

## Die Bedeutung der Liasbreccien im Unterostalpin Südbündens.

VON H. G. Steinmann.

(Mit 2 Textfiguren.)

In der viel umstrittenen Grenzregion zwischen Ost- und Westalpen, die sich vom Puschlav im Süden durch Oberengadin und Oberhalbstein bis ins Rhätikon und nach Oberstdorf hinaus erstreckt, ist der Lias eines der wichtigsten Formationsglieder. Ist er doch meist nicht nur recht mächtig, sondern dazu in sehr wechselnder und doch leicht kenntlicher Fazies entwickelt. So eignet er sich besonders zu faziellen Vergleichen und Unterscheidungen zwischen den verschiedenen tektonischen Zonen, deren Beziehungen sich ja aus dem komplizierten tektonischen Befund allein oft nicht eindeutig ergeben.

Im „Penninikum“ ist der Lias i. a. in der charakteristischen Form der Glanzschiefer entwickelt. Aber nicht den durch diesen Namen bezeichneten Grad der Metamorphose sollte man im Zweifelsfall zum entscheidenden Merkmal des mittelalpinen (penninischen) gegen den ostalpinen Lias machen. Einerseits nämlich kommen in den kalkarmen Teilen der Liasschiefer der Errdecke gelegentlich Metamorphosegrade vor, die kaum hinter denen mancher echter Bündnerschiefer zurückstehen. Andererseits hat uns CORNELIUS (7, S. 10ff.) im Westhang der Errgruppe oberhalb Flix einen Sedi-mentzug kennen gelehrt, dessen Lias in Allgäuschieferfazies vorliegt, der aber ganz in Serpentin eingewickelt ist und durch seinen herrlichen Normalkontakt mit Serpentin seine Zugehörigkeit zur Platta- decke zweifelsfrei zu erkennen gibt<sup>1)</sup>. Der Metamorphosegrad der Liasschiefer ist also durchaus kein hinreichendes Kennzeichen, um Mittelalpin (Penninikum) und Ostalpin zu unterscheiden. Sehen wir zu, ob es nicht bessere Unterschiede in der Ausbildung des Lias gibt.

Die wesentlichen Merkmale des unterostalpinen Lias, wie sie im folgenden an Hand typischer Profile aufgezeigt werden sollen, sind 1.: Das Auftreten einer reinen Kalkfazies an der Basis

<sup>1)</sup> CORNELIUS stellte 1923 das erwähnte Vorkommen in seine Schiefer- Hornstein-Zone, die er neuerdings (8) als Carungasdecke abtrennt und ins Ostalpin stellt. Vergleicht man seine leider nur kurze Bemerkung hier- über aber mit den Ausführungen STAUBS (18, S. 101f.), so wird klar, daß unser Vorkommen mit dem Serpentinkontakt nicht mit in die neue Carungasdecke übernommen werden soll. Diese schließt sich im Westhang des Err vielmehr der über den Ophiolithen liegenden Liaszone an, die zu den Castellins hin- aufzieht.

neben der Schiefer-(Mergel)-fazies, 2.: Das Auftreten bestimmter wohlcharakterisierter Breccientypen. Beide Merkmale fehlen in der Tat nicht nur der Suretta- und Margnadecke — denn die Averser Breccien vom Dolintyp (16, S. 495) haben anderen Charakter — sondern auch der erwähnten Juraschieferzone im Serpentin ob Flix. Auch hierin sehe ich einen Grund gegen deren Zuweisung zum Ostalpin.

Die dem ganzen ostalpinen Jura eigene scharfe Trennung von Kalk- und Mergelfazies läßt sich auch im unterostalpinen Lias durchführen, wenn man nur die Grenze richtig legt. Zur Kalkfazies zählen dabei lediglich die klotzigen, tonfreien, hellen, oft rötlichen

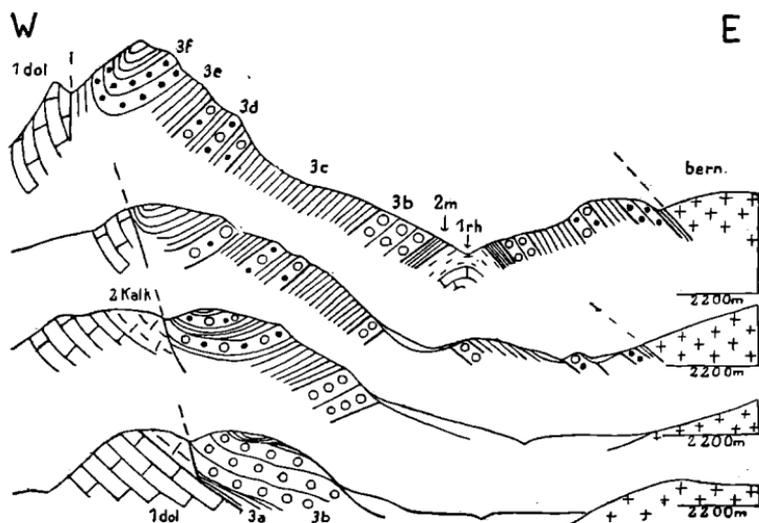


Fig. 1. Profilsreihe durch den S-Grat des P. Bardella und das untere Val d'Agnelli, Ca. 1:17000. 1. = Trias: dol. = Dolomit, wahrscheinlich Hauptdolomit, rh = Rhät. 2. = Unterlias: Kalk = Kalkfazies, m = Kieselkalk- und Mergelkalkfazies. 3. = Höherer Lias und unterer Dogger. a, b usw. siehe Text. bern = Kristallin der Berninadecke.

oder scheckigen Kalke, häufig mit Belemniten und Echinodermen, ähnlich den Typen Hierlatz, Arzo, Steinsberg. Die grauen, ziemlich dunklen, plattigen Gesteine dagegen rechne ich ebenso wie die bankigen, dunklen Kieselkalke zur Schieferfazies, sind sie doch auch im Oberostalpin stets mit Fleckenmergeln, nicht mit Hierlatz- oder Adnetherkalcken verknüpft. Die basale Kalkfazies liegt transgressiv, meist auf Hauptdolomit, seltener auf Rhät, die Schieferfazies dagegen entwickelt sich, wo sie die Basis bildet, oft normal aus Kössener Schichten.

