwab. Der Aflenzer Faziesbezirk von A. Bittner gehört hierher. Im Mürzgebiet, in der Neuen Welt ist die Hallstätter Decke wieder mächtig entwickelt.

### **Ueberschiebungsapophysen der oberen ostalpinen Decken.**

Innerhalb der Kalkalpen sind seit langer Zeit verschiedene Eruptivgesteine bekannt, die hauptsächlich im Salzkammergut vorkommen und Anlaß gegeben haben, sie im Sinne der Deckentheorie als Ueberschiebungsapophysen zu deuten. E. Sueß hat im „Antlitz der Erde“, bereits auf die Gabbrogesteine im Salzkammergut hingewiesen und betont, daß die dort vorkommenden Eruptiva auf die Dinariden hinweisen.

Wenn es auch noch nicht feststeht, daß alle diese Eruptiva den oberen ostalpinen Decken angehören, so tritt die Tatsache deutlich hervor, daß die meisten derselben in oberen Kalkdecken liegen.

C. v. John<sup>103)</sup> hat eine Zusammenstellung der aus dem Salzkammergut bis dahin bekannten Eruptivgesteine gegeben.

Es finden sich in den oberen Kalkdecken folgende Eruptivgesteine:

1. Quarzdiorite (Tonalit), Pöllagraben bei St. Gilgen.
2. Amphibolgranitit, Fitz am Berg, Pöllagraben, Zeppezauer Oetz. Dieses Gestein ist vielleicht ident mit dem Tonalit.
3. Granitit, kataklastisch, Fitz am Berg, Hochlacken.
4. Serpentin bei Höflein in der Neuen Welt in Niederösterreich, St. Agatha, Kalvarienberg bei Ischl, Kroißengraben, Sillberg, Steinberg usw.
5. Diabase, Fitz am Berg, Wolfgangsee, Schöffau bei Gölling, Pfennigbach bei Ischl, Auermahd, Grundlsee, Frunwald bei Mürzsteg in Steiermark (Geschiebe).
6. Diabasporphyrite und Melaphyre, Hallstätter Salzberg, Sülzenhals (Torstein), Graßner bei Windischgarsten, Grundlsee.
7. Wehrlit, Traunterrasse bei Gmunden (Geschiebe).

Nach E. Spengler und F. Becke<sup>104)</sup> sind die Granite von sämtlichen Gesteinen der Zentralalpen verschieden. Hin-

<sup>103)</sup> Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 1899.

<sup>104)</sup> Mitt. d. Geol. Ges. 1911, S. 273.

gegen besteht eine weitgehende Verwandtschaft mit den exotischen Blöcken der Flysch- und Molassezone. Der Granit hat besondere Aehnlichkeit mit dem Buchdenkmalgranit. Nach Spengler ist es denkbar, daß diese Granite, die heute meist als gerundete Blöcke zu finden sind, in der Eiszeit Schubfetzen entnommen wurden.

Die Gesteine liegen im Werfener Schiefer, so die Diabase und in der Gosau. Nach Mojsisovics sind die Gosau-mergel bei Gschwendt vom Gabbro kontaktmetamorph verändert.

Wie an der Basis der unteren ostalpinen Decke, so gehen auch an der Hauptüberschiebungslinie der oberen ostalpinen Decken Eruptivgesteine mit, die aus der Zone der dinarischen Narbe stammen.

#### IV. Die Wurzelzonen

##### Der helvetischen Decken.

Vor den Kalkalpen liegen die helvetischen Decken zu einem Deckenwall aufgestapelt. Die Schichtfolge beginnt höchstens mit dem Dogger, ist sehr mangelhaft und umfaßt hauptsächlich nur die obermesozoischen Schichten und tieferes Tertiär. Tiefere Horizonte fehlen. Die Bewegungen spielen sich nur in den obersten Schichten ab. Wo der Bau erkannt werden kann, treten uns Falten oder Schuppen entgegen mit der Bewegung gegen Norden. In der Flyschzone der Ostalpen haben wir den Kopfteil dieser Decken vor uns, die unter dem Druck der nachdrückenden Decken vom Untergrunde losgelöst worden sind. Ihre Tektonik ist unabhängig von der des Grundgebirges. Gleichsinnig taucht der Flysch unter die Pieninen oder die Kalkalpen nach Süden. Nirgends innerhalb der Kalkalpen kommt der Flysch wieder zutage, ausgenommen vielleicht kleinere rundliche Fenster. Nur im Prätigau verbindet sich hier noch ein Stück weiter gegen Süden, zwischen Lepontin und Ostalpin liegend. Diese Lagerung ist als sekundär zu deuten, infolge Verfaltung. Auch hier sehen wir keine Wurzelzone.

Jenseits des Rheins wird als Wurzel die Rheintalnarbe, die penninische Überschiebung angesprochen. Die Fortsetzung dieser Linie geht ins Prätigau, weiter ostwärts unter die ostalpinen Decken.

Von Westen und Norden kommend trifft man gegen die Kalkalpen immer nur helvetisches Deckenland, immer einfallend unter die Ostalpen. Das Wurzelland liegt unter den Ostalpen begraben. Die Bewegungen sind oberflächlich, nicht in die Tiefe setzend. Daher fehlen die in den anderen Decken so häufigen Ueberschiebungsapophysen von Granit, Gabbro, Serpentin usw. Welche Rolle das Serpentinvorkommen von Kilb bei St. Pölten (Niederösterreich) spielt, ist nicht bekannt.

### Der lepontinischen Decken.

Wie wir gesehen haben, erscheinen die lepontinischen Decken in den Ostalpen nur als Fenster, die Decken selbst in drei Etagen übereinander.

Die tiefste Abteilung bilden die Zentralgneisdecken. Sie erscheinen bloß im Fenster der Tauern und an der Rheinlinie, in den Tessiner Alpen. In dieser Zone der Alpen treten die relativ noch bodenständigsten Gebirge zutage. Wie die Tessiner Massive bilden wohl auch die Zentralgneiskerne Decken, aber es sind nur Tauchdecken, die an Ort und Stelle entstanden sind, ohne weite Förderungs-länge. Es sind starre Massen, die der Faltung großen Widerstand geleistet haben, nur schwer von der Stelle gerückt sind, in der Tiefe der Erdrinde übereinander geschoben.

