

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 38 (1945)
Heft: 1

Artikel: Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental
Autor: Nabholz, Walther K.
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-160627>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 17.02.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Vol. 38, N° 1. — 1945.

Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental.

Von Walther K. Nabholz, Zürich.

Mit 4 Textfiguren, 5 Tabellen und 5 Tafeln (I—V).

Inhaltsverzeichnis.

| | Seite |
|---|-------|
| Vorwort | 4 |
| A. Geologisch-geographische Übersicht und Problemstellung | 6 |
| B. Historischer Rückblick | 10 |
| C. Die Gesteinstypen und ihre stratigraphischen Lagerungsverhältnisse (Petrographie und Stratigraphie) | |
| Einleitende Bemerkungen (mit Tafel IV) | 18 |
| I. Praetriadische Gesteine. | |
| Allgemeines (mit Tabelle a) | 18 |
| 1. Ortho- und Injektionsgneise | 19 |
| a) Mineralbestand | 22 |
| Feldspäte | 22 |
| Quarz | 23 |
| Glimmer | 23 |
| Bemerkungen zu den übrigen Gemengteilen | 25 |
| b) Gesteinstypen | 25 |
| 2. Paragneise und Glimmerschiefer | 28 |
| II. Trias. | |
| 1. Die Triaszüge in den einzelnen tektonischen Einheiten. | |
| Allgemeines | 29 |
| a) Zone der Lugnezerschiefer | 30 |
| b) Zone von Lunschania/Terri | 30 |
| c) Untere Valserschuppen (mit Fig. 1) | 31 |
| d) Obere Valserschuppen | 34 |
| e) Aullappen | 34 |
| f) Gravaserie und Tomüllappen | 36 |
| 2. Zusammenfassung der Trias-Lithologie und -Stratigraphie (mit Tabelle b) . | 37 |
| 3. Petrographische Übersicht der Triassedimente (Dünnschliffuntersuchungen) . | 37 |
| a) Gruppe der Triasquarzite | 37 |
| b) Gruppe der Dolomite, Rauhacken und Triasmarmore | 38 |
| c) Gruppe der Quartenschiefer, bzw. der Quartenschiefer-ähnlichen Phyllite | 38 |

III. Bündnerschiefer.

| | |
|--|----|
| Allgemeines (mit Tabelle c) | 42 |
| 1. Zone der unter- und mittelliasischen Kalkglimmerschiefer und Quarzite (inkl.) Bündnerschiefergneise). | |
| a) Tomüllappen. | 42 |
| b) Gravaserie | 44 |
| c) Aullappen | 46 |
| d) Obere Valserschuppen | 47 |
| e) Untere Valserschuppen | 48 |
| f) Zone von Lunschania und des Piz Terri | 48 |
| g) Zone der Lugnezerschiefer | 50 |
| 2. Zone der zum oberen Lias und zum Dogger zu zählenden, vorwiegend tonreichen Bündnerschiefer | |
| a) Tomüllappen. | 51 |
| b) Gravaserie | 52 |
| c) Obere Valserschuppen | 52 |
| d) Zone von Lunschania und des Piz Terri | 53 |
| e) Zone der Lugnezerschiefer | 54 |
| 3. Zone der Nollakalkschiefer (oberer Dogger und Malm) | 54 |

IV. Die mesozoischen Ophiolithe und die durch den gegenseitigen Einfluss zwischen Ophiolith und Nebengestein hervorgerufenen Erscheinungen.

| | |
|--|----|
| 1. Allgemeines | 55 |
| 2. Gesteinstypen (mit Tabellen d und e). | |
| a) Reine Ophiolithe. | |
| Serpentin, Talkschiefer und Strahlsteinschiefer. | 56 |
| Hornblendereiche Prasinite (mit Bild 1 der Tafel I) | 57 |
| b) Ophiolithe mit Stoffaufnahme aus dem Nebengestein. | |
| Calcit-führende Prasinite | 65 |
| Calcit-+ Muskovit/Serizit- und zum Teil Quarz-führende Prasinite. | 67 |
| Epidot-freie Calcit-führende Chlorit-Aktinolith-Albitschiefer | 68 |
| Kontaktmetamorphe Granatbildung | 69 |
| Epidotschiefer. | 69 |
| c) Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs. | |
| Allgemeines (mit Fig. 2) | 70 |
| Streifenprasinite mit 2 Strukturelementen (stromatitische Prasinite) | 74 |
| Sedimente mit feinlagigen ophiolithogenen Anteilen, in welchen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand ausgebildet ist (Albit, Epidot, Chlorit usw.) (mit Bild 2 der Tafel I.) | 74 |
| Sedimente mit ophiolithogener Stoffzufuhr, welche die Neubildung von Albit bewirkte (Albitphase, meist neben Chlorit- und Rutil-Neubildung) (mit Bild 3—5b der Tafel I.) | 75 |
| Sedimente mit ophiolithogener Stoffzufuhr ohne Albitbildung (dafür Epidot oder Chlorit oder Rutil oder Turmalin) | 77 |
| Dolomitbreccien mit ophiolithogener Stoffzufuhr | 78 |
| d) Bildung von Kluftmineralien im Zusammenhang mit den Ophiolithen | 78 |
| 3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen. | |
| a) Das Alter der Intrusion und der Metamorphose. | 80 |
| b) Die Bildung von Mischgesteinen im Zusammenhang mit den Vorgängen bei der Erstarrung der Ophiolithschmelze und bei der Epimetamorphose | 82 |

D. Der Bau der einzelnen tektonischen Einheiten und Untereinheiten

| | |
|---|----|
| I. Die oberen tektonischen Einheiten des Adula-Deckensystems. | |
| 1. Die Valserschuppen | 87 |
| a) Die Unteren Valserschuppen | 87 |

| | |
|--|-----|
| b) Die Oberen Valserschuppen | 88 |
| c) Profile durch die Valserschuppen (mit Fig. 3) | 89 |
| 2. Der Aullappen | 94 |
| 3. Die Gravaserie | 95 |
| 4. Der Tomüllappen (s. str.) (mit Fig. 4) | 99 |
| II. Die tektonischen Einheiten aus dem Raum unter der Aduladecke. | |
| 1. Die Zone von Lunschania und des Piz Terri | 102 |
| 2. Die Zone der Lugnezerschiefer | 103 |
| E. Faziesentwicklung (mit Tafel III). | 104 |
| F. Zusammenfassung der Resultate: | |
| a) Tektonische Zusammenhänge (mit Tafel II) | 108 |
| b) Stratigraphische und petrographische Resultate | 109 |
| c) Überblick über die Abhängigkeit der Oberflächenform von der geologischen Struktur | 111 |
| Literaturverzeichnis | 113 |
| Geologische Karten | 119 |
| Relief | 119 |

Verzeichnis der Textfiguren.

| | |
|---|-----|
| Fig. 1. Triasprofile der Valserschuppen | 32 |
| Fig. 2. Das feldgeologische Bild von Mischgesteinszonen in der Nachbarschaft von Ophiolithzügen | 71 |
| Fig. 3. Schematische Profile durch die Valserschuppen im Osthang des Peilertales südlich Vals | 90 |
| Fig. 4. Profil durch die basale Schuppenzone des Tomüllappens im NW-Grat des Bärenhorns | 100 |

Verzeichnis der Tabellen.

| | |
|---|----|
| Tab. a. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Ortho-, bzw. Injektionsgneisen, den Paragneisen und den Glimmerschiefern | 20 |
| Tab. b. Die Ausbildung der Trias in den verschiedenen tektonischen Einheiten | 39 |
| Tab. c. Die Ausbildung der Bündnerschiefer in den verschiedenen tektonischen Einheiten | 41 |
| Tab. d. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Ophiolithen. | 58 |
| Tab. e. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den ophiolithischen Mischgesteinen | 60 |

Verzeichnis der Tafeln

(am Schluss des Textes).

| |
|--|
| Tafel I. Dünnschliffbilder von Ophiolithen und ophiolithischen Mischgesteinen |
| Tafel II. Tektonische Übersichtskarte der Gebirge zwischen Valser- und Safiental vom Rheinwald bis zum Vorderrhein |
| Tafel III. Hypothetisches Schema der embryonalen Entwicklung des mesozoischen Sedimentationsraumes der Aduladecke |
| Tafel IV. Schematisierte Normalprofile durch die vollständigen Schichtreihen der einzelnen tektonischen Einheiten. |
| Tafel V. Geologische Profile durch die Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental |
| Profil 1: Querprofil von Splügen im Rheinwald über den Grenzgrat zwischen Valser- und Safiental gegen das Lugnez. |
| Profil 2: Längsprofil durch den nördlichen Grenzgrat des Rheinwalds (Wenglispitze–Valserberg–Valserhorn–Lückli–Bärenhorn–Safierberg) |

Vorwort.

Vorliegende Arbeit wurde auf Anregung meines verehrten Lehrers Prof. Dr. R. STAUB im Sommer 1939 begonnen. Die ersten Resultate der geologischen Bearbeitung wurden in einer auf das Frühjahr 1942 fertiggestellten Diplomarbeit zusammengefasst. Sie betrafen das Gebiet nördlich des Rheinwalds zwischen den hintersten Teilen des Safientales im Osten und des Valser- bzw. Peilertales im Westen. Seither wurden die Untersuchungen zwischen dem Valser- und Safiental nordwärts ausgedehnt bis in die Zone der Lugnezerschiefer.

Die Arbeiten für die vorliegende Dissertation wurden in die Länge gezogen, teils infolge zeitraubender militärischer Beanspruchung, teils zufolge zahlreicher anderer geologischer Arbeiten, die mich nicht nur mit den an das hier behandelte engere Untersuchungsgebiet anschliessenden Gegenden vertraut machten, d. h. mit dem gesamten Gebiet zwischen Gotthardmassiv-Südrand und den nördlichen penninischen Decken östlich des Tessins, sondern wo ich auch Gelegenheit hatte, mich in prinzipiell anders geartete geologische Probleme eingehend einzuarbeiten, wie sie u. a. der schweizerische Kohlenbergbau bietet.

Bewusst gibt die vorliegende Arbeit nur einen Teil der aus der geologischen Bearbeitung des engeren Untersuchungsgebietes hervorgehenden Resultate wieder. Weggelassen, d. h. nur in einem kurzen Schlusswort (pag. 111 ff.) angedeutet, ist vorläufig die gesamte Quartärgeologie und die einlässliche Besprechung der recht interessanten morphologischen Probleme. Letztere Fragen wurden in der Diplomarbeit bereits angeschnitten, doch liegt es jetzt in der Absicht des Verfassers, sie womöglich später einmal gesondert zu publizieren. Ebenso hat der Verfasser die gesamte Quellengeologie seines Untersuchungsgebietes (inkl. der Thermalquellen) im Zusammenhang mit militärgeologischen Aufträgen umfassend studiert; aber auch diese bereits abgeschlossenen Untersuchungen sollen in den nachfolgenden Ausführungen nicht angeschnitten werden, um den Rahmen der Arbeit nicht zu sprengen. Auch bei der rein petrographischen Untersuchung konnten zahlreiche Probleme erst aufgedeckt werden und bieten künftiger Bearbeitung noch eine Fülle von Möglichkeiten.

Als topographische Unterlage für die geologischen Feldaufnahmen dienten die frisch ausgewerteten, noch nicht druckfertigen Neuaufnahmen 1:25000 für die Landeskarte der Schweiz, die mir von der Eidg. Landestopographie in zuvorkommender Weise für die geologische Kartierung zur Verfügung gestellt worden sind. Sämtliche Höhenangaben in der vorliegenden Arbeit wurden, sofern nichts anderes bemerkt ist, den neuen topographischen Aufnahmen entnommen; da diesen Neuaufnahmen die Ortsbezeichnungen noch fehlen, halte ich mich bei allen Ortsnamen an die Angaben der bisherigen Siegfriedkarte (Topographischer Atlas der Schweiz, Blatt 505 Hinterrhein, Blatt 413 Vrin und Blatt 409 Ilanz).

Die Feldaufnahmen wurden grossenteils von Vals, Nufenen und Hinterrhein aus unternommen, längere Zeit fand ich auch bei den Hirten der Tomülalp wie der Alp Grava und während Wochen in hochgelegenen Militärbaracken bei der Truppe Unterkunft. Die freundliche Aufnahme und das Entgegenkommen, das ich an all diesen abgelegenen Orten von seiten der Bevölkerung und von den Gebirgssoldaten erfahren durfte, wird mir unvergesslich bleiben.

Zu grossem und herzlichem Dank verpflichtet bin ich in erster Linie meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. R. STAUB, der durch seine ständige Anteil-

nahme diese Arbeit wesentlich gefördert hat. Herrn Prof. STAUB, als dessen Assistent ich seit 1941 an der Eidgenössischen Technischen Hochschule tätig bin, verdanke ich eine umfassende Einführung in die Probleme alpiner Geologie und Tektonik. Die mit ihm gemeinsam im Rheinwald und im Valsertal verbrachten Tage, besonders aber auch manche feldgeologische Aufnahmen und die Arbeiten an der Geologischen Karte der Berninagruppe, bei denen ich ihm behilflich sein konnte, boten eine Fülle von Anregungen, die in den nachstehend behandelten Untersuchungen verwertet wurden. Nicht zuletzt verdanke ich ihm auch als Chef des Geologischen Dienstes der Armee, welcher letzterem ich seit Jahren angehöre, als meinem direkten militärischen Vorgesetzten eine unschätzbare Erweiterung geologischen Wissens und dessen praktische Anwendung.

Mein besonderer Dank gilt am Geologischen Institut ferner Herrn Prof. Dr. A. JEANNET, der durch seine Fossilbestimmungen eine wesentliche stratigraphische Grundlage dieser Arbeit geschaffen hat, sowie den Herren Prof. Dr. W. LEUPOLD und Dr. H. SUTER für ihre Unterstützung und manche wertvolle Ratschläge, die ich in zahlreichen Diskussionen gewinnen konnte.

Für die vielseitige Unterstützung bei der Ausarbeitung der rein petrographischen Untersuchungsergebnisse möchte ich ganz besonders Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI danken, speziell für seine Durchsicht des Abschnitts über das praetriadische Kristallin und über die Ophiolithe. Ihm sowie Herrn Prof. Dr. C. BURRI verdanke ich ferner die Einführung in die mikroskopische Gesteinsuntersuchung.

Der Geologischen Kommission der S.N.G. bin ich für die Gewährung von Kartierungskrediten zu Dank verpflichtet, Herrn Prof. Dr. A. BUXTORF als deren Präsidenten im speziellen auch für viele wertvolle Ratschläge bei der Drucklegung dieser Arbeit.

All die älteren und jüngeren Studienkameraden haben durch manche anregende Diskussion wesentlich zur Klärung zahlreicher Probleme beigetragen. Ich denke dabei namentlich an meine Terrainnachbarn J. NEHER und Dr. H. JÄCKLI, die mich mit ihren Arbeitsmethoden und Ergebnissen in vollständig uneigennützigster Art und Weise vertraut machten und mir so die Arbeit weitgehend erleichterten, besonders aber auch an meinen Freund Dr. E. NIGGLI, dem ich die Hilfe bei den Drehtischuntersuchungen und viele wertvolle Ratschläge bei der Bearbeitung der petrographischen Probleme und bei der Sichtung des Dünnschliffmaterials verdanke. Bei letzterem fand ich ferner die Unterstützung der Herren P. WALTER, Dr. H. HUBER, W. HUBER und R. FORSTER. Bleibende Erinnerungen, Dankbarkeit und gemeinsame Felderlebnisse verbinden mich mit den engeren Studienkameraden vom Geologischen Institut Zürich, deren Namen durch ihre vor kurzem herausgekommenen oder demnächst erscheinenden Dissertationen gegeben sind.

Zuletzt, aber um so herzlicher, gilt mein Dank jenen, die mir von der rein menschlichen Seite her Studium und Arbeit erleichtern halfen oder überhaupt ermöglichten, insbesondere meinem Vater.

A. Geologisch-geographische Uebersicht und Problemstellung.

Das mächtigste tiefpenninische Glied Westgraubündens ist die Aduladecke. In prachtvoller Wölbung erreichen die Gneise und Glimmerschiefer der Adula die Linie Valserberg–Vals–Piz Scharboden¹⁾ und tauchen hier unter die Schiefer ihrer gewaltigen mesozoischen Umhüllung. Schon im Landschaftsbild tritt diese Grenzlinie deutlich zu Tage und lässt sich von Vals aus in westsüdwestlicher Richtung gegen Olivone verfolgen. Von Olivone an südwärts ist es nur noch ein schmaler mesozoischer Zug von Triasgesteinen, der den altkristallinen Teil der Aduladecke in der Ostflanke des Bleniotales, in der Val Soja und im obersten Teil der Val Malvaglia von den zur Tessiner Kulmination westwärts aufsteigenden tieferen Tessinereinheiten der Soja- und Simanodecke trennt. So bildet die Adula das Verbindungsglied zwischen den Tessinerdecken und den penninischen Decken Graubündens.

Morphologisch noch markanter drückt sich die Grenze zwischen Adulakristallin und den hangenden Bündnerschiefermassen im Osten aus, wo sie von Vals aus südwärts der alpinen Querdepression durchs Peilertal, über den Valserberg, den Bernhardinpass und die Val Mesolcina folgt. Der so umgrenzte altkristalline Teil der Aduladecke hat durch G. FRISCHKNECHT, H. JENNY und J. KOPP in einem 1923 erschienenen Beitragsband zur Geol. Karte der Schweiz (Lit. 37, 65 und 73) eine eingehende Beschreibung erfahren; ihre Aufnahmearbeiten gibt die „Geologische Karte der Adula“ (Lit. 184) wieder.

Dieser kristalline Teil der Aduladecke allein ist etwa 4–5 km mächtig und weist eine intensive Zerschlitzung in eine ganze Anzahl von Teilelementen auf. In den tieferen Teilen der Decke deuten fast ausschliesslich Amphibolitzüge die Trennung zwischen den einzelnen oft wiederum miteinander verfalteten und verschuppten Teilelementen an; im oberen Teil treten mehr Dolomite und Marmore an deren Stelle. Wie diese mesozoischen Muldenzüge, so werden auch die Teilelemente selbst gegen Süden rasch dünner, und eine deutliche Trennung wird im wurzelwärtigen Gebiet nach dem fast vollständigen Auskeilen der mesozoischen Züge kaum mehr möglich. Die grösste Mächtigkeit erlangen die oberen Teilelemente im Gebiet südwestlich und südlich Vals, wo die unteren und mittleren Lappen der Adula vom Zervreilerlappen²⁾ überlagert werden; neben wenig mächtigen Serien von Paragneisen und Glimmerschiefern herrschen in diesem Lappen die Orthogneise eines granitischen Intrusionskörpers vor. Darüber legt sich der Fanellalappen³⁾ mit der Vorherrschaft von Glimmerschiefern und Paragneisen, zahlreichen aplitischen Gneisen und Injektionsgneisen, sowie einem Orthogneiskern im Gebiet des Ampervreilerhorns.

Die Valserschuppen im Hangenden des Fanellalappens zeigen in ihrem unteren Teil eine komplexe Verschuppung von Paragesteinen, neben wenigen Ortho- und Injektionsgneisen, Ophiolithen und Triassedimenten. Ein von der „Weiss-

¹⁾ Piz Scharboden ist der südlichste Gipfel des Grates, der sich von der Greina aus über den Piz Terri gegen SE ins Gebiet WNW oberhalb Zervreila (am Oberlauf des Valserrheins) erstreckt.

²⁾ Zervreilerlappen, benannt nach Zervreila am Valserrhein, 9 km SW Vals.

³⁾ Fanellalappen, benannt nach Fanella-Horn und Fanella-Alp, letztere 5 km S Vals auf der W-Seite des Peilertals.

fluh“⁴⁾ SE ob Vals bis ins Gebiet des Valserberges verfolgbare Dolomit- und Schuppenzone, die diese Schuppenzone von der darüber liegenden, vorwiegend Bündnerschiefer führenden Schuppenzone trennt, bildet die Ostgrenze der „Geologischen Karte der Adula“ (Lit. 184), die in diesem Gebiet von J. KOPP bearbeitet worden ist.

Im Rücken des so umrissenen kristallinen Teils der Aduladecke nimmt die Misoxerzone den gesamten Raum ein bis zur nächsthöheren, bereits mittelpenninischen Einheit Graubündens — der Tambodecke. Die Misoxerzone, eine bis in das Wurzelgebiet zurückgreifende Muldenzone primärer Ordnung mit der Vorherrschaft von Bündnerschiefern und anderen mesozoischen Gesteinen, von Ophiolithen nebst nur wenigen kristallinen Lamellen, lässt sich wiederum in recht verschiedene Unterzonen aufteilen. Im Gebiet der Tambostirn, d. h. südlich des Rheinwalds, hat A. GANSER (Lit. 38) in neuester Zeit eine eingehende Gliederung der Misoxerzone gegeben:

Seine „Zone der Adulatrias“ setzt sich nördlich des Rheinwalds in den von J. KOPP (Lit. 73) bereits untersuchten, vorwiegend Kristallin führenden Unteren Valserschuppen fort. Über dieser Zone mit sehr geringer Beteiligung von Ophiolithen scheidet GANSER die „untere Uccellozone“⁵⁾ aus. Diese Zone ist durch kalkreiche Bündnerschiefer mit vielen eingelagerten Ophiolithzügen gekennzeichnet. In ihrem Hangenden trennt eine wiederum Ophiolith-reiche Schürffzone mit einzelnen kristallinen Fetzen — der Gadriolzug⁶⁾ — die untere Uccellozone von der hauptsächlich kalkarme Bündnerschiefer führenden „oberen Uccellozone“, die nur noch wenige, besonders in ihren basalen Partien auftretende Ophiolitheinlagerungen aufweist. R. STAUB (Lit. 143, 1. Teil, pag. 70) charakterisiert schon 1937 diese Unterzonen, bezeichnet dabei aber die „Zone der Adulatrias“ GANSER's als „Zone von Hinterrhein“, die Ophiolith-reiche „untere Uccellozone“ als eigentliche „Uccellozone“ und die „oberen Uccellozone“ GANSER's als „Zone des Einshorns“⁷⁾.

Die mit der Areuezone⁸⁾ einsetzenden höheren Elemente der Misoxermulde — also zwischen oberer Uccellozone und dem kristallinen Kern der Tambodecke liegend — zeigen in ihren Sedimentserien gegenüber den tieferen Elementen der Misoxerzone einen deutlichen Fazieswechsel; sie müssen deshalb bereits dem Beginn der Schwellenzone der mittelpenninischen Einheiten zugeordnet werden. Die dem Tambodeckenkern zunächst gelegenen tektonischen Elemente bleiben dabei als Digitationen der Tambodecke analog der Tambo-Deckenstirn südlich des Rheinwalds zurück.

Die übrigen Elemente der Misoxerzone aber lassen sich — stets mächtiger werdend — über die Linie des Hinterrheins hinaus gegen Norden verfolgen und nehmen den gesamten Raum ein zwischen Valserberg-Peilertal-Valsertal bis Lunschania⁹⁾ im Westen und Splügen-Safierberg-Safiental im Osten. Nördlich des Rheinwalds sind es nach dem Zurückbleiben des Tambo-Suretta-Deckenpaares die Schamserdecken, welche das Hangende der Misoxerzone bilden.

Die in jüngster Zeit veröffentlichten geologischen Untersuchungen H. JÄCKLI's (Lit. 60) umfassen das Gebiet zwischen oberem Safiental und Viamala, und damit

4) „Weissfluh“ lautet die ortsübliche Bezeichnung des in der Siegfriedkarte unbenannten Felsbandes 1 km SE ob Vals, das eine mächtige Anschwellung eines vorwiegend aus Dolomit bestehenden Triaszuges darstellt.

5) Uccellozone, benannt nach dem Pizzo Uccello, 4 km S Hinterrhein.

6) Gadriolzug, benannt nach der Gadriol-Alp, 1,5 km SE Hinterrhein.

7) „Zone des Einshorns“, benannt nach dem Einshorn, 3 km SE Hinterrhein.

8) Areuezone, benannt nach der Areue-Alp im Areuetal, 4 km S Nufenen.

9) Der Weiler Lunschania liegt 5 km N Vals im Valsertal.

also den Raum der Schamserdecken und der in ihrem Liegenden direkt anschliessenden Elemente der Misoxerzone, soweit diese am Aufbau der Ostflanke des Safientales beteiligt sind. Für das entsprechende südlich anschliessende Gebiet zwischen Splügen, Safierberg und Andeer steht die Arbeit von J. NEHER vor ihrem Abschluss. Sie wird die von A. GANSSEER (Lit. 38) ausgeschiedenen obersten Elemente der Misoxerzone, soweit ihre Stirnen nicht südlich des Rheinwalds liegen, mit der Unterlage der Schamserdecken in Verbindung bringen und die bereits von R. STAUB (Lit. 143) erwähnten Zusammenhänge im Detail untersuchen und diskutieren.

Die erwähnten geologischen Aufnahmearbeiten neueren Datums von KOPP, GANSSEER, NEHER und JÄCKLI umschliessen also im Westen, Süden und Osten ein Gebiet, das dem kristallinen Kern der Adula aufliegt und vollständig der Misoxerzone angehört. Die in diesem Gebiet auftretenden Schichtreihen können dementsprechend als Bündnerschieferserien der Aduladecke bzw. der Misoxerzone bezeichnet werden; sie bilden den Gegenstand der nachfolgend erläuterten Untersuchungen. Erste Aufgabe für die vorliegende Arbeit war es nun, diesen Bündnerschiefer-Schichtreihen der Adula vom Rheinwald an nordwärts bis in alle Einzelheiten nachzugehen, zu versuchen, sie stratigraphisch wie tektonisch aufzugliedern und in Zusammenhang zu bringen mit den anstossenden Gebieten.

Verfolgt man diese zur weit überwiegenden Hauptsache aus Adula-Mesozoikum bestehenden Serien von Vals aus talauswärts gegen Norden, so erkennt man, dass die tieferen Serien hier eine Deckenstirn bilden, d. h. in vorwiegend steiler Schichtstellung untertauchen, und dass nur noch die tektonisch höchsten Teilelemente der Misoxerzone in flacherer Lagerung weiter hinausziehen gegen die Signina-Gebirgsgruppe¹⁰⁾ und das untere Safiental.

Etwa beim Weiler Lunschania¹¹⁾ erscheint nordwärts vor der Stirn dieser tieferen Teilelemente des mesozoischen Adularückens in ihrem Liegenden eine zu einer prinzipiell anderen tektonischen Einheit gehörende Bündnerschieferserie (mit einzelnen eingelagerten Triaszügen). Sie lässt sich von hier aus südwestwärts in das Gebiet des Piz Terri verfolgen und weiter durch die Val Luzzzone gegen Olivone. Auf dieser ganzen Strecke taucht sie deutlich unter dem Adula-Nordrand empor und scheint westlich des Piz Terri mit dem Soja-Verrucano in Verbindung zu stehen. Wir betrachten sie deshalb als nach Norden vorgeschürfte mesozoische Sedimenthülle der Sojadecke, wobei die Frage offen bleibt, wieweit es sich bei der Sojadecke um einen basalen Schürfling des Adula-Deckensystems handelt. Vom Gebiet von Lunschania aus ostwärts taucht diese Zone von Lunschania oder des Piz Terri mit dem über unser ganzes Untersuchungsgebiet gleichmässig feststellbaren axialen Ostgefälle von 15—20° gegen Osten unter, jedenfalls erscheint sie im Safiental und weiter ostwärts nirgends mehr aufgeschlossen.

Im Liegenden der Zone von Lunschania/Terri stossen wir auf die mächtige Masse der Lugnezerschiefer, die den gesamten nordwärts verbleibenden Raum bis zu den „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefern erfüllt. Diese Lugnezerschiefer gehören nicht mehr zu unserem engeren Untersuchungsgebiet und sollen deshalb nur summarisch in den Kreis der nachfolgenden Betrachtungen gezogen werden.

¹⁰⁾ Die Signinagruppe erhebt sich SE Ilanz im Vorderrheintal zwischen den Talausgängen des Lugnezes und des Safientales.

¹¹⁾ Siehe Note 9, pag. 7.

Die Zone von Lunschania/Terri wie die Zone der Lugnezerschiefer werden — wie schon erwähnt — nur noch von den höchsten tektonischen Teilelementen der Misoxerzone überlappt. Durch J. KOPP (Lit. 74) haben diese nördlichsten Teile unseres Untersuchungsgebietes bereits eine summarische Gliederung erfahren. Eingehender behandelt KOPP in Lit. 76 den westlich des Valsertales gelegenen Anschluss an dieses Gebiet; seine Untersuchungen in der Gebirgsgruppe des Piz Aul lassen sich ostwärts über das Valsertal hinüber organisch mit den Resultaten unserer nachfolgend erläuterten Untersuchungsergebnisse verbinden.

Damit haben wir die uns zur Behandlung stehende Gebirgsgruppe, die durch die beiden Süd-Nord verlaufenden Täler des Peilerbaches und des Valserrheines im Westen und der Rabiusa des Safientales im Osten begrenzt wird, ausgehend vom Rheinwald in einem ersten Überblick von Süden nach Norden durchgangen. Die aus der vorliegenden Arbeit resultierende tektonische Gliederung dieses Gebietes möge der Übersicht halber vorweggenommen und in folgendem Schema zusammengefasst werden:

| | | | |
|---------------------|--|---|-------------|
| Adula-Deckensystem: | Tomüllappen ¹²⁾ | } | Misoxerzone |
| | Gravaserie ¹³⁾ | | |
| | Aullappen ¹⁴⁾ | | |
| | Obere Valserschuppen | | |
| | Untere Valserschuppen | | |
| | Fanellalappen | | |
| | Zervreilerlappen | | |
| | tiefere Adula-Teillappen. | | |
| Tiefer als Adula: | Zone von Lunschania/Terri ¹⁵⁾ | | |
| | Zone der Lugnezerschiefer | | |
| | Zone der „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer. | | |

Wohl haben bereits H. P. ROTHAAAN (Lit. 108—109) wie zum Teil auch O. WILCKENS (Lit. 163—169) das umschriebene Gebiet in den Kreis ihrer Untersuchungen gezogen, eine detailliertere und durchgehende Gliederung nicht nur in tektonischer, sondern auch in stratigraphischer Hinsicht ist aber von ihnen nicht gegeben worden, sodass ihre vor 20—25 Jahren publizierten Ergebnisse mit den anschliessenden neueren Aufnahmen in keinen befriedigenden Zusammenhang gebracht werden konnten.

Diese Lücke soll die vorliegende Arbeit zu schliessen versuchen. Sie will aber noch mehr: sie möchte nicht allein eine wesentliche Grundlage bilden zur detaillierteren tektonischen Aufgliederung der tieferen Bündnerschiefer im Raume Safiental-Domleschg-Chur-Prättigau, sondern sie sucht ganz insbesondere auch aus einer möglichst eingehenden stratigraphischen Untersuchung der verschiedenen Bündnerschieferserien und aus dem steten gegenseitigen Vergleichen ihrer Schichtreihen Schlüsse zu ziehen für eine über unser Untersuchungsgebiet hinausgehende, gewissermassen allgemeingültige verfeinerte Bündnerschieferstratigraphie, besonders der liasischen Ablagerungen.

¹²⁾ Tomüllappen, benannt nach Piz Tomül, 4 km E Vals.

¹³⁾ Gravaserie, benannt nach Alp Grava, 3 km NE Vals.

¹⁴⁾ Aullappen, benannt nach Piz Aul, 4 km W Vals.

¹⁵⁾ Zone von Lunschania/Terri, benannt nach dem Weiler Lunschania, 5 km N Vals, von wo diese Zone gegen SW zum Piz Terri hinüberzieht; der Piz Terri liegt 6 km ESE des Greinapasses.

Leider erschwerte die äusserst komplexe Schuppentektonik unseres Untersuchungsgebietes, und damit verbunden seine bis auf einen einzigen Horizont vollständige Fossillosigkeit eine stratigraphische Gliederung in starkem Masse. So musste die tektonische Analyse stets Hand in Hand gehen mit minutiöser lithologischer und stratigraphischer Aufnahmearbeit, und selbst die rein petrographische Untersuchung durfte bei der tektonischen wie auch stratigraphischen Auswertung auf keinen Fall auf der Seite gelassen werden.

B. Historischer Rückblick.

In einem Untersuchungsgebiet, das wie das vorliegende im Verlaufe der Entwicklungsgeschichte der alpinen Geologie immer wieder erwähnt worden ist, bietet es einen besonderen Reiz, auch die ältere Literatur zu verfolgen, um dann innerhalb unserer enggesteckten geographischen Umgrenzung die machtvolle Förderung zu erkennen, welche die Alpengeologie der Faltungs- und Deckentheorie zu verdanken hat.

Wohl den frühesten geologischen Hinweis finden wir bei JOHANN JACOB SCHEUCHZER (Lit. 113), der in seiner „Natur-Histori des Schweitzerlandes“ eine „Beschreibung der Rheinwalder- Splüger- und Suffer-Gebirgen von Hrn. JOHANNE LEONHARDI V. D. M.“ aus dem Jahre 1700 aufnimmt, worin Kristallfunde von der Telli- (= Thäli-) und von der Putz- (= Butz-) Alp nördlich Nufenen erwähnt werden. In einem späteren Reisebericht (Lit. 114) gibt SCHEUCHZER eine hydrographisch sehr detaillierte Karte des Rheinwalds¹⁶⁾ und macht auf ein Vorkommen von „weichem gelblichten Sandstein“ aufmerksam, das bei Hinterrhein als Schreibsand ausgebeutet werde.

GOTTLIEB SIGMUND GRUNER (Lit. 48) gibt 1760 weitere Kristallfundorte an und spricht von verschiedenen Arten von Versteinerungen (besonders „Conchula echinata und herzförmichte Seeigelsteine von ganz blauer Farbe“), die man in der Nähe der „Alp Cassan“ (= Casanwald) westlich Nufenen finden könne. Bereits 1839 hat STUDER (Lit. 152) dargelegt, dass diese Mitteilung GRUNER's wohl auf einem Missverständnis beruhen müsse. — Köstlich sind im übrigen die schreckenerregenden Schilderungen GRUNER's über das Quellgebiet des Hinterrheins (pag. 71) und über das unbewohnte und unbekannte Gebiet zwischen Valser- und Safiental, wo sich weiterstreckende, ungeheure Gletscher aus den Eistälern hervordrängen sollen.

LEOPOLD VON BUCH (Lit. 15) gibt in seiner 1809 erschienenen Beschreibung einer Reise von Glarus nach Chiavenna, die ihn von Ilanz über Vals und Valserberg nach Nufenen und Splügen im Rheinwald führt, als erster präzise geologische Beobachtungen über das vorliegende Untersuchungsgebiet und belegt sie auch mit einem dem damaligen Stand der Forschung entsprechenden Profil.

In einem diese Reise LEOPOLD VON BUCH's behandelnden Brief HANS CONRAD ESCHER'S VON DER LINTH (Lit. 33) befasst sich auch dieser mit den merkwürdigen verschiedenen Schichtstellungen („Überstürzungen im St. Petersthal“), für die vergeblich nach einer einleuchtenden Erklärung gesucht wird.

BERNHARD STUDER erkennt in einer älteren gemeinsam mit A. ESCHER VON DER LINTH (Lit. 152) 1839 herausgegebenen Arbeit den grundlegenden Unterschied zwischen dem fächerförmig struierten Gotthardmassiv und dem von diesem durch eine „schmale Zone von schwarzen Schiefern, Gyps und Dolomit“ getrennten „System der Adulagebirge“, wo — fast senkrecht zum Streichen der Alpen — Nordweststreichen der meist „krystallinisch flaserigen Gesteinschichten“ vorherrsche, gewöhnlich verbunden mit Ost- und Nordostfallen. Diese auffallende Schichtstellung sei bereits von C. ESCHER und H. VON BUCH beobachtet worden; sie gibt STUDER Veranlassung zur Feststellung, das Rheinwald¹⁶⁾ sei trotz Ost-Ausrichtung ein Quertal, während das meridional verlaufende Valsertal eigentlich einem Längstal gleichkomme.

In seinem Hauptwerk, der 1851—1853 erschienenen „Geologie der Schweiz“ (Lit. 153), fasst STUDER unter der Bezeichnung „jurassische Schiefer“ die Belemnitenschiefer des Nufenen-

¹⁶⁾ Rheinwald heisst der obere Teil des Hinterrheintals im Abschnitt der Dörfer Hinterrhein, Nufenen, Medels und Splügen.

passes (Wallis) und des Lukmanier mit den grauen Schiefen („Bündner Schiefer“) von Safien, Schams, Avers und Oberhalbstein zusammen und trennt diese Gruppe von den „älteren grauen Schiefen“ (Casannaschiefer) wie vom Flysch. — Im Abschnitt über die „grünen Schiefer“ erkennt STUDER die Schichtumbiegung bei Vals, durch welche das stirnförmige Untertauchen der tieferen tektonischen Teilelemente der Misoxerzone zum Ausdruck kommt, und kennzeichnet die geologischen Verhältnisse des Tomülpasses, über den er vom Valsertal herkommend ins Safiental gelangt, mit folgenden Worten: „Die Gebirge, die beide Alphäler umschliessen, bestehn aus vorherrschend berggrünem, zum Theil mit Kalkspathknötchen angefülltem Chloritschiefer, mit welchem jedoch auch graue und glänzend schwarze Schiefer und zum Theil beträchtliche Kalksteinlager abwechseln“ (Lit. 153, I. Bd. pag. 339). Er sieht am Tomülpass (Übergang von Vals nach Safien Thalkirch) das sehr grobkörnige Grüngestein im Kern des mächtigen Ophiolithzuges in der Basis des Tomüllappens und beschreibt es als „Übergang des grünen Schiefers in ein verworren krystallinisches Gestein, einem unklar entwickelten, feinkörnigen Gabbro ähnlich“, eine Beschreibung, die man auch heute noch bei makroskopischer Betrachtung recht gut versteht.

G. VOM RATH (Lit. 105) fasst die einzelnen Beobachtungen aus STUDER's klassischer Geologie der Schweiz elf Jahre später unter Hinzufügung zahlreicher eigener Beobachtungen zu einem übersichtlichen Bild zusammen.

G. THEOBALD (Lit. 159) verfolgt in seiner „Geologischen Übersicht von Graubünden“ aus dem Jahre 1866 den Verlauf der Misoxermulde und ihrer Schiefer; dabei macht er auf die noch näher zu untersuchenden „grünen und gneisartigen Schiefer, Talkschiefer usw. von Vals“ aufmerksam. „Die dortigen Kalkmassen, welche zum Theil in weissen Marmor übergehen“, werden erstmals erwähnt und die ganze Serie der „grauen Schiefer“ wird als Lias und Unterjura-Bildung aufgefasst. Besonders interessant ist die Erklärung, die THEOBALD für die mächtige Anhäufung der Schiefermassen zwischen Valser- und Safiental gibt, indem er u. a. ausführt, dass diese Schieferserie theils „wirklich stärker entwickelt“ ist, theils aber, „dass sie mehrmals zusammengebogen ist und deshalb doppelt und mehrfach liegt“.

Über die Verheerungen, welche die Hochwasserkatastrophe vom 27. Sept. bis 4. Okt. 1868 im Rheinwald und besonders im Gebiet von Vals angerichtet hat, sammelte J. W. COAZ (Lit. 22) auf Exkursionen ein interessantes und detailliertes Tatsachenmaterial, wobei die Angaben über die Geschiebeführung auch von geologischem Interesse sind.

F. ROLLE übernimmt von B. STUDER die Einteilung der Schiefermassen Bündens in Casannaschiefer, Bündnerschiefer s. str. und Flysch und befasst sich in einer 1879 herausgegebenen Publikation (Lit. 106) als erster eingehend mit den petrographischen Verhältnissen der Grünschiefer, die — wie er erkennt — „in der Unterregion der Bündner Schiefer-Zone auftreten, gegen unten mit Lagern von körnigem Kalk, gegen oben mit Lagern von grauen Schiefen abwechseln“. — Von ROLLE stammen wohl die ältesten mikroskopischen Untersuchungen aus unserem Aufnahmegebiet. Untersucht werden vor allem ophiolithische Gesteine, deren Mineralbestand im allgemeinen richtig gedeutet wird. Die poikiloblastische Struktur, die den einschlossreichen Plagioklasen zukommt, wird an je einem Prasinit vom Valserberg, vom Casanwald und vom Brennhof bei Nufenen beschrieben, wobei die „grösseren matthellblauen Kryställchen“ im Dünnschliff des Handstücks vom Casanwald, die ROLLE für Cyanit (Disthen) hält, wohl am ehesten als Glaukophan gedeutet werden können. Der verschiedene Mineralbestand der Ophiolithe gibt ROLLE Anlass zu einer neuen Nomenklatur nach Ortsnamen, die aber später wenig Anklang gefunden hat: Die grünen Bündner Schiefer als Gesamtheit sollen Chlorogrisonite genannt werden, der Prasinit vom Valserberg wird als Valrheininit bezeichnet usw. — Aus dem vollständig voneinander verschiedenen Mineralbestand erkennt er den primären Unterschied zwischen grauem Bündnerschiefer und Grünschiefer, für welch' letztere er Bildung aus „Aschenauswürfen augitischer Eruptionen“ annimmt. — Die geologische Kartierung ROLLE's auf Blatt XIX des Dufouratlases gibt eine sehr schematische Übersicht von der Linie Valserberg–Schollenalp an südwärts.

Eine Fülle neuer Beobachtungen bietet ALBERT HEIM in seinem 1891 erschienenen Beitragsband zur Geol. Karte der Schweiz (Lit. 51 und 180). Auf Grund zahlreicher Detailprofile versucht er aus der stratigraphischen Überlagerung das jurassische Alter der Bündnerschiefer nachzuweisen und belegt diese Ansicht mit etlichen neuentdeckten Liasfossilfundstätten. Er tritt damit in scharfen Gegensatz zu C. W. GÜMBEL, besonders aber zu C. DIENER (Lit. 28), der kurz vorher

ihr palaeozoisches Alter postuliert hatte, indem er für das vorliegende Untersuchungsgebiet als Beweis hierfür die „Transgression“ der triadischen Splügener-Kalkberge über die in ihrem Liegenden anzutreffenden und deshalb nach ihm „palaeozoischen“ Schiefer des Safierberges angeführt hatte. — Trotzdem HEIM in den Bündnerschiefern des Profils von Ilanz bis Vals eine ganze Reihe lithologisch verschiedener Unterzonen ausscheidet und eingehend beschreibt, versucht er weder stratigraphisch noch tektonisch eine Gliederung dieser Bündnerschiefermassen zu geben, sondern sagt darüber (pag. 338): „Nähere Anhaltspunkte fehlen mir. Gewiss aber würde eine detaillierte Kartirung der Varietäten des Bündnerschiefers in der breiten Bergmasse vom Bärenhorn bis ins Segninagebirge gewissermassen den grossen Bündnerschiefermuldenzug von Terri und Piz Aul in seine tektonischen Elemente auseinandergewickelt uns vorführen und so den Schlüssel zum Verständnis des ersteren bieten.“

Im Anhang des Beitragsbandes über die Hochalpen zwischen Reuss und Rhein gibt C. SCHMIDT (Lit. 116) als erster eine auf moderner petrographischer Untersuchung beruhende Beschreibung einiger Gesteinstypen des Adulakristallins und der Bündnerschiefer, wie besonders auch einiger unser Untersuchungsgebiet betreffenden Ophiolithe vom Brennhof bei Nufenen und aus dem Gebiet um Vals.

Einen Rückschritt gegenüber HEIM's Dufourblatt-Aufnahme bedeutet die 10 Jahre später von A. ROTHPLETZ (Lit. 110) veröffentlichte „Geologische Kartenskizze eines Theiles des Bündner Schiefer-Gebietes zwischen Hinter- und Vorderrhein (1:100000)“, in der ROTHPLETZ — wie in der zugehörigen Arbeit erläutert wird — die mit dem schwarzen Terrischiefer-Zug Vanescha (5 km S Vrin) — Alp Seranastga (3 km SE Vrin) — Lunschania (5 km N Vals) nordwärts bis zum Mundaun (SW Ilanz) einsetzenden Schiefermassen als mesozoisch betrachtet, während für alle von hier aus südwärts bis ins Rheinwald gelegenen Bündnerschiefer der Misoxermulde — wie von DIENER — palaeozoisches Alter postuliert wird. — Neu beobachtet ist die im Hangenden der Dolomite und Marmore der Valserschuppen bei Vals auftretende „Decke von grobkörnigem Augengneis“ und eine Reihe zwischen Alp Seranastga und Wannenspitz besonders auf der Kammhöhe zwischen Piz Regina und Piz Seranastga aufgefundener Liasfossilien.

Mit der ausgezeichneten 1895—1897 veröffentlichten Arbeit von G. STEINMANN über das Alter der Bündnerschiefer (Lit. 147) wird die Haltlosigkeit einer palaeozoischen Altersannahme für die Ophiolith-führenden Bündnerschiefer zwischen Reinwald — Vals und Safiental endgültig aufgedeckt. Da die Flyschablagerungen nach STEINMANN stets Ophiolith-frei sein sollen, könne das jurassische Alter der zwischen Valser- und Safierberg auftretenden Schiefermassen trotz bisheriger Fossillosigkeit durch ihren Ophiolithgehalt belegt werden. — Während noch HEIM (Lit. 51) für die im Hangenden des Adulakristallins auftretenden 2,5 bis 3 km mächtigen Bündnerschiefermassen normale, ungestörte Schichtfolge annimmt, die möglicherweise erst gegen das Safiental zu eine „Überfaltung“ erfahren habe, deutet STEINMANN als erster auf das Vorhandensein schuppenartiger Überschiebungen hin. Diese Annahme belegt er mit einem Profil durch den Valserberggrat.

Seine Studien über die Ophiolithe (Lit. 148) weisen deren eruptive Natur nach und wenden sich gegen die HEIM'sche Auffassung, der in ihnen submarin gebildete Tuffe erblicken will; STEINMANN spricht von ophiolithischen Injektionen und versucht, das Alter dieser stets mit geosynklinalen Tiefseeablagerungen verbundenen basischen Eruptiva nachzuweisen.

Während HEIM im Beitragsband von 1891 (Lit. 51) das Adulamassiv als flachgewölbte Gneis-Antiklinale charakterisiert, die als nördlicher Ausläufer mit dem grossen Tessiner Gneismassiv in Zusammenhang stehe, erkennt er 1906 (Lit. 52) die Deckennatur der Adula, indem er „von einer weitausholenden, gegen Norden vorgestossenen liegenden Falte“ und von „liegenden Faltenüberschiebungen“ spricht, wie das besonders auch in den beigegebenen Profiltafeln zum Ausdruck kommt.

Die Untersuchungen und Kartenaufnahmen O. WELTER's (Lit. 162) — einem Schüler STEINMANN's — berühren unser Untersuchungsgebiet lediglich im Safiental, wo die Nollaschiefer und die Nollakalkschiefer mit den Breccienlagen eine Beschreibung erfahren.

Nach seinen ersten Terrainaufnahmen zwischen Vals und Safien bestätigt O. WILCKENS (Lit. 164) 1907 das triadische Alter der Dolomite und Dolomitmarmore im Fanella- und Valser-schuppen-Gebiet, wobei er auch auf die lepontinische Faziesentwicklung der Triasprofile hinweist, während HEIM im Beitragsband 1891 (Lit. 51) von Röthidolomit sprach und in Teilen des Adulakristallins Verrucano zu erkennen glaubte. — Ebenso wird der von HEIM im Jahr

zuvor (Lit. 52) erkannte Faltungsbau im Adulagebiet bestätigt und auf die Komplikationen im Valserberg- und Bärenhornprofil hingewiesen (Bärenhorn = 6 km SE Vals).

Im Verlaufe seiner weiteren Terrainaufnahmen gibt WILCKENS eine eingehende Beschreibung des in der südlichen Hornrunse östlich ob Vals auf ca. 1920 m Höhe anstehenden grossaugigen Gneises (Lit. 165), für den er einen eventuellen Zusammenhang mit der Tambodecke oder einer ihrer Teilalten vermutet — eine Ansicht, von der er nach weiterer Erforschung wieder Abstand nahm. Er erkennt die linsenförmigen Ausquetschungen der einzelnen Gesteinsserien in der Valser-Schuppenzone und befasst sich dann in der nächsten Arbeit (Lit. 166) mit verschiedenen Faltungserscheinungen, die er mit Abbildungen belegt. Die innige Verknüpfung von Adulagneis und Dolomit, die im Gebiet des Rheinwaldtales und des Valserberges beobachtet wird, kommt nach ihm durch „eine äusserst starke sekundäre Zerteilung“ der liegenden Falten zustande. In klarer Weise widerlegt er in allen Punkten die von W. FREUDENBERG vertretene Auffassung vom mesozoischen Alter des Adulakristallins.

W. FREUDENBERG (Lit. 35) bestreitet nämlich die kurz vorher von HEIM (Lit. 52) wie auch von WILCKENS (Lit. 164) postulierte Deckennatur der Adula und fasst die Adulagneise als mesozoische Intrusiva auf. Die Gneisllamellen in einem Profil der Valser-Schuppenzone werden als konkordante Lagergänge gedeutet. In einer späteren Veröffentlichung von FREUDENBERG (Lit. 36) wird ein Zusammenhang zwischen den Ophiolithen in den hangenden Bündnerschieferserien und den Amphiboliten und Eklogiten im Adulakristallin vermutet.

Im Beitragsband „Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen“ (Lit. 123) verfolgt R. STAUB den Verlauf der Misoxermulde und weist damit nach, dass eine Verschmelzung von Adula- und Tambodecke nirgends beobachtet werden kann. Für die oberste Gneisschuppe von Vals, die WILCKENS ursprünglich von der Tambodecke glaubte ableiten zu müssen, erkennt er Äquivalente in der südlichen Fortsetzung der Misoxermulde.

Einen ersten orogenetischen Überblick über die Decken Graubündens gibt der dazugehörige wenig später erschienene Beitragsband von R. STAUB (Lit. 124). Stratigraphische Studien und fazielle Vergleiche — unser Untersuchungsgebiet betreffend — führen dazu, die erste embryonale Ausbildung der Adulageantiklinale schon im Perm anzusetzen. Diesen Geantiklinalcharakter mit neritischer Fazies behalten die tieferen, unter den Valserschuppen gelegenen Adulateilelemente nach dieser Publikation STAUB's bis in den Lias bei, während der Rücken der Adula bereits während der Trias und besonders im Lias bathyale Schistes lustrés-Fazies annehme.

Beim Studium der Grünschiefer unseres Gebietes bieten die zahlreichen Angaben über bündnerische Ophiolithvorkommen in den mehr petrographischen Arbeiten STAUB's interessantes Vergleichsmaterial; STAUB (Lit. 134) stellt ein allgemeines Differentiationsschema der ophiolithischen Intrusionen auf. Die basischsten peridotitischen Glieder der Ophiolithreihe — d. h. besonders ihr metamorphes Produkt in Form der Serpentine — befinden sich hauptsächlich in den wurzelwärtigen Teilen, dann stellen sich gabbroide Glieder ein und die Deckenstirnen schliesslich sollen frei oder doch zum mindesten sehr arm an Ophiolithen sein. Die Ophiolithe der Valserschuppen und die Grünschiefermassen des Aul- und des Tomüllappens, die heute vor der Stirn der Aduladecke s. str. angereichert sind, entsprechen nach STAUB der Fazies des südlichen Deckenrückens; sie stellen somit die nach vorne verfrachteten Abspaltungen des südlichen Adularückens dar.

Die von KÖNIGSBERGER (Lit. 71) 1917 veröffentlichte „Karte der Mineralfundorte von Vals-Platz“ bildet infolge ihrer groben Schematisierung gegenüber der Kartierung HEIM's keinen Fortschritt.

ERNA HEYDWEILLER, die 1918 im südlich angrenzenden Gebiet des Bernhardinpasses die ersten zusammenhängenden Detailuntersuchungen unternimmt (Lit. 55), kommt zu einer weitgehenden Aufgliederung des Adularückens. Die von ihr ausgeschiedenen Zonen von kalkarmen und kalkreichen Bündnerschiefern, von Ophiolithzügen, Gneisllamellen etc. werden bis ins Gebiet des Valserberges nach Norden weiterverfolgt. Zu einer klaren tektonischen Interpretation werden diese Erkenntnisse aber nicht ausgewertet. Eine Untersuchung des östlich ob Vals auftretenden grossaugigen Gneises, in dem WILCKENS (Lit. 165) ursprünglich einen fraglichen Abschürfling der Tambodecke vermutete, ergibt deutlich, dass dieser Gneiszug sich südwärts in die Misoxerzone weiterverfolgen lasse und zum Adulakristallin gehöre. Die umfangreichen morphologischen Betrachtungen dieser Arbeit betreffen zum Teil auch das vorliegende Arbeitsgebiet.

Eingehender als alle früheren Autoren befasst sich H. P. ROTHHAAN mit unserem Untersuchungsgebiet. In einer ersten, 1918 publizierten tektonischen Arbeit (Lit. 108) interessieren uns neben der Gliederung des altkristallinen Teils der Aduladecke in eine Rheinwald- und Fanelladecke besonders die höheren Elemente der Adula, die ROTHHAAN von unten nach oben in eine Valser- und eine Augengneisdecke, eine Aul-, eine Tomül- und eine fragliche Safierdecke einteilt.

Die Trennung der Valserdecke von der Fanelladecke im Liegenden ist nach ROTHHAAN durch den Dolomitzug gegeben, der sich vom Bord 1 km S ob Vals bis unter die wenig südlich gelegenen Häuser von Kartüschen verfolgen lässt, bei Auf der Matte 2 km SSE wieder einsetzt und von hier durchzieht bis zur westlichsten Kuppe des Valserbergprofils, die im Profil Wenglispitze-Valserberg den ersten Anstieg nach der tiefsten Lücke (Wenglilücke) direkt ostnordöstlich der Wenglispitze bildet. Das Altkristallin der Valserdecke wird nach ROTHHAAN vom Dolomitzug „Weissfluh“-Vallatschalp überlagert, der gegen Süden rasch auskeilt und mit dem Rauhwackenstreifen am Passübergang des Valserberges in Zusammenhang stehen soll („Weissfluh“ ist — wie schon erwähnt — die ortsübliche Bezeichnung des mächtigen Trias-Felsbandes 1 km SE oberhalb Vals).

Im Hangenden dieses Dolomitzuges seien dann „drei mehr oder weniger grosse Schuppen“ zu unterscheiden, zu denen auch der grossaugige Gneis der Hornrunse (vgl. pag. 13 oben) gerechnet wird, wonach dieser Komplex den Namen Augengneisdecke erhält.

In den linsenförmig auftretenden Quarziten und Rauhwacken im Hangenden des grossaugigen Gneises liege dann die untere Grenze der nächsthöheren Auldecke, die sich über den „Löchlibach“ (2 km SE Peil) zum südlichen Ende der Wandfluh (westlich Nufenen im Rheinwald) verfolgen lasse, wo von weitem eine kleine Linse von Rauhwacke als gelber Fleck sichtbar sei.

Die Tomüldecke schliesslich setze mit basalen Glimmerschiefern, Gneisen und Quarziten über den Ophiolithen des Brennhofes W Nufenen ein. Diese Zone lasse sich gegen N weiterverfolgen in die zwischen Valserhorn und Lückli gelegene Kuppe, wo man auch Dolomit und Rauhwacke finde. Von hier ziehe sie weiter hinter den Hütten der Alp Tomül hindurch zum Rauhwackehorizont des vom Gipfel des Piz Tomül in südwestlicher Richtung fliessenden Baches und hinüber zum temporären Bach der Alp Grava (ca. 4 km NE Vals). An einer deutlichen Diskordanz sei sie weiter nordwärts zu erkennen, wo die horizontalen Schichten des Heuegrates diskordant auf den unter 60° südwärts einfallenden des Pala de Tgiern auflagern (östlich ob St. Martin-Tersnaus im unteren Valsertal). Als typisches Merkmal enthalte die so abgegrenzte Tomüldecke einen durchziehenden Komplex von Liasbreccien vom Typus der „Brèche du Télégraphe“.

Die Grünschieferhorizonte führt ROTHHAAN auf einen einheitlichen submarinen Diabaserguss zurück, der etwa zur Zeit des oberen Lias stattgefunden haben müsse. Während zu diesem Zeitpunkt die tieferen Aduladecken schon weitgehend überschoben gewesen sein sollen, habe die Valserdecke die eben auf die Fanelladecke abgelagerten Diabasergüsse überfahren, auf ihrem Rücken die Augengneisdecke passiv mitnehmend. Und ebenfalls noch im Lias sei der Zusammenschub der höheren und höchsten Aduladecken erfolgt. Diese Annahme führt ROTHHAAN dazu, mit den Grünschieferhorizonten wie mit einer fossilienführenden stratigraphischen Schicht zu operieren und demgemäss ordnet er jeder der oberen Teildecken primär einen einzigen Ophiolithzug zu.

In einer summarischen Gliederung der nördlich der Adulastirn einsetzenden Schiefermassen erkennt ROTHHAAN die Gneisquarzite von Lunschania (ca. 5 km N Vals). Südlich dieses Zuges glaubt er ein Wiederauftauchen der Mesozoika der Fanelladecke und nördlich davon der tieferen Rheinwalddecke erkennen zu können.

Auf die Ideen, die ROTHHAAN im Abschnitt über Faziesverteilung und Orogenese entwickelt, sowie auf die damit verbundenen Deckenparallelisationen treten wir hier nicht näher ein. Für unser Untersuchungsgebiet hat ROTHHAAN sicher viele tektonische Zusammenhänge als erster richtig erkannt, im Detail fehlt aber seiner Arbeit vielfach eine eingehende Terrainuntersuchung, für die ihm wohl in Anbetracht seines weitläufigen Arbeitsgebietes die nötige Zeit nicht zur Verfügung stand.

Die ein Jahr später, 1919, erschienene petrographische Arbeit H. P. ROTHHAAN's (Lit. 109) bietet ein umfangreiches Material an mikroskopischer und chemisch-analytischer Untersuchung verschiedener Gesteinstypen unseres Aufnahmegebietes. Die einzelnen Resultate dieser wertvollen Arbeit sollen im nachfolgenden Text dieser Arbeit diskutiert werden.

Eine treffliche Übersicht über die bis 1920 gewonnenen Anschauungen gibt ALBERT HEIM in seiner umfassenden „Geologie der Schweiz“ (Lit. 53).

1920 erscheinen die „Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals“ von O. WILCKENS (Lit. 168), die seine auf zahlreichen Terrainbegehungen in der Zeit vor dem ersten Weltkrieg gewonnenen Erkenntnisse zusammenfassen. Diese Arbeit vermittelt eine makroskopische Beschreibung der im Gebiet auftretenden Gesteinstypen und gibt eine Reihe von Detailprofilen. In einer Kritik der tektonischen Arbeit ROTHHAAN'S (Lit. 108) versucht WILCKENS zahlreiche Ungenauigkeiten der geologischen Aufnahme ROTHHAAN'S nachzuweisen, eine abweichende tektonische Gliederung gibt WILCKENS aber nicht.

Seine Aufnahmen belegt WILCKENS mit einer 1922 publizierten geologischen Karte (Lit. 169), die völlig innerhalb unseres Aufnahmegebietes liegt; die Ausscheidung der Grünschieferzüge bedeutet gegenüber der schematischen Darstellung auf der Karte ROTHHAAN'S einen deutlichen Fortschritt, problematischer erscheint die in den Bündnerschiefern durchgeführte Trennung in Phyllite und Marmore. Ein klares Bild der tektonischen Verhältnisse kann aus dieser Karte kaum gewonnen werden.

Die erneute Bearbeitung des Gebietes zwischen Bernhardin- und Splügenpass durch W. GRENOUILLET (Lit. 43) bietet in der Beschreibung eines viel zu mächtig angegebenen Gneislagers im Valserbergprofil und südlich davon nichts Neues und berührt im übrigen unser Untersuchungsgebiet nicht.

Sehr gute Beobachtungen liegen der 1922 erschienenen gemeinsamen Arbeit von A. BUXTORF und O. WILHELM (Lit. 18) über Sackungserscheinungen im Safiental zugrunde, die den gesamten Ostabfall der Tomülkette betreffen; dabei werden die 1918 über das gleiche Thema von CHR. TARNUZZER (Lit. 156) publizierten Beobachtungen eingehend diskutiert.

Die erste gründliche und umfassende Durchforschung erfährt das kristalline Gebiet der Aduladecke durch G. FRISCHKNECHT, H. JENNY und J. KOPP (Lit. 37, 65 und 73), deren Kartierungsarbeiten in der 1920—1921 herausgegebenen „Geologischen Karte der Adula“ (Lit. 184) zusammengefasst werden. Das Aufnahmegebiet von KOPP reicht in östlicher Richtung bis zum Dolomitzug „Weissfluh“ (1 km SE ob Vals) — Vallatschalp (5 km SSE Vals) — Valserberg, berührt also lediglich im Gebiet der unteren Valserschuppen das vorliegende Untersuchungsgebiet. Der erwähnte Dolomitzug der „Weissfluh“ bildet nach KOPP die obere Grenze der Valserschuppen. Wie schon WILCKENS (Lit. 168) andeutet, setzt er sich nicht in die Rauhwacke am Passübergang des Valserberges fort — wie das ROTHHAAN (Lit. 108) annimmt —, sondern in den im Valserbergprofil weiter westlich gelegenen Dolomitzug des P. 2558 (Siegfriedkarte). Die Ausscheidung des die Valserschuppen aufbauenden Komplexes von Augengneisen, Glimmerschiefern, Grünschiefern, Marmoren und Dolomiten wird in grösstmöglicher Genauigkeit — soweit topographische Unterlage und Kartenmasstab dies gestatten — durchgeführt.

Das umfassende Werk R. STAUB'S — Der Bau der Alpen (Lit. 135) — bringt neben einer Fülle von Detailbeobachtungen eine erste klare Übersicht über die tektonischen Zusammenhänge im gesamtalpinen Raum. An Details, die unser Gebiet betreffen, interessiert vor allem der darin dargelegte Verlauf der Valser-Schuppenzone in das wurzelwärtige Gebiet — zum Passo della Forcola und durch die Forcola hinab gegen Chiavenna.

Die Gliederung der nördlich der Adulastirn emportauchenden Schiefer im Gebiet des Piz Alpettas — Piz Terri wird von J. KOPP 1925 (Lit. 74) weiter gegen Osten verfolgt und führt zu einem von der ROTHHAAN'Schen Darstellung (Lit. 108) wesentlich abweichenden Bild. Nördlich der Alp Rischuna (4 km NNE Vals) wird die Einwicklung eines unteren Teils des Tomüllappens um die Stirn des Aullappens erkannt. Zugleich wird darauf aufmerksam gemacht, dass eine Verbindung der Aulmarmore von Bucarischuna (4 km N Vals) mit den Marmoren der Val Stgiera (6 km SSW Vrin), aus denen HEIM (Lit. 51) Gryphaeen beschreibt, nicht nachgewiesen werden kann. Aus dem Hangenden der Stelle, wo HEIM die Gryphaeen gefunden hat, wird eine Bank von Dolomitbreccien gemeldet, die vollständig den von ROTHHAAN im Tomüllappen aufgefundenen Liasbreccien entsprechen soll.