Am besten zeigt diese Verhältnisse das bekannte Profil von Val d'Agnelli und Piz Bardella NW vom Julierpaß. Schon THEOBALD (20, S. 62 f.) hat die Bedeutung dieses Punktes erkannt

und die ersten Profile gegeben. Später haben G. STEINMANN (19), ROTHPLETZ (12, S. 104) und zuletzt CORNELIUS (6, 7) Beschreibungen geliefert. Dennoch muß hier kurz auf einige Besonderheiten des Profils eingegangen werden. (Vergl. Fig. 1). Die nach SE unter die Berninadecke einfallende Trias-Jura-Serie, das normale Dach der Errdecke, ist am SE-Hang des P. Bardella zu einer flachen Mulde verbogen, in der der Lias besonders vollständig erhalten ist. Val d'Agnelli zeigt das typische Profil der Schieferfazies schon im unteren Lias, von unten nach oben:

1. Blau-schwarze, terebratelführende Rhätkalke.
2. Dunkle Kalke und Kieselkalke, letztere mit dicken Hornsteinschnüren.
3. Schiefer und Breccien (s. unten).
4. Radiolarit (Ober-Dogger bis Malm).

Die Kalkfazies des unteren Lias ist unweit SW von diesem Profil, am S-Grat des P. Bardella entwickelt:

1. Hauptdolomit, wohl gebankt, grau, hell anwitternd.
2. Ungebankter, heller Echinodermenkalk, transgressiv auf 1.
3. Schiefer und Breccien, wie oben.

Die Schichtglieder Nr. 2 dieser Profile sind stark verschieden. Der reine Kalk enthält z. T. Brocken von Dolomit eingeschlossen und ist häufig von weißen, oft rötlichen Schnüren durchzogen, an deren dicksten Stellen außer Echinodermenresten zahlreiche Belemniten sitzen. Es ist wohl kein Zweifel, daß diese Stelle (etwas über 2400 m SE Vairana) der untere Belemniten-Fundpunkt THEOBALDS gewesen ist (20, S. 62), nicht wie CORNELIUS meint, die dunklen Kalke des Val d'Agnelli. Die durchweg kleinen Belemniten gehören anscheinend alle zur Gruppe des acutus. Die Kalkfazies vertritt hier also bestimmt unteren Lias. Daß das gleiche auch für die Mergelfazies des Val d'Agnelli gilt, ergibt sich nicht nur aus deren engem Zusammenhang mit dem Rhät, sondern auch aus ihrer völligen Gleichheit mit den Angulatenschichten von ZOEPPRITZ (21).

Über diesen faziell verschiedenen Unterlias (Schichtglied 2 unserer Profile), stellenweise auch direkt über Hauptdolomit legen sich nun die höheren Teile des Lias, sowie wahrscheinlich unterer Dogger (Schichtglied 3) in einheitlicher Schiefer-Fazies, im Val d'Agnelli unmittelbar, am S-Grat des Bardella mit tektonisch verquetschtem Kontakt, so daß der Liaskalk die von E heranreichenden Schiefer schräg abschneidet<sup>1)</sup>. Interessant ist nun die Detailgliederung dieses Komplexes 3. zwischen unterem Lias und Radiolarit, die im ganzen Profil dieselbe ist:

<sup>1)</sup> Dieses Verhalten hat ROTHPLETZ (12) irrtümlich als primäre Diskordanz gedeutet.

3. a) Schwach brécciöse Schiefer, wenige Meter.
  - b) Untere Breccie. Mächtige Bankfolge grober Kalk- und Dolomit-Breccie mit ganz untergeordneten Schieferlagen.
  - c) Dünnpaltige, schwarze Schiefer mit Fukoiden, ebenflächig, meist kalkarm und oft sandig.
  - d) Mittlere Breccie. Grobe polygene Breccienbänke, stets deutlich durch Kalkschiefer getrennt. Den kalkalpinen Komponenten halten die kristallinen zum mindesten die Wage, sie sind aber völlig auf mäßig metamorphe Paragesteine, vorwiegend Glimmerquarzite beschränkt.
  - e) Schieferkomplex ähnlich c).
  - f) Obere Breccie. Geht aus e) dadurch hervor, daß sich zwischen die Schiefer zunächst Sandsteinbänke einlagern, die nach oben gröber werden. Feinkörnige, wenig mächtige Breccie mit vorwaltendem Kristallin, darunter auch Orthogesteine, namentlich ein Granit mit rötlichem Feldspat.
4. Der hangende Radiolarit ist nur noch E Val d'Agnelli erhalten.

Die drei Breccientypen b), d), f) unterscheiden sich scharf von den Basal-Breccien der Kalkfazies vom Typus Arzo-Steinsberg. Da ihr Bindemittel stets mergelig und grau gefärbt ist, so wittern die harten Kalk- und Dolomit-Komponenten etwas heraus und heben sich von der Grundmasse durch ihre hellere Farbe scharf ab. Auch sind die kompakten Bänke selbst in der unteren Breccie niemals so mächtig, daß das Gestein auf die Entfernung einen bankungslosen Eindruck macht, wie die reinen Kalke. Stets sind daher die Felswändchen von flacheren, vegetationsreichen Bändern unterbrochen. Aus den reinen Kalken dagegen wittern die Dolomitbrocken nicht heraus, ihre Oberfläche ist daher  $\pm$  glatt, fast vegetationslos und neigt zur Schrattenbildung. In der unteren Breccie wiegt Hauptdolomit als Bestandteil vor, doch stellen sich nach oben zu schon gelegentlich die Glimmerquarzite der mittleren Breccie ein. Diese letztere ist es, die dem Besucher des Val d'Agnelli mit ihren großen, hangab zerstreuten Blöcken sofort ins Auge fällt. Sie ist wohl meist gemeint, wenn im Unterostalpin von polygener Liasbreccie die Rede ist. Die Sandsteine und Schiefer, die die obere Breccie begleiten, verleihen dem Gestein einen etwas flyschartigen Habitus. Frische Stücke der Sandsteine geben beim Anschlagen einen charakteristischen, hellen Klang, sie zeigen noch einen gewissen Kalkgehalt, graue Farbe und feine, streifige Schichtung. In der Verwitterung entstehen braune, mürbe Sandsteine mit schwarzen, serizitischen Tonhäuten. Der ganze Komplex gleicht zum Verwechseln dem Saluver-Sandstein im N-Grat des P. Nair bei St. Moritz.

