

Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden

Autor(en): **Roesli, Franz**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **37 (1944)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-160505>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Fazielle und tektonische Zusammenhänge zwischen Oberengadin und Mittelbünden.

Von Franz Roesli, Luzern.

Mit 3 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|---|-------|
| I. Allgemeines, Problemstellung | 356 |
| II. Die lokalen Verhältnisse bei Zuoz | 357 |
| A. Historische Entwicklung | 357 |
| B. Verhältnis der Murtirölschiefer zur Liaszone Trupchum-Albula | 358 |
| C. Stratigraphische Interpretation der Murtirölprofile | 358 |
| D. Strukturelle Verhältnisse | 359 |
| E. Tektonische Zugehörigkeit | 359 |
| F. Hauptmerkmale der Mezzaun- und Murtirölprofile | 359 |
| G. Allgemeine Vergleichsmöglichkeiten | 362 |
| H. Zusammenfassung und Rekapitulation | 362 |
| III. Faziestypen der Zone von Samaden | 364 |
| A. Der Flysch | 364 |
| 1. Das Profil südlich der Alp Clavadatsch | 364 |
| 2. Das Profil südöstlich Marguns, Vordere Val Saluver | 365 |
| 3. Das Profil nordöstlich des Lej Alv | 365 |
| 4. Fuorcla Schlattain | 365 |
| B. Die Saluverserie | 366 |
| 1. Historisches | 366 |
| 2. Begründung der Annahme kretazischen Alters (nach CORNELIUS) | 366 |
| 3. Problematik der Beweisführung | 367 |
| 4. Lagerungsverhältnisse der Nair-Basis | 367 |
| 5. Alter und Lagerung der Saluverserie am Piz Nair | 367 |
| 6. Der klastische Zyklus | 368 |
| 7. Das Problem der Abtrennung einer ältern Gipfelpartie | 368 |
| 8. Tektonische Zugehörigkeit | 368 |
| 9. Die Analogie mit den Vorkommen am Murtiröl | 369 |
| IV. Die Zone am Nordrand des Err-Kristallins (Albula-Tschimas da Tschitta-Carungas) | 369 |
| V. Faziestypen der Aroser Schuppenzone | 371 |
| A. Historisches | 371 |
| B. Stratigraphische Probleme | 371 |
| 1. Die Schieferfrage | 371 |
| a) Der Flysch | 372 |
| b) Die Kieselschieferserie | 372 |
| c) Die Liasschiefer | 373 |
| d) Die drei Schiefertypen | 373 |

| | |
|---|-----|
| 2. Das Problem des klastischen Oberjura | 373 |
| a) Die klastische Serie und die Faktoren der Brekzienbildung im Oberjura der Aroser Schuppenzone | 374 |
| b) Alter der Maranerbrekzie | 375 |
| c) Vergleich mit Äquivalenten des Oberengadins | 375 |
| C. Der fazielle Habitus und tektonische Zugehörigkeit der Aroser Schuppenzone | 376 |
| D. Tektonische Stellung benachbarter Elemente | 376 |
| VI. Die Ophiolithfrage | 378 |
| VII. Typen orogener Sedimentation | 379 |
| VIII. Zusammenfassung | 381 |
| IX. Literaturverzeichnis | 382 |

I. Allgemeines, Problemstellung.

Die nachfolgenden Ausführungen befassen sich mit den Elementen des Unterostalpins und z. T. auch des Hochpenninikums, und zwar sowohl mit diesen Begriffen an sich, wie auch mit deren Fazies, räumlicher Ausdehnung und tektonischer Stellung.

Schon die Benennungen „Unterostalpin“, „Hochpenninisch“ tragen den Begriff des Problematischen in sich.

Es handelt sich um Elemente, die „Unter dem Ostalpinen“ und „Über dem Penninikum“ liegen, sich von beiden deutlich genug unterscheiden, um eine Abtrennung zu rechtfertigen, die aber andererseits offenbar nicht oder nur gezwungenermassen unter einen Hut gebracht werden konnten, für die aber doch auch wieder keine bestimmten Abgrenzungen zu finden waren.

Aus diesen Tatsachen ergeben sich ohne weiteres die Schwierigkeiten einer genauen Definition der genannten Begriffe.

Dieses Problem ist so alt wie die ersten Versuche der tektonischen Gliederung Bündens. Wir finden es da in etwas anderer Fassung unter dem von der STEINMANNschen Schule geprägten Ausdruck der „Aroser Aufbruchzone“.

Mit diesem Ausdruck war die Idee einer tektonischen Mischung verschiedener stratigraphischer Elemente verbunden, eine Idee, die sich in dieser allzu einfachen, primitiven Form nicht aufrecht erhalten liess, in der aber möglicherweise doch ein Körnchen Wahrheit steckte.

Diese Ansicht beruhte auf der Annahme, dass die Gesteinsvergesellschaftung Radiolarit-Ophiolith für eine gewisse tektonische Einheit, STEINMANNs „Rhätische Decke“, als leitend zu gelten habe. Dies führte ferner zur Annahme gegenseitiger Überkreuzung verschiedener tektonischer Einheiten, wobei gewisse klastische Serien z. B. die Maranerbrekzie als tektonische Zerreibungsprodukte gedeutet werden.

Ein näheres Eintreten auf das Unhaltbare dieser Erklärungsweise erübrigt sich, da diese Ansichten schon längst widerlegt sind, am eingehendsten wohl durch die Arbeiten CADISCH's über die Zone von Arosa.

Doch das Problem war damit nicht gelöst. Vielmehr taucht es wieder auf in Form von Schwierigkeiten in der Parallelisation der verschiedenen tektonischen Einheiten, wie sie in den Synthesen von ZYNDEL, TRÜMPY und dann vor allem von R. STAUB zum Ausdruck kommen.

Am eindeutigsten präsentiert sich wohl unser Problem in der klassisch kurzen und konzentrierten Arbeit von P. ARBENZ: „Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden“ (1922, Lit. 1), in der die

ganze Problematik von Begriff, Fazies und räumlicher Ausdehnung der unterostalpinen und hochpenninischen Elemente aufgezeigt wird.

Wenn trotz all den Fortschritten der letzten Jahre der ganze Fragenkomplex auch heute noch nicht als gelöst gelten kann, so liegt dies vor allem daran, dass noch immer Unsicherheiten bestehen hinsichtlich prinzipieller Fragen wie der Entstehungsart, aber vor allem auch der Altersverhältnisse und der tektonischen Zugehörigkeit gewisser Schichtfolgen.

II. Die lokalen Verhältnisse bei Zuoz.

A. Historische Entwicklung.

Unklare Vorstellungen über gewisse Vorkommen hatten seinerzeit — es sei hier auf längst Überholtes zurückgegriffen — ein schwer zu entwirrendes Bild der stratigraphischen und tektonischen Verhältnisse geschaffen, wodurch wiederum die Erkenntnis in den Nachbargebieten z. T. noch jetzt erschwert wird. Dies lässt sich besonders schön am Beispiel des Murtiröl bei Zuoz erläutern und es dürfte sich daher lohnen, kurz auf diese Verhältnisse einzugehen.

Eine mächtige Serie von Kalken und Schiefen schien sich nach frühern Autoren, vor allem ZOEPPRITZ (Lit. IV, Geolog. Karten), vom Livignotal über Val Trupchum, resp. Val Casana, in ununterbrochenem Zuge über den Nordhang des Murtiröl und von da quer über das Engadin in die Kette des Piz Blaisun-Piz Uertsch-Piz d'Aela fortzusetzen. In der Val Casana waren die untern Partien dieser Serie durch ZOEPPRITZ an Hand von Fossilien einwandfrei als unterer Lias (Héttangien und Sinémurien) nachgewiesen. Dieser lagerte hier unter lokaler Zwischenschaltung von Rhät auf einer normal ausgebildeten Triasserie.

Doch bereits am Murtiröl stimmte dieses einfache Bild absolut nicht mehr. Hier schoben sich nämlich, scheinbar als tektonische Linsen, dünne Pakete von Aptychenkalk, z. T. auch mit Spuren von Radiolarit, ferner Linsen von Globotruncanen-führenden Couches Rouges zwischen Triasdolomit und sog. Lias-schiefer ein.

Auffallend war vor allem, dass diese „Einschuppungen“ regelmässig auf der Grenzfläche Trias-Lias auftreten sollten! Es war in erster Linie diese Tatsache, die mir den Gedanken nahelegte, dass bei der genannten Annahme etwas nicht stimmen konnte.

Es ist wohl denkbar, dass eine mechanisch eingeschuppte Linse zwischen eine sonst einheitlich aufgebaute Schichtreihe hineingeraten kann. Erschwerend wirkt aber schon der Umstand, dass es sich dabei um Gesteine handelt, die sonst nirgends, weder im Hangenden noch im Liegenden vorkommen, sondern in ihrem Vorkommen offenbar regelmässig an den einen stratigraphischen Horizont gebunden sind.

Rutschflächen zwischen dem starreren Kalk und dem weicheren Schiefer treten gelegentlich auf, im allgemeinen schien aber nicht der Eindruck tektonischer Trennung zwischen Linsen und Nebengestein vorzuherrschen, sondern vielmehr ein solcher wiederholter stratigraphischer Übergänge.

Durch die Annahme mechanischer Einschuppung wurde das Bild der an sich nicht einfachen tektonischen Verhältnisse ganz enorm kompliziert. Die Annahme einer sich mehrfach wiederholenden Aufeinanderfolge von Triasdolomit, dann Oberjura und Couches Rouges, dann Liasschiefer, verlangte zwangsläufig eine Dreiteilung einer sonst einheitlich erscheinenden Schichtfolge.

Die stratigraphischen Ergebnisse schienen eine derartige Deutung zu bestätigen. Der Dolomit war schon als solcher als triasisch charakterisiert, ebenso durch seine Verknüpfung mit lokalen Vorkommen von fossilführendem Rhät und Lias, letzterer in Steinsberger Fazies. Der Aptychenkalk hatte zahlreiche bestimmbare Aptychen geliefert (es handelt sich hier nicht um die fossileren, sog. Hyänenmarmore). Die Couches Rouges enthalten reichlich Foraminiferen, darunter die für Cenoman leitende *Globotruncana apenninica*, RENZ¹⁾. Der Schiefer schien ebenfalls altersmässig durch die Funde von Liasammoniten in der Val Casana hinreichend belegt.

Auf Grund derartiger Beweisführung schuf SPITZ (1911, Lit. 20) seine eigens für die Verhältnisse am Murtiröl zugeschnittene „Gleitbretter-Theorie“, mit deren Hilfe er zu erklären suchte, wie bestimmte Pakete aus dem Schichtverbände herausgeschnitten wurden, um sich dann als selbständige „Gleitbretter“ zwischen andere Schichtfolgen einzuschieben und weiter zu bewegen. So deutete er die Linsen von Aptychenkalk und Couches Rouges, so auch den nach dieser Annahme offenbar tektonisch selbständigen, vollständig von der Trias abgetrennten „Lias-schiefer“.

Ein Hinweis, in welcher Richtung die Lösung dieses Dilemmas zu suchen sei, ergab sich zunächst aus der Beobachtung, dass der Lias der Val Trupchum und der Albulagegend im allgemeinen bedeutend weniger schiefriges, resp. toniges, Material enthält, als die Schiefer des Murtiröl, wenn sich daneben auch lokal Varietäten finden, die nur schwer von solchen des Murtiröl zu unterscheiden sind.

B. Verhältnis der Murtirölschiefer zur Liaszone Trupchum-Albula.

Erst im Laufe der Detailkartierung gelang dann der Nachweis, dass die Murtirölschiefer tatsächlich von der Liaszone Trupchum-Albula zu trennen sind, dass sie als ein tektonisch tieferes Element halbfensterartig unter der Liasumrandung hervortreten.

C. Stratigraphische Interpretation der Murtirölprofile.

Mit der Erkenntnis der tektonischen Selbständigkeit der Schichtserien des Murtiröl war auch der Weg frei für eine neue Deutung dieser Vorkommnisse, denn der Nachweis von Lias in der Val Casana liess sich bei fehlendem tektonischem Zusammenhang nicht mehr auf die Schiefer der Murtirölgegend übertragen.

Das Auftreten offenbar stratigraphischer Übergänge zwischen den einzelnen Schichtgliedern erschien damit sofort in einem neuen Lichte, und zwar insofern, als unter diesen Umständen eine tektonisch ungestörte Schichtfolge vorauszusetzen ist, d. h. also, dass die Vorkommnisse von Malm und Oberkreide als stratigraphische Einlagerungen zu betrachten sind. In diesem Falle ist nur die eine Erklärung möglich, nämlich dass die Schiefer das normale Hangende der Globotruncanen-führenden Couches Rouges sind und daher nicht älter als Oberkreide sein können. Dies wird auch dadurch bestätigt, dass nicht nur an der Basis, sondern innerhalb der Schiefer, und zwar in der typisch flyschartigen Partie, *Globotruncana apenninica*, RENZ, vorkommt.

¹⁾ Die Bestimmung der im Vorliegenden erwähnten Globotruncanen-Spezien wurden durch Dr. H. BOLLI in zuvorkommender Weise einer Überprüfung nach neuern Gesichtspunkten unterzogen.

Damit werden die fraglichen „Liasschiefer“ zu (cenomanem) Oberkreideflysch, die Schichtfolge wird einheitlich, wenn auch mit auffallend grossen und häufigen stratigraphischen Lücken, vor allem in der Unterkreide, im Dogger und Lias, aber auch in der Trias. In sämtlichen Schichtstufen macht sich eine starke Neigung zur Ausbildung klastischer Sedimente bemerkbar.