Die darüber liegenden Kalkphyllit- oder Schistes lustrés-Decken wurzeln zum Teil auch in den Zentralgneisdecken, so in der Greinerscholle, oder die schmalen Bänder derselben zwischen der Tambo- und Aduladecke usw., zum anderen Teile aber sind es selbständige Decken, die der Hauptmasse nach aus der Südregion der Zentralgneisdecken hergekommen sind.

Um die Zentralgneismassen zu so enormer Mächtigkeit aufzustapeln, hat die Bewegung in großer Tiefe erfolgen müssen, dort, wo die starren Widerlager der Zentralgneise und die plastischen Schistes lustrés-Decken sich getrennt haben, wo die letzteren angefangen haben, als eigene Körper über die Gneisdecken hinweg zu treten, sind aus der Tiefe Eruptiva mitgerissen worden, gabbroide Magmen, die längs der Ueberschiebungsfleche intrudiert wurden. Blieben sie in tieferen Teilen stecken, so entstanden Stöcke oder Gänge. Wir können

uns vorstellen, daß sie auch frei sich ergießen könnten, submarin, oder in tektonisch tote Räume. So können Ergußgesteine in engster Verbindung mit Tiefengesteinen entstanden sein. Je weiter die Uberschiebungsapophysen verfrachtet wurden, desto mehr verfielen sie der Dynamometamorphose und es entstanden geschieferte Gesteine. Auf diese oder ähnliche Art entstanden denke ich mir den Grünschieferzug zwischen der Schistes lustrés-Decke und den Zentralgneisdecken. Durch sekundäre Faltung werden sie später in die Schistes lustrés eingefaltet. Die Schistes lustrés erscheinen im Tauernfenster im Engadin, an der Rheinlinie unter der Radstätter, bzw. der Klippendecke, als der Rücken von Decken, deren Wurzel offenbar unter der Ueberlagerung tiefer im Süden gesucht werden muß.

Die Radstätter Decken (Klippendecken) treten als oberste lepontinische Etage im Semmering, in den Tauern, im Engadin, in Gargellen, und an der Rheinlinie auf. Im Semmeringfenster ist die Verfaltung mit den Alpen eine so innige, daß wir die Radstätter Decke in das Ostalpin hineingefaltet betrachten müssen, als abgehoben oder abgesondert von der übrigen Lepontin. Die sekundären Wurzeln sehen wir, die primären kennen wir nicht. Nach allem ist zu schließen, daß sie unter den ostalpinen liegen, in großer Tiefe.

In den Radstätter Tauern gilt als Wurzelregion die Linie Mohar—Heiligenblut—Windisch-Matrei-Mauls. Das ist aber nicht so zu verstehen, als wäre hier die Radstätter Decke entsprungen, sondern in dem Sinne, daß die Radstätter Decken an dieser Linie untertauchen. Sie tragen aber den Charakter einer Decke an sich, freilich ist die Laminierung eine höchst weitgehende. Der Schichtverband ist fast ganz gelöst, die Decke in einzelne Schollen aufgelöst. Sie sinkt hier aber nur unter die ostalpinen Grundgebirgsmassen hinab, um unter denselben noch weiter fortzusetzen. Mit den Schistes lustrés-Decken ist die Radstätter Decke enge verbunden, sowohl stratigraphisch wie tektonisch. Die Bewegung zwischen beiden an der Deckengrenze ist keine so große. Darum fehlen hier auch die tektonischen Eruptiva. Dagegen ist die Grenze gegen das Ostalpin wieder eine Dislokationslinie erster Ordnung. Hier treten die „grünen Felsarten“ in großen Massen auf. Im Mölltale sind die Grünschiefer eng verfaltet mit Jurakalken, Serpentine, voll-

ständig zerschiefert, liegen als schwarze Massen in den Kalken. Die ostalpine Decke hat sich in großer Tiefe mit ihrem Grundgebirge losgelöst, aus der Tiefe die grünen Gesteine mitgenommen. Auf ihrer Wanderung über die Radstätter Decke sind die grünen Gesteine in die Radstätter eingepreßt worden, mit derselben verfaultet. Weit großartiger wird die Erscheinung gegen Westen. In Engadin, an der Rheinlinie treten unter den Ostalpen Serpentine, Gabbro, Diorite in großen Massen hervor, die oberen leptoninischen mit tieferen ostalpinen Decken sind gleichsam durchtränkt von den Ueberschiebungsapophysen. Am reichsten ist die Anhäufung in der rhätischen Decke und im allgemeinen gegen die Eruptionslinie, das ist gegen die Wurzellinie zu. In den Bergen um den Malojapaß ist das Grundgebirge, das Mesozoikum in zahlreichen Adern, Gängen und Stöcken von den grünen Gesteinen durchbrochen. Die Anreicherung an basischen Tiefengesteinen ist eine ganz auffallende. Wir nähern uns hier dem Herd der Wurzelzone. Während im Engadiner Fenster die Radstätter Decken allseitig uns als stark laminierte Decken erscheinen, deren Wurzeln unter dem Ostalpin südwärts liegen, hebt die ostalpine Decke in der Bernina aus, die Klippendecken ziehen weit gegen Süden zurück bis in ihre Wurzelregion, die im Süden der Disgrazia liegt. Auch hier bezeichnen Serpentine die Grenze gegen das Ostalpin.

#### Der ostalpinen Decken.

In der unteren ostalpinen Decke erkennt man die größte, für den Gebirgsbau der Ostalpen bedeutendste Decke. Sie ist auf einer aus der Tiefe aufsteigenden Kluftfläche, auf listrischen Flächen, von der Erdrinde abgespaltet, von unten nach oben vorwärtsgeschoben worden. Die Abspaltung hat sich in großer Tiefe vollzogen. Den Beginn können wir in den oberen Jura verlegen. In dieser Zeit liegt die unterostalpine Decke in abyssischen Tiefen (Vortiefe). Radiolarite kommen zum Absatze. Stellenweise dringen in dieselben submarine Ergüsse ein (so der Ehrwaldit). Auf der Ueberschiebungsfläche werden aus der Tiefe die schweren basischen Gesteine mitgenommen, Diorite, Gabbro und Serpentine sind in die Gesteine an der Ueberschiebungslinie injiziert.

Auf dem Rücken dieser mächtigen Decke spielen sich selbst wieder bedeutende Bewegungen ab. Der Rücken selbst

wird zur Wurzel für die Decken der Kalkalpen. Es sind Wurzeln zweiter Ordnung. Eine solche erkennt man in dem Kalksteinerzug nördlich des Drautaales. (Pustertal.)