Die Zone der schwarzen Terrischiefer und der Gneisquarzite, die östlich Lunschania (5 km N Vals) diskordant unter die Tomülschiefer untertauchen, wird mit der Sojadecke in Zusammenhang gebracht, während die Lugnezerschiefer aus einer tieferen Muldenzone stammen sollen. Seine tektonische Auffassung über die Gliederung der Schiefermassen zwischen Valsertal und

Domleschg hat KOPP in einer Lit. 74 beigegebenen tektonischen Karte 1:200000 und einer Profilreihe im gleichen Masstab illustriert.

Die Gesteinsfolge, die KOPP für den Tomüllappen angibt — im Liegenden die Tomülschiefer mit Breccien- und Quarzithorizonten, graublauen graphitreichen Kalkschiefern mit Einlagerungen von Ophiolithen, dann darüber die glänzenden blauschwarzen Tonschiefer als Nollaschiefer zusammengefasst und schliesslich im Hangenden die Beverinschiefer, eine Gruppe sandiger Kalkschiefer mit Breccien- und Quarzithorizonten —, wird im wesentlichen auch im Beitragsband von O. WILHELM (Lit. 171) für die Schieferunterlage der von ihm näher untersuchten Schamserdecken ausgeschieden. Die „Geologische Karte der Landschaft Schams“ von WILHELM (Lit. 188) schliesst im Safiental östlich an das vorliegende Untersuchungsgebiet an.

Die wichtigsten Ergebnisse der von J. KOPP unternommenen Kartierung des Aul-Gebietes zwischen Vals und Lugnez werden 1933 (Lit. 76) publiziert. Die Valserschuppen werden zweigeteilt in einen unteren Komplex mit Phengitgneisen, Glimmerschiefern und Grünschiefern und einen oberen mit Phylliten, Kalkphylliten, Grünschiefern und Augengneisen in Linsenform. Im Aullappen werden als kristalliner Kern Phengitgneisbänke ausgeschieden, die vereinzelt neben Phylliten, Kalkphylliten, hellen und kiesligen Marmoren, Quarziten und Grünschiefern auftreten. Die Einwicklung des Tomüllappens um die tauchende Stirn des Aullappens wird nun auch im Piz Aul-Gebiet genau verfolgt. Gegen Osten auskeilende Triashorizonte sollen auf eine tiefe Zerschlitung des Tomüllappens hinweisen, der im übrigen aus blättrigen, graphitoidführenden Kalkphylliten — den Tomülschiefern — bestehe. — Die von KOPP durchgeführte Gliederung lässt sich an die Neuaufnahme unseres Untersuchungsgebietes gut anschliessen; für Vergleiche im einzelnen sei auf nachfolgenden Text verwiesen. Die der Publikation KOPP's (Lit. 76) beigegebenen Illustrationen umfassen eine tektonische Karte 1:100000 der Piz Aulgruppe und ein Profil durch den Piz Aul gegen Vrin im Masstab 1:50000.

Im „Geologischen Führer der Schweiz“ (Lit. 39 und 138) wird das Profil vom Valserberg bis zum Bärenhorn, das sich bei einer Durchwanderung des Rheinwalds von Splügen nach Hinterrhein bietet, von R. STAUB trefflich skizziert. Dabei erfolgt bereits der Hinweis auf die Unterteilung der Misoxermulde in drei hauptsächliche Schuppenzonen: diejenige des Valserberges jene im Grat zwischen Valserhorn und Lückli (3 km NNW ob Nufenen) und die dritte im Ostanstieg des Lücklis gegen das Bärenhorn.

Ein umfassendes Bild über die Einordnung der Misoxermulde in das gesamtalpine Orogen gibt R. STAUB in den „Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer“ (Lit. 143). Die Misoxermulde würde darnach der im Westen bedeutend weniger mächtig entwickelten südlich Visp durchziehenden Synklinalzone von Eich-Zeneggen im Hangenden der Monte Leonedecke entsprechen, die mit dem Auftreten der Phengitgneise selbst faziell ein deutliches Analogon zur Aduladecke bilde.

Die Abwicklung der verschiedenen heute übereinandergeschobenen Elemente der Misoxerzone führt zur Annahme einer primär weitgespannten Schistes lustrés-Geosynklinale: „relativ ophiolithfrei gegen die heutige Adulastirn und bis in die nunmehrige Zone von Hinterrhein; mit gegen Süden zunehmender Ophiolithführung im Bereich des heutigen höheren Adularückens, d. h. in der Uccellozone, und endliche Vorherrschaft der Ophiolithe in der Zone von Chiavenna. Südlich dieser völlig ophiolithisierten grössten Geosynklinaltiefe schlossen sich dann lückenlos die ophiolithfreien Schistes lustrés der Einshorn-, der Vignone- und der Knorrenzone an“ (pag. 71). Als zur unmittelbaren Basis der Tambodecke gehörende Elemente keilen die Vignone- und die Knorrenzone noch südlich des Rheinwalds aus, die darunter liegenden Elemente der Misoxerzone aber lassen sich in der von STAUB beschriebenen Charakteristik durch unser Aufnahmegebiet nach Norden verfolgen.

Schliesslich gibt STAUB auch eine lithologische Deutung der Schichtreihe des Tomüllappens, indem die Folge: Tomülschiefer mit Prasiniten, Nollaschiefer, Safierkalk und Beverinschiefer einer normalen Folge von Lias, Dogger, Malm und Kreide entsprechen soll. — Eine entsprechende Grossgliederung erkennt STAUB in einer späteren Veröffentlichung (Lit. 145) dann auch in den Bündnerschieferzonen des Lugnez, nämlich in den Bündnerschieferseinheiten von St. Martin-Duvin (unteres Valsertal), von Peiden und von St. Sebastian bei Ilanz, d. h. bis hinab in die „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer.

In neuester Zeit sind es drei Schüler von STAUB, an deren Untersuchungsgebiete das Arbeitsfeld des Verfassers im Süden, Südosten und Osten anschliesst:

Südlich des Rheinwalds gibt A. GANSSER (Lit. 38) den am Nordrand der Tambodecke eingehend untersuchten Serien eine klare und tektonisch in mancher Beziehung vollständig neue Deutung. Seine besonders auch petrographisch höchst aufschlussreichen Untersuchungen sind für das vorliegende Aufnahmegebiet von grossem Interesse. Sie sollen im einzelnen im Text besprochen werden.

Die Gliederung des oberen Teiles des Tomüllappens, die J. NEHER in seiner wohl demnächst erscheinenden Arbeit über das zwischen Medels und Safierberg anschliessende Gebiet geben wird, deckt sich mit den detaillierten Aufnahmen von H. JÄCKLI (Lit. 60), der das im Safiental östlich anschliessende Gebiet des nördlichen Westschams bearbeitet. Die gegenüber O. WILHELM weit eingehenderen Aufnahmen JÄCKLIS zeigen folgendes Sammelprofil durch den Tomüllappen: Eine basale Gruppe der Schistes lustrés s. str. mit Kalkglimmerschiefern und Grünschieferlainlagerungen, dann die Gruppe der Nollatonschiefer, die sich aus schwarzen Tonschiefern mit wenigen dunkeln Kalkschiefer- und Quarziteinlagerungen aufbaut, darüber die Gruppe der Nollakalkschiefer, bestehend aus sandigen Kalkschiefern mit einigen Bänken heller massiger Kalke, den sog. Safierkalken, sodann die Gruppe der Safierbreccien und Safierquarzite, denen auch tonige und kalkige Schiefer nicht ganz fehlen, und schliesslich, mit dem transgressiven Hauptkonglomerat einsetzend, die Flyschüberlagerung. Diese Grossgliederung des Tomüllappens, der die westliche Safientalseite, d. h. unser Untersuchungsgebiet, nur mit seinen untersten Elementen erreicht, gelang JÄCKLI in der Ostflanke des Safientales. Seine Ergebnisse sind für uns besonders auch deshalb von Wichtigkeit, weil JÄCKLI im Sinne STAUB'S (Lit. 143 und 145) eine stratigraphische Gliederung gibt, die auf der lithologischen Beschaffenheit der einzelnen Schichtglieder basiert: für die Safierquarzite und Safierbreccien nimmt er mittleres und unteres Kreidealter an, die Nollakalkschiefer ordnet er dem Malm zu, die Nollatonschiefer dem Dogger und die von ihm „Schistes lustrés s. str.“ genannte basale Kalkglimmerschieferserie endlich dem Lias.

Schliesslich sei auch auf den Mineralienreichtum des Gebietes um Vals hingewiesen, worüber das neue Werk „Die Mineralien der Schweizeralpen“ (Lit. 72, 97, 100) vorzüglich orientiert.

C. Die Gesteinstypen und ihre stratigraphischen Lagerungsverhältnisse (Petrographie und Stratigraphie).

Einleitende Bemerkungen (mit Tafel IV).

Die Schichtfolgen, die sich in den verschiedenen tektonischen Einheiten und Untereinheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes beobachten lassen, sind bei gegenseitigem Vergleich im einzelnen recht unterschiedlich entwickelt. Wir dürfen uns aber nicht damit zufrieden geben, die Schichtreihe jedes einzelnen tektonischen Elements auf Grund einlässlicher Felduntersuchungen im Detail festzustellen und für sich allein zu betrachten, sondern wir müssen darnach trachten, die verschiedenen tektonischen Einheiten durch stetes Vergleichen ihrer Schichtfolgen wie auch einzelner darin auftretender gleichaltriger Gesteinsbildungen miteinander in Beziehung zu bringen. Nur so werden wir unserem Endziel näher kommen, ein möglichst anschauliches Bild der faziesgenetischen Vorgänge allgemein zu gewinnen, indem wir die Wechselbeziehungen zwischen den einzelnen Faziesbezirken aufzuklären versuchen.

Wir nehmen hier deshalb die Schlussfolgerungen stratigraphischer und petrographischer Natur, die aus der eingehenden Untersuchung des Baues der einzelnen tektonischen Einheiten und Untereinheiten resultieren, vorweg. In Tafel IV sind unter Abstraktion jeder tektonischen Beeinflussung und Komplizierung die schematisierten Normalprofile der zu den verschiedenen tektonischen Einheiten gehörenden Schichtreihen einander gegenübergestellt. Aus dieser vergleichenden Darstellung sehen wir — im Grossen betrachtet — neben offensichtlichen Diskrepanzen doch auch mannigfache Analogien in der faziellen Ausbildung einzelner Gesteinshorizonte und stratigraphischer Niveaux.

Aus diesen Gründen ist es wohl am Platze, die lithologisch-petrographische und stratigraphische Beschreibung sämtlicher hauptsächlichen Gesteinstypen hier zusammenzufassen, unabhängig davon, ob sie im Untersuchungsgebiet nur in einzelnen tektonischen Untereinheiten oder über mehrere verteilt auftreten.

I. Praetriadische Gesteine.

Allgemeines (mit Tabelle a).

Im Raum der Aduladecke sind vortriadische Gesteine vertreten durch granitische Ortho- und Injektionsgneise, durch Casannaschiefer, die in Form von Paragneisen und Glimmerschiefern auftreten und durch amphibolitische Gesteine. Die tieferen tektonischen Teilelemente der Adula bis hinauf zum Zervreilerlappen und dem darüber liegenden Fanellalappen bauen sich mit Ausnahme der stets nur schmalen trennenden mesozoischen Muldenzüge völlig aus solchem Altkristallin auf, worüber die Arbeiten von G. FRISCHKNECHT, H. JENNY und J. KOPP (Lit. 37, 65 und 73) eingehend Aufschluss geben.

In den über den Fanellalappen liegenden Teilelementen des Adularückens, d. h. in den zum vorliegenden Untersuchungsgebiet gehörenden tektonischen Untereinheiten, nimmt die Beteiligung vortriadischer Schichtglieder von unten nach oben sukzessive ab. In den im Hangenden des Fanellalappens einsetzenden Unteren Valserschuppen finden wir noch eine deutliche Vorherrschaft von Paragneisen, Glimmerschiefern und Gneisen mit granitischem Mineralbestand; schon

in den Oberen Valserschuppen treten diese vortriadischen Schichtglieder gegenüber den mengenmässig weit überwiegenden Trias- und Jurasedimenten rapid zurück, sodass wir in der nördlichsten Zone nur noch einen einzigen grobtaugigen Gneiszug als „kristallinen Kern“, d. h. als stratigraphische Basis, dieser Serie antreffen. Im Aullappen schliesslich beschränkt sich das Vorkommen praetriadischer Gesteine auf einige spärliche und schwächliche Phengitgneiseinlagerungen, und in den höheren tektonischen Einheiten des Adularückens, der Gava-serie und dem Tomüllappen, fehlt jegliches Altkristallin.

Das vortriadische Kristallin unseres Untersuchungsgebietes kann nur im Zusammenhang mit dem Kristallin der tieferen Adula-Elemente umfassend studiert werden. Umgekehrt ist J. KOPP (Lit. 73) vorgegangen, indem er von den Verhältnissen im Zervreiler- und Fanellappen ausgehend auch die Valserschuppen in den Kreis seiner Untersuchungen zog. KOPP kommt zum Schluss, beim Zervreilergneis handle es sich um das metamorphe Produkt eines granitischen Lakkolithen, dessen Intrusion im Anschluss an die herzynische Gebirgsbildung ins Oberkarbon anzusetzen sei. Zur gleichen Intrusionsperiode gehören die dem Mineralbestand nach als granitisch zu bezeichnenden Gneise der Valserschuppen, doch dürfte es sich hierbei — wie schon von H.P.ROOTHAAN (Lit. 108 und 109) postuliert — in der Mehrzahl um Injektionsgneise handeln. — Die Paragneise und Glimmerschiefer werden von KOPP als Casannaschiefer gedeutet, d. h. zum Karbon gezählt. — Jedenfalls bleibt diese letztere Altersfrage aber noch ein offenes Problem, das aus dem Rahmen der vorliegenden Arbeit heraus nicht gelöst werden kann. Nach R. STAUB (Hauptvortrag an der Jahresversammlung 1944 der Schweiz. Naturforsch. Gesellschaft in Sils) könnte es sich bei diesem Parakristallin sehr wohl um vorpaläozoische, jotnische Serien handeln, während der Zervreilergneis (in Übereinstimmung mit der Ansicht KOPP's) analog zum Maloja-, Corvatsch- und Arollagneis einem herzynischen Intrusivkern angehören würde.

In der innerhalb des vorliegenden Untersuchungsgebietes im Liegenden der Aduladecke s. str. folgenden Zone von Lunschania fehlen vortriadische Schichtglieder. Erst bedeutend weiter westlich finden wir in dieser Zone den Soja-Verrucano.

Da zwischen den Ortho- und Injektionsgneisen einerseits, den Paragneisen andererseits verschiedentlich Übergänge bestehen, ist in Tabelle a die aus der mikroskopischen Untersuchung erkennbare Zusammensetzung einiger typischer Vertreter aller dieser Gesteinsgruppen vorgängig der detaillierteren Beschreibung zu Vergleichszwecken zusammengestellt.

1. Ortho- und Injektionsgneise.

Die Frage, ob in den dem Mineralbestand nach als granitisch zu bezeichnenden Gneisen der Valserschuppen reine Orthogneise s. str. vorkommen, oder wie weit es sich dabei um Injektionsgneise handelt, an deren Aufbau sich zur weit überwiegenden Hauptsache granitisches Intrusionsmaterial beteiligt, ist äusserst schwierig zu entscheiden. Im Komplex des Zervreilergneises finden wir den im ursprünglichen Ablagerungsraum dem hier zur Untersuchung stehenden Gebiet der Valserschuppen zunächst gelegenen Granitlakkolithen, der in den alpin diallozierten Formen heute noch als solcher klar erkennbar ist. Das Verdienst, dies nachgewiesen zu haben, gebührt KOPP (Lit. 73), während noch ROOTHAAN (Lit. 108 und 109) auch den Zervreilergneis zu den Injektionsgneisen rechnete.

Der Zervreilergneis ist nach KOPP gekennzeichnet durch seine Hauptgemengteile: Orthoklas, Quarz, phengitischer Muskovit und Biotit. Dazu tritt Plagioklas, Epidot und zuweilen auch Granat. Orthoklas geht oft in Mikroklin über. Als Randfazies des Zervreiler-Granitkörpers müssen einesteils die porphyroblastisch ausgebildeten grobkörnigen Augengneise, andernteils die aplitischen, ausgesprochen feinkörnigen Gneisvarietäten betrachtet werden, die ebenfalls noch im Zervreilerlappen auftreten. Der Übergang von diesen aus der Randfazies des Granitlakkolithen entstammenden Gneisvarietäten zu den eigentlichen Injektionsgneisen ist durch die alpine Tektonik und Metamorphose weitgehend verwischt worden, eine Erscheinung, für die sich in

Tabelle a. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Ortho-, bezw. Injektionsgneisen, den Paragneisen und den Glimmerschiefern.

Hauptgemengteile (HG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen in % abgeschätzt und mit dieser Prozentzahl in untenstehender Tabelle angegeben.
 Nebengemengteile (NG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen um 5%. Übergemengteile (UG): Anteil am gesamten Gesteinsvolumen unter 5%.
 Pfeilrichtungen: Richtung der Umwandlung einzelner Gemengteile.

| Fundstelle und tektonische Zugehörigkeit: | | | | | | | | | | | | | Gesteinsbezeichnung | | |
|---|----|----|------|------|----|----|----|----|--|----|----|-----|------------------------------|----------------------------------|--|
| (Kartüttschen, Auf der Matte, Teischera, Vallatschalp und Zum Hirt sind Lokalitäten auf der Ostflanke des Peilertales zwischen Vals und Valsenberg) | | | | | | | | | | | | | | | |
| AUL = Aullappen OVS = Obere Valserschuppen UVS = Untere Valserschuppen | | | | | | | | | | | | | | | |
| Numerierung für Tabelle a | | | | | | | | | | | | | | | |
| Schliff- & Handstück-Nr. | | | | | | | | | | | | | | | |
| Erz (Magnetit, Ilmenit etc.) Leukoxen, Titanit, Rutil | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zirkon | | | | | | | | | | | | | | | |
| Apatit | | | | | | | | | | | | | | | |
| Epidot / Klinozoisit (Zoisit) | | | | | | | | | | | | | | | |
| Calcit und Karbonate | | | | | | | | | | | | | | | |
| Chlorit | | | | | | | | | | | | | | | |
| phengitischer Muskovit | | | | | | | | | | | | | | | |
| Muskovit / Serizit | | | | | | | | | | | | | | | |
| Biotit | | | | | | | | | | | | | | | |
| Albit, z. T. einschlussreich | | | | | | | | | | | | | | | |
| Quarz | | | | | | | | | | | | | | | |
| Na-Kaliumfeldspat (Orthoklas und Mikroklin), z. T. perthitisch entmischt und serizitisiert | | | | | | | | | | | | | | | |
| 40 | 20 | 25 | 5 | NG → | UG | UG | | | | UG | 1 | UVS | Kartüttschen / Auf der Matte | flaseriger Augengneis | |
| 30 | 40 | 20 | 5 | NG → | UG | UG | | | | | 2 | UVS | oberhalb Kartüttschen | Augengneis | |
| 25 | 30 | 20 | | 20 | | | | | | UG | UG | 3 | UVS | Kartüttschen / Auf der Matte | Phengit-Augengneis |
| 35 | 25 | 10 | NG | 25 | | | | | | UG | UG | 4 | UVS | oberhalb Kartüttschen | feinschichtiger Zweiglimmergneis |
| 35 | 25 | 20 | 15 | NG | | | | | | UG | UG | 5 | UVS | oberhalb Kartüttschen | feinkörnig-lageriger Gneis |
| 20 | 25 | 40 | 10 | | | UG | UG | UG | | UG | UG | 6 | UVS | oberhalb Kartüttschen | feinkörniger heller Gneis |
| 20 | 30 | 40 | NG → | NG | | NG | | | | UG | UG | 7 | UVS | Kartüttschen / Auf der Matte | feinkörniger heller Gneis |
| 40 | 25 | 15 | | 15 | | | | | | UG | UG | 8 | OVS | Vallatsch-Alp/Löchli | grobflaserig-augiger Gneis |
| 40 | 30 | 20 | 6 | | | | | | | UG | UG | 9 | OVS | Badstauden ob Vals-Therne | grobflaserig-augiger Gneis |
| 25 | 40 | 10 | 20 | | | | | | | UG | UG | 10 | OVS | Gratippe ob Zum Hirt | grobflaseriger Augengneis |
| 7 | 45 | 30 | | 15 | | | | | | UG | UG | 11 | OVS | Horn-Runse E ob Vals, ca. 1860 m | grobflaseriger „Riesenaugengneis“ |
| 10 | 60 | | | 25 | | | UG | UG | | UG | UG | 12 | OVS | Badstauden W ob Vals-Therne | helles Injektionsband im „Riesenaugengneis“ |
| | 65 | | | 25 | | | | | | 10 | | 13 | OVS | Badstauden W ob Vals-Therne | dunkle Schlieren im „Riesenaugengneis“ |
| | 80 | | | 17 | | | | | | UG | UG | 14 | OVS | Badstauden W ob Vals-Therne | quarzitisches dichtes Band im „Riesenaugengneis“ |
| 10 | 20 | 25 | 25 | NG | | NG | UG | UG | | UG | UG | 15 | UVS | Bachrunse bei Teischera | grüner Injektionsgneis |

| Fundstelle und tektonische Zugehörigkeit AUL = Aullappen OVS = Obere Valserschuppen UVS = Untere Valserschuppen | | | | | | | | | | | | | Gesteinsbezeichnung | |
|--|----|----|--|--|--|--|--|----|----|--|-----|-----------------------------------|---|---------------------------------|
| Numerierung für Tabelle a | | | | | | | | | | | | | feinkörniger gebänderter Phengitgneis | |
| Schliff- & Handstück-Nr. | | | | | | | | | | | | | | |
| Erz (Magnetit, Ilmenit etc.) Leukoxen, Titanit, Rutil | | | | | | | | | | | | | | |
| Zirkon | | | | | | | | | | | | | | |
| Apatit | | | | | | | | | | | | | | |
| Epidot / Klinozoisit (Zoisit) | | | | | | | | | | | | | | |
| Calcit und Karbonate | | | | | | | | | | | | | | |
| Granat | | | | | | | | | | | | | | |
| Chlorit | | | | | | | | | | | | | | |
| phengitischer Muskovit | | | | | | | | | | | | | | |
| Muskovit / Serizit | | | | | | | | | | | | | | |
| Biotit | | | | | | | | | | | | | | |
| Albit, z. T. einschlussreich | | | | | | | | | | | | | | |
| Quarz | | | | | | | | | | | | | | |
| Na-Kaliumfeldspat (Orthoklas und Mikroklin), z. T. perthitisch entmisch und serizitisiert | | | | | | | | | | | | | | |
| 25 | 10 | 35 | | | | | | | 25 | | AUL | WNW oberhalb Brennhof (Nufenen) | | feinkörnig dichter Phengitgneis |
| | 30 | 40 | | | | | | | 25 | | AUL | Äpliwald WSW Nufenen | | |
| | 25 | 40 | | | | | | | 30 | | AUL | WNW oberhalb Brennhof (Nufenen) | | |
| | 20 | 55 | | | | | | 10 | 10 | | UVS | Kartütschen / Auf der Matte | | |
| | | 40 | | | | | | 25 | 25 | | UVS | Bachrunse bei Teischera | | |
| | 15 | 35 | | | | | | 15 | 15 | | UVS | Bachrunse bei Teischera | | |
| | 30 | 35 | | | | | | | 25 | | UVS | am Peilerbach unterhalb Teischera | | |
| | 50 | 30 | | | | | | | 5 | | UVS | südlich Auf der Matte | | |
| | 40 | 25 | | | | | | 7 | 7 | | UVS | Bachrunse bei Teischera | | |
| | 40 | 15 | | | | | | 7 | 7 | | UVS | südlich Auf der Matte | | |
| | 50 | 15 | | | | | | 5 | 5 | | UVS | Bachrunse bei Teischera | | |
| | 45 | | | | | | | 5 | 5 | | UVS | Bachrunse bei Teischera | | |
| | 45 | | | | | | | 5 | 5 | | UVS | Tobel südlich Auf der Matte | | |
| | | | | | | | | | | | | | quarzitisch aussehender Glimmerschiefer | |
| | | | | | | | | | | | | | | |

anderen alpinen Gebieten manches entsprechende Gegenstück nachweisen lässt (z. B. beim Malojagneis). Im Mineralbestand findet dieser Übergang nach KOPP seinen Ausdruck im Zurücktreten des Biotits zugunsten des phengitischen Muskovits; ausschlaggebend aber ist vor allem die makroskopische Feldbeobachtung. Es entstehen dann die Lagengneise mit ihrem Wechsel aplitischer weisser Bänder mit phengitischen Lagen, wie wir sie vor allem aus dem Fanellalappen kennen. Längst bekannt und am besten studierbar sind solche Injektionsgneise in den kleinen Steinbrüchen am rechtsseitigen Ausgang der Peilerschlucht ob Vals-Vallé, wo seit langem die für das Dorf Vals so charakteristischen, schönen Dachplatten gewonnen werden. Von ROTHAAAN (Lit. 109) stammen zwei Analysen aus diesem Vorkommen, später nochmals wiedergegeben im „Chemismus schweizerischer Gesteine“ (Lit. 93) als Nr. 157 und 158 auf pag. 193/195. Nun lässt sich aber durch Feldbeobachtung feststellen, dass durch die Injektion nicht etwa immer diese typische Bänderung hervorgerufen wird, sondern, dass sie teils durch Augenbildung abgelöst werden kann, teils durch die alpine Tektonik völlig verwischt worden ist.

Diese aus den Untersuchungen des Zervreiler- und Fanellalappens gewonnenen Feststellungen sind bei Betrachtung der Na-Kaliumfeldspat-führenden, d. h. dem Mineralbestand nach granitischen Gneise der Unteren und Oberen Valserschuppen von grösster Wichtigkeit. Die wenig umfangreichen Vorkommen solcher Gneise stellen uns hier vor die Frage, ob und wie weit es sich dabei um tektonische Schürflinge aus der Randfazies des eigentlichen Granitlakkolithen oder aber aus dessen Injektionszone handelt.

Betrachten wir die Gruppe der auf Tabelle a zuerst dargestellten Na-Kaliumfeldspatgneise aus dem kristallinen Kern der Unteren Valserschuppen, (Nr. 1—7), so sehen wir im Mineralbestand gegenüber dem Zervreilergneis folgende Unterscheidungsmerkmale: bis auf eine einzige unbedeutende Ausnahme Fehlen des Biotits unter gleichzeitiger Zunahme des Albitgehalts. Letzteres würde entweder für eine Herkunft aus der Injektionszone sprechen, indem die Albitvormacht auf ein den Paragneisen entsprechendes Substrat zurückgeführt werden könnte; allerdings deuten sonst keine äusseren Anzeichen wie aplitische Bänderung usw. darauf hin. Oder aber man könnte für die Albitvormacht evtl. auch eine Na-reiche Spätphase oder Randphase verantwortlich machen.

a) Mineralbestand.

Vor Betrachtung der einzelnen Gesteinstypen unter den Ortho- und Injektionsgneisen sind einige allgemein zutreffende Bemerkungen über ihren Mineralbestand am Platze.

Feldspäte.

Unter dem Begriff Na-Kaliumfeldspat werden hier nach dem Vorschlag von E. NIGGLI (Lit. 89, pag. 63 u. 64) Orthoklas und Mikroklin sowie ihre perthitischen Abarten zusammengefasst; Mikroklin überwiegt aber bei weitem. Sofern dem Mikroklin die charakteristische Gitterstruktur fehlt, wird die Unterscheidung gegenüber Orthoklas bei der gewöhnlichen Dünnschliffuntersuchung schwierig. Mit Hilfe der Drehtischuntersuchung konnte in einigen solchen Fällen der fragliche Na-Kaliumfeldspat als unverzwilligter Mikroklin nachgewiesen werden. Es darf deshalb vermutet werden, dass durchwegs der triklin Na-Kaliumfeldspat, d. h. Mikroklin vorliegt. Die Na-Kaliumfeldspäte zeigen von allen Gesteinsgemengteilen weitaus die stärkste Neigung zur Bildung von Porphyroblasten. In den Augengneisen bilden sie die Augen. Hand in Hand damit geht die kataklastische Deformation, die bei den Na-Kaliumfeldspat-Porphyroblasten meist am schönsten zum Ausdruck kommt.

Durchgehend und in allen Schliffen kann die Entmischung unter Albitbildung, häufig auch die Albitisierung der Na-Kaliumfeldspäte beobachtet werden. Perthitische und mikroperthitische Entmischung fehlt in keinem Schliff. Neben der als eigentliche reine Entmischung aufzufassenden Perthitbildung kann nun aber auch die in neuester Zeit in vielen alpinen Gneisen und Graniten nachgewiesene Albitisierung unter Na-Zufuhr festgestellt werden. Dazu rechnen wir die unregelmässiger geformten, meist grösseren albitischen Partien innerhalb der Na-Kaliumfeldspäte, die häufig in Schachbrettstruktur auftreten. Ebenfalls als Folge dieser Albitisierung können oft Anwachsrande von neu gebildetem und deshalb etwa poikiloblastischem Albit entstehen, die an den in der Schieferungsrichtung gelegenen Enden der Na-Kaliumfeldspat-Porphyroblasten angewachsen sind. Die Albitisierung kann so weit gehen, dass einzelne Albitindividuen — wie ihrer Form nach zu schliessen ist — als Pseudomorphosen nach Na-Kaliumfeldspat aufgefasst werden müssen, d. h. also völlig albitisierte Na-Kaliumfeldspat-Idioblasten darstellen dürften.

Der im Grundgewebe xenoblastisch in Körnern von rund 0,2 mm Durchmesser mit Quarz verzahnte Plagioklas lässt sich fast immer als Albit identifizieren; seltener tritt Albit-Oligoklas auf. Es handelt sich hierbei wohl am ehesten um das natronreiche Umwandlungsprodukt primär entstandenen basischeren Plagioklases. Für schon primär vorhandenen Plagioklas sprechen auch die etwa feststellbaren typisch erstausgeschiedenen Plagioklasrelikte im Kern vereinzelter Na-Kaliumfeldspat-Porphyroblasten.

Die Feldspäte zeigen meist Anflüge von Serizitisierung.

Quarz.

Bei dem stets nur xenoblastisch im Grundgewebe enthaltenen Quarz, dessen Einzelkörner kaum über 0,2 mm Durchmesser übersteigen, herrscht undulöse Auslöschung vor. Der Quarz unterscheidet sich in allen diesen Schliffen auch ohne gekreuzte Nicols durch seine bedeutend grössere Klarheit von den stets schwach bräunlich angehauchten, d. h. bestäubten Feldspäten. Diese Erscheinung wird besonders bei abgeblendetem Licht deutlich, womit sich zugleich auch die zur Unterscheidung benutzbare BECKESche Linie verstärkt. Auf diese Art lässt sich am bequemsten auf einen Blick der volumenmässige Anteil des Quarzes gegenüber den Feldspäten grob abschätzen.

Glimmer.

An letzter Stelle unter den Hauptgemengteilen folgen die Glimmer, wobei phengitischer Muskovit, der den Gneisen die mehr oder weniger intensive Grünfärbung verleiht, selten ganz fehlt.

Phengit oder phengitischer Muskovit wird als für die Gneise vom Adulatypus charakteristischer Gesteinsgemengteil angesehen. Makroskopisch handelt es sich um einen grünen Glimmer. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigen diese grünen Glimmer aber keine einheitlichen Merkmale, mit Ausnahme des bei gewöhnlichem Muskovit fehlenden grünen Pleochroismus:

- n_{α} = meist farblos bis weisslich-gelb, sehr selten bis licht-olivfarben,
- n_{β} = fahlgrün,
- n_{γ} = hellgrün bis meistens saftiggrün.

Die Interferenzfarben und damit also die Doppelbrechung des phengitischen Muskovits ist von derjenigen gewöhnlichen Muskovits nicht verschieden, unterscheidet sich somit von derjenigen der Biotite, die im allgemeinen geringere

Doppelbrechung zeigen (wichtig für die Unterscheidung gegenüber ausgebleichten Biotiten). Die meisten Muskovite mit phengitischem Pleochroismus zeigen abnormal kleinen Achsenwinkel, im Mittel: $-2V = \text{um } 5^\circ$, also fast einachsig negativ; seltener finden wir gleiche optische Achsenverhältnisse wie bei gewöhnlichem Muskovit.

GANSSE (Lit. 38, pag. 378) fasst nur die grünpleochroitischen Muskovite mit ausgesprochen kleinen Achsenwinkeln unter der Bezeichnung „phengitischer Muskovit“ zusammen und betont, dass der Begriff „Phengit“ einer genauen Definition noch harre. Jedenfalls dürfte die auf rein chemischen Gesichtspunkten fussende Definition TSCHERMAK's: Phengit = kieselsäurereicher Muskovit für die Gesteinsuntersuchung unzweckmässig sein. Wie STUTZ (Lit. 154, pag. 129) zusammenfassend ausführt, handelt es sich bei Phengit um einen gegenüber dem Normalmuskovit Al-ärmeren, dagegen Si- und Alkali-reicheren muskovitischen Glimmer, der übrigens auch von WINCHELL (Lit 172) gemäss dem von TSCHERMAK eingeführten Namen als Phengit bezeichnet wird.

Von WÜLFING (Lit. 175) stammen zwei Analysen von grünen Muskoviten aus den Adulageisen, die auf untenstehender Tabelle wiedergegeben sind. I ist nach der Beschreibung durch C. SCHMIDT (Lit. 116) einachsig, II deutlich zweiachsig, aber ebenfalls mit stark grünem Pleochroismus ($-2V = \text{ca. } 50^\circ$). Ein drittes Analysenresultat (III) eines phengitischen Muskovits aus einem Phengitschiefer bei Vals ist veröffentlicht in Lit. 93, pag. 11, später nochmals in Lit. 104, pag. 72, Nr. 111. Auf die Molekularwerte nach NIGGLI umgerechnet, ergibt sich folgendes Bild:

| | si | al | fm | c | alk | k | mg | ti | h |
|-----------------------|-----|------|------|---|------|------|------|------|----|
| phengitischer Musk. I | 148 | 51,5 | 25 | 0 | 23,5 | 0,76 | 0,51 | 0,26 | 42 |
| „ „ II | 142 | 45,5 | 30,5 | 0 | 24 | 0,80 | 0,34 | 0,41 | 34 |
| „ „ III | 179 | 47 | 29 | 0 | 24 | 0,81 | 0,66 | 1,7 | 41 |

Es fällt auf, dass nur bei I und besonders bei III die si-Zahl den bei etwa 143 liegenden Durchschnitt gewöhnlicher Muskovite übersteigt; einheitlich aus dem Rahmen gewöhnlicher Muskovite aber fallen die hohen, zwischen 25 und 30 liegenden fm-Zahlen, die bei gewöhnlichen Muskoviten 20 höchst selten übersteigen, oft sogar unter 10 bleiben (theoretisch = 0).

Mit dem hohen fm-Gehalt in Zusammenhang dürfte es wohl stehen, dass man bei einzelnen Schliffen deutlich den Eindruck hat, der phengitische Muskovit könne sich zu Chlorit umwandeln. Man kann hiebei folgende Umwandlungsstadien unterscheiden: In phengitischen Muskoviten mit $n_\alpha = \text{farblos}$ und $n_\gamma = \text{lichtgrün}$ zeigt sich in einzelnen Blättchen streifenweise bräunlich grüne Verfärbung mit Abnahme der Doppelbrechung (weniger leuchtende Interferenzfarben) in diesen verfärbten Streifen. Sie bekommen dadurch Biotit-ähnliches Aussehen. In einem nächsten Stadium hat die Grünfärbung und damit das chloritische Aussehen zugenommen; die Doppelbrechung liegt aber noch über derjenigen von Chlorit, fleckenweise treten noch muskovitische Interferenzfarben auf. Der eigentliche Chlorit als Endstadium zeigt intensiveren Pleochroismus als die phengitischen Muskovitblättchen und die für Chlorit charakteristischen abnormalen Interferenzfarben.

Ebenso wie die fm-Zahlen zeigen auch die al-Werte der drei vorliegenden Analysen phengitischer Muskovite ihr ganz spezifisches Charakteristikum. Sie variieren von 47—51,5, diejenigen gewöhnlicher Muskovite aber liegen im Durchschnitt der Werte schweizerischer Mineralanalysen über 60. Denn sonst schwanken ja weitaus die meisten al-Zahlen der gewöhnlichen Muskovite innerhalb der Grenzwerte 55,5 und 69,5. Es kann sich somit in Gesteinen, die keinen oder wie die Orthogneise nur einen geringen Tonerdeüberschuss aufweisen, al-ärmer phengitischer Muskovit reichlicher bilden, als dies für gewöhnlichen Muskovit der Fall wäre. Verständlich wird damit auch, dass in Paragneisen und Glimmerschiefern mit ihrem primär höheren Tonerdeüberschuss kein Phengit, dafür gewöhnlicher Muskovit auftritt.

Bemerkenswert ist ferner, dass die Adula-, Ortho- und Injektionsgneise wenig oder keinen Biotit führen. Der fm-Gehalt des Gesteins ist offenbar weitgehend oder gänzlich in einem hellen Glimmer, d. h. dem phengitischen Muskovit angelegt.

Schliesslich muss noch erwähnt werden, dass ROTHAAAN (Lit. 109, pag. 15) die Vermutung äussert, das Auftreten von phengitischem Muskovit könnte mit der sauren Injektion in Zusammenhang stehen, indem bei diesem Vorgang ein Teil des bereits vorhandenen Muskovits einen Überschuss an Kieselsäure aufnahm.

Der neben dem phengitischen Muskovit vorkommende gewöhnliche Muskovit verdient nur in einer Hinsicht besonderer Erwähnung, deshalb nämlich, weil er von völlig farblosen Varietäten alle Übergänge zu den grün pleochroitischen phengitischen Muskoviten zeigt.

Gänzlich untergeordnet ist das Auftreten von Biotit, meist in ausgebleichter Form und in Umwandlung zu Chlorit begriffen.

Bemerkungen zu den übrigen Gemengteilen.

Im weniger wichtigen restlichen Mineralbestand der Ortho- und Injektionsgneise sind kaum irgendwelche besonderen Charakteristika zu verzeichnen. Die Neben- und Übergemengteile sind aus Tabelle a ersichtlich.

Auffällig, aber auch von andern Orten bekannt, sind Einschlüsse kleinster oszillierender Gaslibellen von rötlicher Farbe im Apatit. Das gleiche Phaenomen, das durch die Oszillation die BROWNSche Bewegung zum Ausdruck bringt, trifft man hie und da auch bei Quarzen, nur haben hier diese kleinsten eingeschlossenen Gaslibellen bläuliche Färbung.

b) Gesteinstypen.

Unter den Gesteinstypen der Ortho- und Injektionsgneise fallen in erster Linie die Augengneise auf. Im kristallinen Kern der Unteren Valserschuppen sind die Augengneise gekennzeichnet durch Na-Kaliumfeldspat-Augen mit bis zu 1 cm Querdurchmesser. In der Schieferungsrichtung sind die Augen häufig flaserig auseinandergezogen. Im mikroskopischen Bild erscheinen sie meistens als aus Mikroklin-Perthit bis -Mikroperthit bestehende Porphyroblasten, die im granoblastisch bis blastogranitisch verzahnten Grundgewebe durch ihre oft kataklastische Deformation gekennzeichnet und von Mörtelkränzen umgeben sind. In Tabelle a geben die drei obersten Beispiele (Nr. 1—3) Auskunft über den mengenmässigen Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den Augengneisen der Unteren Valserschuppen.

Randlich sind diese Augengneiszüge der Unteren Valserschuppen gewöhnlich von feinkörnigeren Gneisvarietäten begleitet, die sie von den Paragneisserien trennen. Im mikroskopischen Bild unterscheiden sie sich von den Augengneisen durch Zunahme des Albitgehaltes unter gleichzeitiger Reduktion des Na-Kaliumfeldspatanteils, sowie durch ihre gleichmässig granoblastische Struktur, d. h. durch ihr gegenüber den Augengneisen gleichkörnigeres Gefüge, worin die Na-Kaliumfeldspäte kaum je über 1 mm Durchmesser erreichen. Beispiele hierfür gibt Tabelle a mit den am Ende der ersten Gruppe aufgeführten Nr. 5—7.

Das darüber stehende Beispiel Nr. 4 wurde ebenfalls in unmittelbarer Nachbarschaft eines Augengneiszuges geschlagen; es stellt einen feinkörnigen, Glimmerreichen Zweiglimmergneis dar, der mit seinem allerdings bescheidenen Gehalt an Biotit (n_{γ} = braun, n_{α} = olivbraun) dem Mineralbestand nach am ehesten mit den Phengit-Biotitgneisen des Zervreilerlakkolithen verglichen werden kann.

Im kristallinen Kern der Oberen Valserschuppen treffen wir auf einen grobflaserigen Augengneis, der sich durch seine gröbere Struktur, besonders seine auffallend grossaugige Ausbildung schon im Felde deutlich von den Augengneisen der Unteren Valserschuppen unterscheidet. Verstärkt wird der auffällige Eindruck, den dieses Gestein hervorruft, noch durch den Umstand, dass es in den nördlichen Teilen der Oberen Valserschuppen, mitten in mächtige Bündnerschiefererien eingelagert, den einzigen Vertreter von Kristallin darstellt. Die ausschliesslich aus Na-Kaliumfeldspat bestehenden Augen (meist verzwillingter oder unverzwillingter Mikroklin) erreichen 5—7 cm Grösse und gaben WILCKENS Veranlassung zur Bezeichnung „Riesenaugengneis“.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Na-Kaliumfeldspäte als deformierte Porphyroklasten im sonst blastogranitisch-granoblastischen Grundgewebe. Im Kern zahlreicher solcher Na-Kaliumfeldspat-Porphyroklasten erkennt man erstausgeschiedenen, in idiomorphen Formen erhalten gebliebenen Plagioklas, der sich deutlich unterscheidet vom perthitisch entmischten Albit, wie auch vom Albit, der sich während einer Albitisierungsphase gebildet haben muss.

Unter den hellen Glimmern fehlt phengitischer Muskovit nur an vereinzelten Stellen oder in einzelnen Lagen des gesamten „Riesenaugengneiskomplexes“. Sonst verleiht der auf den welligen Hauptbruchflächen angereicherte phengitische Muskovit dem Gestein seine charakteristische grüne Farbe. Im Mineralbestand treten gegenüber den Augengneisen der Unteren Valserschuppen keine ausschlaggebenden Unterscheidungsmerkmale hervor, wie das die in der zweiten Gruppe der Tabelle a zusammengefassten Beispiele Nr. 8—11 verdeutlichen.

Von ROTHAAAN stammt eine Analyse des „Riesenaugengneises“ aus der Hornrunse E ob Vals (Fundort von Nr. 528). Sie ergibt in Molekularzahlen nach P. NIGGLI umgerechnet folgende Werte:

| si | al | fm | c | alk | k | mg | ti | h |
|-----|----|------|---|------|------|------|-----|------|
| 413 | 47 | 13,5 | 5 | 34,5 | 0,63 | 0,05 | 1,3 | 18,5 |

Diese Werte sprechen trotz des Tonerdeüberschusses für die ursprünglich eruptive Natur des Gneises; sie stimmen angenähert mit dem Chemismus eines granitischen Magmas überein; der Magmentyp muss nach P. NIGGLI (Lit. 93) als engadinitisch angesprochen werden.

An einzelnen Stellen treten im Riesenaugengneiskomplex der Oberen Valserschuppen Bänder auf, die bei der makroskopischen Feldbeobachtung teils den Eindruck aplitischer Injektionsbänderung erwecken, in anderen dichten, grünen quarzitischen Bändern aber die Vermutung nahelegen, es könnte sich hierbei um Relikte sedimentären Materials handeln, das später einer granitischen Injektion anheimfiel, d. h. also um das Substrat des Injektionsgneises. Die in der dritten Gruppe von Tabelle a zusammengefassten Beispiele Nr. 12—14 stammen von einer Lokalität, wo sich diese Bänderung im Riesenaugengneis am bequemsten studieren lässt. Es ist dies ein kleiner Steinbruch in den „Badstauden“ oberhalb der Therme von Vals, wenig über dem Weg Vals-Soladüra gelegen.

Diese Beispiele leiten über zu den offensichtlichen Injektionsgneisen. Wir finden solche in den Unteren Valserschuppen, wie es auf Tabelle a durch die nächstfolgende Schliffbeschreibung des Beispiels Nr. 15 belegt wird. Auf die Injektionsnatur deutet die Art des Vorkommens: ein feinkörniger bis klein-
augiger Gneis ist von grünen Lagen, reich an phengitischem Muskovit durchzogen;

in letzteren grünen Lagen fallen Schnüre und 5 bis 10 cm lange, mächtige Augen auf, die aus reinem Na-Kaliumfeldspat bestehen.

Aus einem solchen Injektionsband stammt das Handstück des Beispiels Nr. 15 von Tabelle a. Der Albit (bis Oligoklas), oft nach dem Albitgesetz oder schachbrettartig verzwilligt, durchzieht das Schliffbild in einer Art Wechsellagerung mit den ebenfalls lagenweise angereicherten Glimmerbändern. Wie beim Quarz bleibt der Durchmesser der einzelnen Albitkörper meist unter 0,2 mm. Beim Muskovit herrscht gewöhnlicher Muskovit vor, mit ihm vergesellschaftet ist phengitischer Muskovit mit n_γ = dunkelgrün, n_β = grasgrün, n_α = hell-olivfarben und äusserst kleinem negativem Achsenwinkel. Nur sporadisch durchsetzen die mächtigen, perthitisch entmischten Na-Kaliumfeldspat-Porphyroklasten das sonst grano- bis lepidoblastische Gefüge.

Ebenfalls als Injektionsgneise müssen die Phengitgneislamellen aufgefasst werden, die den volumenmässig äusserst bescheidenen kristallinen „Kern“ des Aullappens bilden.

Im vorliegenden Untersuchungsgebiet ist das Auftreten dieses Gesteins auf eine einzige Lokalität beschränkt, die westnordwestlich oberhalb dem Brennhof bei Nufenen gelegen ist. Hier, wo sich die hohe, vom Valserberg gegen Nufenen hinunterziehende Felswand der „Wandfluh“ in den Hängen über dem Brennhof westlich Nufenen allmählich verliert, sind im oberen Teil der grauen Aulmarmorserien einzelne Grünschieferlinsen von weitem sichtbar, die den Niveaux von zwei öfters unterbrochenen Ophiolithzügen angehören. Im Hangenden des oberen Ophiolithzuges, direkt in Kontakt mit diesem, treten dunkelgrüne Gneis-artige Gesteinstypen auf, die bei der makroskopischen Betrachtung im Felde vorerst ohne weiteres Anlass geben könnten, sie zum darunter liegenden Prasinit zu rechnen oder als dessen Kontaktprodukte aufzufassen. Erst die mikroskopische Untersuchung zeigt dann eindeutig, dass es sich um Injektionsgneise handelt, die sich von den makroskopisch etwa ähnlich aussehenden, durch ophiolithogene Stoffzufuhr beeinflussten quarzitischen Gesteinen mit Albitneubildung (ophiolithische Mischgesteine) klar unterscheiden. Als auffälligstes Unterscheidungsmerkmal sei hier lediglich der Gehalt an phengitischem Muskovit genannt.

Von dieser Lokalität aus setzen sich diese Injektionsgneise des Aullappens gegen Süden — den Hinterrhein traversierend — im Untersuchungsgebiet GANSSER's (Lit. 38) in den Gneis-lamellen des von ihm „Gadriolzug“ benannten Komplexes fort. — In der Fortsetzung gegen Norden keilen diese Injektionsgneise noch in der Wandfluh bald aus und konnten bis zur Stirn-umbiegung des Aullappens zwischen Vals und Lunschania nirgends mehr gefunden werden. Erst ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes treffen wir sie in ihrer nördlichen Fortsetzung wieder in den von KOPP (Lit. 76) beschriebenen Phengitgneiseinlagerungen der Marmorserien des eigentlichen Piz Aul.

Drei Beispiele aus diesen Gneisvorkommen in den Aulmarmoren bilden die fünfte Gruppe Nr. 16—18 von Tabelle a. Äusserlich lässt sich zwischen den verschiedenen Typen dieser Gneisvorkommen kein sehr ausgesprochener Unterschied erkennen. Ohne scharfe Grenzen gehen die Na-Kaliumfeldspat-führenden in die etwas weniger deutlich gekörnten Na-Kaliumfeldspat-freien Gneise über; dies, sowie eine etwa sichtbare Bänderung sprechen für die Injektionsnatur. Dazu kommt der stets relativ hohe Gehalt an phengitischem Muskovit, der nie fehlt und den Gesteinen die charakteristische intensive Grünfärbung verleiht.

Das xenoblastische Albit-Quarz-Grundgewebe ist auffällig feinkörnig, meist mit Einzelkorndurchmessern von unter 0,1 mm. Etwas grössere Einsprenglinge bildet in Nr. 16 der perthitische, oft zertrümmerte Na-Kaliumfeldspat (meist Mikroklin), während bei Nr. 17 und 18 einzelne porphyroblastische Albitleisten (von 0,2 bis 0,3 mm Durchmesser) sich von den übrigen im Grundgewebe enthaltenen Albiten unterscheiden: es sind wohl völlig in Albit umgewandelte ursprüngliche Na-Kaliumfeldspäte, wie sich das aus ihrer pseudomorphen Form schliessen lässt. Der Quarz füllt oft in Trümmerstruktur die Zwickel zwischen den Feldspäten aus und bildet häufig kleine tröpfchenförmige Einschlüsse im Albit.

Durch die letzten, hier charakterisierten Typen ist der Übergang von den granitisch injizierten zu den eigentlichen Paragneisen und Glimmerschiefern gegeben.

2. Paragneise und Glimmerschiefer.

Diese Gesteinsgruppe erreicht in unserem Untersuchungsgebiet in den Unteren Valserschuppen ihre grösste Verbreitung. Vereinzelte Vorkommen liegen in den südlichen Teilen der Oberen Valserschuppen und ganz wenige — mit Injektionsgneisen verknüpft — im Aullappen. Einige dem Alter nach unsichere, tektonisch völlig verschürfte Albitgneis-Lamellen finden sich schliesslich in der Basis der Gravaserie, wo sie aber mit den dort auftretenden Bündnerschiefergneisen verknüpft und deshalb nach unserer Auffassung mesozoischen Alters sind.

Recht unterschiedlich ist die Ausbildung dieser Paragesteine, die als Casanna-schieferserie zusammengefasst werden können. Für die meisten Varietäten ist die rostbraune Anwitterungsfarbe und die intensive Kleinklüftung charakteristisch; beide Faktoren erschweren es aussergewöhnlich, frische Handstücke zu schlagen.

Im Mineralbestand zeigen sich gegenüber den Ortho- und Injektionsgneisen deutliche Unterscheidungsmerkmale. Na-Kaliumfeldspat konnte nirgends nachgewiesen werden. Diese Feststellung steht im Gegensatz zur Beschreibung Roothaans (Lit. 109, pag. 8), der ausführt: „Eintritt von meist orthoklastischem, nur ganz ausnahmsweise einmal plagioklastischem Feldspat in die Glimmerschiefer bedingt das Auftreten von Gneisen“. Ebenso fehlt phengitischer Muskovit. Trotzdem haben sowohl Paragneise als auch Glimmerschiefer im frischen Bruch gewöhnlich eine grüne Farbe; diese rührt hier aber stets vom Chlorit her. Häufig zeigt der Chlorit in knollenförmiger Anreicherung Pseudomorphosen nach Granat. Letzterer kommt oft als Über- oder Nebengemengteil vor und bewirkt dann ein knolliges Aussehen des Gesteins. In den meisten Fällen ist der Granat in Zersetzung begriffen. Sein Platz wird dann von Chlorit, etwa auch durch neugebildeten Calcit und Serizit, eingenommen.

Paragneise treten in unserem Untersuchungsgebiet bedeutend häufiger auf als Glimmerschiefer, eine Feststellung, die mit den diesbezüglichen Veröffentlichungen der früheren Autoren nicht übereinstimmt. Wie erwähnt, ist es im Gegensatz zu den oben zitierten Ausführungen Roothaans nicht orthoklastischer Feldspat, der den praetriadischen Paragesteinen Gneischarakter verleiht, sondern — wie aus den Beispielen der zweituntersten Gruppe von Tabelle a deutlich hervorgeht — ausschliesslich Albit, etwa leicht gegen Oligoklas tendierend.

Das charakteristische Merkmal des in den Paragneisen vorkommenden Albits ist sein poikiloblastischer Charakter; die siebförmige Struktur ist zwar nicht so ausgeprägt wie in den Prasiniten, aber doch bemerkenswert, besonders beim Vergleich mit dem Albit der Ortho- bis Injektionsgneise, wo sie lediglich in den zu den Paragneisen überleitenden Injektionsgneisen des Aullappens auffällt. Unter den Einschlüssen herrschen tröpfchenförmige Quarze vor mit meist zwischen 0,01 und 0,02 mm liegenden Durchmessern, etwa aber auch bis 0,05 mm hinaufreichend. Daneben sehen wir feine Schüppchen von Erz, von Chlorit und Serizit eingeschlossen. In einzelnen Fällen sind sogar kleine Individuen sämtlicher übrigen Gemengteile des betreffenden Gesteins im Albit als Einschlüsse vorhanden, ein Beweis für die teilweise sicher bei der Metamorphose erfolgte Neubildung des Albits. Hiefür spricht auch die Tatsache, dass in einzelnen Schlifften wahrscheinlich primär „sedimentäre“, d. h. eingeschwemmte Feldspäte noch in Reliktstruktur angedeutet sind, sich aber chemisch bereits völlig umgewandelt haben, indem ihr Platz durch kataklastisch deformierte Albit-Serizit-Quarz-Erz-Massen oder durch fast nur aus Serizit bestehende Nester, welche in ihren Umrissen noch die ehemalige Feldspatform andeuten, ersetzt worden ist.

In der Dünnschliffbeobachtung zeigt sich, dass die ursprünglich wohl überwiegend feinkörnig psammitische Struktur durch die Metamorphose weitgehend verwischt worden ist. Am häufigsten findet man ein granoblastisches Grundgewebe,

etwa noch mit blastopsammitischen Andeutungen, in welchen die einzelnen Quarz- und Albit-Xenoblasten um 0,2 mm Durchmesser, höchsten aber 0,5 mm Grösse erreichen. Diese Feinkörnigkeit des Grundgewebes bedingt das häufig quarzitische Aussehen der Paragneise; durch die Zunahme des Chloritgehalts kann hie und da ein Habitus zustande kommen, welcher die makroskopische Unterscheidung von gewissen Grünschiefertypen nicht auf den ersten Blick zulässt. — In der zweitletzten Gruppe von Tabelle a zusammengefasst zeigen die Beispiele Nr. 19—26 die Variationsmöglichkeiten im Mineralbestand der Paragneise.

Durch gänzliches Fehlen von Feldspat gelangen wir schliesslich zur Gruppe der Glimmerschiefer, die sich aber sonst im Felde oft kaum von den Paragneisen auseinanderhalten lassen. Geologisch, d. h. altersmässig und faziell gehören sie sicher in die gleiche Gruppe der Casannaschiefer wie die Paragneise. Die letzten beiden Beispiele Nr. 27 und 28 von Tabelle a geben Auskunft über den etwa möglichen Mineralbestand.

Dabei ist zu bemerken, dass bei Nr. 27, einem knolligen Glimmerschiefer, die Knollen aus dunklen, angefressenen Porphyroblasten von stark vererztem sideritischem Karbonat bestehen.

Paragneise und Glimmerschiefer enthalten in einzelnen Vorkommen Quarzknuern, die Kopfgrösse erreichen können. Sie sind meistens linsenförmig ausgezogen. Diese Quarzausscheidungen stammen wohl zur Hauptsache aus der Zeit einer tektonischen Bewegungsphase. Während dieser Bewegungsphase haben sich die Paragneise und Glimmerschiefer sicher plastischer verhalten als die Orthogneise, was heute in ihrer intensiveren Fältelung im Kleinen wie auch Faltung im Grossen zum Ausdruck kommt.

II. Trias.

1. Die Triaszüge in den einzelnen tektonischen Einheiten.

Allgemeines.

Da die Triaszüge in den verschiedenen tektonischen Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes im einzelnen recht unterschiedlich entwickelt sind, soll vorerst versucht werden, in jeder tektonischen Einheit für sich die triadischen Schichtreihen in ihrer heutigen Ausbildung und Lagerung zu charakterisieren und ihre Entwicklung zu studieren.

Ein Merkmal gilt für alle Triaszüge gemeinsam: ihre ausserordentliche Inkonstanz, bewirkt durch die allgemein vorherrschende intensive tektonische Beanspruchung. Durch die tektonischen Bewegungen wurden die triadischen Schichtreihen nicht nur in ihrer Mächtigkeit ummodelliert, sondern fast ausnahmslos weitgehend auseinandergerissen. Wir begegnen deshalb im Terrain keinen vollständigen Triasprofilen, sondern lediglich triadischen Schichtpaketen, die aus dem ursprünglichen Schichtverband längs Scherflächen herausgerissen wurden: am einen Ort nur einem Quarzitzug, am andern Ort einer intakt gebliebenen Schichtreihe dolomitisch-kalkiger Gesteine, vielleicht verknüpft mit Quartenschieferähnlichen Phylliten, vielleicht auch nur letzteren allein in einer kleinen, kaum Metermächtigkeit erreichenden Linse.

Fossilführende Triashorizonte liessen sich nirgends nachweisen.

a) *Zone der Lugnezerschiefer.*

Betrachten wir die verschiedenen Triaszüge unter obigen Gegebenheiten, so sind es die tektonisch zu tiefst liegenden Triaszüge von Peiden, die — relativ genommen — am ehesten intakt geblieben sind. Es handelt sich hierbei um die Trias, welche die Basis der Lugnezerschiefer bildet. Aus dem Gebiet südlich des Greinabeckens und südlich des Diesrutpasses, wo sie durch tektonische Aufschuppung in vier in jenen Hängen ausstreichende Triaslamellen zerlegt worden ist, zieht diese Zone der Peidener-Triaszüge längs dem Südhang des Lugnezes unter die Terrassen der Dörfer Oberkastels, Tersnaus und Furth, d. h. in die Gegend, wo sich Valserrhein und Glenner vereinigen.

Die höchste Lamelle dieser Triaszone quert den Valserrhein etwa 1 km südlich Oberkastels und verliert sich im Osthang unter der Terrasse von Tersnaus. Der nächsttiefer sichtbare, lamellierte Triaszug derselben Zone erscheint unmittelbar westlich Furth im Osthang des Valserrheins und ist dort oberhalb der zur Brücke hinunterführenden Strasse aufgeschlossen; durch nochmalige Aufschuppung steht er wahrscheinlich in indirekter Verbindung mit dem Triasaufschluss an der Strasse 600 m südlich Bad Peiden, dessen Fortsetzung sich in einzelnen Linsen über das Duvinertobel hinüber verfolgen lässt und im Hang westlich Duvin auf rund 1000 m Höhe nochmals sichtbar wird. Die tiefsten und am besten ausgebildeten Triaszüge dieser Zone schliesslich sehen wir an der Strasse 200 m nördlich Bad Peiden und südlich der Einmündung des Pitschertobels. Zwischen den beiden letztgenannten Aufschlüssen besteht höchstwahrscheinlich ebenfalls eine indirekte Verbindung. Von hier aus kann diese Triaszone als Ganzes, meist nur in lamellierter Ausbildung, durch die Hänge westlich unterhalb Riein und durch die Kästriser-Berge weiter verfolgt werden in die durch TARNUZZER (Lit. 156) bekannt gewordenen Gipsvorkommen von Giera oberhalb Valendas und hinunter zur Strassenbrücke über das Versamer-tobel, wo sie unter das Flimser-Bergsturzgebiet untertaucht. Damit sind wir aber bereits weit über die Grenzen unseres engeren Untersuchungsgebietes hinausgelangt; wenn wir diese Peidener-Triaszüge hier trotzdem einer kurzen Betrachtung unterziehen, so deshalb, weil sie einerseits die Basis der Zone der Lugnezerschiefer bilden, die mit ihren höheren Schichtgliedern das engere zur Untersuchung stehende Gebiet noch berührt und andererseits, weil sie — wie anfangs erwähnt — die relativ noch vollständigsten Triasprofile aufweisen.

So ist beispielsweise die triadische Schichtfolge, die an der Strasse 200 m nördlich Bad Peiden aufgeschlossen ist, recht instruktiv: Weisse, Serizit-führende schieferige Quarzite bis Quarzitphyllite bilden das Liegende eines einige Meter mächtigen Dolomites, der sich ohne weiteres mit dem helvetischen Rötidolomit vergleichen lässt. Darüber folgt eine Zone, wo Rauhwaacke mit Dolomitbändern wechsellagert, letztere aber gegen oben durch die Rauhwaacke gänzlich verdrängt werden. Im oberen Teil der Rauhwaacke schliesslich schalten sich einzelne Züge von grünen, etwa auch violetten Quartenschiefern ein, die im Hangenden ein eigentliches Quartenschieferniveau bilden; über diesem Niveau folgen dann die liasischen Kalkschiefer der Bündnerschieferserie. Dieses ganze, noch stark an helvetische Faziesverhältnisse erinnernde Triasprofil hat eine Mächtigkeit von 10 bis 20 m.

b) *Zone von Lunschania/Terri.*

Über der Zone der Lugnezerschiefer folgt als nächsthöhere tektonische Einheit die durch ihre Gneisquarzite und tiefschwarzen Terrischiefer gekennzeichnete Zone von Lunschania oder des Piz Terri. Während westlich des Valsertales die intensive Verschuppung dieser Zone durch etliche darin eingelagerte Triaszüge verdeutlicht wird, sind östlich des Valsertales, d. h. innerhalb unseres engeren Aufnahmegebietes, nur noch ganz rudimentäre Triasreste vorhanden. Sie sind hier beschränkt auf die Liegendgrenze der Zone von Lunschania. Rund 700 m nordwestlich Lunschania, in unmittelbarer Nachbarschaft der Strasse, finden sich Lamellen quarzitischer Phyllite, die deutlich zwei nahe beieinanderliegenden Triaszügen angehören (vgl. Profil 1 der Tafel V). Folgen wir dieser im ganzen

ziemlich regelmässig mit 50° gegen SSE bis SE einfallenden Zone hinauf gegen das Gehöft von Mariaga und weiter zum Barboda (Bärenboden), erweitern sich diese im Talgrund des Valsertales nur aus quarzitischen Phylliten und gänzlich ausgewalzten Rauhwackeresten bestehenden Züge zu etwas reichhaltigeren Triasprofilen: Neu hinzu treten Dolomite und dolomitisch-kalkige Marmore, im besondern aber auch verschiedene Quartenschiefer-ähnliche Phyllite. Teils sind es grünlich-graue Tonphyllite, zum Teil Chlorit-führend, teils auffällige grüne Chloritschiefer, die im ersten Moment an ophiolithische Gesteine erinnern. Auf letztere wird auf pag. 40 noch zurückzukommen sein.