Die Mächtigkeit ist gegenüber derjenigen der Nachbargebiete stark reduziert. Die vollständige Schichtreihe kann unter Umständen auf kaum mehr als 25—30 m beschränkt sein, ganz im Gegensatz zu den mächtigen Ablagerungen am Piz Mezzaun, vor allem aber auch zu den tektonisch darüberlagernden Elementen der Aeladecke, die in der Val Trupchum eine mehrere hundert Meter mächtige Folge allein von Liaskalken und -Schiefern aufweist.

D. Strukturelle Verhältnisse.

Die Erkenntnis der stratigraphischen Zusammenhänge brachte gleichzeitig auch eine komplette Umdeutung des detailtektonischen Aufbaues mit sich, die vor allem eine enorme Vereinfachung des Strukturbildes darstellt. Was vorher in zwei oder drei Elemente zu zerfallen schien, stellte sich nun als eine tektonische Einheit dar, die eine stratigraphisch allerdings lückenhafte Schichtreihe von Kristallin bei Oberkreide umfasste, wobei die letztere jeweils in der Position der Muldenfüllungen auftrat.

Die Annahme von tektonisch selbständig wandernden „Gleitbrettern“ wird dadurch überflüssig.

CORNELIUS scheint ebenfalls zur Ansicht einer tektonischen Erklärungsweise des Problems zu neigen, indem er bemerkt (1935, Lit. 10, pag. 243, oben), eine stratigraphische Verknüpfung sei durch eine blosse Überlagerung noch nicht bewiesen. Dies war auch SPITZ wie ARBENZ und mir selber bekannt. Am Murtiröl aber bedeutet die Annahme tektonischer Einschuppung der Saluverserie eine nicht durch Beobachtung bestätigte Zerstückelung des Schichtverbandes, die eine ganz enorme und absolut unnötige Komplikation der tektonischen Verhältnisse mit sich bringen würde.

E. Tektonische Zugehörigkeit.

Diese meist lückenhaften Schichtreihen der Murtirölgegend mit ihrem sprunghaften Fazieswechsel sind nun zweifellos unterostalpinen Herkunft. Darauf lässt schon ihre Lage unter den mittelostalpinen Elementen der Liaszone Val Trupchum-Albula schliessen. Dann zeigen sie aber auch eine sehr enge Verknüpfung mit den kristallinen Kernen der Err- und der Berninadecke.

F. Hauptmerkmale der Mezzaun- und Murtirölprofile (vgl. Fig. 1 und 2).

Im einzelnen lassen sich hauptsächlich drei Serien unterostalpinen Fazies unterscheiden, die als besonders typisch hervortreten:

1. Als am vollständigsten ausgebildete Schichtreihe tritt die (mittlere) „Mezzaunserie“ in Erscheinung (vgl. Fig. 1).

Oberkreide: Foraminiferenmergel (Couches Rouges) ohne Flysch, mit *Gl. apenninica*, Renz.

Malm: Grüner Radiolarit und schwarze knollige Tonschiefer, Kieselschiefer mit Linsen roter Hornsteine, ferner dichter hellgrauer Kalk.

Ev. Dogger: Dickbankige Kalk-Dolomit-Brekzie, Streifenkalk und Fleckenmergel.

Lias: Streifenkalk mit Mergelzwischenlagen, gegen die Basis vorwiegend Kieselschnurlias, lokal rötliche Sandsteine und Kalkbrekzien.

Rhät: Kalke, z. T. mit Lumachellen, Echinodermenbrekzien, Schiefer.

Trias: Mächtiger, vorwiegend grauer Hauptdolomit (bis 500 m), ferner gelbliche Dolomite, roter Tonschiefer, Sandsteine und Brekzien im Carnien und schliesslich einige Meter grauer Dolomit vermutlich mitteltriadischen Alters.

Totale Maximalmächtigkeit ca. 750 m.

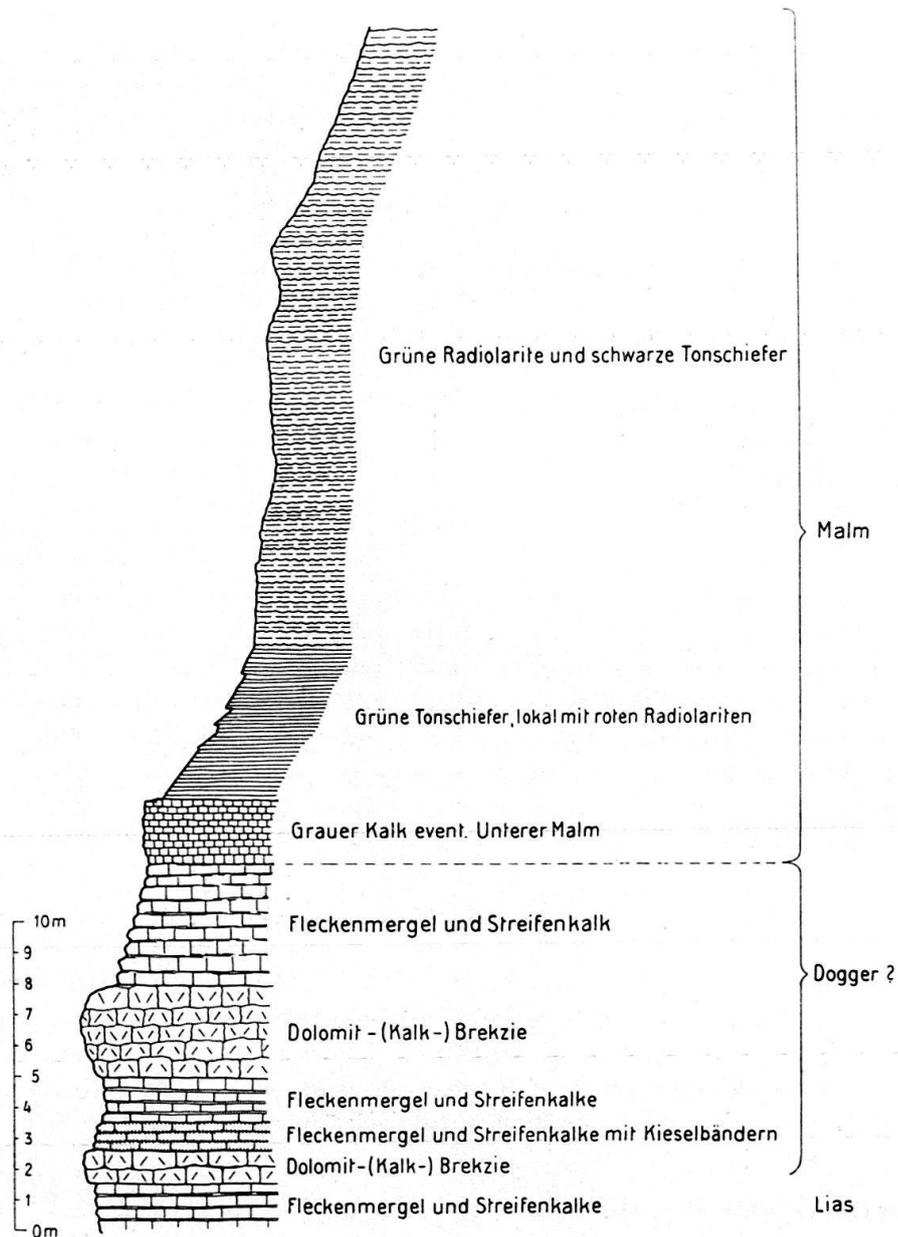


Fig. 1. Vereinfachtes stratigraphisches Profil aus den höheren Teilen der Mezzaunserie E Ponte (Engadin).

2. Als stark lückenhaft, aber ohne sehr ausgesprochene Brekzienbildung, präsentiert sich die „God Drosa-Serie“. Sie ist durch folgende Schichtfolge gekennzeichnet:

Oberkreide: „Murtirölschiefer“ (Mergelschiefer mit Fukoiden, dünne Einlagerungen von Kalken und Sanden, Foraminiferenmergel, basal rötliche und grünliche Tonschiefer.
 „Couches Rouges“ mit *Globotruncana apenninica* RENZ, rote Echinodermenbrekzien.

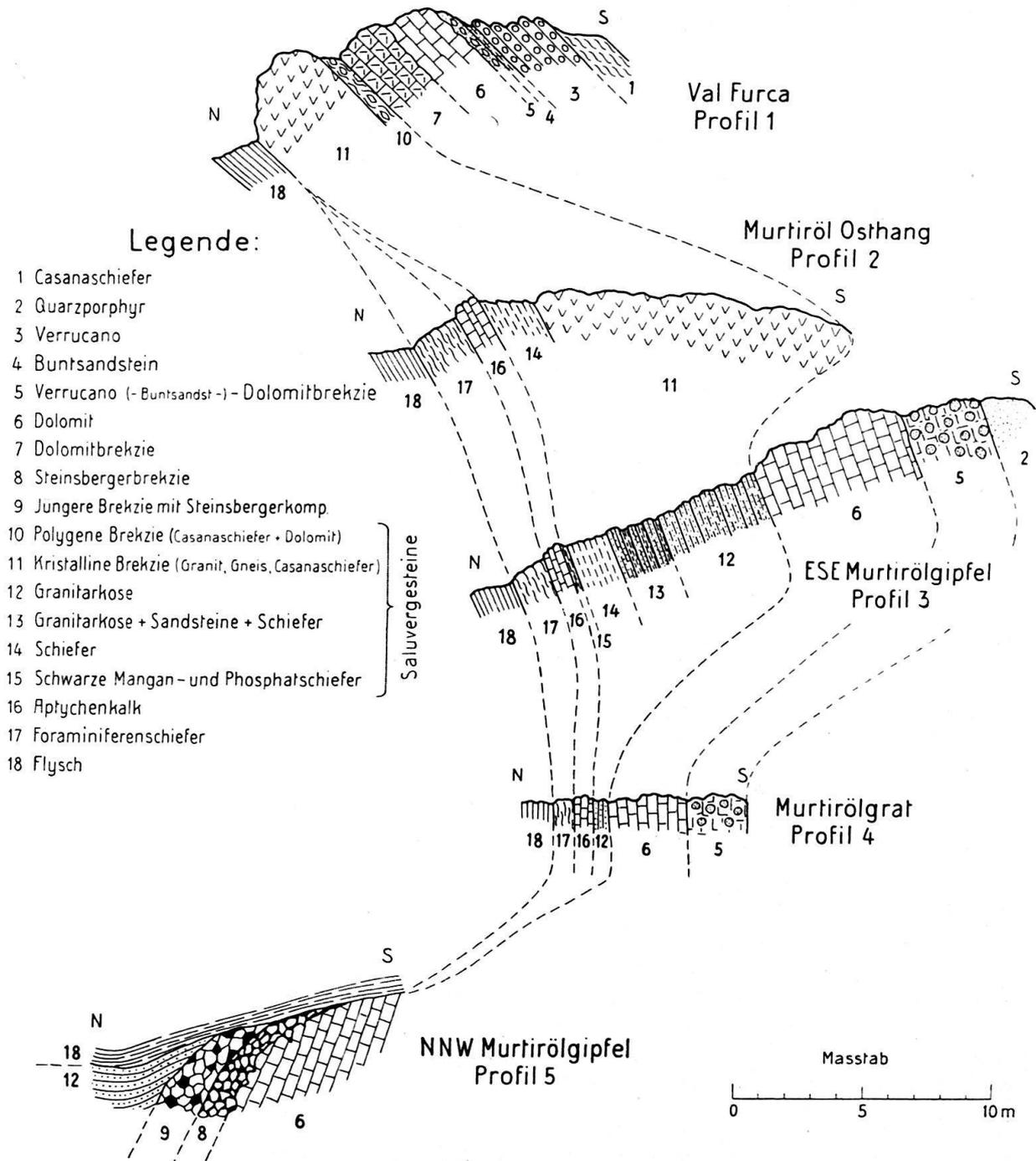


Fig. 2. Profile der Murtirölserie E Zuo (brekziöse Serie des Unterostalpins).

Malm (inkl. evtl. Unterkreide): Heller Kalk (sog. Aptychenkalk).

Roter Radiolarit mit Kalk wechsellagernd, z. T. transgressiv auf Hauptdolomit oder auf Kalk-Dolomit-Brekzie.

Dogger und Oberlias: fehlt.

Unterer Lias: Rote Kalk-Dolomit-Brekzie, Echinodermenbrekzie mit Ammoniten und Belemniten, Steinsberger Fazies, lokal, linsenhaft.

Rhät: fehlt.

Trias: Hellgrauer Hauptdolomit, wenig ausgeprägte gelbliche Dolomite, rote und grüne Tonschiefer, Sandsteine und Brekzien des Carnischen Horizontes, ferner mittlere und untere Trias: graue Dolomite, Rauhwaacke mit Gips und rotes Basiskonglomerat („Verrucano“).

3. Ebenfalls lückenhaft und im wesentlichen klastisch ausgebildet ist die „Murtiröl-(Saluver-) Serie“ (vgl. Fig. 2). Sie lässt sich folgendermassen charakterisieren:

Oberkreide: „Murtirölschiefer“ Flyschfazies wie in Serie 2. Graue „Couches Rouges“ mit *Globotruncana apenninica*, RENZ.

Malm (evtl. z. T. noch Unterkreide): Grauer und roter Aptychenkalk mit Aptychen. „Saluver“-Schiefer, Sandsteine und Brekzien.

Dogger und Oberlias: Fehlt grösstenteils (lokal fragliche Kalk-Dolomit-Brekzien).

