

# Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges.

Vortrag,

gehalten an der 89. Jahresversammlung der Schweizerischen  
Naturforschenden Gesellschaft in St. Gallen, den 1. Aug. 1906

Prof. Dr. **H. Schardt**, Neuenburg.

Mit 2 Tafeln.

Separat-Abdruck aus den Verhandlungen der Schweizer. Naturforschenden  
Gesellschaft in St. Gallen 1906.



**St. Gallen.**

Buchdruckerei Zollikofer & Cie.

1907

# Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges.

Von *H. Schardt*, Neuenburg.

Vor nahezu 9 Jahren war es mir vergönnt, an der Jahresversammlung unserer Gesellschaft in Engelberg über den merkwürdigen Bau der sog. *westlichen Voralpen* (Chablais und Stockhornzone) zu sprechen. Ich zeigte damals, dass dieser Gebirgstheil, welcher sich vom Arvetal in Savoyen bis an den Thunersee erstreckt, sowohl durch fazielle wie auch durch tektonische Eigenschaften derart von den als dessen Fortsetzung geltenden Alpen teilen absticht, dass dieses ganze Gebiet als eine selber wieder gefaltete Überschiebungsdecke aufzufassen sei.

Dieselbe überlagert ihrem Nordwestrande entlang überall die miocänen und oligocänen Gebilde des schweizerischen Molassebeckens; südöstlich tauchen die Falten der Hochalpen, mit ganz anderer Fazies-Entwicklung, aufs deutlichste *unter* diese Decke; südwestlich und nordöstlich setzen die von da weg an den Alpenrand herantretenden Falten mit helvetischer Fazies (Hochalpenfazies) scharf an den Voralpen ab, oder sie tauchen, rückwärts abschweifend, ebenfalls sichtlich *unter* die präalpine Decke. Diese, mit einer Länge von 125 km, ist durch das Rhonetal in zwei ungleiche Segmente geteilt, wovon das eine 50, das andere 75 km

messen. Diese Überschiebungsdecke erscheint wie ein *fremdes, dem Alpenrande eingefügtes Gebirgsstück*. Tatsächlich greift dasselbe um etwa 20 km über den normalen Alpenrand mit helvetischer Fazies hinaus, die Tertiärschichten des Molasselandes deutlich überlagernd und zwar meist mit Triasbildungen anfangend.

Ich hob schon damals hervor, dass diese gewaltige Decke, von einer ursprünglichen Falte oder Faltenverwerfung ausgehend, einem weit südlicher gelegenen Alpengebiet entstammen müsse und über die südostwärts gelegenen Hochalpen (Mont Blanc- und Finsteraarmassiv-Zone) hinweggewandert sein müsse (daher die Bezeichnung exotisches Gebiet). Die liegenden flachen Falten, welche unter diese Decke tauchen, schienen mir damals schon in einer gewissen tektonischen Beziehung mit dieser gewaltigen Überschiebung zu stehen. Ebenso zeigte ich, dass die sog. Klippen der westsavoyischen und der ostschweizerischen Alpen als Überbleibsel dieser sich früher bis an den Rhein einerseits und bis an das Tal des Annecysees andererseits, erstreckenden Überschiebungsdecke aufzufassen seien. Die exotischen Blöcke und die Flyschbreccien verdanken ebenfalls ihre Entstehung dieser schon während der Flyschbildung angebahnten Überschiebung.

Diese Deutungsweise fand anfänglich nur wenig Anklang, wenigstens nicht während der Zeit, da ich dieselbe zum erstenmale ausgesprochen (1893) [1]<sup>1)</sup> bis zu besagtem Vortrag in Engelberg (1897) [2]. Zwar hatte sich Herr Lugeon, welcher an der Stelle der Stockhornalpen zuerst einen aufgefalteten Horst (Chamignon) [3], dann eine Überschiebung von Norden her

---

<sup>1)</sup> [1—27] Litteraturnachweise, siehe am Schluss.

haben wollte [4], ohne weiteres zu meiner Auffassung bekehrt und sich dieselbe zu eigen gemacht [5]. Doch blieben noch die meisten der Alpengeologen auf einem mehr oder weniger skeptischen Standpunkt, wenn nicht gar auf etwas spöttelnde Weise von der „Verfrachtungstheorie“ gesprochen wurde. Im Frühjahr 1898 erschien von mir eine grössere Arbeit [6] über dieses Thema. Die bis damals nur in kurzen Zügen ausgesprochenen Schlüsse sind darin eingehender begründet und der Zusammenhang zwischen den Chablais-Stockhornalpen, den Klippen, den exotischen Blöcken und den Flyschbreccien ist, soweit es möglich war, ins richtige Licht gestellt. Diese Publikation wurde verschiedenerseits scharf angegriffen, besonders von Herrn E. Haug in Paris [7]. Ich kann hier nur dieses Umstandes kurz Erwähnung tun, ohne auf die Angriffe selbst, noch auf die Abweisung [8] meinerseits einzugehen.

In dieser Arbeit wurde schon darauf hingewiesen, dass ein Teil der sog. krystallinen Zentralmassive, diejenigen der südlichen Zone, welche, wie Adula und Monte Rosa, eine domartige Wölbung aufweisen, gleich der Antigoriogneissfalte, eigentlich nichts anderes als *liegende Gneiss-Falten* seien. Wenn solche Falten im kristallinen Grundgebirge sich entwickeln, so ist gewiss nicht zu verwundern, dass die darüber liegenden Sedimente sich zu Faltecken und Überschiebungen entwickeln konnten, welche sich zusammendrängen und übereinanderhäufen und so dem Druck der überhöhten kristallinen Massen folgend, nach Norden abgleiten mussten.

Alle diese Vermutungen haben sich vollständig bestätigt. Allerorts werden neue Belege zusammengebracht; viele derer, welche zuerst die Überschiebungs-

und Überfaltungstheorie energisch bekämpften, haben sich offen zu deren Annahme entschlossen; so Herr Emile Haug in Paris (1902) [9] und neuerdings (1905) [10] Herr Prof. G. Steinmann, welcher in den Graubündner Alpen so eingehende Untersuchungen vorgenommen und eine ganze Reihe von Schülern zu deren Weiterführung vorbereitet hat.

Die Verbreitung, ich möchte fast sagen die Vulgarisation der Überfaltungstheorie und deren Anwendung auf das ganze Alpengebirge und dessen weitere Verlängerungen, ist besonders durch die Herren Lugeon und Termier bewerkstelligt worden. Ersterer [11] will die Überschiebungen der Stockhorn-Chablaiszone mit den liegenden Falten mit helvetischer Fazies in Verbindung bringen und unterscheidet jene als Decken mit *innern*, diese als Decken mit *äussern* Wurzeln, d. h. Faltendecken, deren ursprüngliche Ansatzlinien mehr gegen den Alpenrand zu gelegen sind. Der wirkliche (autochthone) Alpenrand wird durch diese von S nach N über das Miocänbecken vorgeschobenen Faltendecken und Überschiebungen verdeckt. Deutlicher wäre gewesen, von Decken mit nördlichen und südlichen Wurzeln zu sprechen. Herr Termier [12] hat der neuen Anschauung durch eine ganze Reihe von theoretischen Profilen, sowohl durch die Ostalpen als durch die Westalpen, Ausdruck zu geben versucht. Wenn auch solche, zum grossen Teil ziemlich ideale Konstruktionen, durch ihre an moderne Kunst erinnernden Linien, gewissen Argwohn erregt, ja sogar herbe Kritik erlitten haben (Diener), so ist denselben aber doch ein grosser Wert beizulegen, indem dadurch das Verständnis der Erscheinung bedeutend gefördert wurde. In dieser Beziehung hat sich Termier einen bedeutenden Erfolg er-

rungen, wenn auch seine Darstellungsweise, besonders was die abgetragenen Teile des Gebirges und die Beziehungen der Alpen zu den Dinariden, mit ihrer absolut hypothetischen „Druckwalzendecke“ (rouleau compresseur) betrifft, als sehr gewagt bezeichnet werden muss. In dieser Hinsicht kann die Anschauungsweise Termiers als die äusserste Form der neuen Auffassung, ich möchte fast sagen als „Ultranappismus“ gelten.

Soviel ist heute als sicher anzunehmen, nämlich dass das ganze nördliche Alpengebiet, ebenso die Ostalpen, *aus übereinander getürmten Faltendecken bestehen*, deren jetzige Lagerstätte oft *weit vom Wurzelgebiet entfernt ist*. Den Zusammenhang dieser Deckfalten mit dem allgemeinen Bau der Alpen und deren Entstehung zu deuten, ist meine heutige Aufgabe.