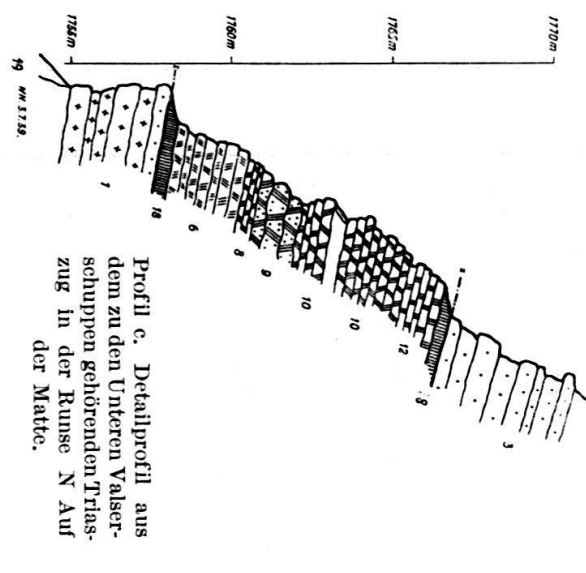
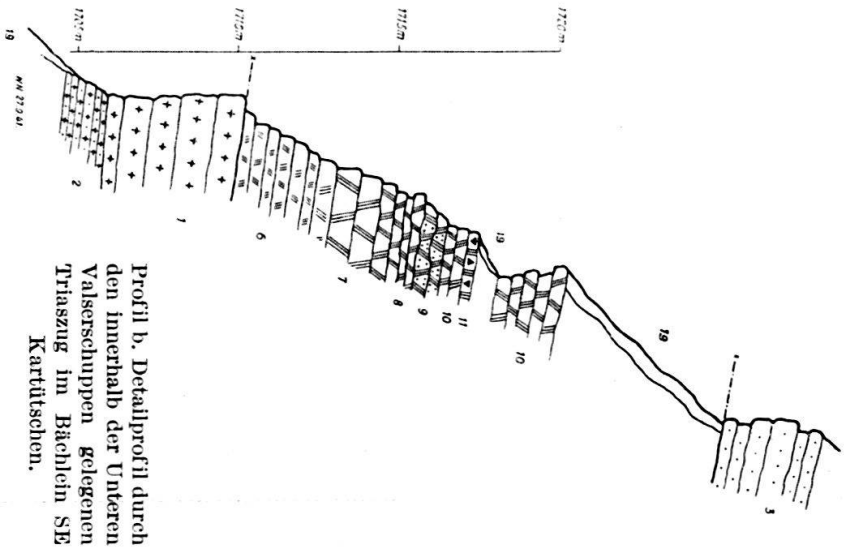
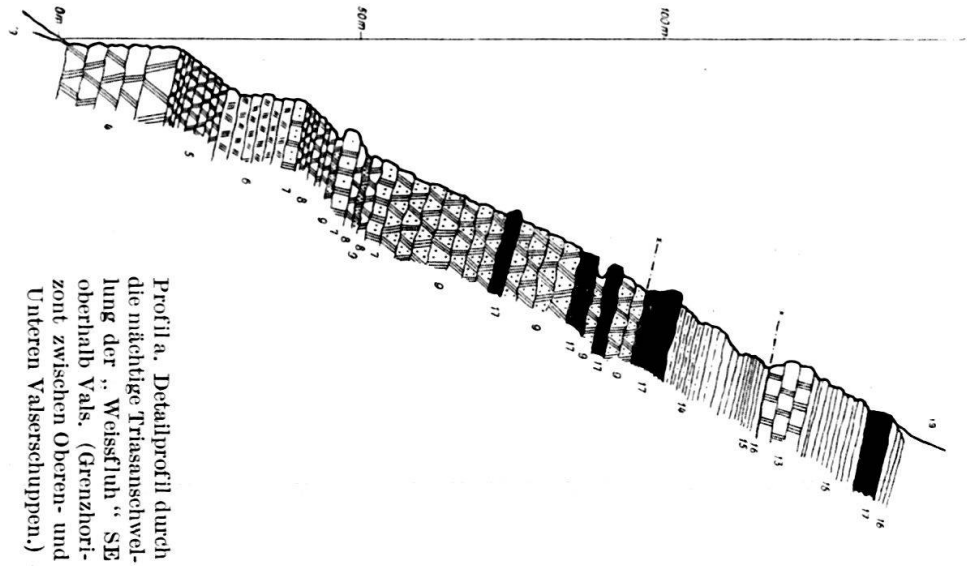
Die Linsen triadischer quarzitischer Phyllite, die rund 300 m südlich des Schulhauses von Lunschania den Südrand der Zone von Lunschania markieren, gehören höchstwahrscheinlich zu der hier angrenzenden Gravaserie.

c) *Untere Valserschuppen* (mit Fig. 1).

Damit gelangen wir in den Raum der eigentlichen Aduladecke, deren Triaszüge ebenfalls gemäss ihrer Zugehörigkeit zu den tektonischen Teilelementen besprochen werden sollen. — Die Unteren Valserschuppen bilden die tiefste tektonische Einheit der Aduladecke, die das vorliegende Untersuchungsgebiet berührt. Im Gebiet des Valserberges, d. h. auf dem Valserberg-Kamm, von der Wengilücke aus rund 1 km nordostwärts, lagern sich zwischen die vorwiegend aus Para- und Orthogneisen bestehenden Serien, die wir als Untere Valserschuppen zusammenfassen, insgesamt neun fast ausschliesslich aus Dolomit bestehende Triaszüge ein (inkl. triadischem Grenzhorizont im Liegenden und im Hangenden der Unteren Valserschuppen). Aus Tafel V, Profil 2, sind die hier anzutreffenden Lagerungsverhältnisse ersichtlich. Folgen wir dieser Zone nordwärts durch die Alpweiden von Zum Hirt–Auf der Arve–Vallatschalp in die Osthänge des Peilertales unterhalb der Heuberge, so vermindert sich die Schuppung zusehends und das tektonische Bild wird relativ etwas ruhiger. Damit nimmt auch die Anzahl der eingelagerten Triaszüge sukzessive ab, wogegen der einzelne Triaszug für sich allein betrachtet eher eine Mächtigkeitszunahme und deutlichere Differenzierung in verschieden ausgebildete triadische Horizonte erfährt. Im Gebiet unterhalb der Heuberge, im nördlichen Teil der Ostflanke des Peilertales, wo innerhalb des Komplexes der Unteren Valserschuppen, abgesehen von der oberen und unteren Grenztrias, nur noch ein einziger Triaszug im Liegenden der obersten Paragneisschuppe durchstreicht, gestattet dieser bereits eine schöne Gliederung. Er ist oberhalb des alten Valserberg-Passweges zwischen Auf der Matte und Kartütschen in zwei Bacheinschnitten aufgeschlossen.

Profil c der Fig. 1 zeigt sein Profil in der ersten Runse nördlich Auf der Matte, wo der basale Augengneis des dargestellten Profils etwa 30 m über dem Weg ansteht. Im weiter nördlich gelegenen Bächlein südöstlich Kartütschen beginnt der Aufschluss (s. Profil b der Fig. 1) ca. 15 m über dem Weg, wo Injektions- und Augengneise in einem kleinen verlassenen Steinbruch für den Bau der paar umliegenden Hütten und Ställe ausgebeutet wurden. Die lithologische Gliederung dieses Triaszuges geht aus der Profilzeichnung hervor, eine stratigraphische Deutung wird im Zusammenhang mit dem im folgenden beschriebenen „Weissfluhprofil“ versucht.

Die mächtigste Triasanschwellung im Gebiet der nordöstlichen Adula stellt die in der Siegfriedkarte unbenannte, ca. 1 km südöstlich oberhalb Vals gelegene Fluh dar, die schon von weitem durch ihre helle Farbe auffällt und deshalb den im Volksmund gebräuchlichen Namen „Weissfluh“ erhalten hat (Projektionspunkt ⑩ auf Profil 1 der Tafel V). Sie bildet den Grenzhorizont zwischen Unteren und Oberen Valserschuppen, folgt also als tektonisch nächsthöherer triadischer



- 19 Schutt
18 Quetschzone an tektonischer Gleitfläche, z. T. mit Rauche-ähnlichem Grus
17 Ophiolithzüge im allgemeinen, meist prasinitisch
16 Kalkphyllit, vorwiegend kalkig
15 Kalkphyllit, vorwiegend tonig
14 Graugrüne, Glimmer-reiche Kalkglimmerschiefer
13 Weißer, stark kristalliner Marmor, rein kalkig

- 12 Heller, kieseltiger, oft gebänderter Marmor, vorwiegend kalkig
11 Massiges, breccies Kieselkalk-Dolomit-Gestein
10 Heller oder grauer, etwa auch gebänderter Dolomit
9 Rauche
8 Kieseltiger, Serizit-führender, sehr feinsplattiger, weißer bis hellgelber Dolomit
7 Schuch dolomitischer oder rein kalkiger, grauer oder weißer Marmor, z. T. kieseltig-sandig mit Tonhäuten

- 6 Heller, meist weißer bis hellgelber, gelb anwitternder Dolomit, oft zuckerkörnig
5 Plattiger, stahlgrauer, z. T. dunkler Dolomit
4 Kieseltiger, massiger, Serizit-reicher hellbraun-grauer Dolomit
3 Paragneise bis Glimmerschiefer, meist von quarzitischem Habitus
2 Grüne Injektionsgneise
1 Augen-Gneise

Fig. 1. Triasprofile der Valserschuppen.

Horizont über dem Triaszug, der im vorigen beschriebenen und in den Profilen b und c der Fig. 1 dargestellt wurde:

Ein zusammenfassendes Detailprofil gibt Profil a der Fig. 1. — Die massigen, braun-grau anwitternden Dolomite (Nr. 4 der Legende) bekommen wahrscheinlich infolge ihres Kieselgehaltes ein fleckiges, fast etwas brecciöses Aussehen. Ein Vergleich mit anisischen Trochitendolomiten ostalpiner Fazies ist nicht von der Hand zu weisen. Die darüber liegenden dunkeln plattigen Dolomite von meist stahlgrauer Farbe (Nr. 5) zeigen, wie die massigen basalen Dolomite, nur sehr geringe Metamorphose. Etwas deutlicher wird sie in den nächsthöheren Schichtgliedern (Nr. 6, 7, 8), vorwiegend weissen bis hellgelben, teils Serizit-führenden und zuckerkörnigen Dolomiten, die in einzelnen Horizonten durch Zunahme des Kalkgehalts zu grauen oder weissen Kalkmarmoren, oft mit einigem Kieselgehalt (Nr. 7) überleiten und in den höheren Lagen (Nr. 8) durch ihre feinplattige oder feintafelige Ausbildung gekennzeichnet sind. Die Rauhwaacke (Nr. 9) im Hangenden bildet einen etwa 40 m mächtigen Komplex. Nochmals schalten sich einige Lagen eines grauen, mehr oder weniger kieselig-sandigen marmorisierten Kalkes oder Kalkschiefers mit serizitisierten Tonhäuten ein (Nr. 7). Die Rauhwaacke ist teilweise erfüllt von fremden Komponenten und Gesteinssplittern und macht ganz den Eindruck starker tektonischer Beanspruchung. So ist wohl auch ihre abnormal grosse Mächtigkeit tektonisch bedingt. Hierfür sprechen zudem die eingelagerten Ophiolithzüge, die ja gewöhnlich längs tektonisch vorgezeichneten Gleithorizonten eingedrungen sind. Im oberen Teil der Rauhwaacke und darüber treten einzelne dünne Lagen von farbigen Tonphylliten auf, die an Quartenschiefer erinnern; unter diesen stechen besonders die rotviolett verfärbten ins Auge. Der ganze Rauhwaackenkomplex (Nr. 9) kann als Repräsentant des Raibler-Niveaus betrachtet werden, so dass für die darunterliegenden feintafeligen hellen und für die plattigen stahlgrauen Dolomite mit der Zwischenlagerung mehr kalkiger Lagen (Nr. 5—8) ladinisches Alter resultieren würde.

Im „Weissfluhprofil“ folgen über der Rauhwaacke direkt die basalen Kalkglimmerschiefer der Bündnerschieferserie (Nr. 14), höhere triadische Schichtglieder als die Rauhwaacke fehlen mit Ausnahme einiger Quartenschiefer-ähnlicher Phyllite. Doch handelt es sich hierbei ohne Zweifel um eine durch tektonische Vorgänge bedingte Schichtlücke, zeigen doch die meisten übrigen Triasaufschlüsse — unter anderem auch die Profile b und c der Fig. 1 — im Hangenden der Rauhwaacke nochmals helle Dolomite bis dolomitische Kalke (Nr. 10) und darüber reine Kalke, in denen sich vielerorts eine Tendenz zur Bänderung, etwa verbunden mit Kieselgehalt, beobachten lässt (Nr. 12); besonders die letzteren können sehr stark marmorisiert sein. Bei der „ostalpinen“ Betrachtungsweise unserer Triasprofile — wie wir sie hier als Arbeitshypothese angenommen haben — würden diese letztgenannten obertriadischen Schichtglieder den norischen Hauptdolomit repräsentieren.

Die auffällige Tatsache, dass die Metamorphose, ausgehend von den tieftriadischen Niveaux, gegen die hochtriadischen Schichtglieder hin zusehends zunimmt, kann auch an anderen Aufschlüssen als allgemeingültiges Merkmal festgestellt werden. U. a. haben auch die Untersuchungen NEHER's im Gebiet der Splügener Kalkberge, wie aus einer seiner mündlichen Mitteilungen hervorgeht, zu diesem Resultat geführt.

Zusammenfassend sei festgehalten, dass zwar der Versuch einer stratigraphischen Deutung der durch die tektonischen Vorgänge in ihrer Vollständigkeit und Primärmächtigkeit arg mitgenommenen Triasprofile — so wie er im vorigen unternommen wurde — als gewagt erscheinen mag. Demgegenüber aber ist die deutliche Differenzierung in einzelne, lithologisch recht unterschiedlich ausgebildete Triashorizonte doch so weit vorhanden, dass ein solcher stratigraphischer Deutungsversuch gerechtfertigt erscheint. Auf der Legende zu Fig. 1, der sich die Zusammenfassung auf Tabelle b (pag. 39) in leicht gekürzter Form angleicht, würden also die Nr. 13, 12, 11 und 10 dem norischen Hauptdolomit entsprechen, Nr. 9 einer carnischen Rauhwaacke, Nr. 8, 7, 6 und 5 würden das ladinische Niveau verkörpern und Nr. 4 schliesslich wäre als Anisien aufzufassen. — Darunter würden die triadischen Basisquarzite folgen, an deren primärem Vorhandensein nicht gezweifelt werden kann, obschon sie im Bereiche der Unteren

Valserschuppen nur ganz vereinzelt gefunden werden konnten, so besonders an der Basis einiger Triaszüge im Profil des Vallatschbaches (s. Profil c der Fig. 3, pag. 90). Sie sind ja auch sonst aus sämtlichen über den Unteren Valserschuppen liegenden tektonischen Teilelementen der Adula wie auch aus dem darunter liegenden Fanellalappen und den tieferen Teillappen bekannt, so dass wohl angenommen werden muss, sie seien zum grössten Teil durch die vielen Schuttkegel, die sich überall am Fusse der Dolomitwände ausbreiten, verborgen.

d) *Obere Valserschuppen.*

Die Triaszüge der Oberen Valserschuppen zeigen immer eine geringe Mächtigkeit, die selten einige Meter übersteigt. Da die meisten Vorkommen sich zudem nur über kurze Distanzen verfolgen lassen, kommt der Versuch einer stratigraphischen Unterteilung der hier auftretenden triadischen Gesteine nur in Frage, indem man sie mit den vollständigeren Triasprofilen der Unteren Valserschuppen vergleicht. Wie aus Profil 2 der Tafel V hervorgeht, sind es im Gebiete des Valserberges vier Triaszüge, die innerhalb der Schichtreihen der Oberen Valserschuppen zutage treten. Drei davon setzen sich vorwiegend aus Rauhwacke, etwa mit Dolomit vergesellschaftet, zusammen. Anders jener wenig nördlich des Valserberg-Kammes bis 10 und 20 m anschwellende Gesteinshorizont, der wenig westlich der direkt im Westen oberhalb des Valserberg-Passes gelegenen Kuppe P. 2617,9 hindurchstreicht und aus einem massigen, weissen bis gelbbraunlich anwitternden, kieseligen Kalkmarmor besteht, der stets Serizit-, etwa auch Chlorit-haltige Lagen aufweist und nicht selten eine deutliche Bänderung zeigt.

Dieser im Vergleich mit den Schichtreihen der Unteren Valserschuppen höchstwahrscheinlich als obertriadisch anzusprechende Marmor lässt sich vom Valserberg über die Gratrippe, die sich von Zum Hirt gegen das Valserhorn hinaufzieht, bis zu einem Aufschluss nördlich des Tiefobels auf 2220 m durch verfolgen, tritt vereinzelt in den wenigen Aufschlüssen der Heuberge auf und begegnet uns wieder kurz vor dem stirnwärtigen Untertauchen der Oberen Valserschuppen in der Runse, die von Pradetsch gegen die Therme von Vals gerichtet ist; hier wie andernorts wird dieses Gestein gekennzeichnet durch die typischen kleinen Rostflecken, die vom Gehalt an winzigen Pyritwürfeln herrühren, und führt vereinzelt Chloritschuppen und feinste Rutilstengel. Für das triadische Alter dieses hellen kieseligen Kalkmarmors spricht ausser seinem Aussehen die an einigen Stellen beobachtbare direkte Vergesellschaftung mit Dolomit, Zellendolomit oder Rauhwacke.

Eine Aufzählung der stets linsenförmig angereicherten übrigen Triasvorkommen in den Oberen Valserschuppen würde hier zu weit führen; sie bestehen in der Hauptsache aus Dolomiten, die durch die tektonischen Bewegungen teils brecciös geworden sind, und insbesondere aus Rauhwacken und Zellendolomiten. Aus den im tektonischen Teil dieser Arbeit in Fig. 3 (pag. 90) dargestellten Profilserien und besonders aus Tafel V dürfte die Art ihres Auftretens genügend ersichtlich werden.

e) *Aullappen.*

Die Besprechung der triadischen Ablagerungen im Bereiche des Aullappens bildet ein ausserordentlich heikles Problem. — Ausser Zweifel steht das sicher triadische Alter des in einzelnen Lamellen angereicherten Dolomitzuges (an einzelnen Stellen mit Zellendolomit vergesellschaftet), der die Basis der Aulmarmore bildet und dessen oberer Grenzhorizont zur Intrusion eines meist mächtigen Ophiolithbandes Veranlassung gab (vgl. Profil 1 der Tafel V). Der ursprüng-

liche Sedimentationsraum dieses die Basis des Aullappens bildenden Dolomites ist unmittelbar an den triadischen Ablagerungsraum der Valserschuppen südlich anzuschliessen, weshalb hier keine ausgeprägte Faziesdifferenz zu erwarten ist. Ebenso wird auch die Herkunft des weissen, blätterigen Quarzituges am Westfuss des Jägerberges, der im Profil 1 der Tafel V rund 1000 m unter dem Gryphaeenkalk der Alp Grava (Lokalität ⑬) am Rand eines Prasinitzuges hinabtaucht, im ursprünglichen triadischen Sedimentationsraum nicht weit entfernt von den Triasquarziten der Valserschuppen zu suchen sein; durch tektonische Vorgänge gelangte er später in ein etwas höheres Niveau innerhalb des Aullappens. Darüber erscheinen dann die mehrere hundert Meter mächtigen jurassischen Kalkmarmorserien des Aullappens ohne jedes Anzeichen triadischer Einlagerungen.

Schwieriger wird der triadische Altersnachweis aber bei einem bestimmten Gesteinstypus, der in den oberen Teilen des Aullappens auftritt, in jener Zone, wo oberhalb Nufenen die aus dem Gadriolzug GANSSE's hinüberziehenden Phengitgneise eingelagert sind, die durch KOPP (Lit. 76) — wie auf pag. 27 erwähnt — aus den genau gleichen Schichtserien des Piz Aul-Gebietes bekannt geworden sind; es handelt sich um auffällige Züge von blendend weissem, meist recht grobkristallinem, reinem Kalkmarmor. An einigen Stellen weist dieses massige Gestein einigen Kieselgehalt auf und tendiert in der Farbe etwa gegen gelbe Farbtöne. Soweit die Phengitgneiszüge vorhanden sind, werden sie durch das beschriebene Gestein in direktem Kontakt begleitet. Doch auch von der Stelle aus, wo die Phengitgneise westlich oberhalb Nufenen auskeilen, lassen sich die weissen Marmore in etlichen wenig mächtigen Zügen im obersten Teil des Aullappens durch unser ganzes Untersuchungsgebiet hindurch verfolgen bis zu der Stelle, wo der Aullappen bei Bucarischuna untertaucht. Es seien hier lediglich die Vorkommen im Bereiche der Alp Tomül erwähnt (vgl. Profil 1 der Tafel V), ganz besonders aber auch die in der Literatur häufig zitierte Fundstelle 250 m NNE der Kapelle Bucarischuna; hier erscheint das Gestein als grobkristalliner, etwa Fuchsit-führender Cipollin und wurde 20 m unterhalb der Strasse in einem noch vor Ende des letzten Jahrhunderts verlassenen Steinbruch ausgebeutet; es wurde hauptsächlich zur Herstellung von Grabsteinen verwendet. Dies ist auch die einzige Stelle unseres Untersuchungsgebietes, wo einige Dolomitschmitzen mit dem weissen Marmor in direktem Kontakt stehen. Aus dem Gebiete des Piz Aul beschreibt KOPP (Lit. 76) dieselben Marmore ebenfalls aus der obersten Zone des Aullappens und sagt: „Gelegentlich sind diese blendendweissen Marmore von Dolomit oder Triasquarzit begleitet, wodurch ihre triadische Natur sichergestellt ist.“

Eine Diskussion dieser Altersannahme scheint uns aber aus folgenden Gründen notwendig zu sein: Die Feldaufnahmen lassen erkennen, dass diese weissen Marmorzüge in einer Zone liegen, die durch ihren Reichtum an eingelagerten Ophiolithzügen auffällt, so dass die weissen Marmore sehr häufig einerseits mit einem der Grünschieferzüge in direktem Kontakt stehen, andererseits mit den grauen Aulmarmoren jurassischen Alters, aus denen sich im übrigen die Schichtreihen des Aullappens in ganz überwiegendem Masse aufbauen. Diese Tatsache legt zuerst einmal die Vermutung nahe, es handle sich bei den grobkristallinen weissen Marmoren primär um jurassische Aulmarmore, die durch kontaktliche Beeinflussung seitens der Ophiolithzüge verändert wurden. Gegen diese Annahme sprechen aber folgende ausschlaggebende Punkte:

1. die im vorigen Abschnitt erwähnte Vergesellschaftung der weissen Marmorzüge mit gelegentlichen Dolomitschmitzen wie auch mit den wenigen Phengitgneis-lamellen;

2. die Tatsache, dass sie auch ohne direkten Kontakt mit Ophiolithzügen in genau gleicher Ausbildung vorkommen;
3. schliesslich finden sich dieselben reinen weissen Kalkmarmore im oberen Teil sicherer Triasprofile der Unteren Valserschuppen.

f) *Gravaserie und Tomüllappen.*

Diese beiden tektonischen Einheiten setzen beide mit äusserst komplex gebauten basalen Schuppenzonen ein, an deren Aufbau sich in einer heute fast unentwirrbaren Folge triadische und tiefliasische Schichtpakete beteiligen. Unter den sicher triadischen Schichtgliedern sind einmal zu erwähnen: rein weisse Quarzite und weisse quarzitische Phyllite, die an einzelnen Stellen, besonders im Kontakt mit den vielen eingelagerten Ophiolithzügen Chlorit, aber auch andere Prasinitminerale aufnehmen. Durch ihre primär rein weisse Farbe unterscheiden sie sich von den bedeutend mächtigeren Horizonten der liasischen, meist grau oder bräunlich gefärbten Quarziten, die durch ihren variablen Gehalt an Kalk und an Albit gekennzeichnet sind.

Aus der Basisschuppenzone der Gravaserie seien an Fundstellen sicherer triadischer Quarzite genannt: die Vorkommen, die auf der Ostseite des Brennhofobels WNW Nufenen beginnen und bis zum Kamm westlich des Lücklis hinaufziehen. Auf ca. 1850 m Höhe lassen sich sehr schöne Ophiolithkontakt-Erscheinungen erkennen, die später im Abschnitt über die Ophiolithe noch speziell erwähnt werden sollen. Zahlreiche Fundstellen von Triasquarzit treffen wir dann wieder zwischen Alp Tomül und Alp Grava, so in den Bachbetten 1,2 km SW des Piz Tomülgipfels, unterhalb 2300 m Höhe beginnend, und im Runsenkessel zwischen „Tomülboden“ und Alp Grava 1,7 km WNW des Piz Tomülgipfels („Tomülboden“ wird die weite Alpterrasse W bis SW unterhalb des Piz Tomül genannt); hier sind sie ebenfalls gekennzeichnet durch sehr instruktive, im Abschnitt über die Ophiolithe zu besprechende Erscheinungen ophiolithischer Mischgesteinsbildung. Schliesslich finden sich rein weisse Quarzitzüge im Bett des vom Piz Tomül-Westgrat gegen die Alp Grava hinunterfliessenden Baches, wenig südlich der neuen Alphütte Grava auf 2000 bis 2300 m Höhe. Hier zeigen sie oft einen „Quarzporphyr-ähnlichen“ Habitus, bedingt durch die vielen porphyroblastischen Quarzkörner von etwa 1 mm Durchmesser, die in der feinen serizitisch-quarzitischen Grundmasse verteilt sind.

In der Basisschuppenzone des Tomüllappens finden wir im südlichst gelegenen Triasquarzit-Aufschluss unseres Untersuchungsgebietes, etwa 900 m SE des Lückli (nördlich Nufenen), ebenfalls diesen „Quarzporphyr-ähnlichen“ Habitus. Von hier lassen sich die Lamellen und Züge triadischer Quarzite fast in regelmässiger Folge durch die Westhänge des Bärenhorns und den Bärenhorn-Nordwestgrat hindurch verfolgen in die Hintergründe des Kessels von Klein-Tomül und durch die Westhänge des Tomülgrates ins Gebiet des Tomülpasses und der Hänge südlich des Piz Tomül.

Zahlreicher ist das Auftreten von Dolomiten und Rauhwacken in den beiden basalen Schuppenzonen. Die Dolomitlinsen haben infolge der intensiven tektonischen Durchbewegung der ganzen Zone stets mehr oder weniger brecciösen Charakter angenommen, während die Rauhwacken arg verwalzt und mit Einschlüssen von Kristallin- und andern Gesteinssplittern erscheinen.

Aus der Basisschuppenzone der Gravaserie seien die ganz vereinzelt, ausgewalzten Dolomit- und Rauhwacke-Lamellen aus dem Gebiet westlich des Lückli erwähnt, dann die bereits regelmässigeren Züge, die im Bachbett südlich der Alp Tomül einsetzen, sich über eine mächtige Rauhwackenanschwellung im Bach SW des Piz Tomül (2240 m) bis in den weiten Kessel der Alp Grava fortsetzen und im Bach östlich Trivasasch (s. Profil 1, Tafel V unterhalb dem Heuegrat Projektionspunkt ©) nochmals erscheinen.

Die Vorkommen aus der Basisschuppenzone des Tomüllappens seien hier nicht namentlich aufgeführt; aus Profil 1 der Tafel V, dessen Tracé dem Grenzkamm zwischen Valser- und Safiental folgt und somit stets in naher Nachbarschaft der hier zu besprechenden Aufschlüsse verläuft, sind die Verhältnisse ersichtlich.

Besonderer Erwähnung bedürfen aber noch folgende vereinzelt anzutreffende triadische Gesteinstypen:

1. An einigen Stellen begegnen wir sehr hellen Kalkmarmoren, die im Aussehen den beim Aullappen besprochenen triadischen Marmoren völlig entsprechen und deshalb zur Trias gerechnet werden müssen. Wir finden sie in der Basisschuppenzone der Gravaserie im Bereiche der Alp Grava, ein auffälliges Vorkommen aber auch in der Basiszone des Tomüllappens in der Gegend von Nufenen. Es treten hier massige, kieselige, eine schwache Bänderung andeutende Marmorbänke von meist hellgelben Farbtönen auf, die im Liegenden des obersten Ophiolithzuges von der Südseite des Hinterrheins in das auf der Nordseite gelegene Prajertobel hinüberziehen.
2. Im Hangenden der Rauhwackenvorkommen östlich Trabisasch (1 km ENE Lunschania), d. h. in der Basiszone der Gravaserie, stoßen wir auf Quartenschiefer-ähnliche tonige Phyllite — gleich ausgebildet wie jene der Zone von Lunschania — und wie dort vergesellschaftet mit Chloritschiefern, die im ersten Moment Veranlassung geben, in ihnen die nördlichsten Ausläufer der Ophiolithzüge zu vermuten, die weiter südlich zu dieser Zone gehören. Weiter südlich treten ähnliche, stets Chlorit-führende Phyllite sowohl in der Basis der Gravaserie wie auch des Tomüllappens auf, doch sind sie hier immer mit den vielen eingelagerten Grünschieferzügen vergesellschaftet, so dass im Felde nicht mehr mit Sicherheit unterschieden werden kann, was primäre Quartenschiefer-ähnliche, d. h. triadische Phyllite und was durch sekundäre ophiolithische Stoffaufnahme entstandene Chlorit- und Albit-führende Phyllite sind (vgl. dazu die Ausführungen im Abschnitt über die Ophiolithe).

2. Zusammenfassung der Trias-Lithologie und -Stratigraphie (mit Tabelle b).

Im vorigen haben wir sämtliche tektonischen Einheiten unseres Untersuchungsgebietes der Reihe nach durchgegangen und versucht, die darin enthaltenen triadischen Schichthorizonte ihrer Ausbildung nach und in stratigraphischer Hinsicht zu gliedern. Eine Übersicht der dargelegten Verhältnisse gibt Tabelle b.

3. Petrographische Übersicht der Triassedimente (Dünnschliffuntersuchungen).

Die durch makroskopische Beobachtung im Felde durchführbare Gliederung der Triassedimente ist mit dem Gesagten wohl genügend klar dargestellt. Zu erwähnen bleiben noch einige aus der mikroskopischen Gesteinsuntersuchung resultierende Beobachtungen.

a) Gruppe der Triasquarzite.

Ein rein weisser Quarzit von „quarzporphyrischem“ Aussehen zeigt folgendes Schliffbild (Schl. 724, Basiszone des Tomüllappens südlich Lückli ob Nufenen):

| | Vol. ‰ |
|---|--------|
| HG: Quarz: 1. blastopsammitisches Grundgewebe bildend, mit Einzelkorndurchmessern von meist unter 0,2 mm | 64 |
| 2. in Form von in Strukturelement 1. eingestreuten Porphyroblasten von 0,5 bis 1 mm Durchmesser (undulös auslöschend) | 25 |
| Serizit/Muskovit in streng parallel gerichteten Lagen | 10 |
| UG: Ausserordentlich feine Rutilstengelchen von unter 0,01 mm Länge, Zirkon und evtl. Turmalin. | |

In einem sonst genau gleich ausgebildeten Gesteinstyp vom Tomülpass (Schl. 632) erkennen wir schon makroskopisch neben den Serizithäuten einzelne Lagen und Nester von gebleichtem Biotit, die in der Schliffuntersuchung durch ihre weitgehende Ähnlichkeit mit Phengit auffallen. Durch Umwandlung des Biotits entsteht der für viele Triasquarzite charakteristische Gehalt an Chlorit, z. B. (Schl. 740 aus den tieferen Teilen des Aullappens am Süden des Jägerbergwestabfalls):

HG: Quarz in pflasterförmigem Gewebe
 Muskovit/Serizit in parallelgerichteten Bändern
 NG: Chlorit
 UG: Turmalin, Apatit, Zirkon, Erz.

Einige Triasquarzitzüge, die in Kontakt mit Ophiolithen stehen, verdanken ihren Gehalt an Albit sowie an etwa auftretendem Epidot und wohl auch an Titanmineralien höchstwahrscheinlich ophiolithogener Stoffzufuhr, worüber später im Abschnitt über die Ophiolithe eingehend diskutiert werden soll. Als Beispiele hierfür sei der Mineralbestand der Schliffe 700 und 701 aufgeführt, die einem Quarzitzug aus einer Runse unterhalb Pradetsch entstammen (1680 m, östlich Therme Vals):

HG: Quarz, blastopsammitisches Grundgewebe bildend, mit Einzelkorndurchmessern von 0,1 bis 0,2 mm
 Muskovit/Serizit mit schwach grünlichem Pleochroismus und $-2 V$ von nur 5 bis 10° , also phengitisch
 Chlorit, als Umwandlungsprodukt in grösseren Nestern phengitischen Muskovits sitzend
 NG: Albit, schwach poikiloblastisch, angereichert in den Glimmerbändern zusammen mit den Titanmineralien der UG
 Calcit
 Epidot, in kleinen zerbrochenen Körnern
 UG: Titanit und Leukoxen, Rutilnadelchen, Apatit, Turmalin, Zirkon, Erz.

Andere noch deutlichere Beispiele ophiolithischer Kontaktwirkung bzw. ophiolithogener Stoffzufuhr sind im Abschnitt über die Ophiolithe angeführt, wo sie auch umfassend diskutiert werden.

b) Gruppe der Dolomite, Rauhwacken und Triasmarmore.

Die mikroskopische Untersuchung fördert gegenüber der bereits beschriebenen makroskopischen Feldbeobachtung keine neuen Gesichtspunkte. Erwähnt sei, dass auch diese Gesteine im Zusammenhang mit der Ophiolithintrusion Veränderungen erfahren haben, worüber im Abschnitt über die Ophiolithe Näheres auszuführen sein wird. Jedenfalls muss auch der an vielen Stellen zu beobachtende auffällig hohe Gehalt der Dolomite an Albit, mit einer Albitphase, die mit den Ophiolithen in Zusammenhang steht, erklärt werden.

Dieselben Beobachtungen beschreibt NEHER (mündliche Mitteilung) wie auch JÄCKLI (Lit. 60, pag. 42) aus den Dolomitvorkommen der Bruschhornzone. Sie sind aber auch durch R. STAUB (mündliche Mitteilung) in manchem anderen alpinen Triasprofil festgestellt worden.

c) Gruppe der Quartenschiefer, bzw. der Quartenschiefer-ähnlichen Phyllite.

Makroskopisch wie mikroskopisch lassen sich die Quartenschiefer-ähnlichen Phyllite etwa in folgende drei Hauptgruppen einteilen, deren Mineralbestand im folgenden dargestellt ist:

Tabelle b. Die Ausbildung der Trias in den verschiedenen tektonischen Einheiten.

| Zone der Lugnezerschiefer | Zone von Lunschania/Terri | Untere Valserschuppen | Obere Valserschuppen | Aullappen | Gravaserie u. Tomüllappen |
|--|---|--|--|---|--|
| (Pitascher- und Peider- ner Triaszüge) | (lediglich tektonisch stark in Mitleidenschaft gezogene Triasprofile bekannt) | (vollständige, tektonisch un- gestörte Triasprofile nicht vorhanden) | (alle Triaszüge tektonisch weitgehend deformiert, so- dass die primären stratigraphischen Lagerungsverhält- nisse kaum mehr erkennbar sind) | | |
| Quartenschiefer, z. T. mit Einlagerungen quar- zitischer Schiefer mit Dolomitbändern | Quartenschiefer-ähnliche Tonschiefer, helle tonig- kalkige Serizitphyllite, Chlo- ritphyllite und Chlorit- schiefer | im oberen Teil der Triaspro- file z. T. geringmächtige, verschürfte Quarzen- schieferähnliche Phyllite | | | vereinzelt auftretende Quartenschiefer-ähnli- che tonige Phyllite und Chloritschiefer |
| Rauhwaacke gelber Rötidolomit, in den oberen Teilen mit Rauh- waacke wechsellagernd | Rauhwaacken primär wahr- scheinlich vorhanden ge- wesen; jetzt tektonisch völ- lig ausgewalzt | weisse oder graue, etwa auch gebänderte Kalkmar- more helle, oft gebänderte Dolo- mite Rauhwaacke Kieseliger, Serizit-führender sehr feinplattiger, weisser bis hellgelber Dolomit schwach dolomitischer oder rein kalkiger grauer oder weisser Marmor heller, meist weisser bis hell- gelber, gelb anwitternder Dolomit, oft zuckerkörnig plattiger stahlgrauer, z. T. dunkler Dolomit massiger kieseliger, Serizit- reicher hellbraungrauer Do- lomit | gelbe bis weisse, oft kieselige Kalkmarmore, z. T. gebändert. (evtl. Infralias?) Dolomite und dolomiti- sche Marmore; brecciöse Dolomite (tektonische Breccien) Zellendolomite und Rauhwaacken (Trias stets wenig mächtig) | etwas kieselige gelbliche, meistens aber rein weisse Marmore, z. T. grobkri- stallin (Cipollin) (evtl. Infralias?) ganz vereinzelt auftre- tende Dolomite, dolo- mitische Marmore, Zel- lendolomite und Rauh- waacken (Trias wenig mächtig) | helle, meist kieselige, oft gebänderte massige Mar- more (evtl. Infralias?) meist brecciöse Dolo- mite; Rauhwaacken, tek- tonisch weitgehend ver- walzt (mit Einschlüssen von Kristallin- und an- dern Gesteinssplittern) (Trias stets wenig mächtig) |
| weisse Quarzite und quarzitische Phyllite | weisse Quarzite und quar- zitische Phyllite | weisse Quarzite in geringer Mächtigkeit | weisse Quarzite und quarzitische Phyllite in geringer Mächtigkeit | | |

1. quarzreiche Phyllite (Schl. 783 und 784):

HG: Serizit in dichten Lagen, begleitet von graphitischem Pigment (umgewandelte tonige Substanz).

Quarz, in blastopsammitischen Nestern angereichert.

NG: zum Teil Calcit.

UG: Turmalin, feinste Rutilnadelchen, Apatit, Pyrit und limonitisierte Substanz.

2. helle tonige Phyllite (Schl. 782 und 794):

HG: toniges Grundgewebe, fast völlig in feine Serizitstränge umgewandelt, die prachtvolle Clivage-Erscheinungen zeigen.

Darin als Porphyroblasten:

Albit, meist voller Einschlüsse von feinsten Rutilnadelchen und von Quarztröpfchen.

NG: Quarz, zum Teil Calcit, zum Teil Chlorit.

UG: Rutil, Magnetit, schwarzes kohliges Pigment.

3. grüne Phyllite bis Chloritschiefer (Schl. 781, 785, 787):

HG: toniges, serizitisiertes Grundgewebe nicht immer vorhanden, manchmal nur wenig Serizit/Muskovit.

Quarz in Plasterstruktur.

Chlorit.

NG: zum Teil Calcit.

UG: Turmalin, Apatit, kohliges Pigment.

Besonderer Erwähnung bedürfen einzelne Typen der dritten Gruppe, welche die Chlorit-führenden Schiefer und Phyllite umfasst. Wir begegnen hier Gesteinen, die ohne weiteres als ophiolithische Schiefer angesehen werden könnten, wenn man sie nur makroskopisch betrachtet. Besonders auffällig ist dies bei den ziemlich mächtigen Vorkommen Quartenschiefer-ähnlicher Schiefer am Nordrand der Zone von Lunschania/Terri zwischen Mariaga und Barboda (nördlich Lunschania), sowie bei jenen grünen Schiefern aus der basalen Schuppenzone der Gravaserie, die im Bächlein östlich Trabisasch anstehen und auf pag. 37 bereits erwähnt wurden. Doch sind ja aus den unvergleichlich mächtiger entwickelten gotthard-massivischen Quartenschieferserien seit langem entsprechende Gesteinstypen bekannt, ohne dass dort die Schwierigkeit bestehen würde, sie von ähnlichen Gesteinstypen ophiolithischen Ursprungs unterscheiden zu müssen.

Tabelle c. Die Ausbildung der Bündnerschiefer in den verschiedenen tektonischen Einheiten.

| Alters-Annahme | Zone der Lugnezer-schiefer | Zone von Lunschania/Terri | Obere Valserschuppen (Die Unteren Valserschuppen führen nur einzelne verschürfte Bündnerschieferlamellen; sie sind z. T. als Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite, z. T. als Granatschiefer ausgebildet.) | Aullappen | Gravaserie | Tomüllappen |
|-------------------------|---|---|--|---|--|--|
| Malm | | | | | | Höhere Schichtglieder siehe Arbeiten von JÄCKLI (Lit. 60) und von NEHER „Série compréhensive“ bis zum Flysch |
| Dogger (inkl. Aalénien) | Kalkschiefer mit massigen Kalkbänken | | | | | Nollalkschiefer Nollatonschiefer, z. T. m. dichten Quarzitzügen |
| Oberer Lias | tonige Kalkschiefer bis kalkige Tonschiefer | schwarze Tonschiefer = „Terrischiefer“ | | | tonig-sandige Kalkphyllite Nach KOPP: „Tomüllschiefer“ | |
| | | Tonschiefer und tonige Kalkschiefer mit Kalkbänken | Kalkmarmor-Züge schwarze graphitreiche Tonschiefer | | marmorisierte Kalke u. Kalkschiefer, oft etwas sandig | |
| Mittlerer Lias | | „Gneisquarzite“ mit blastopsammitisch strukturiertem Mineralbestand von Quarz, Feldspäten, Glimmer und mit wechselndem Kalkgehalt | graue Albit-Quarzite | | Quarzite von „gneisquarzitischem“ Habitus, bestehend aus: Quarz, Albit, Glimmer und mit wechselndem Karbonatgehalt | |
| | | marmorisierte Kalkbänke | | | meist sandige Kalkphyllite und Tonschiefer mit Quarzitbänken | |
| Unterer Lias | | schwarze Kalkphyllite und Tonschiefer Einzelne brecciöse Lamellen mit wenigen schwarzen, stark ausgewalzten Dolomitkomponenten in kalkigem Bindemittel | Kalkglimmerschiefer, + tonig, meist sandig, mit Einlagerungen von: einigen Lamellen brecciöser Kalkschiefer, teils mit Dolomitkomponenten grauen Serizitmarmorzügen mit Bänderkalken und Kiesel-schnurkalken | Aulmarmore: graue, bankige marmorisierte Kalke, teils kieselig, oft gebändert schwach tonige oder sandige Kalkschiefer, durch Metamorphose übergehend in teils grob marmorisierte Kalkglimmerschiefer ganz vereinzelte dünne brecciöse Kalkschiefer | feinere Breccie als die untere (gegen Norden in brecciösen Kalcken ausklingend) eisenschüssiger Sandstein u. Gryphaeenkalk grobe Breccien mit bis zu mehreren cm grossen Dolomitkomponenten in kalkigem Bindemittel (gegen N Ausklängen der Breccienschüttung) Kalkmarmorzüge mit marmorisierten Bänderkalken und Kiesel-schnurkalken | Basale Schuppenzonen, bestehen neben den hier nicht angeführten triadischen Schichtgliedern aus meist + tonigen Kalkglimmerschiefern oder tonig-sandigen Kalkphylliten mit einzelnen dünnen grauen Quarzitzügen und folgenden charakteristischen Gesteinshorizonten: |

III. Bündnerschiefer.

Allgemeines (mit Tabelle c, pag. 41).

Wohl die schwierigste, zugleich aber auch wichtigste Aufgabe geologischer Natur, die in unserem Untersuchungsgebiet zu verfolgen war, bestand darin, zu versuchen, die komplex gebauten Bündnerschieferserien nach stratigraphischen Gesichtspunkten zu gliedern. Um aber eine stratigraphische Gliederung zu ermöglichen, genügte es nicht, all die komplizierten tektonischen Phänomene der Schuppung, des Abreissens ganzer Schichtverbände längs Scherflächen usw. im Terrain zu erkennen, um daraus die primären Lagerungsverhältnisse rekonstruieren zu können. Denn auch nach einer solchen Rekonstruktion der Sedimentationsverhältnisse im ursprünglichen Ablagerungsraum waren zur stratigraphischen Einordnung der einzelnen typischen Gesteinshorizonte erst noch weitgehende lithologische Vergleiche notwendig, um so mehr, als nur ein einziger Horizont, nämlich der unterliasische Gryphaeekalk, eine direkte altersmässige Bestimmung auf Grund der Fossilführung gestattete. Wichtige Vorarbeit, auch für die Gliederung der Bündnerschieferserien unseres Untersuchungsgebietes, ist bereits durch die Arbeiten STAUB's (Lit. 143, 145 und 146) und seines Schülers JÄCKLI (Lit. 60) geleistet worden. Es betrifft dies vor allem die Bündnerschiefer des Tomüllappens, die über das Safiental ins engere Untersuchungsgebiet JÄCKLI's hinüberziehen.

Der Tomüllappen, die höchste tektonische Einheit des gesamten Aduladeckensystems, nahm im ursprünglichen Ablagerungsraum die südlichste und wohl tiefste Stelle des Adula-Geosynklinalgebietes ein, jenen Raum, der nördlich an die Geantiklinale der Tamboschwellenzone anschloss und am längsten und regelmässigsten seinen steten Trogcharakter beibehielt. Schon zur Liaszeit war dieser Trog ausgebildet, und höchstwahrscheinlich spielte sich in ihm die Sedimentation in steter Folge — wenn auch vielleicht mit einzelnen Unterbrüchen — bis hinauf zu den Flyschbildungen ab. Wir dürfen deshalb die Schichtreihe des Tomüllappens im grossen als „série compréhensive“ auffassen und werden sie im folgenden als Ausgangspunkt für die stratigraphische Gliederung der übrigen tektonisch zusammengehörenden Bündnerschieferserien benutzen. Einen zusammenfassenden Überblick über die Ausbildung der Bündnerschieferserien in den verschiedenen tektonischen Einheiten vermittelt Tabelle c (wie auch Tafel IV), so dass die nachfolgenden Ausführungen als Erläuterung zu dieser Tabelle gedacht sind.

1. Zone der unter- und mittelliasischen Kalkglimmerschiefer und Quarzite (inkl. „Bündnerschiefergneise“).

a) Tomüllappen.

Unterer Lias. In sehr komplexen Verschuppungen mit triadischen weissen Quarziten und ausgewalzten, brecciös gewordenen Dolomitlamellen einerseits, mit zahlreichen Ophiolithzügen und all ihren ophiolithogen beeinflussten Nebengesteinen anderseits, bestehen die basalen Bündnerschiefer des Tomüllappens aus mehr oder weniger tonigen Kalkglimmerschiefern oder tonig-sandigen Kalkphylliten, in die regellos einzelne dünne Züge von Albit-führenden Quarziten eingelagert sind. Bei letzteren handelt es sich um eigentliche „Bündnerschiefergneise“, Albitgneise mit blastopsammitischer Struktur in petrographischem Sinne,

aber auch nach ihrem Gneis-ähnlichen Aussehen beurteilt. Ausserdem lassen sich in diesen basalen verschuppten Kalkglimmerschiefererien einzelne durch besondere Merkmale gekennzeichnete Gesteinshorizonte ausscheiden, die uns eine feinere stratigraphische Unterteilung gestatten:

1. In enger Nachbarschaft mit Trias sind es einige Kalkmarmorzüge, in denen einzelne Partien als sehr schöne graublau/weiss gebänderte marmorisierte Kalke, andere als deutliche Kieselschnurkalke ausgebildet sind. Der Hauptanteil der Sedimentation dieser Bildungen dürfte in Analogie zu ost-alpinen Profilen am ehesten ins Hettangien zu setzen sein. Möglicherweise haben sich aber auch noch im höheren Lias Bänderkalke und Kieselschnurkalke gebildet.
2. An Stellen, wo angenommen werden darf, die primäre Lagerung sei durch die tektonischen Vorgänge nicht wesentlich gestört worden, finden sich im Hangenden der Schichtserien mit den Bänder- und Kieselschnurkalken verschiedene Breccienhorizonte. Der auffälligste Typus ist eine grobe Breccie, die in einer dunkelgrauen, kalkigen und oft marmorisierten Grundmasse teils deutlich gerundete, teils aber auch eckige Komponenten von gelbem oder stahlgrauem, zum Teil auch braunem Dolomit führt. Diese Komponenten werden selten über 10 cm gross, können aber durch tektonische Auswalzung sehr langgestreckt werden. In diesem Fall sind sie gewöhnlich nur noch auf angewitterten Flächen in voller Deutlichkeit erkennbar.

Von WILCKENS (Lit. 168) ist dieses Gestein nach dem schönsten von ihm aufgefundenen Vorkommen am Faltschonhorn südwestlich des Piz Aul als „Faltschonbreccie“ bezeichnet worden. Erstmals erwähnt wird dieser Gesteinstyp von ROTHAAAN (Lit. 108), der ihn, nach Rücksprache mit R. STAUB, mit der „Brèche du Télégraphe“ vergleicht.

Ein zweiter Breccientypus, der höchstwahrscheinlich einer anderen, zeitlich etwas jüngeren und viel schwächeren Schüttungsperiode angehört, ist eine eigentliche Kalkbreccie, in der die dunklen Kalkkomponenten im grauen Kalkbindemittel meist nur auf angewitterten Gesteinsflächen ins Auge stechen. Vereinzelt tritt noch ein dritter sehr feiner Breccientypus auf, der durch seine nur Millimeter-grossen Kalkkomponenten und die nur sehr wenig zahlreichen Dolomiteinsprenglinge charakterisiert ist.

Wir können demnach den unterliasischen Schüttungszyklus in drei Phasen unterteilen, wobei aber die älteste, d. h. erste Phase deutlich am intensivsten war. Die Schüttung erfolgte von Süden her. Dementsprechend sind die Breccien im südlichsten Teil unseres Untersuchungsgebietes am grössten und schönsten entwickelt und klingen gegen Norden verhältnismässig rasch aus.

Die südlichsten Aufschlüsse liegen östlich oberhalb des Lückli (NNW ob Nufenen), von wo sich die Breccienhorizonte um das Bärenhorn, durch die obersten Westhänge des Tomülgrates zum Tomülpass und in den Piz Tomül-WNW-Grat weiterverfolgen lassen. Von hier aus klingen sie gegen Norden sukzessive aus und verlieren sich noch vor dem Erreichen des Grates zwischen Thälihorn und Crap grisch.

3. Zwischen den Breccien liegt der einzige, auf Grund seines Fossilgehalts stratigraphisch genau fixierbare Horizont. Er ist infolge seiner rostbraunen Farbe oft schon aus Entfernung sichtbar; sie rührt von hohem Eisengehalt und der dadurch bedingten rostigen Verwitterung her. Teils sind es eisenschüssige kalkige Sandsteine, die stellenweise zu rostigem Grus zerfallen, teils kieselige, nur schwach marmorisierte Kalkbänke, die normalerweise höchstens Meterdicke erreichen. Das besondere Merkmal dieses Gesteinstyps ist sein oft sehr reicher Gehalt an Fossilien. Auf angewitterter Gesteinsoberfläche stechen darin in erster Linie die sehr zahlreichen Gryphaeen-

Querschnitte hervor, die sich als weisse Steinkerne vom umgebenden dunkleren Kalk deutlich und scharf abheben. Durch die von Herrn Prof. A. JEANNET gütigst durchgeführte Bestimmung kann es sich dabei nur um *Gryphaea arcuata* LAM. handeln. Vereinzelt finden sich daneben auch Belemniten und Crinoiden-Reste.

Mit schönen Gryphaeen-Querschnitten lässt sich dieser Horizont feststellen 300 m östlich des Lückli, wo er von etwa 2700 m an gegen den 2750 m hohen Grat ansteigt; nördlich unterhalb der Wasserscheide des Grates findet man ihn wieder rund 50 m westlich des Tümpels, der am Fusse des Schuttfeldes 600 m NE des Lückli oder 850 m SSW des Bärenhorngipfels auf 2710 m Höhe liegt, dann wieder im NW-Grat des Bärenhorns auf ca. 2730 m Höhe und schliesslich nochmals 900 m NE dieser Lokalität, 300 m westlich unterhalb des Passes Beim Bären im Klein Tomül. Dazwischen und weiter nördlich sind es oft nur die eisenschüssigen Sandkalke, die diesen sicher zum Sinémurien gehörenden Horizont repräsentieren.

Wie schon erwähnt, treten meist feinere Breccien nochmals im Hangenden des Gryphaeen-Horizontes auf, eingebettet in vorwiegend sandige Kalkphyllite mit einzelnen Quarzitlamellen, worüber ein typisches schwarzes Ton-schieferband das Liegende des höchstwahrscheinlich mittelliasischen mächtigen Quarzituges bildet.

Mittlerer Lias. Aus Profil 1 auf Tafel V geht hervor, dass für die Intrusion des mächtigen obersten Ophiolithzuges die Hangendgrenze eines bis zu 50 und 60 m mächtigen Quarzituges benutzt worden ist. Es ist ein Albitquarzit, also ein Bündnerschiefergneis, auf frischem Bruch von grauer, in der Anwitterung gewöhnlich von graubrauner Farbe. Als Hauptgemengteile führt er Quarz, Albit und Muskovit. Calcit kann häufig als Nebengemengteil hinzukommen, etwa auch Chlorit. Als Übergemengteile treten Apatit, Zirkon, Titanit und Erz auf. Die Struktur ist typisch blastopsammitisch. Dieser charakteristische Horizont, der im Tomüllappen, wie die tieferen Schichtglieder, gegen Norden bald ausklingt bzw. seine spezifische und charakteristische Ausbildung gegen Norden verliert, stellt nicht etwa eine vereinzelte mittelliasische Bildung dar. Wir finden analoge Bildungen angedeutet in der Gravaserie und in den Oberen Valserschuppen, ganz ausgesprochen aber dann wieder im nächsten eigentlichen Geosynklinaltrog, der im abgewinkelten Faziesprofil direkt nördlich der Adulaschwelle liegt, in der Zone von Lunschania und des Piz Terri.

Schliesslich sind Quarzite von verblüffend analoger Ausbildung wiederum bekannt aus den „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefen, wo sie durch verschiedene Autoren, insbesondere durch EICHENBERGER (Lit. 31) und neuestens durch H. HUBER (Lit. 58) festgestellt und sicher dem mittleren Lias zugewiesen werden konnten. Auch aus den Verhältnissen unseres Untersuchungsgebietes muss auf mittelliasisches Alter geschlossen werden.

b) Gravaserie.

Im grossen erkennen wir hier in der basalen unter- bis mittelliasischen Schuppenzone genau die gleichen Horizonte wieder, die uns schon bei der vorangegangenen Besprechung der basalen Bündnerschiefer des Tomüllappens begegneten. Dies ist auch nicht verwunderlich, stellt doch die Gravaserie als Ganzes nichts anderes dar, als einen mächtigen basalen Schürfling des Tomüllappens. Im einzelnen zeigt aber die Gravaserie infolge der hier intensiveren tektonischen Beanspruchung eine stärkere Verschuppung, sodass die ursprünglichen Schichtverbände gänzlich auseinandergerissen erscheinen.

Bänderkalke und Kieselschnurkalke treten an einigen Stellen in den Kalkmarmorzügen im Liegenden der Breccienhorizonte auf. Über die Verteilung der Breccienhorizonte gibt die Schichtreihe auf Tafel IV Aufschluss. Sie sind fast in ihrer Gesamtheit ziemlich weit nach Norden vorgeschürft worden und setzen erst im Gebiet zwischen Tomülalp und Alp Grava ein, dafür aber in umso schönerer Ausbildung. Die Art der Breccien und ihre Verteilung entspricht völlig den Verhältnissen im Tomüllappen. Und genau so wie dort hat sich zwischen den gröberen basalen Breccien und den feineren in den höheren Lagen ein eisen-schüssiger, teils mehr sandiger, teils mehr kalkiger Horizont eingelagert, der durch seine Fossilführung, besonders an Gryphaeen gekennzeichnet ist.

Die schönste Gryphaeen-Fundstelle liegt in der oberen SW-Ecke der Alp Grava, rund 400 m NE des P. 2322,3 der Siegfriedkarte, welcher P. 2318,8 der Neuaufnahmen 1:25000 für die Landeskarte der Schweiz entspricht. Hier können nicht allein Gryphaeen-Querschnitte beobachtet werden, sondern es finden sich in der leicht kalkigen, rostig-sandigen Grundmasse des Gesteins, durch die Verwitterung prachtvoll herauspräpariert, völlig erhaltengebliebene weiss-marmorisierte Steinkerne von *Gryphaea arcuata* LAM. Eine schöne Steinplatte von diesem Fundort ist in der Belegsammlung im Geologischen Institut Zürich deponiert.

Besonderer Erwähnung bedürfen die Albitquarzite der Gravaserie, die im nördlichen Sektor des Untersuchungsgebietes lithologisch völlig analog den mittelliasischen Quarziten des Tomüllappens ausgebildet sind. Verschuppt mit den obersten Breccienhorizonten treffen wir sie in etlichen dünnen Zügen im Bereich der Alp Grava, wie das aus Profil 1 der Tafel V hervorgeht. Weiter südlich aber erreichen die Albitquarzite einen höheren Grad metamorpher Umwandlung: es sind dann eigentliche Albitgneise von quarzitischem Habitus, nicht nur im petrographischen Sinn, sondern auch nach dem Eindruck, den sie im Felde erwecken. In einem mächtigen Komplex finden wir sie in der Basis der Gravaserie angereichert in der Ostflanke des Brennhoftobels westlich Nufenen, von wo sie bis zum Kamm zwischen Lückli und Valserhorn hinaufziehen und jenseits hinunter gegen das Öchsli; hier nehmen sie an Mächtigkeit rasch ab. Wer diesen Komplex von „Bündnerschiefergneis“ etwa im Brennhoftobel oder im Grat Lückli-Valserhorn studiert, ohne die weiteren Verbandsverhältnisse näher zu betrachten, könnte ohne weiteres auf den Gedanken kommen, es handle sich um Gneise der Casannaschieferserie; eine solche Annahme liesse sich aber schwer vereinbaren mit der Beobachtung, dass am einen Ort massige Gneisbänke durch Zunahme des Kalkgehalts sukzessive in Kalkglimmerschiefer überleiten, am andern Ort einzelne Gneislagen eine ausgesprochene Tendenz zum Aufblättern zeigen. Es entstehen dadurch hellbraune bis gelbe, zu sandigem Grus verwitternde Serizitschiefer, die bei der mikroskopischen Untersuchung noch den gleichen Mineralbestand zeigen wie der Gneis, also nicht als stratigraphischer Horizont prinzipiell anderer stratigraphischer Provenienz angesprochen werden können.

Auch die Dünnschliffuntersuchung etlicher Gesteinsproben dieses Gneises spricht für sein posttriadisches Alter, unterscheidet er sich doch durch seine kaum verzahnte, ausgesprochen blastopsammitische Struktur deutlich von den inniger verzahnten Gesteinstypen von sonst teilweise gleichem Mineralbestand, die der Casannaschieferserie angehören. Über die volumenmässige Beteiligung der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien gibt folgende Zusammenstellung Aufschluss:

Prozentuale volumenmässige Zusammensetzung der Albitquarzite („Bündnerschiefergneise“) aus dem Brennhof Tobel (W Nufenen) und vom Grat Valserhorn–Lückli.

(Pfeile: Richtung der Umwandlung zu Chlorit)

| Quarz | Albit | Glimmer | Chlorit | Caleit | Epidot | Leukoxen | Apatit | Zirkon | Erz | Dünnschliff u. Handstück-Nr. |
|-------|-------|---|---------|--------|--------|----------|--------|--------|-----|------------------------------|
| 55 | 15 | gewöhnlicher und schwach pleochr. Muskovit: 20 → NG | | | | UG | UG | | UG | 719 |
| 40 | 40 | gewöhnl. Muskovit: 7 wenig schwach pleochr. Musk. → NG | | 7 | | UG | UG | | UG | 706 |
| 40 | 37 | gewöhnl. Muskovit: 15 | 5 | NG | NG | | UG | UG | UG | 708 |
| 30 | 25 | gewöhnl. Muskovit: 15 wenig schwach pleochr. Musk. → 10 | 15 | | | UG | UG | UG | UG | 615 |
| 30 | 25 | Muskovit durch limonitische Erzimprägation stark verunreinigt: 12 | | 30 | | | UG | | UG | 707 |

Beim schwach pleochroitischen Muskovit, dessen Pleochroismus zwischen n_α = farblos und n_γ = gelbliches bis bräunliches Hellgrün schwankt, handelt es sich wohl um eine Art phengitischen Muskovits, der aber mikroskopisch wie besonders auch makroskopisch lange nicht die typischen saftig-grünen Farben erlangen kann, wie wir sie bei den phengitischen Muskoviten in den Ortho- und Injektionsgneisen kennengelernt haben. Doch kann auch hier die Umwandlung dieses pleochroitischen Muskovits zu Chlorit in analoger Weise wie die Chloritisierung des phengitischen Muskovits beobachtet werden, ebenfalls mit den verschiedenen Zwischenstufen, wie das bei der Beschreibung des Mineralbestandes der Ortho- und Injektionsgneise auf pag. 24 (zweitunterster Abschnitt) näher erläutert worden ist.

c) Aullappen.

Ganz besondere Sedimentationsverhältnisse kennzeichnen zu Beginn der Jurazeit den Raum des Aullappens. Hier gelangten in der Hauptsache sehr reine Kalke zur Ablagerung, beinahe frei von jeglicher terrigenen Einschwemmung. Über die Faziesbedingungen, die zur Bildung dieser Kalkserien führten, wird später im Hauptabschnitt E „Faziesentwicklung“ noch zu sprechen sein. Hier seien lediglich die wesentlichsten Merkmale der Bündnerschiefererien des Aullappens knapp erläutert.

Als tiefliasische Bildungen müssen höchstwahrscheinlich die schwach tonigen, meistens aber ziemlich sandigen Kalkschiefer aufgefasst werden, die an wenigen Stellen in geringmächtigen Paketen über der basalen Trias zur Ablagerung gelangten. Dazu müssen einzelne tonreichere und sandigere Züge in den W- und NW-Abstürzen des Valserhorns gezählt werden, sowie höher metamorphe Züge desselben Gesteins in den südlichen Teilen des Jägerberg-Westabfalls zwischen Vals und Bucarischuna (4 km N Vals). Hier finden sich damit vergesellschaftet auch einige brecciöse Kalkschieferlagen — nicht weit entfernt von einem eingeschuppten Triasquarzit (s. Profil 1, Tafel V) —, die vielleicht im Zusammenhang mit derselben Schüttungsperiode entstanden sind, welche im Raum des Tomüllappens und der Gravaserie die Dolomitbreccien hervorgerufen hat. Die

besprochenen Gesteinstypen lassen sich als Kalkglimmerschieferserie zusammenfassen.

In der ganz überwiegenden Hauptsache aber baut sich der Aullappen auf aus hell- bis blaugrauen, plattigen bis bankigen Marmoren, mehr oder weniger reich an Serizit bis Muskovit, und mit einer charakteristischen braunen Anwitterungsfarbe. Häufig sind sie in einzelnen Lagen kieselig, sodass einerseits bei gleichmässiger Verteilung des Kieselgehalts Kieselkalke und Kieselmarmore entstehen können, anderseits aber durch Anreicherung des Kieselgehalts längs den Schichtlagen eigentliche Kieselschnurkalke. KOPP (Lit. 76) hat diesen Gesteinstypus, der infolge seiner massigen Ausbildung überall hohe Felswände und Abstürze bildet, als Aulmarmor bezeichnet, erreicht er doch in den schroffen Südwänden des Piz Aul eine Mächtigkeit von fast 1000 m. Vom Piz Aul streichen diese Aulmarmore hinüber in die Westwände des Jägerbergs zwischen Vals und Bucarischuna, setzen sich fort in den steilen Felswänden oberhalb der Heuberge, bis zum Grat Horn-Teischerhorn hinaufreichend, ziehen unterhalb des Öchsli hindurch in den Klotz des Valserhorns und erreichen durch die Wandfluh den Talboden des Rheinwalds zwischen Nufenen und Hinterrhein; südlich des Rheinwalds können sie wieder erkannt werden in der „Unteren Uccellozone“ GANSSER's (Lit. 38). An einigen Stellen kann beobachtet werden, wie durch die Zunahme von verschiedenfarbigen Lagen Bänderkalke entstehen können.