Unterer Lias: Lokal rote Echinodermenbrekzie, rötliche und graue Kalke mit Belemniten.

Rhät: Nur lokal in Taschen des Hauptdolomits, als Lumachellen.

Trias: Geringmächtiger grauer Hauptdolomit, gelbliche Dolomite, ferner Tonschiefer, Sandsteine und Brekzien des Carnien, dann monogene Dolomitbrekzie, z. T. auch mit Trümmern des roten Basiskonglomerats (Verrucano).

Totale Mächtigkeit oft kaum mehr als 25 m.

Auffallend ist nicht nur die ausgesprochene Lückenhaftigkeit und die stark reduzierte Mächtigkeit, sondern vor allem auch ein ausgesprochen sprunghafter Wechsel, mit dem einzelne Schichtglieder auf kurze Distanz innerhalb derselben tektonischen Einheit verschwinden, oder andere neu auftreten.

G. Allgemeine Vergleichsmöglichkeiten.

Ein Vergleich mit den Verhältnissen der „Zone von Samaden“ zeigt, dass hier ganz augenfällig die Äquivalente der Murtirölgegend vorliegen. Das ist schliesslich auch leicht verständlich, handelt es sich doch ebenfalls um unterostalpine Schichtfolgen, aber es beweist immerhin, dass der Murtiröl nicht eine Ausnahme darstellt, sondern dass die geschilderten Verhältnisse vielmehr der Regel entsprechen.

Auch bei Samaden finden wir, ebenfalls in mehrfacher Wiederholung, dieselben faziellen und tektonischen Probleme wieder: dieselbe Lückenhaftigkeit, denselben sprunghaften Wechsel; auch hier taucht wieder das Problem der sog. „Liasschiefer“ auf, die in Wirklichkeit ebenfalls Oberkreideflysch sind, auch hier finden wir zwischen dem sog. „Lias“ und der Trias Linsen von Malm und Oberkreide, letztere in der Fazies der Couches Rouges. Zudem ist hier die Schichtfolge der Saluvergesteine beheimatet, die andererseits auch am Murtiröl in typischer Ausbildung vertreten sind.

H. Zusammenfassung und Rekapitulation.

Als Hauptergebnis der Untersuchungen am Murtiröl bei Zuoz kann die Erkenntnis stratigraphisch lückenhafter, aber tektonisch einheitlicher Profilserien von Kristallin bis Oberkreideflysch gelten, die in ihrem sprunghaften Wechsel als Typen unterostalpiner Sedimentationsfolgen zu bewerten sind.

Angesichts der Tatsache, dass nach dem Gesagten diesen Ergebnissen eine mehr als nur lokale Bedeutung zukommt, seien die wesentlichen Beweispunkte für die postulierten Zusammenhänge kurz rekapituliert:

1. Fehlen des tektonischen Zusammenhanges zwischen Liaszone und Murtirölschiefern; der Altersbeweis für den Lias der Val Casana kann deshalb nicht auf die Schiefer der Murtirölgegend übertragen werden.
2. Die Murtirölschiefer sind auch petrographisch verschieden von den Liaskalken und Fleckenmergeln der Trupchum-Albula-Gegend, oder auch vom Kiesel-schnurlias des Typus Mezzaun.

Sie sind faziell als Flysch zu bezeichnen, mit vorwiegend Tonschiefern, z. T. reich an Fukoiden, mit Einlagerungen dünner Kalk- und Sandsteinbänder. Charakteristisch ist auch ein olivgrüner, steriler Tonschiefer nahe der Basis, ein Typus der dem Lias ganz fremd ist.

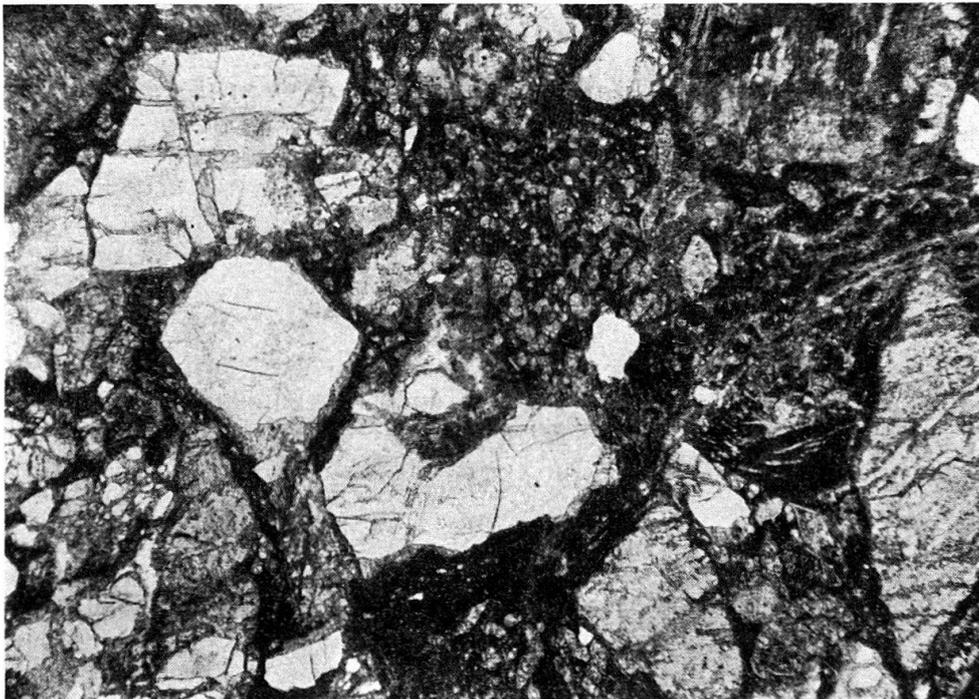


Fig. 3. Mikrophotographie eines Dünnschliffes aus den Couches rouges mit brekziösen Einstreuungen von kristallinem Material, mit eingelagerter *Globotruncana apenninica*, vom Murtiröl.

(Mehrere Exemplare von Gl. a. etwas rechts über der Bildmitte.)

Auffällig ist die Unversehrtheit der Schalen zwischen den groben Trümmern.)

3. Gleitflächen am Kontakt von Linsen und Nebengestein sind von untergeordneter Bedeutung und daher höchstens als lokale Phänomene zu bewerten, als Folge von Differentialbewegungen zwischen Gesteinen verschiedener Plastizität (z. B. zwischen Dolomiten, Mergeln und Tonschiefern). Sie sind zu wenig ausgeprägt, um als Überschiebungs- oder auch nur Verschuppungsflächen gelten zu können.
4. Wo die lokalen Gleitflächen fehlen, sind vielfach stratigraphische Übergänge zu beobachten, z. T. mit Wechsellagerung.
5. Die zahlreichen Brekzienhorizonte sind fast stets mit Schichtlücken in Zusammenhang zu bringen und sind in ihrer Entstehung meist eindeutig auf sedimentäre Vorgänge zurückzuführen. Dafür spricht in gewissen Fällen das Auftreten von Roterdebildungen, ferner auch die Unversehrtheit auch äusserst zarter Fossilchälchen in unmittelbarer Nähe von kristallinen Bruchstücken. (Siehe Fig. 3.)

6. Die Murtirölschiefer treten regelmässig als Muldenfüllung zwischen den antiklinalen Kernen auf, eine Position, die sie als jüngstes Glied charakterisiert.
7. Die Schiefer befinden sich in stratigraphischem Verband als normales Hangendes von oberkretazischen Globotruncanen führenden „Couches Rouges“.
8. *Globotruncana apenninica* RENZ findet sich nicht nur in den Linsen von „Couches Rouges“, sondern auch innerhalb der flyschartigen Schiefer selber.
9. Die Interpretation der Murtirölprofile als geschlossene Schichtfolgen von Kristallin bis Oberkreide bedeutet in tektonischer Hinsicht eine enorme Vereinfachung.

Das Problem der klastischen Serien, das hier nur ganz allgemein berührt wurde, soll im nächsten Kapitel noch eingehender zur Sprache kommen.

III. Faziestypen der Zone von Samaden.

Auch bei Samaden handelt es sich bekanntermassen um Elemente der Err- und Berninadecke, also um tektonische Äquivalente der Murtirölgegend. Eine stratigraphische Verwandtschaft der entsprechenden Serien ist daher von vorneherein zu erwarten. Überdies lassen es die klaren und eingehenden Beschreibungen von CORNELIUS bereits als sehr wahrscheinlich erscheinen, dass viele der stratigraphischen Probleme ebenfalls eine entsprechende Erklärung finden dürften.

Kommt man vom Murtiröl her in die Gegend der sedimentären Zone von Samaden, so könnte man sich in der Tat in ein längst bekanntes Gebiet versetzt glauben, findet man doch alle die oben beschriebenen Fazieseigentümlichkeiten bis ins einzelne wiederholt und zeigt doch selbst die Tektonik verwandte Züge.

A. Der Flysch.

Die tatsächliche Übereinstimmung der Schichtfolgen beider Lokalitäten ergab sich bereits durch die von mir schon 1927 an zahlreichen Lokalitäten gemachten Funde von Globotruncanen-führenden „Murtirölschiefern“, die hier in analoger stratigraphischer und tektonischer Position auftreten wie am Murtiröl selber.

Der Vollständigkeit halber soll auf einzelne der betreffenden Profile im folgenden etwas näher eingetreten werden:

1. Das Profil N der Alp Clavadatsch.

Schon vom Bahnhof Samaden aus fallen die roten Schichten auf, welche direkt im E als Basis der Padellamasse die unterste Dolomitwand krönen. Nach CORNELIUS (Lit. II, Karte) liegen hier Dolomit- und polygene Brekzien liasischen Alters vor, die dem Dolomit direkt auflagern, ihrerseits aber von Fukoidenschiefern überlagert werden, welche ebenfalls noch dem Lias angehören sollen.

Nun handelt es sich hier aber um jene Grenzschichten zwischen Dolomit und Schiefer, die uns nach den Erfahrungen am Murtiröl ganz besonders interessieren dürften.

Eine genaue Untersuchung ergibt nun folgendes Bild: Rote Brekzien vom Typus des Steinsbergerlias finden sich lokal in Linsen, vielfach aber folgt über dem Dolomit direkt eine polygene Brekzie von 5—10 m Dicke, dann ein oft bis 1,5 m mächtiger ziegelroter saluverähnlicher Sandstein, dann eine ganz dünne Platte rötlichen bis grünlichgrauen Kalkes. Darauf folgen dünne Linsen von Foraminiferenschiefern, dann 10—20 m gelblich-olivgrüne sterile Ton-

schiefer, die für den Flysch der God Drosa-Serien so ausserordentlich charakteristisch sind, und schliesslich die typischen grauen Murtirölschiefer mit reichlichen Foraminiferen und Fukoiden.

Der Oberjura (-Neocom?) ist in diesem Profil nicht nachweisbar, doch sind seine Vertreter (z. B. Aptychenkalk) auch am Murtiröl durch ausgesprochen linsenhaftes Auftreten gekennzeichnet. Dagegen ist das cenomane Alter der Foraminiferenschiefer durch das Auftreten der *Globotruncana apenninica* RENZ genügend belegt.

Dieses Profil stellt einen Faziestyp dar, bei dem die Flyschtransgression unter Absatz von klastischem Material einsetzte, was bei den God Drosa-Serien, mit denen sie die grösste Verwandtschaft zeigt, nur andeutungsweise der Fall ist.

2. Das Profil SE Marguns, Vordere Val Saluver.

Hier finden wir mehrere Meter grünlich-graue Foraminiferenmergel mit *Globotruncana ap.* und ziemlich sicher auch *Gl. Stephani Gandolji* am Fuss des Dolomitwändchens auf der Südseite des Baches (Ova Schlattain). Es handelt sich um ein verkehrtes Profil.

Zwischen Dolomit und Mergel schalten sich lokal Linsen von Steinsbergerbrekzie (1—2 m), dann folgt ebenfalls lokal roter Tonschiefer, und schliesslich eine Brekzie mit Hornstein (Radiolarit?) als Komponente.

Über dem Dolomitwändchen stehen Rhät und Liaskalke an, die auch von CORNELIUS als solche kartiert wurden, dann folgt wieder Dolomit, welcher in der Nähe des Grates, N Punkt 2448, von sterilen olivgrünen und lokal z. T. auch roten Tonschiefern des Flysches unterlagert wird.

Faziell handelt es sich hier um einen sehr ähnlichen Typus wie N der Alp Clavadatsch.

3. Das Profil NE des Lej Alv (Basis des Sass-Corviglia-Piz Schlattain).

Es dürfte sich hier um die Fortsetzung von Profil 2 handeln, doch sind diesem gegenüber wiederum nicht unbedeutende Unterschiede zu beobachten.

Die Lagerung ist ebenfalls verkehrt. Unter dem Dolomit stehen wiederum Foraminiferenschiefer mit *Globotruncana spez.*, wahrscheinlich *apenninica* RENZ an (ca. 5 m), z. T. rote Varietäten, dann grüne und vorwiegend rote sterile Schiefer, dann sandige Schiefer mit schwarzen Tonhäuten, mindestens 20—25 m.

4. Im obern Drittel der Valletta Schlattain legen sich um die am Bache anstehenden Felsköpfe von Dolomit ca. 1 m dicke, mylonitisierte, marmorisierte Linsen von Foraminiferenmergeln mit nachweisbarer *Globotruncana ap.*

5. Fuorcla Schlattain.

Die ganze Schieferserie zwischen den Dolomiten des Piz Schlattain im Norden und der Radiolarit-Aptychenkalk-Serie des Piz Nair im Süden, die besonders an der Fuorcla Schlattain gut aufgeschlossen ist, gehört ebenfalls dem Flysch an. Es finden sich darin etwas N der Fuorcla z. T. helle Kalke und Mergel, die wiederum *Globotruncana ap.* enthalten.