Die untere ostalpine Decke taucht an der dinarischen Linie unter die Dinariden hinab. Die Gailtaler Alpen und die Karawanken sind Deckenland, genau so wie die Triasinseln von Kärnten. Der Tonalit von Eisenkappel bezeichnet die Trennung zwischen Ostalpen und Dinariden. Von Lienz an verschmälert sich der Drauzug gegen Westen und spitzt zu schmalen Kalkkeilen innerhalb des Kristallinen aus. Hier nimmt der Drauzug eher den Charakter einer Wurzelzone an. Noch weiter gegen Westen verschwinden alle Anzeichen einer Wurzelregion der unteren ostalpinen Decke. Der Brixenergranit tritt an das Lepontinische hart heran und es bleibt für das Ostalpine ein schmaler Streifen von Kristallin mit Marmoren. Diese Linie setzt fort ins Ultental, von hier über den Tonale ins Veltlin und von da in die Zone von Ivrea. Alte paläozoische Kalke und Graphitschiefer finden sich hier. Sie können mit Novarese als Karbon gedeutet werden. Auch Mesozoikum findet sich in Schollen im Veltlin. Für diese Regionen gilt eher die Annahme, daß aus ihnen Teile der ostalpinen Decken ausgepreßt worden sind. Die Schiefer sind durchtränkt von aplitischen Gängen, bis ins Ultental lassen sich nach Hammer die Ausläufer der Zone von Ivrea verfolgen.

Die Abspaltungsstelle der unteren ostalpinen Decke liegt in Kärnten tief unter dem Ostalpin begraben. An der dinarischen Linie tauchen die mesozoischen Decken unter das Silur-Devon der karnischen Hauptkette hinab. Es ist so, als würden die Dinariden über den Ostalpen liegen. Für die Tonalelinie gilt die Vorstellung, hier die Wurzeln für die höheren ostalpinen Decken zu sehen.

Die oberen ostalpinen Decken können nur aus der Grenze der Ostalpen und Dinariden stammen. Sie sind ein Deckensystem, das von den Dinariden abstammt, herausgepreßt aus der dinarischen Narbe. Zuerst sind sie auf die untere ostalpine Decke gewandert und mit dieser gemeinsam dann nach Norden. Die dinarische Narbe, die westwärts fortsetzt in die Zone von Ivrea, enthält bedeutende Intrusivmassen von Tonalit. Im Westen sind vom Ultental an die grünen Felsarten häufig. Diese Gesteine werden offenbar injiziert in Werfener Schiefer,

vielleicht auch in die Gosau der Hallstätter Decke. Die Tonalite, Granitite, Gabbro, Serpentine, Diabase der Hallstätter Decken des Salzkammergutes und anderer Gebiete werden hier gedeutet als Schubfetzen an der Basis der oberen ostalpinen Decken, bzw. ihrer Kalkdecken.

Wenn also für die oberen ostalpinen Decken nur die dinarische Narbe als Wurzel übrig bleibt, so ist mit der Möglichkeit zu rechnen, daß Teile der karnischen Hauptkette, besonders die basalen Glieder, Wurzelbau zeigen. Frech hat in den Silurschichten hier mehrere Faziesbezirke aufgezeigt. Diese Verhältnisse sind bisher nicht untersucht und das Studium der dinarischen Narbe ist noch eine Arbeit der Zukunft.

#### V. Rückblick auf die Entstehung der Ostalpen.

In der Einleitung wurden die Ostalpen als ein Teil der Alpiden bezeichnet. Die Alpiden sind im Verein mit den Dinariden aus der Tethys oder der alpin-dinarischen Geosynklinale hervorgegangen — ein Ozean, der zur Zeit der Trias zwischen Indo-Afrika und Eurasien, vielleicht ebenso breit war wie heute die Atlantis, zur Jura- und zur Kreidezeit jedenfalls bedeutend größer. Der zentrale Teil dieses Ozeanes ist der beständigste. Hier gelangen im Gebiete der heutigen karnischen Alpen (Dinariden) die Sedimente des Silur bis zum Eozän herauf in rein alpiner Fazies zur Ablagerung, während gegen die Küsten zu im Norden und Süden die Meeresablagerungen immer mehr verschwinden und zugleich den alpinen Charakter verlieren. Gegen den Rand zu wird die Schichtfolge lückenhafter, die Diskordanzen werden häufiger, es findet ein Wechsel statt von alpiner und außeralpiner Fazies, die Sedimente werden sandig und haben terrestren Charakter.

Wenn wir die heute in den Alpen aufeinandergehäuften Decken ausbreiten, erhalten wir ihre ursprüngliche Lage im Ozean und wir erkennen die Beziehungen der einzelnen Decken zueinander und zum Ganzen. Wie im vorausgehenden dargelegt worden und auf der Tafel I dargestellt ist, haben wir in den Ostalpen drei große Decken (Faziesbezirke) zu unter-

scheiden: den helvetischen, lepontinischen und den ostalpinen. Die beiden ersteren wurden auch unter der Bezeichnung, westalpin-karpathische Decken zusammengezogen und den ostalpinen gegenüber gestellt, denn sie unterscheiden sich durch die Verbreitung, ihre Zusammensetzung sehr von den ostalpinen. Es hat sich gezeigt, daß diese einzelnen Decken erster Ordnung wieder in eine Reihe selbständiger tektonischer Einheiten zerfallen. So ist die helvetische Decke gegliedert worden in eine äußere und eine innere Zone. Die äußere bildet im Westen die helvetische Fortsetzung des Säntis, diesseits des Rheines, im Osten, ganz anders gebaut, geht sie über in die subbeskidische Decke der karpathischen Sandsteinzone. Die südliche oder innere Abteilung umfaßt den Flysch, der die Kalkalpen unmittelbar unterteuft und auf der ganzen Strecke von Rhein bis an die Donau seinen Charakter beibehält. Am Rhein scheint er in die Prätigauschiefer fortzusetzen, an der Donau in die beskidische Decke der Karpathen.

Die lepontinische Deckenordnung zerfällt in drei Stufen. Die untere bilden die Zentralmasive der Tauern, der Tessiner Alpen, die mittlere die Kalkphyllite oder Schieferhülle der Tauern, die Bündnerschiefer oder Schistes lustrés des Engadins und Graubündens. Die dritte Abteilung, die oberen lepontinischen Decken umfassen die Radstätter Tauern, die Semmeringdecken, die Klippen, zum Teil auch die Brecciendecken des Engadins und der Rheinlinie. Nach Osten setzt die obere Serie fort in die hochtatische Decke der Karpathen.