Nicht allein aus dieser Neigung zur Bildung von Bänder- und Kieselschnurkalken, sondern auch aus der allgemeinen Lage gegenüber der Trias muss für die Aulmarmore liasisches Alter angenommen werden. Wie lange allerdings die Sedimentation der Aulmarmore gedauert hat, kann mit Sicherheit nicht festgestellt werden, deshalb nämlich, weil jüngere Ablagerungen von anderer fazieller Ausbildung im Aullappen überhaupt fehlen. Für die obere stratigraphische Begrenzung der Aulmarmore können wir höchstens aus der Tatsache Schlüsse ziehen, dass wir einerseits nur in den unterliasischen Kalkmarmorzügen der übrigen tektonischen Einheiten der Adula (Tomüllappen, Gravaserie, Obere Valserschuppen) den Aulmarmoren lithologisch völlig analog ausgebildete Horizonte feststellen können, anderseits dagegen im Aullappen nirgends irgendwelche Äquivalente zu den mittelliasischen Quarziten existieren, die sonst in allen übrigen tektonischen Einheiten der Misoxerzone vorhanden sind; ebenso fehlen im Aullappen Äquivalente zu stratigraphisch noch höheren Serien anderer tektonischer Einheiten (z. B. den sonst tonig ausgebildeten Sedimenten des oberen Lias und Doggers). Es ist deshalb anzunehmen, dass die Sedimentation im Raume des Aullappens wahrscheinlich schon zur Zeit des mittleren Lias abgeschlossen war.

An sich wäre es für den Aullappen sehr wohl denkbar, dass primär jüngere Sedimente als die heute aufgeschlossenen vorhanden gewesen, später aber abgeschert worden wären. Die gleiche Annahme liesse sich auch für die im folgenden behandelten Valserschuppen postulieren. Es scheint aber unter einer solchen Annahme unverständlich, wohin solche allfällig jüngeren Serien gelangt sein könnten, ist es doch kaum wahrscheinlich, dass sie unter die heute nördlich Vals weitgehend aufgeschlossene tauchende Stirn dieser Adula-Teillappen hätten hinuntergepresst worden sein können.

d) *Obere Valserschuppen.*

In den Oberen Valserschuppen hat die Schuppung einen so hohen Grad erreicht, dass nur an wenigen Stellen und ausschliesslich in den nördlichen Teilen zwischen den zahlreichen eingelagerten Triaszügen Bündnerschiefererien von einiger Mächtigkeit intakt geblieben sind. Wo dies aber der Fall ist, kann deutlich

eine ältere Kalkglimmerschieferserie von einer jüngeren tonigeren Kalkphyllitserie unterschieden werden.

In der Zone der Kalkglimmerschiefer finden sich meistens in enger Nachbarschaft mit den Triaszügen, gebunden an Serizitmarmorzüge, Lamellen von Bänderkalken und Kieselschnurkalken; daneben liessen sich einige Fundstellen von arg ausgewalzten Kalkbreccien, zum Teil auch mit Dolomitkomponenten feststellen, des öfteren vergesellschaftet mit eisenschüssigen sandig-kalkigen Horizonten, die ohne Zweifel faziell wie stratigraphisch der Gryphaeen-führenden Zone des Tomüllappens und der Gravaserie entsprechen.

Analog den Verhältnissen in den basalen Schuppenzonen der Gravaserie treten in der Kalkglimmerschieferserie, besonders aber in deren Hangendem, der meist sandigen Kalkphyllitserie etliche Züge von grauen Albitquarziten auf. Die mikroskopische Dünnschliffuntersuchung lässt auch hier eine schöne blastopsammitische Struktur mit kristallisationsschieferiger Textur erkennen mit folgenden Gemengteilen:

HG: Quarz

Albit, fügt sich zum einen Teil wie der Quarz ins blastopsammitische Grundgewebe ein, zum andern Teil liegt er in Form etwas grösserer Einsprenglinge vor, die dann oft poikiloblastisch durchwachsen und leicht kataklastisch deformiert sind. Wir finden darin tröpfchenförmige Quarzeinschlüsse, Einschlüsse von Calcit, Serizit und besonders im Kern eine Anreicherung von graphitischem Pigment, während der Rand als Neubildung einschlussfrei ist. Dies spricht für eine späte Albitisierungsphase, die später im Zusammenhang mit den Ophiolithen im Hauptabschnitt IV näher behandelt werden soll.

Muskovit/Serizit.

Calcit.

UG: Apatit, Zirkon, Graphitoid, Erz.

Eine nähere Beschreibung aller Lokalitäten, wo die erwähnten Gesteinstypen aufzufinden sind, würde zu weit führen, liegen sie doch über das weite Gebiet der Heuberge in der Ostflanke des Peilertals und von dort bis zum Untertauchen der Oberen Valserschuppen unter die Ebene von Vals-Campo überall verteilt.

e) Untere Valserschuppen.

Da die Unteren Valserschuppen fast ausschliesslich in sich verschuppte prae-triadische und triadische Schichtreihen darstellen, deren mesozoische Überlagerung sozusagen in globo abgeschert und in den Oberen Valserschuppen für sich allein der Verschuppung anheimfiel, sind in ihrem Bereich nur ganz vereinzelte, gewissermassen hängengebliebene Bündnerschieferreste zurückgeblieben. Hierzu zählen wir die paar dünnen linsenförmig angereicherten Züge von Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten, sowie einige etwas höher metamorph gewordene Granatschiefer, wie sie uns im Profil des Valserbergkammes (vgl. Profil 2 der Tafel V) und in den wenigen nördlich dieses Profils gelegenen Aufschlüssen entgegentreten. Unterhalb der Heuberge auf der Ostflanke des Peilertals und von hier aus bis zu ihrer tauchenden Stirn bei Vals führen die Unteren Valserschuppen keine Bündnerschiefer mehr.

f) Zone von Lunschania und des Piz Terri.

Über dem basalen Triaszug, der nördlich von Lunschania — direkt südlich des Strassen-Kilometersteins km 14,0 — das Hangende der Zone der Lugnezer-

schiefer bildet, folgen rund 20 m schwarze Kalkphyllite und kalkige Tonschiefer, dann rund 30 m graue, stark marmorisierte bankige Kalkschiefer; darauf setzt die gleiche Serie nochmals mit einem Triaszug ein, ist also durch Schuppung gedoppelt. Als besonderer Horizont erscheint jeweils ganz wenig über der Trias eine sehr stark ausgewalzte Breccie, die als solche nur auf angewitterter Fläche auffällt; sie ist gekennzeichnet durch teils kalkige, teils dunkle, fast schwarze Dolomitkomponenten in dunklem, kalkigem Bindemittel. Für diese Serien muss unterliasisches Alter angenommen werden; hiefür spricht die zum Teil vorhandene lithologische Analogie mit den im vorigen erläuterten Schichtreihen unterliasischen Alters, die wir jeweils in der Basis der zur Aduladecke s. str. gehörenden tektonischen Untereinheiten feststellen konnten; zum selben Resultat gelangen wir aber auch mit Rücksicht auf die gleichermassen gegebene stratigraphische Fixierung des nachfolgend beschriebenen, im Hangenden direkt anschliessenden Quarzithorizontes.

Der oben beschriebene graue, stark marmorisierte bankige Kalkschiefer wird in seinen höheren Lagen sukzessive kieselig und sandiger; dann schalten sich einige tiefschwarze, graphitisch abfärbende Tonschieferlagen ein, der Kalkgehalt geht auch in den massigen Bänken zugunsten von Quarz und Feldspäten zurück, und ohne scharfe Grenze sind wir in den Komplex der mächtigen Gneisquarzite gelangt, die am Aufbau der Zone des Piz Terri-Lunschania massgebenden Anteil haben und einen Teil ihrer ganz besonderen Charakteristika ausmachen.

Bei dieser unter dem Namen „Gneisquarzite“ in die Literatur eingegangenen Gesteinsgruppe handelt es sich in petrographischem Sinn um blastopsammitisch struierte Gneise mit Quarz, verschiedenen Feldspäten und Muskovit. Dazu kann in wechselndem Masse Calcit treten, sodass alle Übergänge vom eigentlichen Psammitgneis zum sandigen Kalkglimmerschiefer vorhanden sind.

Da über das Alter dieser Gneisquarzite in der Literatur schon recht verschiedene Ansichten geäussert worden sind, ist es wohl am Platze, diese Gesteinsgruppe einer näheren Betrachtung zu unterziehen. ROTHAAAN (Lit. 108, pag. 288) rechnet sie zu den jüngsten Ablagerungen seines Untersuchungsgebietes; im Gegensatz dazu hält sie JENNY (Lit. 65, pag. 50) in der Annahme, ihre Lage unter einem Triaszug sei als primärer Schichtverband anzusprechen, für permische Bildungen und parallelisiert sie mit dem Soja-Verrucano. KOPP (Lit. 74) neigt schliesslich zur gleichen Ansicht, zu der auch die vorliegenden Untersuchungen führen.

Vorerst seien die wichtigsten Ergebnisse, die aus der Untersuchung einer ganzen Dünnschliffreihe resultieren, knapp erläutert. Als gemeinsames Merkmal gilt die ausgesprochen blastopsammitische Struktur. Die Gneisquarzite sind demnach sicher aus sandiger Einschwemmung entstanden. Unter den Hauptgemengteilen nimmt Quarz durchlaufend den ersten Platz ein. In der Gruppe der Feldspäte herrscht Albit vor, doch kann auch Na-Kaliumfeldspat (sehr häufig Mikroklin), meist perthitisch entmischt, ziemlich reichlich vorhanden sein. Es sind dies also dieselben Feldspäte, die in den Gneisen der Aduladecke vertreten sind; wir dürfen somit annehmen, dass die Gneisquarzite das Abtragungsprodukt der hauptsächlich aus Kristallin bestehenden Adula-Schwellenzone darstellen. Schliesslich fehlt Muskovit-Serizit nie unter den Hauptgemengteilen, während Chlorit nur in wenigen Fällen und in untergeordnetem Mengenverhältnis gefunden werden konnte. Wie schon erwähnt, tritt Calcit in absolut variablem Mass auf. Unter den Übergemengteilen erscheinen Apatit und Zirkon regelmässig, hie und da etwas Epidot und Zoisit; interessant ist die Häufigkeit von Turmalin und von schwarzem kohligem Pigment (Graphitoid). Letzteres haben die Gneisquarzite mit den übrigen Bündnerschiefern, besonders den schwarzen Tonschiefern, gemein, in einzelnen Lagen in solchem Masse, dass tiefschwarze Gesteinstypen entstehen,

wie wir sie beispielsweise an der Strasse nördlich Lunschania antreffen. Die helleren, meistens grauen oder leicht bräunlich getönten Gneisquarzite treten allerdings bedeutend häufiger auf. Interessant ist ihre Neigung, sich mit einer dunklen, grüngrauen Verwitterungskruste zu überziehen. Unterhalb der Häuser von Munt, oberhalb Lunschania, wo durch das in den letzten Jahren neu erstellte Strassen-tracé auf eine längere Strecke hin helle, graue Gneisquarzite aufgeschlossen wurden, haben sich diese im Zeitraum von zwei Jahren völlig mit einer solchen grüngrauen Verwitterungskruste überzogen.

Im vorigen wurde kurz angetönt, dass zwischen dem Gneisquarzit und den Kalkbänken im Liegenden ein allmählicher Übergang besteht; aber auch innerhalb des Gneisquarzitkomplexes selber sind Übergänge zu meist hellen, marmorisierten kalkig-sandigen Lagen sichtbar, und gleichermassen vollzieht sich auch in sukzessiver Folge der Übergang von den Gneisquarziten zu den Tonschiefern mit eingelagerten Kalkbänken im Hangenden. Dabei fällt zuerst die Beteiligung von Na-Kaliumfeldspäten aus, sodass eigentliche Calcit-führende Albitquarzite entstehen; dann nimmt auch der Albitgehalt ab unter gleichzeitiger Zunahme von Calcit und serizitisierten Tonlagen. Genau wie die Albitquarzite in der Basis der Gravaserie (im Brennhofstobel westlich Nufenen) zeigen auch die Gneisquarzite von Lunschania in einzelnen Horizonten eine ausgesprochene Tendenz zum Aufblättern, wodurch sandig zerfallende Serizitschiefer entstehen.

Zusammenfassend sprechen alle erwähnten, aus dem lithologisch-petrographischen Studium der Gneisquarzitserie hervorgehenden Argumente, dazu besonders aber auch noch die im Prinzip völlig gleichartige Ausbildung wie die mittelliasischen Quarzite des Tomüllappens, der Gravaserie, der Oberen Valser-schuppen und der direkt im Hangenden des Gotthardmassivs folgenden Bündnerschieferserie unbedingt dafür, dass auch den Gneisquarziten der Zone von Lunschania und des Piz Terri mittelliasisches Alter zukommt. Zudem lässt sich unter dieser Voraussetzung auch die Stratigraphie der gesamten dazugehörigen Bündnerschieferschichtreihe in plausibelster Weise deuten.

g) Zone der Lugnezerschiefer.

Prinzipiell andere Verhältnisse treffen wir in der Zone der Lugnezerschiefer, deren Liegendgrenze durch die Triaszüge von Oberkastels-Peiden (s. pag. 30) markiert wird. Sie gehören sicher einer tektonisch tieferen Einheit an als die mit dem Sojaverrucano in Verbindung stehende Zone von Lunschania/Terri, müssen also aus dem Raum der Simano-, evtl. sogar der Leventina-Decke her bezogen werden. Die kristallinen Deckenkerne dieser tieferen Tessinerdecken sind aber weit südlich zurückgeblieben, sodass es sich bei den Lugnezerschiefern auf jeden Fall um die nördlichen Teile ihrer mesozoischen Serien handelt, die weiter südlich durch die überlagernden Elemente der Adula weitgehend ausgequetscht wurden.

Am Beispiel des Tomüllappens und der Gravaserie sehen wir, wie die im Süden faziell recht unterschiedlich entwickelten Horizonte, die uns die stratigraphische Gliederung erlaubten, ihre charakteristischen Merkmale gegen Norden zusehends verlieren, d. h. gegen Norden in eintönigeren, ausgeglicheneren Serien aufgehen. So lässt sich beispielsweise in der Ostflanke des Domleschg in der Basis des Tomüllappens oder der Gravaserie kein einziger jener speziell ausgezeichneten Horizonte mehr auffinden, die uns eine feinere stratigraphische Gliederung gestatteten. In diesem weit nördlich gelegenen Raum sind all die besonderen unter- und mittelliasischen Bildungen, die unser Interesse erweckten (wie Kieselschnur- und Bänderkalke, Breccien, eisenschüssige und Gryphaeen-führende sandige Kalke,

Quarzite und Bündnerschiefergneise, usw.), aufgegangen in einer basalen, meist etwas tonigen Serizit-reichen Kalkschieferserie, die sich allein nur noch als Ganzes von der nächsthöheren Zone der Nollatonschiefer unterscheidet.

Wenn uns deshalb heute im Querschnitt zwischen den Peidener-Triaszügen und St. Martin-Lunschania die Serie der Lugnezerschiefer nur noch im grossen gliederbar erscheint, so mögen vielleicht dieselben Gründe dafür massgebend sein, wie sie soeben am Beispiel des Tomüllappens erläutert wurden. — Jedenfalls ist hier bei den Lugnezerschiefern eine Gliederung nur noch möglich in einen basalen Kalkschieferkomplex, in dem die Schichtflächen oft durch tonig-serizitisierte Häute getrennt sind und wo hie und da kieselige und sandige Partien auftreten können, in eine tonreiche Mittelzone, wo der Kalkgehalt aber nur in wenigen Lagen so weit zurückgeht, dass man von eigentlichen Tonschiefern sprechen könnte und schliesslich eine oberste Serie reiner und oft sehr massiger Kalke. Diese Dreiteilung in eine untere und obere Zone mit gegenüber der weicheren Mittelzone widerstandsfähigerem Gestein kommt schon in den Geländeformen deutlich zum Ausdruck.

An dieser Stelle, wo nur die unter- und mittelliasischen Ablagerungen zur Besprechung gelangen, wäre zu den letzteren — aus Analogiegründen mit dem Tomüllappen — lediglich die basale Kalkschieferserie zu rechnen. — Immerhin sei auch hier nochmals betont, dass die Lugnezerschiefer ausserhalb unseres engeren Untersuchungsgebietes liegen und deshalb diese Zone nur summarisch begangen wurde.

2. Zone der zum oberen Lias und zum Dogger zu zählenden vorwiegend tonreichen Bündnerschiefer.

a) Tomüllappen.

Über dem im vorigen beschriebenen mächtigen mittelliasischen Quarzitzug streicht ein sehr voluminöses Ophiolithband durch, in dessen Hangendem recht regelmässig bis zu 10 und mehr Meter mächtige sandige Kalkschiefer und Marmore erscheinen. Letztere fallen an mehreren Stellen durch ihre graublaue, auf Pigmentreichtum beruhende Farbe auf. Sie bauen beispielsweise die oberste Gipfelpartie des Piz Tomül auf (vgl. Profil 1 auf Tafel V). Darüber folgen schwarze, tonig-sandige Kalkphyllite mit ziemlich ebenmässigen Schieferungsflächen, ein Horizont, der schon aus der Ferne durch seine schwarzvioletten Farbnuancen auffällt. Am Handstück betrachtet, erkennt man, dass schwarze Tonhäute etwas sandige, dunkelgraue Kalklagen trennen.

Da diese Schiefer am Aufbau der Bärenhornkuppe massgebend beteiligt sind, hat sie WILCKENS (Lit. 168) als „Bärenhornschiefer“ bezeichnet. Allerdings fasste sie WILCKENS mit dieser Bezeichnung mit den Nollatonschiefern in eine gemeinsame Gruppe zusammen, von welcher letzteren wir sie nunmehr wieder trennen.

Die im Hangenden folgenden Nollatonschiefer nämlich zeichnen sich durch Abnahme des Kalkgehalts aus, sodass lagenweise reine, ebenmässig geschieferte, tiefschwarze Tonschiefer entstehen, in denen sich — beispielsweise im Gebiet des Safierberges — grauschwarze, sehr dichte Quarzitzüge eingelagert finden. Der Übergang von den Bärenhornschiefern zu den Nollatonschiefern erfolgt ohne jede scharfe Grenze; er liegt östlich der Bärenhornkuppe und zieht von dort durch die ausgedehnten Schichtflächen, die den Westhang des obersten Safientales bilden; ungefähr beim „Turahaus“ (Beim Turm) quert er die Rabiusa. Von hier aus nordwärts finden sich die Bärenhornschiefer also auch auf der Ostseite des Safientals.

Sofern wir mit R. STAUB annehmen, der Hauptanteil der Nollatonschiefer sei im Aalénien zur Ablagerung gelangt, würde damit für die Bärenhornschiefer oberliasisches Alter feststehen, während die tonige Sedimentation allgemein (inkl. Nollatonschiefern) sicher noch bis in den Dogger hineingereicht haben würde.

b) *Gravaserie.*

Genau wie bei den tieferen Schichtgliedern zeigen sich auch hier in der Gravaserie gegenüber dem Tomüllappen weit unruhigere Lagerungsverhältnisse, nicht nur im grossen, sondern auch im kleinen. Die Kalkphyllite der Gravaserie, die von unten her ebenfalls ohne scharfe Grenze einsetzen, sind gekennzeichnet durch ihre schwarzen, schwach serizitisierten Tönhäute, welche die vielen eingelagerten sandigen Kalkbändchen, besonders aber die unregelmässig verteilten charakteristischen hellen Quarzadern und -linsen umgeben, die zum grossen Teil konkretionärer Natur sind. Die weissen Quarzadern und -linsen unterscheiden sie von den ruhiger und ebenmässiger geschieferten „Bärenhornschiefen“. Kopp hat für diese Kalkphyllite die Bezeichnung „Tomülschiefer“ eingeführt, eine in dieser Arbeit der Klarheit halber sonst nicht mehr verwendete Benennung.

In dieser Serie der Grava-Kalkphyllite, die im Gebiet der Tomülalp an die 500 m mächtig ist, sind einige Züge von marmorisierten sandigen Kalkschiefern eingelagert, die stellenweise eine gewisse Ähnlichkeit mit Partien der Aulmarmore aufweisen, besonders infolge ihrer graubraunen Anwitterungsfarbe. In der Anordnung dieser Marmor- und Kalkschieferzüge lässt sich keine stratigraphisch verwertbare Gesetzmässigkeit feststellen. Verfolgt man diese von weitem erkennbaren Züge aus dem Gebiet der Tomülalp gegen Süden, so werden sie stets mächtiger und verdrängen allmählich die dazwischen liegenden Kalkphyllit-Zonen (vgl. dazu Profil 1 auf Tafel V). So trifft man im Gebiet des Lückli nur noch in Metern abmessbare Kalkphyllitzüge, während der Grossteil der hier vielleicht auf 150—200 m reduzierten Gravaserie aus marmorisierten Kalkschiefern besteht, die lagenweise zu sandigem Grus zerfallen. Es wäre immerhin denkbar, dass diese Serizit-reichen, zu sandigem Grus zerfallenden kalkigen Schiefer beim Lückli nichts anderes darstellen als eine höher-metamorphe Stufe der Kalkphyllite selbst. — Gegen Norden, ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, verlieren sich diese kalkreichen Züge allmählich, dafür wird die Serie der eigentlichen Kalkphyllite eher kalkreicher (Safiental südlich Aclertobel und nördliches Domleschg). Jüngere Bildungen, d. h. höhere Schichtglieder von anderer fazieller Ausbildung, fehlen innerhalb unseres Untersuchungsgebietes in der Gravaserie. Dies ist weiter nicht verwunderlich, fassen wir doch die Gravaserie in globo als abgeschürfte Serie aus der Basis des Tomüllappens auf. — Demnach ist für die gesamte „Kalkphyllitserie“ oberliasisches Alter anzunehmen.

c) *Obere Valserschuppen.*

In den tektonisch noch stärker beanspruchten, arg verschuppten Oberen Valserschuppen gehen die bereits besprochene basale Kalkglimmerschieferserie und die tieferen Teile der Kalkphyllitserie mit den eingelagerten Quarzitzügen in den wenigen zusammenhängenden Schichtreihen, die im nördlichen nahe der Stirn gelegenen Gebiet zwischen den Heubergen in der Ostflanke des Peilertales und Vals erhalten geblieben sind, gegen oben in mehr tonige, oft etwas sandig ausgebildete Kalkphyllite über, die lithologisch wie stratigraphisch mit der oberliasischen

Serie von Tomüllappen und Gravaserie parallelisiert werden können (vgl. dazu Tafel IV).

An speziell ausgezeichneten Horizonten finden wir darin Einlagerungen von häufig Graphitoid-reichen und graphitisch abfärbenden tiefschwarzen Tonschiefern, die am ehesten den gleich ausgebildeten Schichtgliedern innerhalb der „Bärenhornschieferserie“ entsprechen dürften. In den stratigraphisch wahrscheinlich höchsten Schichten der einzelnen Schuppen finden sich einzelne marmorisierte Kalkzüge, meistens etwas sandig-kieselig, die sich stratigraphisch wie lithologisch mit den Kalkzügen über den mittelliasischen Quarziten von Tomüllappen und Gravaserie vergleichen lassen. — Demnach erscheint es als wahrscheinlich, dass in den Oberen Valserschuppen heute keine jüngeren Bildungen als die besprochenen oberliasischen vorhanden sind. Es darf hier ebensowenig wie beim Aullappen (gemäss den Ausführungen auf pag. 47) mit der Möglichkeit gerechnet werden, solche allfällig primär vorhanden gewesenen jüngeren Schichtglieder hätten durch Abscherung weiter nach Norden verfrachtet worden sein können.

d) Zone von Lunschania und des Piz Terri.

Schon bei der Besprechung der Gneisquarzite, für die wir mittelliasisches Alter annehmen, wurde betont, dass sie im Hangenden allmählich und ohne scharfen Übergang in Kalkglimmerschiefer und diese wiederum in eine wenig mächtige Zone überleiten, wo schwarze Tonschiefer mit tonigen Kalkschiefern und mit reinen Kalkbänken wechsellagern. Im Prinzip sind also in dieser Zone die gleichen Gesteinstypen vertreten, wie in jener Serie, die wir im Liegenden der Gneisquarzite kennengelernt haben. Gut aufgeschlossen und bequem erreichbar ist diese Hangendserie in dem vor ein paar Jahren ausgesprengten Felsenweg, der vom Weiler Munt oberhalb Lunschania zu den Häusern von Trivisach führt.

Die mikroskopische Untersuchung von Kalkglimmerschiefern (Schliff 765 und 766) zeigt folgendes Bild:

HG: Quarz, ein blastopsammitisches pflasterförmiges Grundgewebe bildend.

Muskovit/Serizit, teils in Zersetzung zu Chlorit begriffen.

Calcit, auffällig stark durch Graphitoid pigmentiert.

UG: Apatit, Zirkon, Turmalin, Graphitoid.

Struktur: blastopsammitisch mit kataklastisch deformierten Partien.

Textur: typisch kristallisationsschieferig.

Interessant sind auch die teilweise tektonisch zu mächtigen Paketen angereicherten Kalkbänke von dunkelgrauer Farbe (vgl. Profil 1 der Tafel V). Im Handstück ist eine starke Marmorisierung sichtbar, im Schliff (Schl. 764) erkennt man als einzigen Hauptgemengteil ein dichtes Gewebe von rekristallisiertem Calcit, in dem ganz vereinzelt, als Übergemengteile aufzufassen, Serizit, Turmalin und schwarzes kohliges Pigment (Graphitoid) auftreten. Letzteres ist in ganz bestimmten Formen und Linienzügen angereichert, die nur von ursprünglich eingelagerten Fossilresten herrühren können. Am eindeutigsten bestimmbar sind darunter die Zackensterne von Crinoiden. Sehr schön sichtbar sind daneben zahlreiche Schalenrümpfe von Echinodermen, erkenntlich an der schönen Maschenstruktur, wobei ein und dieselbe Schale in den meisten Fällen durch die Rekristallisation in verschiedene aneinandergrenzende Calcitkristalle aufgelöst wurde.

Diese Serie mit ihrem Wechsel von Tonschiefern, tonigen Kalkschiefern und den eingelagerten reinen Kalken muss aus Gründen der absolut analogen lithologischen Ausbildung mit dem Toarcien der „gotthardmassivischen“ Bündner-

schiefer-Schichtreihe (H. HUBER, Lit. 58, pag. 79) und infolge ihrer Übereinstimmung mit den oberliasischen Ablagerungen im Raume des Tomüllappens und der Gravaserie ebenfalls zum oberen Lias gezählt werden.

Im Hangenden dieser oberliasischen Serie folgt im Gebiet des Piz Terri selbst die mächtige Masse der tiefschwarzen reinen Tonschiefer, die als „Terrischiefer“ bezeichnet werden. Am Piz Terri selber scheint ihre enorme Mächtigkeit in der Hauptsache durch eine synklinale Doppelung bedingt zu sein. Dieser Komplex der Terrischiefer nimmt gegen Osten zusehends an Mächtigkeit ab und erreicht das vorliegende engere Untersuchungsgebiet in der Gegend von Lunschania nur noch in recht bescheidenen Zügen, wie das aus Prof. 1 der Tafel V hervorgeht. — Für die stratigraphische Fixierung der Terrischiefer ergibt sich aus dem auf der Hand liegenden Vergleich mit den Nollatonschiefern ein den letzteren entsprechendes Alter (vorwiegend unterer Dogger mit Hauptanteil im Aalénien). Anzeichen für jüngere Ablagerungen sind — vom vorliegenden Untersuchungsgebiet aus betrachtet — im Raume der Zone von Lunschania nicht feststellbar.

e) Zone der Lugnezerschiefer.

Die prinzipiellen Erwägungen, die den Aufbau der Bündnerschiefererien der Zone der Lugnezerschiefer betreffen, sind schon beim unteren und mittleren Lias (pag. 50—51) zur Sprache gekommen. Zum oberen Lias und Dogger rechnen wir hier die tonreiche Mittelzone, bestehend aus tonigen Kalkschiefern bis kalkigen Tonschiefern mit auffällig ebenmässigen, gewissermassen planparallelen Schieferungsflächen.

3. Zone der Nollakalkschiefer (oberer Dogger und Malm).

Lediglich in zwei tektonischen Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes lassen sich innerhalb ihrer Bündnerschiefer-Schichtreihen noch sicher jüngere Ablagerungen als die besprochenen nachweisen. Einerseits sind es im Raume des Tomüllappens die eigentlichen Nollakalkschiefer s. str., mit welchen der steile Anstieg östlich des Safierberges beginnt. Da sie ausserhalb unseres engeren Arbeitsgebietes liegen und durch JÄCKLI bereits charakterisiert worden sind, aber auch durch NEHER im Gebiet südlich des Safierberges eine gründliche Bearbeitung bereits erfahren haben, soll hier nicht näher darauf eingegangen werden.

Analoge Sedimentationsverhältnisse treffen wir andererseits wieder im Raume der Lugnezerschiefer, wo im Hangenden der tonigen Mittelzone, von St. Martin an bis zur Strassenkapelle St. Nicolaus (halbwegs zwischen St. Martin und Lunschania gelegen), sukzessive kalkigere, ebenmässig geschieferte Kalkschiefer überhandnehmen; von hier an bis zur Liegendgrenze der Zone von Lunschania/Terri werden sie teilweise durch massige, marmorisierte graue Kalkbänke abgelöst. Im Gegensatz zu der bis zum Flysch hinaufreichenden „série compréhensive“ des Tomüllappens sind jedoch letztere die höchsten Schichtglieder der Zone der Lugnezerschiefer. Stratigraphisch ordnen wir sie auf Grund der lithologischen Vergleiche dem oberen Dogger und Malm zu.

IV. Die mesozoischen Ophiolithe und die durch den gegenseitigen Einfluss zwischen Ophiolith und Nebengestein hervorgerufenen Erscheinungen.

1. Allgemeines.

Bei der nachfolgenden Besprechung der verschiedenen ophiolithischen Gesteine erläutern wir im wesentlichen die auf den nachfolgenden Tabellen d und e angeführten Gesteinstypen in der Reihenfolge der Tabellennummern und fassen sie je nach den verschiedenen Mineralkombinationen zu Gruppen zusammen.

In Bezug auf Einteilung, Nomenklatur und einzelne Definitionen im Bereich der mesozoischen Ophiolithe halten wir uns im folgenden – wo nichts anderes gesagt ist – an die Ausführungen DIEHL's (Lit. 27, pag. 265—271); ebenso unterlassen wir hier eine zusammenfassende Charakterisierung der Hauptminerale der Prasinite, da diese Aufgabe in einer zum allergrössten Teil und in allen wesentlichen Belangen auch für unsere Ophiolithvorkommen zutreffenden vorzüglichen Art und Weise durch DIEHL auf pag. 271—299 seiner Dissertation gelöst worden ist. Unzählige Parallelerscheinungen schliesslich verbinden unsere Ophiolithzüge nicht nur in tektonischer, sondern auch in petrographischer Hinsicht mit ihrer wurzelwärtigen, direkt südlich des Rheinwalds beginnenden Fortsetzung, wo sie durch die Dissertation GANSSEK's (Lit. 38) eine umfassende Bearbeitung erfahren haben.

Über die Verteilung der mit wenigen Ausnahmen zu Prasiniten umgewandelten Ophiolithzüge innerhalb der verschiedenen tektonischen Einheiten unseres Untersuchungsgebietes gibt Profil 1 auf Tafel V, wie auch Tafel IV Auskunft. Auffällig ist die Tatsache, auf die schon ROTHAAK (Lit. 108 und 109) aufmerksam machte, dass die Grünschieferzüge offensichtlich mit einer grösseren Konstanz durchziehen als die meisten der übrigen Schichthorizonte. Da sie völlig konkordant in die Schichtreihen eingelagert sind, können sie gewissermassen einerseits als stratigraphische und andererseits als tektonische Hilfsleithorizonte benutzt werden.

Als stratigraphische Hilfsleithorizonte betrachten wir sie in solchen Fällen, wo sie an der Diskontinuitätsfläche zwischen zwei lithologisch verschieden ausgebildeten Gesteinsschichten einer stratigraphisch sicher zusammengehörenden Schichtreihe auftreten, wo also ihre heutige Stellung im Schichtverband auf keinen Fall auf ausschliesslich tektonischem Weg zustande gekommen sein kann, wenn auch diese Diskontinuitätsflächen in den meisten Fällen zu sekundärer gegenseitiger Verschiebung der beidseitig angrenzenden Schichtserien Anlass gegeben haben mögen. Dieser Fall wird am eindrucklichsten durch den obersten und zugleich wohl primär auf grosse Distanz hin mächtigsten Ophiolithzug illustriert, der genau der Hangendgrenze des mittelliasischen Quarzitkomplexes des Tomüllappens folgt, jener Grenze, welche diese harte Gesteinsschicht von der stratigraphisch direkt darüberfolgenden und sicher zur selben tektonischen Einheit gehörenden weichen Bärenhornschieferserie trennt.

Für das Auftreten von Ophiolithzügen am deutlichsten bevorzugt sind andererseits die Gleitzonen zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten sowie ihre nächste, beim Überschiebungsvorgang am intensivsten beanspruchte Umgebung (Basis des Aullappens, Basis bzw. basale Schuppenzonen der Gravaserie und des Tomüllappens). In letzteren Fällen betrachten wir die Ophiolithzüge gewissermassen als tektonische Hilfsleithorizonte; doch auch hierbei wäre die Annahme undenkbar, die heutige Art der Lagerung der Grünschieferzüge zwischen

den in tektonischem Kontakt aneinander grenzenden Schichtpaketen sei ausschliesslich durch tektonische Vorgänge entstanden. Am Ende unserer Betrachtungen über die Ophiolithe, im Abschnitt „3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen“ (pag. 80 ff.) werden wir zum Schluss gelangen, ganz allgemein komme den Ophiolithen unseres Untersuchungsgebietes primär und in erster Linie intrusiver Charakter zu, und erst sekundär seien bis zur Entstehung der heute erkennbaren Lagerungsformen der Ophiolithzüge tektonische Bewegungen mit im Spiele gewesen.

Schliesslich finden sich auch überall da, wo der tektonische Bewegungsprozess innerhalb der tektonischen Haupt-Einheiten zu einer internen Schuppung von Schichtpaketen führte, an den dabei zur Ausbildung gelangten Gleitflächen zweiter Ordnung mit Vorliebe ophiolithische Gesteine; und, wie zu erwarten, bildeten sich in solchen hier an dritter Stelle genannten Fällen normalerweise weniger mächtige Ophiolithzüge als unter den im vorigen erwähnten besonders ausgezeichneten Voraussetzungen. Letzteres betrifft die Grünschieferzüge der Unteren und Oberen Valserschuppen, sowie jene, die innerhalb der durch Schuppung angereicherten Aulmarmorzüge liegen.

Etlche heute beim Verfolgen der Ophiolithzüge feststellbaren Erscheinungen, wie beispielsweise ihre Mächtigkeitszunahme in der Stirnumbiegung des Aullappens, können nur mit Hilfe tektonischer Bewegungen, die während und nach der Intrusion stattgefunden haben müssen, erklärt werden.

Nach diesen paar einleitenden Bemerkungen gehen wir über zur Besprechung der einzelnen Gesteinstypen.

2. Gesteinstypen

(mit Tabellen d und e).

a) Reine Ophiolithe.

Serpentin, Talkschiefer und Strahlsteinschiefer. (Nr. 1—5 auf Tabelle d, pag. 58).

Interessant ist die Verteilung der Serpentinorkommen im vorliegenden Untersuchungsgebiet. Wie aus Profil 1 der Tafel V ersichtlich wird, haben sich basische Ophiolithdifferenziate nur in den Grünschieferzügen der oberen und obersten Partien des Aullappens gebildet, während sonst alle übrigen Ophiolithzüge ihrem Chemismus nach den gabbroiden Haupttypen zuzuzählen sind, d. h. fast ausschliesslich in Form von Prasiniten vorliegen. Das Bild, wonach die basischen Ophiolithderivate unseres Untersuchungsgebietes nur in den Grünschieferzügen einer ganz bestimmten, regional und tektonisch eng begrenzten Zone auftreten, wird höchst instruktiv abgerundet durch die Tatsache, dass die einzigen von GANSER (Lit. 38, pag. 451) erwähnten Serpentin- und Strahlsteinschiefer-Vorkommen ebenfalls in den sonst vorwiegend aus Prasinit bestehenden Ophiolithzügen des Gadriolzuges liegen, d. h. also jener Zone, welche die direkte wurzelwärtige Fortsetzung der oberen und obersten Teile des Aullappens bildet.

Auch unsere Serpentin-führenden Ophiolithzüge bestehen zur weit überwiegenden Hauptsache aus Prasinit und nur vereinzelt treffen wir Stellen mit Serpentin oder sonstigen basischen Ophiolithderivaten. An diesen Stellen lässt sich beobachten, dass sich die basischen, hauptsächlich in Serpentin umgewandelten ophiolithischen Differenziationsprodukte stets in den inneren Teilen des betref-

fenden Ophiolithzuges, d. h. in dessen Kernpartie, vorfinden (Beispiel: Nr. 2 und 20 auf Tabelle d, vom gleichen, nur ein paar Meter mächtigen Ophiolithzug herstammend).

Zusammenfassend kann über die Verteilung der basischen ophiolithischen Differenziate unseres Untersuchungsgebietes ausgesagt werden, dass in dem relativ wurzelfernen Gebiet, in dem wir uns befinden, nur das aus einer ganz bestimmten, regional eng begrenzten Zone intrudierte Ophiolithmagma in einzelnen weit nach Norden gelangten Schollen peridotische Magmenteile mitschleppte, die sich mit Vorliebe im Kern der Ophiolithzüge ansammelten und bei der Metamorphose in der Hauptsache zu Serpentin umkristallisierten.

Unter dem Mikroskop zeigen die zu dieser Gruppe gehörenden Gesteinstypen (Nr. 1—5 auf Tabelle d) in Nr. 1 und 2 ein feinfilziges Antigoritgewebe in schöner Gitterstruktur, worin bis 2 mm grosse Magnesitporphyroblasten verteilt liegen, in Nr. 2 zudem noch nesterweise Anhäufungen von kaum über 0,5 mm langen Strahlstein-artigen Hornblendestengeln, die sich teilweise zu Chlorit umgewandelt haben; teilweise bildet der Chlorit aber auch einen Saum um die bis 2 mm grossen Ilmenitkristalle. In Nr. 3 und 4 besteht die Grundmasse statt aus Antigorit aus einem fein lepidoblastischen Talkgewebe, worin in Nr. 4 die eingesprengten braunen Magnesitporphyroblasten bis 5 mm Grösse erlangen. Es ist der schöne Talkschiefer mit braunen Tupfen in der weissen Grundmasse, den wir im nördlichen Vorgipfel P. 2369,4 des Horns ESE ob Vals studieren können. In Nr. 3 deuten einzelne Porphyroblasten in ihren Umrissen auf chemisch zwar völlig umgewandelte, in ihrer Form aber noch reliktsch erhalten gebliebene Gemengteile des ursprünglichen peridotischen Gesteins. Hierzu rechnen wir nicht allein die Strahlstein-artigen Hornblendestengel, sondern auch einzelne bis 0,5 mm grosse Talkblättchen, die quer im feingeschieberten Talkgrundgewebe liegen. In Nr. 4, mit 25% Magnesit, ist es sehr wahrscheinlich, dass CO₂-haltige Lösungen aus dem Nebengestein in den Ophiolithzug eindringen und zur mengenmässig auffällig hohen Magnesitbildung führten, besonders da dieses Gestein aus der Randzone des Ophiolithzuges stammt, der im Kern (Nr. 1) ausgesprochen karbonatärmer ist. Es würde sich demnach um keinen reinen Ophiolith handeln.

Ebenfalls zu den basischen Ophiolithderivaten gehören die reinen Strahlsteinschiefer, die an die gleichen Grünschieferzüge gebunden sind wie die Serpentine. So sei hier aus der obersten Zone des Aullappens ein reiner Strahlsteinschiefer mit Hämatit (Nr. 5) erwähnt, der oberhalb Bucarischuna in derselben Ophiolith-führenden Zone des Aullappens ansteht, in der sich hier und an einigen weiter südlich gelegenen Stellen Serpentin gebildet hat. Auch im Untersuchungsgebiet GANSSER's treten in der direkten südlichen Fortsetzung dieser ophiolithischen Intrusionszone Strahlsteinschiefer auf (Lit. 38, pag. 451).

Hornblende-reiche Prasinite (Nr. 6—17 auf Tabelle d, pag. 58 und Bild 1 der Tafel I).

Die Mehrzahl aller Prasinite des hier zur Diskussion stehenden Gebietes führen Hornblende, fast immer gehört sie der Strahlstein-artig ausgebildeten Gruppe an. In diesem Abschnitt sollen einige Vertreter ausgesprochen Hornblende-reicher Prasinite knapp skizziert werden, zuerst Hornblendeprasinite mit grobkörniger, z. T. reliktscher Struktur.

Hochinteressant ist die petrographische Untersuchung des bis zu 70 m mächtigen obersten Ophiolithbandes, in welchem wir auf der Strecke zwischen Bärenhorn und Piz Tomül (vgl. Profil 1 auf Tafel V) folgende, immer etwa gleichbleibende Verhältnisse konstatieren. In der randlichen Zone besteht es aus normal aussehenden Prasiniten, die in den äussersten Partien — wie wir im folgenden auch bei anderen Ophiolithzügen noch oft sehen werden — mit den angrenzenden Bündnerschiefern in regem Stoffaustausch standen (z. B. Nr. 29 auf Tabelle d). In den zentralen Partien dieses Ophiolithbandes aber erweckt ein grüngeflecktes, dioritisch oder eher noch Gabbro-ähnlich aussehendes, absolut massiges Gestein unser

| Tekttonische Zugehörigkeit und Fundstelle T = Tomüllappen G = Gravaserie A = Aullappen OVS = Obere Valserschuppen UVS = Untere Valserschuppen | | Gesteinsbezeichnung | |
|--|---|---------------------|--|
| Numerierung für Tabelle d und e | Grat Teischerhorn-Bärenhorn, SE Einsattelung 2684 m | T | Calcit-führender Strahlsteinprasin |
| Handstück und Schliff-Nr. | P. TomülWNW-Grat, unter P. 2843 | T | Calcit-führender Strahlsteinprasin |
| Zirkon | Fundort wie 779 (Nr. 2 dieser Tab.), äusserer Teil des Ophiolithzuges | A | Calcit-führender Strahlsteinprasin |
| Erz: Pyrit, Magnetit (M.), Limonit (exkl. Ilmenit) | wie 656 (Nr. 18 dieser Tab.) | T | Calcit-führender, heller Prasin mit Gneis-ähnlichem Aussehen |
| Apatit | Ophiolithstock S Nufenen, am südlichen Rhein-Ufer | T | heller, Calcit-führender Prasin |
| Turmalin | Bächlein auf der E-Falsteite gegenüber Kirche Vals-Campo | OVS | heller, Calcit-führender Prasin |
| Graphitoid | Bachtobel S Auf der Matte (Peilertal) | UVS | Epidot-reicher, Calcit-führender Prasin |
| Granat | Tomüllbach-Wasserfall gegenüber Vals-Campo | OVS | Prasin mit Calcitlagen |
| Muskovit, Serizit | wie 507 (Nr. 23 dieser Tab.) | OVS | Prasin mit Calcitlagen |
| Quarz | ob Bucarischuna | A | grobkörn. Serizit- u. Calcit-führ. Prasin |
| Karbonate: Calcit, Magnesit, Dolomit, Siderit | unter der Hoh-Brück (zwischen Vals und Bucarischuna) | A | Muskovit- u. Calcit-führender Strahlsteinprasin |
| Rutil | Tomülgrat-Nordgipfel P. 2688 | T | heller, Gneis-ähnlicher Serizitprasin mit uneinheitlicher Struktur |
| Titanit, Leukoxen, Ilmenit | Gratippe Zum Hirt -- Valserhorn, ob P. 2608 | OVS | heller, Gneis-ähnlicher Serizitprasin mit Quarz |
| Chlorit | Grat Teischerhorn-Bärenhorn: Bärenhorn-Vorgipfel 2811 | T | heller, Gneis-ähnlicher Serizitprasin mit Quarz |
| Hornblende (Strahlstein) | Schuppenzone W Lückli ob Nufenen | G | Albitfels bis Strahlstein-Albitschiefer |
| Augit | Bächlein zwischen Beim Bären und Klein Tomül | T | Strahlstein-führ. Chlorit-Albit-Phyllit mit Talk; Serizit-Calcit-Infiltration |
| Zoisit | Brennhof-Tobel bei Nufenen | G | quarzitisch aussehender Strahlstein-Albit-Schiefer |
| Epidot, Klinozoisit | Brennhof-Tobel bei Nufenen auf 1850m | G | Kontakt-Triasquarzit an Prasin mit kontaktl. Beeinflussung d. Triasquarzits |
| Albit (bis Oligoklas) | wie 113 (Nr. 30 dieser Tab.) | OVS | Epidotschiefer in einer Para-Stoffzufuhrzone eines 25m mächtigen Prasinitzuges |
| Talk | | | |
| Serpentin (Antigorit) | | | |

Tabelle e. Volumenmässiger Anteil der einzelnen gesteinsbildenden Mineralien in den ophiolithischen Mischgesteinen

(d. h. Gesteinen, die Anteile ophiolithogenen Ursprungs und Anteile sedimentogenen Ursprungs in sich vereinigen).

Hauptgemengteile = HG: Bei wenig variabler Gesteinszusammensetzung Anteil der einzelnen Mineralgruppen am gesamten Gesteinsvolumen in % abgeschätzt und mit dieser Prozentzahl in untenstehender Tabelle aufgeführt.

Nebengemengteile = NG: Anteil am gesamten Gesteinsvolumen um 5%. Übergemengteile = UG: Anteil am gesamten Gesteinsvolumen unter 5%.

*) O = vorwiegend ophiolithogener Anteil bei Gesteinen mit 2 verschiedenen und deutlich voneinander getrennten Strukturelementen.
S = vorwiegend sedimentogener Anteil

66

| Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle | | | | | | | | | | | | | | | | | | Gesteinsbezeichnung | | | |
|---|----|--|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|---|--|-----|---------------------|-----|---|--|
| T = Tomüllappen G = Gravaserie A = Aullappen OVS = Obere Valserschuppen UVS = Untere Valserschuppen | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| N Numerierung für Tabelle d und e Handstück- und Schnitt-Nr. *) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zirkon Erz: Pyrit, Magnetit, Limonit (exkl. Ilmenit) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Apatit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Tumalin | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Graphitoid | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Muskovit, Serizit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Quarz | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Karbonate: Calcit, Siderit, Dolomit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rutil | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Titanit, Leukoxen, Ilmenit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Chlorit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Hornblende (Strahlstein) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zoisit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Epidot, Klinozoisit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Albit | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| 40 | 15 | | | 30 | NG | UG | 5 | | UG | | | | | | | | 542 | 37 | OVS | kleines Tobel auf der E-Tal-seite N Vals-Campo | hellgrün gestreiftes, ophiolithisches Mischgestein: Bänder mit prasinitischer Struktur wechsel-lagernd mit lepidoblastischen Streifen, die Al-bitporphyroblasten enthalten |
| 25 | 10 | | | 35 | UG | UG | 10 | | 15 | | | | UG | | | | | | | | |
| 30 | 45 | | | 20 | | | | | | | | | | UG | | | 100 | 38 | UVS | zweitunterstes Ophiolith-band in der „Weissfluh“ SE ob Vals | prasinitischer Ophiolith, durchsetzt von eher lepidoblastischen Epidot + Chlorit-reichen Lagen |
| 35 | 15 | | | 15 | UG | | 30 | | | | | | | | | | | | | | |
| 35 | 12 | | | 15 | UG | | 25 | NG | 8 | | | UG | NG | | O | | 115 | 39 | OVS | Gratippe Zum Hirt-Valserhorn, oberhalb Absatz 2608 m | Kalkglimmerschiefer mit ophiolithogenen Lagen von prasinitischer bis lepidoblastischer Struktur |
| NG | NG | | | NG | | | HG | HG | HG | | | | | | S | | | | | | |
| 40 | 10 | | | 40 | UG | | NG | NG | NG | UG | | | UG | | O | | 802 | 40 | T | Liegend-Rand des grossen Ophiolithstockes SW Nufenen | von prasinitischen Lagen durchsetzter Kalk-schiefer |
| NG | NG | | | NG | UG | | HG | HG | HG | UG | | | | | S | | b | | | | |
| 35 | 5 | | | 40 | UG | | 15 | | | UG | | | NG | | O | | 802 | 41 | T | Liegend-Rand des grossen Ophiolithstockes SW Nufenen | von prasinitischen Lagen durchsetzter Kalk-schiefer |
| NG | | | | NG | | | HG | HG | HG | | | | | | S | | a | | | | |
| 45 | 10 | | | 40 | UG | | | | | | | | UG | | O | | 637 | 42 | T | südlich Gipfel des P. Tomül, am Ostrand des „Grauen Gufer“ | Quarzit mit ophiolithogener Stoffzufuhr |
| | | | | | | | NG | HG | NG | | | | | | S | | | | | | |
| 45 | 10 | | UG | 40 | | | NG | | | UG | | UG | UG | | O | | 695 | 43 | OVS | Runse, die von Pradetsch in Richtung Vals-Therme zielt | Kalk mit ophiolithogener Stoffzufuhr |
| | | | | | | | HG | | | | | | | | S | | | | | | |
| 25 | 5 | | | 15 | | UG | 5 | 5 | 40 | | UG | UG | NG | | O | | 698 | 44 | OVS | Runse, die von Pradetsch in Richtung Vals-Therme zielt | Kalkglimmerschiefer mit ophiolithogener Stoff-zufuhr in Form von lepidoblastischen Serizit-Chlorit-Lagen, die poikiloblastische Albitporphy-roblasten enthalten |
| | | | | 10 | | | 25 | 50 | 10 | | | UG | UG | | S | | | | | | |

| Tektonische Zugehörigkeit und Fundstelle T = Tomüllappen G = Gravaserie A = Aullappen OVS = Obere Valserschuppen UVS = Untere Valserschuppen | | Gesteinsbezeichnung | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|---|---------------------|--|--------|---|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| Numerierung für Tabelle d und e | Handstück- und Schliff-Nr. | *) | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zirkon | Erz: Pyrit, Magnetit, Limonit(exkl. Ilmenit) | Apatit | Turmalin | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Graphitoid | Muskovit, Serizit | Quarz | Karbonate: Calcit, Siderit, Dolomit | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rutil | Titanit, Leukoxen, Ilmenit | Chlorit | Hornblende(Strahlstein) | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Zoisit | Epidot, Klinozoisit | Albit | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Grat Teischerhorn-Bären- horn, nördlich Kuppe 2706 m | T | 651 45 | O | 651 45 | O | 25 | UG | 60 | NG | 8 | NG | 25 | UG | 45 | NG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| Tomülbachwasserfall gegen- über Vals-Campo | OVS | 504 46 | O | 504 46 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| wie 542 (Nr. 37 dieser Tab.) | OVS | 541 47 | O | 541 47 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| wie 637 (Nr. 42 dieser Tab.) | T | 636 48 | O | 636 48 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| wie 504 (Nr. 46 dieser Tab.) | OVS | 503 49 | O | 503 49 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| wie 651 (Nr. 45 dieser Tab.) | T | 652 50 | O | 652 50 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| Runsenkessel zwischen Alp Grava u. „Tomülboden“ WNW P. Tomül | G | 672 51 | O | 672 51 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| Runsenkessel zwischen Alp Grava u. „Tomülboden“ WNW P. Tomül | G | 669 52 | O | 669 52 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| Runsenkessel zwischen Alp Grava u. „Tomülboden“ WNW P. Tomül | G | 670 53 | O | 670 53 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |
| nördliche Runse Horn-Vals, NW Verbaunungshütte 2069 auf 1895 m | OVS | 625 54 | O | 625 54 | O | UG | UG | UG | 45 | UG | 45 | UG | UG | 45 | UG | 30 | 10 | 45 | 45 |

Interesse, in welchem grüne, ca. $\frac{1}{2}$ cm lange dicke Hornblendeindividuen in einem weissen Gewebe von Plagioklasleisten sichtbar werden, in deren Zwickeln Chlorit und Epidot liegen kann. Dieses Gestein scheint schon STUDER (Lit. 153, I. Bd. pag. 339) aufgefallen zu sein, indem er vom Tomülpass ein „Übergangsglied des grünen Schiefers in ein verworren krystallinisches Gestein, einem unklar entwickelten, feinkörnigen Gabbro ähnlich“ meldet.

Dieses Gestein hat durch ROTHAAAN (Lit. 109, pag. 47 ff.) eine gründliche Bearbeitung erfahren. Wir wollen hier deshalb die von ROTHAAAN durchgeführte Charakterisierung der einzelnen Mineralien nicht wiederholen. In der Schlussfolgerung kommen wir allerdings zu einem anderen Resultat. ROTHAAAN hält das Gestein für einen reliktschen Diabas und sieht in den „pseudotuffogenen“ Mischgesteinsbildungen am Rand dieses Grünschieferzuges sichere Anzeichen für seinen Effusivcharakter. In unseren späteren Ausführungen über die ophiolithischen Mischgesteine, insbesondere im Abschnitt „3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen“ kommen wir zur Schlussfolgerung, es sei für diesen wie für die übrigen Grünschieferzüge unseres Untersuchungsgebietes Intrusionscharakter anzunehmen und werden dies gerade auf Grund der „pseudotuffogenen“ randlichen Mischgesteinsbildung zu beweisen versuchen. Diese Voraussetzung gestattet die Annahme, beim vorliegenden Grüngestein mit ophitischer Reliktstruktur könne es sich statt um einen reliktschen Diabas ebensogut um einen reliktschen Gabbro handeln. Dadurch würde eine bessere Übereinstimmung mit dem heute feststellbaren feldgeologischen Eindruck, den das Gestein erweckt, erreicht werden. Verständlich jedenfalls ist die Tatsache, dass die Reliktstruktur vorwiegend in den Kernpartien mächtiger Ophiolithzüge erhalten geblieben ist, während deren Randzonen — heute noch sichtbar — infolge rascherer Abkühlung feinkörniger auskristallisierten. Für die reliktsche Natur dieses Gesteins sprechen folgende mikroskopischen Beobachtungen, zuerst einmal im Mineralbestand:

Im Schliff von Nr. 6 (R 51, aus der Sammlung ROTHAAAN) ist als Ausgangsprodukt für die 5 mm langen, stark kataklastisch deformierten und jetzt völlig in siebförmigen Albit umgewandelten Feldspatleisten einzig und allein ein basischer Plagioklas denkbar. Der Augit blieb teilweise sogar als noch nicht von der Umwandlung erfasstes Relikt als solcher erhalten. Er tritt in diopsidischer Form auf, farblos bis blass braunrötlich, kataklastisch deformierte Idioblasten bis zu einigen Millimeter Grösse bildend und stets in Zersetzung zu Epidot plus Hornblende plus Chlorit begriffen, weshalb man ihn auch oft im Kern von Epidot- oder Klinozoisit-Nestern findet. In Nr. 7 ist bereits ein grösserer Teil des Augits zersetzt, dafür wird Chlorit — als letztes Umwandlungsprodukt — häufiger.

Andererseits erscheint aber auch die Struktur als ophitische Reliktstruktur, in einer Klarheit, wie sie sonst in den Prasiniten nur noch höchst selten erhalten geblieben ist. Wie den normalerweise granoblastisch verzahnten Feldspäten der Prasinite kommt auch den Feldspatleisten dieses ophitisch struierten Gewebes ein Anfang der für Prasinite typischen poikiloblastischen Ausbildung zu. In Bild 1 auf Tafel I ist Nr. 8 der Tabelle d abgebildet, genau dieselben Erscheinungen zeigt Nr. 9.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 1 auf Tafel I (Nr. 8 der Tabelle d, pag. 58).

Man erkennt im ophitischen Gewebe die im Mittel 0,5—1,5 mm langen, sperrig aneinander grenzenden Leisten eines ursprünglich basischen Feldspats, jetzt völlig albitisiert und voller Einschlüsse kleinster Strahlstein-, Chlorit- und Epidot-Körnchen und -Fetzen. Zwillingbildung nach dem Albitgesetz kommt schön zum Ausdruck. Strahlstein-artige, schwach grün pleochroistische Hornblende, $n\gamma/c = 13-17^\circ$, bildet zusammen mit Chlorit und wenigen eingestreuten Epidotkörnern häufig viereckig filzige Garbenbündel; letztere deuten in ihren reliktsch erhalten gebliebenen Formen auf primären Augit, der sich durch Uralitisierung umwandelte. Chlorit (Klinochlor mit olivbraun-schwarzer Interferenzfarbe, $n\alpha$ parallel Spaltbarkeit und schwach grün gefärbt) ist als Umwandlungsprodukt von Hornblende in die Strahlsteinbündel eingelagert. Die kleinen Epidotkörner sind als Pistazit identifizierbar. Offensichtlich ist der Reichtum an Titanführenden Mineralien: Ilmenit erscheint oft als Kern von Leukoxennestern, in denen auch noch Titanit vorkommt.

Der Vollständigkeit halber seien an dieser Stelle vier von ROTHAAAN (Lit. 109) stammende Analysen mit ihren nach der Methode NIGGLI berechneten Molekularzahlen angeführt. Sie be-

treffen Strahlstein-führende Prasinite aus dem vorliegenden Untersuchungsgebiet; drei stammen aus dem erwähnten obersten Ophiolithzug im Tomüllappen, die vierte aus einem Prasinitzug unterhalb des Horns ob Vals:

| | Massiger, Gabbro- ähnlich aussehender Strahlsteinprasinit mit ophitischer Struktur und Augitrelikten | Massiger, grobkörniger Strahlsteinprasinit mit Anklängen an Reliktstruktur | Feinkörniger Strahl- steinprasinit aus der Basis des obersten Ophiolithzuges am Piz Tomül (mit wenig Calcit) | Strahlstein-führender Prasinit unterhalb des Horns (mit Calcit) |
|-----------------|--|---|---|--|
| si | 126 | 111 | 125 | 98 |
| al | 15 | 23 | 20 | 18,5 |
| fm | 51 | 46,5 | 48 | 39,5 |
| c | 21,5 | 20,5 | 20 | 34 |
| alk | 12,5 | 10 | 12 | 8 |
| k | 0,04 | 0,07 | 0,13 | 0,12 |
| mg | 0,51 | 0,52 | 0,54 | 0,54 |
| ti | 2,1 | 3,9 | 3,7 | 2,6 |
| h | 24 | 28 | 25 | 20 |
| CO ₂ | | | | 11 |

Infolge seiner gegenüber Normalprasiniten viel größeren Struktur macht auch das Gestein Nr. 10 makroskopisch den Eindruck eines Gabbros oder Amphibolits mit grossen Hornblende-individuen. Im Schliff erkennt man aber neben den Prasinitmineralien auch prasinitische Struktur, die durch die Albitpoikiloblasten bedingt wird. Die auffällig stark gefärbte, jetzt als Aktinolith vorliegende Hornblende, faserige Büschel bildend, zeigt $n\gamma$ = blaugrün, $n\beta$ = hellgrün, $n\alpha$ = gelblich. Es ist das Muttergestein einer Mineralkluft, wo chloritisch überzogene Albitkristalle auf einem $\frac{1}{2}$ —1 cm dicken filzigen Saum sitzen, der aus einem dichten Gewebe von senkrecht aus der Gesteinsoberfläche herauswachsenden Strahlsteinindividuen (Amiant) besteht.

Interessant ist das Ophiolithvorkommen auf der rechten Seite des Brennhof-tobels bei seiner Ausmündung in die Quartärbildungen des Talbodens westlich Nufenen. Es fällt in seiner zentralen Partie durch seine fast schwarze Anwitterungs-farbe auf; ebenso ungewöhnlich ist auch die dunkelgrünblaue Färbung dieses Ge-steins im frischen Bruch. Sie wird hervorgerufen durch den volumenmässig hohen Gehalt an Hornblende (vgl. Nr. 11 und 12 auf Tabelle d), die in drei Genera-tionen vertreten ist:

1. die wahrscheinlich primäre, basaltische oder gewöhnliche Hornblende von brauner Farbe mit schwachem Pleochroismus ins Grünliche. Sie enthält hie und da Crossit/Glaukophan-Kerne von blauviolett Pleochroismus, sehr kleinem negativem Achsenwinkel und hat eine Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ = um 5° .
2. Strahlstein-artige Hornblende, $n\gamma$ = bläulichgrün, $n\beta$ = olivgrün, $n\alpha$ = gelblich.
3. in Zersetzung zu Chlorit begriffene, weitgehend aufgelöste Hornblenden.

Es ist das einzige Vorkommen unseres Arbeitsgebietes, wo innerhalb der Ophiolithe Natron-reiche Hornblende nachgewiesen werden konnte. In der Fortsetzung dieses Prasinitzuges (vgl. Profil 1, Tafel V) zeigt sich diese Erscheinung nicht mehr. Er lässt sich auch nicht verbinden mit der von GANSSER (Lit. 38, pag. 461 ff.) ausführlich beschriebenen, linsenförmig ange-reicherten Ophiolithmasse von Neu Wahli (1 km SSW Hinterrhein), die durch ihre Natronvor-macht gekennzeichnet ist. Diese gehört tektonisch ins Liegende der Aulmarmore, während unser durch die Typen Nr. 11 und 12 gekennzeichnete, grobkörnig ausgebildete Prasinitzug seine südliche Fortsetzung wahrscheinlich in der Ophiolithmasse des Oberen Geissberges (0,7 km S Hinterrhein) findet, wo GANSSER (Lit. 38, pag. 458 ff.) in seinem Kern einen reliktschen Dialag-gabbro nachweisen konnte. Auch die von der Westseite der Brennhof-tobel-Ausmündung stam-menden Nr. 11 und 12 zeigen noch reliktsche Anklänge an ophitische Struktur, eine Beobach-tung, auf die erstmals C. SCHMIDT (Lit. 116, pag. 63) aufmerksam machte und sie mit Figur 13 der

seiner Arbeit beigegebenen Phototafel belegte. ROTHAAAN (Lit. 109, pag. 57) und GANSER (Lit. 38, pag. 479) ergänzten die Beobachtungen über die Brennhof-Ophiolithe.

Mit Nr. 15 gelangen wir in den Bereich der feinkörnig entwickelten Hornblende-reichen Grünschiefer.