Diese kurze Übersicht hat also ergeben, dass sich im ganzen Bereich der erwähnten Profile sozusagen sämtliche sog. Liasschiefer und -mergel ganz eindeutig als Cenomanen Flysch entpuppt haben. Wo Lias vorkommt, tritt er, wie

an den genannten Stellen, nur als Linsen von Steinsbergbrekzie oder als Kalk von untergeordneter Bedeutung auf.

Die stratigraphische und tektonische Stellung des Flysches entspricht genau derjenigen am Murtiröl: Transgression mit stratigraphischer Lücke auf Dolomit, oder Unteren Lias, eventuell auf Brekzien jüngern Datums. Überall bildet er als Jüngstes die Umhüllung um die Kerne älterer Gesteine (Dolomit etc.).

B. Die Saluverserie.

Als „Saluverserie“ wird hier die klastische Serie (Kristalline und polygene Brekzien, Arkosen, wechsellagernd mit Sandsteinen und Schiefen) bezeichnet, welche die Gipfelpartie des Piz Nair NW von St. Moritz aufbaut. Es handelt sich hier um die durch die Beschreibungen ESCHERS und STUDERS klassisch gewordene Lokalität.

Schon durch diese, aber vor allem durch spätere Autoren wurde aber der Begriff auf ähnliche Bildungen der nähern und weitem Umgebung ausgedehnt, die aber durchaus nicht immer sichere stratigraphische Äquivalente darstellen. Dies gilt vor allem für die oben beschriebenen klastischen Gesteine an der Basis des Flysches im östlichen, untern Teil der Val Saluver, die tatsächlich oberkretazisches Alter haben, während dies bei den Gesteinen der klassischen Lokalität mehr als fraglich ist (s. unten). Die Bezeichnung „Saluverserie“ ist schon deshalb nicht sehr glücklich gewählt, weil in der Umgebung der Val Saluver zweierlei offenbar verschiedenalterige klastische Serien auftreten, dann aber vor allem auch, weil die klassische Lokalität gar nicht in der eigentlichen Val Saluver, sondern S eines Seitentales der Valletta Schlattain gelegen ist. Für eine Diskussion über diese Gesteine ist also eine genaue Definition unerlässlich.

1. Historisches.

VON ESCHER und STUDER als Verrucano bezeichnet, wurden sie von THEOBALD wegen der Dolomitkomponenten als posttriasisch angesehen. SPITZ dachte zunächst an kretazisches Alter, kam dann aber auf Grund seiner Beobachtungen am Murtiröl zur Überzeugung, dass es sich eher um Malm handeln dürfte.

CORNELIUS suchte, in Anlehnung an das Vorkommen der Cenoman- und der Gosaubrekzien der Ostalpen, auch für die Saluverserie kretazisches Alter nachzuweisen. Die Saluver-Schiefer sieht er als Vertreter der Unterkreide an, die Brekzie als solche der Oberkreide. STAUB hielt den Hauptteil der Serie für kretazisch, während er die Gipfelpartie als überschobene Platte von Verrucano und Kristallin der Berninadecke betrachtete.

2. Begründung der Annahme kretazischen Alters der Saluverserie am Piz Nair (nach CORNELIUS).

Ein schlüssiger Beweis für das kretazische Alter auch nur eines Teils der Saluverserie liess sich angesichts der gänzlichen Fossillosigkeit dieser Schichten nie erbringen, wie bereits SPITZ (1917, Lit. 21, pag. 182) und ARBENZ (1926, Lit. 2, pag. 20 oben) hervorgehoben haben.

Neben der Analogie mit dem Vorkommen von Kreidebrekzien in den Nordalpen stützte sich CORNELIUS hauptsächlich auf zwei Argumente resp. Indizien (1935, Lit. 10, pag. 240—245):

1. Den Fund einer Kristallinbrekzie mit oolithischer Grundmasse und mit kretazischen Foraminiferen (nach CORNELIUS, resp. W. FREUDENBERG, 1913, im

Schutt bei Silvaplana). Dieses Vorkommen glaubte CORNELIUS mit Gesteinen der Saluverserie identifizieren zu können. Es handelte sich dabei aber mit grösster Wahrscheinlichkeit um eine Brekzie aus der Basis des Flysches, die viel weiter verbreitet sind als CORNELIUS annimmt. Die Beschreibung stimmt auch mit diesen Vorkommen viel eher überein, als mit solchen der Saluverserie am Piz Nair.

2. Als Hauptargument für das kretazische Alter der Saluverserie stützt sich CORNELIUS aber auf die Annahme, einer nicht nur ungestörten, sondern auch normal liegenden Schichtreihe im Rücken der Errdecke. Er sah offenbar die Schiefer der Valletta Schlattain als normale Liasbedeckung des Dolomits der Errdecke an, die dann in weiterhin normaler Folge von Aptychenkalk-Radiolarit (Malm) und schliesslich von einer Kreide in klastischer (Saluver-) Fazies überlagert würde.

3. Problematik der Beweisführung hinsichtlich Kreidealters der klastischen Serie am Piz Nair.

Der obigen Beweisführung von CORNELIUS ist nun aber der Boden entzogen durch den Nachweis, dass es sich bei den Schiefen der Valletta Schlattain nicht um Lias, sondern um Flysch handelt. Nicht Älteres erscheint an der Basis der Radiolarite, sondern das jüngste Schichtglied, nicht „Lias“, sondern Flysch. Auf die Tatsache, dass sich bei Annahme kretazischen Alters der klastischen Serie das Fehlen von Komponenten jünger als Lias nur schwer erklären lässt, hat bereits CORNELIUS selbst hingewiesen (1935, Lit. 10, pag. 244). Dies gilt vor allem für den Radiolarit, der doch in unmittelbarer Nähe auftritt, und der daher zwischen dem Ablagerungsort der Brekzie und der Stelle, welche kristallines Material lieferte, irgendwo anerodiert sein müsste, wenn er älter sein sollte als die Brekzie.

4. Lagerungsverhältnisse der Nair-Basis.

Interessanterweise scheint der Flysch der Valletta Schlattain durch stratigraphische Übergänge mit den (topographisch) hangenden Schichten der (ältern) Radiolarit-Serie zusammenzuhängen. Es handelt sich also höchst wahrscheinlich um eine wohl zusammenhängende, aber verkehrte Schichtfolge. Demzufolge wäre mit dem Auftreten eines oberjurassisch-unterkretazischen Aptychenkalkes zu rechnen, der hier zwischen Oberkreideflysch (sog. Lias) und Malm liegen würde, nicht zwischen Lias und Malm.

Eine ähnliche Erklärung mag vielleicht auch anderwärts die problematische Annahme zweier verschiedenalteriger Aptychenkalke finden, die einmal unter dem Malm (über „Lias“), ein andermal darüber liegen sollen.

In der Tat ist es denkbar, dass — wenn irgendwo im Engadin — dann in diesem stratigraphischen Niveau bei genauerer Untersuchung vielleicht doch noch Vertreter mittelkretazischer Schichtglieder vom Typus der Falkniskreide zu finden wären. Gewisse der entsprechenden Schichtglieder scheinen eine derartige Deutung zuzulassen.

5. Alter und Lagerung der Saluverserie am Piz Nair.

Bei Annahme verkehrter Lagerung der Schichtfolge am Piz Nair ist die Schlussfolgerung nicht zu umgehen, dass die Saluverserie älter sein müsste als die Radiolarit-Aptychenkalk-Serie. Dass die beiden (auf dem Umwege über die Saluver-Schiefer) durch Wechsellagerung stratigraphisch miteinander verbunden sind, steht jedenfalls ausser Zweifel. Mit der Frage normaler, resp. verkehrter

Lagerung steht und fällt daher bei Annahme einer zusammenhängenden stratigraphischen Schichtfolge auch die Theorie des kretazischen Alters der Saluverserie.

6. Der klastische Zyklus.

Für verkehrte Lagerung spricht nicht bloss die Unterlagerung mit Flysch und der offensichtlich stratigraphische Zusammenhang mit den hangenden ältern Schichten, sondern auch die Art der Schüttung innerhalb des klastischen Zyklus selber. Die grobklastischen Elemente liegen bezeichnenderweise (topographisch) oben, während sich nach unten in mehrfacher Wechsellagerung zunächst Arkosen, dann Sandstein und schliesslich Schiefer einstellen, die ihrerseits mit der Radiolarit-(Aptychenkalk)-Serie wechsellagern. Normalerweise darf aber wohl das Einsetzen des klastischen Zyklus mit der Förderung des groben Materials und ein allmähliches Feinerwerden des Kornes bei den jüngern Sedimenten angenommen werden und nicht umgekehrt.

7. Das Problem der Abtrennung einer ältern Gipfelpartie.

Die Idee der Abtrennung einer Platte von überschobenem Verrucano in der Gipfelpartie des Piz Nair (STAUB) liesse sich vor allem durch die Tatsache begründen, dass die Brekzie nach oben (topographisch) immer ausschliesslicher zu einer in stets zunehmendem Masse weniger differenzierten Kristallinbrekzie wird, der überhaupt jeder Zement zu fehlen scheint und die sich schlussendlich von kompaktem Gneis kaum mehr oder nur sehr schwer unterscheiden lässt. CORNELIUS spricht hier (1935, Lit. 10, pag. 240) von „regeneriertem Granit“. Bei verkehrter Lagerung lässt sich dieses Problem leicht erklären, da es sich um einen Fall handeln würde, auf den sich eine Bemerkung von ARBENZ betr. die Verhältnisse am Murtiröl anwenden lässt. Er sagt dort (1926, Lit. 2, pag. 31 unten) wörtlich: „Die Stelle dürfte nicht mehr fern sein, wo die rudimentäre Trias völlig aufgezehrt ist und die Juratransgression des Kristallin tangiert.“ (Vielleicht liessen sich Vorkommen von Dolomiten, wie jenes E des Piz Nair, Punkt 3062, auf diese Weise deuten.)

Eine Bildung von Verrucano-Alter ist allerdings deshalb schon höchst unwahrscheinlich, weil nirgends ein Anhaltspunkt für eine tektonische Trennungsfläche zu finden ist, die klastische Serie aber anderseits eng mit oberjurassischen Sedimenten zusammenhängt. Zudem müsste der sonst faziell so ausgeprägte Verrucano hier in einer diesem Gestein sonst ganz fremden Fazies auftreten. Auf diese Tatsache hat bereits ARBENZ hingewiesen. Er vermutete dementsprechend, dass die „höheren Teile des Profils verkehrt liegen und jurassisch sein könnten“ (1926, Lit. 2, pag. 20). Mit dem Nachweis von Flysch an der Basis, drängt sich aber heute eine Lösung besonders auf, und zwar die der Annahme verkehrter Lagerung für das ganze Profil, von oben bis unten.

8. Tektonische Zusammengehörigkeit.

Die Annahme verkehrter Lagerung würde gleichzeitig auch neue Perspektiven betr. tektonischer Zugehörigkeit eröffnen. Es müsste nicht mehr die gleiche enge Beziehung zur Errdecke angenommen werden wie vorher, es könnte sich ebensogut um einen Verkehrtchenkel an der Basis der Berninadecke handeln, was besonders interessant ist im Hinblick auf die auffällige Streuung von Berninagesteinen in der Brekzie, besonders da ja kurzer Transport angenommen werden muss (geringe Abrollung der Komponenten).

9. Die Analogie mit den Vorkommen im Murtiröl.

Ziemlich eindeutig sind die Lagerungsverhältnisse am Murtiröl, wo eine klastische Serie absolut mit den Vorkommen des Piz Nair identischer Gesteine in eine stratigraphisch geschlossene Schichtfolge zwischen Trias (resp. Liasbrekzie) und Aptychenkalk eingeschaltet ist. Eine ziemlich scharfe Grenze, jedoch kaum tektonischer Natur, kennzeichnet die Basis der Brekzie, doch sind die folgenden Schichtglieder, Brekzie-Sandsteine-Schiefer, dann Aptychenkalk, ferner Couches Rouges und Flysch eindeutig durch stratigraphische Übergänge verbunden.

Die Saluverserie am Murtiröl wie auch am Piz Nair ist daher mit ziemlicher Sicherheit jurassischen, und zwar höchstwahrscheinlich oberjurassischen Alters, entsprechend den engen Zusammenhängen mit Aptychenkalk, resp. Radiolarit.

Die Saluvergesteine am Piz Nair und am Murtiröl erscheinen so als ungefähre Äquivalente der Maranerbrekzien, der Falknisbrekzie und vielleicht auch noch von Brekzien tektonisch tieferer Elemente (Brekzien des Schams?).

Damit wird keineswegs behauptet, dass klastische Bildungen nicht auch in der Oberkreide vorkommen können (s. oben). Ansätze dazu konnten an der Flyschbasis schon am Murtiröl beobachtet werden. In der Zone von Samaden, u. a. auch in der Val Saluver, sind unzweideutige oberkretazische Brekzien zu treffen. In diesem Sinne könnte man sogar von oberkretazischen „Saluvergesteinen“ sprechen. Um aber eine weitere Begriffsverwirrung zu vermeiden, muss nochmals darauf hingewiesen werden, dass eine analoge Altersbestimmung für die klassische Lokalität der Saluvergesteine am Piz Nair höchstwahrscheinlich nicht zutrifft.