### **Unsymmetrischer Bau der Alpen.**

Die heutigen tektonischen Verhältnisse des Alpengebirges entsprechen einem deutlich unsymmetrischen Aufbau, indem alle tektogenen Bewegungen durchwegs von S nach N gerichtet sind. Die Faltendecken, deren Aufhäufung den Alpen ihre jetzige Höhe und Massengestalt verleiht, sind ausnahmslos von Süden her vorgeschoben worden. Etwelche lokale Ausnahmen sind als Rückfaltungserscheinungen leicht zu erklären. Wenn es auch immer noch möglich ist, in lithologischer Beziehung von einer nördlichen und von einer südlichen Kalkzone der Alpen und von dazwischen liegenden kristallinen Gebieten zu sprechen, so ist in tektonischer Beziehung das Verhältnis ein ganz anderes. Die südlichen Kalkalpen gleichen weder stratigraphisch noch tektonisch der nördlichen Zone. Schichten mit mediterraner Fazies bauen dieselben auf; die Schichtenlage

ist meist einfach, mit etlichen Verwerfungen und nur selten durch Überschiebungen kompliziert. Wie grossartig ist hingegen der Kontrast gegenüber den nördlichen Kalkalpen mit ihrem komplizierten Faltenbau! Zwar findet sich hier neben der vorherrschenden helvetischen (zentraleuropäischen) Fazies der Jura- und Kreidesedimente auch ein Faziesgebiet mit mediterranem Typus, nämlich die Stockhorn-Chablaiszone, die Unterwaldner- und Savoyer-Klippen, welche sich ihrerseits wieder an die Ostalpen anschliessen, woselbst jenseits des Rheins ausschliesslich Sedimente mit mediterraner Fazies an den Alpenrand herantreten, und zwar infolge tektonischer Einwirkungen. Der autochthone Nordrand der Ostalpen, die demselben vorliegenden Falten mit helvetischer Fazies werden hier *durch die von Süden importierten mediterranen Deckfalten überflutet*.

Trotzdem ist in den Alpen ein *ursprünglich* symmetrischer Bau zu erkennen. Wenn wir nämlich von den sich gegenseitig überdeckenden Falten absehen und die tieferen Gebirgsglieder allein in Betracht ziehen, so ergibt sich, dass das Alpengebirge aus zwei tiefgehenden Faltenzonen oder Faltensträngen besteht, zwischen welchen sich die sogenannte Glanzschieferzone (Bündnerschiefer, Schistes lustrés) einschaltet; dadurch wird die Zentralzone der Alpen in ein nördliches und ein südliches, sowohl faziell als auch tektonisch verschiedene Gebiete getrennt. Dieser Umstand tritt besonders deutlich hervor, wenn wir diese zentrale Zone der Alpen etwas näher in Betracht ziehen.

### **Kristalline Alpen.**

Bis jetzt betrachtete man die zentrale Zone der Alpen als ein aus mehr oder weniger ausgedehnten,

sog. kristallinen Massiven bestehendes Faltengebiet, in welchem die tieferen Lagen der Erdkruste aufgefaltet und als elliptische Massen, aus granitischen Gesteinen, Gneissen und kristallinen Schieferen bestehend, von mehr oder weniger dynamometamorph veränderten Sedimenten umrahmt, hervortreten. Ein gewiss bedeutender Teil der kristallinen Schiefer mag sogar als metamorphe Sedimente gedeutet werden, was aber durch künftige Untersuchungen noch zu bestätigen ist. Es ist als sicher anzunehmen, dass die zwischen den tiefgehenden kristallinen Falten eingeklemmten Sedimentmassen durch den ungeheuren seitlichen Druck sowohl, als auch infolge der Überlastung der sich darauf türmenden Felsmassen, Veränderungen physikalischer und chemischer Art erleiden mussten, wobei Druck und Wärme gewisse Rollen zukommen. —

Betrachten wir nun die Verteilung der kristallinen Gesteinsmassen in den Alpen, so fällt uns auf den ersten Blick auf, dass dieselben zwei getrennte Reihen bilden, eine nördlich von der sog. Glanzschieferzone gelegene Reihe, welche die Massive des Mont-Blanc und der Aiguilles Rouges einerseits, des Quertales der Rhone, die Aar- und St. Gotthardmassive anderseits enthält. Südlich von besagter Schieferzone breiten sich in ausgedehnten Massen die kristallinen Gebiete der penninischen, lepontischen, Tessiner und Graubündner Alpen aus. Schon aus den Beobachtungen Gerlachs ergibt sich, dass zwischen den nördlichen und den südlichen kristallinen Massiven ein ganz bedeutender Kontrast besteht, dass bei den nördlichen kristallinen Massiven die Gesteinslagen senkrecht oder wenig überkippt stehen und im Durchschnitt eine fächerartige Struktur darstellen, während die südlichen kristallinen

Massen ganz deutliche domartige Wölbungen aufweisen. Die schon vor beinahe neun Jahren ausgesprochene Vermutung, dass diese domartig erscheinenden kristallinen Massive keine einfachen Falten, *sondern deckenartige mit ihrem Stirnrand nach Norden absinkende liegende Gneissfalten seien*, hat sich erstens durch die Befunde am Simplontunnel [13] auf glänzende Weise bestätigt; dann sind durch neuere Beobachtungen in den südlichen Walliser Alpen [14] Beweise erbracht worden, dass dort ebenfalls mehrere Gneissdecken übereinander liegen, ganz so wie am Simplon. Auch in den östlichen Gneissgebieten ist nun erwiesen, dass es sich nicht um einfache Aufwölbungen handelt [15], sondern dass sich dort, wie im Westen, liegende Gneissdecken übereinander auftürmen, dass besonders die Adula kein einfaches Gewölbe ist, sondern eine auf noch tieferem Gneiss aufliegende Deckfalte, welcher ostwärts noch zwei weitere kristalline Faltendecken (Tambo- und Surettagneisse) aufsitzen. So hat sich die ursprünglich als Vermutung ausgesprochene Ansicht betreffend den deckfaltenähnlichen Bau der südlichen Gneissmassen nach allen Richtungen hin bestätigt!

Es ist interessant, den Verlauf dieser Gneissdecken, soweit es unsere Kenntnisse jetzt schon erlauben, an Hand der dieser Arbeit beiliegenden Kartenskizze zu verfolgen und einen Vergleich vorzunehmen mit den nördlichen Fächermassiven. In dieser Hinsicht könnte man füglich die südlichen kristallinen Massen *Deckmassive* nennen, anstatt der schon früher verwendeten Bezeichnung *Dommassive*. Der Umstand, dass die *Fächermassive* in ihrer lithologischen Zusammensetzung eine gewisse gesetzmässige Anordnung der Gesteinsmassen zeigen, lässt weiterhin der Vermutung Raum,

dass auch diese nicht einfache Falten seien, sondern zusammengepresste *Faltenbüschel*. Das Vorkommen von sicher sedimentären Einschaltungen zwischen einzelnen Gneisszonen des Aiguilles-Rouges-Massivs ist ein ganz besonders bedeutsamer Umstand.

Die südlichen Gneissdeckfalten lassen sich folgendermassen gliedern und mit den östlichen Massiven verbinden. Wir gehen von Westen aus und beginnen mit der obersten Decke:

1. **Decke der Dent-Blanche** (VI und VII auf Profilen und Karte). Dieselbe besteht aus dem bekannten Arollagneiss, einem granitischen Gestein, welches zwischen dem Mont-Gelé im obern Bagnetal und den vereisten Gebieten der Dent-Blanche eine ausgedehnte, selber wieder in wellige Falten geworfene Decke bildet; dieselbe hängt mit einer von der Valpelline in der Richtung der Dent-d'Hérens sich hinziehenden Gneisszone zusammen. Gerlach hat die deckenartige Lage dieser Gneissmasse ganz genau kartiert, in den Profilen aber nicht in diesem Sinne gedeutet.

2. **Gneisszone des Monte Rosa** (V). Obschon südlich von voriger anstehend, gehört diese Gneissmasse doch einer tiefer liegenden Decke an, indem der Gneiss der Dent-Blanche, wie bemerkt, eine völlig abgetrennte, also ganz wurzellose Decke bildet und als Wurzelgebiet derselben die südlich der Kalk- und Schieferzone der Pietri Verde gelegene Zone der Sesiagneisse angesehen werden muss. Diese letzteren verbinden sich gegen Osten mit den Gneissmassen des mittleren Tessin, was seitens der Monte Rosa-Gneisse ebenfalls geschieht, nachdem dieselbe südlich vom Zwischbergenpass, sich nach SO wendend, das Tosatal erreicht hat. Westlich vom Monte Rosa ist der Nordrand dieser Gneissdecke

unter dem Arollagneiss verborgen und kommt erst wieder zum Vorschein, nachdem diese Decke westlich vom Grossen St. Bernhard aussetzt. Der Monte Rosa-Gneiss ist ein schiefriger und flaseriger, feldspatreicher grauer Gneiss.

**3. Zone des Grossen St. Bernhard (IV).** Diese kristalline Zone ist von den beiden vorigen ziemlich verschieden, indem die vorherrschende Eigenschaft in der kristallophyllitischen Zusammensetzung der einzelnen Formationsglieder beruht. Dieselben bestehen aus vorherrschend sehr schieferigen Gneissen und Glimmerschiefern von heller Farbe, recht oft hellrote Granaten führend; dazwischen kommen hie und da etwas grobkörnige oder feinkörnige aplitische Gneisse, dann auch sehr häufig Amphibolite oder amphibol- und chloritführende Glimmerschiefer, welche unter dem Namen Casannaschiefer bekannt sind (sedimentär, paläozoisch, Karbon?). Diese Zone tritt zwischen dem Grossen St. Bernhard und dem Mont Velan auf Schweizergebiet und erreicht eine ganz bedeutende Entwicklung. Ihre Gesteine bilden beide Flanken des Val d'Entremont, den Petit Combin, die Gruppe des Mont Fort, dann alle die Zwischenglieder, welche die Seitentäler auf der Südflanke des Rhonetales herausgeschnitten haben; so der Mont Thyon, der Mont Noble, die Bellatolla und das Schwarzhorn ob St. Nikolas; das mächtige Massiv der Mischabel ist ebenfalls aus diesen Gesteinen herausmodelliert, ebenso die Gruppe des Fletschhorns, wonach sich diese Gesteinszone nach SO zieht, um sich dann über Val Bognanco ans Tosatal hinzuziehen und sich ebenfalls mit den Tessiner Gneissmassen zu verbinden.

