

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	41 (1948)
Heft:	2
Artikel:	Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal
Autor:	Nabholz, Walther K.
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-161042

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: 28.01.2026

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

Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal.

Von **Walther K. Nabholz**, Basel¹⁾.

Mit 3 Textfiguren.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Geologische Übersicht und Problemstellung	248
Beschreibung der Schichtreihe	252
Ilanzer Verrucano	252
Grenze Verrucano–Triasquarzit	252
Gotthardmassivische Trias	253
Grenze Trias–Bündnerschiefer	254
Gotthardmassivische Bündnerschiefer	254
Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite	254
Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern	255
Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig	256
Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden)	256
Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermenrümmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken	258
Hinweis auf die Gesteine des Bündnerschiefersporns unter der Versamer Brücke	260
Das Hangende der sedimentären Hülle des Gotthard-Massivs (Peidener Triaszüge und Lugnezerschiefer)	262
Tektonische Schlussfolgerungen	263
1. Tektonische Stellung der sedimentären Hülle des Gotthard-Massivs	263
2. Stratigraphie und räumliche Ausdehnung des Ostendes der gotthardmassivischen Bündnerschiefer	264
3. Zur Frage der Einwurzelung der helvetischen Decken	265
4. Zur Frage der Herkunft der helvetischen Relikte im Domleschg.	266
Literatur	267

¹⁾ Veröffentlicht mit Zustimmung der Geologischen Kommission S.N.G. — Bei der vorliegenden Arbeit handelt es sich um die erweiterte Fassung eines kurzen Referates, das der Verfasser an der Jahresversammlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft im September 1948 in St. Gallen gehalten hat.

Geologische Übersicht und Problemstellung.

Die im Auftrag der Geologischen Kommission S.N.G. vor drei Jahren begonnene Kartierung der Bündnerschieferberge, die im N vom Vorderrhein zwischen Ilanz und Reichenau, im W vom Glenner (Glogn) und im E vom Hinterrhein begrenzt sind²⁾, wird wohl noch längere Zeit in Anspruch nehmen. Es erscheint mir deshalb angezeigt, einige Ergebnisse der letztjährigen Untersuchungen, soweit es sich um Beobachtungen über das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs handelt, als „Vorläufige Mitteilung“ zu veröffentlichen.

Um die Untersuchungsergebnisse in einen grösseren Zusammenhang zu stellen, seien einige Hinweise über den Bauplan des östlichen Gotthard-Massivs vorausgeschickt, die den Arbeiten von P. NIGGLI und R. U. WINTERHALTER entnommen werden können (Lit. 18 und Lit. 26, besonders ist auf die in Lit. 26 enthaltene Tafel I hinzuweisen). Östlich der Lukmanierstrasse zeigt sich im allgemeinen Bau des Gotthard-Massivs durchwegs gegen Osten gerichtetes Axialgefälle. Als Folge dieses Axialgefälles taucht das Altkristallin des Massivs gegen Osten stufenweise unter seine sedimentäre Hülle ein.

Das tiefste Schichtglied der von der herzynischen Gebirgsbildung nicht mehr erfassten sedimentären Hülle ist der Verrucano (Permo-Karbon), der hier vorwiegend konglomeratisch und breccios ausgebildet ist (Ilanzer Verrucano). Die gotthardmassivische Trias im Hangenden des Verrucano bildet eine gegen SE einsinkende Platte; wie Tafel IV von Fasc. 2 des Geologischen Führers der Schweiz (Lit. 18) oder Tafel I der Arbeit WINTERHALTER (Lit. 26) zeigt, ist sie vom Hochbecken Plaun la Greina³⁾ bis Lumbrein (im Lugnez = Lumnezia)⁴⁾ aufgeschlossen, streicht von hier über die Lumbreiner Alp hinüber auf die Nordseite der Mundaunkette (Obersaxen) und erreicht 1 km südlich Ilanz die Talsohle. Weiter östlich tritt sie nirgends mehr zutage.