In Nr. 15, einem aus der tektonisch tiefsten Zone unseres Aufnahmegebietes entstammenden Strahlsteinprasinit bis Amphibolit, werden durch die sehr ausgeprägte Vormacht von Hornblende gegenüber Epidot und Chlorit bereits Anzeichen mesometamorpher Bedingungen sichtbar. Der Albit ist zwar noch poikiloblastisch, bildet aber nur noch in einzelnen Lagen ein zusammenhängendes granoblastisch verzahntes Gewebe wie in den eigentlichen Prasiniten, während dazwischen nematoblastische Struktur vorherrscht. Das Gestein stellt ein Übergangsglied von den Prasiniten der höheren Adula-Teilelemente zu den Amphiboliten ophiolithischer Herkunft in den tieferen Adula-Teillappen dar.

b) Ophiolithe mit Stoffaufnahme aus dem Nebengestein.

Calcit-führende Prasinite (Nr. 17—27 auf Tabelle d, pag. 58—59).

Fast in sämtlichen Grünschieferzügen von einiger Mächtigkeit beobachtet man eine Zunahme des Calcitgehaltes gegen den Rand hin; die zentralen Partien der grossen Ophiolithkomplexe führen in den seltensten Fällen Calcit. Bei der Feldaufnahme zeigt sich diese Erscheinung dadurch am deutlichsten, dass die randlichen Partien der Prasinitzüge infolge ihres Calcitgehaltes einen helleren, in vielen Fällen Gneis-ähnlichen Eindruck erwecken und beim Betupfen mit verdünnter Salzsäure intensiv aufbrausen. Selbstverständlich ist mit Bestimmtheit anzunehmen, dass ein gewisser Gehalt an Calcit bei der Kristallisation bzw. Rekristallisation rein ophiolithischen Materials entstehen kann. Wir glauben aber, mit dieser Annahme allein die oben charakterisierte, in unserem Gebiet weit verbreitete Erscheinung nicht restlos erklären zu können und wollen sie deshalb einer näheren Betrachtung unterziehen:

Theoretisch lässt die in den Grünschieferzügen allgemein feststellbare Zunahme des Calcitgehaltes gegen ihren Rand hin folgende genetische Deutungen diskutabel erscheinen:

1. Die Hypothese, dass die intrudierende Ophiolithschmelze primär am Rand der Intrusionslagen Ca- und CO₂-reicher gewesen wäre, lässt sich nicht von vorneherein von der Hand weisen, wenn wir annehmen, das ophiolithische Magma innerhalb eines Intrusionszuges habe sich in dem Sinne differenziert, dass die wasserreichen und deshalb wohl CO₂- und Ca-reicheren Anteile in die randlichen Partien abgewandert seien. — Gleichfalls möglich ist eine randliche Migmatitbildung infolge Aufschmelzung von Schollen der benachbarten, vorwiegend kalkreichen Sedimente durch die intrudierende Ophiolithschmelze. Immerhin scheint das Phänomen der randlichen Calcitanreicherung in den Grünschieferzügen nicht allein und ausschliesslich durch die oben geschilderten Umstände bedingt sein zu können, wenn wir folgende Beobachtungen mit berücksichtigen: einerseits ist eine randliche Anreicherung der übrigen Ca-haltigen Mineralien unter den Gemengteilen der Ophiolithe, wie Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Zoisit und Titanit, gegenüber den Kernpartien nur in ganz bestimmten und sehr vereinzelt Fällen festzustellen; andererseits tritt der Calcit sehr häufig in zwei Generationen auf, wovon die meist mengenmässig überwiegende nach ihrer im Mikroskop feststellbaren Ausbildung sicher junger Entstehung sein muss; auf alle Fälle muss letztere nach der Primärerstarrung gebildet worden sein und kann unter allen Umständen nicht der stofflich noch unveränderten ophiolithischen Primärschmelze entstammen.
2. Es liegt kein plausibler Grund vor zur Annahme, dass der primäre Ca-Gehalt des Ophioliths während der Metamorphose in den Kernpartien der Grünschieferzüge durch die hier zur Kristallisation gelangte Hornblende, den Epidot/Klinozoisit, Zoisit und Titanit resorbiert, in den randlichen Teilen der Ophiolithzüge aber direkt in Form von Calcit ausgeschieden worden sein sollte. — Dagegen könnten während des Epimetamorphosierungsprozesses, der

ohne Zweifel mit starker tektonischer Bewegung zusammen ging, auf mechanischem Weg randliche Teile des Ophiolithzuges mit Anteilen des umgebenden Sediments durchmischt worden sein, wodurch aber wiederum der Fall verwirklicht wäre, dass es sich nicht um autochthon aus primärem ophiolithischen Material gebildeten Calcit handeln könnte.

3. Es bleibt somit noch die gut vorstellbare Möglichkeit offen, der Grund für die Bildung des Hauptanteils des in den randlichen Partien der Ophiolithzüge vorhandenen Calcit liege in einer Stoffaufnahme vom Nebengestein her, besonders, da die Nebengesteine unserer Ophiolithvorkommen weit überwiegend mesozoischen Alters und deshalb kalkreich sind. Die Stoffaufnahme kann — wie wir gesehen haben — teils auf mechanischem Wege vor sich gegangen sein, war aber während und nach dem Metamorphosierungsprozess in allererster Linie und in der Hauptsache mit hydrothermalen Stoffwanderungen verbunden. — Nun muss nur noch die sekundäre Frage entschieden werden, ob die sedimentogene Stoffzufuhr lediglich CO_2 , oder $\text{CO}_2 + \text{Ca}$ neu hinzubachte. Im ersten Fall müssten dann zur Bildung des Calcits Ca-haltige Prasinitgemengteile ihr Ca zum Teil wenigstens abgegeben haben. Als Ca-haltige Gemengteile haben wir Hornblende, Epidot/Klinozoisit, Zoisit und Titanit bereits erwähnt. Mit Sicherheit und generell kann nun aber innerhalb eines einzelnen Prasinitzuges ein Zurücktreten dieser Mineralien gegen die Calcit-reiche Randzone hin ebenso wenig nachgewiesen werden wie umgekehrt ihre Anreicherung. Es ist deshalb anzunehmen, die infiltrierten oder aufgenommenen Produkte seien CO_2 - + Ca-reich gewesen.

Schon an dieser Stelle sei darauf aufmerksam gemacht, dass auch in umgekehrter Richtung — vom Ophiolith zum Nebengestein — eine sichere Stoffzufuhr stattgefunden hat. Gemäss dem Schema unserer Ausführungen, wo wir vom unveränderten Ophiolith über den stofflich veränderten Ophiolith zum stofflich veränderten Nebengestein vorwärtsschreiten, soll davon später die Rede sein. Es sei dies hier lediglich erwähnt, um zu zeigen, dass zwischen Ophiolith und Nebengestein ein eigentlicher Stoffaustauschprozess gespielt haben muss.

Zum gleichen Resultat kam schon BADER bei seiner petrographischen Untersuchung der Binnentaler-Gesteine (Lit. 7), wo er auf pag. 348 schreibt: „Kalk wurde vom ophiolithischen Magma aus dem Bündnerschiefer aufgenommen und Alkali an denselben abgegeben.“ Auch R. STAUB hat 1915 schon ähnliche Gesteine aus der Corvatschbasis beschrieben (Lit. 122).

Wenn wir nun zur Besprechung der auf Tabelle d dargestellten Gesteinstypen zurückkehren, müssen wir uns zum voraus klar sein, dass es in vielen Fällen trotz der obigen generellen Aussagen nicht möglich ist zu entscheiden, wie weit der darin enthaltene Calcit aus rein ophiolithischem Material oder aus infiltrierten Produkten entstanden ist. Denn selbstverständlich hat die Stoffzufuhr, sofern man sie sich zur Hauptsache in Form wässriger, eventuell zum Teil gasreicher Lösungen vorstellt, im Moment intensiver tektonischer Bewegung ihren Höhepunkt erreicht, im selben Moment also, wo auch der Ophiolith und das umgebende Gestein infolge der Metamorphose umkristallisierte. Der in diesem Moment gebildete Calcit, unabhängig seiner Herkunft, ist im Gesteinsgefüge regellos zerstreut aufgenommen worden, er scheint von den übrigen Gemengteilen siebförmig durchwachsen, ähnlich wie der Albit, und zeigt eine Tendenz zur Bildung grösserer Porphyroblasten, die bis Millimetergrösse erreichen können. — Anders verhält sich der nach diesem Zeitpunkt gebildete Calcit, der aus Lösungen auskristallisierte, die später längs Schichtfugen und Querrissen eingedrungen sind; als typische Hohlraumfüllmasse, d. h. sekretionäre Bildung ist er sofort identifizierbar. Immerhin ist in einzelnen Fällen, wo sich der Calcit zwar in Schichtlagen angereichert findet, sich von dort aus aber deutlich als Gemengteil ins Prasinitgewebe verteilt und mit zunehmender Entfernung von der primären Calcitader mengenmässig zusehends abnimmt, die Annahme berechtigt, er stamme in solchen Fällen gleichfalls aus Lösungen, die bereits während der Metamorphose in den Ophiolith eindrangen und sich darin längs Kristallisationschieferungs-Fugen vorwärtsbewegten. Ein Teil der Adern wäre somit gleichfalls sicher alt.

Der Calcit an sich muss nach diesen allgemeinen Erläuterungen in den Gesteinen Nr. 17 bis 27 kaum noch näher charakterisiert werden, ebensowenig die Erscheinungen im Habitus der Prasinite, die er hervorruft. Ausserhalb dieses Spezialproblems fällt in den Nr. 18, 21 und 26 die Ausbildung des Albits auf, der hier in zwei Generationen vorhanden ist. In Nr. 18 und 21 erkennt man einesteils unregelmäßig liegende, kataklastisch deformierte, zu poikiloblastischem Albit umgewandelte Feldspatleisten (bis 0,5 mm gross), die in ihrer Anordnung noch stark an ein ophitisches Gefüge erinnern, anderseits kleinere, im Durchmesser höchstens 0,15 mm erreichende, bedeutend einschlussärmere Albitxenoblasten, die sich zu einem granoblastischen Gefüge zusammensetzen und sicher jüngerer Entstehung sind als erstere. — In Nr. 26 bildet die ältere siebförmige Albitgeneration mit einer Korngrösse unter 0,2 mm das granoblastische Grundgewebe, während einem jüngeren Vorgang die Entstehung von sozusagen einschlussfreiem Albit zuzuschreiben ist (mit Ausnahme weniger im Albit enthaltenen Chloritschüppchen, aber ohne der sonst hauptsächlichlichen Erfüllung mit Epidot etc.); Lagen von diesem einschlussfreiem Albit haben sich in Richtung der Kristallisationsschieferung angereichert. Es entsteht so ein Gestein, in welchem Lagen eines eigentlichen Prasinit mit granoblastischem Gewebe von poikiloblastischem Albit mit später gebildeten, granoblastisch-porphYROblastischen Calcit-Albitlagen wechsellagern; letzteren fehlt die poikiloblastische Struktur. Das lässt darauf schliessen, dass auch die Prasinitbildung in verschiedenen Stadien vor sich ging.

Interessant ist Nr. 22; es entstammt dem mächtigen, zu einem Ophiolithstock angereicherten Prasinitzug südlich Nufenen, der durch GANSSER (Lit. 38) auf pag. 480 bis 481 bereits eine Bearbeitung erfahren hat. GANSSER ist die inhomogene Ausbildung des oberen Drittels dieser Ophiolithmasse aufgefallen, so beispielsweise das Auftreten von Epidotnestern und Epidotlagen. Er glaubt hierin Anzeichen für Entstehung aus einer tuffogenen Breccie zu erblicken. Uns wird speziell noch der hier näher untersuchte Liegendkontakt dieses Prasinitstockes beschäftigen, wo Nr. 40 und 41 an Nr. 22 anschliessen, und zwar mit wachsender Entfernung vom Ophiolithstock. In Nr. 22 ist infolge des hohen Chloritgehaltes (40%) die eigentliche prasinitische Struktur verloren gegangen; der sehr feinkörnige (unter 0,15 mm grosse) Albit liegt in nur stellenweise aneinander grenzenden Xenoblasten im lepidoblastischen Chloritgewebe eingebettet, ist also nicht granoblastisch verzahnt. Zudem zeigt er als Ausfluss einer späteren Albitisierungsphase um den poikiloblastischen Kern einschlussfreie Neubildungsråder.

Eine streifen- und lagenförmige Anreicherung von Epidot (Pistazit) findet sich auch in Nr. 24, sowohl makroskopisch wie mikroskopisch schön sichtbar. Doch werden wir durch unsere nachfolgend dargelegten Untersuchungen nicht zur Annahme GANSSER's geführt, hierin Anzeichen einer tuffogenen Entstehung zu sehen, sondern wir betrachten diese Erscheinung eher als in Zusammenhang stehend mit zirkulierenden Lösungen und ophiolithogenen Differenziaten, die teils während, teils vor und eventuell sogar noch nach der Metamorphose den Prasinit hauptsächlich längs Kristallisationschieferungs-Fugen durchsetzten. Zu einer solchen genetischen Deutung gelangt in einem andern Fall auch GANSSER (Lit. 38, pag. 488) bei einem detailliert untersuchten Kontakt Prasinit/Bündnerschiefer, wo er die im Prasinit gegen den Kontakt hin feststellbare Anreicherung von Calcit + Klinozoisit + Epidot + Muskovit + Quarz bezüglich des Epidots folgendermassen erklärt: „Eine Epidotbildung wäre auch nach später erfolgter Calcitinfiltration denkbar, indem die Grenze Prasinit/Kalkschiefer eine tektonisch begünstigte Zone darstellt und somit epimetamorphe Prozesse begünstigt.“

Calcit- + Muskovit/Serizit- und zum Teil Quarz-führende Prasinite. (Nr. 28—31 auf Tabelle d, pag. 59).

Für den in dieser Prasinitgruppe neu hinzutretenden Muskovit könnte man zunächst annehmen, er sei bei der Metamorphose aus rein ophiolithischem Material gebildet worden. Demgegenüber steht aber die auffällige Beobachtung, dass Muskovit-reiche Prasinite immer auch Calcit führen, der Muskovit also nirgends ohne gleichzeitige Beteiligung von Calcit in Prasiniten gefunden werden konnte. Dies legt die Vermutung nahe, der Muskovit entstehe im Zusammenhang mit der Calcitinfiltration; eine derartige Verknüpfung würde an sich für die Entstehung des Quarzes eher noch näher zu liegen scheinen.

Betrachten wir einige solche Gesteinstypen: Bei der mikroskopischen Untersuchung von Nr. 28 fällt die nicht mehr ganz einheitliche Struktur auf; sie ist zwar prasinitisch, doch ziehen parallel zur Schieferungsrichtung lepidoblastische, aus Muskovit/Serizit, Chlorit und eingelagerten Epidotkörnern bestehende Lagen durch. Interessant ist der schon auf pag. 57 erwähnte Serizitprasinit Nr. 29, der infolge seines hohen Serizitgehalts und des starken Zurücktretens der grünen Gemengteile mit seiner hellen, weisslichen bis schwach grünen Farbe wie ein Gneis aussieht. Er bildet die Liegendgrenze des obersten Ophiolithzuges des Tomüllappens (Nr. 6—9). Unter dem Mikroskop erkennt man 2 Albitgenerationen:

1. Die erste tritt in Form von bis 4 mm langen Feldspatleisten auf, die durch ihre Siebstruktur prachtvolle Umwandlungs- und Zersetzungs-Erscheinungen zeigen. Es muss sich demnach um grosse, primär basische Plagioklasleisten handeln, jetzt kataklastisch in einzelne Albit-individuen zerlegt, die oft nach dem Albitgesetz verzwillingt sind. Um die bei der Metamorphose gebildete Albitsubstanz sammeln sich häufig Anreicherungen von Epidot und Calcit. Die Feldspatmasse zeigt, dass die Umwandlung zu Albit offenbar nicht ganz abgeschlossen werden konnte, indem sie unregelmässig fleckig auslöscht, wobei aber mit Hilfe der BECKE'schen Linie Unterschiede in den Brechungsindizes nicht festgestellt werden können. Zudem sind diese Feldspatindividuen von Serizit-, Epidot-, Calcit- und Leukoxen-Einschlüssen dicht erfüllt. Im besonderen was die Umrisse betrifft, ist aber ihre reliktsche Natur unbestreitbar.
2. Eine jüngere Albitgeneration erkennt man in einem feinkörnigen Gewebe von schwach poikiloblastischem Albit, der im Einzelkorndurchmesser 0,03 mm kaum überschreitet.

Die Struktur dieses Gesteins ist sehr unregelmässig, eigentlich uneinheitlich, indem ein feinkörnig prasinitisches Gewebe durchzogen wird von lepidoblastischen Chlorit-Epidotbändern, in denen noch einzelne bis 4 mm lange reliktsche Plagioklasleisten verteilt liegen.

Für die genetische Deutung der oben beschriebenen Gesteinstypen mit uneinheitlicher Struktur bestehen zwei Möglichkeiten: Entweder betrachten wir die uneinheitliche Struktur bedingt als Folge von hydrothermalen Lösungen, die in dieser Gesteinszone zirkulierten; am ehesten dürften sie in diesem Fall während des Epimetamorphosierungsprozesses des gesamten Schichtkomplexes aus den Nachbarsedimenten infiltriert sein. Oder wir sind mit GANSSER (Lit. 38, pag. 498) der Ansicht, dass in stark bewegten Zonen, wie wir dies für den Rand eines Ophiolithzuges annehmen müssen, mylonitisirtes Gesteinsmaterial vorhanden war, das sich mit der gewissermassen unter Epi-Bedingungen intrudierenden, wasserreichen Ophiolithschmelze mengte. Diese von der alpinen Hauptphase noch beanspruchte, d. h. metamorphosierte Gesteinsmischung kann dann im Endprodukt tuffogene Gesteine vortäuschen und scheint so gewissermassen für Effusiv-Charakter zu sprechen. Ohne dem Vorwurf eines allzu vorsichtigen Kompromisses verfallen zu wollen, darf aber auch füglich angenommen werden, dass in der Natur ein Zusammenwirken dieser beiden erläuterten Möglichkeiten tatsächlich zutreffend hat.

Aus Nr. 30 sei erwähnt, dass innerhalb des siebförmigen Albits Einschlüsse aller anderen Gemengteile mit Ausnahme von Calcit festgestellt werden konnten; es sind also kleinste Körner und Schüppchen von Epidot, Chlorit, Serizit, Quarz als Tröpfchen, und Rutil. Die Fundstelle von Nr. 31 bildet das genaue Gegenstück zu Nr. 29, steht dieser ebenfalls äusserst helle Gneis-ähnliche Serizitprasinit doch auch in der Basis des obersten Ophiolithzuges an, ca. 3 km südlich von Nr. 29. Nur fehlen hier die einzelnen reliktschen Plagioklasleisten und das ganze Gestein ist äusserst feinkörnig und einheitlich prasinitisch struiert; nur schwach poikiloblastische Albite bilden darin zusammen mit Quarz xenoblasten von unter 0,15 mm Durchmesser das granoblastisch verzahnte Grundgewebe.

Epidot-freie Calcit-führende Chlorit-Aktinolith-Albitschiefer (Nr. 32—34 auf Tabelle d, pag. 59).

Diese Gesteine sind durch ihre Fundstellen gekennzeichnet; sie liegen allesamt in tektonisch sehr stark beanspruchten Zonen, Nr. 32 und 34 in der basalen

Schuppenzone der Gravaserie, Nr. 33 in derjenigen des Tomüllappens. Zudem haben sie sich längs primär vorgezeichneten Bewegungshorizonten gebildet, die, aus der Lagerung der Ophiolithvorkommen zu schliessen, auch nach der Intrusion in diesen Zonen nicht zu völliger Ruhe kamen, sondern noch einige Bewegung mitgemacht haben müssen. Es ist wohl verständlich, dass derartige Zonen für gegenseitigen Stoffaustausch prädestiniert waren.

Im Albitfels Nr. 32, der einer äusserst zähen und harten, ca. 2 m mächtigen Gesteinslamelle entstammt, erinnert das granoblastische Gewebe der teils innig miteinander verzahnten poikiloblastischen Albite von unter 0,5 mm Korndurchmesser an Hornfels-artige Struktur. Die äusserst feinen darin eingelagerten Stengelchen Strahlstein-artiger Hornblende (kaum je über 0,02 mm dick und bis 0,3 mm lang) bilden parallel verlaufende feinste Bänder; Pleochroismus von farblos bis bläulichgrün, $n\gamma/c = \text{ca. } 15^\circ$.

Der aus einem tektonischen Gleithorizont stammende Phyllit Nr. 33 zeigt fibro- bis lepidoblastische, helizitisch gewundene Bänder, die aus Chlorit, Aktinolith und kleinen Talkschüppchen bestehen, dazwischen ein feinkörniges granoblastisches Albitgewebe mit einschliessreichem Albit. Während sich Serizit als Nebengemengteil den helizitischen Bändern zuordnet, findet sich Calcit etwa in parallel zur Schieferungsrichtung verlaufenden Lagen angereichert. Noch deutlicher sind diese Lagen mit Calcitinfiltration in Nr. 34 erkennbar, wo wir eine abwechselnde Folge von bis zu 40% Calcit-führenden Lagen (daneben 30% Albit, 15% Aktinolith, 15% Chlorit) und fast Calcit-freien, dafür zu 60—70% aus Albit bestehenden Lagen von eher feinkörnigerem Gefüge sehen. Diese abwechselnde Folge verschiedener Strukturelemente ist parallel der Kristallisationsschieferung angeordnet.

Kontaktmetamorphe Granatbildung (Nr. 35 auf Tabelle d, pag. 59).

Die einzige Stelle, wo am Rand der Ophiolithzüge unseres Untersuchungsgebietes nicht nur gegenseitiger Stoffaustausch, sondern eine eigentliche Kontaktmetamorphose mit der Neubildung von Mineralien nachgewiesen werden konnte, wird durch das Gestein Nr. 35 belegt. Das Gestein, welches an den Prasinitzug angrenzt, ist ein weisser Triasquarzit. Die weissen Triasquarzite sind sonst immer sehr reine Gesteine, mit Ausnahme jener Stellen, wo sie durch Ophiolithe stofflich beeinflusst wurden. Jedenfalls konnte sonst nirgends Granat in ihnen gefunden werden. Hier aber, in der Kontaktzone, haben sich in einer höchstens Dezimeter-breiten Randzone des Prasinitzuges Millimeter- bis Centimeter-grosse Granatporphyroblasten gebildet.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass diese Granatporphyroblasten kataklastisch deformiert und zum Teil umgewandelt sind, wie dies durch die Quarz-, Epidot-, Apatit- und Erzkristalle zum Ausdruck kommt, die in linear und parallel angeordneten Spaltrissen angereichert sind. Randlich sind die Porphyroblasten kelyphitisch umflossen, zuerst oft von einem Chlorit-Serizit-Albit-Erz-Saum, an den ein Epidot-Albit-Saum anschliesst. Das Gestein ist nicht nur nach der Art der Lagerung, sondern auch nach der volumenmässigen Zusammensetzung ein Mischgestein, allerdings noch mit überwiegendem ophiolithischen Anteil. Dementsprechend ist auch die Struktur ausgebildet, wo im granoblastisch bis plastosammitischen Grundgewebe mit prasinitischen Partien die Granateinsprenglinge verteilt liegen. Die kataklastische Deformation deutet auf tektonische Bewegung, die nach dem Zeitpunkt der mit der Intrusion verknüpften Bildung der Kontaktmineralien (Granat) stattgefunden haben muss, wohl am ehesten während des Epimetamorphosierungsprozesses.

Epidotschiefer (Nr. 36 auf Tabelle d, pag. 59).

Als eigentliches Übergangsglied zu den nachfolgend beschriebenen Mischgesteinen sei der Typus Nr. 36 kurz erläutert. Wir finden diesen Epidotschiefer angereichert in einem zur Kristallisationsschieferung parallel verlaufenden, lamellar auskeilenden Band in der Randpartie des 25 m mächtigen Prasinitzuges, dem u. a. Typ Nr. 30 angehört.

Aus der Vergesellschaftung mit dem reichlich vorhandenen poikiloblastischen Calcit muss angenommen werden, das erwähnte Band habe seine Entstehung einer sedimentogenen Calcit-reichen Stoffzufuhr in den Ophiolith zu verdanken, wonach bei späteren Rekristallisationsvorgängen durch den Ca-Reichtum die Bildung von Epidot angeregt wurde. Wie in den allermeisten Fällen hätte sich damit auch hier die Infiltration auf dem Weg des geringsten Widerstands, d. h. hauptsächlich längs Kristallisationsschieferungs-Fugen vorwärtsgearbeitet.

Genaueres über die Art und den Zeitpunkt der sedimentogenen Stoffaufnahme durch die Grünschieferzüge soll am Schluss des Abschnitts über die Ophiolithe zusammenfassend behandelt werden.

c) Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs.

Allgemeines (mit Fig. 2).

In zahlreichen Fällen, wo wir im vorliegenden Untersuchungsgebiet unser Augenmerk im Terrain den Kontaktzonen zwischen Prasinitzügen und angrenzenden Bündnerschiefern zuwenden, werden wir ausserhalb des eigentlichen Prasinites auf Dezimeter-, Meter- oder bis 10 und 50 Meter-mächtige Zonen stossen, in denen Millimeter- bis Centimeter-dicke Grünschieferlagen meist mehr oder weniger konkordant im Schichtverband eingelagert sind. Hie und da sind aber auch Verbindungen dieser grünen Lagen zum benachbarten Hauptophiolithzug sichtbar. Wie aus den nachfolgenden Erläuterungen klar hervorgeht, handelt es sich bei diesen grünen Lagen um Anteile ophiolithischen Ursprungs im Nebengestein.

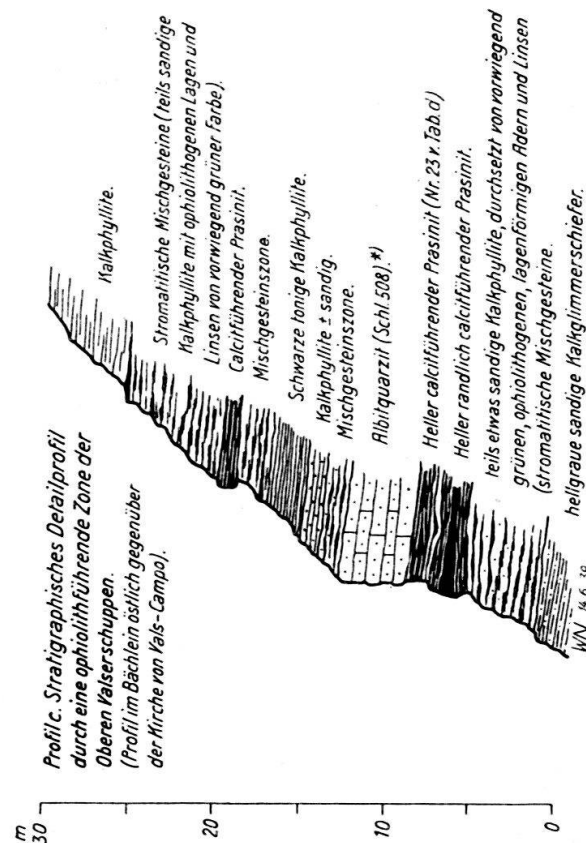
Ohne vorerst ihre Bildungsbedingungen zu diskutieren, wollen wir diese grünen Lagen allein nach dem feldgeologischen Eindruck, den sie erwecken, als ophiolithogene Anteile bezeichnen. Mit dem Ausdruck „ophiolithogen“ — im, bzw. aus dem Ophiolith entstanden — bleiben folgende Möglichkeiten der Entstehung offen:

1. sie können durch tektonische Vorgänge als Schürflinge aus den Ophiolithzügen ins Nebengestein gelangt sein, wobei ihre heute beobachtbare lagenförmige Anreicherung zwischen den Schichtfugen des Nebengesteins als Folge der längere Zeit währenden tektonischen Bewegung und der dadurch hervorgerufenen epimetamorphen Bedingungen und Stoffwanderungen innerhalb des ganzen Schichtkomplexes zu erklären wäre.
2. sie können durch Infiltration leicht beweglicher magmatischer Phasen entstanden sein. Als solche kommen in Frage: Infolge sehr hohen Wassergehalts leicht beweglich gewordene ophiolithische Schmelzen oder hydrothermale ophiolithogene Lösungen.
3. es kann sich um Infiltrationen hydrothermalen Lösungen handeln, die während der Epimetamorphosierung des ganzen Schichtkomplexes im Ophiolithzug gewissermassen als Epimetamorphose-Differenziate gebildet wurden und während der tektonischen Bewegungen, die den Vorgang der Epimetamorphose auslösten bzw. begleiteten, ins Nebengestein eindringen.

Betrachten wir nun den Mineralbestand solcher ophiolithogener Anteile in Mischgesteinen, so sehen wir, dass teils ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand vorliegt, hie und da sogar noch in prasinitischer Struktur. Im allgemeinen mit zunehmender Entfernung vom Hauptprasinitzug nimmt sowohl die Anzahl solcher ophiolithogener Lagen innerhalb der sedimentären Schicht-



Skizze a. Flussschnitt aus der untersten Mischgesteinszone des nebenstehenden Profils d. Kalkglimmerschiefer mit grünen (ophiolithogenen) Lagen und Linsen (= schwarz).



*H.G.: Quarz: Blastopsammitisches Grundgewebe bildend.

Albit: Fügt sich zum einen Teil wie der Quarz ins blastopsammitische Grundgewebe, zum andern Teil liegt er in Form neugebildeter Porphyroblasten vor, deren Kern erfüllt ist von graphitischem Pigment, während der Rand als Letztbildung völlig einschlußfrei erscheint (Produkt einer späten Albitphase). Z.T. schöne Schachbretzerzweigung.

Muskowit

Calcit

UG: Erz



Skizze b. Flussschnitt aus der Randzone des grossen „Ophiolithstockes“ südlich Ilufenen. Die abgebildete Stelle liegt in seinem Liegendkontakt. Sie wurde von den Hochwassern des Hinterrheins rein gewaschen.

Adern von sekrelionärem Quarz

heller calcitführender Prasinit und Grünschieferanteile im benachbarten Mischgestein sandig-toniger Bündnerschieferphyllit

(40) Schliffbeschreibung der an diesen Stellen entnommenen Handstücke siehe Tab. d & e

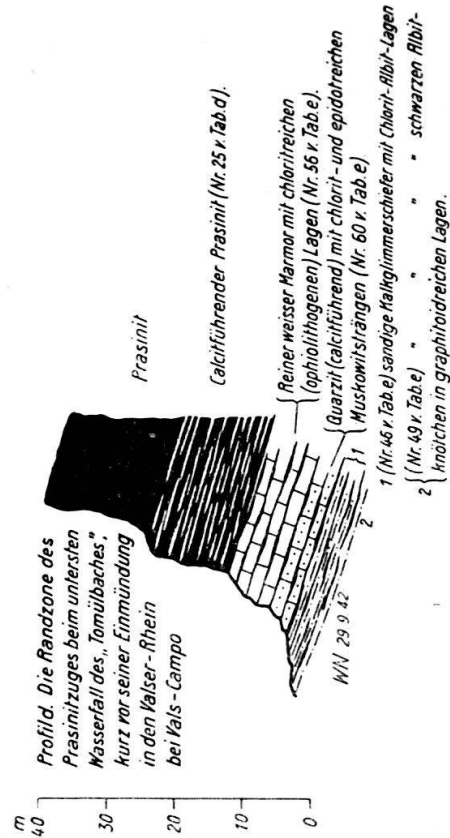


Fig. 2. Das feldgeologische Bild von Mischgesteinszonen in der Nachbarschaft von Ophiolithzügen.

reihen ab, wie auch in ihrem Mineralbestand der vollständige Gehalt an Prasinitmineralien. Besonders Epidot kann rasch zurücktreten, während Chlorit, ganz besonders aber Albit — meist vergesellschaftet mit Rutil — in zum Teil recht weit vom Hauptophiolithzug entfernte Schichtkomplexe gelangen kann. Es entstehen so Gesteinszonen, die einer ausgesprochenen Albitisierung anheimgefallen sind. Letztere Erscheinung wurde im besonderen auch von GANSSEr studiert, der zum Schluss gelangt, in der Folge der ophiolithischen Intrusion, zeitlich wahrscheinlich nach der Hauptintrusion, sei es zu einer eigentlichen Albitphase gekommen. Durch die im vorliegenden Gebiet durchgeführten Untersuchungen konnte diese Albitphase in sehr klar ersichtlichem Zusammenhang mit den Ophiolithzügen gebracht werden. Die von den Grünschieferzügen ausgehende Stoffzufuhr hat in den albitisierten Zonen zudem infolge ihres Titanreichtums in meist sehr auffälliger Menge Rutil zur Kristallisation bzw. Rekristallisation gebracht. Dabei erwecken die Verhältnisse im Terrain häufig den Eindruck, dass die Kristallisation oder Rekristallisation von Rutil in noch weiter vom Hauptophiolithzug entfernten Zonen als ophiolithische Beeinflussung feststellbar ist als die Albit-Neubildung. (Die Verwendung des Ausdrucks: „Kristallisation oder Rekristallisation“ ist deshalb notwendig, da die stoffliche Herkunft des Rutils nicht eindeutig nachgewiesen werden kann, indem sowohl die ophiolithogenen wie die sedimentogenen Anteile beide primär reich an Ti sind.) Damit haben wir die Erscheinungen knapp skizziert, die nur durch ophiolithogene Stoffwanderungen ins Nebengestein erklärt werden können. Anhand des Mineralbestandes und der Art des Auftretens in der Nachbarschaft der Ophiolithzüge dürfte somit auch die Berechtigung der Bezeichnung „ophiolithogene“ Gesteinsanteile genügend erwiesen sein.

Gesteine, die dabei in nächster Nachbarschaft der Prasinitzüge entstehen können, sind infolge ihres Reichtums an ophiolithogenen Lagen oft schon im Handstück makroskopisch als eigentliche Mischgesteine klar erkennbar. Meistens in der für Bündnerschiefer allgemein zutreffenden Kleinfältelung folgen sich ophiolithogene, infolge ihres Chloritgehaltes vorwiegend grüne und sedimentogene graue bis grauschwarze Lagen dicht aufeinander, allerdings selten in ganz regelmässigen Bändern, sondern in lamellar angereicherten, bald dicker bald dünner werdenden, dazwischen auch wieder ganz aussetzenden Lagen. Unter derartigen Mischgesteinen fallen bei der Felduntersuchung in erster Linie solche auf, die schon im normal grossen Handstück ihre deutlich heterogene Natur erkennen lassen, d. h. solche, wo die grünen Lagen in ihrer Mächtigkeit zwischen einigen Millimetern und einigen Centimetern schwanken, im Mittel also etwa Fingerdicke erreichen. Diese Grössenordnung scheint in der Natur die bevorzugteste zu sein. Im grossen und ganzen ist in derartigen Mischgesteinen zwischen den beiden genetisch und strukturell verschiedenen Anteilen weitgehende Konkordanz verwirklicht, bei genauerer Betrachtung erkennt man allerdings, wie die grünen Lagen nicht nur in ihrer Mächtigkeit schwanken, sondern sich auch oft vereinigen, wieder auseinanderstrahlen u.s.w. Die Detailskizzen a und b von Figur 2 versuchen, Beispiele des bei der Feldbeobachtung gewonnenen Bildes zu veranschaulichen.

Von H. HUBER (Lit. 58, pag. 88—91) ist in neuester Zeit nach Vorschlägen seines Lehrers P. NIGGLI der Versuch gemacht worden, grobgemengte Gesteine uneinheitlicher Prägung nicht nach der Genese, sondern lediglich nach ihrer speziellen Ausbildungsform, die sich bei der Feldaufnahme beobachten lässt, zu gliedern und eine entsprechende Nomenklatur aufzustellen. Als Oberbegriff solcher Gesteine, die zum mindesten aus zwei Strukturelementen bestehen, „meist von

verschiedenem Mengenverhältnis der Mineralarten und darum oft von verschiedener Farbe“, wurde der Namen Chorismit vorgeschlagen (von $\chi\omicron\rho\iota\zeta\omega$ = absondern, chorisma = das durch räumliche Absonderung Entstandene). „Nach Form und Umgrenzung der verschieden gearteten Strukturelemente lassen sich dann die Chorismite einteilen in:

- Phlebite = Adergesteine,
- Opthalmite = linsenförmige, augenförmige, knollige Bestandsmassen in Grundsubstanz,
- Stromatite = lagen-, band- oder schichtförmige Strukturelemente,
- Merismite = aus verschieden geformten, groben Teilstücken aufgebaute Chorismite.“

Wenn wir versuchen, diese neu eingeführte Nomenklatur auf unsere Verhältnisse anzuwenden, so müssten darnach die oben skizzierten Mischgesteine als Stromatite bezeichnet werden, deren stereogener Anteil im Paläosom sedimentogenen Ursprungs vorliegt, das zugleich Kyriosom ist, und deren Chymogen durch das Neosom des ophiolithogenen Anteils gebildet wird. (Stromatit wird vom griechischen $\tau\acute{\alpha}$ $\sigma\tau\acute{\omega}\mu\alpha\tau\alpha$ = Lagerdecke, bzw. vom Verbum $\sigma\acute{\iota}\omicron\rho\nu\mu\iota$ = lagenförmig ausbreiten, abgeleitet.) Kurzgefasst könnte man einfach von Ophi-Stromatiten sprechen. Da ihr chymogener und neosomer Anteil ohne Zweifel zur weit überwiegenden Hauptsache aus einer beweglichen Phase stammt, die von aussen dem Paläosom zugeführt wurde, würden sie zur Gruppe der Exo-Chorismite gehören.

Als Beispiel für den feldgeologischen Eindruck, den solche Mischgesteinszonen erwecken, aus denen die auf Tabelle e aufgeführte Gesteinstypen entstammen, sind in Figur 2 neben den Detailansichtsskizzen (a und b) auch zwei Detailprofile (c und d) durch typische Mischgesteinszonen dargestellt.

Das Auftreten von Mischgesteinen in der Nachbarschaft von Ophiolithzügen ist von der lithologischen Beschaffenheit des Nachbargesteins abhängig. An massigen Gesteinen (z. B. an Orthogneisen oder an reinen massigen Kalkbänken) finden wir die Mischgesteinsbildung höchst selten; am bevorzugtesten sind geschieferte Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite und Kalkschiefer, vorzüglich sandige, und ganz besonders Quarzite (Sandsteinquarzite der Bündnerschiefer-serien und aufgeblätterte Triasquarzite). Reine Tonschiefer ohne wesentlichen Sand- und Kalkgehalt zeigen nie ein internes Auftreten ophiolithogener Gesteinsanteile.

An dieser Stelle sei zusammenfassend erwähnt, dass die hier skizzierten Erscheinungen in frappanter Analogie durch NEHER aus seinem Splügener-Untersuchungsgebiet gemeldet werden. Mannigfache diesbezügliche Diskussionen und gemeinsame Beobachtungen verbanden die Untersuchungen NEHER's mit denjenigen des Verfassers. Auch JÄCKLI sind die von ophiolithogenen Infiltrationen erfüllten Zonen in der Nachbarschaft der Ophiolithzüge in der nördlichen Fortsetzung der obersten Grünschieferzone des Tomüllappens aufgefallen, schreibt er doch in Lit. 60 auf pag. 25: „Im Carnusatobel konnten sehr epidotreiche, finger- bis armdicke Ophiolith-Apophysen festgestellt werden, die zu Dutzenden den Kalkschiefern in der Umgebung des Hauptgrünschieferzuges fast konkordant eingelagert sind.“ Dieselbe Erscheinung, allerdings nur von einer einzigen Stelle, beschreibt auch GANSSER (Lit. 38, pag. 489) aus dem Liegendkontakt eines Grünschieferzuges: „Die Grenze gegen den Kalkschiefer ist nicht einfach, sondern es finden sich mehrere chloritreiche Schmitzen, welche apophysenartig in den Kalkschiefer eindringen. Zwischen Chlorit und Muskovit schalten sich grössere Muskovitschuppen ein. Der Calcit selber ist sehr grobkörnig ausgebildet. Teilweise enthält er nahe dem Kontakt grosse Rutilindividuen, welche schon makroskopisch als feine, bis 1 cm lange Nadeln auffallen. Der Rutil, der grobkörnige Calcit, eine Anreicherung von Chlorit und Muskovit, letzterer mit Turmalin, sprechen hier für Kontaktwirkungen.“

Nach diesen einleitenden Bemerkungen wollen wir übergehen zur eingehenden petrographischen Betrachtung der verschiedenen Gesteinstypen, um dann im Anschluss daran deren Entstehungsbedingungen zu diskutieren.

Streifenprasinite mit 2 Strukturelementen (stromatitische Prasinite) (Nr. 37 und 38 auf Tabelle e, pag. 60).

In Schliff von Nr. 37 unterscheiden wir ein erstes rein prasinitisches Strukturelement (granoblastisch verzahntes Albitpoikiloblasten-Gefüge), das in Lagen von 1—1,5 mm Breite auftritt, von einem zweiten lepidoblastischen Strukturelement, das in dickeren Lagen durchzieht als das erstere. Im letzteren bildet Chlorit-Serizit das lepidoblastische Grundgewebe, das reichlich von poikiloblastischen Albitporphyroblasten erfüllt ist, daneben aber auch Klinozoisit und Calcit unter den Hauptgemengteilen enthält. Diese lepidoblastischen Bänder entsprechen entweder Lagen, längs denen die sedimentogene Stoffzufuhr vordrang, oder aber man könnte sie als von der Ophiolith-Intrusion umschlossene und aufgearbeitete sedimentäre Restschollen erklären.

Makroskopisch fällt im Gestein Nr. 38, das aus einem der wenigen innerhalb von Triasdolomit gelegenen Ophiolithzüge entstammt, nur eine undeutlich entwickelte Streifung auf; unter dem Mikroskop entpuppt sich aber eine sehr interessante Doppelstruktur: gewissermassen als Substrat möchte man das prasinitisch-struierte sehr Calcit-reiche Gewebe bezeichnen, in welches aus einer 2—4 mm dicken, sehr Epidot-reichen Prasinitader Epidotschnüre und lepidoblastische Chloritbänder wie Äste aus einem Stamm ins Calcit-reiche Gewebe hinauswachsen, sich hier bis in feinste Ästchen verzweigen und schliesslich sich ganz verlieren. Das Bild erinnert an „FlieSSformen“, die bei Clivage entstehen.

Obige beiden Typen bilden ein Übergangsglied zu den eigentlichen Mischgesteinen. Im Prinzip entsprechen sie dem auf pag. 68 (oben) näher besprochenen Gestein Nr. 29 der Tabelle d (pag. 59). Sicher ist der kalkreiche Strukturanteil sedimentogen bedingt. Ob es sich um primär in den Ophiolith gelangte Sedimentrelikte handelt oder um nachträgliche Stoffzufuhr aus den Nachbarsedimenten, lässt sich nicht entscheiden, da die Epimetamorphose hier ohnehin jegliche Reliktstruktur verwischt hätte.

Sedimente mit feinlagigen ophiolithogenen Anteilen, in welchen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand ausgebildet ist (Albit, Epidot, Chlorit etc.) (Nr. 39 bis 45 auf Tabelle e, pag. 60—61, und Bild 2 der Tafel I).

Im Schliff von Nr. 39 der Tabelle e erscheint der sedimentogene Anteil teils in blastopsammitischen Lagen von Quarz mit wenig Muskovit und Calcit, teils in Kalkschieferlagen von Calcit, wenig Quarz, Serizit und Pyrit. Auch im sedimentogenen Anteil gelangten vom ophiolithogenen Anteil her infiltrierte Mineralien wie Chlorit, Epidot und Albit in sehr untergeordnetem Masse zur Kristallisation. Lagenartig wird dieser sedimentogene Anteil durchzogen von Serizit-Muskovitsträngen, die in direktem Kontakt und mit scharfer Grenze prasinitische Bänder bis Schollen einschliessen, welche ihrerseits von sedimentogenen und infiltrierte Mineralien wie Calcit, Muskovit und Quarz durchsetzt sind. Im prasinitischen, stellenweisen zu lepidoblastischer Struktur tendierenden Anteil, dessen Mineralbestand aus Tabelle e ersichtlich ist, fällt beim Albit auf, dass er in kleineren, meist granoblastisch verzahnten Xenoblasten oft einschlussarm ist, während grössere, bis 0,4 mm messende Individuen sehr schön poikiloblastisch durchwachsen sind von Epidot, Calcit, Serizit, Chlorit etc.

Die Verbandsverhältnisse von Nr. 40 und Nr. 41 der Tabelle e sind aus der Detailskizze b von Fig. 2 (pag. 71) ersichtlich. Nr. 40 stellt ein deutliches Zwischenglied dar zwischen dem Calcit-führenden Prasinit Nr. 22 und dem ausgesprochen stromatitischen Mischgestein Nr. 41: Die beiden Strukturelemente in Nr. 40 sind nur stellenweise scharf getrennt, dazwischen finden sich sukzessive vermittelnde Übergänge; fleckenweise sind im sedimentogenen Anteil ophiolithische Gemengteile angereichert, umgekehrt liegen Anreicherungen von Sedimentmineralien im ophiolithogenen Anteil. — Anders in Nr. 41: Verfolgt man hier einen senkrecht zur Schieferung verlaufenden Querschnitt vom Kalkglimmerschiefer gegen den Hauptprasinitzug, so gelangt man zuerst in eine Zone, wo lagenartig in der Schieferungsrichtung eingebettete, durch ihren

Chloritreichtum gekennzeichnete Bänder sich immer dichter aufeinander folgen. Die ersten dieser Bänder sind 0,2 mm dick, dann werden sie sukzessive häufiger und dicker. Im letzteren Fall können sie schollenartig-linsenförmig ausgezogene Fragmente vom sedimentogenen Strukturelement enthalten, die dann vom ophiolithogenen Anteil rings umschlossen werden. Teils enthalten die Chlorit-reichen Bänder den Albit in porphyroblastischer Form, teils finden sich Übergänge zu prasinitischer Struktur, während der prasinitische Mineralbestand ohnehin vorhanden ist.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 2 auf Tafel I (Nr. 42 auf Tabelle e, pag. 60).

Bild 2 bildet eine Partie eines Dünnschliffes von Nr. 42 der Tabelle e ab. In das blastopsammitische Quarzitgewebe (mit wenig Calcit und sehr wenig Serizit) tritt am Schlifftrand mit ca. 1 mm Dicke ein eigentliches Prasinitband ein, in dem einesteils Prasinitstruktur verwirklicht ist, andernteils und zur Hauptsache die poikiloblastischen Albite als Porphyroblasten im lepidoblastischen Chloritgewebe verstreut liegen. Epidot (Pistazit + Klinozoisit) ist in kleinen, um 0,05 mm grossen Körnern oft in Nestern angereichert. Dieses Infiltrationsband setzt sich etwa einen halben cm weit als gleichbleibender Strang fort, um sich plötzlich aus einer Einschnürung heraus zu verdicken und zu verzweigen, wobei — wie das Bild zeigt — quarzitisches Mikroschollen umschlossen werden.

In Nr. 43 zeigen die zwischen den Calcitlagen durchziehenden ophiolithogenen Bänder zwar prasinitischen Mineralbestand, aber ebenfalls ein vorzugsweise lepidoblastisches Chloritgrundgewebe mit eingelagerten einschlussreichen Albitporphyroblasten. Diese enthalten u. a. allerfeinste Tremolitstengelchen. Wie in vielen andern Schliffen aus entsprechenden Zonen lässt auch hier der weitgehend ausgebleichte Chlorit (Klinochlor) beinahe keinen Pleochroismus erkennen: $nx \parallel$ Spaltbarkeit = grünlichgelb, $ny \perp$ Spaltbarkeit = grau: Interferenzfarbe = grau-olivgrün.

Bei Nr. 44 ist im ophiolithogenen Anteil dieselbe Struktur verwirklicht wie bei Nr. 43, nur hat hier am Aufbau der lepidoblastischen Bänder in erster Linie Serizit, mit weniger Chlorit vergesellschaftet, Anteil. Die Albitporphyroblasten sind auffällig intensiv erfüllt von feinsten Rutilnadelchen-Agglomerationen; an einigen Stellen reichern sie sich zu einem granoblastisch-prasinitisch verzahnten Gewebe an.

Die Gruppe sei abgeschlossen mit Nr. 45, worin Chlorit-Serizitlagen mit eingestreutem Epidot, Albit und Ilmenit, nebst ganz wenig Calcit, scharf abgegrenzt sind gegen die blastopsammitischen sedimentogenen Gefügebänder.

Sedimente mit ophiolithogener Stoffzufuhr, welche die Neubildung von Albit bewirkte (Albitphase, meist neben Chlorit- und Rutil-Neubildung) (Nr. 46—55 auf Tabelle e, pag. 61—62, und Bild 3, 4, 5a u. b der Tafel I).

Nur höchst unscharf ist der Übergang von den im vorigen genannten Gesteinstypen zu Nr. 46 der Tabelle e. Die hier im lepidoblastischen Chloritgewebe eingebetteten Albitporphyroblasten erreichen bis 0,5 und 1 mm Grösse und erweisen sich als sehr einschlussreich, in den zentralen Kernpartien mehr als am Rand. Als Einschlüsse finden wir Graphitoid, Calcit, Quarz, Serizit, Titanit und Epidot in kleinsten Individuen. Der Titanit bildet ausserdem als Nebengemengteil Schwärme sehr kleiner Kristallkörner (um 0,05 mm lang und 0,01—0,03 mm breit). Soviel über die ophiolithogenen Lagen von Nr. 46, die einen sandigen Kalkglimmerschiefer erfüllen, dessen Verbandsverhältnisse aus Detailprofil d der Figur 2 (pag. 71) erhellen.

Im Schliff von Nr. 47 wird ein blastopsammitisches Grundgewebe von im Mittel 0,2 mm grossen Quarzkristallen + sehr wenig Serizit von Glimmeradern durchzogen, in welchen 1,5 bis 2 mm grosse Albitporphyroblasten liegen, erfüllt von kohligem Pigment. Durch die Anordnung der Graphitoideinschlüsse kommt die Drehung der Albitindividuen prachtvoll zum Ausdruck. Ihr Wachstum muss demnach in eine tektonische Bewegungsphase gefallen sein. Die Erscheinungsformen wie auch die Entstehungsbedingungen der gedrehten Albite sind von GANSSER (Lit. 38, pag. 393—394) behandelt und diskutiert worden. Es genüge deshalb hier, auf die Wiederholung dieser Bildungen auch in unserem engeren Arbeitsgebiet aufmerksam zu machen. In den Glimmerbändern tritt vorwiegend reiner Muskovit auf. Wo darin völlig limonitisierte Pyrite liegen, wird der Muskovit darum herum von Eisenhydroxylgel bräunlich ver-

färbt. Dies geschieht aber wahrscheinlich nicht nur oberflächlich; denn das mikroskopische Bild macht ganz den Eindruck, das Eisen werde vom Muskovit streifenweise im Kristallgebäude aufgenommen. Diese Streifen zeigen einen schwachen Pleochroismus $n\alpha$ = farblos-olivbräunlich, $n\gamma$ = braun, und eine Doppelbrechung, d. h. Interferenzfarbe, wie reiner Muskovit. Damit zeigt sich in diesen Glimmerblättchen von makroskopisch verrostetem Aussehen unter dem Mikroskop gleiches optisches Verhalten wie im gebleichten Biotit. Die nächste im Schliff sichtbare Phase ist die Chloritisierung dieser Streifen, indem ihre Interferenzfarbe grau wird und der Pleochroismus mehr in grüne Farbtöne hinüberleitet.

Die ophiolithogenen Infiltrationslagen von Nr. 48 bis Nr. 50 zeigen keine besonderen, hier noch nicht erwähnten Erscheinungen. Höchst selten anzutreffen ist das in Nr. 49 verwirklichte völlige Fehlen von Chlorit; infolge des sehr reichlich vorhandenen Muskovits und Serizits bleibt aber auch hier in den Infiltrationslagen die lepidoblastische Struktur gewahrt. Überall erscheint Rutil im ophiolithogenen Anteil angereichert, besonders als Einschluss in den stets poikiloblastischen Albitporphyroblasten. Fast immer kam es nur zur Ausbildung allerkleinster Rutilnadelchen, oft nur bis 0,02 mm lang. Identifizierbar sind sie dann nur noch durch ihre charakteristische Knie-Zwillingsbildung.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 3 auf Tafel I (Nr. 50 der Tabelle e, pag. 61).

In Bild 3 auf Tafel I kommt eine Dünnschliffphotographie von Gestein Nr. 50 der Tabelle e zur Abbildung. Makroskopisch ist es ein stromatitischer Grünschiefer mit hohem Serizitgehalt, in welchem ein undeutlicher Wechsel von Chlorit-Albit-reichen und quarzitischen Lagen feststellbar ist. Es handelt sich um einen sehr intensiv von ophiolithogenem Material infiltrierten Quarzit. Das Bild soll verdeutlichen, dass auch unter dem Mikroskop die Randzonen zwischen den ophiolithogenen und sedimentogenen Lagen recht komplex gebaut sind. Unten im Bild sieht man das lepidoblastische Chloritgewebe (mit Serizit), das, hier zu wenig sichtbar, von grossen Albitporphyroblasten durchsetzt ist. Die Kernpartien dieser Albite sind neben wenig Serizit so dicht erfüllt von feinstem Rutilgewebe, dass sie ganz dunkel erscheinen; ihre Randzonen sind einschlussarm. Dann folgt, nach einem gerade durchziehenden Serizitstrang, die eigentliche Randzone, von der aus der Chlorit in astförmigen Abzweigungen ins blastopsammitische Quarzitgewebe hinauswächst.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 4 auf Tafel I (Nr. 51 der Tabelle e, pag. 61).

Beim abgebildeten Gestein (Nr. 51 der Tabelle e) handelt es sich um einen tektonisch sehr stark beanspruchten, eine komplexe Kleinfältelung aufweisenden Triasquarzit aus der basalen Schuppenzone der Gravaserie. Durch exogene Stoffzufuhr, die von einem in der Nachbarschaft hindurchziehenden Ophiolithzug herrührt, ist er beeinflusst worden. Deshalb erscheint jetzt das Gestein als Chloritquarzit mit einer sich dicht aneinander reihenden Folge von ca. Millimeterdicken Chlorit-Serizit-Lagen. Das hier dargestellte mikroskopische Bild zeigt: oben ein Hornfels-artiges Gewebe von schwach undulös auslöschendem Quarz mit mehr oder weniger lagiger Anreicherungen von Chlorit (Pennin) (Strukturelement l von Bild 4), begleitet von limonitiertem Pyrit und ganz wenig Rutil. Mit einem scharf abgegrenzten, aus grossen Penninindividuen bestehenden randlichen Strang (Strukturelement m) setzt ein dichtes Chlorit-Serizit-Quarz-Gewebe (Strukturelement n) ein, worin 0,2—0,5 mm grosse gedrehte Albitporphyroblasten eingelagert sind, während die Quarzkörner in diesem Serizit-Chlorit-Gewebe selten über 0,05 mm Durchmesser erlangen. Der Rand der Albitporphyroblasten ist als Letztausscheidung frisch und einschlussfrei, ihr Zentrum erfüllt von gewundenen Rutilanreicherungen. Sehr schön sind die den Chlorit-Serizit-Strang schief durchsetzenden Trennfugen, die auf Clivage zurückzuführen sind.

Das von der gleichen Fundstelle herstammende Gestein Nr. 52 zeigt im Prinzip denselben Aufbau wie Nr. 51; statt durch einen Chloritstrang wird hier das infolge Infiltration entstandene Serizit-Chlorit-Albit-Gewebe durch eine Randzone von auffällig grossen, parallel gerichteten Muskovitblättern gegen den Quarzanteil abgegrenzt.

In Nr. 53 ist die Durchmischung von Paläosom und Neosom so intensiv, dass makroskopisch wie mikroskopisch das Gestein nicht mehr heterogen (stromatitisch) erscheint. Es besteht aus einem dichten Grundgewebe von Serizit mit wenig Chlorit, worin gedrehte und Rutil-erfüllte Albitporphyroblasten liegen. Ausser dem feinen, goldgelb reflektierenden Rutil er-

kennt man auch Einschlüsse von Turmalin, von Quarz und von Apatit. Einige wenige mikroskopisch dünne Lagen von Quarz durchsetzen das Gestein parallel den Schieferungsflächen.

Dünnschliffbeschreibung von Bild 5 a u. b auf Tafel I (Nr. 54 der Tabelle e, pag. 61).

Die Fundstelle des abgebildeten schwarzen Knotenschiefers mit grauem Silberglanz liegt etwa 50 m vom nächsten Prasinitzug entfernt mitten in einer Kalkphyllit- bis Tonschieferserie der Oberen Valserschuppen; trotzdem muss für seine Genese eine sehr intensive ophiolithogene Stoffzufuhr angenommen werden. Das Gestein ist — wie das Bild 5 auf Tafel I zeigt — dicht erfüllt von makroskopisch schwarz erscheinenden Albitporphyroblasten, die sich unter dem Mikroskop als gedrehte 0,5—1 mm grosse Individuen erweisen; diese sind ihrerseits erfüllt von gewundenen, die Drehung verdeutlichenden Schnüren von kohligem Pigment; daneben zeigen sie auch Einschlüsse von Quarz und von fast farblosem Strahlstein. Der Chlorit, zu makroskopisch silbergrauer Farbe ausgeblasst, ist als völlig apleochroitischer weisslicher Klinochlor ausgebildet. Er umfließt die Albitporphyroblasten in dünnen Strängen, die stark durchsetzt sind von sehr feinen, fast farblosen Strahlsteinstengeln ($n\gamma$ = lichtgrünlich); letztere werden selten über 0,1 mm lang und nie über 0,01 mm dick. An einigen in den Abbildungen nicht sichtbaren Stellen können im Schliff Quarz-Calcit-Lagen mit feinem Serizit festgestellt werden.

In Nr. 55 handelt es sich um einen aus der Nachbarschaft eines Ophiolithzuges stammenden kalkreichen Quarzit, in welchen die Lagen der Albit- und Chlorit-bildenden Infiltration im mikroskopischen Bild nur ganz unscharf abgegrenzt sind von Quarz- und Calcit-reicheren Lagen. Makroskopisch ist in diesem Gneis-ähnlichen Gestein eine Streifung wahrnehmbar.

Sedimente mit ophiolithogener Stoffzufuhr ohne Albitbildung (dafür Epidot oder Chlorit oder Rutil oder Turmalin) (Nr. 56—61 auf Tabelle e, pag. 62).

Die Verbandsverhältnisse des ophiolithogen infiltrierten weissen Marmors Nr. 56 von Tabelle e erhellen aus dem Detailprofil d der Figur 2 (pag. 71). Die vom sedimentogenen Paläosom oder Substrat unscharf abgegrenzten Lagen des Infiltrates enthalten im lepidoblastischen Chlorit-Muskovit-Gewebe mit Quarz wenig Epidot, Calcit und Rutil. Auffällig ist, dass der in den Infiltrationslagen eingebettete Quarz im Gegensatz zum Quarz des Paläosoms einschlussreich ist. Er enthält Rutil, zum Teil auch Serizit, womit feststeht, dass er umgebildet wurde, wahrscheinlich ebenfalls als Rekristallisationsprodukt, entstanden während der Phase der ophiolithogenen Stoffzufuhr.

Aus dem gleichen Triasquarzitzug wie Nr. 51—53 stammt Nr. 57; auch hier handelt es sich um einen Triasquarzit, der tektonisch stark beansprucht und durch Infiltrationen aus dem benachbarten Prasinitzug stofflich verändert wurde. So wird auch der Quarzit Nr. 57 von parallel verlaufenden Serizit-Chloritlagen durchsetzt, nur fehlen darin hier die Albitporphyroblasten. Statt dessen treten von mengenmässig recht bedeutendem Ausmass schwarze Adern feinsten Rutils auf, die häufig bis 0,2 mm grosse Turmaline enthalten, vereinzelt auch bis 0,4 mm grosse Ilmenitkristalle.

Nr. 58 leitet über zu den Gesteinstypen, in welchen die beiden Strukturelemente nicht mehr scharf voneinander abgegrenzt sind. In bescheidenerem Masse als in Nr. 54 erscheint Strahlstein-artige Hornblende.

Nr. 59 entspricht im Prinzip Nr. 56, nur ist hier die Durchmischung beider Anteile weiter gediehen; immerhin ist sie aber noch in den lagenartigen Anreicherungen von Chlorit und Epidot (nebst Muskovit) zu erkennen. Der Chlorit (Klinochlor mit $\alpha\parallel$ Spaltbarkeit = saftiggrün, $n\gamma \perp$ Spaltbarkeit = grünlich-strohgelb, Auslöschungsschiefe: ca. 4° , Interferenzfarbe: grau-olivgrün) ist auch makroskopisch kräftig grün, während beispielsweise die vom Tomülbach-Wasserfall herstammenden Mischgesteine (Nr. 46, 49, 56 und 60) alle sozusagen farblosen und fast apleochroitischen Chlorit aufweisen. Dies zeigt sich auch in Nr. 60 noch einmal (Gesteinsverband: siehe Detailprofil d auf Figur 2, pag. 71). Nach dem Schliffbild dieses Gesteins hat man den Eindruck, es seien ursprünglich zwei lagenförmige, scharf getrennte Strukturelemente an seinem Aufbau beteiligt gewesen, wonach durch eine spätere tektonische Reaktivierung diese Lagen zerfetzt wurden.

Problematisch ist die genetische Deutung des Gesteins Nr. 61. Es stammt aus den nördlichsten Ausläufern der basalen Schuppenzone der Gravaserie, wo diese im Tobel östlich Trivassach aufgeschlossen sind (vgl. Profil 1 der Tafel V). Weiter südlich ist diese Schuppenzone

bekanntlich sehr reich dotiert mit Ophiolithen und deren Mischgesteinen. Auch hier — östlich Trivisasch — treten darin grüne Gesteine auf, die man makroskopisch als Chlorit-reiche Prasinite bezeichnen würde, wenn man nicht durch die mikroskopische Untersuchung auf das Fehlen von Albit und Epidot aufmerksam würde. Wenn wir nach gründlicher Untersuchung trotzdem der Ansicht zuneigen, es handle sich um ein ophiolithogen beeinflusstes Gestein, so sind dafür folgende Überlegungen massgebend:

1. Der Gesteinstyp 61 liegt in einer Zone, die direkt südlich anschliessend durch sehr reichliche Ophiolithbeteiligung ausgezeichnet ist.
2. Die ophiolithische Schmelze selbst vermochte zwar nicht ganz bis in die heute östlich Trivisasch aufgeschlossenen Gesteinsserien vorzudringen, doch gelangte während einer wahrscheinlich späteren tektonischen Bewegungsphase — am ehesten in derjenigen, wo sich die Metamorphose der Ophiolithe vollzog — ophiolithogene Stoffzufuhr bis hierher und führte ganz analog zur Genese der Gesteinstypen Nr. 56 und besonders Nr. 57 zur Chloritbildung und Kristallisation oder Rekristallisation von Rutil.

Auch hier erscheint der Quarz als Neubildung oder Rekristallisationsprodukt erfüllt von kleinsten nicht identifizierbaren Einschlüssen. — Problematisch aber ist diese Deutung deshalb, weil hier — wie im Kapitel über die Triasgesteine erwähnt — auch Quartenschiefer-ähnliche Chlorit-reiche Phyllite auftreten.