Dieses Profil möchte ich als Normalprofil für den unterostalpinen Lias Südbündens betrachten. Es besitzt wohl die größte

Vollständigkeit und zugleich so regelmäßige Lagerung, daß über die Einordnung der einzelnen Glieder kaum ein Zweifel möglich ist. Andere Profile lassen sich leicht in dieses Schema einordnen, so etwa die Beschreibungen, die CORNELIUS (6) für den Lias der Zone von Samaden gibt. Aus nördlicheren Teilen der Err-Decke stammt die mesozoische Zone, die sich an deren Basis durch den ganzen Westhang der Errgruppe hinzieht, die Oberhalbsteiner Schieferzone STAUBS. Ihre kristalline Basis ist zwar weniger vollständig, als es nach STAUBS Übersichtsskizze (18, S. 99) scheinen könnte, aber doch so deutlich, daß auch CORNELIUS (8) diese Zone heute als Carungasdecke abtrennt. Sie bildet im großen eine liegende

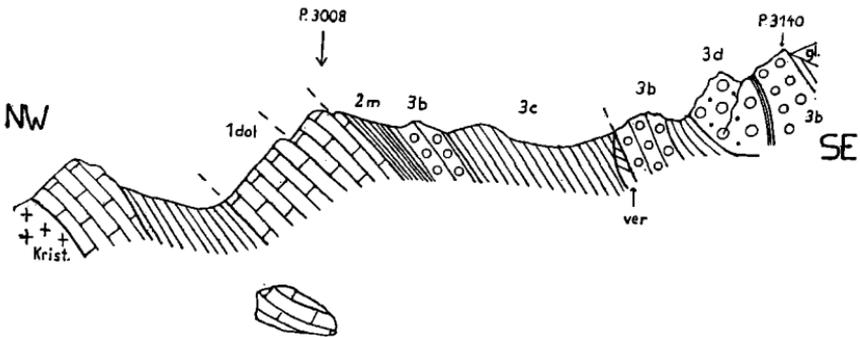


Fig. 2. Profilskizze längs des Castellinsgrats, ca. 1 : 14000. krist. = Err-Kristallin an der Basis der Carungasdecke. ver = Verrukano. gl. = Gletscher. Übrige Bezeichnungen wie Fig. 1.

Mulde, deren Mittelschenkel CORNELIUS schon früher als verkehrte Serie an der Basis der Errdecke beschrieben hat<sup>1)</sup>. Ihr Lias ist am besten zu sehen in dem freilich ziemlich verschuppten Profil längs des Castellinsgrates (vgl. Fig. 2, die jedoch die tektonischen Details nicht wiedergibt). Uns beschäftigt hier nur das Gratstück zwischen P. 3008 und P. 3140, es bietet ein treffliches Liasprofil, das sich leicht auf das vom Bardella beziehen läßt:

1. Triasdolomit, am Gipfel (P. 3008) verschuppt mit:
2. Schwarzen Kieselkalken und Schiefnern.

<sup>1)</sup> Vgl. Anm. 1, S. 281. Wenn ich CORNELIUS recht verstehe, nimmt auch er jetzt an, daß die Trias-Lias-Mulde zwischen Castellins-Kristallin und Errkristallin von oben und Norden eingetieft ist und nicht einem von unten eindringenden Keil der verkehrten Errserie entstammt. Auf die Gründe, die mich, wie offenbar schon STAUB, zu dieser Auffassung bringen, soll hier nicht eingegangen werden, da die Frage für das Folgende unwesentlich ist. Jedenfalls besteht zwischen Castellins- und Err-Kristallin eine liegende Mulde, vorwiegend aus Trias und Lias, einerlei ob man nun den Muldenschluß nach S in der Tiefe des Berges oder nach N in der Luft sucht.

3. b) Kalkdolomitbreccie mit zahlreichen Hornsteintrümmern, darüber eine Bank grau-grüner Kieselkalk.
- c) 100—150 m Liasschiefer, unten serizitisch, dann rauh und eisenschüssig, zuoberst mild, ebenspaltend, mit Fukoiden und dünnen Kalkbänkchen.

Nun folgt, etwas S des tiefsten Sattels, eine Schubfläche mit Verrukanoresten. Darüber beginnt die Liasserie wieder mit:

3. b) Kalkdolomitbreccie, hier mit weniger Hornstein.
- c) Schiefer, stark ausgedünnt.
- d) Polygene Breccie mit vielen, aber nur serizitisch-quarzitischen Kristallinbrocken.

Dies scheint hier das jüngste Glied zu sein. Darüber folgen wieder tiefere Liasschichten und Trias, die eigentliche verkehrte Errserie. Es ist ohne weiteres ersichtlich, daß die Glieder dieses Profils mit den gleich bezeichneten vom Val d'Agnelli übereinstimmen. Es fehlen die jüngsten Glieder e) und f), und auch die mittlere Breccie läßt sich vom N-Grat des Err nicht weit in die W-Wand hinaus verfolgen. Hier zeigt sich vielmehr ausschließlich untere Breccie b) ohne Kristallin, mit vorwiegendem Triasdolomit und Liaskalkschiefer als Komponenten, daneben Rauhwaacke, Rhät, schwarze Liashornsteine, Krinoidenkalke, gelegentlich auch reine Schieferbrocken führend.