Am Murtiröl wie am Piz Nair fand die Hauptschüttung im Oberjura statt, doch finden sich feine Einstreuungen noch im Aptychenkalk (am Piz Nair treten auch im Radiolarit brekziöse Bildungen auf) und sehr deutlich auch noch in den eigentlichen Couches Rouges, wo z. B. im Dünnschliff zwischen den Brocken eines Granitgruses 1) s. Fig. 3 ganz deutlich absolut intakte Globotruncanenschälchen zu beobachten sind. Lokal finden sich auch gröber klastische Bildungen, bezeichnenderweise gehören aber, wie gesagt, gerade die auffällig mächtigen Gesteine der Saluverserie am Piz Nair höchst wahrscheinlich in ein tieferes, (ober-) jurassisches Niveau.

IV. Die Zone am Nordrand des Err-Kristallins.

(Albula-Tschimas da Tschitta-Carungas.)

Diese Gegend stellt tektonisch ein Bindeglied dar zwischen Oberengadin und Mittelbünden.

Wir finden nun interessanterweise auch hier die für das Unterostalpin als charakteristisch beschriebene Schichtreihe zum größten Teil wieder, so die rudimentäre Trias, dann aber vor allem auch die eigentümlichen klastischen Serien der Saluvergesteine und Radiolaritbrekzien, ferner auch deren Verknüpfung mit Aptychenkalken.

Oberkreideflysch konnte allerdings bis jetzt noch nicht endgültig nachgewiesen werden, doch lassen sich gewisse Vorkommen kaum anders deuten, wie schon aus Beschreibungen von CORNELIUS deutlich hervorgeht. Er sagt wörtlich: „Der Radiolarienhornstein geht am Abhang W Flix an einer Stelle über in polygene Breccie mit Glimmerschieferkomponenten. Vielleicht gehören einem stratigraphisch noch höhern Niveau die Schichten an, die am Carungas den Radiolarit überlagern: kalkarme schwarze Schiefer, graue sandige, zum Teil glimmerreiche Schiefer

mit feinen Quarzsandsteinen sowie einzelne Einlagerungen von Dolomitreccie.“ (CORNELIUS, Lit. 9, 1923, pag. 11). Diese Beschreibung erinnert unbestreitbar sehr an den cenomanen Flysch des Oberengadins. Auch STAUB's Karte des Avers (Lit. III) lässt Ähnliches vermuten. Fast durchwegs erscheint in der Gegend der Scalottaklippe Radiolarit, z. T. mit Aptychenkalk zwischen Trias oder Kristallin einerseits und sog. „Lias“ anderseits. STAUB beschreibt auch (Lit. 25) aus dieser Gegend Couches-Rouges-ähnliche Foraminiferenschiefer, die er in die Oberkreide stellen möchte.

Was den Lias anbetrifft, so scheint diesem am N-Rand des Errkristallins ein ganz beträchtlicher Anteil am Aufbau der Schichtreihe zuzukommen. Auch diese Tatsache entspricht durchaus den Verhältnissen im Oberengadin. Auf die Sprunghaftigkeit der Faziesentwicklung wurde bereits am Beispiel des Piz Mezzaun hingewiesen, dessen Lias eine Mächtigkeit erreicht, die zu den rudimentären Vorkommen in den Murtiröl- und God Drosa-Serien in auffallendem Kontrast steht. Eine besonders deutliche Illustration dieser Gegensätzlichkeit in der faziellen Entwicklung stellt nach der Beschreibung von CORNELIUS der in gewisser Beziehung intermediäre Typus des Piz Padella dar.

Reduzierte Trias, sprunghafte Fazies- und Mächtigkeitsänderungen des Lias, klastische Natur des Malm mit Übergängen zu Tiefseesedimenten und schliesslich das Auftreten flyschartiger Bildungen in der Oberkreide stellen auch am Nordrand des Errkristallins vom Albulapass bis ins Oberhalbstein die Hauptmerkmale der unterostalpinen Schichtreihe dar.

Ein Vergleich mit der ausgesprochen „ruhig“ anmutenden mittelostalpinen Schichtfolge etwa der Val Trupchum verdeutlicht den grossen Unterschied gegenüber dem S anschliessenden Sedimentationsraum: Relativ gutgegliederte Trias von respektabler Mächtigkeit, Lias (-Dogger) in Allgäufazies mit reicher Ammonitenfauna in den tiefern Stufen, Malm (-Unterkreide) in Radiolarit-Aptychenkalkfazies, aber ohne irgendwelche Anzeichen klastischer Sedimentation, Couches Rouges in Mergelfazies ohne Flyschbildung.

Das Verhältnis zum Penninikum ist bedeutend problematischer, wie schon aus den verschiedenen Ansichten über die Einordnung der Plattadecke hervorgeht.

Es sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, dass STAUB seinerzeit den obern ophiolithfreien Teil der ehemaligen Rhätischen Decke unter dem Namen „Schieferkomplex“ von der eigentlichen Plattadecke abtrennte und diese Trennungslinie als Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum bezeichnete.

ARBENZ (Lit. 1, 1922) allerdings möchte diese Grenze an der Basis der Plattadecke, d. h. über dem Oberhalbsteinerflysch gezogen wissen, im Hangenden einer „der am allertiefsten in die Alpen eingreifenden Synklinaltrennungen“. Nach ARBENZ unterscheiden sich Schieferkomplex und Plattadecke stratigraphisch so wenig, „dass sie oft kaum auseinandergehalten werden können“. Diese Tatsache hat auch STAUB in seiner neuesten Synthese (Gedanken etc., Lit. 29) Rechnung getragen, und er weist diesbezüglich darauf hin, dass dieses Phänomen durch eine gegenseitige Überschneidung der faziellen, resp. tektonischen Grenzen erklärt werden könne.

Damit sind die beidseitigen Standpunkte einander entschieden näher gerückt. Immerhin handelt es sich bei diesem Problem um mehr, als bloss um eine Angelegenheit der Nomenklatur. Diese Frage soll daher später in einem andern Zusammenhang nochmals berührt werden.

V. Faziestypen der Aroser Schuppenzone.

Die oben beschriebenen Faziestypen des Unterostalpins finden sich in der Aroserschuppenzone wieder, und zwar z. T. in geradezu verblüffender Ähnlichkeit. Stratigraphische Lückenhaftigkeit und rascher horizontaler und vertikaler Fazieswechsel im Zusammenhang mit dem Auftreten klastischer Serien sind auch hier die Regel. Einzig die Ophiolithe muten beim Vergleich mit dem Oberengadin fremd an.

A. Historisches.

Ganz im Gegensatz zu den Verhältnissen im Engadin ist die tektonische Stellung der Aroser Schuppenzone von jeher umstritten gewesen. Schon der Name „Schuppenzone“ und mehr noch die alte Benennung der STEINMANN'schen Schule, „Aufbruchzone“ spiegelt diese Problematik wieder. Die beiden Begriffe decken sich nicht vollständig, da der letztere zudem noch die Falknis- und die Sulzfluhdecke umfasste.

Sämtliche Autoren (STEINMANN, ZYNDEL, STAUB, ARBENZ, CADISCH, BRAUCHLI u. a.) betonen den gemischt unterostalpinen-penninischen Charakter, und die meisten sprechen sich für die Möglichkeit tektonischer Mischung in irgendeiner Form aus. Im einzelnen gehen allerdings die Ansichten oft ziemlich weit auseinander.

Der Versuch der STEINMANN'schen Schule, Falknis- und Sulzfluh mit den Schamserdecken in Beziehung zu bringen, wurde von ZYNDEL mit Entschiedenheit abgelehnt, unter der Begründung, dass der Lenzerheideflysch die Aufbruchzone unter-, die Schamserdecken S Lenz und Tiefencastel überlagere, wie dies auch STAUB betont.

STAUB betrachtete die Elemente der Klippendecke, resp. der (Falknis- und) Sulzfluh zunächst als Stirnpartien der Err-, resp. der Berninadecke. Später (1937, Lit. 29, Gedanken zum Bau der Westalpen, I. Teil) sah er sich veranlasst, wenigstens die letztere noch südlicher, auf dem Rücken der Bernina zu beheimaten, was ihn anderseits wiederum dazu führte, eine Herkunft der Brekzien- und der Simmendecke aus einer noch höhern Einheit anzunehmen, also aus dem Mittelostalpin, die erstere von stirnwärtigen Elementen (Languarddecke), die letztere samt ihren Ophiolithen aus der Quatervals-Geosynklinale.

B. Stratigraphische Probleme.

Schon bei einer kursorischen Begehung der Arosergegend wird man überall der erwähnten auffälligen Gesteinsassoziationen begegnen, so den z. T. flyschartigen Schiefen, dann den oft leuchtend roten Radiolariten und Aptychenkalken, die z. B. in der Schwellisee-Gegend und gegen den Hörnligrat hin in nahen Beziehungen zu „Saluver-artigen“ Gesteinen vom Typus des Piz Nair stehen, ferner Unterem Lias in Steinsbergerfazies, wie auch teilweise in kalkig-mergeliger bis schiefriger Ausbildung und schliesslich einer reduzierten, stark brekziösen Trias.

1. Die Schieferfrage.

HOEK betrachtete in Anlehnung an STEINMANN nicht nur die Tonschiefer, sondern auch die Fleckenmergel und Streifenschiefer THEOBALD's (z. T. auch Brekzien und Kalke) als Flysch. Demgegenüber konnte CADISCH (schon 1919, Lit. 3) mehrfach Übergänge dieser Gesteine in Rhät und roten Hierlatzkalk (mit Cephalopoden), anderseits in oberjurassischen Aptychenkalk nachweisen. Er hielt

daher den ganzen Komplex für Lias bis Dogger. Später (1923, Lit. 5) erwähnt er (über dem Radiolarit) flyschähnliche Sandsteine und Quarzite. In der Geologischen Karte (Lit. 3) von Mittelbünden, bezeichnete er die fraglichen Gesteine als mesozoische Schiefer. Er lässt dementsprechend die Möglichkeit offen, dass darin auch noch nachjurassische Horizonte vertreten sein könnten, und zwar offenbar aus dem Grunde, da er die „Saluverserie“ und die damit zusammenhängenden Schiefer als möglicherweise kretazisch betrachtete.

a) *Der Flysch.*

Die stratigraphische Verwandtschaft der übrigen Schichtglieder mit den Serien des Obereengadins lässt a priori auch das Auftreten von Oberkreide erwarten. In der Tat entspricht denn auch ein grosser Teil der „mesozoischen Schiefer“ faziell genau den Murtirölschiefern, dem Flysch des Obereengadins. Allerdings handelt es sich dabei nicht um die mit der Saluverserie zusammenhängenden Gesteine.

Das beste geschlossene Profil zeigt wohl das Vorkommen am Maranerbergli, wenig unterhalb Punkt 2162:

Über Dolomit und einer darauffolgenden wechsellagernden Serie von vermutlich jurassischen Brekzien (lokal mit roten Hornsteinen als Komponenten) und Kieselschiefern folgen teilweise mergelige bis kalkige Schiefer mit *Globotruncana apenninica* RENZ.

Die Foraminiferen, die ich an dieser Stelle zum ersten Male 1927 anlässlich einer kurzen Begehung entdeckte, sind von blossem Auge nur schwer erkennbar. Ich suchte sie in dem betr. Niveau einzig und allein aus Analogiegründen zu den Vorkommen am Murtiröl. Immerhin ist der Nachweis für den Vergleich mit den Ergebnissen im Engadin von Bedeutung. Erst nachträglich entdeckte ich, dass Couches Rouges von dieser Lokalität bereits von TRÜMPY erwähnt wurden (1916, Lit. 32).

b) *Die Kieselschieferserie.*

Bei diesen Gesteinen handelt es sich um ein wenigstens teilweises Äquivalent der Radiolarit-Aptychenkalk-Gruppe, resp. der Saluverserie (vom Typus Piz Nair).

Am Piz Mezzaun sind bunte Tonschiefer, vor allem aber auch grüne, oft stark kieselige Schiefer in Verbindung mit (rotem und) grünem Radiolarit zu treffen. In der Val Trupchum (Unterostalpine Serie) treten sie selbständig auf. Ähnlich konnten in der Tschimas da Tschitta-Gegend Kieselschiefer ebenfalls in Zusammenhang mit der Radiolarit-Aptychenkalk-Gruppe gefunden werden und schliesslich wiederum bei Arosa (am Weg von Maran nach Prätsch), über Maranerbekzie, ferner am Schwellisee, ebenfalls in Beziehung einerseits mit Radiolarit, anderseits mit Saluver-ähnlichen Gesteinen.

Diese Schiefer enthalten häufig undeutliche Radiolarien, sie gehören auch, wenigstens teilweise, unzweifelhaft in die Radiolaritserie. Ich möchte sie aber doch nicht als eigentliche Radiolarite bezeichnen, da mit diesem Begriff schliesslich doch die bestimmte Vorstellung nicht eines schiefrigen, sondern eines sehr homogenen, dichten radiolarienführenden Hornsteins verbunden ist. Ich ziehe daher die Benennung „Kieselschieferserie“ vor, besonders, da sie oft auch einen mehr sandigen und z. T. sogar tonigen Charakter annehmen kann, wobei sie vielfach von entsprechenden Gesteinen der Saluverserie nicht zu unterscheiden ist. In bezug auf das Alter betrachte ich diese Serie als ungefähres Äquivalent, sowohl

der Radiolarit- wie der Saluverserie (Oberjura), wobei allerdings innerhalb derselben gewisse Altersunterschiede anzunehmen wären, indem im allgemeinen die Brekzien als das Älteste, eventuell als basale Malmtransgression, die Sandsteine als jünger, vielleicht etwa Mittlerer oder Oberer Malm bis eventuell Untere Kreide zu gelten hätte. Es ist aber auch möglich, dass sowohl die Radiolarite wie die Kieselschiefer bedeutend älter sein können, wie dies offenbar in der Simmendecke der Fall ist.

c) *Die Liasschiefer.*

Schiefer finden sich auch im Lias. Am Murtiröl allerdings sind sie nicht vorhanden, ein Umstand, der jedenfalls die Abtrennung der Murtirölschiefer bedeutend erleichterte. Wir kennen sie aber in dieser Gegend sowohl aus dem Mezzaun-, wie aus dem Trupchum-Lias.