Das Monte Leone-(Simplon-)Gebiet ist der eigent-

liche Knotenpunkt in der Entwicklung der aufeinanderfolgenden Gneisslagen. Dank der sehr tief gehenden Erosion sieht man im Diveria- und Tosatale noch mehrere tiefer liegende Gneissfalten.

4. **Die Monte Leone-Gneissdecke** (III). Dieselbe taucht gleich einem Gewölbe östlich vom Simplonpass auf; westlich davon ist sie durch die vorige Decke, welche sogar noch bis auf die Nordseite der Gebirgsmasse hinübergreift, vollständig eingeschlossen. Das Diveriatal ist ungefähr auf der Achse des Gewölbes eingeschnitten. Diesem Anschein ist es auch zu verdanken, weshalb das Simplongebirge so lange als aus einem *Gewölbe* bestehend angesehen wurde. Diese Gneissdecke ist selber wieder sehr scharf gefaltet, abgesehen von deren gewölbeartiger Umbiegung. Am Ofenborn bildet dieselbe, ähnlich wie der Arollagneiss, eine frei schwebende Decke. Der Monte Leonegneiss ist ein hellgrauer, schieferiger, oft auch grobkörniger Augengneiss.

5. **Der Lebendungneiss** (II) bildet eine schmale Zone, welche vom Diveriatal aus bis an den Fuss des Ofenhorns reicht und sich dann östlich vom St. Giacomopass nach dem Gebiet von Campo Lungo hinzieht; petrographisch ist derselbe dem Monte Leonegneiss sehr ähnlich.

6. **Der Antigoriogneiss** (I) wurde schon von Gerlach als eine von Süden nach Norden überschobene Falte gedeutet, während späterhin diese mit dem Monte Leonegneiss konzentrisch verlaufende tiefere Gneissmasse als Kernteil des Simplongewölbes gedeutet wurde. Hierauf (1894) kam die Gerlach'sche Ansicht wieder zur Geltung. Der Antigoriogneiss ist ein granitisch aussehender, massiger, meist heller Gneiss, welcher gleich einem Gewölbekern im Diveriatal auftaucht und sich mit der nördlichen Tessiner Gneissmasse verschmelzt.

7. Im tief erodierten Antigoriotal kommt unter dem Antigoriogneiss noch eine tiefer liegende Gneisslage zum Vorschein, es ist der **Crodogneiss**; dieselbe wurde auch vom Simplontunnel durchstoßen. Seinem Aussehen nach ist dieser Gneiss einem feinkörnigen Antigoriogneiss sehr ähnlich. Das gewölbeartige Aufbiegen lässt nicht erkennen, ob man es mit einer tieferen Gneissfalte zu tun hat oder ob es ein Gewölbe im liegenden autochthonen Gneiss ist.

*Verbindung mit den östlichen Gneissmassiven.* Wie bemerkt, laufen die östlichen Verlängerungen aller dieser Gneisszonen in der ausgedehnten Gneissmasse des mittleren und nördlichen Tessin zusammen, welches Gebiet auf Blatt XIX der geologischen Karte der Schweiz, als fast gleichförmig nur aus Gneiss bestehend, angegeben ist. Dem kann aber nicht so sein, indem im angrenzenden Graubünden wiederum deutlich voneinander getrennte Gneissdecken zum Vorschein kommen und zwar so, dass es offenbar erscheint, dass dieselben in umgekehrter Weise wie die penninisch-lepontischen Decken aus der Gneissmasse des Tessins hervorzugehen scheinen. Da nun aber dort, sowohl wie hier, die Gneissdecken meist deutlich durch mesozoische Sedimente (Trias und Jura) von einander getrennt sind, so ist sicher anzunehmen, *dass dies auch in dem dazwischenliegenden Stück der Fall sein muss.* Es ist also zukünftigen Untersuchungen vorbehalten, zu zeigen, wie sich die westlichen (penninisch-lepontischen) Gneissdecken mit den östlichen Tessiner und Graubündner Gneissen durch das mittlere Tessiner Gebiet verbinden. Auf bei liegendem Kärtchen sind deshalb nur mutmassliche Abgrenzungen eingetragen. Es scheint aber doch berechtigt, einstweilen folgenden Parallelismus anzunehmen:

Arolla-Sesigneiss	VI u. VII	Surettagneiss VII und Tambo- gneiss VI	
Monte Rosagneiss	V	Adulagneiss	
Gr. St. Bernhardgneiss	IV	Molaregneiss	
Monte Leonegneiss	III	Gneiss südl. vom	} östlich vom Val Leven- tina verdeckt.
		Campolungo	
Lebendungneiss	. II	Gneiss nördl. vom	}
		Campolungo	
Antigoriogneiss	I	Verdeckt.	

Es ist in der Tat leicht ersichtlich, dass mit der Annäherung gegen die Graubündner Alpen alle genannten Gneissdecken nach Osten *untertauchen* und zwar unter das Kalk- und Schiefergebiet Graubündens, welches unter der Kollektiv-Bezeichnung der *Bündnerschiefer* bekannt ist. Das Umgekehrte findet vom Simplongebiet westwärts statt. Letzteres Gebiet ist also eine Stelle, wo die verschiedenen Gneissdecken, welche hier übereinander liegen, am *höchsten aufgewölbt sind*; deshalb haben die Taleinschnitte daselbst die *tiefsten* Gneissdecken entblösst. Weiter südlich müssen die Wurzelzonen der hier in der Überlagerung fehlenden obern Decken als steilstehende Gneissbänder vorhanden sein; es sind dies die Falten V, VI und VII, welche sich dann erst weiter östlich wieder als Decken ausbreiten, um dann ihrerseits, eine nach der andern unter die Bündnerschiefer einzutauchen. Die Gneisszone der Sesia, welche also die südlichste der bis ins Wallis hinübergreifenden Gneissfalten ist, entspricht der dreiteiligen Roffna-Suretta-Stella-Gneissmasse, mit deren petrographischem Charakter dieselbe ebenfalls ganz gut stimmt. Diese Gneisszone schmiegt sich an die sogenannte Amphibolizone von Ivrea an, welche sich in steiler Stellung von Ivrea, am Rande der Poebene, bis in das Gebiet der südlichen Graubündner Alpen verfolgen

lässt, woselbst diese Gesteinsmasse ebenfalls eine mehr oder weniger horizontale Lage annimmt und sich mit den südgraubündnerischen Überschiebungsmassen verschmelzt, d. h. unter dieselben taucht.

**Ostalpine kristalline Massive.** Wie leicht ersichtlich, können die kristallinen Gesteinsmassen der südgraubündnerischen und der Ostalpen in keinen Zusammenhang gebracht werden mit den bis jetzt besprochenen Gneisszonen. Letztere tauchen ja alle unter die Sedimentmasse der Bündnerschiefer und werden von nun an durch andere von noch weiter von Süden her stammende Gebirgsmassen ersetzt. Es sind gewaltige kristalline Massive, welche sowohl aus granitischen, als auch aus kristallophyllitischen Gesteinen aufgebaut sind; dazu gesellen sich grüne Gesteine, wie Gabbro, Serpentine, Amphibolite und Sedimentsgesteine mit ausgeprägtem ostalpinem Charakter. Die kristallinen Massen gehören einer ganzen Anzahl von Decken an, welche schuppenartig übereinanderliegend, oft auch durch die Erosion zu einzelnen Schollen zerlegt, auf den Bündnerschiefern liegen. Diese kristallinen Massive gehören also einem südlicheren Gebiet an als diejenigen der Walliser- und Tessiner Alpen; die Amphibolizone von Ivrea liegt dazwischen.

Die von diesen kristallinen Decken abhängigen Gebirgstteile sind von W nach O die folgenden: Piz Kesch, Piz Ot (Albulamassiv, unter welchem der Durchstich des Tunnels der Rhätischen Bahn eine Einschaltung von schwarzem Schiefer aufgeschlossen hat, welcher sich von dem ausserhalb des Tunnels liegenden nicht unterscheidet, auch keinerlei Kontaktmetamorphose aufweist, also nur auf tektonische Weise unter den Granit gelangt sein kann); Juliermassiv, Pizzo

della Disgrazia (Cima del Largo), Berninamassiv, Cima di Campo, Sesvenna (Maipitsch) und noch unzählige grössere und kleinere kristalline Massen. Überall gesellen sich dazu die schon erwähnten Einschaltungen von Grünschiefern, Serpentin und ostalpinen Sedimenten. Denselben Ursprung haben offenbar auch die Gneiss- und kristallinen Schiefermassen zwischen dem Inntal und der Talschaft Davos, sowie das ausgedehnte kristalline Gebiet der Silvretta, welches sich direkt an die ostalpinen Massive anschliesst. Sie sind alle schwimmende Schubmassen, unter welchen wieder Sedimente und kristalline Einschaltungen in wiederholter Reihenfolge auftreten, wie dies der im Unterengadin auftretende Schieferkomplex als Liegendes aller dieser überschobenen Massen beweist. Der tiefere Teil des Unterengadins ist bekanntlich ein sog. *Fenster*, durch welches der infolge der Erosion blossgelegte Basalteil (Bündnerschiefer) zutage tritt.