Die vorliegende Mitteilung befasst sich in erster Linie mit den Bündnerschiefern im Hangenden dieser Trias; sie bilden das höchste und zugleich jüngste Schichtglied der sedimentären Hülle des Gotthard-Massivs. Im Gebiet der Greina (NW-Hang des P. Stgir und P. Zamuor)⁵⁾ sind diese „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer rund 600 m mächtig, erreichen in der Mundaunkette annähernd 1000 m Mächtigkeit und schwellen weiter östlich — im Profil längs dem Glenner südlich Ilanz (siehe Fig. 1, Profil 1) — zu noch größerer Mächtigkeit an. Im Hangenden werden sie von den Triaszügen begrenzt, welche die Basis der Zone der Lugnezerschiefer bilden. Die letztgenannten Triaszüge streichen aus dem Gebiet südlich des Pass Diesrut⁶⁾ auf die rechte Seite des Glenners südlich Vrin und folgen von hier den unteren Teilen des südlichen Talhangs talabwärts. Näheres hierüber findet sich in einer früheren Arbeit des Verfassers (Lit. 14, p. 30). Zu denselben Triaszügen, die nach den bekanntesten Aufschlüssen bei Peidenbad⁶⁾ als

²⁾ Beim Lesen der Arbeit benütze man als topographische Unterlage die Normalblätter 513 Disentis-E und 514 Safiental-W der Landeskarte der Schweiz, 1:50000, sowie den Überdruck „Viamala“ der Siegfriedkarte 1:50000; dieser Überdruck enthält u. a. das die Siegfriedblätter 405 Laax, 406 Chur, 409 Ilanz und 410 Thusis betreffende Gebiet.

³⁾ Siehe Normalblatt 513 Disentis-E der Landeskarte der Schweiz.

⁴⁾ Siehe Normalblatt 514 Safiental-W der Landeskarte der Schweiz.

⁵⁾ Siehe Normalblatt 513 Disentis-E der Landeskarte der Schweiz, östlich über dem Hochbecken Plaun la Greina.

⁶⁾ Peidenbad liegt 6,5 km südlich Ilanz, wo in der Talsohle zu beiden Seiten des Glenners drei Heilquellen gefasst sind, die mit den hier durchziehenden Triaszügen genetisch in Zusammenhang stehen (siehe Normalblatt 514 Safiental-W der Landeskarte der Schweiz).

Peidener Triaszüge bezeichnet werden, gehören auch die Triasklippen auf einzelnen Gipfeln der Mundaun-Kette (P. 2180,2, P. 2170 „Stein“, P. 2014 usw. auf Normalblatt 514 Safiental-W der Landeskarte der Schweiz, 1:50000).

Über die Ausdehnung der gotthardmassivischen Bündnerschiefer gegen Osten kann man sich aus den bisherigen Publikationen kein Bild machen. Ein Blick auf das von ALB. HEIM aufgenommene, 1885 publizierte *Blatt XIV der Geologischen Karte der Schweiz, 1:100000* (Lit. 27) legt die Vermutung nahe, dass östlich des Glennertals zwischen Peidenbad und Ilanz die gotthardmassivischen Bündnerschiefer unvermittelt untertauchen; denn die Peidener Triaszüge, die das Hangende der mesozoischen Hülle des Gotthard-Massivs bilden, sind in dieser Karte nördlich der Aufschlüsse von Peidenbad nicht mehr ausgeschieden. Die „Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen“ von R. STAUB (Lit. 28) zeigt die Fortsetzung der genannten Triaszüge gegen NE zum erstenmal — durch eine feine Linie angedeutet —, aber sie kommt nicht vollständig zur Darstellung, da die Karte hiefür zu wenig weit nach N ausgreift. Die tektonische Übersichtskarte von FR. WEBER (Lit. 30) schneidet mit dem Kartenrand unmittelbar östlich Ilanz ab und kann deshalb die Ausdehnung der gotthardmassivischen Bündnerschiefer gegen E ebenfalls nicht aufzeigen. Das gleiche gilt in dieser Hinsicht von den Kartenskizzen im „Geologischen Führer der Schweiz“ (Lit. 18) und in der Arbeit WINTERHALTER (Lit. 26). — Einen Hinweis über die östliche Fortsetzung der Hangendgrenze der gotthardmassivischen Bündnerschiefer gibt J. KOPP in seiner in den Eclogae 1925 erschienenen Mitteilung „Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg“ (Lit. 12), wo er auf p. 157 sagt: „Der tiefere Teil der Lugnezerschiefer, welcher das Hangende des mehrfach geschuppten Triaszuges von Piz Summuot⁷⁾—Peiden darstellt, ist tonig ausgebildet. Ich habe darin wenig südlich P. 960 östlich Versam quartenschieferähnliche grünliche Schiefer und braunfleckige Serizitschiefer vorgefunden, welche der Fortsetzung eines der beiden Peidener Triashorizonte entsprechen dürften.“