Die ostalpinen Decken sind gegliedert worden in die unteren und die oberen.

Die unteren oder voralpinen Decken begreifen das Altkristallin, das Jungpaläozoikum (Karbon-Perm), Mesozoikum in voralpiner Entwicklung und Eozän. Im östlichen Teile der Alpen lassen sich folgende von Nord gegen Süden gelegene Faziesbezirke unterscheiden. Subtatisch, Pieninen (Subpieninen), Frankenfelder, Lunzer, Oetscher und im Westen: Bernina, Pieninen, Algäuer, Lechtaler und Inntaler Faziesgebiet.

Die oberen ostalpinen oder hochalpinen Decken lagen ursprünglich noch südlicher. Im Untergrund war Altpaläozoikum (Silur-Devon). Das Mesozoikum umfaßt zwei Faziesbezirke, den Hallstätter und den hochalpinen. Gegen Westen fehlen diese Ablagerungsräume der alpinen Geosynklinale und es dürften die Faziesbezirke der unteren ostalpinen Decken unmittelbar in die dinarischen übergegangen sein, während im Osten der Uebergang über die obere ostalpine sich vollzog und hier ein sehr enger ist.

Diese Lagerung hatten die Faziesbezirke bis ins Neokom inne. Aus der Tabelle ist die Zusammensetzung abzulesen.

Es erscheint als notwendig, auf folgendes dabei hinzuweisen.

Das Grundgebirge ist in zweifacher Weise entwickelt. In den westalpin-karpathischen Decken, sowie in der Grenzregion der unterostalpinen (Bernina) treten dominierend porphyrische Granite auf. Sie schließen sich enger an die Granite des Vorlandes an. Mit dem Bitteschen Gneis, der Syenitmasse von Brünn (Vorland) sind enge verwandt dem intrakarbonen Intrusivgesteine der Zentralgneise, dann der Wechselgranite der Semmeringdecke. Diesem wieder gleicht der Albula- und Juliergranit. Sie liegen auch in nahegelegenen Zonen, wie aus Tafel I hervorgeht.

In den ostalpinen Decken treten Granite zurück, es herrschen Gneise und Schiefer vor.

#### Das Paläozoikum.

Silur und Devon kommt nur in der oberen ostalpinen Decke vor und ist ein Ausläufer der dinarischen. Es hat rein alpinen Charakter. Dagegen findet sich das marine Unterkarbon und terrestres Oberkarbon und Perm nur in den unteren ostalpinen Decken. Ins Perm oder Oberkarbon fallen mächtige Quarzporphyergüsse. Diese erstrecken sich am dinarischen Gebiete über das ostalpine bis in die Radstätter Tauern hinein. Das Karbon-Perm ist im westlichen Teile der Ostalpen spärlicher entwickelt. Vereinzelt ganz verarmte Ausläufer des Karbon treffen wir im Lepontin.

Die variszische Faltung ist nicht zu erkennen.

### Das Mesozoikum.

Die Werfener Schiefer finden wir in den folgenden ostalpinen Decken: Hochalpin, Hallstätter, Karawanken, Oetscher, Lunzer, Inntal, Lechtal und Allgäuer. Die südlichen haben Cephalopoden führenden Werfener, die nördlichen dagegen nicht, gegen das Lepontin zu, tritt Buntsandstein auf. Dort vertritt Quarzit, Quarzitschiefer die untere Trias. Allgemein herrschen während der positiven Phase des Muschelkalkes Kalke oder Dolomite bis in den oberen lepontinischen Kreis hinaus. In der oberen Trias ist das Lepontin Festland, der Rand des Ostalpin (subalpin) hat die germanische Keuperfazies, gegen Süden zu werden die Sedimente immer kalkiger und mächtiger. Die Keuperfazies dringt in der Lunzer Fazies weit gegen das Innere des Ozeanes vor, das Ablagerungsgebiet der Raiblerschichten mit Gips ist lagunäre Trias.

Im Rhät finden wir unterst die schwäbische Fazies, zu oberst die Salzburger in den inneren Teilen des Ostalpinen. Im Lepontin nur die schwäbische (karpathische) allein.

Im Lias-Jura unterscheiden wir eine Schieferfazies (Allgäufazies) für die äußeren ostalpinen Gebiete und eine reine Kalkfazies wieder für die inneren. Während in der Trias die große Tiefe des Ozeans im Hallstätter Faziesgebiete lag, geht sie jetzt über in die voralpine Entwicklung. Vom Dogger an bis in das Neokom finden sich hier Abyssit. Die bekanntesten sind die Radiolarite des Oberjura. Im Helvetischen und Lepontin entstehen auf Kontinentalstufen Seichtwasserbildungen. Es sind die Oberjurakalke der Klippendecke, der Radstätter Tauern. Im oberen Ostalpin ist das Meer ebenfalls seicht. Hier entstehen die Plassenkalke. Im Norden und Süden sind Seichtwasserbildungen, in der Mitte entsteht im voralpinen Faziesbezirk in abyssischen Tiefen der Radiolarit. Den Abfall der oberen ostalpinen Decke zur unteren haben wir uns recht steil zu denken. Im Neokom ragt die Hallstätter und hochalpine Decke über das Meer. Sie bildet eine Inselkette, die gegen die Dinariden selbst wieder in abyssische Tiefen absinkt, aber vor ihr, gegen Norden liegt der Graben der voralpinen Vortiefe.

In die Vortiefe beginnen submarine Ergüsse (Ehrwaldit). Zugleich beginnt sich die obere

ostalpine Decke über die Vortiefe hinweg zu bewegen. Die Bewegungen führen in der Vortiefe zu bedeutenden Dislokationen. Es entstehen in der Tiefe Breccien, die sich den Abyssiten beimesen. Sie finden sich im Sonnwendgebirge gerade wie im Plessurgebirge im Radiolarit. Sie wurden als Reibungsbreccie und als Sedimentbreccie gedeutet. Wir deuten sie im obigen Zusammenhange als sedimentierte Zertrümmerungsprodukte an submarinen Dislokationen.