Wenn wir uns zusammenfassen, so erhellt aus obigem, dass die kristallinen Gebirgsmassen drei verschiedenen Zonen angehören; die nördliche besteht aus steilen *Fächermassiven*, die mittlere und die südliche bilden ausgedehnte liegende *Deckmassive*. Wichtig ist es hier, noch zu bemerken, welcher Art die Sedimentgesteine sind, welche zwischen den drei kristallinen Gebieten sich einschalten. Zwischen Mont-Blanc- und Aiguilles-Rouges-Massiv, ebenso zwischen Gotthard- und Aar-Massiv liegen stellenweise bedeutende Karbon- und Permablagerungen; dieselben fehlen auf der Nordabdachung von Aiguilles-Rouges- und Aar-Massiv, ebenso auf der Südabdachung der beiden inneren Massive (St. Gotthard und Mont-Blanc). Hier fängt die sicher sedimentäre Serie erst mit der Trias an. In Begleit der

kristallinen Zone des Grossen St. Bernhard, welche selber wahrscheinlich zum Teil aus metamorphem Paläozoicum besteht, findet sich wieder Karbon mit Anthrazitflötzen. Dazwischen liegen die Ansatzgebiete eines Teiles der Kalkalpen mit helvetischer Fazies (südlich des Mont-Blanc und St. Gotthard), dann die Glanzschieferzone, welche oberflächlich eine ziemlich untergeordnete Rolle spielt, aber in der Tiefe wohl viel bedeutender entwickelt ist, wie solches aus der tektonischen Lage im Simplongebiet hervorgeht.

Diese **Glanzschieferzone** muss als eine Synklinale aufgefasst werden, welche die nördlichen Fächermassive von den mittleren Gneissdecken scheidet; es darf aber doch nicht ausser Acht gelassen werden, dass die Eigenschaft der schiefrigen Struktur vor allem eine *tektonisch-metamorphe Ursache* hat, und dass deshalb nicht auf eine ursprünglich durchwegs gleichmässige Sedimentation geschlossen werden darf. Unter genügendem Druck, der unter den gebirgsbildenden Einflüssen, die hier gewirkt haben, gewiss nicht gefehlt hat, können sehr verschiedenartige Gesteine gleich schiefrige Struktur annehmen. Was das Alter der Glanzschiefer und Bündnerschiefer an betrifft, so mag es wohl möglich, ja sogar wahrscheinlich sein, dass dieselben Jura, Kreide und Tertiär bis Oligocän vertreten, alles aber in derartig druckmetamorphem Zustand, dass die durchwegs schieferige Struktur das ganze Gebilde gleich einem einheitlich Ganzen erscheinen lässt.

Zwischen den Wurzeln der südlichen und mittleren Gneissdecken liegt die Amphibolitzone von Ivrea, die ebenfalls als eine Synklinallzone betrachtet wird.

Die zwischen den einzelnen Gneissdecken eingeschalteten Sedimentmassen lassen meist kaum mehr

erkennen, welcher Fazies dieselben angehören, indem der Metamorphismus jedwelche derartige Eigenschaften gründlich verwischt hat. Es ist indessen offenbar, dass von N gegen S vorschreitend die Fazies nach und nach von der *helvetischen Fazies zur Mediterran-Fazies übergehen müssen*, zwischen welchen auch die Glanzschiefer-Fazies ihren Platz hat, insofern damit wirklich ein ursprünglich sedimentärer Unterschied angenommen werden darf, was zwar nur für die *rein schieferigen*, ursprünglich als *gleichmässig thonige* Sedimente zu deutenden Partien wahrscheinlich ist.

### **Die südlichen Kalkalpen.**

Um nicht noch einmal auf diesen Gegenstand zurückzukommen, sei hier noch an das schon Gesagte anschliessend erwähnt, dass dieses Gebiet an die mit vielen Granitmassen unterbrochenen südlichen Gneisszonen anlehnt und lokal mit Karbonformation begleitet ist. Die Fazies der mesozoischen Sedimente ist rein mediterran. Dieselbe setzt bei Gozzano ein und zeichnet sich auch noch durch das Vorhandensein von Porphyry- und Porphyritdecken nebst ihren Tuffen aus, welche Gebiete vortriadisch sind, d. h. wohl dem Karbon oder vielleicht dem Perm angehören.

### **Die nördlichen Kalkalpen mit helvetischer Fazies.**

Von dem Gebiet der Alpen von Annecy über die Kette der Dent du Midi bis zum Ende des Säntisgebirges, ja sogar bis ins Vorarlberg, erstreckt sich eine ununterbrochene sedimentäre Faltenzone, an deren Aufbau mesozoische Schichten (Trias, Jura, Kreide), obereogene (Nummulitenschichten und Flysch), stellenweise auch permokarbonische Ablagerungen teilnehmen.

Genau so wie die Gneissfalten, liegen hier sedimentäre Deckfalten mehrfach übereinander. Eine breit entwickelte Falte kann zurücktreten, um einer neu auftretenden Platz zu machen. Jede einzelne Falte kann sich an ihrem Stirnrand in mehrere Teildecken zerlegen. In der angeführten Richtung kann man folgende Faltendecken unterscheiden:

1. **Falte der Dent du Midi.** Sie hat eine horizontale Spannweite von mindestens 10 km und ist mit vier Teilfalten versehen. Dieselbe entwickelt sich aus der Verschmelzung von mindestens sechs einzelnen liegenden Falten, welche am Mont Joli (Nordfuss des Mont-Blanc) wurzeln und sich hier, in horizontaler Richtung gemessen, auf fast eine Breite von 20 km in sehr ausgewalzter Form ausdehnen. An der als einzelne Faltendecke entwickelten Dent du Midi-Falte sind nur noch etwa vier dieser Teilfalten zu erkennen. Auf der gegenüberliegenden Seite des Rhonetales hat sich diese liegende Falte nicht nur vereinfacht, indem nur noch eine einzige Abzweigung sichtbar ist, sondern sie hat sich ganz bedeutend verschmälert und misst nur noch 5 km Breite. Diese Verschmälerung deutet offenbar auf ein allmähliches Ausgleichen d. h. Verschmälern und Aussetzen der Falte hin, was durch das Einsetzen neuer Faltendecken bewiesen wird.

2. Die **Deckfalte der Diablerets** legt sich längs des Pas de Cheville über die Falte der Dent de Morcle, welche deutlich darunter taucht. Ihr Mittelschenkel ist ausgequetscht, indem der Triaskern derselben auf Nummulitenkalk zu liegen kommt. Sie überspannt kuppelförmig die Rundung der vorigen Falte; ein Fetzen von Neocomkalk aus der innern Voralpenzone (Sattelzone) ist zwischen beide eingeklemmt.

3. **Wildhorn-Wildstrubel-Falte.** Genau so wie die Diablerets-Deckfalte am Nordabhange des Rhonetales oberhalb Ardon ansetzt, so steigt diese dritte Falte oberhalb Conthey vom Talboden auf und überdeckt den Dom der Diablerets-Falte gleich einem Mantel. Der Stirnrand derselben taucht in das Trias- und Liasgebiet der Sattelzone der Präalpen.

So lägen also hier drei Faltendecken übereinander; die jeweiligen am weitesten nach Norden Vorgreifende hat ihre Ansatzlinie um so südlicher. Es ist aber nicht wahrscheinlich, dass die zwei überdeckten Falten in ungeschwächter Entwicklung unter der Dritten sich fortsetzen. Wir haben gesehen, wie die Dent du Midi-Dent de Morcle-Falte sich im Maasse des Untertauchens verschmälert; dasselbe ist ebenfalls für die Wildhorn-Falte geltend, welche bei ihrer grössten Ausbreitung kaum eine grössere Spannweite hat, als die noch unbedeckte Diableretsfalte. Also ist diese, wo sie bedeckt ist, auf eine geringere Breite reduziert. Auf ihrer Stirnabdachung weist die Wildhorn-Wildstrubeldecke eine ganze Reihe von Teilfalten auf, welche zwar nicht sehr tiefgehend sind; auch deren Rücken ist wellig gefaltet, so dass das Gebirge einem ziemlich einfach gefalteten Zuge gleicht. Diese Faltendecke setzt sich östlich vom Wildstrubel in die Kette des Lohner fort, welche selber wieder jenseits des Kandergrundes sich an die Kientaler Alpen anschliesst. Die Lageveränderungen dieser Faltendecke zwischen Wildstrubel und Kiental, wo ostwärts das Aarmassiv hervordringt, bilden ein äusserst wichtiges Problem, auf welches wir noch zurückzukommen haben werden. Es sei hier nur vorausgeschickt, dass die Vermutung bezüglich einer *Reduzierung der überdeckten Falten* sich an dieser Stelle völlig bestätigt.

Die verschiedenen Zickzackfaltungen der Juraschichten, wie sie zwischen Gasterental und dem Kessel von Leukerbad am Absturz der Balmhornmasse sichtbar sind, verdanken ihre Entstehung einem förmlichen *Abgleiten* der hier als autochthon zu betrachtenden Sedimentdecke, was dadurch bekräftigt wird, dass die zwischen dieser und der Wildstrubel-Lohnerfalte eingeklemmte Tertiärmulde *dieselben Zickzackfalten* ebenfalls aufweist.