Das Beispiel der Castellins zeigt, daß der Breccienfolge des Val d'Agnelli eine mehr als lokale Bedeutung zukommt. Es ist leicht, für diese Tatsache eine Deutung zu finden: Die Breccien stammen von der Abtragung eines zu Ende der Triaszeit auftauchenden, naheliegenden Rückens oder Inselkranzes. Erhebungen, die, von diesem Rücken getrennt, nur für kürzere Zeit aufragten, um dann wieder flach überflutet zu werden, wurden Bildungsorte der reinen Kalkfazies des tieferen Lias. Gleichzeitig bildete sich in den Senken, oft auf Rhät, die Mergelkalk- und Kieselkalkserie. Dann nahm die Zufuhr von detritogenem Material derart überhand, daß alles davon eingedeckt wurde. Der weitere Absatz entsprach genau der fortschreitenden Zerstörung des stets stärker herausgehobenen Rückens: Erst erscheinen nur Gesteine des unteren Lias und der Trias, dann, nach einer Zeit relativer Ruhe (Schiefer c)) daneben Gesteine, die wohl dem Paläozoikum angehören (mittlere Breccie d)), erst zuletzt in der oberen Breccie auch Granite und hochkristalline Schiefer, während die Zufuhr von mesozoischem Material jetzt ganz zurücktritt (obere Breccie f)). So spiegelt unsere Lias-Schichtfolge den ganzen Hergang bei der Abtragung eines mit wechselnder Intensität herausgehobenen Rückens. Die Überlagerung der oberen Breccie durch Radiolarit gibt uns zugleich die Gewißheit, daß der ganze Vorgang

um die Mitte der Jurazeit<sup>1)</sup> abgeschlossen war. Der Rücken muß verschwunden gewesen sein, an Stelle der Breccie bildete sich jetzt ein von terrigenem Material freier Abyssit.

Gerade dieses letzte Ergebnis ist es, das nun von großer Wichtigkeit wird, wenn wir damit andere, weniger sicher horizontierbare Profile aus dem S-Bündner Unterostalpin vergleichen. ARBENZ (1, 2) sucht in letzter Zeit wahrscheinlich zu machen, daß in unseren Gebieten alle Stufen des Jura, insbesondere der Malm, transgressiv in Breccienfazies auf älterer Unterlage liegen können. Das von ihm (2, S. 21) gegebene Profil des Arpiglia-Grats im Murtirölgebiet stellt jedenfalls sicher, daß die Konglomeratserie des Jura dort älter als Aptychenschichten ist. Im übrigen stimmt es auffallend mit unserer Gliederung vom Bardella überein. Auch er findet nämlich die gleiche Breccienfolge zwischen Trias und Aptychenkalk: erst Dolomitbreccie = untere Breccie, dann geringmächtige „Kristallinbreccie mit Dolomit“ = mittlere Breccie, endlich „rote Saluversandsteine und mächtige Kristallinkonglomerate“ = obere Breccie. Charakteristisch ist nach ihm „die, wie uns scheint, stratigraphische Verbindung der Saluergesteine mit Dolomitbreccie im Liegenden und Aptychenkalk im Hangenden“. Da die untere Breccie auch hier unmittelbar den Triasdolomit überlagert, so ist kein Grund, irgendwelche Abweichung vom Bardellaprofil anzunehmen und etwa den ganzen Komplex dem Oberjura zuzuweisen. Wir kommen vielmehr zum Schluß, daß auch hier, genau wie in der Err-Gruppe vorwiegend Lias und allenfalls Dogger vorliegt. Das Fehlen des Radiolarits und das Auftreten kristalliner Brocken noch im Aptychenkalk — wenn diese nicht, wie ZOEPPRITZ (21) meinte, tektonisch eingepreßt sind — beweist doch höchstens, daß die grob terrigenen Einflüsse hier lokal von etwas längerer Dauer waren.

Nur kurz sei darauf hingewiesen, daß sich von dieser Erkenntnis aus auch die Frage nach der Stellung der berühmten Saluergesteine von neuem aufdrängt. Ich stimme ARBENZ zu, wenn er sagt, daß weder die Gesteinstypen noch die Lagerungsverhältnisse am P. Nair dazu zwingen, jüngere Elemente als Oberjura anzunehmen. Der Radiolarit im unteren Teil des Nair-N-Grats kann sehr wohl einen Muldenkern bilden, und die Saluversandsteine und -Schiefer darüber gleichen den Liasschichten um P. 2877 soweit, daß sie wohl als deren Äquivalente gelten können. Vor allem aber

<sup>1)</sup> Das setzt voraus, daß der Radiolarit nicht nur Malm oder gar Obermalm, sondern z. T. auch Dogger vertritt. Diese Altersstellung drängt sich uns aber überall da notwendig auf, wo das Alter des Radiolarits sich überhaupt in genügend enge Grenzen einschließen läßt. In der Breggiaschlucht (10, S. 836 ff.) z. B. hat RENZ hart unter dem Radiolarit Bajocien-Ammoniten bestimmt, während andererseits Kimmeridge schon über dem kalkfreien Euabyssit liegt. Soweit mir bekannt, wird in Südtirol und im Bakony der Radiolarit sogar schon von ammonitenführendem Oxford überlagert.