Die Ueberschiebungen, die im Tithon begonnen, setzen durch die Unterkreide fort. Die obere ostalpine Decke geht über die untere hinweg, bleibt aber auf deren Rücken festsitzen und wandert mit der unteren Ostalpinen über die Lepontinischen. Zuerst werden die Radstätter Tauern unterjocht und überschoben, dann entstehen die Schistes lustrés-Decken, unter denen zuletzt die Zentralgneisdecken am Außenrande. Zur Zeit des Gosaumeeres sind die lepontinischen Decken vollständig unter den ostalpinen begraben, diese sind die Nachbarn des helvetischen Gebietes. So konnten die nahen Beziehungen der Flyschzone zur Kalkzone entstehen.

Breccienbildungen und Konglomerate, sowie Flyschbildung geht Hand in Hand mit der Gebirgsbildung. Je mächtiger die Deckenbewegung, desto größer die Breccien. Es entsteht die Falknisbreccie mit groben Komponenten an der Grenze von Ostalpin und Lepontin. Die Juliergranite kommen bereits auf die Deckenwanderung, vielleicht zuerst nur als Phacoide aus der Tiefe hervor, als tektonische Apophysen. Sie gehören dem Schutt an, der an der Stirn der entstehenden Decke sich bildet. Der Schutt wird sedimentiert. Die Bewegung geht nach kurzem Stillstande weiter fort. Es entsteht wieder in Grenzgebieten die Tristelbreccie, dem Gaultaptien angehörig. Da fehlen die kristallinen Komponenten. Es ist meist feinerer Schutt. In den Pieninen ist noch ruhiges Meer. Hier entstehen die Gaultmergel. Alles Gebiet südlich ist Festland, wanderndes Deckengebirge, das weiter gegen Süden hin absinkt in das Bianzonemeer der Dinariden. In den Karpathen dagegen ist der Gault auch zum Teil konglomeratisch. Das Lepontin dürfte schon zugedeckt sein, im Helvetischen ist noch keine Bewegung zu verspüren.

Bei allen diesen Bewegungen spielen Schichtflächen eine große Rolle. Der Werfener Schiefer ist eine Bewegungsfläche erster Ordnung. Die obere ostalpine Decke scheint so schon Abstauungen des Mesozoikums in der unteren veranlaßt zu haben, so daß die Quarzporphyre frei wurden und an den Tag kamen. Im Cenoman werden sie mit anderen Geröllen eingeschüttet. Die obere ostalpine Decke hat die Karawanken überstiegen, das Mesozoikum der Kainach abgeschoben, ebenso über dem Karbon von Graz. Es liegt irgendwo im Norden davon. Die Kalkdecken wandern vor. Es entstehen die Pieninen und andere Decken. Der Schutt an den Stirnen der Decken wird sedimentiert. Die oberen ostalpinen Decken schütten gewaltige Massen ein. So erscheinen in der Gosau des Muttekopfes mächtige Blöcke von Kalken. Die Decken wandern direkt ins Meer und hier werden die Blöcke sofort unter dem Schutt begraben. Es sind meist Steilküsten, das verraten die schon geröllten Blöcke von harten Gesteinen (Quarzit, Granit, Quarzporphyr), die in der Brandungszone schön gerundet werden. Diese alpinen Gerölle werden auch in den Flysch eingeschüttet.

Im Westen und ganz im Osten ragen noch Teile des Lepontin hervor (Tafel II). Die Sulzfluhkalke und die hochtatratischen Jurakalke der Karpathen. Die *cousches rouges* sind die Uebergangsbildungen zwischen helvetisch und Ostalpin (Pieninen). In der Tatra beginnt die Oberkreide mit der Stufe der *Stoliczkaia dispar* (Gault).

Auf den Dislokationslinien finden wir eruptive Ueberschiebungsapophysen, Tonalite, Gabbro, Serpentin, Diabase in der oberen ostalpinen Decke, während oder nach dem Tithon, auf dem Wege der Wanderung eindringend, an der Grenze von Ober- und Unterostalpin. Wir finden dieselben Gesteine an der Basis der unteren ostalpinen Decke, schon im Tithon eindringend, in enger Verbindung mit Radiolarit, besonders angehäuft in der rhätischen Decke, wir finden sie im Lepontin, in und über der Radstätter Decke und an der Ueberschiebungslinie der Schistes lustrés über die Zentralgneisdecken.

In das Dach der ostalpinen Decken steigen die leichteren äußeren Intrusiva auf, so die Tonalitmassen der Rieserferner, der Brixener Granit, der Adamello. In den obersten Decken der Karpathen (Ostalpin des inneren Gürtels) dauern die Intrusionen bis in das jüngste Tertiär hinein.

Das vorgosauische Alter der Hauptdeckenbewegung bezeugen:

1. Die Aehnlichkeit der Flyschbildungen und der Gosauablagerungen und der Uebergang zwischen beiden in fazieller und faunistischer Hinsicht.
2. Die Geröllführung der Gosau und des Flysches.
3. Das Fehlen dieser Bildungen im Lepontin.
4. Die scharfe Diskordanz in der tektonischen Ausbildung der Triasserie und den Kreidebildungen (Kärnten, Engadin).
5. Der alte Charakter der Tektonik von Kärnten (Lavanttal).
6. Die mächtigen Breccien und Konglomerate.

In den Westalpen finden sich im Senon ebenfalls exotische Gerölle (Préalpes médianes). Die Niesenhäbkerndecke bildet sich aus dem Schutt der Klippendecken, die die lepontinischen Gebiete überdeckt haben müssen, im Senon bis Eozän. In den Karpathen ist nach Uhlig, Sueß, G. Munteanu, Murgoci u. a. die Deckbildung vorcenoman.

### Tertiär.

Im Eozän sind ein nördlicher und ein südlicher Ablagerungsraum vorhanden. Im südlichen bedecken die Ausläufer des pannonischen Meeres und der Dinariden Kärnten, das Wechselgebiet, die Trias des Mandlingzuges. Der Arm erstreckt sich bis ins Inntal (Häring). Dieses Meer bedeckt die kleinen Karpathen und reicht in die Karpathen hinein bis zur Tatra. Das Eozän ist kalkig, am Wechsel in Niederösterreich zeigt es nahe Anklänge an das von Ofen (Toula), in Kärnten an das der Dinariden, die Kalkkonglomerate von Radstatt gleichen sehr denen der Karpathen. Wie in der Gosau liegen zu unterst Kalke und Konglomerate. (Die Deckenbewegung ist lang still gestanden). Darüber folgen Sande und Sandsteine. Es verlandet das Eozänmeer.

Das Eozän im Flyschmeer ist sandig, konglomeratisch, wahrscheinlich auch etwas jünger. Nur das vom Waschberg ist kalkig.