Bevor wir die weitere Fortsetzung dieser nunmehr tiefsten Faltendecke ostwärts verfolgen, muss noch ein weiterer Umstand in Betracht gezogen werden, nämlich

#### 4. Die Deckfalte und Deckschollen des Mont Bonvin.

Dieselbe entwickelt sich oberhalb Sitten, längs der Combe d'Arbaz. Es ist eine vorherrschend aus Juraschichten bestehende Faltendecke, deren hängende Neocom-Bedeckung vollständig abgetragen worden ist. Zudem ist infolge einer offenbar sehr energischen Auswalzung der noch sichtbare Teil ausserordentlich verrutscht und verquetscht. Stücke dieser Decke bilden den Chamosserré, die Zabona, den Mont Tubang und den Mont Bonvin, als noch sichtlich miteinander in Verbindung stehende Schichtenkomplexe, ausschliesslich jurassischen Alters (Lias, Dogger, Malm), welche auf Neocom sitzen. Nördlich dieser Decke finden sich zerstreute Überreste derselben Formationen, hauptsächlich Malm und Dogger, als einzelne Schollen, welche auf Nummulitenschichten liegen; ganz identische Gebilde finden sich in der so verwickelten Sattelzone der Präalpen. Dieses letztere Gebiet gehört also streng genommen nicht zu den eigentlichen Stockhornalpen, indem die Schichten der Mont Bonvindecke noch sicher zur helvetischen Fazies gehören, wohl aber einen gewissen Anklang an die Mergelfazies der Glanzschiefer-

zone aufweisen. Die Besprechung der Sattelzone der Präalpen wird uns noch auf diese Frage zurückführen.

### **Verbindung der Wildstrubelfalte mit den östlichen Decken.**

Dieselbe ist nicht überall leicht herauszufinden, weil das Auftauchen des Aarmassivs ein förmliches Abgleiten der Sedimentdecken zur Folge gehabt hat, wodurch die Unterscheidung zwischen Deckfalten und autochthonem Gebiet, welches doch hier zum Vorschein kommen musste, durch nachträgliche Faltungen und Ausquetschungen sehr schwierig wird. Die wichtigste Leitlinie ist die aus tertiären Schiefern und Sandsteinen zusammengesetzte Synklinaldecke, welche unter der Wildstrubeldecke bei Nusey oberhalb Siders hervorbricht und sich von da an über die Senke des Gemmipasses nordostwärts verfolgen lässt. Dieselbe bedingt auch wahrscheinlich diese Einsenkung, sowie diejenige von Kandersteg. Von da weg streicht diese hier vollständig überkippte Synklinale, in oft sehr ausgequetschtem und selber wieder zusammengefaltetem Zustande, durch das Öschinental nach dem Hohtürli bis in das Sefinental (Mürren); dann finden sich sichere Spuren davon am Fusse des Absturzes der Jungfrau und des Mönch, der Senke von Grindelwald und den beiden Scheideggen entlang, bis ins Aaretal, von wo diese Zone das Gental hinauf streicht, und dann am Fusse des Titlis vorbei (Laubergrat) durch das Gitschental bis nach Flüelen fortsetzt, wo sie sich mit der die Unterlage der grossen *Glarnerdecke* bildenden Flyschzone Schächental-Linthtal-Elm-Ragaz verbindet. Diese im Glarnergebiet in ihrer ganzen Breite über 40 km messende Deckfalte ist also unzweifelhaft die Fortsetzung der Wildstrubel-Lohnerfalte, welche von einer kaum 15 km

messenden Breite zu dieser ungeheuren Amplitude anwächst; das Vorhandensein dieser ununterbrochenen Tertiärzone zwischen der Deckfalte und dem autochthonen Gebirge beweist also, dass *alle die nördlich von dieser Tertiärzone liegenden Gebirgstteile absolut wurzellos auf Tertiärablagerungen ruhen*. Im einzelnen betrachtet, weisen diese Gebirgstteile, besonders im Unterwaldnergebiet, ganz den Bau eines Faltengebirges auf. Nimmt man statt einer überkippten Synklinale eine nach oben sich öffnende Mulde für die besagte Tertiärzone an, so ist das Verhältnis auch scheinbar ganz normal; das Problem wird aber rein unlöslich, wenn unter dieser Annahme der Versuch gemacht wird, eine Verbindung mit der grossen Glarnerfalte zu konstruieren. Schon vor mehr als 15 Jahren wurde ich so zur Überzeugung geführt, dass die ganze Gebirgszone zwischen Aare und Rhein ein wurzellooses Deckfaltengebiet sei, dass besonders die Glarnerfalte eine *einfache* und nicht eine Doppelfalte sei, was schon Marcel Bertrand in Paris anno 1884 begründet hatte [16]. Auf der geologischen Karte betrachtet, scheint die Verteilung der Gebirgsmassen diese Annahme auf sehr einfache Art zu bestätigen; über der Tertiärzone, welche das autochthone Gebirge bedeckt, folgen fast unmittelbar die älteren, jurassischen Kernmassen der Faltendecke, indem die Kreidesedimente des umgekehrten Mittelschenkels zum grossen Teile ausgequetscht sind, aber wahrscheinlich durch Detailaufnahmen stellenweise unterschieden werden können. Vor diesen jurassischen Gebirgstteilen, welche vom Schildhorn bei Müren über das Faulhorn bis zum Urirotstock reichen und von da bis zum Mürtschenstock und an den Rhein bei Sargans sich verfolgen lassen, breiten sich ausgedehnte, in scheinbar

regelmässige Falten geworfene Kreidegebiete aus; sie reichen vom Briener- und Thunersee bis an den Rhein und umfassen hier Säntis und Churfirsten. Eine breite Mulde, gleich einer regelmässigen Synklinale, welche von Habkern, ob Interlaken, über Sarnen, Schwyz, Näfels bis Amden und Gams am Rheintal streicht, ist besonders wichtig, weil in dieser Einsenkung grössere Klippen (Deckschollen) mit Mediterranfazies und zahlreiche exotische Blöcke vorkommen. Dieses Kreidekettengebiet wäre somit als die den Jurakernen vorgelagerten Falten der höheren Schichtenlagen zu deuten, was durch den Bewegungsprozess bei der Entstehung einer liegenden Faltendecke, deren *Fussteil höher liegt als der Frontalrand*, leicht begreiflich ist. Das bekannte Profil der Tours Sallières- und Dent du Midi-Falte veranschaulicht in reduziertem Masse, was wir hier in fast vervierfachter Breite vor uns haben. Doch liegen die Sachen noch viel verwickelter als dort, wo die Teilfalten dem Frontalrand entlang nur als Einbuchtungen auftreten. Die ungeheure Entwicklung dieser grossen Deckfalte hat zur Bildung von mehreren Teilfalten oder eigentlichen Teildecken Veranlassung gegeben, an deren Aufbau im jetzigen Zustande oft nur *Kreidesedimente* teilnehmen. Eigentlich handelt es sich um eine grosse Teildecke, welche sich selber wieder in drei Lappen teilt. Dieselbe wird dadurch sichtbar, dass sich zwischen den isoklinal fallenden Kreidesedimenten plötzlich Tertiär einschaltet, welches aber nicht etwa von oben nach unten sich einkeilt, sondern von unten nach oben aus der *liegenden Tertiärmasse auftaucht*. So zeigt sich von Grafenort an über den Schoneggpass, Isental, Sisikon, Riemenstalden, Muottatal, Pragelpass, Klöntal,

Deyenalp und Näfels eine Tertiärzone, welche sich vom letztern Ort an unter der wie ein Schild darauf liegenden *Neuenalpdecke* durchzieht und dann nördlich vom Walensee die Churfürsten unterteuft. Da nun jenseits der Mulde von Amden-Wildhaus-Gams die Säntisfalten, mit nicht weniger als 6 Aufwölbungen, in aufsteigender Richtung zum Vorschein kommen, so ist offenbar, dass hier diese obere Decke zuerst nach Norden eintaucht, um hierauf, genau wie ein nach gemachtem Kopfsprung wieder an die Oberfläche kommender Taucher, in aufrechter Stellung wieder zum Vorschein kommt; daher auch die merkwürdige Synklinalumbiegung zwischen dem *eintauchenden* Teile der Decke und dem wieder *auftauchenden* Stirnteil derselben. Solche aufbrandende Stirnrandfalten sind z. B. die Schratzenfluh, die der Aubriggräte, die Wageten, diese in einfacher Form, während Pilatus und Säntis noch mit Teilfaltungen kompliziert sind. Die jurassischen Kernteile dieser nur aus Kreideschichten bestehenden Falten liegen weit zurück und es scheint sogar, als ob die Kreideschichten vom liegenden Jurakern abgelöst und, sich viel weiter vorschiebend, selbständig gefaltet haben. Die Annahme einer sehr starken Auswalzung könnte ebenfalls diese ausserordentliche Streckung in einem gewissen Grade erklären; die an der so schön sichtbaren Dent du Midifalte gemachten Beobachtungen beweisen aber, dass erstere Erscheinung wirklich zutrifft; dafür spricht auch die verhältnismässig geringe mechanische Umformung der so unabhängig vom Jurakern gefalteten Kreidesedimente.