gleichen sie, worauf schon hingewiesen wurde, aufs Haar den Komplexen 3e) und f) des Bardellaprofils, die ja auch dort das unmittelbare Liegende des Radiolarits bilden. Die polygenen Breccien höher hinauf am Nair entsprächen dann der mittleren Breccie d) des Bardella. Weiterhin freilich zeigt sich eine wesentliche Abweichung: während sonst überall die Breccie nach unten immer ärmer an Kristallin wird, tritt hier umgekehrt um den Nairgipfel herum der Dolomit völlig zurück, und es folgen jene Gesteine, die sich von Verrukano oft kaum unterscheiden, so daß STAUB ja die Gipfelbreccie des Nair geradezu als Verrukano ansah (18, S. 103). Dagegen spricht aber doch wieder, daß sich in diesen scheinbar rein kristallinen Breccien oft bei längerem Suchen kleine Dolomitbrocken finden, so daß, wie ARBENZ (1) richtig bemerkt, eine scharfe Abtrennung zwischen polygener und kristalliner Breccie gar nicht möglich ist. Es ist also wohl nötig, die ganzen Saluverkonglomerate für jünger als Triasdolomit zu halten, und wenn unsere Annahme, daß die Schichten vom Radiolarit aufwärts invers liegen, zutrifft, so müssen wir in den dolomitarmen bis dolomitfreien Saluverbreccien des Nair zeitliche Äquivalente der mittleren Teile des Bardellaprofils (ca. 3b—d) suchen. Die sehr abweichende Fazies ließe sich wohl damit erklären, daß wir uns hier in größerer Nähe des abgetragenen Rückens befinden. Trias und wohl auch unterster Lias sind abgetragen und haben Material für die untere Breccie der anderen Gebiete geliefert. Dann erst taucht auch die Nairgegend wieder unter und wird zunächst mit grobem Kristallinschutt aus nächster Nähe bedeckt. Zur Zeit der mittleren Breccie werden dann allmählich die Absatzverhältnisse dieselben wie im übrigen Gebiet.

Jedenfalls zeigt der Vergleich des Saluver-Profiles mit unserem unterostalpinen Normalprofil, daß es sehr wohl möglich ist, die ganze, für Kreide gehaltene Saluverserie dem tieferen Jura zuzuweisen, wie das in früherer Zeit stets geschah. Zu demselben Schluß werden wir gedrängt, wenn wir unseren Vergleich nun auf das südlichste Profil des Bündner Unterostalpins ausdehnen, den bekannten Sassalbo im Puschlav. STAUB (17) hat Stratigraphie und Tektonik dieses mächtigen Sedimentkeils zwischen Bernina<sup>1)</sup> und Campodecke näher untersucht, wobei er sich namentlich gegen die tektonischen Deutungen von SPITZ und DYHRENFURTH (14) wendet. Uns beschäftigen hier nur seine stratigraphischen Ergebnisse.

Während alle früheren Beobachter von THEOBALD bis SPITZ und DYHRENFURTH eine Sedimentfolge bis in den Lias hinauf angeben, will STAUB diese nicht nur bis zur oberen Kreide durchführen, sondern er glaubt darin auch eine ganz bestimmte Fazies, die der

<sup>1)</sup> So muß es nach STAUBS neuerer Auffassung heißen (18, S. 108f.). In der Sassalbo-Arbeit (17) heißt die liegende Decke des Sassalbo noch Languarddecke.

Falknis-Sulzfluhdecken wieder zu erkennen. Bei dieser Deutung geht er von bunten Mergelkalken aus, die er in die obere Kreide stellt und als Couches rouges anspricht. Da Fossilien, selbst Foraminiferen, fehlen, läßt sich diese Bestimmung weder beweisen noch widerlegen. An sich ist sie nicht unwahrscheinlich, hat doch ähnliche bunte Mergel, sogar mit typischen Globigerinen, schon ZOEP-PRITZ (21) im unteren Oberengadin nachgewiesen, freilich wohl in einer tektonisch etwas höheren Zone, nämlich im Hangenden des Albula-Ortler-Lias. Wenn diese Zone den normalen N-Rand der Campo-Decke darstellt (STAUB, 18, S. 125f.), so wäre bei Abwicklung der Decken ihr Abstand vom Sassalbo nicht mehr groß. Aber wenn auch wirklich die bunten Mergelkalke am Sassalbo obere Kreide sind, so folgt daraus nicht, daß wir es hierbei oder gar bei der ganzen Sassalbo-Serie mit der Fazies der Falknis-Sulzfluh-Decke zu tun haben. STAUB selbst gibt zu, daß das fragliche Gestein ebenso sehr südalpiner Scaglia gleiche; überhaupt aber sind oberkreidische Mergelkalke, gelegentlich mit bunten Einlagerungen, so ziemlich in allen Stockwerken der Alpen verbreitet (bunte Seewerschichten, Leimernschichten, Couches rouges, Nierentalerschichten, bunte Gosau-mergel, Scaglia). Gerade das Vorkommen von Scans, das mit seiner Globigerinenfauna viel eher Couches-rouges-Natur verrät, als das vom Sassalbo, mahnt zur Vorsicht bei Faziesvergleichen. Es überlagert nämlich Malm von Aptychenkalk- und Radiolaritfazies, ist also von préalpiner Fazies denkbar weit entfernt. STAUB jedoch erklärt von dieser — immerhin noch fraglichen — Oberkreide ausgehend, die Schichten zwischen ihr und dem zweifellosen Belemnitenlias als Oberjura und Unterkreide, wobei sich ihm die Schichtfolge der Falknisdecke darbietet: Kalke und polygene Breccien des Malm, Flecken- und Kieselkalke = Neokom, feine Dolomit- und Echinodermenbreccien = Tristelbreccie, endlich eine Bank rötlicher Kalkbreccie = Gault.