In der vorliegenden Arbeit fasse ich nun die Ergebnisse meiner letztjährigen Geländeuntersuchungen zusammen, durch welche festgestellt werden konnte, dass die mesozoische Schieferhülle des Gotthard-Massivs bedeutend weiter nach Osten reicht als nach den bisherigen Veröffentlichungen angenommen werden konnte; denn sie erstreckt sich östlich des Glennertals in ansehnlicher Mächtigkeit noch bis zum Ausgang des Safientals. Bei der Beschreibung beginne ich mit der Darstellung der stratigraphischen Untersuchungsresultate über die gotthardmassivische Sedimenthülle und ihr Hangendes und gehe dann zur Besprechung der sich daraus ergebenden tektonischen Konsequenzen über. Damit kann ein Beitrag zur Diskussion über die Frage geliefert werden, ob die gotthardmassivische Schieferhülle autochthon ist oder nicht. Ferner berührt die Behandlung dieses Fragenkreises das Problem der Herkunft der helvetischen Decken.

Die Anregung zur Bearbeitung dieser letztgenannten Fragen gab die 1938 erschienene Publikation von R. STAUB: „Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden“ (Lit. 22). Darin findet sich zum erstenmal ein Hinweis auf die stratigraphische Gliederung der „gotthardmassivischen“ Bündnerschiefer im Profil von St. Sebastian⁸⁾ bei Ilanz (Lit. 22, p. 347); ferner enthält

⁷⁾ Piz Summuot der Siegfriedkarte = Piz Zamuor des Normalblattes 513 Disentis-E der Landeskarte der Schweiz (östlich über dem Hochbecken Plaun la Greina).

⁸⁾ Die von R. STAUB verwendete Ortsbezeichnung St. Sebastian wurde der Siegfriedkarte entnommen und entspricht dem Namen S. Bistgaun des seither erschienenen Normalblattes 514 Safiental-W der Landeskarte der Schweiz. Die Lokalität findet sich auf Profil 2 von Figur 1 der vorliegenden Arbeit.