In der Zone von Samaden sind sie z. T. auch aus den lückenhaften Serien des Unterostalpin bekannt. Sie fehlen N Clavadatsch, hingegen finden wir Kalke und z. T. auch schiefrige Partien S Marguns (über den Dolomit gegen den Grat hin).

In der Gegend der Tschimas da Tschitta sind sie recht reichlich vertreten und ebenso auch bei Arosa.

Sie sind bedeutend mehr mergelig bis kalkig, besonders im Vergleich mit den beiden jüngern Schieferserien, meist als Griffelschiefer, Streifen- und Fleckenmergel ausgebildet. Sie finden sich vorwiegend in Vergesellschaftung mit Kalken und Mergeln vom Typus der Allgäufazies.

d) *Die drei Schiefertypen.*

Es sind also deutlich drei Typen von Schiefen verschiedenen Alters auseinander zu halten, die in ihren Endgliedern allerdings oft petrographisch nicht voneinander zu unterscheiden sind.

Im Gesamthabitus weisen sie aber doch ausgesprochene Charakteristika auf. Die verschiedenen Typen wurden bereits beschrieben, allgemein lässt sich aber feststellen, dass die liasischen Schiefer eine vorwiegend kalkig-mergelige Beschaffenheit aufweisen, während die oberjurassische Serie im allgemeinen einen ausgesprochen kieslig (-tonigen) bis feinsandigen Typus zeigt und schliesslich in den flyschartigen oberkretazischen Schiefen toniges Material überwiegt (abgesehen von den eigentlichen Couches Rouges, die wieder mergelig sind).

Neben diesen petrographischen Verschiedenheiten ergeben sich aus den Beziehungen zum Nebengestein (Über- oder Unterlagerung, seitliche Übergänge) feststellbare Altersunterschiede. So erklären sich die oben zitierten von CADISCH beobachteten Beziehungen zu Rhät und Lias einerseits, zu oberjurassischen Aptychenkalken andererseits, ferner auch der Zusammenhang mit Couches Rouges, resp. Oberkreideflysch am Maranerbergli.

Aus all dem geht die Verwandtschaft der Schieferprobleme mit jenen des Oberengadins recht deutlich hervor. Es zeigt sich aber auch, dass die Vorbedingung zu deren Verständnis eine säuberliche Trennung der altersverschiedenen Elemente ist. Auf jeden Fall dürfte sich der Versuch einer detaillierten Gliederung lohnen, auch wenn dies in der Aroser Gegend vielfach mit bedeutenden Schwierigkeiten verbunden sein dürfte.

2. Das Problem des klastischen Oberjura.

Zu den bereits beschriebenen klastischen Sedimenten im Oberjura des Engadins, deren Vertreter offenbar auch in der Aroserzone vorkommen, kommt hier noch ein weiterer Typus: Die Maranerbrekzie. Es handelt sich dabei um eine

Radiolaritbrekzie, ähnlich wie sie auch von andern Lokalitäten des Unterostalpinen Raumes beschrieben wurde, so von CORNELIUS z. B. aus der Gegend der Val Saluver, von EUGSTER (Lit. 12) aus dem Albulatal usw.

STEINMANN hielt sie zunächst für Cenoman wegen des Vorkommens eckiger Radiolaritbrocken in der Brekzie. Später sah er darin ein tektonisches Produkt. Schon TRÜMPY betrachtete die Maranerbrekzie als jurassisch und CADISCH sah darin die Transgressionsbrekzie des Radiolarits. ARBENZ (1926, Lit. 2) denkt sich ihre Entstehungsweise analog derjenigen siderolithischer Brekzien.

Das Vorkommen von Radiolarit als Komponente der Brekzie wird von ARBENZ bezweifelt. Rote, aber nicht sicher Radiolarien führende Hornsteine als Komponenten sind zwar im höhern Teil der Brekzie am Maranerbergli, nicht aber am Weg nach Prätsch (wenigstens nicht mit Sicherheit) zu beobachten. Aber auch wenn es sich bei den erwähnten Komponenten um echten Radiolarit handeln sollte, so ist dies nicht als Beweis für kretazisches Alter massgebend, da die Radiolaritbildung eventuell schon relativ früh, voraussichtlich aber auch nicht überall gleichzeitig einsetzte. In den Südalpen soll sie nach SENN (Lit. 19) schon im Dogger (Bajocien, resp. Bathonien) begonnen haben. Auch in der Simmentaldecke scheint diese Möglichkeit gegeben zu sein.

Andererseits ist nicht zu bestreiten, dass der Hornstein, z. T. auch echter Radiolarit, im allgemeinen (Aufschluss am Weg nach Prätsch, Punkt 1972), eher als Bindemittel auftritt, wie dies schon ARBENZ (1926, Lit. 2) betonte. Er hat auch bereits darauf aufmerksam gemacht, dass bunte Schiefer — sie liegen hier über der Radiolaritbrekzie — als Begleitgesteine auftreten.

a) *Die klastische Serie und die Faktoren der Brekzienbildung im Oberjura der Aroser Schuppenzone.*

Die Maranerbrekzie ist teilweise sicher sedimentärer Natur. Dafür sprechen folgende Punkte:

1. Schichtung, meist etwas undeutlich.
2. Abrollung der Komponenten, lokal auftretend und gewöhnlich wenig ausgeprägt.
3. Korrosionserscheinungen an den Komponenten.
4. Auftreten von Verwitterungskrusten an den Komponenten (Oxydationsrinde).

Die letztern Erscheinungen sind besonders bei dem Vorkommen am Maranerbergli zu beobachten.

In vielen Fällen scheinen allerdings mechanische Faktoren an der Entstehung der Brekzie massgebend beteiligt zu sein.

Daraufhin deuten beispielsweise die z. T. monogenen Dolomitbrekzien, aus denen als Basis vielfach die gemischte Brekzie hervorgeht. Sie zeigen deutlich das Bild weitgehender Zerrüttung des ganzen Gesteinskomplexes, wobei dieser allerdings oft ohne nennenswerte Lageveränderungen der Bruchstücke wieder vollständig verfestigt wurde.

Ob diese bei der monogenen Dolomitbrekzie zu beobachtende Erscheinung gleichaltrig ist wie die Bildung der Radiolaritbrekzie, lässt sich vorderhand noch nicht mit Sicherheit nachweisen. Es scheinen aber doch auch bei der letztern dieselben Phänomene an deren Bildung mitbeteiligt zu sein, wenn auch andererseits bei der Maranerbrekzie die Wirkungen von Erosion, Transport und Durchmischung der Komponenten das Bild beherrschen. Immerhin war eine Verfrachtung nur auf kurze Distanz denkbar, da eine Abrollung nur in untergeordneter Masse zu beobachten ist.

Als Anzeichen für die Mitwirkung mechanischer Faktoren kann auch der Umstand gedeutet werden, dass es im allgemeinen sehr schwer fällt, die Rolle des Radiolarits in seinem Verhältnis zur Brekzie unzweideutig zu erkennen.

Tatsächlich ist es bis heute nicht gelungen zweifelsfrei nachzuweisen, ob neben radiolarienfreiem Hornstein auch echter Radiolarit auch als Komponente oder nur als Bindemittel fungiert. Diese merkwürdige Tatsache hat ihren Grund darin, dass die rote Masse, die den Zement bildet, oft nicht einheitlich ist. Sie besteht bei näherem Zusehen aus echten roten Radiolarienhornsteinen, ferner aus einem radiolarienfreien Hornstein in einer etwas verschiedenen Schattierung von Rot, ferner aus rotem tonigem Material.

Alle diese lithologischen Varianten des Zementes der Maranerbrekzie sind auch als normale Gesteinstypen der verschiedenen Fazien des unterostalpinen Oberjura bekannt (Radiolarit-Aptychenkalk-Kieselschieferserie-kristalline Brekzien vom Typus Piz Nair). Trotz petrographisch uneinheitlichem Habitus darf daher die Grundmasse insofern als einheitlich betrachtet werden, als die verschiedenen Typen als vikariierende Fazien ein und desselben klastischen Zyklus zu bewerten sind.

Ein weiterer Faktor, der einen bestimmenden Einfluss auf den heutigen Zustand der Brekzie ausübte, ist eine nachträgliche mechanische Überprägung derselben.

Es scheint, dass in dieser Grundmasse die Radiolarien-führenden kieseligen Partien nesterweise verteilt waren. Diese Anordnung wurde aber z. T. durch eine deutlich erkennbare mechanische Beanspruchung übertönt, so dass sich dieser Zusammenhang ohne genaue mikroskopische Untersuchungen nicht eindeutig feststellen lässt. Die starrereren kieseligen Partien reagierten natürlich auf die mechanische Beanspruchung durch Bruch, während die tonigen plastisch deformiert wurden. So entsteht oft der Eindruck eckiger Komponenten von Radiolarit. Derartige Verhältnisse findet man am Wege von Maran nach Prätsch, während am Maraner Bergli Hornsteine als Komponenten zu beobachten sind. Wenn somit eine gewisse mechanische Beanspruchung sicher nachweisbar ist, so kann doch nicht von „Tektoniten“ im Sinne STEINMANN'S (Lit. 30) die Rede sein. Er möchte diese Brekzien als mechanische Zerreibungsprodukte infolge alpin-tertiärer Bewegungsvorgänge aufgefasst wissen. Ganz abgesehen von den bereits erwähnten Gründen für eine sedimentäre Entstehungsweise der Maraner Brekzie deutet schliesslich auch ihre vollständige diagenetische Verfestigung darauf hin, dass ihre Entstehung zeitlich weiter zurückliegen dürfte als die alpine Faltung.

b) *Alter der Maranerbrekzie.*

Was das Alter anbetrifft, so dürfte es sich mit ziemlicher Sicherheit um eine oberjurassische Bildung handeln, wie dies schon D. TRÜMPY, ARBENZ, CADISCH, BRAUCHLI u. a. erkannt hatten.

Es spricht dafür der enge Zusammenhang mit höchst wahrscheinlich sedimentär eingelagerten Radiolarien-führenden Hornsteinen und die Überlagerung durch die bunten Schiefer der offenbar ebenfalls oberjurassischen Kieselschieferserie.

c) *Vergleich mit Äquivalenten des Oberengadins.*

Die Analogien mit dem Unterostalpinen Oberjura des Murtiröl und der Zone von Samaden wie auch der Albula-Err-Gegend sind augenfällig. Brekzien vom Typus Maran kommen auch dort vor, andererseits findet man saluverartige Ge-

steine auch in der Aroser Schuppenzone, und zwar ebenfalls in engem Zusammenhange mit der Radiolaritserie, so z. B. in der Schwellisee-Gegend. Es ist möglich, dass auch hier die Saluverserie die Radiolaritserie unterlagert, doch konnte dies bis jetzt nicht endgültig bewiesen werden. Immerhin dürfte es sich bei diesen saluverartigen Gesteinen vom Typus des Piz Nair, wahrscheinlich auch hier nicht um Kreide handeln, da hier ebenfalls die Oberkreide in Flyschfazies vertreten ist, wie der Nachweis von Couches Rouges am Maraner Bergli zeigte. Ähnliche Verhältnisse finden sich auch bei Wallbrunnen. Das Profil ist möglicherweise auch hier verkehrt, zuoberst auf dem Grat der Weissfluh liegt Dolomit, dann folgen (nach CADISCH, Karte, Lit. I) Liasbrekzien, dann polygene Saluverbrekziensandsteine und -schiefer und erst dann Radiolarit und zum Schluss Aptychenkalk. Immerhin besteht hier die Möglichkeit tektonischer Komplikationen.

C. Der fazielle Habitus und die tektonische Zugehörigkeit der Aroser Schuppenzone.

Jede Beschreibung der faziellen Verhältnisse der Aroser Schuppenzone spiegelt (abgesehen von den Vorkommen der Ophiolithe) so sehr die oben beschriebenen Charakteristika der unterostalpinen Schichtreihe im Engadin wieder, dass es sich erübrigen dürfte, nochmals darauf einzutreten.

In diesem Sinne äusserte sich auch CADISCH, und zwar zu einer Zeit (1929, Lit. 6), da die faziellen Verwandtschaften besonders der Kreideablagerungen noch weniger bekannt waren als heute: „Casannaschiefer mit graphitführendem Karbon, Verrucano, Rauhwacke, Gips, Raiblerdolomit, Rhaet, Liaskieselkalk, -kalk und -schiefer, Aptychenkalk, Radiolarit, kretazische Breccien, Sandsteine und Schiefer (= Saluergesteine) entsprechen ganz genau der Serie in der Err-Berninadecke und nur dieser.“

Keine andere Einheit des Plessurgebirges weist dieselben Fazieseigentümlichkeiten auf, und im Oberengadin und Oberhalbstein bleibt ihre Entwicklung beschränkt auf die unterostalpinen Decken und reicht nach unten noch bis in die Plattadecke.