Allen Beobachtern ist aufgefallen, daß der Sassalbo zwar im großen eine liegende Mulde darstellt, daß aber der Muldenkern der kristallinen Unterlage meist stark genähert ist, indem der hangende Verkehrtchenkel viel mächtiger ist, als der liegende Normalschenkel. Wir können diesen in der Sassalbowand ungeheuer anschwellenden und als Dolomitband weit nach N verfolgbaren Verkehrtchenkel hier völlig beiseite lassen, da er von posttriassischen Schichten nur den bunten, oft brecciösen Echinodermen- und Belemnitenkalk führt, der uns als Kalkfazies des Unterlias vom Bardella bekannt ist. Der Liegendschenkel hat eine normale, östlich Alp Rosso auch verschuppte Schichtfolge ohne Kalkfazies des Lias, dagegen stellenweise mit Rhät. Zwischen diesen Schenkeln liegt die Schiefer- und Breccienmasse des Muldenkerns, die STAUB durch zwei Triaszwischenlagen in drei Teilmulden gliedert. Diese Triaslagen lassen

sich aber nicht weit nach N verfolgen und schon im Profil westlich Motta dei Bovi wird die Gliederung schwierig. Dolomitwändchen ziehen zwar auch hier durch das Gehänge, in der Nähe erkennt man aber, daß es sich nur um sehr grobe Dolomitreccie handelt, in der das kalkige Bindemittel zurücktritt. Das ist die untere Breccie des Bardellaprofils, also sicherlich Lias. Zwischen ihre Bänke schalten sich, wie in der Errdecke, Allgäuschiefer und dünne Bänke dunkler Echinodermenbreccie. Hierher stelle ich auch STAUBS Fleckenkalke und Kieselkalke. Erstere sind ja eine normale Abwandlung der Allgäuschiefer höherer ostalpiner Decken, letztere fanden wir auch in der Errdecke allenthalben im unteren Lias.

Unter dieser Serie, stratigraphisch aber darüber, folgt nun am W-Hang der Motta dei Bovi der eigentliche Muldenkern, bestehend aus polygenen Breccien und sandigen Kalkschiefern, oft mit reichlichem Dolomitgehalt. Die kristallinen Komponenten der Breccien sind auch hier meist serizitisch-quarzitisch, in vielen Bänken findet sich überhaupt nichts anderes. Offenbar liegt hier unsere mittlere Breccie vor, zeigt das Gestein doch dieselbe graue, oft etwas sandige Grundmasse, dieselbe Verteilung der Komponenten, dieselbe Art der Anwitterung. Nur stellenweise kommt, offenbar als jüngstes Glied der Breccienserie, Kristallinbreccie mit auffallend großen, hochmetamorphen und granitischen Brocken vor. Hierin nähert sich das Salsalboprofil mehr der Schichtfolge des Saluvertals, als der des Bardella.

Die sandig-dolomitischen Schiefer, die im Bosco d'Aino stellenweise in dunkle, bankige Dolomite übergehen, liegen gleichfalls im Muldenkern, doch ist ihr Altersverhältnis zu den polygenen Breccien schwer zu entscheiden. Im Bosco d'Aino findet sich von 1700—1850 m hinauf folgendes Profil:

1. Bankige, dunkle, dolomitreiche Kalke mit dünnen Schieferzwischenlagen.
2. Sandige, dolomithaltige Kalkschiefer mit Dolomitbrocken, nach oben übergehend in
3. Polygene Breccie.
4. Kalkschiefer und Dolomitreccien, mehrfach wechselnd.

Der obere Teil dieses Profils liegt bestimmt, der untere wahrscheinlich invers. In diesem Falle wären die sandigen Schiefer jünger als die polygene Breccie, genau wie am Bardella. Jedenfalls aber sind sie von der Breccie hier nicht durch Kieselkalke und Fleckenkalke getrennt, wie das nach STAUBS Profil sein müßte, sondern primär aufs innigste damit verbunden. In das unveränderte Gestein der sandigen Schiefer legen sich nämlich zunächst einzeln, dann immer häufiger bis eigroße Bruchstücke von Quarzit, Serizitschiefer und Dolomit, bis man mitten in der polygenen Breccie ist. Das ist ganz sicher kein tektonischer Kontakt, sondern, invers

oder normal, ein primärer Übergang Schicht für Schicht. Wie die Schiefer, so ist auch das Bindemittel der mit ihnen verknüpften Breccie stets fein streifig geschichtet. Die härteren Bänke des Sandschiefers zeigen auch den charakteristischen Klang beim Anschlagen (wie schon SPITZ und DYHRENFURTH bemerkten), und die weicheren Zwischenlagen bestehen aus dunklem, etwas seideglänzendem Schiefer. Die ganze Serie gleicht also außerordentlich der Gruppe der oberen Breccie am Bardella. Ein wesentlicher Unterschied besteht nur darin, daß die sandigen Partien am Sassalbo dolomitreicher sind als am Bardella.

Es scheint aber nach dem Dünnschliffbefund, daß der Dolomitgehalt dieser Schiefer nur auf Einlagerung gröberer oder feineren Dolomitsandes in eine tonig-kalkige Grundmasse beruht. Damit aber schließt sich dieses Gestein eng an Vorkommen an, wie sie auch sonst aus primär südlicheren Bezirken der unterostalpinen Allgäuschiefer beschrieben sind. So erwähnt z. B. ZOEPPRITZ (21, S. 29) feine Dolomitbreccien als häufige Einlagerung in den Allgäuschiefern.