S

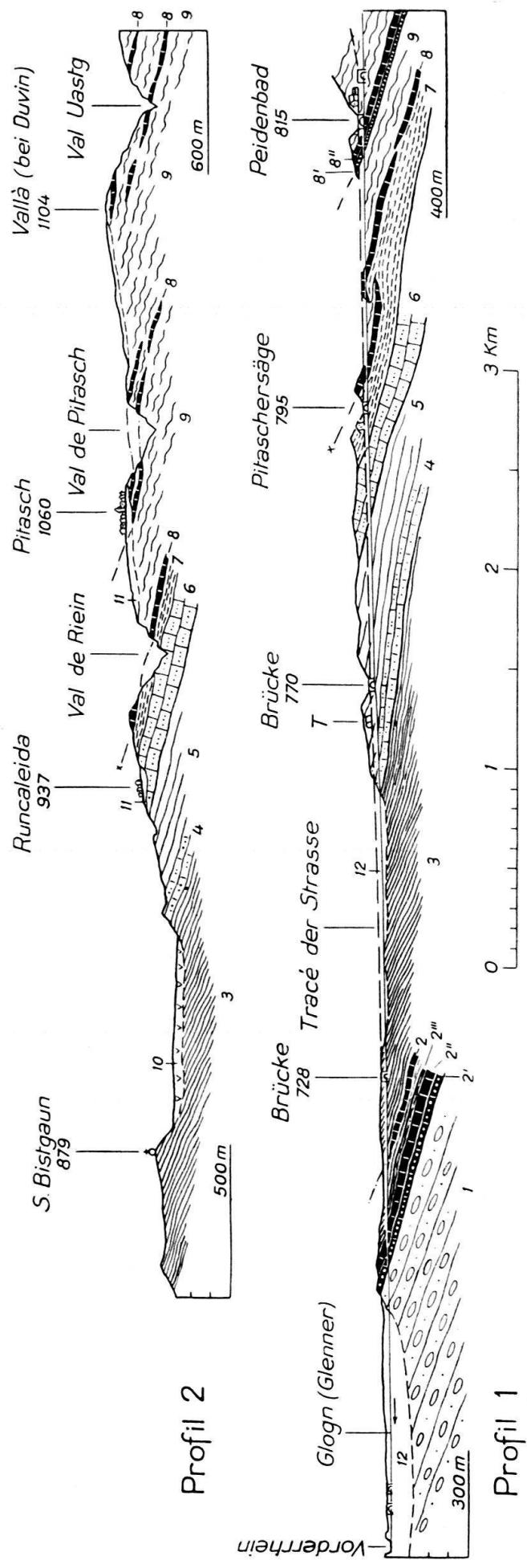
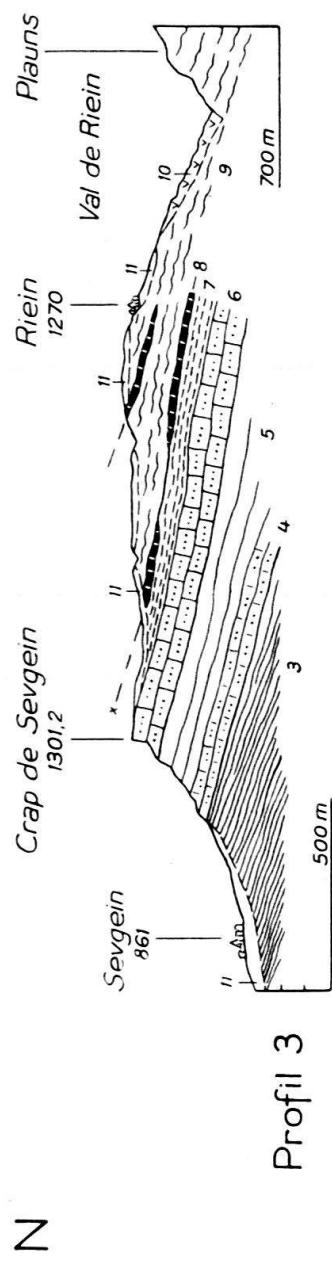


Fig. 1. — Profile durch die sedimentäre Hülle des Gotthard-Massivs auf der Ostseite des Lugnez (= Lumnezia), südlich Ilanz im Vorderrheintal.

Legende:**Quartärlagerungen**

- 12 Alluvionen
- 11 Moräne
- 10 Sackungsmassen

Zone der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs

- | | | |
|---|---|-----------------------|
| 7 Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermentümtern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken | { | Bündnerische Schiefer |
| 6 Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden) | | |
| 5 Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Ton-schiefer, ± sandig | { | Bündnerische Schiefer |
| 4 Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagern mit quarzitischen Tonschiefern | | |
| 3 Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite | { | Bündnerische Schiefer |
| 2 Gotthardmassivische Trias im allgemeinen (höhere Schuppe) | | |
| 2'' Grüne und violette Phyllite in Quartenschiefer-Fazies | { | Bündnerische Schiefer |
| 2' Dolomit (in Rötidolomit-Fazies), Rauhwacke und Gips | | |
| 2' Weisser Quarzsandstein (Quarzit) in Melsersandstein-Fazies | { | Bündnerische Schiefer |
| 1 Konglomeratischer Ilanzer Verrucano | | |

τ = Strassentunnel (Profil 1)

diese Arbeit von R. STAUB tektonische Interpretationen (p. 348ff.), die auch das vorliegende Untersuchungsgebiet aufs engste berühren und die bei der Problemstellung der im Nachfolgenden beschriebenen Detailuntersuchungen immer wieder mitberücksichtigt wurden.

Beschreibung der Schichtreihe.