Im Liegenden und im Hangenden ist ihre Begrenzung im Plessurgebirge scharf: unten das Zwillingpaar der Falknis- und Sulzfluhdecken mit neritischem Malm und wohlgegliederter Kreide, oben die mittelostalpinen Elemente der Aroser Dolomiten mit mächtig entwickelter und wohldifferenzierter Trias.

Nicht nur die Fazies der Aroser Zone ist dieselbe wie im Engadin und Oberhalbstein, sondern auch die tektonische Stellung ist überall eine analoge.

Die Aroser Schuppenzone darf daher wohl mit Recht als ein unterostalpinen Element bezeichnet werden.

D. Tektonische Stellung benachbarter Elemente.

Falknis- und Sulzfluhdecke, die immer, in Arosa, im Rhätikon und im Unterengadin, unter der Aroserzone liegen, dürften bereits dem Grenzgebiet gegen das Hochpenninikum entstammen, aus einem Bereich, der räumlich nicht allzu weit vom Ablagerungsgebiet der Schamserdecken entfernt sein dürfte, jenen einzigen Elementen in ganz S-Bünden, die überhaupt auch nur annähernd mit Falknis- und Sulzflusssedimenten verwandt zu sein scheinen.

Diese Elemente stellen sich unter den Schuppen der Plattadecke ein (die Weissbergzone, nach STREIFF die Basis für Marmorzone und Gelbhorndecke), analog wie Falknis-Sulzfluh unter der Aroserzone. Diese Feststellung über analoge Lage von Falknis-Sulzfluh und den Schamseredimenten bezieht sich allerdings

nur auf die Anordnung der Fazieszonen, welche hier offenbar von den tektonischen Linien überschritten werden, denn es ist klar, dass die tektonische Stellung von Falknis–Sulzfluh einerseits und der Schamserdecken andererseits eine völlig verschiedene ist, da ja die beiden durch den Lenzerheideflysch und seine S-Fortsetzung getrennt sind.

Es liegt aber immerhin im Bereich der Möglichkeit, dass der Faziesbereich Schamserdecken–Falknis–Sulzfluh ursprünglich näher zusammenhing, als dies meistens angenommen wird, und es ist auch nicht ausgeschlossen, dass ein solcher Zusammenhang erst im Verlaufe der alpinen Überschiebungsvorgänge verloren ging, indem der Gesamt-Faziesbereich durch eine tektonische Fläche erster Ordnung zerschnitten wurde, wobei sich der S-Teil mit dem ostalpinen System bewegte und derart auf die zurückgebliebenen Elemente des Hochpenninikums überschoben wurde.

Möglicherweise handelt es sich auch um eine nachträgliche Verscherung eines bereits in sich überschobenen Deckenpaketes.

Solche Verschuppungen nimmt auch STREIFF (1939, Lit. 31) an, ebenso erwähnt er vorbereitende Faltungsvorgänge bereits im Jura. STAUB geht noch weiter und rechnet mit spätmesozoischem Zusammenschub (1937, Lit. 29, pag. 110), vor Ablagerung des Flysches, da dieser über verschiedene tektonische Elemente transgrediere. Auf diese Möglichkeit hat bereits 1933 LEUPOLD sehr nachdrücklich hingewiesen, indem er Niesen- und Prätigauflysch als „die ‚Gosauablagerung‘ des bereits vorgebildeten penninischen Gebirgs“ bezeichnet.

Auf jeden Fall folgte die grosse Überschiebung der Hauptmasse der ostalpinen Decken auf den Flysch erst später und es ist nicht wahrscheinlich, dass dieser Vorgang sich vollzog, ohne eine Schuppung und Verscherung grösseren Stiles in der überfahrenen Basis nach sich zu ziehen.

STAUB nimmt ebenfalls ähnliche Zusammenhänge der verschiedenen Faziesbereiche, wenigstens für die Falknisdecke an. So erwähnt er (1937, Lit. 29, pag. 126), dass sich Anklänge an die letztere „innerhalb und über den Ophiolithen der Plattadecke des Oberhalbsteins“ finden. In andern Zusammenhänge schreibt er (ebenda, pag. 97): „Es scheint damit die Möglichkeit gegeben, die ganze Weissbergzone . . . unmittelbar an der Basis der Selladecke einlogieren zu können, d. h. recht nahe beim unterostalpinen Raum. Das würde nun ganz ausgezeichnet auch übereinstimmen mit der wirklich pseudo-ostalpinen Fazies der Trias dieser obern Schamser Elemente.“

Wenn nun im Faziesbereich vom Hochpenninikum bis zum N-Unterostalpin die Heimat der Falknisdecke zu suchen ist, so gilt dies auch für die Sulzfluhdecke, denn die beiden haben sich ja immer insofern als Zwillingsspaar verhalten, als eine Zwischenschaltung tektonischer Elemente unterostalpiner Fazies vom Typus der Aroserzone fehlt. Wollte man für die Sulzfluh eine tektonisch höhere Herkunft annehmen, so liesse sich das Fehlen von Elementen unterostalpiner Fazies (vom Typus der Aroserzone) zwischen den beiden Decken nicht erklären, da ja gerade das Hauptverbreitungsgebiet unterostalpiner Fazies im Oberengadin dann zwischen die beiden Faziesbezirke Falknis und Sulzfluh fallen würde.

Schliesslich liegt ja auch die Sulzfluhdecke immer unter der Aroser Schuppenzone, als deren fazielles und sicher z. T. auch tektonisches Äquivalent im Engadin der Unterostalpine Bezirk erscheint. Die Heimat der Sulzfluhdecke ist daher höchst wahrscheinlich ebenfalls unter, d. h. N der Engadiner Äquivalente der Aroserzone zu suchen. Dementsprechend besteht auch kein Grund, die Simmendecke nicht aus der Aroser Schuppenzone, resp. aus dem Unterostalpin herzu-

leiten, wenn Falknis- und Sulzfluhdecke N davon beheimatet sind. Nach dem, was wir jetzt über Vorkommen von Oberkreide im Engadin wissen, erscheint es auch nicht mehr nötig, für die Simmendecke auf Grund eines Vergleichs ihrer Kreide mit oberostalpinen Gosau, einen Zusammenhang mit den höchsten ostalpinen Elementen zu suchen. Auch das Unterostalpin besitzt ja einen cenomanen Flysch, der mit dem Simmenflysch vergleichbar ist.

VI. Die Ophiolithfrage.

Die nahe räumliche Beziehung des unterostalpinen Faziesbezirks zum Hochpenninikum spiegelt sich auch im Auftreten der Ophiolithe wieder.

Die Frage nach Alter und Modus der Intrusion der Ophiolithe lässt sich nicht definitiv beantworten, wie dies vor kurzem besonders CORNELIUS wieder hervorgehoben hat (1935, Lit. 10).

Die alte Idee der syntektonischen Intrusion hat viel Bestechendes an sich, indem sich vielfach beobachten lässt, dass die Intrusion entlang tektonisch vorgezeichneten Gleit-Flächen erfolgte. Derartige Erscheinungen werden z. B. auch von GANSSER (Lit. 13) aus der Misoxermulde erwähnt. Auch in der Aroser Zone schienen mir verschiedene Vorkommen eine derartige Deutung zu verlangen, und zwar handelte es sich dabei vorwiegend um Gleitflächen, deren Anlage bereits mit den alpinen Hauptfaltungsphasen zusammenzuhängen scheinen.

Nun erwähnt allerdings CORNELIUS (Lit. 10) aus der Val Natons das Vorkommen eines Konglomerats mit Komponenten von Grüngesteinen und einem Bindemittel von feinsandig-tonigem, dunkelrotem Schiefer.

Eine ausschliesslich syntektonische Intrusion scheint daher höchst unwahrscheinlich, wenn man nicht gleichzeitig den betr. tektonischen Vorgängen einen entsprechend frühen Beginn zusprechen will. Das betr. Konglomerat scheint frühestens oberjurassisch, jedenfalls nicht jünger als oberkretazisch zu sein. Da wir weiter keine Anhaltspunkte für ein derart frühes Einsetzen der Hauptfaltungsphasen besitzen, müssen wir eine derartige Annahme von vorneherein als zu hypothetisch fallen lassen.

Andererseits besteht aber die Möglichkeit, dass die Ophiolithintrusionen nicht überall gleichzeitig erfolgten. In diesem Falle könnte das Konglomerat einer älteren Förderung ophiolithischen Materials sein Dasein verdanken, während spätere Intrusionen noch bis zur Zeit der grossen Zusammenschübe erfolgt sein mochten. Eine derartige Annahme lässt sich heute ebenfalls noch nicht beweisen, trotzdem gewisse Anzeichen dafür sprechen. (An gewissen Stellen scheint die Intrusion schon im Jura begonnen zu haben, während anderswo, so z. B. auch in der Aroserzone, sichere Kontakte mit Oberjura ev. Unterkreide zu beobachten sind. Ein sicherer Kontakt mit Oberkreide liess sich bis jetzt nicht nachweisen.)

Während so die tektonische Stellung und das Alter der Ophiolithe noch weitgehend problematisch ist, so können wir ein Moment, das für grossräumige Faziesvergleiche sehr bedeutungsvoll ist, mit ziemlicher Sicherheit festhalten, dass nämlich die Ophiolithe als fazielle Leitgesteine und damit als Leitgesteine zur Unterscheidung tektonischer Einheiten, nur einen bedingten und vor allem auch lokal beschränkten Wert haben.

Dabei muss daran erinnert werden, dass die Zone der unterostalpinen Decken nicht zu allen Zeiten ein sehr ausgesprochenes Geantiklinalgebiet darstellte. Der Oberjura und wahrscheinlich z. T. auch die Unterkreide sind weitgehend durch

Tiefmeerablagerungen gekennzeichnet, nämlich Radiolarit und Aptychenkalk. Ähnliches mag z. T. auch für die Foraminiferenschiefer der Oberkreide gelten.

Nördlich dieser Zone vollzog sich der Übergang in die Geantiklinalfazies des Hochpenninikums und dazwischen lag eine geosynklinale Tiefregion, in die offenbar wenigstens ein Teil der Ophiolithe intrudiert ist.

Für das jüngere Mesozoikum stellt der unterostalpine Raum, trotz dem Vorhandensein zahlreicher Brekzienbildungen, auf jeden Fall nicht in seiner ganzen Ausdehnung eine Antiklinalregion dar, sondern bildet z. T. bereits den Abfall zu geosynklinaler Tiefe.

Es ist demnach absolut nicht zu verwundern, dass die unterostalpinen Decken in der Richtung gegen das Penninikum hin Ophiolithe führen, d. h. in den stirnwärtigen Partien und vor allem in Schubspänen aus den N anschliessenden Gebieten wie der Plattadecke, die faziell noch einen ausgesprochen unterostalpinen Charakter zeigt und anderseits auch mit der ostalpinen Hauptmasse sich mitbewegte, eine Tatsache, auf die besonders ARBENZ sehr nachdrücklich hingewiesen hatte. (Im Rücken der unterostalpinen Decken wurden Ophiolithe bis jetzt nicht beobachtet.)

Nicht die Ophiolithe, sondern die sedimentären Glieder sind dabei als Kriterien der Zugehörigkeit zum unterostalpinen Raum zu bewerten.

VII. Typen orogener Sedimentation.

Als Typus orogener Sedimentation gekennzeichnet ist der (Oberkreide-) Flysch. Wie im Helvetikum, ist er vielfach ausgebildet in eintöniger Folge von Tonschiefern mit gelegentlichen Einlagerungen von sandigen Partien, dann aber wieder mit plötzlichen, groborogenen Einstreuungen. Das ist der normale Typus einer Vortiefensedimentation.

Daneben aber scheint mir der klastische Zyklus des Oberen Jura einen besondern Typ darzustellen. Was die Saluverbrekzie anbetrifft, seien folgende Merkmale besonders hervorgehoben:

1. Die Grösse der Komponenten ist lokal meist ausserordentlich gleichmässig, trotzdem sie von Ort zu Ort stark schwankt (lokal bis über 0,5 m Durchmesser).
2. Das Material ist lokal ausgesprochen einheitlich, die Durchmischung sehr unvollkommen, die Brekzie besteht oft aus einem einzigen Hauptbestandteil. Von Ort zu Ort ist aber eine sehr stark wechselnde Zusammensetzung zu konstatieren.
3. Das Bindemittel ist meist nur sehr spärlich vorhanden, oft nur in Form roter toniger Häute. Die Komponenten greifen direkt ineinander.
4. Die gegenseitige Verzahnung der Komponenten geht oft so weit, dass die Brekzie vom Ausgangsmaterial kaum mehr zu unterscheiden ist, wie dies auch CORNELIUS hervorhebt (1935, Lit. 10, pag. 239 und 240). Er spricht hier von „regeneriertem Granit“.
5. Der Zyklusverlauf ist nicht „wild“, wie wir dies beim Flysch treffen, sondern verläuft verhältnismässig stetig nach einem einmaligen Impuls von einer groben Schüttung zur feineren, ein Bild, das sich eher vergleichen lässt mit einem Zyklusverlauf in der Molasse, von Nagelfluh zu Sanden und Tonen, nicht aber mit dem Auftreten grober Schüttungen im Flysch, wo Material aller Korngrössen kunterbunt durcheinander in einem feinen Einbettungsmittel liegen kann.

6. Die Endglieder, Sandstein-Schiefer und schliesslich Radiolarit oder Aptychenkalk deuten auf tektonische Ruhe hin, nicht auf einen Paroxysmus wie beim Flysch.
7. Das Material stammt aus sehr kurzer Entfernung, so dass meist schon in naher Nachbarschaft die Brekzie auf jene Schichtglieder transgrediert, aus der ihre Komponenten bestehen.