Am Außenrande dauert die Bewegung fort. Mächtige Blöcke werden ins Eozänmeer eingestreut, so das Riesenkonglomerat von Konradsheim. Die Granite aber sind aus dem Untergrund (Waschberg).

Nach dem Eozän wird die Hallstätter und die hochalpine Decke über die voralpine geschoben. Es erfolgt die Ueberschiebung der Prätigaucke durch die Klippendecke und ihre Auflagerung, es wird die Minschunbreccie (Niesenflyschdecke) überschoben. Es entstehen die heutigen Kalkalpen. Auch wird die Flyschzone von den Kalkdecken überfahren. Die Kalkdecken branden im Oligozän ans Molassemeer und dieses wird in der unteren Süßwassermolasse von alpinem Deckenschutt zugeschüttet.

Im Miozän wird die Molasse von dem Flysch überfahren und es kommen in den Ostalpen die Decken zur Ruhe, während in der Schweiz noch nach dem Miozän die Decken weit über die Molasse wandern.

Wenngleich auch für die Ostalpen mit dem Beginn des Miozäns die Deckenwanderungen zur Ruhe kommen, so ist damit keineswegs auch ein Stillstand der gebirgsbildenden Kräfte verbunden. Diese leben zweifelsohne bis in die Gegenwart fort und äußerten sich in der jüngeren Tertiärzeit und im Diluvium mehr in der Form radialer Dislokationen und treten als Hebungen oder Senkungen an Brücken oder höchstens als ganz flache und weitgespannte Aufwölbungen in den Kreis unserer Beobachtung. Die Ostalpen zeigen in bezug auf die Bewegungen dieser jüngeren Epochen einen auffälligen Unterschied gegenüber den Westalpen. Diese setzten noch im jüngeren Tertiär ihren Marsch gegen Norden fort und große mächtige Deckenkomplexe sind noch über die Molasse hinübergewandert. Die Deckenwanderungen gelangen hier also viel später, erst im Pliozän, zum Stillstande.

Der morphologische Bau der Ostalpen ist aber in hohem Maße durch diese jungmiozänen und noch jüngeren Bewegungen vorbestimmt. Wir vermögen dies am besten daraus zu entnehmen, daß noch im Eozän ein großer Teil der Ostalpen unter dem Meeresspiegel lag, transgredierte doch das

Eozän über die Decken hinweg, gegen das Oligozän tritt eine allmähliche Verlandung ein und zur Zeit der Ablagerung der Sotzkaschichten sind Sümpfe und Süßwasserseen besonders am östlichen Rande der Ostalpen vorhanden, im Frühmiozän liegen auf einer alten Einebnungsfläche wieder Seen und Sümpfe und es kommen die Tertiärablagerungen des Murtales, des Ennstales, die Lignite von Hart bei Gloggnitz in Niederösterreich, die Lignite von Pitten zur Ablagerung. Flüsse fließen von den Zentralalpen über die Dachsteinkalkmassen des Dachsteins hinweg, denn wir finden heute noch auf der Höhe dieser Plateauberge die Augensteingerölle, Quarzschotter, die G. Göttinger<sup>105)</sup> auch auf anderen Plateaus nachweisen konnte.

Die alte Landschaft ist durch die miozänen Bewegungen vernichtet worden und es wurden die neuen Züge im Anlitze der Ostalpen geschaffen. Unmittelbar vor dem Einbruche des inneralpiner Wiener Beckens oder gleichzeitig erfolgte die Zerstückelung der alten Landschaft, indem durch Brüche hauptsächlich Niveauverschiedenheiten geschaffen worden sind, und damit wurde die Erosion neu belebt. In diese Zeit fallen die Störungen, die die Lignite von Pitten, von Hart erlitten haben, die Verwerfungen, welche das Tertiär des Stoderzinkens von den gleichaltrigen Bildungen des Ennstales trennen. Im letzteren Falle erreicht die Verwerfungshöhe den ansehnlichen Betrag von 800 bis 900 Meter. Es ist im hohem Grade wahrscheinlich, daß Hand in Hand mit so gewaltigen Verwerfungen auch Verbiegungen der alten Landoberfläche geschaffen worden sind, daß vielleicht einzelne oder manche der kristallinen Axen erst im jüngeren Tertiär aufgewölbt wurden, eine Vermutung, die insbesondere für die Niederen Tauern nicht von der Hand zu weisen ist. Freilich stehen wir hier erst am Anfange der Untersuchungen, die noch vieles Neue erwarten lassen.

Die großen alpinen Längstäler sind erst im Miozän entstanden, die Trennung der nordalpiner Kalkzone von den Zentralalpen ist ein geologisches Phänomen jüngeren Datums. Neue Züge fügen sich dem Bilde der Entstehung der Ostalpen

---

<sup>105)</sup> Geomorphologie d. Lunzer Seen u. ihres Gebietes. Int. Revue d. ges. Hydrolog., Leipzig 1912.

ein und verwischen mit den jüngsten die älteren und erschweren so die Entzifferung des Bauplanes der Alpen.

## VI. Allgemeine Ergebnisse.

Wenn wir den stratigraphischen Aufbau der Decken der Ostalpen überblicken, so ergibt sich ein gesetzmäßiger Bau insoferne, als wir eine allmähliche Zunahme der alpinen Charaktere von Norden gegen Süden, das ist vom Rande der Geosynklinale gegen das Innere desselben feststellen können. Die Schichtfolgen werden vollständiger, der Kalkreichtum der Sedimente tritt immer stärker hervor, die Faunen nehmen immer mehr den Charakter von rein ozeanischen Faunen an. Jede der Decken ist durch eine bestimmte Ausbildungsfolge ihrer Schichten charakterisiert. Wenngleich die Fazies einer Decke im Laufe ihrer Erstreckung von Westen gegen Osten sich ändert, so halten sich diese Faziesdifferenzierungen doch in einem engeren Rahmen und stören nicht das Bild von der Konstanz der Fazies innerhalb einer Decke. Von Norden gegen Süden haben sich sowohl am Westende der Ostalpen als auch in den östlichen Ausläufern derselben die gleichen Faziesfolgen nachweisen lassen, wenngleich, wie gesagt, dieselbe Fazies nicht unbedingt in einer Decke von Westen bis in den Osten verfolgt werden kann. Es hängt das auch mit dem Umstande zusammen, daß es bei dem heutigen Stande der Kenntnisse nicht möglich ist, die einzelnen Teildecken des westlichen Teiles der Ostalpen mit denen des Ostens zu parallelisieren.