Dolomitbreccien mit ophiolithogener Stoffzufuhr (Nr. 62 und 63 auf Tabelle e, pag. 62).

An verschiedenen Stellen, wo liasische Breccien mit Dolomitkomponenten in Kontakt mit Prasinitzügen stehen, erkennt man, dass in der nächsten Nachbarschaft des Ophiolithzuges das Bindemittel der Breccie Chlorit- und Albit-reich werden kann und sich durch seine damit verbundene Grünfärbung vom normalen Kalk-Bindemittel ohne entsprechende Beeinflussung auf den ersten Blick unterscheidet.

In Nr. 62 ist das Chlorit-führende Kalk-Bindemittel durchsetzt von 0,2—0,4 mm grossen Albitporphyroblasten, die siebförmig erfüllt sind von Quarz, Calcit und Serizit.

Aus der gleichen Zone wie Nr. 61 stammt Nr. 63, und damit eröffnen sich hier genau dieselben bereits besprochenen Probleme. Dass der vorliegende Schliff von Nr. 63 keinen Chlorit enthält, ist nur einem Zufall zuzuschreiben, indem das Handstück ja gerade deshalb genommen wurde, weil die Breccie auch hier an gewissen Stellen durch Chloritführung grün und damit einer ophiolithogenen Stoffzufuhr verdächtig erscheint. Was aber bei diesem Schliff trotzdem für stoffliche Beeinflussung spricht, ist die Tatsache, dass der Quarz des Bindemittels infolge seiner „pseudopoikiloblastischen“ Ausbildung als Neubildung aufgefasst werden muss. An Einschlüssen sind feinste Rutilnadelchen und Serizitschüppchen identifizierbar.

d) Bildung von Kluftmineralien im Zusammenhang mit den Ophiolithen.

Zahlreich sind die Stellen, wo Kluftmineralien in Zerrklüften innerhalb der Ophiolithzüge oder in deren Nachbarschaft zur Ausbildung gelangten. Ihre Paragenese umfasst: Albit, selten Adular, Epidot, Klinozoisit, Strahlstein und Amiant, Chlorit, Quarz, Calcit, Titanit, (Hämatit, Pyrit, Apatit und etwa Kupferkies). Es unterliegt keinem Zweifel, dass die Mineralien dieser Zerrklüfte im Gefolge der alpinen Metamorphose aus hydrothermalen Lösungen auskristallisierten, die offenbar mit der im vorigen besprochenen ophiolithogenen Stoffzufuhr weitgehend oder sogar völlig gleichgesetzt werden können. Dafür spricht die Bildung genau derselben Mineral-Assoziationen, und wie dort drang auch hier die „ophiolithogene“ Stoffzufuhr bis in die weitere Nachbarschaft der Grünschieferzüge vor.

So häufig einerseits die rudimentäre Bildung von Kluftmineralien ist, so selten sind andererseits die Fundorte wirklich schöner und reiner Stufen. Einzig der „Kri-

stallogen“ — wie er von den Einheimischen bezeichnet wird — der Alp Rischuna 3,25 km NNE Vals kam in der kristallographisch-mineralogischen Literatur zu etwelcher Bedeutung; sehr oft wird er auch unter dem Namen Bucarischuna aufgeführt. Die heute völlig ausgeräumte Zerrkluft liegt an der Liegendgrenze eines Prasinitzuges, der den Fuss des Felsbandes 100 m südwestlich des neuen topographischen Signals der Alp Rischuna (P. 1989,8) auf ca. 1880 m Höhe bildet. Unterhalb der Kluff, hinunter gegen den Aufstiegsweg zur Alp Rischuna, hat sich aus dem ausgeräumten Material eine kleine Schutthalde gebildet; doch liessen sich hier wie auch in der Kluff selbst nur noch unansehnliche Stücke von Albit-Quarz-Calcit finden. Die von diesem Fundort in die Sammlungen gelangten Stufen zeichnen sich aus durch eine bemerkenswerte Verwachsung von Albit und Adular, ganz besonders aber durch grosse klare Albitkristalle, denen eine ungewöhnlich reine Zusammensetzung und morphologisch interessante Entwicklungsform zukommt. Sie wurden durch KREBS (Lit. 78) und andere Autoren untersucht. Amiant ist das wichtigste Begleitmineral dieser Stufen; ferner treten — neben durch Formenreichtum auffallenden Titanitkristallen — Chlorit, Calcit, Quarz, Hämatit, Magnetit wie auch Pyrit auf und schliesslich kleinste, aber flächenreiche Apatitkristalle. In den „Mineralien der Schweizer Alpen“ (Lit. 97) hat PARKER einen umfassenden Überblick und eine kristallographische Charakterisierung der Fundstelle gegeben.

Daneben seien an Zerrkluffbildungen genannt: die Druse mit Strahlstein (Amiant), Albit und Chlorit auf Gestein Nr. 10 der Tabelle d (pag. 58), die auf pag. 64 bereits erwähnt wurde; sodann eine Kluff aus dem obersten Grünschieferzug des Tomüllappens beim Passübergang Beim Bären, wo aus dem prasinitischen Muttergestein mit bemerkenswert grossen Hämatitblättchen-Einschlüssen ein 3 cm dickes Band von Klinoisit-Albit-Fels herauswächst, auf dem grosse Klinoisit- und chloritisch überzogene Albitkristalle sitzen.

Im Anschluss auf den vorigen Hinweis auf die Hämatitblättchen-Einschlüsse im Prasinit sei bemerkt, dass in Grünschiefern, besonders in darin enthaltenen Chloritnestern, oft Centimeter-grosse Pyritwürfel eingesprengt sind. Die schönsten diesbezüglichen Beobachtungen stammen von der Alp Grava, wo innerhalb der Grünschieferzüge aus der basalen Schuppenzone der Gravaserie oft faustdicke, Pyritwürfel-führende Anreicherungen von reinem Chlorit feststellbar sind. — Schliesslich mag auch erwähnt werden, dass sich in einem Prasinitzug westlich des Valserberg-Passes, wenig NE unterhalb der Kuppe P. 2617,9 (Siegfriedkarte P. 2619) eine den Grünschieferzug quer durchsetzende Zerrkluff fand; die Klufffüllung besteht zur Hauptsache aus Quarz (meist amorph), in dem einige ansehnliche Adern von Kupferkies mit malachitischer Verwitterungsrinde auffallen.

Anhangsweise möge an dieser Stelle auch auf eine schöne Kluff mit grossem Albit, Bergkristall und Calcit hingewiesen werden, die am Ostrand des „Grauen Gufer“, 500 m südlich des Piz Tomül-Gipfels auf ca. 2600 m Höhe aufgefunden werden konnte. Sie liegt in einem Kalkmarmorband innerhalb der Kalkphyllitserie, in naher Nachbarschaft mit einem Prasinitzug, von dem aus eine gut sichtbare Stoffzufuhr in die Nachbarsedimente stattgefunden hat (Stromatitbildung). Die Annahme dürfte deshalb berechtigt sein, der Albit dieser Kluff entstamme ebenfalls der letztgenannten Stoffzufuhr.

3. Die Genesis der Ophiolithe und der Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen.

a) Das Alter der Intrusion und der Metamorphose.

Vorerst sei darauf hingewiesen, dass es nicht selbstverständlich erscheint, von einer Intrusion des ophiolithischen Magmas zu sprechen, kam doch ROTHHAAN, der die Ophiolithvorkommen des vorliegenden Untersuchungsgebietes einer ersten umfassenden und systematischen Bearbeitung unterzog, zum Schluss, es handle sich bei einzelnen Grünschieferzügen um submarine Ergüsse. Jene Erscheinungen, mit welchen ROTHHAAN den Effusiv-Charakter zu belegen versuchte, werden durch die vorliegende erneute Untersuchung in ganz anderem Sinne gedeutet, weshalb auch die von ROTHHAAN postulierte Beweisführung bezüglich des Alters ihre Stichhaltigkeit völlig verliert. Es betrifft dies die in der vorliegenden Arbeit als ophiolithische Mischgesteine bezeichneten Gesteinstypen, d. h. Gesteine, die Anteile ophiolithogenen und Anteile sedimentogenen Ursprungs in sich vereinigen; in solchen Gesteinstypen glaubte ROTHHAAN Vertreter submariner Tuffe zu erkennen. Diese Folgerung ROTHHAAN's ist an sich verständlich, weil in den ophiolithischen Mischgesteinen, deren Erscheinungsformen im vorangegangenen Abschnitt ausführlich dargelegt wurden und deren Bildungsprozess im nächsten Abschnitt behandelt werden soll, Gesteinstypen vorliegen, in denen in sedimentogenem Material ophiolithogene Anteile von teilweise oder völlig präsinitischem Mineralbestand eingebettet sind; damit können sie selbstverständlich tuffogenen Charakter vortäuschen. Die sicher intrusive Natur unserer Grünschiefer-Vorkommen kann aber gerade — wie wir im nächsten Abschnitt sehen werden — mit Hilfe solcher „pseudotuffogenen“ Bildungen nachgewiesen werden. Damit und in Berücksichtigung der analogen Schlussfolgerungen GANSSER's, der die südliche Fortsetzung unserer Ophiolithzüge eingehend studierte, kommen wir zum Schluss, auch innerhalb unseres Untersuchungsgebietes komme den Grünschieferzügen intrusiver Charakter zu.

Unter dieser Voraussetzung wollen wir uns nun der Betrachtung der Verbandsverhältnisse der Ophiolithzüge zuwenden, d. h. die Frage nach dem Alter der Intrusion aus dem Alter der der Intrusion anheimgefallenen Sedimentschichtreihen zu lösen versuchen. Wie das Sammelprofil Tafel IV zeigt, beschränkt sich im Raume der nördlichen Adula-Teilelemente die Intrusion von Ophiolithzügen auf wenig praetriadische, auf triadische und in der grossen Hauptsache liasische Schichtreihen; sehr auffällig sind besonders die Lagerungsverhältnisse im Tomüllappen, hauptsächlich, weil hier der im Hangenden des mittelliasischen Quarzites folgende mächtige Grünschieferzug eine untere, stark Ophiolith-führende Zone scharf abgrenzt von einer oberen völlig Ophiolith-freien Zone. ROTHHAAN, welcher in der soeben kurz erläuterten, tuffogenen Charakter vortäuschenden Mischgesteinsbildung, die bei diesem obersten Grünschieferzug an vielen Stellen schön ausgeprägt ist, deutlich auf Effusiv-Charakter hinweisende Merkmale erblicken wollte, musste demgemäss natürlich das Alter für eine solche nach ihm submarine Effusion als liasisch annehmen. Unter der Voraussetzung des Intrusionscharakters, zu dem uns die vorliegenden Untersuchungen führen, kann einmal primär und mit absoluter Bestimmtheit ausgesagt werden, dass die Intrusion frühestens im oberen Lias und spätestens vor Abschluss der letzten orogenen Phasen stattgefunden haben muss. Letztere obere Grenze ist durch die Tatsache der vollständigen metamorphen Umkristallisation der primär gebildeten Ophiolithe gegeben, die man sich nur im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen vorstellen kann. Beim Versuch einer genaueren Präzisierung des Alters der Intrusion gelangen wir zu den-

selben Resultaten wie GANSSE (Lit. 38), der auf pag. 512—513 — analog zu unseren Beobachtungen — feststellt, „dass die Ophiolithe auf tektonisch schon vorgezeichneten Bewegungsbahnen eingedrungen sind. Es dürfte somit ihre Intrusion in die penninische Hauptorogenese gestellt werden, wie dies schon lange von STAUB und CORNELIUS für die Ophiolithe aus den höheren penninischen Decken angenommen wird“.

Begründen wir diese Ansicht kurz auch für unser Untersuchungsgebiet! Schon bei den einleitenden Bemerkungen zum Abschnitt über die Ophiolithe (unter „Allgemeines“ pag. 55—56) haben wir darauf hingewiesen, dass die Ophiolithe zur Intrusion in die geosynklinalen Sedimentserien in allererster Linie solche Grenzhorizonte benutzten, die auch für die tektonische Bewegung als Gleithorizont prädestiniert waren. Dabei liegen die Verhältnisse allem Anschein nach so, dass sich die tektonische Bewegung im Zeitpunkt der Ophiolith-Intrusion bereits in einem fortgeschrittenen Stadium befand. Wir nehmen dies deshalb an, weil die Grünschieferzüge offensichtlich Schichteinlagerungen von grösserer Konstanz darstellen als die überwiegende Mehrzahl der übrigen Schichtglieder; sie sind der Schuppung also weniger anheimgefallen. Zudem wäre es unter der Voraussetzung einer anderen zeitlichen Abfolge nicht verständlich, weshalb die Ophiolithe zur Intrusion gerade die Gleithorizonte zwischen den verschiedenen tektonischen Einheiten benutzt haben sollten. Andererseits darf auf keinen Fall angenommen werden, die Intrusion sei nach Abschluss sämtlicher tektonischer Bewegung erfolgt. Den Beleg hierfür erblicken wir in der Tatsache, dass in einigen besonders ausgezeichneten Zonen auch die Grünschieferzüge verschuppt wurden, zwar in deutlich geringerem Ausmass als die benachbarten Schichtserien, aber dennoch klar erkennbar. Dies trifft zu für gewisse Serien in den Unteren und Oberen Valserschuppen, und in den basalen Schuppenzonen der Gravaserie wie des Tomüllappens. Ferner erscheint es am wahrscheinlichsten, dass die Epimetamorphose der Ophiolithzüge durch tektonische Bewegungen ausgelöst wurde, die nach der Intrusion stattgefunden hatten, bzw. über die Intrusion hinaus dauerten. Nun ist es aber wiederum unwahrscheinlich, dass diese sich noch nach erfolgter Intrusion abspielende tektonische Bewegung innerhalb der tektonischen Einheiten noch ein sehr bedeutendes Ausmass erlangt hätte; sonst wäre die Differenz in der tektonischen Beanspruchung (Schuppung) zwischen den Grünschieferzügen und den umgebenden Schichtreihen nicht so klar erhalten geblieben. Denn diese Differenz kann unmöglich allein auf ein unterschiedliches Verhalten der Grünschieferzüge einerseits und der übrigen Schichtglieder andererseits gegenüber der mechanischen Beanspruchung bei der tektonischen Bewegung zurückgeführt werden.

Damit können wir unsere Schlussfolgerungen dahin präzisieren, dass nicht nur die Ophiolith-Intrusion im Gefolge der orogenetischen Hauptphase stattfand, sondern dass auch der Epimetamorphosierungsprozess höchstwahrscheinlich mit dieser orogenetischen Hauptphase noch verknüpft war. Intrusion und Metamorphose dürften sich also nach diesen geologischen Überlegungen sehr nahe aufeinander gefolgt sein, teilweise wohl direkt ineinander übergeleitet haben. Hierfür sprechen auch verschiedene Resultate der petrographischen Untersuchung, wie wir im nächsten Abschnitt darzulegen versuchen.

Für das genaue geologische Alter der orogenetischen Hauptphase lassen sich aus den Verhältnissen unseres Untersuchungsgebietes keine Schlüsse ziehen. Gemäss den umfassenden alpinen Forschungen STAUB's muss es auch für den Raum der Aduladecke als kretazisch betrachtet werden. Bei dieser Annahme kann das Fehlen von Ophiolithen in den Nollatonschiefern und den höheren Zonen des Tomüllappens damit erklärt werden, dass die mächtige Masse der Tonschiefer

gegenüber einem Vordringen der Ophiolithintrusion in höhere, während dieses Zeitpunkts bereits vorhandene Schichtglieder als hermetisch abdichtender Horizont gewirkt hat.

b) Die Bildung von Mischgesteinen im Zusammenhang mit den Vorgängen bei der Erstarrung der Ophiolithschmelze und bei der Epimetamorphose.

Die petrographische Forschung neueren Datums über magmatische Vorgänge lehrt uns, dass die intrudierenden Ophiolithschmelzen ihre Leichtbeweglichkeit in erster Linie einem primär hohen Wassergehalt zu verdanken haben. Es ist daher auch nicht ausgeschlossen, dass die Auskristallisation der Ophiolithschmelze erst in einem Moment beginnen könnte, wo Druck und Temperatur epimetamorphen Verhältnissen gleichkommen. Unter diesen Verhältnissen wäre es an sich denkbar, dass schon primär ein ophiolithisches Gestein mit prasinitischem Mineralbestand aus der Ophiolithschmelze auskristallisieren könnte. Ein solcher Fall kann aber im vorliegenden Untersuchungsgebiet mit Sicherheit nicht nachgewiesen werden. Im Gegenteil, alle Anzeichen sprechen eher dafür, dass primär gabbroide Gesteine mit basischem Plagioklas und Augit gebildet wurden. Es sei nur noch einmal daran erinnert, dass in den Kernpartien verschiedener Grünschieferzüge ophitische Reliktstrukturen vorliegen, in denen zum Teil noch Augit erhalten geblieben ist und in denen die Plagioklasleisten primär sicher sehr Anorthit-reich gewesen sein müssen; sie sind zwar völlig albitisiert, zeigen aber mit ihrer immer sehr deutlich ausgeprägten poikiloblastischen Struktur mit Einschlüssen von Epidot, Hornblende, Chlorit etc. unzweifelhaft an, dass es sich nicht um primär ausgeschiedenen Albit handeln kann. Primäre Eruptivstrukturen wie z. B. in Spiliten etc. (mit Anzeichen, die für primär kristallisierten sauren Plagioklas sprechen würden) sind nirgends erhalten geblieben. Die Fazies aller unserer Grünschiefervorkommen ist eine ausgeprägt metamorphe.

Unter diesen Voraussetzungen können wir die Bildungsmöglichkeiten der Mischgesteine diskutieren, deren Erscheinungsformen wir in den vorangegangenen Abschnitten wohl zur Genüge kennen gelernt haben. Von vorneherein lässt sich der Fall, dass sie auf Extrusivtuffe zurückgeführt werden könnten, ausschliessen. Der Beweis hierfür liegt darin, dass wir Sedimente mit darin eingeschlossenen ophiolithogenen Anteilen regelmässig auf beiden Seiten — im Liegenden wie im Hangenden — der Grünschieferzüge beobachten können. Insbesondere sind zudem die Fälle nicht selten, wo ein Ophiolith beispielsweise als Trennschicht zwischen einem Triasquarzit im Liegenden und Bündnerschiefern im Hangenden erscheint, die „pseudotuffogenen“ ophiolithogenen Anteile aber in beiden Nachbargesteinen in völlig analoger Ausbildung auftreten. So viel möge als sicherer Nachweis für die intrusive Natur unserer Ophiolithvorkommen angeführt werden.

An anderen demnach noch verbleibenden Möglichkeiten, die zur Bildung von Mischgesteinen führten, kommen in Frage:

1. Innerhalb der randlichen, an die Nachbargesteine grenzenden Partien der Ophiolithzüge:

- a) Während des Vorgangs der Ophiolith-Intrusion könnten einzelne Schollen des Nebengesteins in die benachbarten Partien der noch nicht erstarrten Ophiolithschmelze gelangt, bzw. von ihr umflossen und darin eingeschlossen worden sein. Die Neigung zu einem derartigen Vorgang würde durch den Umstand gefördert worden sein, dass die Intrusion mit allergrösster Wahrscheinlichkeit zeitlich mit einer tektonischen Bewegungsphase zusammen-

hing, wodurch die Durchmischung von am ehesten vorwiegend mylonitiertem Sedimentmaterial mit ophiolithischer Schmelze bedeutend aktiviert worden wäre. Es hätten sich so primäre Eruptivbreccien gebildet. Durch die nachfolgende Metamorphose würde die Primärstruktur verwischt worden sein und es entstünden die lagenförmig angereicherten sedimentogenen Anteile im Rand der Grünschieferzüge.

- b) Derselbe Vorgang einer Durchmischung der randlichen Partien der Ophiolithzüge mit Schollen des Nachbargesteins könnte nach der Erstarrung der Ophiolithschmelze erst zum Zeitpunkt des Epimetamorphosierungsprozesses als Folge der dabei währenden tektonischen Bewegungen auf rein mechanischem Wege ausgelöst werden sein.
- c) Die sedimentogenen Anteile in den an die Nachbargesteine grenzenden Partien der Ophiolithzüge wären rein als Folge hydrothormaler Stoffwanderungen aus dem Sediment in den Ophiolithzug gelangt, also als lokale Resorptionen aufzufassen.

Diese drei Bildungsmöglichkeiten könnten — einzeln oder miteinander verquickt — für die im Abschnitt „Ophiolithe mit Stoffaufnahme aus dem Nebengestein“ (pag. 65 ff.) besprochenen Gesteinstypen zutreffen, sowie für die im Abschnitt „Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs“ dargestellten „Streifenprasinite mit zwei Strukturelementen“ (pag. 74 oben). Die Gesteinsuntersuchung zeigt, dass die Entstehung des Grossteils der Calcit-führenden Prasinite — wie erläutert — zum Fall c) gezählt werden muss. Wo aber der sedimentogene Anteil ein eigentliches Strukturelement bildet, wie das beispielsweise in den Nrn. 29, 36, 37 und 38 der Tabellen d und e (pag. 59 und 60) ausgeprägt ist, wird das Zutreffen der unter a) oder b) skizzierten Bedingungen wahrscheinlich. Ob a) oder b), kann nicht entschieden werden, da a) durch die Metamorphose zur genau gleichen Erscheinungsform wie b) gestempelt worden wäre.

2. Bildungsmöglichkeiten von Mischgesteinen in den an die Ophiolithzüge angrenzenden Sedimentserien:

- d) Während des Vorgangs der Ophiolith-Intrusion infiltrierten wasserreiche und deshalb leicht bewegliche und unter relativ niedrigen Druck- und Temperaturverhältnissen sich verfestigende Restanteile der wasserreichen Ophiolithschmelze in das Nebengestein und durchsetzten dieses in mehr oder weniger feinen Zügen vorwiegend längs den Schicht- und Schieferungsfugen. Ihre Fortbewegung wurde gefördert durch die tektonische Bewegung des gesamten Schichtkomplexes. In die dem gabbroiden Ophiolith benachbarten Partien gelangte noch chemisch unveränderte gabbroide Schmelze, die später bei der Epimetamorphose zur Bildung sämtlicher Prasinitminerale geführt haben würde. In die entfernteren Partien des Nachbargesteins hätten dann nur noch Restanteile der Ophiolithschmelze vordringen können, am weitesten Na- und evtl. auch Ti-reiche Phasen, wahrscheinlich in schwach pneumatolytisch bis hydrothormaler Form. Sie führten in diesen von den Hauptophiolithzügen weiter weg gelegenen Nachbargesteinen zur Albit- und Rutilbildung (Albitphase). Ein solcher Vorgang entspricht in der Hauptsache einer magmatogenen Infiltration.
- e) Derselbe Vorgang — wie in d) geschildert — hätte sich unter alleiniger Mitwirkung von hochgespannten gasreichen und dampfförmigen magmatogen-ophiolithischen Phasen abspielen können. Er würde einer eigentlichen

magmatogenen Gas- oder Dampf-injektion des Nebengesteins gleichkommen.

- f) Während der zum Zeitpunkt und im Gefolge der Ophiolith-Intrusion spielenden tektonischen Bewegungen gelangten Schollen des Ophioliths (noch als Schmelze oder bereits erstarrt) auf mechanischem Wege ins Nebengestein und wurden durch die nachträgliche Dislokations-Epimetamorphose des ganzen Schichtkomplexes zu vorwiegend lagenförmigen Anreicherungen innerhalb der Schichten des Nachbargesteins umgeformt.
- g) Während der Epimetamorphose im Ophiolith gebildete hydrothermale und teilweise pneumatolytische Lösungen infiltrierten ins Nebengestein, — als Austauschprodukt gegen die gleichzeitig in den Ophiolith eindringenden sedimentogenen Lösungen —, und führten zur selben Ausscheidungsfolge ophiolithogener Mineralien wie bei den unter d) geschilderten Vorgängen. Solche Lösungen könnten als Metamorphose - Differenziate bezeichnet werden.

Welche dieser vier Möglichkeiten trifft für die Bildung unserer im Abschnitt „Mischgesteine mit wesentlichen Anteilen ophiolithogenen und sedimentogenen Ursprungs“ (pag. 70 ff.) in ihren Erscheinungsformen umrissenen Gesteinstypen zu? — Der Fall e) — Injektion hochgespannter, ausschliesslich gas- oder dampfförmiger Phasen — erscheint am unwahrscheinlichsten, da die Druck- und Temperaturverhältnisse bei der Ophiolithintrusion die Bildung hochgespannter Gasphasen kaum ermöglicht haben dürften. Die Wirkungen einer explosiv das Nebengestein durchschlagenden Injektion können auch in einer durch die Metamorphose eventuell weitgehend verwischten Reliktform nirgends beobachtet werden.

Der Fall f) — durch die tektonischen Bewegungen bedingte mechanische Durchmischung von ophiolithischen Anteilen mit dem Material des Nebengesteins — mag in einzelnen Fällen verwirklicht worden sein, besonders da, wo heute in nächster Nachbarschaft der Grünschieferzüge Mischgesteine in Form von Ophi-Stromatiten auftreten, deren ophiolithogener Anteil sämtliche Prasinitgemengteile, womöglich noch in prasinitischer Struktur, enthält. Es könnte dies dem Mineralbestand nach bestenfalls für die Gesteine Nr. 39 bis 42 von Tabelle e (pag. 60), evtl. bis Nr. 45 zutreffen (Sedimente mit feinlagigen ophiolithogenen Anteilen, in welchen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand ausgebildet ist, pag. 74 ff.). Die Erscheinungen in den übrigen Mischgesteinstypen können aber auf keinen Fall als Folge lediglich mechanischer Durchmischung erklärt werden; sie sind uns nur unter der Annahme verständlich, wenn wir sie als Produkt von zirkulierenden Lösungen oder Dämpfen auffassen. Nun hängen aber die oben genannten Gesteinstypen Nr. 39—45 in einer deutlich kontinuierlichen Reihe mit den übrigen Mischgesteinstypen zusammen. Ferner muss der ophiolithogene Anteil von Nr. 39—45 aus strukturellen Gründen ganz sicher aus einer beweglichen Phase stammen, da ihm sonst keine Fließformen (Umfließen von sedimentogenen Schollen etc.) zukommen könnten. Eine solche bewegliche Phase (Lösung oder Dampf) könnte an sich nach dem eigentlichen Intrusionsvorgang erst während des Epimetamorphosierungsprozesses entstanden sein; sie kann dann aber auf keinen Fall nur von den ins Nebengestein gelangten Ophiolithschollen allein ausgegangen sein, sondern müsste dies notwendigerweise gleichzeitig auch von den eigentlichen Ophiolithzügen aus getan haben. Letzteres aber würde automatisch einer Verwirklichung von Fall g) entsprechen. Die Möglichkeit f) dürfte deshalb höchstens in vereinzelt Fällen und nirgends als allein ausschlaggebender Faktor beim Bildungsprozess der ophiolithischen Mischgesteine mit im Spiele gewesen sein.

Von den bleibenden Möglichkeiten d) und g) kann gesagt werden, dass d) mit grösster Wahrscheinlichkeit verwirklicht worden ist; aber auch g) ist in bestimmtem Ausmass ohne Zweifel realisiert worden. Für die eigentlichen Ophi-Stromatite, wie sie beispielsweise in den Dünnschliffphotographien Bild 2—4 der Tafel I zur Abbildung kommen, ist es am ehesten unter Annahme magmatogener, ins Nebengestein eindringender Schmelzen verständlich, weshalb der ophiolithogene Anteil in Form von so scharf abgegrenzten Lagen zur Auskristallisation gelangte. Wären es nur hydrothermale Lösungen, entstanden aus „Metamorphose-Differenziaten“ (Fall g), so liesse sich für eine solche scharfe Abgrenzung kaum ein plausibler Grund finden; denn auch das infiltrierte Gestein hätte sich ja in letzterem Fall in epimetamorpher Umwandlung befunden. Die beiden genetisch und strukturell verschiedenen Anteile wären dann wohl — beide unter den Bedingungen der Epimetamorphose umkristallisiert — intensiver vermischt worden, so, wie es bei anderen Mischgesteinstypen effektiv verwirklicht worden ist (wo sich z. B. nur unregelmässig im Sediment eingestreute Albitporphyroblasten neu gebildet haben). Zwar stellt die Wahrscheinlichkeit des Zutreffens von Fall d) — Infiltration von magmatogen-ophiolitischer Schmelze ins Nebengestein unter Bildung von Ophi-Stromatiten etc. — eine bisher nirgends klar erwähnte Begleiterscheinung der alpinen mesozoischen Ophiolithe dar, sie findet aber ein höchst interessantes, erst neuerdings durch E. LEHMANN (Lit. 82) klar erkanntes und umfassend dargelegtes Gegenstück in den Weilburgiten, bzw. Schalsteinen im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde (Hessen):

Die Weilburgite gehören zur Spilit-Keratophyrprovinz jenes Gebietes. Es sind nach Mineralbestand und Chemismus genetisch mit den Keratophyren eng verknüpfte Alkaligesteine mit Alkalifeldspäten und Chlorit als einzigen wesentlichen Komponenten. Feldspäte und Chlorite sind primäre, d. h. unmittelbar aus der Schmelzlösung ausgeschiedene Bildungen. Unter den Feldspäten gilt dies nicht nur für den gelegentlichen Anorthoklas und den verbreiteten Kalinatronfeldspat, sondern auch für den Albit. Chemisch sind die Weilburgite neben relativ niedrigem SiO_2 und hoher Alkalisumme vor allem durch niedriges CaO und hohes H_2O charakterisiert. Letzteres kennzeichnet das Weilburgitmagma als ein ausgesprochen nasses Magma. Der hohe H_2O -Gehalt bedingt weitgehend das physikalische Verhalten des Magmas, vor allem seine trotz niedriger Temperatur überaus leicht flüssige Beschaffenheit und damit seine für ein basisches Magma auffällige Beweglichkeit. So sind weilburgitische Schmelzen, Lösungen und Dämpfe vornehmlich als Injektionen und Infiltrationen in die benachbarten Schichtreihen von Devonalter oft in feinsten Adern von Millimeter- bis Centimeterdicke eingewandert und haben zur Mischgesteinsbildung geführt. Als solche Mischgesteine mit einer magmatogenen und einer sedimentären Komponente sind nach LEHMANN die meisten Schalsteintypen aufzufassen, während die bisherige allgemein geltende Auffassung dahin ging, im Schalstein eine Anhäufung der von submarinen Vulkanen ausgeworfenen Lockerprodukte zu sehen. In diesem von keiner späteren Metamorphose heimgesuchten Gebiet scheint die primär-magmatische Natur der Infiltrationsadern noch gut erkenntlich zu sein. Nicht-poikiloblastische Albitleisten liegen unregelmäßig im Chloritgrundgewebe. Besonders interessant sind die Fälle, wo die in die benachbarten Sedimente injizierten Lösungen an den etwaigen darin enthaltenen Fossilresten magmatische Kontakterscheinungen erzeugt haben, zum Teil sind die Fossilien korrodiert, zum Teil unter Erhaltung der Fossilstruktur stofflich verändert (chloritisiert oder verkieselt). In den zahlreichen, der Arbeit LEHMANN's beigegebenen Dünnschliffphotographien erinnern die Grössenverhältnisse, Form und scharfe Begrenzung dieser Infiltrationsadern stark an die ophiolithogenen Infiltrationslagen der Mischgesteine aus unserem Untersuchungsgebiet.

Nach diesen Erläuterungen erscheint es als sehr wohl möglich, dass die Bildungsmöglichkeit d) auch in unserem Untersuchungsgebiet verwirklicht worden ist, nur ist die primär-magmatogene Natur der Infiltrationslagen unserer Mischgesteine durch die nach oder vielleicht schon während der Intrusion einsetzende Metamorphose völlig verwischt worden. Es wäre dann anzunehmen, dass eigent-

liche ophiolithische Schmelzen nur die nächste Nachbarschaft der Hauptophiolithzüge durchsetzten, jene Zonen also, wo heute in den Infiltrationslagen ein vollständiger prasinitischer Mineralbestand vorliegt; vorwiegend dampfförmige Restanteile der Ophiolithschmelze wären dagegen infolge ihrer noch leichteren Beweglichkeit bis in entferntere Schichtreihen vorgedrungen und hätten hier die Albit-Chlorit- und Rutil-reichen Mischgesteinstypen erzeugt.

Der Fall g) war wohl ebenfalls verwirklicht, denn wenn während der Epimetamorphose des gesamten Schichtkomplexes sedimentogene Lösungen — wie wir das im vorigen nachzuweisen versucht haben — in die randlichen Partien der Ophiolithzüge eindringen, so muss auch der umgekehrte Prozess — Infiltration ophiolithogener Lösungen ins Nachbargestein — gespielt haben. Nur erscheint es nach den Erläuterungen des vorvorletzten Abschnitts völlig unwahrscheinlich, dass sämtliche der beschriebenen Mischgesteinstypen einer solchen Infiltration von „Metamorphose-Differenziaten aus Ophiolithen“ allein zugeschrieben werden könnten. Dieser Fall g) dürfte demnach in der Rolle einer Begleiterscheinung am verständlichsten werden.

Am ehesten mag also eine Verquickung von d) und g) zugetroffen haben. Vielleicht dürfte sogar die Vermutung nicht von der Hand zu weisen sein, dass in den zahlreich beobachtbaren Fällen, wo die innerhalb der Infiltrationslagen gebildeten Albite um einen einschlussreich-poikiloblastischen Kern völlig reine frische Anwachsrande zeigen, die Bildung des Kernanteils (einem ursprünglichen basischen Plagioklas) einer ersten Phase magmatogener Stoffzufuhr zuzuweisen wäre, die Bildung des frischen Anwachsraumes aber einer sekundären durch die Epimetamorphose bedingten Phase entsprechen würde, während welcher hydrothermale Lösungen von den Ophiolithzügen und von den primären ophiolithischen Mischgesteinen ins Nachbargestein abwanderten.

Abschliessend können wir nur noch einmal feststellen, wie schwierig die eindeutige Lösung derartiger Fragen in einem Untersuchungsgebiet wie dem vorliegenden wird, wo die alpine Orogenese und Metamorphose alle primären Verhältnisse in so weitgehendem Masse verändert und unkenntlich gemacht hat.

D. Der Bau der einzelnen tektonischen Einheiten und Untereinheiten.

I. Die oberen tektonischen Einheiten des Adula-Deckensystems.

1. Die Valserschuppen.

Das im Hangenden des Fanellalappens der Aduladecke einsetzende Schuppenwerk lässt sich deutlich in zwei verschiedene Komplexe trennen.

Am Aufbau der Unteren Valserschuppen beteiligen sich dieselben Gesteinstypen wie im Fanellalappen. Es sind vorwiegend Paragneise, Glimmerschiefer und daneben in kleinerem Ausmass Injektions- und Orthogneise vom Typus des Adula-Augengneises, oft mit grünem phengitischem Glimmer. Neben den Triaszügen, welche die Verschuppung in erster Linie zum Ausdruck bringen, treten vereinzelt auch Grünschieferzüge auf — makroskopisch oft schwer zu unterscheiden von den grünen Paragneistypen.

Im Komplex der Oberen Valserschuppen finden sich vor allem verschiedene Bündnerschieferserien. Meist linsenförmige Einlagerungen von Triasgesteinen und von einzelnen Augengneiszügen in zum Teil auffallend grobkörniger Ausbildung verdeutlichen die starke tektonische Durchbewegung auch dieser Zone.

ROOTHAAN (Lit. 108) hat den Begriff einer Valserdecke eingeführt, womit er ungefähr unseren Komplex der Unteren Valserschuppen zusammenfasste, während unsere Oberen Valserschuppen ungefähr der ROOTHAANSCHEN Augengneisdecke entsprechen. — KOPP rechnet in seinem Beitragsband (Lit. 73) nur den unteren, hauptsächlich Kristallin-führenden Komplex zu den Valserschuppen und nimmt dementsprechend im Gebiet zwischen Vals und Valserberg die obere Grenze dieses Komplexes als Ostgrenze seiner Kartierung für die „Geologische Karte der Adula“ (Lit. 184). — Von dieser Beschränkung des Begriffes „Valserschuppen“ auf den unteren Komplex weicht KOPP bei der Kartierung des Adula-Nordrandes am Piz Aul (Lit. 76) 1933 wieder ab und führt eine Zweiteilung der gesamten Schuppenzone durch.

Diese Zweiteilung übernehmen wir auch für die vorliegende Arbeit, denn sie wird den tatsächlichen geologischen Verhältnissen des Untersuchungsgebietes am ehesten gerecht.

a) Die Unteren Valserschuppen.

Da das Gebiet der Unteren Valserschuppen in der Geologischen Karte der Adula (Lit. 184) enthalten ist, erübrigt sich eine eingehende Beschreibung des Verlaufs der einzelnen Schuppen oder Horizonte. Die Mächtigkeit des gesamten Schuppenkomplexes beträgt am Valserberg an die 500 m, nimmt gegen Norden zum Vallatschbach etwas ab und ist in ihrem weiteren Verlauf durch die Osthänge des Peilertales aus Profil 1 der Tafel V ersichtlich. Einer starken Veränderung unterworfen ist der Anteil der einzelnen Schuppen an dieser Gesamtmächtigkeit.

Während im Norden die mächtige Paragneismasse mit einem Augengneiskern fast den ganzen Raum einnimmt, so dass im Mächtigkeitsverhältnis dazu die Schuppen im Liegenden dieses Paragneises stark zurücktreten, nehmen diese basalen Schuppen an Zahl wie an Umfang im Valserbergprofil stark zu. Im Hangenden des siebenten Dolomitzuges östlich der Wenglilücke (vgl. Profil 2 der Tafel V) folgt, mit mächtigem Augengneis beginnend und einem noch mächtigeren darüber liegenden Dolomitzug, eine einzige scheinbar grösseren Umfang erlangende

Schuppe, in deren Rücken sich nochmals einige vom Kristallin bis in die Bündnerschiefer hinaufreichende Serien einstellen. — Am Mangel zusammenhängender Aufschlüsse scheitert der Versuch, die genaue Entwicklung und Vereinfachung des Valserbergprofiles gegen Norden bis ins letzte Detail zu verfolgen.

Als Ganzes betrachtet stellt die Zone der Unteren Valserschuppen den bei der Deckenbewegung arg hergenommenen Rücken des Adula-Altkristallins dar, das mit der darüber liegenden Trias z. T. innig verbunden war. Das Kristallin wie auch die Dolomite und Marmore der Trias haben auf die mechanische Beanspruchung beim Deckenschub sehr ähnlich reagiert. Die mechanischen Eigenschaften des Kristallin-Triaskomplexes unterscheiden sich aber wesentlich von denjenigen der Bündnerschieferserie. So haben sich wahrscheinlich schon bei den ersten alpinen Paroxysmen die Bündnerschiefer der Adula „en bloc“ von der Trias losgelöst, und bei den folgenden Phasen des Zusammenschubs ist weitgehend jede Serie für sich weiteren Schuppungen unterworfen worden.

Geologische und petrographische Vergleiche führen zum Schluss, dass in den Unteren Valserschuppen die verschürften Teile der im ursprünglichen Ablagerungsraum direkt ans Altkristallin des Fanellalappens südlich anschliessenden Kristallin-Trias-Serien vorliegen. Dass dabei auch einzelne Fetzen aus der Bündnerschieferserie in diese Verschuppungen mit hineingeraten sind, versteht sich wohl ohne weiteres. Ebenso fehlen ja auch in den Verschuppungen der Bündnerschieferserien bei den Oberen Valserschuppen triadische oder kristalline Elemente nicht gänzlich, sondern treten lediglich sehr stark zurück.

In den oberen Teilen des Schuppenwerks der Unteren Valserschuppen finden wir einige nicht auf grössere Strecken verfolgbare Ophiolithzüge, so im Valserbergprofil und ganz vereinzelt auf der Ostseite des Peilertales.

b) Die Oberen Valserschuppen.

Diese Schuppenzone steht genetisch in enger Beziehung mit den Unteren Valserschuppen. Wie aus dem vorigen Abschnitt hervorgeht, stellt sie in der Hauptsache nichts anderes dar als die in sich verschuppte Bündnerschieferserie, die ursprünglich die Normalüberdeckung der vorwiegend altkristallinen und triadischen Elemente der Unteren Valserschuppen bildete. Neben den mitverschürften Triasresten treten linsenförmige Züge von Altkristallin nur vereinzelt auf; unter letzteren verdient allerdings der in der Hornrunse östlich ob Vals von WILCKENS (Lit. 165) erstmals näher beschriebene grobflaserige Augengneis (Riesenaugengneis) besondere Erwähnung (siehe Kapitel I, Abschnitt 1 b dieser Arbeit, pag. 26).

Die direkt im Hangenden des „Weissfluh“-Dolomits (vgl. pag. 31 ff.), d. h. des obersten Schichtgliedes der Unteren Valserschuppen, auftretende Schieferserie muss als primäre Schistes lustrés-Überlagerung dieses Dolomits aufgefasst werden, wobei sich allerdings zwischen Trias und Bündnerschiefern eine deutliche Scherfläche ausgebildet hat. Bei den Augengneisen, die sich dann ein- bis zweimal in der Basis höherer Schuppen vorfinden, ist die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass sie kleineren sekundären Schwellenzonen entsprechen, die im primären geosynklinalen Faziesraum südlich des Hauptverbreitungsgebietes der Unteren Valserschuppen gelegen haben mögen.

Im Liegenden werden die Oberen Valserschuppen begrenzt durch den Dolomitzug der „Weissfluh“, den man vom Valserberg durch die Osthänge des Peilertales bis südöstlich ob Vals verfolgen kann. In der Gegend von Marklaschg (1,5 km SE Vals) bildet dieser Triaszug eine prachttvoll sichtbare gegen Norden überliegende Falte (Projektionspunkt 16 auf Profil 1, Taf. V) und geht unmittelbar im

Anschluss an diese Falte aus der südlich davon anhaltenden flachen Lagerung gegen Vals hinunter in deutliches Nordfallen über. Bevor aber das Gebiet des Dorfes Vals erreicht wird, verschwindet der Dolomit und mit ihm die zum unteren Teil der Unteren Valserschuppen gehörenden Elemente unter der Bergsturzmasse zwischen dem Horn und Vals. Diesen Triaszug selber rechnen wir nach dem vorher Gesagten (ähnliches Verhalten von Triasdolomit und Altkristallin gegenüber tektonischer Beanspruchung) noch zu den Unteren Valserschuppen.

Durch die Geländeformen noch deutlicher markiert ist die obere Grenze der Oberen Valserschuppen. Denn im Hangenden werden sie überlagert von der mächtigen Masse der Aulmarmore, die gewöhnlich steile Felswände bilden. Diese Aulmarmore bauen die Abstürze der Wandfluh zwischen Nufenen und Valserberg und die aus der weichen Zone der Oberen Valserschuppen emporsteigenden Felswände oberhalb der Heuberge auf (Ostflanke des Peilertals SE Vals). Schliesslich finden wir das gleiche Gestein wieder in den Felswänden zwischen Pradetsch und Barwig (1,3 km NE Vals), wo es nordfallend der Talebene nördlich Vals-Campo zustrebt. Aber nur die über dem grobflaserigen Augengneiskern liegenden Elemente der Oberen Valserschuppen treten nördlich der Bergsturzmasse von Vals nochmals zutage.

Auf der Westseite des Valsertales im Piz Aul-Gebiet hat KOPP (Lit. 76) diese Zone über die Leiserheuberge (4 km WSW Vals) gegen WSW weiter verfolgt; seine Ausführungen lassen erkennen, dass das geologische Bild der Oberen Valserschuppen auch in diesem Gebiet prinzipiell gleich bleibt. Selbst der grobflaserige Augengneis zieht von Vals-Campo an durch bis ins Gebiet SW des Schwarzhorns (6 km WSW Vals), wo die Oberen Valserschuppen nach KOPP durch Ausstreichen in die Luft ihr westliches Ende finden sollen.

c) Profile durch die Valserschuppen (mit Fig. 3).

Über die komplizierten Lagerungsverhältnisse im Profil des Valserberggrates zwischen der Wengilücke und dem eigentlichen Valserberg-Passübergang gibt Profil 2 der Tafel V Auskunft. Dieses Profil wurde zwar auf der neuen topographischen Unterlage 1:25000 neu aufgenommen, deckt sich aber in allen wesentlichen Belangen feldgeologischer Natur mit dem für den Bereich der Valserschuppen von WILCKENS (Lit. 168) bereits früher hier aufgenommenen Profil.

Im Komplex der Unteren Valserschuppen treten neun Dolomitzüge auf. Viermal findet sich Augengneis: in zwei oberen, 5 m Mächtigkeit kaum überschreitenden Lagern und zwei unteren etwas mächtigeren Zügen. Daneben erscheinen in erster Linie Paragneise und Glimmerschiefer, sehr wenig Bündnerschieferzüge und ein einziger prasinitischer Ophiolithzug. Die Repetitionen der Serien erklärt WILCKENS durch Faltung, was ihn zur Aufstellung eines „Schemas einer zerschlitzten liegenden Falte, zur Veranschaulichung der Entstehung des Wechsels von Kristallin und Dolomit im Valserberggrat, Peilertal und auf der NW-Seite der Fanellamasse“ führt. Nach unserer Auffassung handelt es sich bei allen Schuppenzonen des vorliegenden Untersuchungsgebietes in erster Linie um Phänomene der Abscherung, denen gegenüber die Faltung nur noch sekundär eine Rolle gespielt hat.

Wir haben gesehen, dass der neunte Dolomit im Profil von WILCKENS (Lit. 168) wie auch in unserem Profil 2 der Tafel V am ehesten mit dem Dolomit der „Weissfluh“ in Zusammenhang gebracht werden kann, d. h. also das oberste Teilelement der Unteren Valserschuppen darstellt. Damit gehört der ganze östlich anschliessende Komplex bis zum Valserberg-Pass zu den Oberen Valserschuppen. Er zerfällt im Profil von WILCKENS in drei jeweils mit Triasgesteinen beginnende

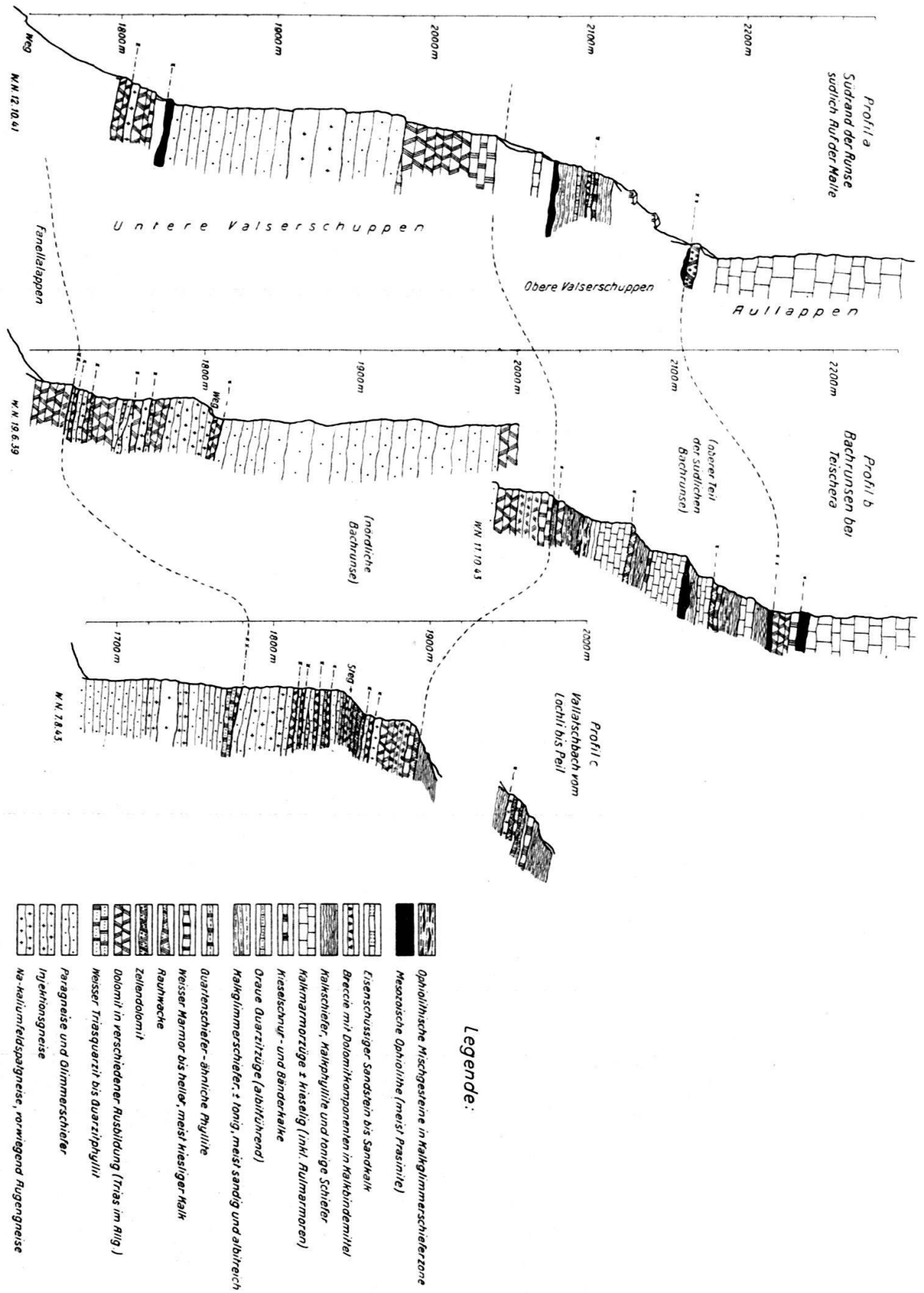


Fig. 3. Schematische Profile durch die Valsers Schuppen im Osthang des Peilertales südlich Vals.

Schuppen, in denen nach der Darstellung von WILCKENS eine stratigraphische Gliederung allerdings nicht zum Ausdruck kommt. In diesem Teilstück des Profils konnten die Zusammenhänge nun klarer erkannt werden: Wie im Profil oberhalb des „Weissfluh“-Dolomits bei Vals erscheint auch hier die zweitunterste Schuppe mit einem kristallinen Kern von grobflaserigem Augengneis, dem „Riesengneis“. Auf der Höhe des Valserberg-Kammes ist er zwar auf eine kurze Strecke hin vollständig ausgequetscht, ca. 300 m SSE des Valserberg-Grates aber setzt er als eine gegen SE an Mächtigkeit rasch zunehmende Linse ein (siehe Profil 1 der Tafel V), und auch NE der Kammlinie lässt er sich bald wieder feststellen. — Die Augengneislinse, die sich im Liegenden des Dolomitzuges findet, der die Basis der Aulmarmore bildet, keilt gegen Norden bald aus. Im Gebiet von Zum Hirt — Auf der Arve (ca. 1 km NNW des Valserhorns) kann sie zum letztenmal beobachtet werden.

Die Entwicklung der Valserschuppen vom besprochenen Valserberg-Profil aus nordwärts ist aus Profil 1 der Tafel V in grossen Zügen ersichtlich. Im einzelnen mögen noch folgende als Beispiele herausgegriffene Angaben das Bild verdeutlichen:

Unmittelbar nördlich der Vallatsch Alp (2 km N des Valserhorns) mündet, vom Öchsli und Löchli herkommend, der in der Siegfriedkarte unbenannte Vallatschbach über eine Steilstufe in das Trogtal des Peilerbaches. Im untersten Teil bis auf die Höhe der Vallatsch Alp lässt sich im Bachbett ein zusammenhängender Aufschluss erkennen. Das hier aufgeschlossene Profil reicht von den oberen Partien des Fanellalappens durch die Zone der Unteren Valserschuppen. Es wird veranschaulicht durch Profil c der Figur 3. Über den Gneisen des Fanellalappens, wo Ortho- und Parakristallin wechsellagern, folgt auf ca. 1780 m der oberste Triaszug des Fanellalappens mit Triasquarzit und Dolomit, darüber eine fast 40 m mächtige basale Kristallin-Schuppe aus der Zone der Unteren Valserschuppen. Nach drei weiteren gering-mächtigen Paragneis-Triasschuppen zeigt eine noch höhere, auf knapp 1840 m beginnende Schuppe über einem basalen Paragneis, der durch seine absolut Ophiolith-ähnliche grüne Farbe auffällt, ein weitgehend differenziertes Triasprofil mit basalem Triasquarzit, überlagert von Dolomit, Marmor und einer ca. 10 m mächtigen Bank von Rauhwacke und Zellendolomit. Im Hangenden tritt etwas Kalkglimmerschiefer auf. Mit Paragneis in der Basis, der stellenweise in Injektionsgneis überzuleiten scheint, beginnt eine neue Schuppe, die sonst nur noch Dolomit führt. In der nächsthöheren Schuppe finden wir in der Basis den typischen Adula-Augengneis, der von einer etwa 20 m mächtigen Dolomitmasse überlagert wird. Über diese hellgelbe Dolomitstufe bildet der Bach einen Wasserfall. Ein grüner Chloritmarmor trennt den Dolomit von der hangenden Rauhwacke. Im flacher werdenden Bachoberlauf sind darüber noch etwas schwarze Kalkschiefer aufgeschlossen, die bald im Bachbett verschwinden.

Nur ein sehr kleiner Profilausschnitt aus den Oberen Valserschuppen ist im oberen Teil des Vallatschbaches, im Löchli aufgeschlossen (vgl. oberer Teil von Profil c der Figur 8). Doch umfasst dieser Aufschluss gerade eine mit Augengneis beginnende Schuppenbasis, wobei die Kieselschnurkalke, die im Hangenden der hier auch etwas Quartenschiefer-ähnliche Phyllite führenden Trias auftreten, typische tiefliasische Horizonte darstellen.

Vollständiger sind die Aufschlüsse östlich Peil in den Runsen des Teischera-baches nördlich Teischera (vgl. Profil b der Figur 3). Über den unter Schutt verborgenen basalen Para- und Orthogneisen des Fanellalappens folgt ein wohl über 20 m mächtiger Dolomitzug, überlagert von 3—4 m mächtigen, durch dünnen

Dolomit getrennten Glimmerschiefern. Es sind graue, serizitisch glänzende Schiefer mit Knollen; letztere entpuppen sich als teilweise verwitterte und chloritisierte Granat-Einsprenglinge. Ein Handstück dieses Gesteins wurde im Dünnschliff untersucht; es ist Nr. 27 der Tabelle a (pag. 21), das auf pag. 29 beschrieben wurde. Eine dünne Lage von grünem Injektionsgneis trennt diese zur Casannaschieferserie zu zählenden Glimmerschiefer vom höheren Dolomitkomplex, in welchem eine fein serizitisch-phyllitische, Quartenschiefer-ähnliche Lage auffällt, die Anlass gab zur Ausbildung eines Gleithorizontes. Die nächsthöheren kleinen Schuppen reichen stratigraphisch jeweils nur vom Kristallin bis zur Trias. Interessant ist die genaue Untersuchung eines grünen Injektionsgneises aus einer solchen Schuppe (vgl. Tabelle a pag. 20, Nr. 15 nebst dazugehöriger Beschreibung pag. 26 unten).

Die oberste Schuppe der Unteren Valserschuppen, die in diesem Profil über dem von Auf der Matte zur Vallatsch Alp führenden Weg beginnt, fällt sofort auf durch ihre ausserordentlich mächtigen Paragneise, die von 1810—1980 m anhalten. Im unteren Teil dieser Paragneis- und Glimmerschiefermasse herrschen grüne Typen von quarzitischem Habitus vor (Beispiel: Nr. 21 der Tabelle a, pag. 21). Größere Paragneise und Glimmerschiefer von mehr grauer Farbe nehmen die höheren Partien ein (Beispiel: Nr. 26 der Tabelle a); auffällig sind die hier häufig eingelagerten linsenförmigen Kieselkonkretionen.

Das Profil durch den oberen Teil der südlichen Bachrunse im Gebiete von Teischera (Figur 3, Profil b) lässt den ganzen Komplex der Oberen Valserschuppen in drei Schuppen aufgeteilt erscheinen. Die Bündnerschiefererien jeder dieser Schuppen sind aber hier bereits besser in die stratigraphischen Unterzonen gliederbar als am Valserberg. Kristallin fehlt gänzlich.

Die Bachaufschlüsse im Gebiet zwischen Auf der Matte und Kartüschen (ca. 2 km SSE Vals) sind dadurch gekennzeichnet, dass gegenüber dem mächtigen obersten Paragneiskomplex die tieferen Teile der Unteren Valserschuppen ausdünnen; zudem sind sie grösstenteils unter der moränenüberkleisterten Terrasse von Auf der Matte verborgen. Im Profil längs dem Südrand der Runse südlich Auf der Matte (Profil a der Figur 3) ist nur ein kleiner Ausschnitt aus der Gesamtzone der Oberen Valserschuppen aufgeschlossen. Gerade hier finden sich aber im Gefolge der Zone der Kalkglimmerschiefer die interessanten Breccien- und Liasbänderkalk-Horizonte. Die stark verwalzte Lage von Kalkbreccie mit einzelnen Dolomitkomponenten ist nur ca. 30 cm mächtig, und in entsprechendem Grössenmass tritt der eisenhaltige sandige Kalk bis Schiefer im Hangenden, wie auch der darüber folgende Kieselschnurkalk auf.

Hier wie im südlicheren Profil der Teischerabachrunse bildet ein mit Dolomit oder Zellendolomit vergesellschafteter Grünschieferzug das Liegende der Aulmarmore. Erscheint dieser Ophiolithzug 3—4 km südlich im Profil der Gratrippe Zum Hirt-Valserhorn noch 70—90 m mächtig, so ist er hier auf einen ganz kümmerlichen Rest von 1—2 m zusammengeschmolzen; weiter nördlich unter dem Horn entwickelt er sich dann für eine kurze Strecke wieder zu grosser Mächtigkeit. Kristallin fehlt auch in diesem Profil.

Die Bergsturzmasse, die einer Ausbruchsnische in der Westflanke des Horns östlich ob Vals entstammt und sich mit breitem Auslauf ins Gebiet zwischen Vals-Platz und Vals-Campo vorschiebt, verdeckt den gesamten Komplex der Unteren Valserschuppen von der „Weissfluh“ aus nordwärts, während sie die Oberen Valserschuppen nur in einem relativ schmalen Streifen überfahren hat. In diesem nördlichen Gebiet beginnen sich die Oberen Valserschuppen zusehends zu verbreitern. Damit nimmt auch die Reichhaltigkeit und Vollständigkeit der Gesteinsserien in den einzelnen Schuppen zu.

Über dem mächtigen Triaszug der „Weissfluh“, der im Abschnitt über die Gesteinstypen der Trias eine nähere Beschreibung erfahren hat (pag. 31 ff.), folgt eine unterste Bündnerschieferschuppe mit deutlicher Vorherrschaft von Kalkglimmerschiefern und Kalkphylliten, in die wenig über dem Triaszug der „Weissfluh“ noch einige dünne Späne von Triasmarmor mitverschuppt wurden. Im Hangenden dieser Kalkphyllit- und Kalkglimmerschiefer-Serien, die als unterste Teilschuppe der Oberen Valserschuppen aufzufassen sind, stellt sich in den obersten Verzweigungen des von den Verbauungen westlich unter dem Horn gegen Vals fließenden Bächleins auf 1860—1900 m Höhe unvermutet der grobflaserige Augengneis (Riesenaugengneis) ein. Im Liegenden der 20—25 m mächtigen Augengneismasse folgt im Profil der südlichen Hornrunse ein 1,2—1,3 m mächtiger dolomitisch-kalkiger, marmorisierter Triaszug, der in der nördlichen Hornrunse als reiner Dolomit erscheint. Darunter liegt, durch Bündnerschiefer getrennt, ein nochmaliger Augengneis-Span von 80 cm—2 m Dicke.

Die direkt im Hangenden des Riesenaugengneises rund 40—50 m mächtige Kalkglimmerschiefer- und Kalkphyllit-Zone ist gekennzeichnet durch ihren Ophiolithreichtum, der zur Ausbildung verschiedenster Mischgesteine — wie sie im Abschnitt über die Ophiolithe besprochen wurden — Veranlassung gab. Darüber folgen höhere Schuppen, in denen eine triadische Basis teilweise vorhanden, teilweise ausgequetscht ist, und an deren Aufbau sich neben den tiefliasischen sicher auch mittel- und oberliasische Schichtglieder beteiligen (Quarzite, Kalkphyllitserien mit zahlreichen eingelagerten Kalkmarmorzügen etc., vgl. dazu auch Tafel IV).

Die Unterteilung des Komplexes über dem Augengneis durch einzelne Triaszüge wird weiter nördlich im Profil in der Runse westlich Pradetsch (1,4 km WNW Vals), die von dort gegen die Therme von Vals hinunter zielt, noch deutlicher. Dieses Profil liegt in der Nähe des Nordrandes der Bergsturzmasse, die sich vom Horn gegen Vals hinunter erstreckt. Von WILCKENS (Lit. 168) wie auch von ROTHAAAN (Lit. 108) konnte der grobflaserige Augengneis, der den kristallinen Kern der Oberen Valserschuppen bildet, bisher nur am Südrand dieser Bergsturzmasse festgestellt werden. Wie nun die vorliegenden Aufnahmen zeigen, taucht dieser Gneis nach einer durch die Bergsturzmasse bedingten Unterbrechung von ca. 1 km nördlich davon wieder auf und gestattet so eine weitgehende Parallelisation der darüber liegenden Profile.

Wie im Profil in der Hornrunde stellt sich auch hier unterhalb Pradetsch unmittelbar im Hangenden des Augengneises in den Kalkglimmerschiefern eine im Grossen wie im Kleinen ophiolithisch sehr stark durchaderte Zone ein. Es wird hier offensichtlich, dass die sandigen Kalkglimmerschiefer für die ophiolithische Mischgesteinsbildung besonders prädestiniert gewesen sein müssen. Darüber folgen in der zum Riesenaugengneis gehörenden Schuppe Ophiolith-freie Kalkglimmerschiefer, die mit quarzitischen Bänken, Kalkphylliten und Tonschiefern wechsellagern; schliesslich, im Liegenden des nächsthöheren Triaszuges, beobachten wir wieder Kalk-Phyllite und -Schiefer mit einer ca. 10 m mächtigen Bank von massigem, kieseligem, grauem Kalk als wahrscheinlich oberliasischem oberem Abschluss dieser rund 180 m mächtigen Schuppe.

Gegenüber den höheren Schuppen ist diese Serie wohl die stratigraphisch vollständigste. Bei den höheren Elementen dieses Profils, die zudem schlechter aufgeschlossen sind, scheint es sich nur noch um verschürfte Schuppenreste zu handeln, die gewöhnlich mit einer Basis von Dolomit oder Triasmarmor einsetzen — häufig verknüpft mit Ophiolithzügen —, über welchen meist Bündnerschiefer in kalkiger Ausbildung folgen.

Allgemein betrachtet, gehen die Oberen Valserschuppen nördlich der Bergsturzmasse zwischen Horn und Vals aus der bis hierher anhaltenden meist flachen Lagerung mit axialem Ostgefälle in immer steiler werdendes Nordfallen über und tauchen in der Gegend von Vals-Campo unter die Talebene. In dieser Gegend, bei der Einmündung des Tomülbaches (auf der Siegfriedkarte ohne Namen) in den Valserrhein, führt die Zone der Kalkglimmerschiefer, die über dem Augengneiskern liegt, sehr viel Ophiolithe. Hier lassen sich die verschiedenen Phänomene der Mischgesteinsbildung in der Nachbarschaft von Ophiolithzügen, bzw. die Kontaktwirkungen der Ophiolithe, wie sie im Abschnitt über die Ophiolithe beschrieben worden sind, gut studieren. Ähnlich wie im darüber liegenden Aullappen kann auch in den Oberen Valserschuppen eine Anhäufung der Ophiolithe in der Stirn dieser tektonischen Einheit festgestellt werden.