Es wurde eben erwähnt, dass die grosse Teildecke, welche sich von Grafenort nordostwärts bis zum Säntis erstreckt, noch drei weitere Teillappen auf-

weise; dieselben sind aufs deutlichste sichtbar im Gebiet der Schwyzer und Glarner Alpen. Hier zeigt sich, ganz ähnlich der Erscheinung am Col de Cheville, wo die Diableretsfalte sich über die Dent de Morclefalte legt, wie sich über dem muldenförmig eingesunkenen Randteil der tieferen *Glarnerdecke* (Deyenstock-Wageten) erstens die ebenso gebogene *Wiggis-Friedlisplizdecke* erhebt; über dieser liegt, wie in einem Teller, jenseits des Sulzalptälchens, die *Rädertendeckmasse*, über welche sich endlich, westwärts vom Wäggital, die *Drusbergdecke* schiebt. Dieselbe stellt den obern Lappen der grossen Teilfalte vor; derselbe setzt von da ostwärts vollständig aus, ebenso der Rädertenlappen; nur der tiefste der drei setzt über das Linththal hinüber und bildet die *Churfürsten-Säntisdecke*, wie dies aus den neuesten Beobachtungen von A. Heim und Sohn hervorgeht [17 und 18].

Die grosse Glarnerdecke, mit ihrem weit vorgeschobenen Jurakern, zu welchem sich noch in grosser Mächtigkeit Trias und Verrucano gesellen, kontrastiert somit scharf gegenüber dieser obern nur kretazischen Teildecke. Dieses Verhältnis ist ganz besonders deutlich zu ersehen in der Aufeinanderfolge der Schichtenkomplexe am Glärnisch, dessen Pyramide aus den drei Lappen der obern Teildecke, in welchen nur Kreide vorkommt, dessen Sockel aber aus der Glarnerdecke mit Jura, Trias und Perm, bis in das liegende Tertiär, herausgeschnitten ist. Ein ebenso bedeutungsvoller Umstand, welcher die Glarnerdecke als wirkliche und einzige Hauptdecke bezeichnet, ist das Vorhandensein von mehreren Schuppen im Verrucano derselben. Dieser Schuppenbildung im Kernteile der Falte ist es vielleicht zu verdanken, dass in der Kreidebedeckung ein

intensiver Vorstoss sich geltend machte, wodurch die obere Teilfalte mit ihren drei Stirnlappen entstand. Anstossen und Anprallen der sich entwickelnden Glarnerdecke gegen die miocänen Nagelfluhmassen (Wageten) waren wohl die Ursache beider Erscheinungen, wodurch einerseits differentialer Schub und andererseits Überhöhung entstand.

Der weiter oben hervorgehobene Umstand, dass die Entwicklung der vier sich überdeckenden Falten zwischen Dent de Morcles und Wildhorn auf entsprechend umgekehrte Weise geschieht, wie das Hervortreten der als drei Teilfalten oder Lappen beschriebenen Decken zwischen Drusberg und Näfels, unter welchen die Glarnerdecke zum Vorschein kommt, könnte der Vermutung Raum geben, es handle sich hier um das Wiederauftauchen der bis dahin überdeckten Falten der Westalpen. Ich glaube nicht, dass dem so sei; jene Falten gleichen sich offenbar in der Tiefe aus, während es sich hier nur um höhere Teildecken handelt. Die Entstehung der einfachen Dent de Morclefalte aus der Verschmelzung von mindestens sechs deutlichen Falten ist ein beweisführendes Attest zugunsten dieser Deutungsweise.

### **Die Präalpen der Stockhorn-Chablaiszone und die Klippen.** (Freiburger Alpen nach Steinmann.)

Der Bau dieses Alpengebietes, über dessen allgemeine Lage in den einleitenden Worten zu diesem Vortrag ich mich schon ausgesprochen habe, ist schon zu wiederholten Malen eingehend beschrieben worden, so dass es geboten ist, dieses Thema nur kurz zu erwähnen. Der Übersicht halber sei hier daran erinnert, dass dieses voralpine Gebiet durch seinen Kontrast mit

seiner Umgebung (Faziesverschiedenheit) äusserst auffällt; dazu gesellt sich die tektonische Lage desselben. In dieser Hinsicht sei hier folgendes hervorgehoben:

Die Präalpen der Chablaiszone zeigen vom Tal der Arve-Giffre an bis an den Thunersee, woselbst dieses Gebiet aussetzt, einen merkwürdig symmetrischen Bau. Vom Molasseland ausgehend findet man sukzessive folgende, sowohl tektonische als auch stratigraphische Einheiten:

1. *Schiefriger Flysch* mit eingefalteten und eingeklemmten *mesozoischen Fetzen* in sehr verwirrttem Zustande, meist in Form von Schuppen und Linsen. Das Mesozoicum besteht aus hellrötlicher oder weisser oberer Kreide, mächtigem Neocom, an helvetische Fazies anklingend, oberer Malm als weisser Kalk ausgebildet, unterer Malm in Form von knolligen Birmensdorferschichten und mächtige Oxfordmergel (Divesien). Dogger, Lias und Trias kommen seltener und nur in zerstreuten Fetzen vor.

2. *Gurnigelflysch*. Teils schiefbrig, teils als grobkörniger Sandstein (Gurnigelsandstein) mit exotischen Granitblöcken entwickelt.

3. *Mediane Präalpen* oder *Kalkketten*. Sie bilden den hauptsächlichsten Teil des ganzen Gebietes. Die äussere Zone mit vollständiger Schichtenreihe bildet regelmässige Faltenzüge, während die innere Zone mit gleichförmig massigem Malm ohne Neocom, mit fehlendem Lias und reduziertem oder fast fehlendem Dogger (Mytilusschichten), von häufigen Verwerfungen, Überschiebungen und Schuppenbildungen betroffen ist. Rote Kreide findet sich durchweg nördlich auf Neocom, südlich auf Malm. Zwischen beiden Zonen dehnt sich eine breite Synklinale aus, in welcher eine be-

deutende Flyschausfüllung liegt. Im ganzen Umkreis liegen die Sedimente *anormal*, mit den ältesten Schichten zuunterst, auf Flysch, weshalb angenommen werden muss, es sei das ganze Gebiet in dieser Lage, also wurzellos!

4. *Niesenflyschzone*. Sehr breites und hoch erhobenes, oft merkwürdig gefaltetes Gebiet, von oft schiefrigem Flysch mit oft vorherrschenden Sandsteinlagen (Niesen-sandstein) und groben Breccien und exotischen Blöcken (Äquivalent des Gurnigelflyschs).

5. *Sattelzone*. Eine sich der Abdachung der Hochalpen mit helvetischer Fazies entlang hinziehende Zone, deren Zusammensetzung durch schiefrigen Flysch und zahlreiche sehr verwickelte Einschaltungen von mesozoischen Schichtenkomplexen charakterisiert ist. *Die mesozoischen Gebilde gehören denselben Faziesarten an wie die der Zone 1*; die älteren Stufen sind aber viel häufiger vertreten, wie auch der Flysch weniger vorherrscht; derselbe ist oft in deutlicher Wechsellagerung mit dem Mesozoicum. Unter letzterem treten besonders Triasgips und Dolomit, dann Oxfordschiefer hervor; Lias und Dogger sind stellenweise auch in ausgedehnten Massen vertreten.

Diese mesozoischen Fetzen und Schuppen sind es, welche auf die deutlichste Weise mit den Deckschollen der oben besprochenen Mont Bonvindecke zusammenhängen. Die auf Nummulitenschichten liegenden Juraschollen des Laufbodenhorns, des Rohrbachsteins, des Scex-Rouge, sowie des merkwürdig gebauten Rawilhorns, enthalten dieselben Malm- und Oxfordschichten. Der Zusammenhang dieser, von Ischer ganz richtig, zwar mit etwas Übertreibung ihrer Ausdehnung, kartierten Deckschollen, mit dem Rand der Mont Bonvindecke, wird durch eine sich unter dem

Plaine - Mortegletscher hindurchziehenden Malmdecke vermittelt.

Aus diesen Beobachtungen geht hervor, dass die mesozoischen Fetzen der Sattelzone zum grossen Teile von der Mont Bonvinfalte herrühren; da nun ebenfalls die äussere Präalpenzone dieselben Formationsglieder enthält, so erhellt auf unzweifelhafte Weise, dass die mesozoischen Fetzen und Schuppen der äusseren Gurnigelzone ebenfalls bei der Überschiebung der mittleren Voralpendecke von der Mont Bonvindecke abgerissene und in den Flysch eingeknetete Sedimentfetzen sind. Die äussere Gurnigelzone schiebt mit ihrer Flyschbedeckung keilförmig unter die Schichten der Präalpendecke; dasselbe geschieht seitens der Sattelzone und der sie überlagernden Niesenflyschmasse, so dass anzunehmen ist, dass sich unter den Kalkketten hindurch, mit allerdings sehr verminderter Mächtigkeit, die Zone 1 mit 5 und der Gurnigelflysch (2) sich mit dem Niesenflysch (4) verbinden. Die Zonen 1 und 2 bestehen aus *vorwärtsgeschobenen*, die Zonen 4 und 5 aus *zurückgebliebenen* Teilen der Mont Bonvindecke (bei 5 auch Teile der Decke 3) und der dieselbe ursprünglich bedeckenden Flyschmasse; 1 und 2 gehören also faziell zum Teil nicht zu den Präalpen, sondern zur Mont Bonvinfalte, in welcher sich ein Übergang von helvetischer zur Glanzschieferfazies einstellt.