Solange man die Alpen vom Standpunkte der Autochthonie des Gebirges betrachtete, bildeten die verschiedenen Faziesbezirke ein Chaos, in dem die verschiedenen Elemente kunterbunt nebeneinander lagen. Es fehlte ein Gesetz, das diese Verschiedenheiten hätte erklären können. Durch die Deckenlehre ist dies mit einem Schlage anders geworden. Die Verteilung der Faziesbezirke ist eine ganz gesetzmäßige.

Wie gesetzmäßig und konstant ist nur zum Beispiel das Auftreten der obersten lepontinischen Decken und ihre Fazies! Geradezu merkwürdig zu nennen sind in dieser Hinsicht die Pieninen. Von den Quellen der Theiß sind sie als ein ganz schmales Band bis an den Rhein zu verfolgen und nur diese

Zone beherbergt den Gault in derselben Entwicklung, während er in den Alpen fehlt.

Decken derselben Ordnung zeigen dieselbe Geschichte ihrer geologischen Entstehung nach, sie sind gleich entstanden, isogenetisch, zum Unterschiede von den Deckenordnungen, die untereinander ihrer Entwicklungsgeschichte nach verschieden gebaut sind, — heterogenetisch — entstanden sind. Zwischen isogenetischen Decken existieren Fazieschwankungen, die miteinander durch verfolgbare Uebergänge verbunden sind, die heterogenetischen Deckenordnungen stehen sich dagegen in ihrer Fazies schroffer gegenüber, die vermittelnden Uebergangsglieder sind nicht bekannt. Zweifellos haben von den isogenetischen Decken Uebergänge hinübergeleitet in die heterogenetischen, es muß ein Uebergang zwischen den Gesteinen und Schichten der einen Gruppe zu der der anderen stattgefunden haben. Auch diese Uebergänge sind gesetzmäßige gewesen. So wie der Uebergang der Faunen vom Rande der Geosynklinale gegen die offene See derselben zu jeder Zeit ihres Bestehens ein gesetzmäßiger war, ebenso müssen auch zu jeder Zeit die zum Absatze gelangten Gesteine miteinander in Korrelation gestanden sein. Die Gesamtheit aller in einer Decke zum Absatze gelangten Schichten bestimmt die Fazies dieser Decke. Es folgt daraus auch die Korrelation der Fazies der Decken zueinander.

Die Decken der Ostalpen liegen oft vielfach verfaltet zu einem mächtigen Walle aufgetürmt übereinander. Nicht nur die Tektonik, auch die oben angeführten Gesetzmäßigkeiten, manchesmal nur diese allein, geben uns die Möglichkeit an die Hand, die komplizierte Struktur zu entziffern. Versagen die tektonischen Methoden, so geben uns gerade die Faziesbeziehungen ein Mittel an die Hand, den Bau zu erkennen.

In vielen Fällen ist es bereits möglich, die Verteilung der Faziesbezirke, bzw. der Decken, in der alpinen Geosynklinale zu bestimmen. Wir erhalten besser fundierte Vorstellungen über die ozeanographischen Verhältnisse des alpinen Ozeans, die paläogeographischen Kenntnisse erweitern und vertiefen sich und drängen nach weiteren Forschungen.

Ueberblicken wir die tektonischen Folgerungen.

Man war allzu sehr geneigt, die Deckenwanderungen der Alpen einem relativ kurzen Abschnitte der jüngeren Tertiärzeit

zuzuschreiben. Gegenüber dem Quietismus schien die Katastrophenlehre sich wieder Geltung verschaffen zu wollen. Die mesozoischen Gebirgsbewegungen wurden geradezu geleugnet<sup>106)</sup> und die tertiären als die Hauptagentien hingestellt. Die gewaltigen Deckenwanderungen der Alpen erschienen gleichsam als ein Gewaltakt der Natur.

Es wurde im vorhergehenden der Beweis zu erbringen versucht, daß diese Vorstellungen für die Ostalpen zu mindestens nicht berechtigt sind. Von allen ostalpinen Geologen, zuletzt von C. Diener in „Bau und Bild der Ostalpen“, ist auf die große Bedeutung der vorgosauischen Faltung hingewiesen worden und diese Anschauungen werden auch hier festgehalten.

Die Deckenwanderungen der Ostalpen sind Phänomene von geologisch langer Dauer. Der Beginn der Deckenwanderung wird mit der Bildung der voralpinen Vortiefe im Jura eingeleitet und dauert bis in das Miozän an.

Phasen der Ruhe wechseln mit Phasen der Bewegung. Die Bewegungen sind nach ihrer Intensität, vielleicht auch in ihrer Richtung verschieden. Die Hauptbewegungsrichtung ist von Süden gegen Norden gerichtet, doch treten auch sekundäre Ost—Westrichtungen hervor. Unter den Bewegungsphasen treten besonders die vorgosauische (ostalpine) und die tertiäre (helvetische) klar in Erscheinung. Der Aufbau der Ostalpen ist das Endergebnis eines lange währenden Prozesses, mehrere Baupläne scheinen übereinander zu liegen, so daß die Regionaltektonik durch einen später erfolgten Lokalbau (Verfaltungsbau) verwischt worden ist.

Was nun das Ausmaß der Bewegungen anbelangt, so ergibt sich, daß in den Deckenwanderungen Massenverfrachtungen vorliegen, die, nach menschlichen Begriffen gemessen, außerordentlich groß zu nennen sind. Die Förderungslänge der Schubmassen ist wohl mit 150 km nicht zu hoch gegriffen. Die Bewegungen nehmen von der Mitte der Geosynklinale ihren Ausgang und scheiden sich in Schubdecken, die unter dem Einflusse tangentieller Spannung entstanden sind, und in Gleitdecken, die ihrer Entstehung nach außerhalb des tan-

---

<sup>106)</sup> O. Wilckens, Geol. Rundschau, Bd. II, Heft 5/6.

gentialen Kraftfeldes liegen und die auf Schwerewirkung basieren. Eine Reihe von Decken sind unter dem Einflusse nachrückender Decken hervorgegangen.

Hand in Hand mit diesen großen Bewegungen geht eine Veränderung des Schicht- und Gesteinsgefüges. In der Tiefe erfolgt eine molekulare Umformung der Gesteine, in der mittleren Zone dagegen die mechanische Zertrümmerung. Diese Zone ist die Region der mechanischen Breccien, der Mylonitbildung.