2. Der Aullappen.

Bereits aus den Erläuterungen des Hauptabschnitts C über die „Gesteinstypen und ihre stratigraphischen Lagerungsverhältnisse“ ist hervorgegangen, dass die stratigraphische Analyse der mesozoischen Schichtreihen des Aullappens (pag. 34 ff. und pag. 46—47) im Vergleich mit den übrigen tektonischen Einheiten des vorliegenden Untersuchungsgebietes die erheblichsten Schwierigkeiten bietet. Weit aus den grössten Teil der Gesteinsserien des Aullappens nehmen Marmore oder marmorisierte Kalkglimmerschiefer ein, denen gegenüber die tonführenden Bündnerschiefertypen, wie auch die triadischen und praetriadischen Gesteinstypen, sehr stark zurücktreten. Es steht ohne Zweifel fest, dass der Aullappen somit primär einem Faziesgebiet entstammt, das seit der oberen Trias durch vorwiegend kalkreiche Sedimentation gekennzeichnet war. Ebenso gewiss ist es aber auch, dass die heute am Aullappen feststellbare Häufung der „Aulmarmore“ zu einem mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinskomplex zum guten Teil auf tektonische Vorgänge zurückzuführen ist. Jedenfalls sind beim Überschiebungsvorgang die lithologisch gleich ausgebildeten Gesteinskomplexe, auf der einen Seite besonders die Aulmarmore, auf der andern Seite die Kalkglimmerschieferserien, jeweils für sich, d. h. gesondert, verfrachtet und durch Schuppung angehäuft worden.

Verfolgen wir den Aullappen durch unser Untersuchungsgebiet von Süden nach Norden, so treffen wir etwa auf folgende Entwicklung, die auf Profil 1 der Tafel V zur Darstellung gelangt. Im Rheinwald, zwischen Nufenen und Hinterrhein, ergibt sich aus den beidseitig der Talalluvionen aufgenommenen Feldkartierungen deutlich, dass der Aullappen mit der „unteren Uccellozone“ GANSSER's und seinem darüber liegenden „Gadriolzug“ zu verbinden ist. Die Gneise und Ophiolithe des „Gadriolzuges“ finden nördlich des Rheinwalds ihre Fortsetzung in den Phengitgneislamellen und den dazugehörigen Triaszügen, wie auch in den begleitenden Ophiolithzügen in den untersten Ausläufern der Wandfluh westlich oberhalb des Brennhofs bei Nufenen. Diese Phengitgneislamellen fassen wir als kristallinen Kern des Aullappens auf, wie das im stratigraphisch-petrographischen Teil auf pag. 27 ausführlich dargelegt wurde. Durch den Felsabsturz der Wandfluh zieht der Grossteil der Aulmarmore vom Rheinwald ins Gebiet zwischen Valserberg und Valserhorn. Jenseits dieses Kammes hinunter ist die Zone der Aulmarmore stets gekennzeichnet durch die hohen Felswände, die sich westlich unterhalb des Teischerhorns im Horn (Projektionspunkt ⑰ des Profils 1, Tafel V) östlich ob Vals fortsetzen und schliesslich in den Westabstürzen des Jägerbergs östlich oberhalb der Linie Vals-Campo bis Bucarischuna ihre grösste Mächtigkeit erlangen. Hier geht die ganze Zone in starkes Nordfallen über.

Im Strassenprofil zwischen der Hoh Brück und Bucarischuna (Projektionspunkte ⑪ und ⑩ auf Profil 1, Tafel V) stehen die Schichten meist annähernd senkrecht oder sind sogar mit Südfallen überkippt.

In ihrer Gesamtheit stellt diese Zone des Nordfallens die tauchende Stirn des Aullappens dar; sie setzt sich über den Valserrhein hinüber fort in die Gebirgsgruppe des Piz Aul, wo sie von KOPP (Lit. 76) bereits näher untersucht worden ist. Eine schöne Analogie zwischen dem Aulgebiet und unserem Untersuchungsabschnitt ergibt sich besonders auch aus dem Auftreten von Phengitgneisbänken in den mittleren bis oberen Partien des Aullappens, wie sie von KOPP (Lit. 76) aus der Gebirgsgruppe des Piz Aul gemeldet werden. Sie stehen ohne jeden Zweifel in Zusammenhang mit den Gneisen des „Gadriolzuges“ und ihrer nördlichen Fortsetzung westlich oberhalb des Brennhofs bei Nufenen, die wir dort als Einlagerungen im Aulmarmorkomplex kennen gelernt und besprochen haben.

Die beiden in verschiedenen Niveaux innerhalb des Aullappens liegenden Phengitgneislamellen und ein ebenfalls oberhalb Nufenen in einem noch höheren Niveau liegender Zug von weissen Triasmarmor beweisen, dass ein Grossteil der heutigen Mächtigkeit der Aulmarmore tektonischer Übereinanderschichtung zu verdanken ist. Dort, wo diese praetriadischen und triadischen Schichten als sichere Basis übereinanderliegender Schuppenpakete fehlen, übernehmen auf sehr lange Distanz hin, ja fast durchgehend verfolgbare Ophiolithzüge gewissermassen ihre Rolle, indem sie ohne Zweifel den weiteren Verlauf der Überschiebungsflächen innerhalb des Aullappens (d. h. sekundärer Ordnung) markieren.

3. Die Gravaserie.

Bisher wurde der gesamte zur Adula gehörende Komplex im Hangenden des Aullappens als eine einzige tektonische Einheit betrachtet und nach der durch KOPP (Lit. 73—76) von ROTHAAAN (Lit. 108) übernommenen Bezeichnung Tomüllappen genannt. ROTHAAAN schied zwar noch eine höhere Einheit — die Safierdedcke — aus, deren untere Grenzfläche er in den Quarziten des Schollengrates (SE des Safierberges) und in den rechtsseitigen Abstürzen des oberen Safientales, den sog. „Nollen“, erkennen wollte. Die Untersuchungen von JÄCKLI (Lit. 60) und von NEHER, kombiniert mit denjenigen des Verfassers, haben gezeigt, dass es sich dabei um eine irrige Annahme handelt.

Die vorliegenden Untersuchungen haben zu einer Zweiteilung der bisher als Tomüllappen bezeichneten Schieferserie geführt. Vom Rinderberg, zwischen Thälihorn und Piz Tomül gelegen, bis ins Rheinwald östlich des Aufstiegs zum Lückli lässt sich ein von sicherer Trias begleiteter tektonischer Gleithorizont verfolgen, der den Tomüllappen bisheriger Auffassung in zwei tektonische Unterheiten trennt. Der unter dieser tektonischen Grenzlinie gelegene Schieferkomplex erreicht stellenweise bis über 2 km Mächtigkeit; nach der gut differenzierten und mächtigen Entwicklung im Gebiet der Alp Grava möge er Gravaserie genannt sein. Die über dieser tektonischen Grenze folgende zusammenhängende Schichtserie erlangt in ihrer Mächtigkeit ein Vielfaches der Gravaserie und kann deshalb weiterhin als Tomüllappen (s. str.) bezeichnet werden. Die Schichtglieder der Gravaserie sind ähnlich ausgebildet wie die tieferen Teile des Tomüllappens, so dass die Faziesgebiete dieser beiden tektonischen Elemente direkt benachbart und ungefähr gleich beschaffen gewesen sein müssen. Die Gravaserie stellt somit eigentlich nichts anderes dar als einen überfahrenen Abschürfling aus der Basis des Tomüllappens. Damit möge die enge Verwandtschaft dieser beiden tektonischen Einheiten nachdrücklich betont sein.

Im Prinzip völlig gleich wie der Tomüllappen setzt auch die Gravaserie mit einer äusserst komplexen basalen Schürfzone ein, in welcher triadische bis mittelliasische Ablagerungen miteinander in wohl füglich als wirr zu bezeichnender Folge der Verschuppung anheimgefallen sind. Dabei wurde das tektonische Bild durch die vor und teilweise wohl auch zu Beginn des Verschuppungsvorganges intrudierenden Ophiolithe noch reichlich komplizierter gestaltet. Über dieser basalen Schuppenzone folgen dann die wahrscheinlich grösstenteils oberliasischen Schiefererien der Gravaserie in bedeutend weniger gestörter Lagerung. Diese intensive tektonische Durcharbeitung der Basiszone ist an sich gut verständlich, da sie beim Überschiebungsvorgang der Gravaserie über den Aullappen der stärksten mechanischen Beanspruchung ausgesetzt war.

Verfolgen wir nun den Bau der Gravaserie von Süden nach Norden durch unser Untersuchungsgebiet hindurch, indem wir die in Profil 1 der Tafel V dargestellten Verhältnisse in einigen Einzelheiten ergänzen:

In arger Verschuppung bilden die im Brennhoftobel bei Nufenen gut aufgeschlossenen, zu eigentlichen Bündnerschiefergneisen umgewandelten mittelliasischen Quarzite zusammen mit etlichen eingelagerten Ophiolithzügen zur Hauptsache die Basis der Gravaserie. Mit nur wenigen triadischen Einlagerungen erstreckt sich diese Zone, stets mächtiger werdend, über den „Blauen Gufer“ hinauf in den Grat zwischen Valserhorn und Lückli. Die hier anzutreffenden Verhältnisse gelangten in Profil 2 der Tafel V zur Abbildung. Auffällig sind in diesem Profil die verschiedenen Typen der Bündnerschiefergneise, d. h. die im Hauptabschnitt C beschriebenen, metamorph stark veränderten mittelliasischen Quarzite (pag. 45—46), zahlreiche interessante ophiolithische Mischgesteine und die grauen, sandigen, Serizit-reichen und marmorisierten Kalkglimmerschiefer, welche die direkt westlich oberhalb dem Lückli gelegene Kuppe aufbauen. Die Schichten dieses Gesteins setzen sich in schwach gewölbten Schichtplatten gegen Osten hinunter zum Weg Nufenen-Lückli fort. Da sie grösstenteils unbewachsen sind, bieten sie einen eintönigen, öden Anblick. Durch Regenwasser ausgewaschen, sammeln sich am Fuss dieser Schichtplatten mächtige, fast einzig aus grauem Sand bestehende Schuttkegel an. — Die höheren Teile der Gravaserie im Ostanstieg des Lückli sind ebenfalls aus Profil 2 der Tafel V ersichtlich.

Wenig nördlich des Lückli keilt die basale Schuppenzone mit der Vorherrschaft der Bündnerschiefergneise aus, und die Grenze Aullappen/Gravaserie ist nur noch durch einen Grünschieferzug markiert. Im Gebiet der Alp Tomül setzen wieder einzelne Dolomitlinsen ein, die in den vom Klein-Tomül und vom Tomülpas herabfliessenden Bächen aufgeschlossen sind.

Im Bachbett des Bächleins, das WSW unterhalb des Piz Tomüls entspringt, folgt über dem 40—50 m mächtigen Grünschieferzug in der Basis der Gravaserie ca. 12 m Rauhwacke, Schutt, triadischer Serizitquarzit, ca. 5 m gelber Dolomit, Quarzit, Kalkphyllit, nochmals ca. 1 m Quarzit und dann die mächtige Serie der Kalkphyllite, die auf etwa 2300 m beginnt.

Im nordwestlichen Arm desselben Bächleins, das unterhalb des sog. „Riedbodens“ bei 1988 m in den Tomülbach mündet — wo auch ein Steg über den Tomülbach führt — finden wir von 2280 m an abwärts ein ähnliches Profil, nun erstmals mit Beteiligung der höchstwahrscheinlich unterliasischen Breccie mit Dolomitkomponenten:

15. dunkler Kalkphyllit von 2280 m an aufwärts.
14. 15 m schwarze Tonschiefer mit wenigen Kalklagen.
13. 1 m Gneis-artiger Bündnerschieferquarzit.
12. 5 m schwarze Tonphyllite.

11. 1 m (linsenförmig) Breccie mit bis 10 cm grossen Dolomitkomponenten in grauem Kalkbindemittel.
10. 10 m schwarzer Tonphyllit.
9. 2 m kieseliger Marmor.
8. 1,5 m gelber Dolomit.
7. 3 m Schuttüberdeckung.
6. 5 m brecciöser Dolomit, z. T. in Rauhwacke übergehend.
5. 2 m weisser Serizitquarzit (triadischer Basisquarzit).
4. 7 m dunkler Kalkphyllit mit Quarzadern und -linsen.
3. Schuttüberdeckung über den tieferen Teilen dieser Basiszone.
2. Grünschieferzug.
1. Aulmarmore.

(Aufgenommen 29. 9. 1941.)

Schön aufgeschlossen erscheint dann diese Zone wieder im Runsenkessel zwischen der oberen SW-Ecke der Alp Grava und der Terrasse des sog. „Tomülbodens“; letzterer erstreckt sich SW unterhalb des Piz Tomüls bis zur Alp Tomül. Hier bleibt sich das Profil ungefähr das gleiche mit Ausnahme der in der Basis mächtiger werdenden, ophiolithisch stark beeinflussten Triasquarzite, welche die im Ophiolithabschnitt beschriebenen schönen Mischgesteins-Erscheinungen aufweisen. Wie stark die tektonische Beanspruchung dieser Basiszone mitunter werden kann, lässt sich an der hier überall anzutreffenden, ausserordentlich intensiven Kleinfältelung der einzelnen Gesteinshorizonte prachtvoll erkennen.

Weiter zieht diese Basiszone hinüber in die Alp Grava; da hier die gesamte Gravaserie ihre schönste und vollständigste Entwicklung erreicht, ist sie auch nach dieser Lokalität benannt worden. Die triadische bis mittelliasische basale Schuppenzone ist hier sehr deutlich in die einzelnen Unterhorizonte gegliedert, wobei nochmals speziell der schönste Fundort von Gryphaeen (Projektionspunkt ⑬ von Profil 1 auf Tafel V) erwähnt sei, der sich in der südwestlichen oberen Ecke der Alp Grava befindet. Sehr schön aufgeschlossen ist dann diese basale Schuppenzone besonders in den Bachprofilen südlich und östlich der neuen Alphütte „Grava“. Von den letzten Aufschlüssen an steigt sie steil gegen Norden an und verliert sich durch Auskeilen noch vor Erreichen der hochgelegenen Weidehänge von Curaletch unterhalb des Thälihornes und des Crap grisch.

Von hier aus nordwärts folgen Teile der Gravaserie als Umhüllung des Aullappens dem stirnwärtigen Abtauchen der letzteren Einheit. In überkippter Lagerung finden wir einen rund 100 m breiten Streifen der Gravaserie im Strassenprofil direkt nördlich Bucarischuna (Projektionspunkt ⑩ des Profils 1 auf Tafel V), eingeklemmt zwischen die Stirn des Aullappens und die aus dem Raume unter der Adula hervortauchende Zone von Lunschania/Terri. Der Grossteil der Gravaserie aber macht die Einwicklung der Aulstirn nicht mit, sondern erstreckt sich in flach südfallender Lagerung gegen Norden, um von der Linie Lunschania-Travisasch-Alp Calasa aus die Überlagerung der hier mit starkem Axialgefälle gegen Osten abtauchenden Zone von Lunschania/Terri zu bilden.

Wenig über dem Oberrand dieser tieferen tektonischen Zone erscheinen in der Gravaserie die am weitesten gegen Norden vorgeschürften Reste aus ihrer basalen Schuppenzone. Sie führen neben tektonisch sehr stark ausgewalzten Triasquarziten, Dolomit- und Rauhwackelinsen im Bachtobel östlich Travisasch — wie im Hauptabschnitt C (pag. 37) beschrieben — auch Quartenschiefer-ähnliche Phyllite, unterliasische Breccien mit Dolomitkomponenten und wahrscheinlich in bescheidenem Ausmasse noch ophiolithisch beeinflusste Gesteine.

Den ganz überwiegenden Hauptanteil der Gravaserie aber machen in diesem nördlichen Gebiet die oberliasischen Kalkphyllite aus. Von KOPP, der — wie wir gesehen haben — die Gravaserie zum Tomüllappen rechnete, wurden diese Kalkphyllite als Tomülschiefer bezeichnet und demgemäss spricht er in Lit. 76 von einer Einwicklung der Aullappenstirn durch die Tomülschiefer.

Nachdem wir im vorigen den Verlauf und die Veränderungen der Basiszone zur Genüge kennen gelernt haben, bleibt noch ein Blick zu werfen auf die Entwicklung der Kalkphyllite der Gravaserie aus den schmalen Zügen im Gebiet des Lückli in die etwa 2 km mächtige Masse zwischen Trabisasch und Crap grisch. Die Darstellung auf Profil 1 der Tafel V bedarf diesbezüglich kaum weiterer Erläuterung. Es ist offensichtlich, dass dieses jüngste stratigraphische Glied der Gravaserie grossenteils für sich allein am weitesten gegen Norden vorgeschürft wurde und nun hier in vielfältiger, tektonisch bedingter Anhäufung vorliegt.

Und nicht zu vergessen bleibt, dass hier, am Nordrand unseres engeren Untersuchungsgebietes, dieses Schichtglied der Gravaserie noch lange nicht sein nördliches Ende erreicht, sondern als Liegendes des Tomüllappens hinausstreicht ins Safiental, in den Heinzenberg und über das Domleschg hinaus in die Berge südlich Ems.

An dieser Stelle sei ein morphologisches Detail erwähnt, das wir in den riesigen, aus Kalkphylliten bestehenden Schutthalden im Klein-Tomül prachtvoll studieren können. Es sind Solifluktionerscheinungen, die u. a. von TARNUZZER (Lit. 155) aus dem Engadin unter der Bezeichnung „Die Schuttfacetten der Alpen“ beschrieben worden sind. Hier im Klein-Tomül finden wir ganze Ströme vertikal auf der Schmalseite aufgestellter Schieferstücke in fluidalen Fließformen sich durch die flachen Schichtflächenhänge hinunterziehen. Oder dann umrahmen solche — man wäre fast versucht zu sagen — „widernatürlich“ aufgestellte Schieferstücke einzelne Schuttvorstösse, indem sie sich parallel dem vorderen Rand anordnen. Völlig abgeklärt ist die Ursache dieser Erscheinungen noch nicht; jedenfalls handelt es sich aber um eine Folge von Frost- und Schneewirkungen, die in unseren Regionen auf hochgelegene alpine Gebiete beschränkt ist.

Alles in allem sind die inkonstanten Verhältnisse der Gravaserie wohl hauptsächlich eine Folge der starken tektonischen Beanspruchung, der ein solcher Schürfling im Liegenden einer so mächtigen tektonischen Einheit, wie sie der Tomüllappen s. str. darstellt, ausgesetzt gewesen sein muss.

Wichtig erscheint nun besonders noch die Verbindung mit dem südlich des Rheinwalds anschliessenden Aufnahmegebiet von GANSSER (Lit. 38). Wir haben gesehen, dass seine kalkreiche untere Uccellozone mitsamt dem „Gadriolzug“ sich im Aullappen fortsetzt. Damit muss sich die Gravaserie in die tiefsten Teile seiner oberen Uccellozone verlängern, sofern hier eine Fortsetzung überhaupt noch festzustellen ist. Es wäre nämlich gut denkbar, dass südlich des Rheinwalds die Gravaserie durch den Heranschub der Tambodecke sozusagen vollständig nach Norden weggepresst worden ist. Dafür würde die Tatsache sprechen, dass an der Stelle, wo man südlich des Brennhofs bei Nufenen die jenseitige Fortsetzung der Gravaserie erwarten sollte, der mehrere hundert Meter mächtige Ophiolithstock südlich Nufenen liegt und durch seine merkwürdig verformte Form auffällt (vgl. dazu die Tektonische Karte von GANSSER, Lit. 38, Tafel I). Dieser Ophiolithstock könnte sehr wohl das Südende der infolge des Heranschubs der Tambodecke nach Norden vorgeschürften Gravaserie markieren.

4. Der Tomüllappen (s. str.) (mit Fig. 4).

Unter der Annahme, dass die Areuezone bereits den Beginn der neritischen Fazies in den nördlichsten Teilen der ursprünglichen Schwellenzone der Tambo-decke verdeutliche, bildet der Tomüllappen s. str. das oberste tektonische Teilelement des Adula-Deckensystems. Wir betrachten ihn dabei in engerem Sinne als Kopp, wie das in den einleitenden Bemerkungen des vorigen Abschnitts, d. h. bei Betrachtung des Baus der Gravaserie näher ausgeführt worden ist. Analog zu den Verhältnissen in der Gravaserie lässt sich auch im Tomüllappen s. str. eine Basiszone ausscheiden, die gegenüber den höheren Schichtreihen dieser tektonischen Einheit einer bedeutend stärkeren tektonischen Beanspruchung und damit Verschuppung anheimgefallen ist.

Verfolgen wir diese basale Schuppenzone von Süden nach Norden durch unser Untersuchungsgebiet hindurch, so erkennen wir, dass sie im Rheinwald südlich Nufenen ebenfalls in jenem mächtigen Ophiolithstock ihren Ausgangspunkt nimmt, wo wir in etwas tieferer Lagerung praktisch das Südende der Gravaserie feststellen konnten (wenig rechts von Projektionspunkt 22 auf Profil 1 der Tafel V). Aber erst ziemlich weit nördlich oberhalb Nufenen werden in dieser Basiszone des Tomüllappens s. str. die ersten zusammenhängenden Profile sichtbar. Östlich des Weges Nufenen-Lückli treffen wir einzelne Rauhwackenhorizonte, schöne Liasbänderkalke und etwa auch Quarzite. Ganz aufgeschlossen ist dann das Profil im Grat vom Lückli aus östlich hinauf. Über die hier anzutreffenden Verhältnisse versucht Profil 2 der Tafel V ein Bild zu geben. Wir treffen hier sämtliche im Normalprofil auf Tafel IV dargestellten unter- und mittelliasischen Schichtglieder in teilweise normal, teilweise verkehrt liegenden Schuppenpaketen, insbesondere auch die Gryphaeen-führenden Sandkalke des Sinémuriens.

In sehr ähnlich bleibender Ausbildung zieht sich die basale Schuppenzone in weitem, gegen Osten ausholendem Bogen hinüber zum Bärenhorn, wo wir im NW-Grat ein prachtvolles Profil verfolgen können. Dieses Profil ist in Figur 4 dargestellt: Über den Kalkphylliten der Gravaserie mit einem eingelagerten marmorisierten Kalkband folgt über der durch Ophiolithe markierten Überschiebungsfäche ein wenig mächtiges Schuppenpaket, worin Quarzitzüge und meist brecciös gewordene Dolomitlinsen auftreten. In der Nachbarschaft der Ophiolithe sind ophiolithische Mischgesteine zur Ausbildung gelangt. Im Hangenden erkennen wir eine rund 50 m mächtige zusammengehörende Schichtserie in verkehrter Lagerung. Sie beginnt oben mit Dolomitlinsen, Bänderkalken, Kalkphylliten mit eingelagerten Quarzitügen und den beiden verschieden ausgebildeten Breccienhorizonten, worauf bei der Einsattelung 2684 m die stratigraphisch höchsten Schichtglieder dieses Pakets, die wahrscheinlich hoch-unterliasischen Kalkphyllite einsetzen. In der nächsthöheren Schuppe finden sich die Gryphaeen-führenden, rostig anwitternden Kalke und über einem noch höheren Triashorizont stossen wir schliesslich auf den mittelliasischen, mächtigen Gneisquarzitzug, der das Hangende der basalen Schuppenzone bildet.

Über das Gebiet zwischen Klein-Tomül und Bärenpass (Beim Bären) zieht die Basis des Tomüllappens in den Tomülgrat, wie wir das auf Profil 1 der Tafel V sehen. Dann streicht sie durch das Gebiet des Tomülpasses und ist im WNW-Grat des Piz Tomüls zwischen 2780 m und 2850 m wieder sehr gut aufgeschlossen. Das Profil bietet aber gegenüber demjenigen des Bärenhorn-NW-Grates im wesentlichen nichts Neues. Einzig die hier auftretende sehr feine Breccienvarietät mag hervorgehoben sein.

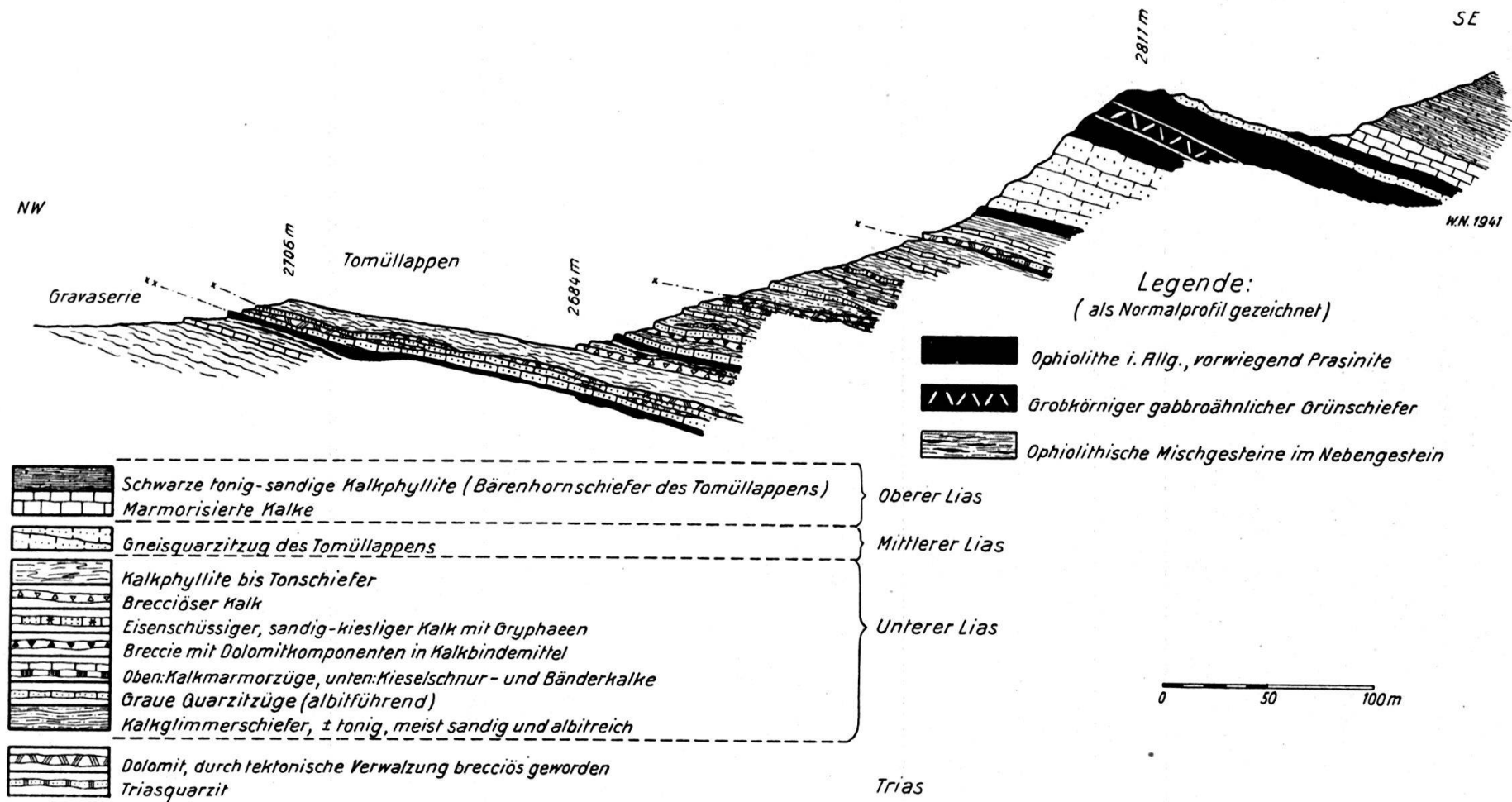


Fig. 4. Profil durch die basale Schuppenzone des Tomüllappens im NW-Grat des Bärenhorns.

Vom WNW-Grat des Piz Tomüls verfolgen wir die allmählich an Reichhaltigkeit abnehmende Basiszone über den oberen Rinderberg gegen den Sattel südlich des Thälihorn, wo sie sich gänzlich verliert. Von den Breccienvarietäten scheint in diesem nördlichsten Teilstück nur noch die Kalkbreccie mit den dunklen Kalkkomponenten in kalkigem Bindemittel vorhanden zu sein.

Damit haben wir den gesamten Verlauf der basalen Schuppenzone des Tomüllappens s. str. durchgehend betrachtet und wenden uns nun noch kurz den in tektonisch wesentlich ruhigerer Lagerung auftretenden höheren Schichtgliedern dieser tektonischen Einheit zu. Der oberste Grünschieferhorizont bildet durchwegs das Hangende der Basiszone des Tomüllappens. Sein Verlauf auf der Westseite des im grossen und ganzen Süd-Nord gerichteten Grenzkammes zwischen Valser- und Safiental ist somit aus dem im vorigen Gesagten gegeben. Auf der Ostseite dieses die Wasserscheide bildenden Kammes bildet er zusammen mit dem direkt darüber liegenden Marmorzug und den im weiteren Hangenden folgenden Bärenhornschiefen und Nollatonschiefern die mit flachem axialem Ostgefälle von 15—20° abfallenden Schichtflächen in der Westflanke des Safientales.

Dieser eintönige Schichtflächenhang, der in der Westflanke des Safientales vorliegt, ist prädestiniert zur Bildung von Sackungsmassen, die auf den Schichtflächen abfahren. Am ausgesprochensten kommt diese Erscheinung an jenen Stellen zur Geltung, wo der Grünschieferhorizont als höchste Schichtplatte der Safientalwestflanke auftritt; auf der aus Phylliten der Tomüllappen-Basiszone bestehenden Unterlage sind dann Teile dieses starren Grünschieferhorizontes abgesackt. Solche Gebiete stellen eine bizarre Sackungslandschaft dar, erfüllt von tiefgreifenden Spalten und Rissen, von Nackentälchen usw.. Trotzdem rezente Bewegungen in diesen versackten Grünschiefermassen nirgends festgestellt werden konnten, stellen sie sich jedem, der sie durchwandern will, recht unangenehm in den Weg. — Etwas anderer Entstehung sind die kleinen, teils rezenten Sackungen und Rutsche, die sich am Fusse der Safiental-Westflanke ausdehnen. Diese gelangen zur Ausbildung als Folge der erosiven Tätigkeit der Rabiusa, welche die obersten Schichten der Safiental-Westflanke sukzessive ihres stützenden Fusses beraubt. Eine eingehende Beschreibung der Sackungserscheinungen im Safiental hat A. BUXTORF und O. WILHELM in Lit. 18 gegeben.

Auffallend ist die Mächtigkeitszunahme, welche die schwarzen Tonschiefer der oberen Uccellozone GANSER's erfahren, sobald sie aus dem südlich des Rheinwalds unter der Tambodecke liegenden Raum auf die Nordseite des Rheinwalds, d. h. in unser engeres Untersuchungsgebiet hinüberziehen. Die beträchtliche Masse der Nollatonschiefer — beispielsweise im Profil zwischen Bärenhorn und Safierberg — stellt keine Primärmächtigkeit dar, sondern beruht auf tektonischer Vervielfachung, wie das Profil 1 der Tafel V zum Ausdruck zu bringen versucht.

In den Nollatonschiefern eingelagert finden wir nämlich drei aus marmorisierten Kalkschiefern bestehende Züge, jeweils überlagert von etwas sandigeren Kalkphylliten bis Tonschiefern, den sog. Bärenhornschiefern. Diese Kalkzüge dürften am ehesten mit der genau gleich ausgebildeten Gesteinsschicht direkt im Hangenden des obersten Grünschieferhorizontes stratigraphisch gleichgesetzt werden; auf alle Fälle ist es kaum denkbar, dass sie durch primäre Wechseledimentation im Trog der Nollatonschiefer entstanden sein könnten. Der unterste dieser auf Profil 1 der Tafel V dargestellten Kalkzüge endigt im Gebiet der oberen Butz Alp (Projektionspunkt 23) mit einer deutlichen Stirnumbiegung; die beiden oberen weniger mächtigen Kalkzüge keilen im Gebiet nordwestlich der Alp Scarpiola spanartig aus. Damit steht auch für die direkt daran anschliessende nörd-

liche Fortsetzung der Nollatonschieferserie fest, dass sie zum mindesten in vierfacher Übereinanderschichtung vorliegt.

Die Weichheit der Nollatonschieferzone bedingt im Gelände eine sehr auffällige Depressionszone, stets verbunden mit ausgedehnten eintönigen Schuttfächen, wie das besonders drastisch im obersten Safiental, zwischen Bärenhorn-Safierberg und Safien-Thalkirch, zum Ausdruck kommt. Die Nollatonschiefer stellen als oberstes Schichtglied unseres Aufnahmegebietes, das wir aus dem Raum zwischen Nufenen und Splügen über den Bärenhorn-Safierberg-Kamm in die flachen Westhänge des Safientales hinüber verfolgen können, die Verbindung her mit dem von NEHER und dem von JÄCKLI (Lit. 60) bearbeiteten Gebiet des Westschams.

II. Die tektonischen Einheiten aus dem Raum unter der Aduladecke.

1. Die Zone von Lunschania und des Piz Terri.

Das erste tektonische Element, das an die tauchende Stirn der Adula-Elemente nördlich anschliessend aus dem unter der Aduladecke gelegenen Raum emportaucht, wird im Raume des Talkessels von Lunschania durch eine etwas über 1 km mächtige, tektonisch zusammengehörende Serie gebildet. Die einzelnen Schichtglieder, aus denen sich diese Zone von Lunschania aufbaut, wurden im Hauptabschnitt C ausführlich beschrieben und sind in Tafel IV dargestellt.

Im Raume von Lunschania zeigt sich diese Zone lediglich mit ihrem mageren, gegen Osten axial abtauchenden Ende. Gegen Westen nimmt sie an Umfang zusehends zu und erreicht ihre grösste Mächtigkeit und schönste Ausbildung etwa im Raume des Piz Terri. Nach den bisherigen Kartenaufnahmen (Lit. 184) steht sie noch weiter westlich in Verbindung mit dem Soja-Verrucano, dessen mesozoische Normalüberlagerung sie gewissermassen darzustellen scheint.

An dieser Stelle seien aber vorderhand nur die in unser engeres Untersuchungsgebiet östlich des Valserrheins hineinreichenden Teile der Zone von Lunschania und des Piz Terri beschrieben. Das Gebiet, in welchem diese Zone zu Tage tritt, beschränkt sich auf einen vom Talgrund bei Lunschania bis zum Unterrand der Alp Calasa hinaufreichenden Geländestreifen. Dieser Streifen stellt höchstwahrscheinlich den östlichsten Aufschluss der Zone von Lunschania/Terri überhaupt dar, indem sie weiter östlich infolge ihres axialen Abtauchens und wahrscheinlich auch sukzessiven Auskeilens nirgends mehr an der Terrainoberfläche erscheint. In der nordöstlichen Fortsetzung unseres Untersuchungsgebietes überlagern dann die Kalkphyllite der Gravaserie direkt die Lugnezerschiefer.

Da die Aufschlüsse oberhalb Lunschania auf einen einzigen zusammenhängenden Schichtkopffhang beschränkt sind, eignete sich dieser Teil der geologischen Feldaufnahme vorzüglich zur möglichst wirklichkeitsgetreuen Wiedergabe in Profil 1 der Tafel V. Eine Beschreibung der tektonischen Verhältnisse dürfte sich deshalb hier erübrigen. Auf den ersten Blick fällt bei Betrachtung des Profils die tiefe Zerschlitung dieser Zone durch einzelne, vorwiegend für sich bewegte Schichtglieder auf. Besonders auffällig ist hier die Emporpressung und die damit verbundene Anhäufung der mittelliasischen Gneisquarzite in den niveaumässig höheren Teilen, während die im Gebiet des Piz Terri selbst angehäuften Masse der schwarzen Tonschiefer, Terrischiefer genannt, im Querschnitt von Lunschania nur noch in recht dünnen Zügen erscheint. Umgekehrt sind dafür hier die höchstwahrscheinlich oberliasischen, marmorisierten Kalkzüge zu recht beträchtlichen Paketen angereichert.

Einen guten Einblick in den Bau der Zone von Lunschania bietet die neue Strasse, die in zahlreichen Windungen von Lunschania zum Weiler Munt (Projektionspunkt ③ des Profils 1 auf Tafel V) hinaufführt, und von hier aus der vor ein paar Jahren neu ausgesprengte Weg nach Trivisach.

2. Die Zone der Lugnezerschiefer.

Diese tektonische Einheit liegt ausserhalb unseres engeren Arbeitsgebietes, indem sie es mit ihrem Südrand nördlich abgrenzt. Auf Profil 1 der Tafel V ist sie aber noch zum grössten Teil enthalten, um das geologische Bild, den das Profil bieten soll, abzurunden.

Wie im Hauptkapitel C bei der Besprechung der Schichtreihen betont wurde, liegt in den Lugnezerschiefen die abgeschürfte und weit nach Norden verfrachtete mesozoische Hülle eines Deckenkerns vor, der in den tieferen Tessinerdecken zu suchen sein wird (wahrscheinlich Simanodecke).

An tektonischen Komplikationen, die in dieser Zone auftreten, harret in erster Linie die verschürfte Basiszone einer genauen Beschreibung. Es handelt sich hierbei um die basalen Schuppen, die durch die verschiedenen Triaszüge und -lamellen im Raum zwischen Tersnaus (Projektionspunkt ③ des Profils 1 auf Tafel V) — Furth (Projektionspunkt ①) — Peiden und Pitasch verdeutlicht werden. Doch möge diese Aufgabe für eine Gelegenheit aufgespart werden, wo der gesamte Verlauf der Zone der Lugnezerschiefer im Zusammenhang betrachtet werden kann.

E. Faziesentwicklung (mit Tafel III).

Da sich unser hier zur Besprechung stehendes Untersuchungsgebiet zur weit überwiegenden Hauptsache aus Bündnerschiefern aufbaut, denen gegenüber die Beteiligung von triadischen und praetriadischen Gesteinen mengenmässig sehr stark zurücktritt, beschränken wir den Versuch, an Hand der Faziesentwicklung die primären Sedimentationsverhältnisse aufzudecken, im wesentlichen auf die Bündnerschieferserien. Es wäre zwar an sich sehr verlockend, die Entstehungsbedingungen der im vorliegenden Untersuchungsgebiet auftretenden triadischen und praetriadischen Gesteine hier ebenfalls zu diskutieren, doch könnten wir hierzu nicht vom hier besprochenen engeren Untersuchungsabschnitt ausgehen, sondern müssten speziell die Verhältnisse im Fanellalappen, im Zervreilerlappen und in den tieferen Teilelementen des Adula-Deckensystems als Ausgangspunkt für eine solche Betrachtung wählen; denn diese letztgenannten tektonischen Einheiten bauen sich ja ausschliesslich aus praetriadischem Kristallin und triadischen Ablagerungen nebst wenigen eingelagerten Ophiolith-Derivaten und nur ganz vereinzelt Bündnerschiefer-Resten auf.

Wie aus den Ausführungen der vorigen Hauptabschnitte oder zusammengefasst aus Tafel IV zu erkennen ist, handelt es sich bei den Bündnerschiefern unseres engeren Untersuchungsgebietes in allererster Linie um liasische Ablagerungen, die nur in der Zone von Lunschania/Terri und im Tomüllappen bis in den Dogger hinaufreichen, und allein im Tomüllappen sich als „série compréhensive“ dann noch weiter hinauf fortsetzen bis zum Flysch. Dementsprechend wird unsere Diskussion der primären Sedimentationsverhältnisse reduziert auf eine Betrachtung der Vorgänge während der Liaszeit und während des Doggers. An Stelle einer ausführlichen Beschreibung in Worten ist mit Tafel III versucht worden, ein möglichst plausibles, aber selbstverständlich trotzdem hypothetisches Schema der embryonalen Entwicklung des mesozoischen Sedimentationsraumes der Aduladecke zeichnerisch darzustellen. Ohne Zweifel stellt diese Skizze eine grobe Vereinfachung der tatsächlich weit komplexeren Vorgänge in der Adula-Geosynklinale dar. So wurde beispielsweise überall dort, wo von einem bestimmten Moment an jüngere Ablagerungen fehlen, dieser Zeitpunkt mit dem Beginn einer Emersionsphase gleichgesetzt, trotzdem wir uns natürlich klar sein müssen, dass das Fehlen von Ablagerungen nicht allein durch Emersion erklärt werden kann. Etliche andere Punkte der in Tafel III angewandten Darstellungsweise könnten ebenso mit Recht Anlass zur Diskussion geben, doch sei hier nochmals betont, dass Tafel III lediglich eine möglichst plausible Variante der verschiedenen denkbaren Möglichkeiten wiederzugeben versucht.

In Profil a der Tafel III stehen wir ungefähr beim Abschluss der kalkig-sandigen Sedimentation, die den Beginn der direkt nach der Trias folgenden Schistes lustrés-Fazies markiert. Nördlich der Schwellenzone der Tambodecke hat sich über den Primär-Raum von Tomüllappen-Gravaserie-Aullappen-Valserschuppen eine weitgehende Geosynklinale zu senken begonnen, die ihren tiefsten Punkt etwa im Raum des Aullappens gefunden haben dürfte. Hier bildete sich deshalb — wohl am ehesten als Folge subaquatischer Rutschungen — ein dünner brecciös-kalkiger Horizont aus. Die kalkig-sandigen Ablagerungen, in welche dieser brecciöse Kalk eingebettet ist, wandelten sich infolge der späteren Metamorphose zu Kalkglimmerschiefern um. Für den Primär-Raum nördlich der Valserschuppen bis hinein in den Raum der Sojadecke kann zu diesem Zeitpunkt Festland an-

genommen werden, da hier Anzeichen tiefstliasischer, kalkig-sandiger Bündnerschiefersedimentation fehlen.

Direkt anschliessend an das in Profil a der Tafel III dargestellte Stadium dürfte die Adula-Geosynklinale im Primär-Raum des Aullappens die bedeutsamste Deformation erfahren haben. Dieser kleine Ausschnitt aus dem gesamten Adula-Sedimentationsraum bildete bis zu diesem Zeitpunkt nach der vorliegenden Annahme die tiefste Stelle der Geosynklinale, wo neben der marinen Kalkabsonderung auch terrigenes Material (Sand etc.) zum Absatz gelangte. Der Beginn der fast ausschliesslichen und recht reinen Kalkablagerung im Raume des Aullappens könnte am ehesten dadurch erklärt werden, dass diese tiefste Stelle, d. h. dieses Gebiet, wo die Erdkruste zwischen magmatischer Zone und Oberfläche am dünnsten war, zuerst auf den weiteren tangentialen Druck reagierte und sich zu einer sekundären Geantiklinale aufzuwölben begann. Infolgedessen konnte in diesen aufgewölbten Raum der Geosynklinale vom nördlichen und südlichen Festland her kaum mehr terrigene Einschwemmung hineingelangen, und es bildeten sich die Kalke, die heute in Form der Aulmarmore vorliegen.

In Profil b der Tafel III gelangt jener Zeitpunkt der embryonalen Entwicklung zur Abbildung, wo sich die Schwelle des Aullappen-Raumes beim Abschluss des unteren Lias bereits definitiv über die Meeresoberfläche emporgewölbt hatte, d. h. wonach sich hier keine jüngeren Sedimente mehr ablagerten. Hand in Hand und gleichzeitig mit der Aufwölbung des Aullappen-Raumes haben sich südlich davon der Trog des Tomüllappens + Gravaserie und nördlich der Trog der Valserschuppen (wozu wir der Einfachheit halber auch die wenigen heute im Fanellappen vorliegenden Bündnerschiefer-Reste rechnen) tiefer zu senken begonnen. Bevor diese Bewegungen im Geosynklinalraum sich aber deutlich akzentuiert hatten, bildeten sich die Bänder- und Kieselschnurkalke. Dann folgte die besprochene, weitgehend reine Kalksedimentation im Raume des Aullappens, während deren Beginn sich in den beiden südlich und nördlich anschliessenden Trögen ebenfalls dünne Kalklagen absetzten. Doch wurden hier die Kalke sehr bald mit neuerlicher terrigener Einschwemmung durchsetzt, wodurch das Ausgangsmaterial für die heute in Form von Kalkphylliten und Kalkschiefern vorliegenden Gesteinsserien entstand.

Während sich nun der Trog von Tomüllappen + Gravaserie zusehends vertiefte, trat gleichzeitig der Südrand dieses Troges — bereits den nördlichsten Teilen der Tamboschwelle angehörend — so stark aus der Meeresoberfläche hervor, dass die Trias dieser Schwellenzone dem Abtrag anheimfiel und auf dem steilen Abfall des Südanstiegs dieser Geosynklinale eine erste Breccienschüttung erzeugte, die gegen Norden — heute noch klar sichtbar — allmählich ausklang. — Im Trog der Valserschuppen dürfte zur selben Zeit, ausgehend von der emportauchenden Schwellenzone des Aullappens, ebenfalls die erste unterliasische Breccienschüttung stattgefunden haben. Und zum gleichen Zeitpunkt, wo sich die Geosynklinal-Tröge stark vertieften, hat wohl auch im Raum der Sojadecke, bzw. der Zone von Lunschania/Terri, kurz nach der hier etwas später beginnenden Trogbildung, vom Gebiet der Adula-Schwelle her eine recht bescheidene Breccienschüttung eingesetzt.

In der nun folgenden, immer noch unterliasischen, kurzen und relativ ruhigen Periode füllten sich die Tröge allmählich mit dem Material, das heute als unterliasische Kalkphyllit- bis Kalkschiefer-Serie vorliegt. Während dieser Zeit gelangte im Sinémurien jener Spezialhorizont zur Ausbildung, den wir in den teils Gryphaeen-führenden, eisenschüssigen Sandkalken kennen gelernt haben. Die obere Breccien-Bildung markiert eine erneute schwächere, aber dennoch deutliche

Senkungsphase der beiden Adula-Geosynklinaltröge. Diese Breccie unterscheidet sich von der unteren durch ihre weniger groben Komponenten, die zum grössten Teil aus Kalk und nur sehr selten aus triadischen Gesteinen (Dolomit etc.) bestehen.

Damit ist — in den wesentlichsten Zügen charakterisiert — der Zustand erreicht, der in Profil b der Tafel III zur schematischen Abbildung gelangt. Die Geosynklinal-Tröge dürften zu diesem Zeitpunkt weitgehend erfüllt gewesen sein, so dass in der an die Verhältnisse des Profils b direkt anschliessenden mittelliasischen Zeit keine bathyalen Sedimente, sondern in der Hauptsache die mittelliasischen Sandsteine abgelagert wurden. Ihre grösste Mächtigkeit erreichten diese heute zu Quarziten und Gneisquarziten umgewandelten Sandsteine nördlich der weiten Schwellenzone der Adula; hier finden wir heute in den Gneisquarziten der Zone von Lunschania/Terri in reichem Masse dieselben Na-Kaliumfeldspäte, wie sie allgemein für das Orthokristallin der Aduladecke charakteristisch sind. Analog dieser mittelliasischen Sandsteinablagerung nördlich der Adula-Schwellenzone finden sich nördlich der Tambo-Schwelle im Geosynklinalgebiet des Tomüllappens Gneisquarzite von sehr ähnlicher Ausbildung. Derselben Sandstein-Sedimentation schliesslich entsprechen auch die mittelliasischen Quarzite des Troges der Valserschuppen.

Über den mittelliasischen sandigen Ablagerungen kam es während sehr kurzer Zeit ziemlich durchgehend zur Ausbildung einer nur noch schwach sandigen Kalk-Fazies. Darnach scheinen erneute schwache Bewegungen im gesamten hier zur Besprechung stehenden Raum in Fluss geraten zu sein. Dabei begann sich der Trog des Tomüllappens s. str. nochmals weiter zu senken. In der Fazies drückt sich diese Senkung durch sukzessive Zunahme des bathyalen Charakters aus: Über dem tonig-sandigen Ausgangsmaterial für die heute als Bärenhornschiefer vorliegenden Kalkphyllite folgen mit steter Zunahme bathyalen Charakters die Tonschiefer, die wir heute in den Nollatonschiefern wiedererkennen. Diese über den oberen Lias bis in den Dogger hineinreichende Senkung war aber beschränkt auf einen Ausschnitt im südlich des Primär-Raumes des Aullappens gelegenen Geosynklinal-Trog, nämlich ausschliesslich und allein auf den Raum des Tomüllappens s. str. Noch im gleichen Trog, aber an dieses Gebiet direkt nördlich anschliessend, hat sich zur selben Zeit, wo im Tomüllappen s. str. die bathyale Tonschiefersedimentation einsetzte, jener Streifen, aus dem später die Gravaserie hervorgegangen ist, endgültig aus dem Meere herausgehoben, d. h. er blieb vor jeder weiteren sedimentären Zuschüttung verschont.

Gleichzeitig, d. h. ebenfalls ungefähr an der Wende vom oberen Lias zum Dogger, dürfte auch der gesamte Trog nördlich des Aul-Raumes, d. h. die Teil-Geosynklinale der Valserschuppen, weiterer Sedimentation entzogen worden sein, was auf der in Profil c der Tafel III dargestellten Hypothese durch endgültige Emersion dieses Troges zum Ausdruck gebracht wird. Im Primär-Raum der Zone von Lunschania/Terri schliesslich finden wir — abermals zur selben Zeit des beginnenden Doggers — gleiche Verhältnisse wie im Gebiet des Tomüllappens s. str.; auch hier kam es infolge steter Senkung zur Ausbildung von bathyaler Fazies. Den Nachweis hierfür erblicken wir in der mächtigen Masse der Tonschiefer, die wir heute in den Terrischiefen vor uns haben.

Wahrscheinlich noch während des Doggers, d. h. direkt anschliessend an die in Profil c der Tafel III skizzierten Verhältnisse, muss auch der Sedimentationsraum der Zone von Lunschania/Terri jeder weiteren Zuschüttung rasch entzogen worden sein, indem Anzeichen für jüngere Bildungen hier fehlen. Damit stand also vom Dogger an aufwärts nur noch der Trog des Tomüllappens zu weiterer Sedimentation offen. Vorerst dürfte hier die Fazies durch allmähliche Auffüllung der

Geosynklinale ihren bathyalen Charakter sukzessive verloren haben. Es ist anzunehmen, dass sich dieser Vorgang in der steten Zunahme kalkiger Ablagerungen widerspiegelt, deren Beginn in Profil c noch angedeutet ist. Damit wäre eine Erklärung gewonnen für die vom Dogger bis über den ganzen Malm hinausreichende Nollakalkschiefer-Sedimentation; in der Kreide setzten dann neue Bewegungen ein und gipfelten schliesslich in den orogenetischen Paroxysmen, die zur Flyschbildung führten. Mit den letzten Bemerkungen aber haben wir bereits Probleme tangiert, die sich aus dem Rahmen des vorliegenden Untersuchungsgebietes heraus nicht lösen lassen.

Mit obigen Ausführungen, die als Begleittext zu Tafel III anzusehen sind, wurde versucht, die sedimentäre Faziesentwicklung, die aus der vorangegangenen Untersuchung der Bündnerschiefererien resultiert, in den wesentlichsten Zügen knapp zu charakterisieren. An sich würde es nun auf der Hand liegen, einen entsprechenden Versuch für die metamorphe Faziesentwicklung zu diskutieren. Dabei würde es sich in erster Linie darum handeln, die Auswirkungen der alpinen und der früheren Metamorphosen, denen die Schichtreihen unseres Untersuchungsgebietes unterlagen, zu studieren und zu versuchen, sie gegeneinander abzugrenzen. Es ist ja offensichtlich, dass sich beispielsweise die durch die Metamorphosen bedingten Ausbildungsformen der praetriadischen Gesteine von den Gesteinen der Bündnerschiefererien in etlichen Belangen unterscheiden. Manche andere diesbezügliche Probleme harren noch einer systematischen Untersuchung. Doch wurde bereits in den einleitenden Worten dieses Abschnitts betont, dass die ganz überwiegende Hauptmasse des Adula-Kristallins und der triadischen Ablagerungen der Aduladecke ausserhalb des hier behandelten engeren Untersuchungsgebietes liegt. Die Diskussion der metamorphen Faziesentwicklung dürfte deshalb erst in jenem Moment angezeigt erscheinen, wo auch der triadische und ganz besonders der praetriadische Anteil der Aduladecke einer auf neueren Gesichtspunkten der geologischen und der petrographischen Forschung fussenden Untersuchung unterzogen sein wird.

F. Zusammenfassung der Resultate.

a) Tektonische Zusammenhänge (mit Tafel II).

Betrachten wir das tektonische Übersichtskärtchen (Tafel II), so fällt vor allem die machtvolle Entwicklung auf, welche die Misoxerzone direkt nördlich der Stirn der Tambodecke erfährt; letztere bildet südlich des Rheinwalds das Hangende der Misoxerzone. Die „Zone der Adulatrias“ GANSSER's (Lit. 38) setzt sich in den Valserschuppen fort. Im Sinne KOPP's (Lit. 76) konnten die Valserschuppen durchgehend unterteilt werden in einen unteren Komplex, die Unteren Valserschuppen, mit fast ausschliesslicher Beteiligung von praetriadischem Kristallin und Trias neben nur wenigen Bündnerschieferresten und vereinzelt Ophiolithzügen. Die Unteren Valserschuppen entwickeln sich so organisch aus der obersten Teildigitation des kristallinen Teils der Aduladecke, dem Fanellalappen. Darüber folgt ein oberer Komplex, die Oberen Valserschuppen, die der weitgehend „en bloc“ abgescherten und für sich der Verschuppung anheimgefallenen Bündnerschiefer-Überlagerung der Unteren Valserschuppen entsprechen. An der Basis der einzelnen Glieder der Oberen Valserschuppen finden sich durchwegs nur wenig mächtige Triaslamellen und ganz vereinzelt mitverschleppte Schürflinge von Kristallin, das durch seine Ausbildung als besonders grobflaseriger Augengneis (Riesenaugengneis) gekennzeichnet ist. Die Oberen Valserschuppen zeigen gegenüber den tieferen tektonischen Einheiten eine deutliche Zunahme ophiolithischer Intrusionslagen.

Die kalkreichen Serien der „unteren Uccellozone“ GANSSER's erkennen wir im Aullappen wieder. Im Gebiet südlich Hinterrhein, wo sich im Moment der Verbreiterung der Misoxermulde in den einzelnen Elementen verschiedene Komplikationen bemerkbar machen, hat GANSSER allerdings in der Basis seiner „unteren Uccellozone“ eine Zunahme kalkfreier Sedimente festgestellt. Diese dürften wohl am ehesten dem gegen Süden ausdünnenden Ende unserer Zone der Oberen Valserschuppen entsprechen. Leider ist eine genaue im Terrain fixierbare Verbindung dieser Elemente südlich und nördlich des Hinterrheins nicht möglich; denn das Gebiet zwischen Valserberg und Hinterrhein ist durch eine Bergsturmzone überdeckt, deren Abrissrand auch heute noch aus dem Gebiet südlich des Valserbergkammes in die Wandfluh und die darübergelegene Spaltenlandschaft prachtvoll verfolgt werden kann. Der „Gadriolzug“ GANSSER's lässt sich mit den Phengitgneis-Einlagerungen in den Aulmarmoren verbinden, die von Ophiolithzügen und Triaslamellen begleitet sind. Auch der Aullappen stellt kein einheitliches tektonisches Gebilde dar, sondern besteht aus einigen übereinandergeschobenen Schichtpaketen. Dies kommt nicht allein durch die Einlagerung der sehr vereinzelt auftretenden Phengitgneis-Lamellen mit den begleitenden Triasgesteinen zum Ausdruck, sondern wird noch deutlicher durch die paar den Aullappen gewissermassen auf seine ganze Länge hin durchsetzenden Ophiolithzüge markiert, die hier tektonischen Gleitflächen sekundärer Ordnung folgen.

Die von GANSSER über seinem „Gadriolzug“ ausgeschiedene „obere Uccellozone“ setzt sich im vorliegenden Untersuchungsgebiet im Tomüllappen fort; dieser führt in seinem Liegenden einen im Norden an Mächtigkeit recht ansehnlichen basalen Schürfling mit sich: die durch die vorliegende Arbeit neu erkannte und neu benannte Gravaserie. Gravaserie wie Tomüllappen zeigen in weitgehend

analoger Ausbildung recht komplex verschuppte basale Schürffzonen mit Beteiligung von triadischen, unter- und mittelliasischen Schichtgliedern nebst ophiolithischen Einlagerungen. Die darüber folgenden oberliasischen Schichtreihen wie auch die noch höheren Schichtserien im Tomüllappen zeigen gegenüber diesen basalen Schuppenzonen weit ruhigere tektonische Lagerungsverhältnisse und sind durch das Fehlen ophiolithischer Einlagerungen gekennzeichnet. — Teile der Gravaserie bilden das höchste tektonische Element, welches die tauchende Stirn der Aduladecke im Gebiet von Lunschania-Bucarischuna nördlich Vals umhüllt.

Direkt nördlich anschliessend an diese tauchende Stirn der Aduladecke erscheint aus einem tektonisch tieferen Raum, mit grösster Wahrscheinlichkeit demjenigen der Sojadecke, die Zone von Lunschania oder des Piz Terri, die das hier zur Diskussion stehende Untersuchungsgebiet allerdings nur noch mit ihrem nach Osten untertauchenden Ende erreicht, in welchem lediglich mesozoische Schichten oberflächlich aufgeschlossen sind. Im Liegenden der Zone von Lunschania/Terri taucht die mächtige Masse der Lugnezerschiefer auf, welche die nach Norden vorgeschürfte mesozoische Umhüllung tieferer Tessinerdecken darstellt. Die Zone der Lugnezerschiefer ihrerseits grenzt nördlich an die in ihrem Liegenden folgende Zone der „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer.

Einen Überblick über das tektonische Bild vermittelt neben Tafel II auch Profil 1 der Tafel V, wobei insbesondere die nördlich der tauchenden Stirn der Aduladecke beginnende Überlagerung der Zone von Lunschania/Terri und der Lugnezerschiefer durch Gravaserie + Tomüllappen deutlich zum Ausdruck kommt. Die gegen Osten axial rasch abtauchende Zone von Lunschania/Terri erscheint östlich des Valsertals nirgends mehr aufgeschlossen, so dass über das Safiental, die nördlichen Teile des Heinzenberges und bis über das Domleschg hinaus die übereinanderlagernde Folge: Zone der Lugnezerschiefer-Gravaserie-Tomüllappen festgestellt werden kann.

b) Stratigraphische und petrographische Resultate.

Die aus der bisherigen geologischen Erforschung resultierende tektonische Grossgliederung des Bündnerschieferraumes zwischen dem Gotthardmassiv im Norden und dem Rheinwald im Süden, wie sie beispielsweise in dem für die Landesausstellung 1939 geologisch kolorierten Relief der Schweiz 1:100000 (Lit. 190) festgehalten ist, wurde durch die vorliegenden Untersuchungen nur unwesentlich ergänzt, in erster Linie durch die neu durchgeführte Ausscheidung der Gravaserie. Dagegen konnte durch minutiöse Feldaufnahmen in der stratigraphischen Gliederung der Bündnerschiefererien der einzelnen tektonischen Einheiten ein recht klares System erkannt werden. Die Resultate der vergleichenden Bündnerschiefer-Stratigraphie sind in Tafel IV festgehalten. Während durch R. STAUB die auf lithologischen Gesichtspunkten fussende stratigraphische Grossgliederung der Bündnerschieferereinheiten eingeführt wurde, beschränkt sich die vorliegende Arbeit auf eine detaillierte Untersuchung der Lias-Stratigraphie der Bündnerschiefer, weil in dem zur Behandlung stehenden engeren Untersuchungsgebiet jüngere Ablagerungen als solche des Doggers fehlen.

Ganz knapp zusammengefasst lässt sich erkennen, dass die Schistes lustrés-Sedimentation in allen hier behandelten tektonischen Einheiten im unteren Lias durch Kalkglimmerschiefer und Kalkphyllite gekennzeichnet ist; sie können entweder in z. T. recht reine Kalke übergehen (besonders ausgeprägt im Aulappen), oder sie werden in den aus den südlichen Teilen der Geosynklinaltröge stammenden Schichtreihen durch Breccianschüttungen unterbrochen (Tomül-

lappen, Gravaserie, Obere Valserschuppen, Zone von Lunschania/Terri). Bänder- und Kieselschnur-Kalke können überall in geringmächtigen Lamellen im untersten Lias auftreten. Zwischen die beiden Breccienschüttungen, die sich im Tomüllappen, in der Gravaserie und in den Oberen Valserschuppen feststellen liessen, schalten sich Bänke von rostigem Sandkalk ein, die im Tomüllappen und in der Gravaserie oft reichlich *Gryphaea arcuata* LAM. enthalten, wodurch diese Horizonte dem Sinémurien zugeordnet werden müssen.

Der mittlere Lias ist durchwegs charakterisiert durch sandige Sedimente, die zu Quarziten oder Gneisquarziten umgewandelt wurden. Zwischen die Quarzitbänke lagern sich oft mehr oder weniger sandige Kalkphyllite ein (Gravaserie und Valserschuppen).

Im oberen Lias finden wir eine Wechsellagerung von tonig-sandiger und kalkiger Sedimentation, die gegen den Dogger in Tonschiefer übergeht.

Ganz allgemein kann beobachtet werden, dass die im Süden faziell oft recht unterschiedlich entwickelten Horizonte (im unteren Lias die Kieselschnur- und Bänderkalke, die Breccien, die teils Gryphaeen-führenden rostigen Sandkalke, im mittleren Lias die Quarzite), die uns die stratigraphische Unterteilung in erster Linie erlaubten, ihre charakteristischen Merkmale gegen Norden zusehends verlieren, um hier in eintönigeren, lithologisch ausgeglicheneren Serien aufzugehen. So kann die liasische Basis des Tomüllappens oder der Gravaserie nördlich unseres engeren Arbeitsgebietes stratigraphisch nicht mehr näher unterteilt werden, sondern unterscheidet sich hier nur noch in ihrer Gesamtheit als unter- bis mittelliasischer Kalkglimmerschiefer-Komplex von den stratigraphisch darüber liegenden tonigeren Schichtreihen des oberen Lias und besonders des Doggers. Aus diesem Grunde bieten wohl auch die Schichtreihen der Zone der Lugnezerschiefer lithologisch ein so eintöniges Bild; sie stellen die weit nach Norden verfrachtete Bündnerschieferhülle tieferer Tessiner-Decken dar.

Interessant ist die Feststellung, dass die geosynklinale Sedimentation in den verschiedenen tektonischen Einheiten zu ganz verschiedenen Zeitpunkten ausgesetzt haben muss. Mit späterer tektonischer Abscherung dürfen wir das Fehlen der jüngeren Schichtreihen als Lias beispielsweise in den Valserschuppen und im Aullappen sicher nicht erklären, da solche jüngere Schichtglieder bis zur tauchenden Stirn nirgends erscheinen, und wohl kaum angenommen werden kann, sie seien unter ihre durch den Einschnitt des Valsertales doch weitgehend aufgeschlossene tauchende Stirn hinuntergepresst worden. In diesem altersmässig recht unterschiedlichen Aussetzen der Bündnerschiefer-Sedimentation drücken sich wohl am wahrscheinlichsten die ungleichmässig über die Geosynklinalgebiete verteilten embryonalen Bewegungen aus, wofür Tafel III eine der möglichen Erklärungen geben will.