Zu bemerken ist noch hier, dass die Anhäufung von triadischen und unterjurassischen Formationsfetzen in der Sattelzone zurückgebliebenen Teilen der mittleren Präalpendecke (3) zuzuschreiben ist.

Die allerseits anormale Auflagerung der mittleren d. h. der eigentlichen Präalpendecke auf dem dieselbe umrandenden Flysch, das fast absolute Fehlen eines

umgekehrten Mittelschenkels, bildet seitens dieser Gebirgsmasse einen frappanten Kontrast gegenüber den wohl ebenso ausgedehnten Deckfalten der Alpen mit helvetischer Fazies; sogar die Glarnerdecke, welche an horizontaler Ausbreitung die Stockhorndecke weit übertrifft und mit einer ausgeprägten Schubfläche auf dem gefalteten Flysch liegt, weist der Überschiebungsfläche entlang allerdings sehr ausgewalzte Reste des Mittelschenkels auf. *In dieser Beziehung kann die Überschiebung der Chablais-Stockhornzone nicht mit den Überfaltungen der Alpen mit helvetischer Fazies in unmittelbarem Zusammenhang gebracht werden.*

Die Mont Bonvindecke hat allerdings, aber nur zufälligerweise, einen tektonischen Beitrag zu den Präalpen geliefert; *sie ist aber keineswegs als eine Wurzel der eigentlichen Stockhorndecke zu betrachten.* Diese letztere Decke hat einen weit mehr südlich gelegenen Ursprungsort, der sicher *südlich von der Glanzschieferzone zu suchen ist*, während die Mont Bonvindecke nördlich derselben wurzelt.

Die **Hornfluh- und Chablaisbreccien-Gebiete** sind hier noch zu erwähnen, obschon über deren Lage und Zusammensetzung schon genügend berichtet worden ist. Aus Sedimenten der Trias-, Lias- und Kreidezeit legen sich mehr oder weniger ausgedehnte Fetzen, im Chablaisgebiet sogar eine eigentliche Decke, über die mittlere Zone der Präalpen, *wobei die grosse zentrale Flyschsynklinale nicht überschritten wird.* Der Nordrand der Brecciendecke, wo eine richtige frontale Umbiegung vorhanden ist, stösst meist an diese Flyschmasse an. In südlicher Richtung dehnen sich die Breccienschollen bis an den Südrand der Kalkdecke aus, dieselbe direkt, meistens aber mit einer schiefriegen Flyschzwischen-

lage berührend. Im Chablais überdeckt dieselbe sogar die hier auch sehr schwach entwickelte Niesenflyschzone und reicht bis an den Fuss der Dent du Midi.

Diese auf den Präalpen liegenden Reste einer früher von der Aare bis an die Arve reichenden *höheren Decke müssen einen noch mehr südlich gelegenen Ursprung haben, als die Stockhorndecke.*

Hervorzuheben sind noch die häufigen kristallinen exotischen Blöcke, welche fast ausschliesslich in der Nähe, d. h. vor, über oder unter der Brecciendecke sich vorfinden. Im Gegensatz zu den Gurnigel- und Niesenflyschblöcken gehören diese basischen Gesteinen, Serpentin, Gabbro, Ophit etc. an.

Auf dieses Vorkommen und das Vorhandensein von Radiolariten hat Prof. Steinmann die Ansicht aufgestellt, dass über der Brecciendecke noch eine dritte Decke sich erstreckt haben müsse (Rhätische Decke), wozu verschiedene Befunde in den Graubündner Alpen triftige Gründe geliefert haben.

In ihren Verlängerungen nach S-W und N-O lösen sich die Decken der Chablais-Stockhornzone in **Klippen** auf, d. h. Trümmer der früher vom Annecysee bis über den Rhein sich erstreckenden Überschiebungsdecke, wobei die in deren Gesellschaft auftretenden exotischen Blöcke die Zwischenräume gleich Leitzeichen ausfüllen. Ich erinnere nur an das Blockgebiet der Habkernmulde, die bis zu den Giswilerklippen führt; dann die Stanser- und Buochserhorn-Klippen, die Mythen und die Klippen und exotischen Blöcke der Umgebung von Iberg; dieselbe Mulde, welche diese Klippen vom Habkernthal bis Iberg einschliesst, ist es auch, in welcher gegen Osten über Wildhaus

bis Gams eine Reihe von exotischen Vorkommnissen (Berglitenblock etc.) bis in das Rheintal hinüberführen.

### **Rhätikon und Ostalpen.**

Unsere Beobachtungen haben uns bis an den Fuss der Ostalpen am Rhein geführt. Sowohl die Verfolgung der kristallinen Gebiete, als die der Faltendecken im nördlichen sedimentären Randgebiet lassen einen konvergenten Zusammenstoss aller dieser tektonischen Elemente der Schweizer Alpen in der Richtung der Rheinlinie am Fusse des Rhätikons erkennen.

Alle kristallinen Zonen tauchen vor der Rheinlinie unter die Sedimentdecke von meist Glanz-(Bündner-)schiefer-Fazies. Die südlicheren kristallinen Decken, soweit sie nicht auch untertauchen, ziehen sich als mächtige schwimmende Massive bis auf die Höhe des Rhätikons. Am Fusse dieses Grates tauchen sowohl der Wurzelteil, als auch der Stirnbogen der grossen Glarnerfalte unter, was zu der Theorie der Glarner Bogen- oder Ringfalte Veranlassung gegeben hat (Lorenz) [19]. Die Stirnfalten der Säntisdecke allein streichen unbehindert nach N-O bis in das Vorarlberg, woselbst deren Verlängerung ein fast regelmässig gebautes Faltengebirge zu bilden scheint, obschon die Deckennatur derselben nach dem, was wir jetzt wissen, kaum mehr in Zweifel gesetzt werden kann.

Zwischen der untertauchenden Glarnerdecke am Fläscherberg und der Fortsetzung der Säntisfalten bei Feldkirch erhebt sich auf dem Ostufer des Rheins der Rhätikon, gleich einer Bastion der Ostalpen. Neuere Untersuchungen verschiedener Schüler von Prof. Steinmann [20—26] haben gezeigt, dass der Rhätikon nicht, wie man auf den ersten Anblick anzunehmen versucht

sein könnte, in seiner ganzen Masse eine Fortsetzung der Klippendecke ist, sondern dass über der untertauchenden helvetischen Fazies die Glieder der verschiedenen Decken der Chablais-Stockhornzone unterschieden werden können, während in dem oberen Teil desselben eine neue Überschiebungsmasse in mehreren Schuppen oder Decken enthalten ist, welche einerseits mit den Kalkbergen des Engadins und den übrigen Bündner Kalkbergen in Verbindung steht, und sich andererseits unvermittelt mit den Decken der Ostalpen verbindet. Wie ersichtlich liegt der Vorsprung dieser ostalpinen Überschiebungsdecke in der östlichen Fortsetzung der Wildhaus-Gamser Mulde. Die Fazies derselben ist von der helvetischen Schichtenentwicklung scharf verschieden; die Klippenfazies bildet einen Übergang oder Zwischenglied.

Zwischen dem den Fläscherberg bedeckenden Flysch und der ostalpinen Decke des Gipfelteiles des Rhätikon finden sich folgende drei Elemente von Deckfalten in unsäglich verquetschter und zusammengeschobener oder ausgewalzter Form:

1. Die *Falknisdecke*, aus Schuppen von Jurakalken (Tithon und kristalline Falknis-Breccie) mit den so charakteristischen roten Kalken und Schiefern der obern Kreide (*couches rouges*). Diese Schichten entsprechen der Klippendecke (mittlere Präalpen).

2. Die *Brecciendecke*, welche der Hornfluhbreccie entsprechen soll.

3. Die *rhätische Decke* mit Aptychenschiefern, Radiolaritschichten und basischen Eruptivgesteinen.

Darüber folgt die *ostalpine Decke*, welche den oberen Teil des Rhätikon aufbaut und vorerst aus verschiedenen Stufen der ostalpinen Trias und Lias besteht,

während sich weiter südwärts und ostwärts kristalline Gesteinsmassen hinzufügen. In dieser Hinsicht entsprechen die ostalpinen Decken den südlichen kristallinen Deckmassiven der Walliser Alpen, mit dem Unterschied, dass hier die Sedimente mehr zurücktreten, die Zone der Pietre verdi ausgenommen.

### **Zusammenfassung.**

Aus den besprochenen Verhältnissen geht hervor, dass die Alpenkette sowohl in deren tiefen kristallinen Teilen, als besonders in den sedimentären Gebieten der nördlichen Zone einen ausgesprochenen asymmetrischen Bau hat. Derselbe ist daraus hervorgegangen, dass die ursprünglich wohl symmetrisch angelegten Faltungen sich in steilstehende Büschel zusammendrängten, welche, von Süden nach Norden tortschreitend, sich immer wie höher aufstauten.

Diese Überhöhung hatte zur Folge, dass diese Falten nach Norden abglitten und sich durch die Bewegung selbst, sowohl als infolge der Überlastung der darüber sich häufenden Decken, in die Länge streckten, so dass die weit ausgedehnten Faltendecken entstanden. Die Präalpendecken sind viel eher als ursprüngliche Überschiebungen zu deuten, welche sich auf den nördlich davon erst später entstandenen und sich nach und nach umlegenden und ausquetschenden Falten der helvetischen Fazies nach Norden abgleitend bewegten und so, von ihrem Wurzelgebiet vollständig abgetrennt, bis weit über den eigentlichen Rand des Miocänbeckens hinauswanderten.