Ueber die Tiefe, in denen sich diese Vorgänge abspielen, geben uns eine Reihe von Faktoren Aufschluß. Die heutigen Vortiefen senken sich bis zu 10 km tief in den Boden ein, die Bewegungen der Kontinentalsockeln gegen die ozeanischen Becken liegen also offenbar in noch bedeutenderen Tiefen. Zudem erreichen die höchsten Erhebungen der Erde die Höhe von 9 km.

Die molekulare Umformung der Gesteine, wie wir sie in den lepontinischen Decken antreffen, läßt ebenfalls auf ähnliche Tiefen schließen.

Wie auch gezeigt worden ist, finden wir auf allen größeren Ueberschiebungslinien aus der Tiefe mitgeschleppte Eruptiva. In den Ostalpen lassen sich, wie erwähnt, folgende Intrusionen, die zugleich auch wichtige tektonische Linien sind, unterscheiden. Im Lepontinischen finden sich an der Basis der Kalkphyllitdecken grüne Gesteine, ferner über der Radstätter Decke. Am mächtigsten schwellen diese Ueberschiebungsapophysen an der Basis der unterostalpinen Deckenordnung an, in der rhätischen Decke. Wir treffen die Grüngesteine ebenfalls noch an der Schubfläche der oberen ostalpinen Decke, meist im Werfener Schiefer der Hallstätter Decke liegend. Die größte Narbe ist die Grenze zwischen Ostalpen und Dinariden. In der dinarischen Narbe reichern sich die Intrusiva ganz besonders an.

Es liegt uns in diesen Intrusionen ein Vulkanismus in den Ostalpen vor, der mit der Gebirgsbildung im engsten Zusammenhange steht. Er beginnt, wie es scheint, mit dem Beginn der Bewegung im Oberjura und endet, wenn wir die Andesite der Südsteiermark als die vulkanische Fazies der Tonalitintrusion (Eisenkappel) halten, mit dem Tertiär. In die Radiolarite der Vortiefe drängen sich basische Eruptiva, Lager,

Gänge, vielleicht entstehen auch submarine Tuffe. Sie könnten als die basische Randzone größerer Batholiten gedeutet werden, von denen ein Teil später in der dinarischen Narbe aufgedrungen ist. Es ist vorwiegend Tiefenvulkanismus, doch fehlen auch nicht die Anzeichen von oberflächlichen Eruptionen.

Für die Ostalpen ist das Mesozoikum keineswegs eine Zeit der Ruhe sowohl in bezug auf Bewegungen als auch bezüglich der vulkanischen Erscheinungen.

Als die Ursachen der gebirgsbildenden Kräfte werden eine Reihe von Faktoren herangezogen. Einer allgemeineren Annahme in dieser Hinsicht hat sich die Kontraktionstheorie erfreut, von der Vorstellung ausgehend, daß Erkaltung und Verkleinerung des Volumens der Erde Spannungen auslöse, die von Zeit zu Zeit sich summieren und zum Aufbau der Gebirge führen.

Anderseits tauchen in letzterer Zeit neue Vorstellungen auf, die von einer Eigenbewegung der Erdrinde oder der Erdhaut ausgehen. Auch durch die Bewegungen erstarrter Kontinentalmassen gegeneinander, werden uns die alpinen Deckenbewegungen verständlich.

„Die alpinen Ketten Europas, Nordafrikas und Westasiens lassen zwei Richtungen der Bewegung erkennen: Nord und Süd. Lösen wir den alpinen Faltenwirbel in die primäre Ostwestrichtung auf, erkennen wir in diesen Nord-süddislokationen die Tendenz des Uebertretens der alpinen Sedimente über das Vorland. Die erzeugenden Schollen sind die afrikanische Tafel und das kompliziert gebaute Vorland des Nordens.“<sup>107)</sup>

---

<sup>107)</sup> L. Kober, Die Bewegungsphänomene der festen Erdrinde, Mitt. d. Naturw. Ver. Universität in Wien 1911, IX. Jahrg., Heft 5.

Inhaltsverzeichnis.

<b>I. Abgrenzung und Gliederung der Ostalpen . . . . .</b>	
<b>II. Das Vorland.</b>	
Stratigraphie (370), Tektonik (374), Ueber Nagelfluhbildung (375), Zusammenfassung . . . . .	377
<b>III. Das Deckenland . . . . .</b>	377
<b>A. Die westalpin-karpathischen Decken . . . . .</b>	378
1. Die helvetisch-beskidischen Decken.	
Stratigraphie (379), Tektonik (384), Zusammenfassung . . .	389
2. Die lepontinisch-hochtatrischen Decken . . . . .	390
Die unteren oder Zentralneisdecken . . . . .	393
Stratigraphie (393), Tektonik . . . . .	397
Die mittleren oder Schistes lustrés-Decken . . . . .	399
Die oberen oder Radstätter Decken . . . . .	404
Die Radstätter Decken (405), die Brenner Decken (409), die Semmering-Decken (409), Fenster des Engadin (411), Gargellen, Prätigau (414), Schams und Oberhalbstein (415), Tektonik der Radstätter Decken (419), Zusammenfassung . . . . .	423
<b>B. Die ostalpinen Decken . . . . .</b>	426
1. Die unterostalpinen oder voralpinen Decken	428
Stratigraphie (428), die altkristallinen Massen (428), das Paläo- zoikum (430), das Mesozoikum und Tertiär (433), Faziesbezirke der unter dem Altkristallin gelagerten mesozoischen Decken (434), die Faziesbezirke der nördlichen Kalkalpen (438), Klippen- zone (438), die voralpinen Decken (443), die Faziesbezirke der Kalkalpen in Tirol und Bayern (446), Ueberblick (447), Tek- tonik . . . . .	450
2. Die oberostalpinen oder hochalpinen Decken	456
Stratigraphie (456), das Paläozoikum (456), das Mesozoikum der hochalpinen Decke (457), der Hallstätter Decken (457), Ueberblick (458), Tektonik (459), Ueberschiebungsapophysen	461
<b>IV. Die Wurzelzonen</b>	
der helvetischen (462), der lepontinischen (463), der ostalpinen Decken . . . . .	465
<b>V. Rückblick auf die Entstehung der Ostalpen . . . . .</b>	467
<b>VI. Allgemeine Ergebnisse . . . . .</b>	476