Bei der petrographischen Untersuchung beschränkten sich im wesentlichen die neu aus dieser Arbeit resultierenden Erkenntnisse auf das Studium der Ophiolithe und besonders auf die durch die Ophiolithe im Nebengestein hervorgerufenen Erscheinungen. Hierzu gehören in erster Linie die bisher aus alpinen Gebieten noch nirgends klar beschriebenen Mischgesteine mit ophiolithogenen Anteilen, die makroskopisch am deutlichsten in den Ophi-Stromatiten zum Ausdruck kommen, d. h. Gesteinen, wo Millimeter- bis Centimeter-dicke, lagenartig angeordnete Anteile ophiolithogenen Ursprungs mit sedimentogenen Zwischenlagen wechsellagern.

Die Ophiolithintrusion muss für das vorliegende Untersuchungsgebiet ein weitgehend syntektonischer Vorgang gewesen sein, da der Grossteil der Ophiolith-

züge — mehr oder weniger klar — an tektonische Gleitflächen gebunden auftritt, die sich auf keinen Fall ausschliesslich oder überhaupt nur zum kleinsten Teil nach fertig vollzogener Intrusion ausgebildet haben können.

c) Überblick über die Abhängigkeit der Oberflächenform von der geologischen Struktur.

Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, das Untersuchungsgebiet auch einer morphologischen Analyse zu unterziehen. Abschliessend scheint der Versuch aber doch verlockend, mit einigen ganz wenigen Bemerkungen über die Landschaftsform die strukturelle Analyse unseres Gebietes zu vervollständigen.

Da im gesamten Untersuchungsgebiet fast durchgehend ein generelles, 15 bis 20° betragendes axiales Ostfallen sämtlicher Schichtkomplexe festgestellt werden kann, werden überall da, wo, abgesehen vom Axialgefälle, flache Lagerung vorherrscht, die hier meridional verlaufenden Entwässerungsfurchen Isoklinalstruktur aufweisen müssen, während die West-Ost gerichteten Erosionseinschnitte unter obiger Voraussetzung als Quertäler aufzufassen sind. Diese Erscheinung ist in prachtvoller Art und Weise verwirklicht. In diesem Sinne sind die Süd-Nord verlaufenden Furchen des Safientales und des Peilertales zwischen Peil und Vals „Längstäler“ mit Isoklinalstruktur.

Daneben bietet der schroffe Wechsel der Landschaftsformen östlich und westlich des Peilertales ein reizvolles morphologisches Vergleichsmaterial. Westwärts, im kristallinen Gebiet der Adula, die schroffen Gipfformen (Zervreilerhorn etc.) mit den breiten, glazial ausgeschliffenen Trogtälern, ostwärts die weichen Grossformen des Bündnerschiefergebietes mit den jungen, oft schluchtartig tief eingesägten Erosionsfurchen. Interessant ist dabei die Anlage des Peilertales, das deutlich die Linie markiert, bis zu welcher die von der Deckenkulmination nach Osten fortschreitende Abtragung der überlagernden Bünderschiefererien vorgeückt ist. Die Eintiefung des Tales erfolgte hier nicht in vertikaler Richtung, sondern im grossen und ganzen stets auf der nach Osten schräg abwärts untertauchenden Schichtoberfläche des kristallinen Teils der Aduladecke; denn vom Peilertal an westwärts bis zur Deckenkulmination finden wir im Hangenden des Adulakristallins keine Bündnerschieferreste mehr. Gegenüber vertikaler epigenetischer Eintiefung in die kristallinen Gesteine muss dieser einseitige Abtrag der östlichen Bündnerschiefer-Talseite immer wieder die Oberhand gewonnen haben.

Folgen wir der unscheinbaren Ausmündung des „Quertales“, das die schichtkopffartig struierte steile Ostflanke des Peiler- und Valsertales direkt unterhalb Vals durchbricht, so kommen wir durch die unwegsamen Schluchten des unteren Tomülbaches in seinem Oberlauf in ein kurzes isoklinales Zwischen-„Längstal“ im Gebiet zwischen Alp Tomül und Bärenhorn. Die Anlage dieses Talstückes folgt der weichen Zone der Kalkphyllite der Gravaserie, in denen sich auch weiter nordwärts die Talkessel der Alp Grava und von Trabisasch östlich oberhalb Lunschania ausgeweitet haben.

Der die Wasserscheide bildende Kamm zwischen Peiler-, Valser- und Safiental ist in seiner ganzen Süd-Nord-Erstreckung vom Rheinwald bis zum Thälihorn durch den mächtigen Ophiolithzug markiert, der die Basis der Bärenhornschiefer im Tomüllappen bildet. Dass dieser Grünschiefer sich gegenüber der Erosion und Verwitterung besonders widerstandsfähig erwies, zeigt sich auch daran, dass wir am Tomülpass und am Bärenpass (Beim Bären) aus diesem Grünschieferzug herauspräparierte Rundhöckerreste finden; damit sei nebenbei auf die ehemalige Transfluenz über diese beiden Einsattelungen hingewiesen.

Blickt man vom Safierberg durchs Safiental auswärts, so erhält man ein eindrückliches Bild von der ungeheuren Eintönigkeit und Monotonie des vollständig isoklinal in die Nollaschiefer eingebetteten Tales. Der Verlauf der Kammlinie zwischen Bärenhorn und Thälihorn ist durch den erwähnten obersten Ophiolithzug des Tomüllappens bedingt. Bis auf die Schichtplatten dieses widerstandsfähigen Gesteinszuges hinunter ist ein grosser Teil der überlagernden Bärenhorn- und Nollatonschiefer abgetragen worden, und wir finden heute im flachen Anstieg des Safienwesthanges zwischen Bärenpass (Beim Bären) und Thälihorn teils Bärenhornschiefer, teils die oberen Partien des Ophiolithzuges entblösst. Dabei haben sich diese mit etwa 15—20° gegen Osten einfallenden und durch die Rabiusa ihres Fusses beraubten Schichtplatten längs den Schichtfugen in Bewegung gesetzt, so dass wir im Westhang des Safientales gewaltige Sackungsmassen antreffen.

Wenn wir schliesslich unser Untersuchungsgebiet durch die Schluchten des Valserrheins unterhalb Vals-Campo verlassen, so treten wir bei Furth in die weite Terrassenlandschaft des Lugnez ein, deren Studium neben der gesamten, hier nicht behandelten Quartärgeologie ein weiteres verlockendes morphologisches Problem darstellen wird.

Als ALBERT HEIM in seinem 1891 erschienenen Beitragsband zur Geologischen Karte der Schweiz über die „Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein“ (Lit. 51) seinen 93-seitigen Abschnitt über die „Bündnerschiefer und das Bündnerschiefergebirge im Gebiete von (Dufour-) Blatt XIV“ abschloss, tat er es mit dem Satze (pag. 344): „Um den Humor vor lauter Bündnerschiefer nicht zu verlieren, dürfen wir auch eines zweiten geflügelten Wortes gedenken, das wie ein Mahnruf hier uns so oft begleitet hat: ‚Was der Herrgott zusammengegeben hat, das soll der Mensch nicht trennen‘.“

Nun, den Humor vor lauter Bündnerschiefern haben wir nicht verloren, trotzdem diese Arbeit manches Jahr enger Beschäftigung mit einem Bünderschiefergebiet voraussetzte und ja gerade darauf ausging, eine „trennende“ Gliederung in die so komplex „zusammengegebenen“ Bünderschieferserien zu tragen. An einen solchen Versuch aber durften wir uns nur deshalb wagen, weil die Entwicklung der geologischen Erkenntnis seit der Epoche ALBERT HEIM's weitergegangen ist, und weil auch die späteren Geologen-Generationen auf die Resultate ihrer Vorgänger aufbauen konnten, Resultate, die uns heute noch mit Bewunderung erfüllen, wenn wir bedenken, wie ungleich schwieriger die Voraussetzungen hierzu damals waren, verglichen mit den heutigen Grundlagen geologischen Wissens, die uns zu weiterer Forschung dienen. In diesem Sinne hoffen wir, künftiger Bearbeitung werde es gelingen, zahlreiche, jetzt noch offene Probleme, die im Verlaufe der vorliegenden Untersuchungen nur tangiert werden konnten, einer Lösung entgegenzuführen, womit dann die geologische Erkenntnis auch im engen Raume des vorliegenden Arbeitsgebietes weiter vertieft werden möge.

Literaturverzeichnis.

1. ARBENZ, P., Die Faltenbogen der Zentral- und Ostschweiz. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 58, 1913.
2. — Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 64, 1919.
3. ARGAND, E., L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales. — Bull. Soc. Vaud. Sc. nat., Vol. 45, Nr. 166, 1909.
4. — Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 31, 1911.
5. — Sur l'arc des Alpes occidentales. — Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1916.
6. — La zone pennique. — Geol. Führer der Schweiz, Fasc. III, Basel, 1934. (Lit. 39.)
7. BADER, H., Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binnentales. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, 1934.
8. BEARTH, P., Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. — Ecl. geol. Helv., Vol. 32, 1939.
9. BELLIN, J., Zur Geologie des östlichen Misox zwischen Valle della Forcola und Val Leggia. — Diss. Univ. Zürich, 1929.
10. BLESER, P., Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern östlich der Brennerlinie. — Bull. de l'Inst. Grand-Ducal de Luxembourg. Arch. nouv. sér., Tome XIII, 1934.
11. BLUMENTHAL, M., Der Prättigauflysch und seine Stellung im Penninikum. — Ecl. geol. Helv., Vol. 24, 1931.
12. BOESCH, H. H., Geologie der Zentralen Unterengadiner Dolomiten. — Diss. Univ. Zürich, 1937.
13. BOSSHARD, L., Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. — Ecl. geol. Helv., Vol. XIX, 1925.
14. BRÜCKNER, W., Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. — Ecl. geol. Helv., Vol. 34, 1941.
15. v. BUCH, L., Reise über die Gebirgszüge der Alpen zwischen Glarus und Chiavenna im August 1803. — Der Ges. natf. Freunde zu Berlin Magazin f. d. neuest. Entdeck. i. d. gesamten Naturkunde, Jahrg. III, 1809.
16. BURRI, C. und DE QUERVAIN, F., Über basische Ganggesteine aus der Umgebung von Brissago. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, 1934.
17. BUXTORF, A., Aus der Talgeschichte der Via Mala. Festschrift Albert Heim. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 64, 1919.
18. BUXTORF, A. und WILHELM, O., Über Sackungsercheinungen im Safiental. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1922.
19. CADISCH, J., Der Bau der Schweizer Alpen. — Orell Füssli, Zürich, 1926.
20. — Geologie der Schweizer Alpen. — Beer & Co., Zürich, 1934.
21. CASASOPRA, S., Studio petrografico dello gneiss granitico Leventina. (Valle Riviera e Valle Leventina, Canton Ticino.) — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIX, 1939.
22. COAZ, J. W., Die Hochwasser im September und October 1868 im bündnerischen Rheingebiet. — W. Engelmann, Leipzig, 1869.
23. CORNELIUS, H. P., Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Septimer und Julierpass. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. Bd. XXXV, 1913. Diss. Univ. Zürich 1912.
24. — Über tektonische Breccien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen, — Centralbl. f. Min. etc., Jahrg. 1927, Abt. B, Nr. 4.
25. — Geologie der Err-Juliergruppe. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz. N. F. 70, 1. Teil, 1935.
26. — Über einige seltenere Gesteinstypen aus dem Grüngesteinsgebiet von Zermatt. — Mitt. Geol. Ges. in Wien, Bd. XXVI, 1936.
27. DIEHL, E., Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
28. DIENER, C., Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. — Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wissensch. in Wien. Bd. XCVII, Abt. I, 1888.

29. DIETIKER, H., Der Nordrand der Hohen Tauern zwischen Mayrhofen und Krimml. — Diss. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1938.
30. DÜNNER, H., Zur Geologie des Tauernwestendes am Brenner. — Diss. Univ. Zürich, 1934.
31. EICHENBERGER, R., Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). — Ecl. geol. Helv., Vol. XVIII, 1924.
32. ERB, J., Ein Vorkommen von Fuchsit (Chromglimmer) in den Schweizer Alpen. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 43, 1898.
33. ESCHER, H. C., Bemerkungen über den Aufsatz L. v. BUCH's vom Splügen. — Der Ges. natf. Freunde zu Berlin Magazin f. d. neuest. Entdeck. i. d. gesamten Naturkunde, Jahrg. III, 1809.
34. FRANCHI, S., La zona delle pietre verdi fra l'Ellero e la Bormida. — Boll. com. geol., 1906.
35. FREUDENBERG, W., Das mesozoische Alter des Adulagneises. — Ber. d. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver., 41. Vers. Ulm, 1908.
36. — Der Trias-Gneiskontakt am Ostrand des Adulamassives. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beil.-Bd. Bd. XXXVI, Stuttgart, 1913.
37. FRISCHKNECHT, G., Geologie der östlichen Adula. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 51, 1923.
38. GANSSE, A., Der Nordrand der Tambodecke. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVII, 1937.
39. GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ. Herausgeg. v. d. Schweiz. Geol. Ges., Wepf & Co., Basel, 1934.
40. GIGNOUX, M. et MORET, L., Description géologique du Bassin supérieur de la Durance. — Bull. d. l. Soc. scientif. du Dauphiné, tome 58 (5e serie-tome XVII), Grenoble, 1938.
41. GOLDSCHLAG, M., Über die optischen Eigenschaften der Epidote. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. XXXIV, Wien, 1917.
42. GOLDSCHMIDT, V. M., Über metasomatische Prozesse in Silikatgesteinen. — Aus: Die Naturwissenschaften, Heft 7, Berlin, 1922.
43. GRENOUILLET, W., Geologische Untersuchungen am Splügenpass und Monte di S. Bernardino. — Jahresber. d. Natf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. LX, Chur 1921.
44. GRUBENMANN, U., Über einige schweizerische Glaukophangesteine. — Festschrift Rosenbusch, Stuttgart, 1906.
45. — Die kristallinen Schiefer I, II., 2. Aufl., Borntraeger, Berlin, 1911.
46. — Struktur und Textur der metamorphen Gesteine. — Fortschritte d. Min., Krist. und Petr., Bd. II, Jena, 1912.
47. GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P., Die Gesteinsmetamorphose I. Allgemeiner Teil. Borntraeger, Berlin, 1923.
48. GRUNER, G. S., Die Eisgebirge des Schweizerlandes. — (3 Bde.), Bern, A. Wagner, Sohn, 1760.
49. GSELL, R., Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. — Jahresber. d. Natf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. LVIII, Vereinsjahr 1917/1918, Chur 1918.
50. GUTZWILLER, E., Injektionsgneise aus dem Kanton Tessin. — Ecl. geol. Helv., Vol. XII, 1912.
51. HEIM, ALB., Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lf. 25, 1891.
52. — Über die nordöstlichen Lappen des Tessinermassives. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 51, 1906.
53. — Geologie der Schweiz. — Tauchnitz, Leipzig, 1916—1922.
54. HELBLING, R., Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 76, II, 1938.
55. HEYDWEILLER, E., Geologische und morphologische Untersuchungen in der Gegend des St. Bernhardinpasses. — Ecl. geol. Helv., Vol. XV, 1918.
56. VAN HOLST PELLEKAAN, W., Geologie der Gebirgs-Gruppe des Piz Scopi. — Diss. Univ. Zürich, 1913.
57. HOTTINGER, H., Geologie der Gebirge zwischen der Sonnblick-Hocharn-Gruppe und dem Salzsachtal in den östlichen Hohen Tauern. — Ecl. geol. Helv., Vol. 28, 1935.

58. HUBER, H. M., Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIII, 1943.
59. — Die Kluftminerallagerstätten im südöstlichen Gotthardmassiv. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIII, 1943.
60. JÄCKLI, H., Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams. — Ecl. geol. Helv., Vol. 34, 1941.
61. — Zur Geologie der Stätzerhornkette. — Ecl. geol. Helv., Vol. 37, 1944.
62. JAKOB, J., Beiträge zur chemischen Konstitution der Glimmer. VII. Bisherige Resultate der Muskowitforschung. — Zeitschr. f. Krist., Bd. 72, 1930.
63. JAKOB, J., FRIEDLAENDER, C., BRANDENBERGER, E., Über Neubildung von Serizit. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, 1933.
64. JENNY, H., Bau der unterpenninischen Decken im Nordosttessin. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVII, 1922.
65. — Geologie der westlichen Adula. — Beitr. z. Geol. Karte der Schweiz, N. F. 51, 1923.
66. — Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVII, 1923.
67. — Die alpine Faltung. — Borntraeger, Berlin, 1924.
68. JÖRGER, J., Bei den Walsern im Valsertal. — Basel, Verl. d. schw. Ges. f. Volkskunde, 1913.
69. KAPPELER, U., Zur Geologie der Ortlergruppe und zur Stratigraphie der Ortlerzone zwischen Sulden und dem Engadin. — Diss. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1938.
70. KOENIGSBERGER, J., Beryll aus dem Valsertal. — Ecl. geol. Helv., Vol. III, 1907.
71. — Über alpine Minerallagerstätten. — Abh. K. Bayr. Akad. d. Wissensch., math.-phys. Kl., Bd. XXVIII, 10, 1917.
72. KOENIGSBERGER, J., NIGGLI, P., PARKER, R. L., Die Mineralien der Schweizer Alpen. — Wepf & Co., Basel, 1940.
73. KOPP, J., Geologie der nördlichen Adula. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 51, 1923.
74. — Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. — Ecl. geol. Helv., Vol. XIX, 1925.
75. — Der Anteil der Aduladecke am Aufbau des Prättigauer Halbfensters. — Ecl. geol. Helv., Vol. XX, 1926.
76. — Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer- und Valsertal. — Ecl. geol. Helv., Vol. 26, 1933.
77. — Neue Beobachtungen über die Entstehung der Minerallagerstätten auf der Südseite des Piz Aul bei Vals. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIII, 1933.
78. KREBS, B., Der Albit von Rischuna in morphologischer Beziehung. — Zeitschr. f. Kristallogr. Bd. 66, 1921.
79. KRIGE, L. H., Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. — Ecl. geol. Helv., Vol. XIV, 1918.
80. KÜNDIG, E., Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. VI, 1926.
81. LAUTENSACH, H., Die Übertiefung des Tessingebietes. — Geogr. Abh., herausgeg. v. A. Penck, Berlin, 1912.
82. LEHMANN, E., Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. — Herausgeg. v. d. Bezirksgruppe Wetzlar der Fachgruppe Eisenerzbergbau. Techn.-pädagog. Verlag Scharfes Druckereien K.-G. Wetzlar, 1941.
83. LUGEON, M., Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. — Bull. Soc. géol. de France, 1901.
84. — Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 30, 1914.
85. MASSON, R., Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVIII, 1938.
86. MÜHLEMANN, R., Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der Tambodecke zwischen Val Mesolcina und Valle S. Giacomo. — Diss. Univ. Zürich, 1928.
87. NABHOLZ, W., Die Schiefermassen zwischen Vals und Safiental. Versuch einer geologischen Gliederung des Gebirges zwischen Rheinwald, Vals und oberstem Safiental. — Diplomarbeit Geol. Institut Zürich, April 1942.

88. NABHOLZ, W., Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis. — Ecl. geol. Helv., Vol. 36, 1943.
89. NIGGLI, E., Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. — Min. Petr. Mitt., Bd. XXIV, 1944 (im Druck).
90. NIGGLI, P., Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordrande des Gotthardmassivs. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 36, 1912.
91. — Petrographische Provinzen der Schweiz. Festschrift Albert Heim. — Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 64, 1919.
92. NIGGLI, P. und GRUBENMANN, U., Gesteinsmetamorphose, — I. Teil. — Borntraeger, Berlin, 1924.
93. NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F., WINTERHALTER, R. U., Chemismus schweizerischer Gesteine — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Geotechn. Serie 14, 1930.
94. NIGGLI, P. Die chemische Klassifikation der metamorphen Gesteine. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XIV, 1934.
95. — Die Magmentypen. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. XVI, 1936.
96. — Das Magma und seine Produkte. I. Teil: Physikalisch-chemische Grundlagen. — Akad. Verlagsges. Leipzig, 1937.
97. NIGGLI, P., KOENIGSBERGER, J., PARKER, R. L., Die Mineralien der Schweizer Alpen. — Wepf & Co., Basel, 1940.
98. NUSSBERGER, G., Heilquellen und Bäder im Kanton Graubünden. — Herausgeg. v. Verkehrsver. f. Graubünden, Chur, 1914.
99. OSWALD, W., Wirtschaft und Siedlung im Rheinwald. — Thusis, 1931.
100. PARKER, R. L., KOENIGSBERGER, J., NIGGLI, P., Die Mineralien der Schweizer Alpen. — Wepf & Co., Basel, 1940.
101. v. PHILIPSBORN, H., Tabellen zur Berechnung von Mineral- und Gesteinsanalysen. — Leipzig, 1933.
102. PREISWERK, H., Die metamorphen Peridotite und Gabbrogesteine der Bündnerschiefer zwischen Visp und Brig. — Verh. Natf. Ges. Basel, 15, 1903.
103. — Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lf. 26, I, 1907.
104. DE QUERVAIN, E. und FRIEDLAENDER, C., 1. Nachtrag zum Chemismus schweizerischer Gesteine. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Geotechn. Serie, 20. Lf., 1942.
105. v. RATH, G., Geognostische und mineralogische Beobachtungen im Quellgebiet des Rheins. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Bd. XIV, 1862.
106. ROLLE, F., Mikropetrographische Beiträge aus den Rhätischen Alpen. — Bergmann, J. F., Wiesbaden, 1879.
107. — Das südwestliche Graubünden und der nordöstliche Tessin. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, Lf. 23, 1881.
108. ROTHHAAN, H. P., Tektonische Untersuchungen im Gebiete der nordöstlichen Adula. — Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 63, 1918.
109. — Petrographische Untersuchungen in den Bergen der Umgebung von Vals. — Jahresber. d. Natf. Ges. Graubündens, N. F., Bd. LIX. Vereinsjahr 1918/1919, Chur, 1919.
110. ROTHPLETZ, A., Über das Alter der Bündnerschiefer. — Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Jahrg. 47, 1895.
111. RÜGER, L., Zur Altersfrage der Bewegung und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. — Geol. Rundschau, Bd. XXV, Berlin, 1934.
112. RÜTIMEYER, L., Das Rheinwaldgebirge. — Jahrb. d. Schw. Alpenclub, Bd. VIII, Jahrg. 1872-1873.
113. SCHEUCHZER, J. J., Natur-Histori des Schweitzerlandes. — In der Bodmerischen Truckerey, Zürich, 1716.
114. — Itinera per Helvetiae alpinas regiones. — Peter Vandes, Lugduni Batavorum, 1723.
115. SCHEUMANN, K. H., Zur Nomenklatur migmatischer und verwandter Gesteine. — Tscherm. Min. Petr. Mitt., Bd. 48, 1936.
116. SCHMIDT, C., Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der Geol. Karte der Schweiz 1:100000 auftretenden Gesteine. — Anhang zur 25. Lf. d. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1891.

117. SCHMIDT, C., Über das Alter der Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden. — Ber. über d. Vers. d. Oberrhein. Geol. Ver., Freiburg i/Br., 35. Vers., 1902.
118. — Über die Geologie der Simplongruppe und die Tektonik der Schweizeralpen. — Ecl. geol. Helv., Vol. IX, 1906.
119. SCHUMACHER, G., Geologische Studien im Domleschg. — Mitt. d. geol. Inst. d. Univ. Bern, 1927.
120. STARK, M., Grünschiefer und Diabasreliktstrukturen. — Tscherm. Petr. Mitt., Bd. XXVI, Wien, 1907.
121. — Über Pseudomorphosen im Grünschiefer des Gross-Glockner und über Formvermittlung aus dem Gesteinsgewebe nicht herauslösbarer Komponenten. — Aus Centralbl. f. Min., Nr. 11, Wien, 1930.
122. STAUB, R., Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 60, 1915.
123. — Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46, I. Abt., 1916.
124. — Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 46, 1916.
125. — Geologische Beobachtungen am Bergellermassiv. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 63, 1918.
126. — Über das Längsprofil Graubündens. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 64, 1919.
127. — Über Wesen, Alter und Ursachen der Gesteinsmetamorphosen in Graubünden. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 65, 1920.
128. — Geologische Beobachtungen im Avers und Oberhalbstein. — Ecl. geol. Helv., Vol. XV, 1920.
129. — Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
130. — Über ein neues Vorkommen von Glaukophangesteinen in Graubünden. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1920.
131. — Über ein Glaukophangestein aus dem Avers. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1921.
132. — Über den Bau der Monte della Disgrazia. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 66, 1921.
133. STAUB, R. und CADISCH, J., Zur Tektonik des Unterengadiner Fensters. — Ecl. geol. Helv., Vol. XVI, 1921.
134. STAUB, R., Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. II, 1922.
135. — Der Bau der Alpen. Versuch einer Synthese. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 52, 1924.
136. — Über Glaukophan in einem Oberhalbsteiner Gabbro. — Schw. Min. Petr. Mitt., Bd. IV, 1924.
137. — Die geologischen Verhältnisse eines Septimertunnels. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 73, 1928.
138. — In „Geologischer Führer der Schweiz“ (Lit. 39), Fasc. III: Übersicht über die Geologie Graubündens. Fasc. XIV: Exkursion 96. Basel, 1934.
139. — Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. — Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69, Abh. I, 1934.
140. — Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes. — C. R. somm. Soc. géol. de France, 5, 1936.
141. — Sur la répartition des faciès penniques dans les Grisons. — C. R. somm. Soc. géol. de France 6, 1936.
142. — Sur les racines des nappes valaisannes et grisonnes entre la Valtelline, le Tessin et l'Osola. — C. R. somm. Soc. géol. de France 7, 1937.
143. — Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. — Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 82, 1937. 1. Fortsetzung: Vierteljahrschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 87, 1942.
144. — Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. — Verh. d. Schweiz. Natf. Ges., 119. Vers. in Chur, 1938.

145. STAUB, R., Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. — *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 31, 1938.
146. — Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. — *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 35, 1942.
147. STEINMANN, G., Geologische Beobachtungen in den Alpen, I. Das Alter der Bündnerschiefer. — *Ber. d. Natf. Ges. Freiburg i/Br.*, Bd. IX, H. 3 und Bd. X, H. 2, 1895 und 1897.
148. — Geologische Beobachtungen in den Alpen, II. Die Schardt'sche Überfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefmeerabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — *Ber. d. Natf. Ges. Freiburg i/Br.*, Bd. XVI, 1905.
149. — Gibt es fossile Tiefseeablagerungen von erdgeschichtlicher Bedeutung? — *Geol. Rundschau*, Bd. 16, 1925.
150. STRASSER, E., Geologie der Pizzo di Claro-Torrone Alto-Kette, sowie der penninischen Wurzelzone zwischen Val Calanca und Tessental. — *Diss. Univ. Zürich*, 1928.
151. STREIFF, V., Geologische Untersuchungen im Ostschams. — *Diss. Univ. Zürich*, 1939.
152. STUDER, B. und ESCHER VON DER LINTH, A., Geologische Beschreibung von Mittel-Bündten. — *Neue Denkschr. d. Schw. Natf. Ges.*, Bd. 3, 1839.
153. STUDER, B., Geologie der Schweiz. — Stämpfli, Bern & Schulthess, Zürich. I. Band: 1851, II. Band: 1853.
154. STUTZ, A., Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline. — *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. XX, 1940.
155. TARNUZZER, CHR. (aus TARNUZZER, CHR. und GRUBENMANN, U., Beiträge zur Geologie des Unterengadins), I. Teil: Das Gebiet der Sedimente. — *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 23, 1909.
156. — Die prähistorischen Bergstürze im obersten Safiental. — Nebst einem Anhang: Notiz über das Gipslager von Giera-Valendas. *Jahresber. d. Natf. Ges. Graubündens*, N. F., Bd. LVIII. Vereinsjahr 1917/1918, Chur 1918.
157. THEOBALD, G., Zur Kenntniss des Bündner Schiefers. — *Jahresber. d. Natf. Ges. Graubündens*, N. F., 5. Jahrg., Chur 1860.
158. — Naturbilder aus den Rhätischen Alpen. — Hitz'sche Buchhandlung, Chur, 1861.
159. — Geologische Übersicht von Graubünden. Zugabe zu dem Schulprogramme von 1866. Chur, 1866.
160. TRUEMANN, A. E., The use of Gryphaea in the correlation of the Lower Lias. — *The Geological Mag.*, Vol. LIX, 1922.
161. WEGMANN, E., Über die Metamorphose der Prasinite der St. Bernharddecke im Wallis. — *Ecl. geol. Helv.*, Vol. 23, 1930.
162. WELTER, O., Stratigraphie und Bau der Alpen zwischen Hinterrhein und Safiental. — *Ecl. geol. Helv.*, Vol. X, 1909.
163. WILCKENS, O., Alter der Bündnerschiefer. — *Naturwissenschaftl. Wochenschrift*, N. F. II, Bd. Nr. 20, Jena, 15. 2. 1903.
164. — Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. — *Centralbl. f. Min., etc.*, Jahrg. 1907, Nr. 11.
165. — Über die Existenz einer höheren Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Adula-Deckmassivs. — *Monatsber. d. Deutschen Geol. Ges.*, Bd. 61, Nr. 11, Jahrg. 1909.
166. — Über Faltung im Adulagebirge. — *Neues Jahrb. f. Min. etc.*, Jahrg. 1910, Bd. 1.
167. — Neuere Fortschritte in der geologischen Erforschung Graubündens. — *Geol. Rundschau*, Bd. III, H. 1, 1912.
168. — Beiträge zur Geologie des Rheinwald und von Vals. — *Geol. Rundschau*, Bd. XI, 1920.
169. — Begleitworte zur geologischen Karte des Gebirges zwischen Vals-Platz und Hinterrhein. — *Geol. Rundschau*, Bd. XIV, H. 1, 1923.
170. WILHELM, O., Beitrag zur Glaukophanfrage von Graubünden. — *Ecl. geol. Helv.*, Vol. XVI, 1921.
171. — Geologie der Landschaft Schams. — *Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz*, N. F. 64, 1933.
172. WINCHELL, A. N., Elements of optical Mineralogy, Part. II. John Wiley and sons, New York, 1933.
173. WINTERHALTER, R. U., Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. — *Schw. Min. Petr. Mitt.*, Bd. X, 1930.

174. WOYNO, T. J., Petrographische Untersuchung der Casannaschiefer des mittleren Bagnes-Tales. — Neues Jahrbuch f. Min. etc., Bd. XXXIII, 1908.
175. WÜLFING, E. A., Untersuchung zweier Glimmer aus den Gneissen des Rheinwaldhorn-Massivs. — Ber. d. Deutschchem. Ges., Jahrg. 19, H. 13, Berlin 1886.
176. ZELLER-HÖRNER, H., Exkursionen im Valsertal und Rheinwald. — Jahrb. d. Schweiz. Alpenclub, Bd. VIII, Jahrg. 1872–73.
177. ZYNDEL, F., Über den Gebirgsbau Mittelbündens. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 41, 1912.
178. — Kurze Mitteilung über die Bündnerschieferregion des Schams und Avers. — Ecl. geol. Helv., Vol. XII, 1913.

Geologische Karten.

179. ROLLE, F., Geol. Karte der Schweiz 1:100000. Blatt XIX (Bellinzona–Chiavenna), (Liefg. 23), 1882.
180. HEIM, ALB., Geol. Karte der Schweiz 1:100000. Blatt XIV (Altdorf–Chur), (Liefg. 25), 1885.
181. STAUB, R., Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1:250000. Spez. Karte 78, herausgeg. v. d. Geol. Kommission der Schweiz. Naturf. Ges., 1916.
182. HEYDWEILER, E., Geologische Karte des Misoxer Synklinalzuges im Gebiete des S. Bernardino, 1:50000. Beil. zu Lit. 55, 1918.
183. STAUB, R., Geol. Karte der Val Bregaglia (Bergell), 1:50000. Spez. Karte 90, herausgeg. v. d. Geol. Kommission der Schweiz. Naturf. Ges. 1921.
184. FRISCHKNECHT, G., JENNY, H., KOPP, J., Geol. Karte der Adula. Spez. Karte Nr. 104, herausgeg. v. d. Geol. Kommission der Schweiz. Naturf. Ges., 1924.
185. WILCKENS, O., Geologische Karte des Gebirges zwischen Vals-Platz und Hinterrhein. Beil. zu Lit. 169, 1932.
186. STAUB, R., Tekton. Karte der Alpen 1:1000000; dazu: Der Bau der Alpen, 25 Querprofile 1:500000 und schematische Längsprofile durch die Alpen 1:1000000; Spez. Karten 105A, 105B₁ & B₂, 105C, herausgeg. v. d. Geol. Kommission d. Schweiz, Naturf. Ges., 1924, bzw. 1926.
187. — Geol. Karte des Avers, 1:50000. Spez. Karte 97, herausgeg. v. d. Geol. Kommission d. Schweiz. Naturf. Ges., 1926.
188. WILHELM, O., Geol. Karte der Landschaft Schams, 1:50000; dazu Profile 3:100000. Spez. Karten 114A und 114B, herausgeg. v. d. Geol. Kommission d. Schweiz. Naturf. Ges., 1929.
189. STAUB, R., Geologische Karte der Berninagruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50000. Spez. Karte 118, herausgeg. v. d. Geol. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., im Druck.

Relief.

190. STAUB, R., Der geologische Bau der Schweiz, 1:100000. Tektonische Bearbeitung: R. STAUB. Zusammengestellt von J. CADISCH, A. JEANNET, R. STAUB, K. HABICHT, H. JÄCKLI, V. STREIFF, H. SUTER. Geol. Inst. E.T.H. Zürich, 1939.

Manuskript eingegangen am 4. Februar 1945.

Erklärungen zu Tafel I.

Dünnschliffbilder von Ophiolithen und ophiolithischen Mischgesteinen.

Bild 1 (Nicols gekreuzt):

Dünnschliffphotographie eines Strahlsteinprasinites mit ophitischer Reliktstruktur, makroskopisch von dioritischem bis Gabbro-ähnlichem Aussehen. Aus dem obersten Ophiolithzug am Piz Tomül (Gestein Nr. 8 auf Tabelle d, pag. 58; ausführlicher Text dazu siehe pag. 63).

Bild 2 (Nicols parallel):

Dünnschliffphotographie eines Quarzites mit ophiolithogenen Infiltrationslagen (Gestein Nr. 42 auf Tabelle e, pag. 60; ausführlicher Text dazu siehe pag. 75).

- a = Blastopsammitisches Grundgewebe von Quarz mit einzelnen Calciteinsprenglingen nebst wenig Serizit.
- b = Von ophiolithogenem Infiltrat umflossene sedimentogene quarzitisches Mikroschollen.
- c = Chloritanreicherungen im quarzitisches Anteil des Gesteins.
- d = Ophiolithogene Infiltrationslage mit gut sichtbaren Albitporphyroblasten neben Epidot im Chloritgewebe.

Bild 3 (Nicols parallel):

Ausschnitt aus der Grenzpartie zwischen einer ophiolithogenen Infiltrationslage und dem quarzitisches Anteil eines „stromatitischen Grünschiefers“ (Gestein Nr. 50 auf Tabelle e, pag. 61; ausführlicher Text dazu siehe pag. 76).

- e = Blastopsammitisches Grundgewebe von Quarz neben weniger Serizit und Chlorit.
- f = dünner Rutilstrang.
- g = Chloritlagen.
- h = Serizitband.
- i = Lepidoblastisches Chloritgewebe (mit Serizit), erfüllt von:
- k = Albitporphyroblasten mit dunklem, dicht von Rutilgewebe erfülltem Kern und einschlussarmem Rand (i + k = ophiolithogener Anteil).

Bild 4 (Nicols parallel):

Triasquarzit, der durch ophiolithogene Infiltrationslagen zu einem stromatitischen Mischgestein umgebildet wurde (Gestein Nr. 51 auf Tabelle e, pag. 61; ausführlicher Text dazu siehe pag. 76).

- l = Hornfels-artiges Gewebe von Quarz und mengenmässig weniger häufigem Chlorit, der teilweise in Lagen angereichert ist.
- m = Randlicher Chloritstrang, aus grossen Penninindividuen bestehend.
- n = Dichtes Chlorit-Serizit-Quarz-Gewebe mit gedrehten Albitporphyroblasten (von Rutil erfüllt) z. B. = o. (Ophiolithogener Anteil.)

Bild 5a (Nicols parallel):

Knotenschiefer mit schwarzgrauen Albitknötchen aus einer Zone mit starker ophiolithogener Stoffzufuhr. Schön sichtbar sind die Porphyroblasten von gedrehtem Albit mit einschchlussreichem Kern und frischem Anwachssaum; zwischen den Albitporphyroblasten liegen Chloritstränge, die erfüllt sind von sehr feinen Strahlsteinstengeln. (Gestein Nr. 54 auf Tabelle e, pag. 61; ausführlicher Text dazu siehe pag. 77.)

Bild 5b (Nicols schief gekreuzt):

Einzelner, verzwilligter Albitporphyroblast des Bildes 5a bei stärkerer Vergrösserung. Die Drehung des Albits wird zum Ausdruck gebracht durch Schnüre von kohligem Pigment nebst Einschlüssen von Quarz und feinsten, fast farblosen Strahlsteinstengeln.

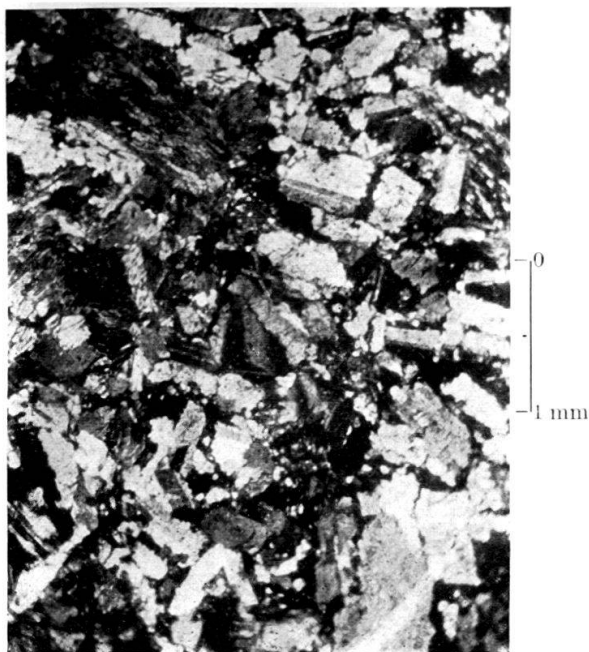


Bild 1

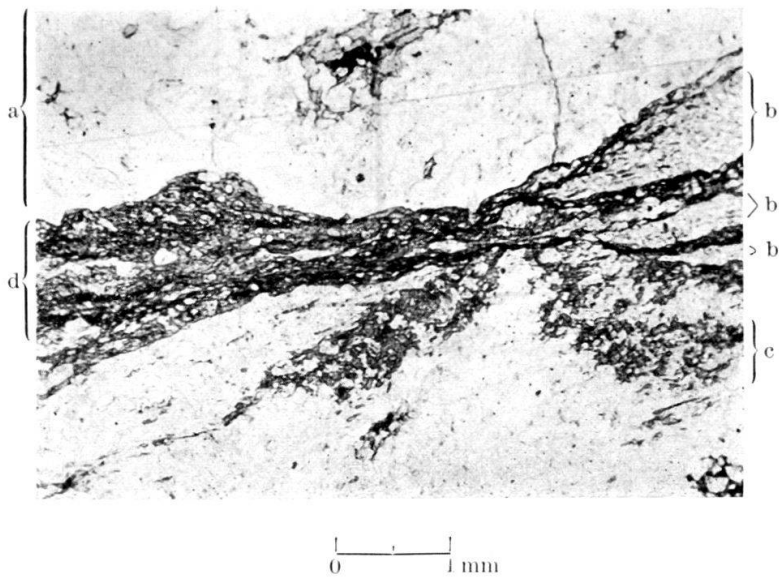


Bild 2

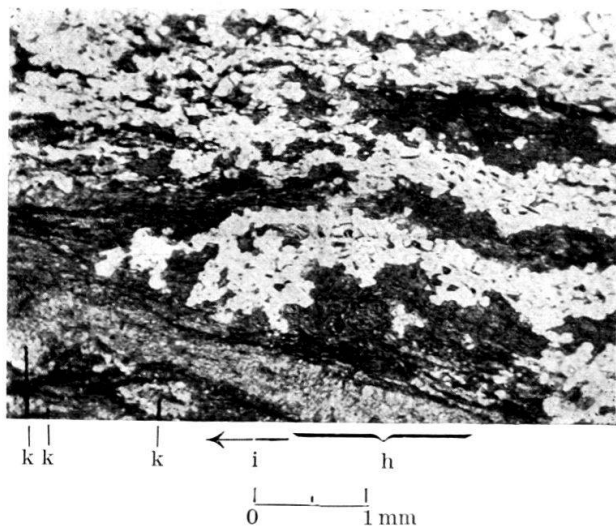


Bild 3

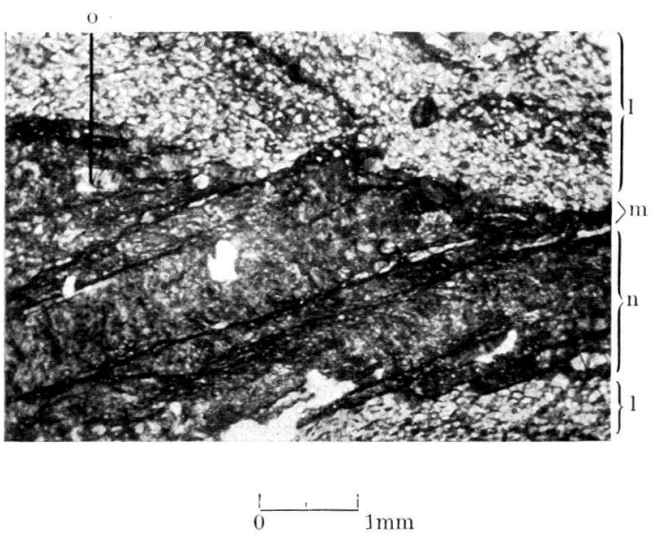


Bild 4



Bild 5a

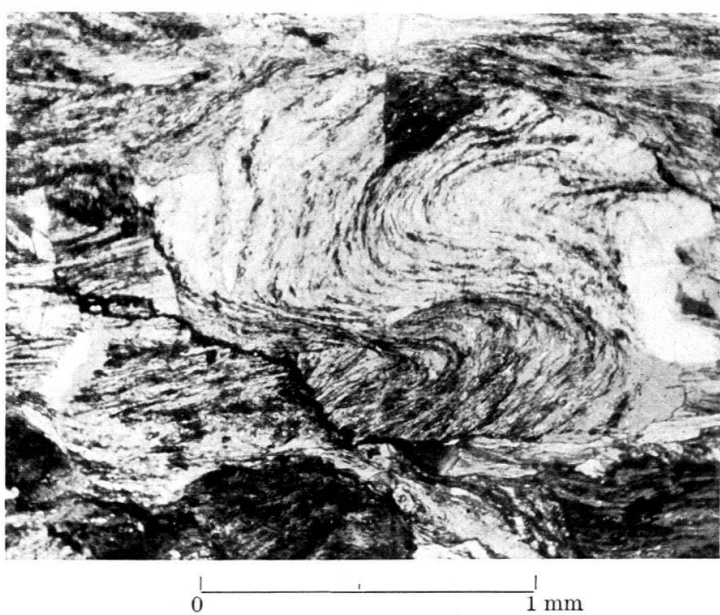


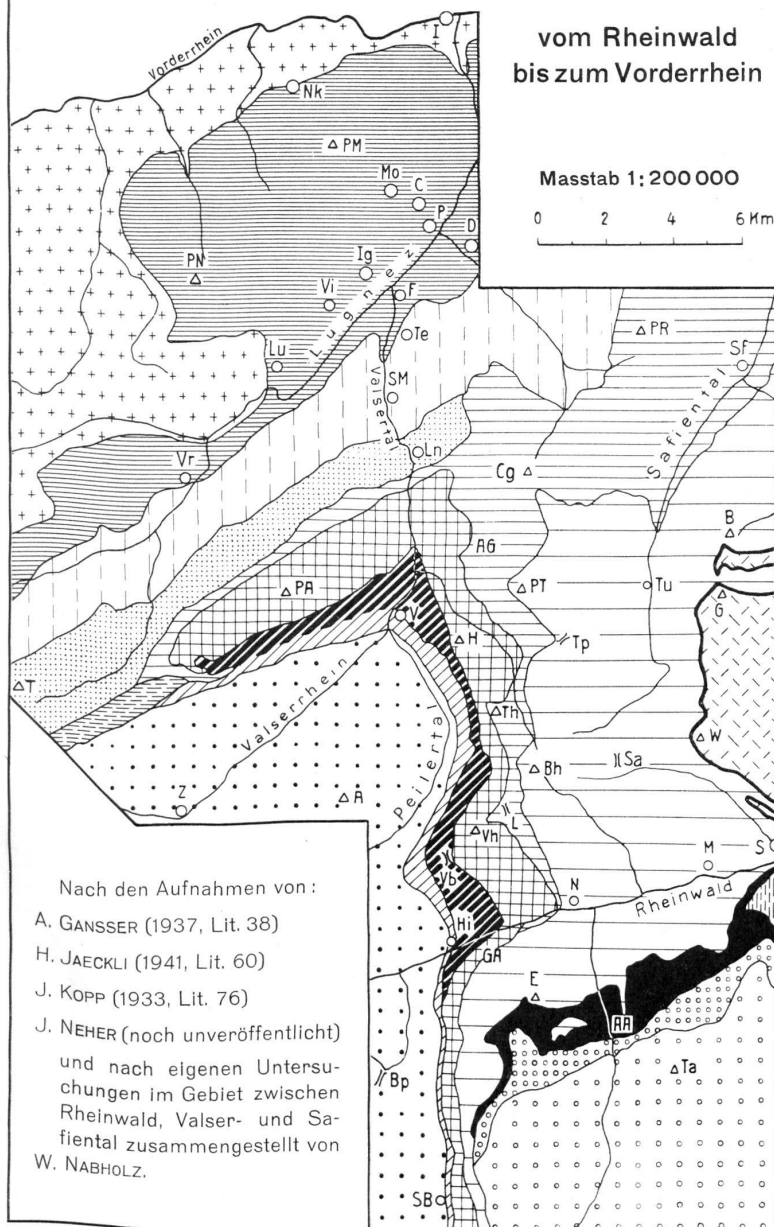
Bild 5b

Tektonische Übersichtskarte der Gebirge zwischen Valser- und Safiental

vom Rheinwald
bis zum Vorderrhein

Masstab 1:200 000

0 2 4 6 Km



Legende:

- Schamserdecken (NEHER, JAECKLI)
- Mesozoikum der Splügenermulde (GANSSEER)
- Tambodecke
- Elemente vor der Stirn der Tambodecke (GANSSEER)
- Areuezone (GANSSEER)
- Burgruinen- und Bruschghorn-Zone (NEHER, JAECKLI)
- Tomüllappen (s.str.)
- Gravaserie
- Aullappen
- Obere Valserschuppen
- Untere Valserschuppen
- Fanella- und Zervreiler-Lappen der Aduladecke (KOPP)
- Bündnerschiefer über der Sojadecke (KOPP)
- Zone von Lunschania und des Piz Terri
- Lugnezerschiefer
- Serie der „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer und Trias
- Prätriadische Serien des Gotthardmassivs

| | | |
|------------------------|----------------|-------------------------|
| A Ampervreiler-Horn | Ig Igels | SB San Bernardino |
| AA Areue-Alp | L Lückli | SF Safien Platz |
| AG Alp Grava | Ln Lunschania | SM San Martin |
| B Bruschghorn | Lu Lumbrein | T Piz Terri |
| Bh Bärenhorn | M Medels | Ta Piz Tambo |
| Bp Bernhardinpass | Mo Morissen | Te Tersnaus |
| C Cumbels | N Nufenen | Th Teischerhorn |
| Cg Crap grisch | Nk Neukirch | Tp Tomülpass |
| D Duvin | P Peiden | Tu Beim Turm (Turahaus) |
| E Einshorn | PA Piz Aul | V Vals |
| F Furth | PM Piz Mundaun | Vb Valserberg |
| G Gelbhorn | PN Piz Sez Ner | Vh Valserhorn |
| GA Gadriol-Alp | PR Piz Radun | Vi Vigens |
| H Horn östlich ob Vals | PT Piz Tomül | Vr Vrin |
| Hi Hinterrhein | S Splügen | W Weisshorn |
| I Ilanz | Sa Safierberg | Z Zervreila |

Nach den Aufnahmen von:

A. GANSSEER (1937, Lit. 38)

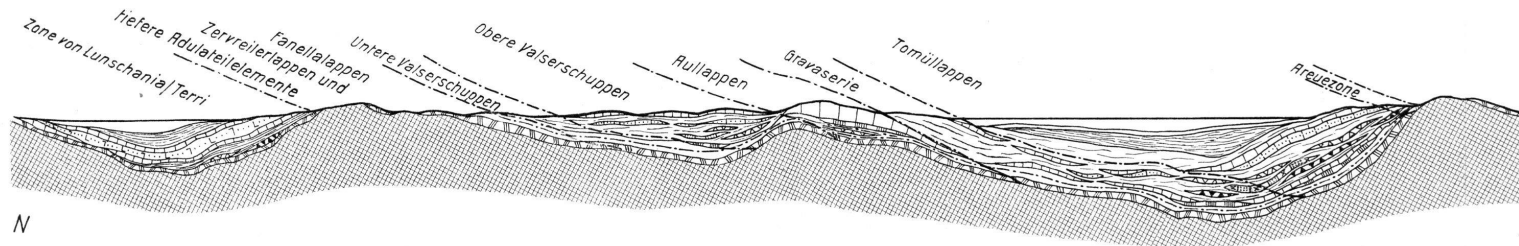
H. JAECKLI (1941, Lit. 60)

J. KOPP (1933, Lit. 76)

J. NEHER (noch unveröffentlicht)

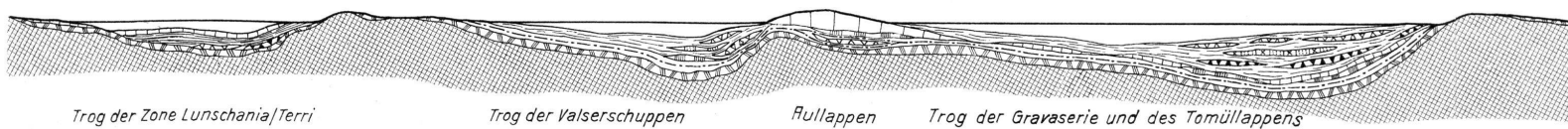
und nach eigenen Untersuchungen im Gebiet zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental zusammengestellt von W. NABHOLZ.

Hypothetisches Schema der embryonalen Entwicklung des mesozoischen Sedimentationsraumes der Aduladecke



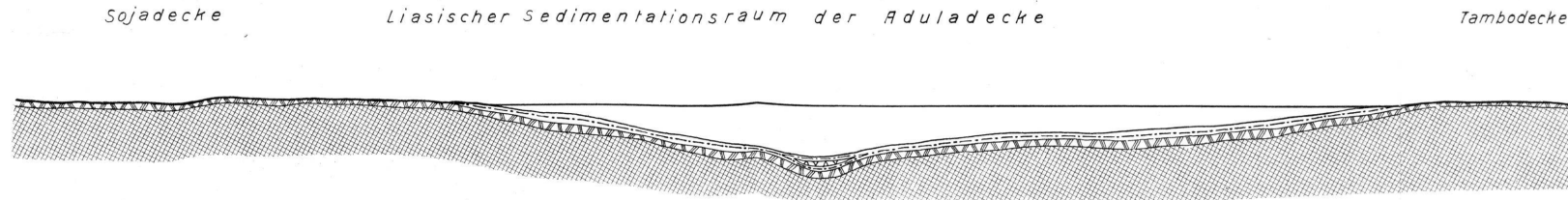
Profil c

Sedimentationsverhältnisse zur Zeit des Doggers. (Mit Eintragung des später ausgebildeten Verlaufs der Schubflächen zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten und Untereinheiten).



Profil b

Sedimentationsverhältnisse beim Abschluss des unteren Lias (Vor Ablagerung der zu Quarziten umgewandelten mittelliasischen Sandsteine)



Profil a

Sedimentationsverhältnisse zu Beginn der Schistes-lustrés-Rb-lagerungen (Unterster Lias)

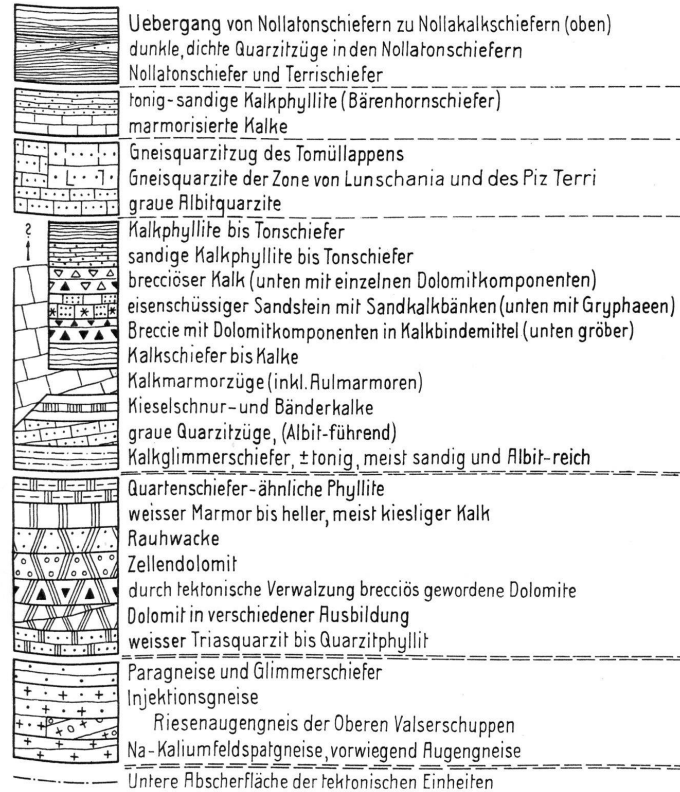
Legende:

- | | | |
|---|---|--|
| <p>zu Profil a</p> <ul style="list-style-type: none"> Meer Kalkige Breccie im Trog des Rullappens Ausgangsmaterial für die meist sandigen Kalkglimmerschiefer miteingelagerten Quarzitzügen Trias im allgemeinen Prätriadische Gesteine | <p>zu Profil b (Zuwachs gegenüber a)</p> <ul style="list-style-type: none"> Ausgangsmaterial für Kalkschiefer (oben) und für Tonschiefer bis Kalkphyllite (unten) der Zone von Lunschania Brecciöser Kalk (Kalkbreccie) Eisenschüssiger Sandkalk (unten mit Gryphaeen) Breccie mit Dolomitkomponenten in Kalkbindemittel Ausgangsmaterial für Kalkphyllite und Kalkschiefer, (mit einzelnen eingelagerten reinen Kalklagen) ± Kieselige Kalke (Ausgangsmaterial für Kalkmarmorzüge, inkl. Rulmarmoren) Bänder- und Kieselchnurkalke | <p>zu Profil c (Zuwachs gegenüber a + b)</p> <ul style="list-style-type: none"> Beginn der Nollakalkschiefer — Sedimentation über den Nollatonschiefern Ausgangsmaterial für Tonschiefer Ausgangsmaterial für tonig-sandige Kalkphyllite Kalke Ausgangsmaterial für den Gneisquarzitzug des Tomüllappens Ausgangsmaterial für die Gneisquarzite der Zone Lunschania/Terri Sandsteine (Ausgangsmaterial für Quarzite) |
|---|---|--|

Schematisierte Normalprofile durch die vollständigen Schichtreihen der einzelnen tektonischen Einheiten

Legend

Intrusionsbereich der mesozoischen Ophiolithe mit schematischer Angabe bevorzugter Intrusionshorizonte



Dogger

Oberer Lias

Mittlerer Lias

Unterer Lias

Trias

Prätriadische Serie

Zone von Lunschania/ Terri

Untere Valserschuppen

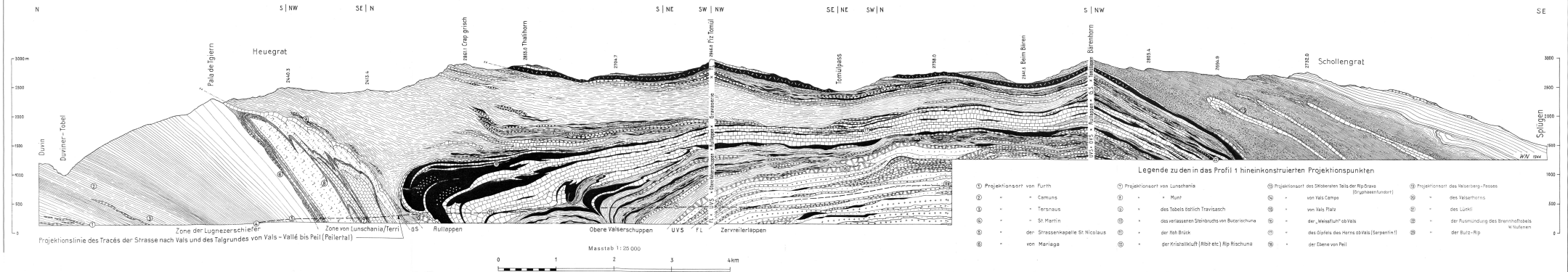
Obere Valserschuppen

Rullappen

Gravaserie

Tomüllappen
u.s.w.Soja-Verrucand
ausserhalb unseres
Untersuchungsgeb.

Profil 1. Querprofil von Splügen im Rheinwald über den Grenzgrat zwischen Valser- und Safiental gegen das Lugnez (konstruiert durch Projektion der Aufschlüsse im östlichen Schichtkopfl-Hang des Peiler- und Valsertales in die vertikale Profilebene, unter Berücksichtigung des gleichmässigen östlichen Axialgefälles)



Legende zu beiden Profilen

Die grossen Felder sind Sammelbezeichnungen, die kleinen Felder stellen Spezialhorizonte dar, die auf dem Profil nicht überall ausgesprochen werden konnten.

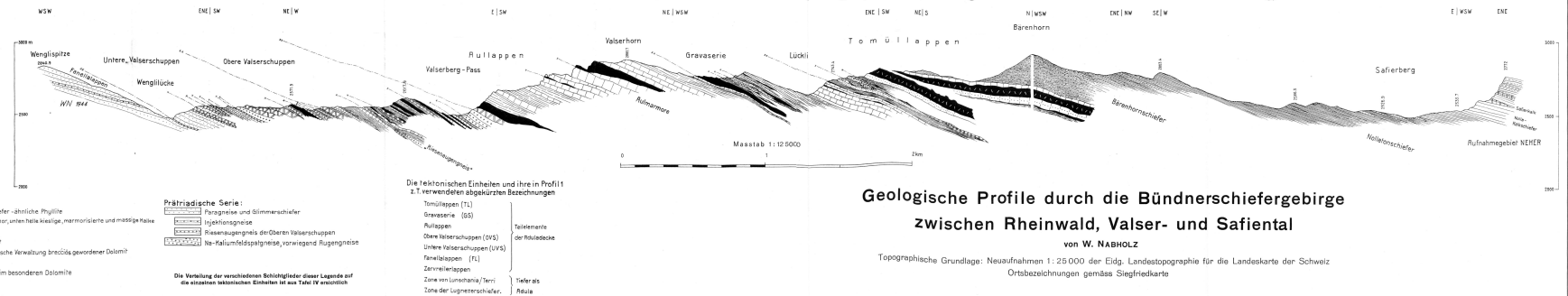
| | |
|------------------------|--|
| Mesozoische Ophiolite: | Serpentin und Talkschiefer |
| | Phasie mit ophioliter Felsstruktur (Dabas-ähnlich) |
| Bündnerschiefer: | Sandsteine und quarzreiche Schiefer etc. (Tomillappen) |
| | Keine Breccien (Safiental) |
| Zentraler Kalk: | Kalkschiefer bis massige marmorisierte Kalk |
| | Kalkschiefer mit dunklen dichten Quarzabdrücken (Tomillappen) |
| Zentraler Kalk: | Tonschiefer (schwarze Tonschiefer der Zone von Lunschania/Terri) |
| | Keine Tonschiefer im nördlichen Kalkschiefer der Zone der Lugnezschiefer |
| Zentraler Kalk: | Spezialhorizonte (Tomillappen) |
| | Tong-sandige Kalkphyllite (Safiental, Rullappen und Valserschuppen) |
| Zentraler Kalk: | Marmorisierte Kalk |
| | Gneisquarzit des Tomillapens |
| Zentraler Kalk: | Gneisquarzite der Zone von Lunschania und des Peil-Terri |
| | Braun-Richtquarzite |
| Zentraler Kalk: | Kalkphyllite z. T. mit wenig mächtigen Kalkzügen, oft stark sandig |
| | Kalkbreccie |
| Zentraler Kalk: | Eisenhaltiger Sandstein mit Sandkalksteinen (unter mit Bogensteinen) |
| | Brücke mit Dolomitkomponenten in Kalkbindemittel |
| Zentraler Kalk: | Kalkmarmorzüge, insbesondere Rullapen |
| | Kalkschiefer- und -Bänder |
| Zentraler Kalk: | Graue Basaltzüge (Ribt-Korn) |
| | Kalkglimmerschiefer bis Kalkphyllite, z. T. mit, meist sandig und Ribt-reich (mit Einlagerungen wenig mächtiger Tonschiefer oder Kalkzüge) |

| | |
|--------|--|
| Trias: | Quartarschiefer-ähnliche Phyllite |
| | Weisse Marmor, unter helle kieselige, marmorisierte und mässige Kalk |
| Trias: | Rauhwaacke |
| | Zehndolomit |
| Trias: | Durch tektonische Verwitterung brecciiert gewordener Dolomit |
| | Triasquarzit |
| Trias: | Trias l. allg., im besonderen Dolomite |
| | |

| | |
|----------------------|--|
| Prätriadische Serie: | Permo- und Glimmerschiefer |
| | Reinungsgneis der Oberen Valserschuppen |
| Prätriadische Serie: | Ne-fallumfeldspalngneis, vorwiegend Rugengneis |
| | |

Die Verteilung der verschiedenen Schichtglieder dieser Legende auf die einzelnen tektonischen Einheiten ist aus Teil IV ersichtlich

Profil 2. Längsprofil durch den nördlichen Grenzgrat des Rheinwalds (Wenglispitze-Valserberg-Valserhorn-Lückli-Bärenhorn-Safierberg)



Geologische Profile durch die Bünderschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental

von W. NABHOLZ

Topographische Grundlage: Neuaufnahmen 1:25 000 der Eidg. Landestopographie für die Landeskarte der Schweiz
Ortsbezeichnungen gemäss Siegfriedkarte