Die Gaultbreccie STAUBS konnte ich nicht auffinden. Nach seiner Beschreibung könnte es sich aber sehr wohl um liasische Kalkfazies handeln. Im übrigen sahen wir, daß alle Gesteine, die STAUB für Oberjura und Unterkreide hält, sich auch in ihrer Lagerung viel einfacher als Lias und evt. Dogger von typisch unterostalpinen Fazies deuten lassen. Die einzigen Abweichungen, stärkerer Dolomitgehalt der oberen Partien und Überlagerung des Ganzen durch Oberkreide(?) erklären sich durch die südlichere Lage des Sassalbo und seine Beziehungen zur Ortlerdecke. Auffallend ist das anscheinende Fehlen von Radiolarit und Aptychenkalk. Ob diese Schichten, die an sich wenig mächtig sind, vor der Oberkreide-Transgression abgetragen, ob sie nur tektonisch verschürft sind, oder ob sie sich schließlich noch in den schuttreichen Abstürzen des Sassalbo irgendwo verbergen, das steht dahin.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß der Sassalbo mit seiner Schichtfolge recht gut in das geschlossene Bild der unterostalpinen Jurafazies als südlichstes Glied hineinpaßt. Es liegt kein Grund vor, in ihm Gesteine der préalpinen Decken zu vermuten. Der Falknis ist fern und sein Zusammenhang auch nur mit der Errdecke recht zweifelhaft. Aber selbst, wenn man ihn gelten lassen wollte, wenn man den Gürgaletsch als die unmittelbare Fortsetzung der unterm Piz Michèl abreißen der Errdecke ansieht, so müßte ein Vergleich mit dem Sassalbo doch auch die Verhältnisse in den dazwischen liegenden Gebieten der Err- und Berninadecke berücksichtigen. In der Breccienserie des Sassalbo die des Gürgaletsch-Falknis wiederzufinden, hätte nur dann einen Sinn, wenn diese Gleichstellung auch für die zwischenliegende Bardellaserie möglich

wäre. Das ist aber, wie wir sahen, ausgeschlossen, weil die Breccienfazies am Bardella bestimmt nicht über mittleren Jura hinausreicht, sondern gerade in dem Augenblick von bathyal-abyssaler Fazies abgelöst wird, wo die Breccienserie des Falknis erst recht beginnt. Wir haben es eben in der Falknisdecke und im Südbündner Unterostalpin mit zwei völlig verschiedenen Rücken zu tun, deren Spuren nicht nur räumlich, sondern auch zeitlich scharf voneinander getrennt sind. Der unterostalpine Rücken funktionierte von Ende der Trias bis Mitte der Jurazeit als Schuttlieferant, der romanisch-préalpine vorwiegend in Oberjura und Unterkreide. Damit fällt ein weiteres Argument fort für die in letzter Zeit auch sonst stark angegriffene These vom unterostalpinen Charakter der Falknis-Sulzfluhdecke.

Die Gegenprobe dafür, daß Falknis- und Sulzfluhdecke wirklich nicht die Fortsetzung des Unterostalpins sind, können wir nun machen, wenn wir uns fragen, wo denn im Gebiet N Tiefenkastral Elemente mit typisch unterostalpinen Fazies wieder auftauchen. Soweit Lias in Frage kommt, sei hierauf noch kurz eingegangen. Die typische Verbindung von Kalkschiefer und Breccie des Lias finden wir z. B., verknüpft mit Hauptdolomit, in einem Zug, der durch den N-Hang des Aroser Weißhorns bis gegen die Ochsenalp hingeht. Sowohl HOEK (11) wie CADISCH (3, 4) trennen diese Serie tektonisch scharf ab von den darunter liegenden Decken (im W Falknis, im E Sulzfluh), und auch CADISCHs Versuch, sie nach NE zu mit der Schuppe der Pretschwand zu verknüpfen, bleibt ohne stratigraphische Stütze und widerspricht tektonisch seiner eigenen Karte, auf der, wie in der Natur, penninische Gesteine der Schuppenzone das Ostende der Liasschiefer umhüllen. Es muß sich hier vielmehr, ähnlich wie an der Weißfluh (5, S. 372), um eine Scholle an der Basis der Ostalpen handeln, die von oben her in ihre penninische Umgebung eingeschuppt ist. Die Schiefer des Weißhorns gleichen den kalkreicheren Partien der Err-Liasschiefer, die Breccie unserer unteren Breccie. An der Weißfluh scheint darüber auch mittlere Breccie vorzukommen.

Noch eindeutiger sind die Lagerungsverhältnisse an einer zweiten Stelle an der Basis der Ostalpen, die hier kurz betrachtet werden soll. Es ist dies der Kamm, der vom Madrishorn NW Klosters nach W zum Rätchenhorn hinüberführt, und seine S-Seite. Über der ziemlich einheitlichen Masse der Sulzfluhdecke folgen hier, stark verschuppt, zweifellos penninische Glieder, Quartenschiefer, Glanzschiefer, Serpentin, Radiolarit und schwer zu deutende, eintönig graue Schiefer. Den P. 2742 und seinen W-Hang bis gegen 2600 m hinab bildet dagegen eine höhere, deutlich davon unterschiedene Folge von Raiblerschiefern mit Rauhwacken, Hauptdolomit und Lias, die in sich sehr lebhaft, mit ihrer penninischen

Unterlage dagegen nur untergeordnet verschuppt ist. Darüber folgt dann unmittelbar das oberostalpine Kristallin des Madrishorns. Innerhalb dieser tektonisch höchsten, völlig ophiolithfreien Sedimentserie finden wir nun auch unseren typisch unterostalpinen Lias wieder: an der Basis stellenweise flasrigen, roten Kalk, dann kalkreiche, aber nicht fleckige Allgäuschiefer und untere Breccie. Diese Fazies unterscheidet sich ebenso deutlich von den liegenden Bündnerschiefern, wie von der hangenden oberostalpinen Fleckenmergelfazies etwa der Scesaplana. Auch v. SEIDLITZ hält daher diese Zone nicht mehr wie anfangs (13), für oberostalpin<sup>1</sup>). Nach ihrer Lagerung zwischen der ophiolithischen Zone und dem Silvrettakristallin, wie nach ihrer Fazies muß sie vielmehr als ein nach N verschlepptes Stück echten Unterostalpins gelten. Da sie andererseits gegen unten ziemlich klar abgegrenzt ist, so ist es nicht nötig, sie mit den Ophiolithen usw. zusammen in den großen Topf der „Aroser Schuppenzone“ zu werfen [CADISCH bei HEIM (10, S. 761)]. Ich muß mich hier auf die beiden genannten Stellen innerhalb der Aroser Zone beschränken, halte es aber für sehr möglich, daß sich alle Elemente dieser Zone, die sich weder aus der Margna-Plattadecke, noch aus dem hangenden Mittel-Oberostalpin herleiten lassen, mit der Zeit als solche echt unterostalpine Schubfetzen erweisen werden. Das Profil W des Madrishorns zeigt uns jedenfalls deutlich, an welche Stelle innerhalb der „Schuppenzone“ diese unterostalpinen Elemente gehören: Ins Hangende, unmittelbar an die Basis der höheren ostalpinen Decken, über die Ophiolith führende Platta-Magnadecke und mithin weit über die Falknis- und Sulzfluhdecke.