Die Wurzelzonen der Falten helvetischer Fazies liegen vor, zwischen und auf den kristallinen Fächermassiven der nördlichen Reihen bis an den Rand der Glanzschieferzone. Diese letztere ist einem -uez

tralen Synklinalbecken zu vergleichen, über welches die südlichen Gneissdecken überschoben wurden, so dass die von denselben abhängenden Sedimentmassen um so leichter auf die sich nördlich bildenden helvetischen Falten gelangen konnten. Diese Überlagerung der Präalpendecken über den helvetischen Falten fand *vor* der vollständigen Entwicklung dieser letztern statt, was durch das Einfalten von Fetzen der Klippen- oder Mont Bonvindecke zwischen die Falten der darunter liegenden helvetischen Decken bewiesen wird. Es ist ebenfalls augenscheinlich, dass die Teildecken und die Frontallappen, ebenso die oberflächliche Faltung der Decken, erst nach dem Umkippen derselben, während dem Abgleiten nach Norden stattfand. Diese Bewegungsart stimmt ebenfalls mit der bogenartigen Anordnung dieser Falten und der Erscheinung der Ablösung der Kreidesedimente von dem jurassischen Faltenkern und die von diesem unabhängige Faltung derselben. Ein einfaches Abgleiten einer Sedimentdecke von einer kristallinen Unterlage in Form einer schiefen Ebene kann zu einer Faltendecke Veranlassung geben.

Die Entwicklung der helvetischen Deckfalten scheint oft unter zunehmender Belastung stattgefunden zu haben, was ganz gut seine Erklärung darin findet, dass die Klippendecken sich darüber weg bewegten, ebenso wenn über einer gegen einen Widerstand anprallenden Decke, eine oder mehrere Teildecken entstanden und sich auftürmten.

Die Decken der Chablais-Stockhornzone (Klippendecke, Brecciendecke, Rhätische Decke) haben als Wurzelgebiet die südlich der Glanzschieferzone liegenden Gneissgebiete (Deckmassive), woselbst ähnliche Sedimentrelikte, sowie die kristallinen Gesteine der

Klippenzone noch vorhanden sind. Noch südlicher, in der Nähe oder jenseits der Amphibolitzone von Ivrea, ist das Wurzelgebiet der Ostalpendecken zu suchen.

Die Entwicklung dieser drei Falten- bzw. Deckenzonen ist als eine von Süden nach Norden fortschreitende Erscheinung aufzufassen, wobei die südlichen, früher aufgestauten Falten auf die nördlichen, in Entwicklung begriffenen, gewisse Einwirkungen ausübten. So haben die über die helvetischen Faltendecken hinweg gleitenden Stockhorn- und Chablaisdecken gleich einer Druckwalze gewirkt, indem dieselben die ausserordentliche Streckung der Schichten bewirkten, während in diesen oberen Decken selber die mechanische Umformung eine sehr geringe ist.

Es ist weiterhin zu bemerken, dass die Einsenkung zwischen den westlichen und den östlichen kristallinen Fächermassiven einer Stelle entspricht, wo die Deckmassive am meisten nach Norden vorgreifen, woselbst ebenfalls die Präalpendecken am weitesten über die Molasse vorgeschoben wurden. Desgleichen fällt mit dem Untertauchen der Aar- und Gotthardmassive das Vordringen der ostalpinen Decken zusammen. Am Rhätikon liegen wohl die drei unterschiedenen Deckensysteme übereinander. Es ist zwar möglich, dass mit der Entwicklung der ostalpinen Überschiebungen die westalpinen an Amplitude abnehmen; wie weit dies wirklich der Fall ist, kann noch nicht entschieden werden.

Aus den Profilen ist noch ersichtlich, dass der Entwicklung grosser Faltendecken im Sedimentärgebirge ebenso bedeutende Horizontalbewegungen im Kristallinen entsprechen müssen, ausgenommen für die Bewegungen, welche als Ursache die direkte Wirkung der Schwerkraft, im Sinne eines Abgleitens haben. Dieser

gar oft unterschätzte Einfluss ist besonders beim Umkippen von steil stehenden, zusammengedrängten Falten als wichtiger Faktor zu betrachten. In tatsächlicher Beziehung zu diesem Vorgange ist der Umstand, dass die Wurzelteile der Deckfalten immer sehr steil stehen, während die Falten selber sich horizontal ausbreiten oder gar kopfüber absinken.

Bekanntlich erklärt sich die jetzige tiefe Lage der südlichen Alpen durch die gewaltigen nachträglichen Einsenkungen dieses Gebietes.

### **Schlusswort.**

Wenn auch heute ein fest begründetes tektonisches System der Alpen aufgestellt werden kann, so ist dies eigentlich nur ein erster Versuch, an dem gar vieles noch zu vervollständigen ist und wohl auch ebenso viel zu korrigieren sein wird. Es ist in grossen Zügen ein der Wirklichkeit nur im Prinzip ähnliches Bild.

Die endgültigen Beweislieferungen sind der Zukunft vorbehalten. Jeder Grat der Alpen enthält noch neue Rätsel, aus deren Lösung erst nach langen Forschungen ein vollständig richtiges Bild des alpinen Gebirgsbaues zusammengestellt werden kann. Deshalb bin ich weit entfernt, zu denken, dass unsern Nachfolgern nichts mehr zu entdecken übrig bleiben wird. Auf unsere jetzigen Kenntnisse gestützt, wird erst von nun an recht lohnende Arbeit verrichtet werden können!

---

## Wichtigste zitierte Literatur.

1. *H. Schardt*, Sur l'origine des Préalpes romandes. Archives, Genève, XXX, Dezember 1893.
2. *H. Schardt*, Die exotischen Gebiete etc. Vortrag, gehalten in Engelberg, *Eclogæ géol. helv.* V, p. 233, 1898.
3. *M. Lugeon*, Sur l'origine des Préalpes romandes. — Réponse de H. Schardt. C.-R. *Soc. Vaud. Sc. Nat.* 15. Mai 1895.
4. *Renevier* et *Lugeon*, Chablais et Faucigny-Nord. C.-R. *Soc. Vaud. Sc. Nat.* 2. Nov. 1892. — *Lugeon*, Brèche du Chablais, *Dissertation*, 1896.
5. *M. Lugeon*, Les grandes dislocation des Alpes de Savoie. — Observations de H. Schardt, C.-R. *Soc. Vaud. Sc. Nat.*, 6. Mai 1896.
6. *H. Schardt*, Les régions exotiques du Versant N. des Alpes suisses. *Bull. Soc. Vaud. Sc.* XXXIV, 1898.
7. *E. Haug*, Les régions dites exotiques du versant nord des Alpes suisses. *Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.* XXXV, 1899.
8. *H. Schardt*, Encore les Régions exotiques. Réplique à M. Emile Haug. Ebd. XXXVI. 1900.
9. *E. Haug*, Remarques sur la communication de M. Lugeon. C.-R. *Soc. géol. France*, I, 1901. Id. 17. Févr. 1902.
10. *Steinmann*, Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. *Ber. nat. Ges. Freib.* 1905.
11. *Lugeon*, Les grandes nappes de recouvrement etc. *Bull. Soc. géol. France*. I. 1901.
12. *Termier*, Nappes et synthèse des Alpes. *Bull. Soc. géol. France*. III. 1903.
13. *Schardt*, Profil du massif du Simplon. *Eclogæ géol. helv.* VIII. 1904.
14. *Lugeon* et *Argand*, Plis du gneiss des Alpes. C.-R. *Acad. des Sc. Paris*. 15 et 29 Mai 1905, 26 Mars 1906.
15. *Alb. Heim*, Gneisslappen des Tessinermassives. *Naturf. Ges. Zürich*. LI. 1906.
16. *M. Bertrand*, Alpes de Glaris. *Bull. Soc. géol. France*. XII. 1884.

17. *Arn. Heim*, Glarner Überfaltungsdecken. *Deutsche geol. Ges.* 1905.
18. *Alb. Heim*, Das Säntisgebirge. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*. N. F. XVI, 1905.
19. *Lorenz*, Fläscherberg. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*. N. F. X, 1900.
20. *Lorenz*, Südlicher Rhätikon. *Berichte Freiburg i. Br.* XII. 1901.
21. *Hoek*, Plessurgebiet um Arosa. *Ebd.* XIII. 1893.
22. *Paulke*, Antirhätikon. *Ebd.* XIV. 1904.
23. *Schiller*, Lischannagruppe. *Ebd.*
24. *v. Seidlitz*, Östlicher Rhätikon. *Ebd.* XVI. 1906.
25. *Schiller* und *Zöpplitz*, Piz Lad-Gruppe und Oberengadin. *Ebd.* XVI, 1906.
26. *Hoek*, Zentrales Plessurgebiet. *Ebd.* XVI. 1906.
27. *Rothpletz*, Geologische Alpenforschungen. I. Grenzgebiet zwischen Ost- und Westalpen und Rhätische Überschiebung. 1900. — II. Ausdehnung und Herkunft der Rhätischen Schubmasse. 1905.