Ähnliche Verhältnisse treffen wir auch bei der Maranerbrekzie, so sehr sie sich äusserlich von der Saluverbrekzie zu unterscheiden scheint. Auch hier ist die Korngrösse lokal wenig variabel, ebenso die Art des Materials, trotzdem beide von Ort zu Ort wechseln. Einmal bestehen die Komponenten z. B. fast ausschliesslich aus dolomitischem Material, anderswo ist eine starke Beimengung von Kristallin zu bemerken, je nach dem sie auf dem einen oder dem andern transgrediert. Darüber lagern Ton- und Kieselschiefer, z. T. noch mit einzelnen Brekzien- oder Konglomeratzwischenlagen.

Wenn auch die beiden Brekzien nicht absolut gleichaltrig sein müssen, so kennzeichnet sie doch ein ähnlicher Typus. Der Hauptunterschied liegt in der Art des Bindemittels. Von Flyschsedimentation sind beide verschieden.

Was sind nun die Unterschiede der Sedimentationsbedingungen, da es sich doch bei den genannten Brekzien wie auch beim Flysch um orogene Ablagerungen mit deutlichen tektonischen Impulsen handelt?

Diesbezüglich mag wohl das Vorhandensein von Tiefseesedimenten im Oberjura einen Fingerzeig geben. Bis zum Lias bestanden keinerlei Anzeichen grosser Meerestiefen, im Gegenteil deuten wiederholte Abtragungsvorgänge mit Bildung von Erosionstaschen vor dem Rhät und wieder im Lias auf Trockenlegungen hin. Die Absenkung erfolgte offenbar ziemlich plötzlich und es ist nicht unwahrscheinlich, dass die Brekzienbildung gerade auf diesen plötzlichen Vorgang zurückzuführen ist.

Wichtig ist nun vor allem, dass es sich nicht um Einzelvorkommen handelt. Trotzdem es Phänomene von lokal geringen räumlichen Ausmassen sind, so haben sie infolge steter Wiederholung und in vielfachen Variationen doch einem grossen Raum den Stempel ihrer Eigentümlichkeit aufgeprägt.

Gerade weil es sich um ein allgemeines Phänomen handelt, müssen wir doch wohl an orogene Vorgänge denken. Allerdings erklären sich die erwähnten Tatsachen nicht durch Zusammenschub, nicht durch das Füllen eines Troges vor den anrückenden Deckenstirnen. Das Gegenteil ist der Fall, der Trog füllt sich nicht, es bildet sich zum Schluss einzig eine dünne Haut von Tiefmeersedimenten.

Wir sind uns seit ARGAND gewohnt, uns die sich entwickelnden Decken, die Decken-Embryonen, in der Form von Inselbögen, Geantiklinalen vorzustellen.

Bei einem derart vorrückenden Inselbogen gibt es wohl auch gewisse Stellen, wo unter Umständen (je nach der Druckverteilung) die oben beschriebenen Bedingungen geherrscht haben dürften, die mit jenen einer Vortiefensedimentation nicht übereinstimmen. Solche Zustände sind aber eher auf der Rückseite des Bogens denkbar, wo an gewissen Stellen Zug vorherrschte statt Druck, so dass Brüche das Bild beherrschen an Stelle von Überschiebungen. Anstatt von Vortiefensedimentation könnte man so von orogener Rückseitenfazies reden, ähnlich wie der Meteorologe von Rückseitenwetter.

Als Folge derartiger Bedingungen dürfte ein riesiges Bruchfeld entstehen mit zahllosen, grössern und kleinern Steilstufen. Die Gesteine wären mechanisch

vorgelockert, sie würden ohne nennenswerten Transport und sozusagen ohne Durchmischung an Ort und Stelle wieder abgelagert. Auch in diesem Falle würde es sich um orogene resp. embryogene Sedimentation handeln, aber es wäre nicht die Sedimentation vor den Deckenstirnen, nicht die der Vortiefe, sondern eine solche der Rückseite, frei von Schub und Druck, eine typische Sedimentation der toten Winkel.

Ein solcher Typus ist es denn auch, der am ehesten die auffälligen Eigenschaften der erwähnten Brekzienbildungen verstehen liesse. Es ist ein Typus, der eventuell schon im mittlern, jedenfalls aber im obern Jura und bis zur Unterkreide dem ganzen Raume des Unterostalpins und darüber hinaus seinen Stempel aufdrückte, bis dann mit der Oberkreide die eigentliche Vortiefensedimentation einsetzte.

VIII. Zusammenfassung.

Das Hauptergebnis meiner Untersuchungen in der Murtirölgegend bei Zuoz (Lit. 18) war die Abtrennung einer Serie flyschartiger Gesteine von der durch Fossilfunde eindeutig als Lias belegten Kalk-Schiefer-Zone der Ortler-Aeladecke (Albulapass-Val Trupchum) und der Nachweis oberkretazischen Alters für diese „Murtirölschiefer“ (Vorkommen von *Globotruncana apenninica* RENZ).

Es ergab sich ferner als Merkmal dieser unterostalpinen Schichtreihe am Murtiröl das Vorhandensein einer auch für das ganze übrige unterostalpine Faziesgebiet typischen, sprunghaft vorkommenden Schichtlücke, entsprechend der Transgression eines Oberkretazischen Flysches auf Trias, unter Umständen mit linsenhaften Vorkommen von Unterm Lias in Steinsberger Fazies, oder auch von Aptychenkalk und eventuell Spuren von Radiolarit an der Basis des Flysches.

Die Flyschtransgression macht sich lokal durch klastische Bildungen bemerkbar. Es kann eine eigentliche Cenomane Transgressionsbrekzie auftreten. Diese Brekzie ist aber nicht zu verwechseln mit der eines ältern klastischen Zyklus, die in der Murtirölserie vorkommt, und zwar im Liegenden des Aptychenkalkes. Diese „Saluverbrekzien, -sandsteine und -schiefer“ vom Typus des Piz Nair sind am Murtiröl also älter als Aptychenkalk, höchst wahrscheinlich oberjurassisch.

Begehungen in den benachbarten und tektonisch analog gelegenen (unterostalpinen) Gebieten der Samadener Zone, ferner am N-Rand des Err-Kristallins (Albula-Tschimas da Tschitta) und in der Gegend von Arosa, erbrachten bereits 1927 die Gewissheit, dass die erwähnten Faziesmerkmale (u. a. die unter- bis mitteljurassische Schichtlücke, ferner lokale Vorkommen von klastischem Oberjura, vielfach in Zusammenhang mit Tiefseesedimenten, und schliesslich die cenomane Flyschtransgression, belegt durch das Vorkommen von *Globotruncana apenninica* RENZ) auch dort die Schichtfolge charakterisieren.

Diese Faziesmerkmale, die auf lokal sprunghaft ändernde Bildungsbedingungen schliessen lassen, sind nun in ihrer ganzen Mannigfaltigkeit über den gesamten Raum des unterostalpinen Bereiches anzutreffen, bis hinunter in die Plattadecke (d. h. in die Grenzbezirke zum Hochpenninikum).

Sie sind daher als Charakteristika unterostalpiner Fazies zu bewerten.

Sehr typisch ausgeprägt finden sich diese Verhältnisse vor allem auch in der Zone von Samaden, wo sich ja auch die klassische Lokalität der „Saluvergesteine“ befindet (Piz Nair).

Die Bezeichnung „Saluergesteine“ kann allerdings leicht zu Begriffsverwechslungen Anlass geben. Die cenomane Flyschtransgression, z. T. mit basalen Brekzienbildungen, ist u. a. auch in der Val Saluver wohl ausgeprägt, höchst wahrscheinlich aber nicht am Piz Nair selber, dessen Klastika vielmehr, analog wie auch am Murtiröl, dem Oberjura angehören dürften. Übrigens liegt die klassische Lokalität der Saluergesteine unglücklicherweise auch nicht in der Val Saluver selber, sondern südlich eines Seitentälchens, der Valletta Schlattein.

Die zwei Hauptzyklen klastischer Sedimentation, der oberjurassische und der oberkretazische, sind wohl beide auf orogene Impulse zurückzuführen, doch besteht zwischen ihnen ein prinzipieller Unterschied in bezug auf Ursache und Bildungsbedingungen.

Der Oberkreideflysch stellt ein typisches Vortiefensediment dar, den Saluergesteinen fehlen aber ganz wesentliche Merkmale von Vortiefensedimentation. Auffällig sind vor allem die relativ geringe Materialförderung und die schlechte Durchmischung. Die Schüttungen sind sehr ungleich mächtig, so dass nicht das Bild eines sich füllenden Troges entsteht, auch nicht das einer aufbrandenden Deckenstirn, sondern eine Sedimentation, die sich vorwiegend auf die toten Winkel im Druckschatten beschränkte. Die Bezeichnung Rückseiten-sedimentation wäre wohl nicht ungeeignet, um das Charakteristische dieser Art von Ablagerungen zum Ausdruck zu bringen.

IX. Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, P.: Zur Frage der Abgrenzung der penninischen und ostalpinen Decken in Mittelbünden, *Eclog. Geol. Helv.*, Vol. 17, 1922.
2. — Über das Alter der Saluervkonglomerate und die Juratransgression in den unterostalpinen Decken Graubündens. *Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich*, Beiblatt 10, 71, 1926.
3. CADISCH, J., LEUPOLD, W., BRAUCHLI, R., EUGSTER, H.: Geologische Untersuchungen in Mittelbünden, *Heimfestschrift 1919*.
4. CADISCH, J.: Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies, *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz NF. 49*, 1921.
5. — Zur Geologie des zentralen Plessurgebirges, *Eclogae Geol. Helv.* 17, 1923.
6. — Bau der Schweizeralpen, Orell Füssli, Zürich 1925.
7. — Tektonik und Stratigraphie im penninisch-ostalpinen Grenzgebiet. *Verh. Natf. Ges. Basel*, Bd. 40, pag. 62, 1929.
8. CORNELIUS, H. P.: Über die Stratigraphie und Tektonik der sedimentären Zone von Samaden, *Beitr. Geol. Karte der Schweiz, NF. 45*, 1914.
9. — Vorläufige Mitteilung über Geologische Aufnahmen in der Piz d'Err-Gruppe (Graubünden). *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 50*, 1923.
10. — Geologie der Err-Julier-Gruppe, *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 70*, 1. Teil, 1935.
11. EGGENBERGER, H.: Geologie der Albulazone zwischen Albula-Hospiz und Scans (Graubünden). *Diss. Bern* 1925.
12. EUGSTER, H.: Geologie von Mittelbünden. Die westliche Piz Uertschkette. *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 49*, 1924.
13. GANSSER, A.: Der Nordrand der Tambodecke. *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. 17, 1937.
14. HAUG, E.: Contribution à une Synthèse stratigraphique des Alpes occidentales *Bull. soc. geol. de France*, 1925.
15. JÄCKLI, H.: Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden). *Eclog. Geol. Helv.*, Vol. 34, 1941.
16. LEUPOLD, W.: Neue mikropaläontologische Daten zur Altersfrage der alpinen Flyschbildungen. *Eclog. Geol. Helv.*, Vol. 26, 1933.

17. OTT, E.: Zur Geologie der westlichen Berggünnerstöcke (P. Michel und P. Toissa) im Oberhalbstein und der südlichen Randzone Tinzen-Preda (Graubünden). Jahrb. Phil. Fak. II, Bern, Bd. II, 1922.
18. ROESLI, F.: Zur Geologie der Murtirölgruppe bei Zuoz (Engadin). Jahrb. Phil. Fak. II, Bern 1927.
19. SENN, A.: Beitrag zur Geologie des Alpen-Südrandes zwischen Mendrisio und Varese. Eclog. Geol. Helv., Vol. 18, 19, 1923.
20. SPITZ, A.: Gedanken über tektonische Lücken. Verh. k.k. geol. R.A., Nr. 13, 1911.
21. — Referat Staub-Cornelius. Verh. k.k. geol. R. A. 1917.
22. —† (Nachlass.) Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins. Verh. Geol. R. A., 1919.
23. STAUB, R.: Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz 46, 1916.
24. — Über Faziesverteilung und Orogenese. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 46, 1917.
25. — Geolog. Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. Eclog. Geol. Helv., Vol. 15, 1920.
26. — Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. 2, 1922.
27. — Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, NF. 52, 1924.
28. — Geologische Probleme um die Gebirge zwischen Engadin und Ortler. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 62, 1937.
29. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 81, I., 1937.
30. STEINMANN, G.: Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? Geol. Rundschau, Bd. 46, 1925.
31. STREIFF, V.: Geolog. Untersuchungen im Otschams (Graubünden). Diss, Zürich 1939.
32. TRÜMPY, D.: Geol. Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, Bd. 46 2, 1916.
33. ZOEPFRITZ, K.: Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno. Ber. Natf. Ges. Freiburg i. B., Bd. 17, 1906.

Geologische Karten.

- I. Geolog. Karte von Mittelbünden, Spez.-Karte 94, Blatt A, Arosa (CADISCH) 1 : 25000.
- II. Geolog. Karte der Err-Juliergruppe. Spez.-Karte Nr. 115 A und B (CORNELIUS) 1 : 50000.
- III. Geolog. Karte des Avers (STAUB).
- IV. [Geolog. Karte zu dem Aufsätze: Geologische Untersuchungen im Oberengadin zwischen Albulapass und Livigno, 1 : 50000 (ZOEPFRITZ)].

Manuskript eingegangen den 17. November 1944.