Einen guten Einblick in die sedimentären Schichtreihen am Ostende des Gotthard-Massivs erhält man im tiefen Quereinschnitt, den sich der Glenner (Glogn) in seinem Talausgang gegen Ilanz geschaffen hat. In Profil 1 von Figur 1 ist die Schichtfolge dargestellt, wie sie sich auf der rechten Flusseite darbietet. Um sich anhand des Profils auch im Gelände bequem orientieren zu können, ist das Tracé der Poststrasse eingetragen. Profil 2 verläuft im nördlichen Teil nur 200 bis 300 m östlich von Profil 1 und schneidet dann in der Südhälfte die ausgedehnten Geländeterrassen, auf denen die Dörfer Pitasch und Duvin liegen. Profil 3 zeigt einen Querschnitt durch den Crap de Sevgein, die erste Felsbastion im Aufstieg von Ilanz gegen die Signina-Gruppe, und setzt sich über das Dorf Riein gegen S fort.

Der nachfolgende Text dient der Beschreibung der in den Profilen dargestellten Schichtglieder:

Ilanzer Verrucano (Index 1 auf Figur 1).

Die Ausbreitung dieser konglomeratischen und brecciösen Fazies des Permo-Karbons geht aus der „Geologischen Kartenskizze des Gotthard-Massivs“ von R. U. WINTERHALTER (Lit. 26, Tafel I) hervor. In dem hier zu besprechenden Gebiet findet sich kein guter Aufschluss von Ilanzer Verrucano. Im Liegenden der Trias, die auf der rechten Seite des Glenners 1,2 km südlich des Bahnhofs von Ilanz ansteht (siehe Profil 1 der Figur 1), zeichnen sich im Buschwerk noch einige Felskanten ab, die eventuell von Verrucano gebildet werden; dies ist wahrscheinlich, da auf der linken Seite des Glenners — dieser Stelle gegenüber — Verrucano aufgeschlossen ist.

Grenze Verrucano-Triasquarzit.

Wie oben erwähnt, ist diese Grenze östlich des Glenners nicht mehr aufgeschlossen. Wenn sie hier trotzdem erwähnt wird, so geschieht das lediglich aus der Überlegung, dass der Frage Bedeutung zukommt, ob es sich um einen normalstratigraphischen Übergang innerhalb einer zusammenhängenden tektonischen Serie handelt, oder ob zwischen Verrucano und Triasquarzit eine tektonische Trennungsfläche anzunehmen ist.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass ein durchgehendes Profil vom konglomeratisch-brecciösen Verrucano in Ilanzer Fazies durch die Trias und bis zu den gotthardmassivischen Bündnerschiefern an der Poststrasse westlich Lumbrein (11 km SSW Ilanz) sehr gut aufgeschlossen ist (siehe auch Tafel I in Lit. 26). Auf der Westseite der Val de Mulin lassen sich hier längs der Strasse in den obersten Bänken des grobklastisch-konglomeratischen Verrucanos einzelne grüne phyllitische Lagen feststellen, die in ihrem Aussehen an Quartenschiefer erinnern; der stratigraphische Verband aber schliesst eine solche Zuweisung aus. Der Übergang vom grünen Verrucano zu den darüber liegenden weissen Quarzsandsteinen mit teilweise rosa gefärbten Quarzaugen lässt sich im Profil genau verfolgen. Im weissen

Quarzsandstein oder Quarzit (Fazies des Melsersandsteins) treten — wie im Liegenden — noch einzelne grüne phyllitische Lagen auf. Aus der normalen Überlagerung durch Dolomit und Rauhwacke kann geschlossen werden, dass dieser weisse Quarzit bereits der untersten Trias zuzuzählen ist. — Die Frage der stratigraphischen Zuweisungen im Grenzgebiet zwischen Verrucano und unterster Trias muss zwar im einzelnen noch durch detaillierte Felduntersuchungen studiert werden; aus den bisherigen Beobachtungen aber kann bereits mit Sicherheit geschlossen werden, dass im Südhang der Mundaun-Kette (Profil von Lumbrein) der Übergang vom Verrucano zum triadischen Basisquarzit weder eine tektonische Gleitfläche noch eine Diskordanz in der Schichtung aufweist.