Unvereinbar mit dieser Deutung ist freilich die zurzeit noch von vielen Schweizer Geologen angenommene Deckenparallelisierung zwischen N- und S-Bünden. Die Frage kann hier nicht in ihrer ganzen Breite aufgerollt werden, es sei nur darauf hingewiesen, daß sich in letzter Zeit die Stimmen gegen diese von ZYNDEL (22) inaugurierte, von STAUB (15, 18) durchgeführte Parallelisierung mehren (7, S. 13f.; 9). Unsere Betrachtung des unterostalpinen Lias ließ einige der faziellen Analogien zwischen Unterostalpin und Préalpin als sehr zweifelhaft erscheinen und lieferte so ein negatives Argument für die Einheit der ehemaligen rhätischen Decke vom Oberhalbstein bis ins Rhätikon. Eine positive Ergänzung dafür haben wir zuletzt gefunden: Wenn die nördlichen Analoga der unterostalpinen Decken nicht unter der „rhätischen Decke“ in der Falknis-Sulzfluhdecke liegen, so gibt es sie gleichwohl, und zwar genau da, wo sie auch in Südbünden liegen, nämlich zwischen der rhätischen und den höheren ostalpinen Decken. Freilich sind sie von recht

<sup>1</sup>) Vgl. auch 5, S. 389 f.

geringem Ausmaß. Die Gegenfrage aber, wo denn nun die südliche Fortsetzung und die Wurzeln der Falknis-Sulzfluhdecken liegen, muß zunächst noch offen bleiben.

### Ergebnisse.

1. Der unterostalpine Lias Südbündens ist ausgezeichnet durch:
  - a) transgressive Kalkfazies neben nicht transgressiver Mergel- und Kieselkalkfazies im Unterlias,
  - b) durch die Breccienfolge: Dolomitreccie, polygene Breccie, Kristallinbreccie und Sandstein im höheren Lias und Unterdogger.
2. Die sukzessive Abtragung eines Kristallinrückens, die sich in dieser Schichtfolge spiegelt, war um die Mitte der Doggerzeit beendet und wich der Tiefsee.
3. Die Saluergesteine, meist für Kreide gehalten, lassen sich zwanglos diesen Unterjuraprofilen einordnen.
4. Ebenso zeigt ein Vergleich mit dem Sassalbo, daß dessen Breccien nicht Oberjura und Unterkreide, sondern unterer Jura sind.
5. Die nördlichen Analoga dieser Liasfazies bei Arosa und im Ostrhätikon liegen über, nicht unter den ophiolithischen Zonen.
6. Hieraus ergeben sich neue Beweise für die tektonische Einheit der ehemaligen rhätischen Decke und gegen die Zuweisung der Falknis-Sulzfluhdecke zum Unterostalpin.

### ✓ Literatur.

1. ARBENZ, P., Über Saluergesteine. Mitt. d. nat.-forsch. Gesellsch. in Bern, v. 17. Nov. 1923.
2. —, Über das Alter der Saluverkonglomerate und die Juratransgression in den unterostalpinen Decken Graubündens. Mitt. d. Geol. Ges. Zürich, 1926, H. 5.
3. CADISCH, J., Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges. Ecl. Geol. Helv., Bd. 17, 1923.
4. —, Geol. Karte v. Mittelbünden 1:25 000, Blatt A. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Spezialkarte Nr. 94.
5. —, LEUPOLD, W., EUGSTER, H., BRAUCHLI, R., Geol. Untersuchungen in Mittelbünden. Heimfestschrift d. nat.-forsch. Gesellsch. in Zürich, 1919.
6. CORNELIUS, H. P., Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 45, 1914.
7. —, Vorläufige Mitt. über geologische Aufnahmen in der Piz d'Errgruppe. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 50, 1923.
8. —, Zur Auffassung des westlichen Ostalpenrandes. Ecl. Geol. Helv., Bd. 21, S. 157 ff.
9. HAUG, E., Contribution à une synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. Géolog. de France, 25, S. 97—244.
10. HEIM, ALB., Geologie der Schweiz. Bd. II. Leipzig 1922.
11. HOEK, H., Das zentrale Plessurgebirge. Ber. d. nat.-forsch. Ges. Freiburg 1906.

12. ROTHPLETZ, A., Geologische Alpenforschungen. II. Ausdehnung und Herkunft der rhätischen Schubmasse. München 1905.
  13. V. SEIDLITZ, W., Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon. Ber. d. nat.-forsch. Ges. Freiburg 1906.
  14. SPITZ, A. und DYHRENFURTH, G., Die Triaszonen am Berninapass und im östlichen Puschlav. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1913.
  15. STAUB, R., Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 46, III, 1917.
  16. —, Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Ecl. G. Helv. Bd. 15, S. 492ff.
  17. —, Zur Geologie des Salsalbo im Puschlav. Ebenda, S. 502 ff.
  18. —, Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 52, 1924.
  19. STEINMANN, G., Geologische Beobachtungen in den Alpen. I. Das Alter der Bündner Schiefer. Ber. d. nat.-forsch. Ges. Freiburg 1895.
  20. THEOBALD, G., Die südöstlichen Gebirge von Graubünden usw. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, 3, 1866.
  21. ZOEPFRITZ, K., Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Ber. d. nat.-forsch. Ges. Freiburg 1906.
  22. ZYNDEL, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. zur geol. Karte der Schweiz, N. F., 41, 1912.
-