Ein Blick auf die Geologische Kartenskizze von R. U. WINTERHALTER (Tafel I in Lit. 26) zeigt, dass der Verrucano von Lumbrein nicht in ungestörter Verbindung mit dem Verrucano von Obersaxen–Ilanz auf der Nordseite der Mundaun-Kette steht. Noch deutlicher geht das gleiche aus der „Geologischen Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes“ und den dazugehörigen Querprofilen von FR. WEBER (Lit. 31) hervor. Diese Feststellung überrascht zunächst, wenn man berücksichtigt, dass die darüberliegende gotthardmassivische Trias auf der ganzen Strecke von Ilanz und Obersaxen bis Lumbrein ohne Zweifel eine zusammenhängende Platte bildet, welche die gotthardmassivischen Bündnerschiefer trägt. Ihrer völlig entsprechenden faziellen Ausbildung wegen müssen der Verrucano von Lumbrein und derjenige von Obersaxen–Ilanz ein und derselben Schicht angehören. Nach der Darstellung von FR. WEBER (Lit. 31) aber besteht die Möglichkeit, dass der Verrucano zwischen Obersaxen–Ilanz und Lumbrein durch die alpine Orogenese um einen gewissen Betrag stärker zusammengeschoben wurde als die darüberliegenden jüngeren Sedimente. Daraus würde folgen, dass in den Profilen auf der Nordseite der Mundaun-Kette (Ilanz und Obersaxen) zwischen Verrucano und Trias eine tektonische Gleitfläche anzunehmen wäre, wie dies in den Profildarstellungen von FR. WEBER (Lit. 31) und von J. OBERHOLZER (Lit. 19/II) zum Ausdruck kommt. Es ist deshalb wichtig, die Verrucano-Trias-Grenze im Gebiet der Mundaun-Kette detailliert zu untersuchen. Voraussichtlich wird die Kartierung dieses Gebietes in den nächsten Jahren von E. NIGGLI gefördert werden können.

Gotthardmassivische Trias (Index 2 auf Fig. 1).

Der einzige Aufschluss östlich des Glenners liegt 1,2 km südlich des Bahnhofs von Ilanz direkt am rechten Ufer des Flusses (siehe Figur 1, Profil 1). Die tieferen Schichten sind im Buschwerk nicht sehr gut aufgeschlossen, immerhin aber lässt sich darin deutlich eine tektonisch bedingte Schuppung feststellen. In der unteren stratigraphisch zusammengehörenden Serie folgen über grünlichen quarzitischen Phylliten, von denen nicht gesagt werden kann, ob sie noch zum Verrucano gehören, 1,5 m weisse Quarzite, die in quarzitischer Grundmasse teils farblose, teils rötliche Quarzkörper enthalten; diese Gesteinsgruppe ist dem Faziesbereich des Melsersandsteins zuzurechnen. Im Hangenden stellen wir 1 m linsigen Dolomit fest, dann eine Lage von ca. 50 cm Rauhwacke, 1 m dolomitische Schiefer, ca. 1 m Quartenschiefer und abschliessend eine 1 m mächtige Bündnerschiefer-Lage. — Über dieser Bündnerschiefer-Lage folgt wiederum eine Quarzithbank in Melsersandstein-Fazies. In ihrem Liegenden muss also eine tektonische Gleitfläche angenommen werden. Hiebei kann es sich aber nur um eine sekundäre Gleitfläche, d. h. um lokale Schuppung handeln, denn diese Erscheinung kann im Streichen nicht verfolgt werden, und es bestehen auch keine Faziesdifferenzen zwischen dem liegenden und dem hangenden Komplex.

Die letztgenannte Quarzitbank von 2 bis 3 m Mächtigkeit bildet die Basis einer sehr gut aufgeschlossenen Serie, die sicher eine normale stratigraphische Folge darstellt. Über dem Quarzit lässt sich eine 1—2 m mächtige Gesteinslage mit bunten Tonschiefern (violett, grün, schwarz) feststellen. In dem im Abschnitt „Grenze Verrucano-Triasquarzit“ erwähnten Profil westlich Lumbrein (siehe p. 252) ist diese direkt im Hangenden des Basisquarzits liegende Gesteinslage durch 1—2 m phyllitisch-(serizitisch-)dolomitische Schiefer von teilweise brecciösem Habitus vertreten. — Mit dem nächsthöheren Schichtglied beginnt — entsprechend der von J. OBERHOLZER (Lit. 19) verwendeten Bezeichnung — die Rötigruppe. Im Profil am Glenner setzt sie sich aus ca. 20 m mächtigem Rötidolomit und einer darüber liegenden 1 bis 1,5 m mächtigen Schicht von quarzführendem Kalkmarmor zusammen. In der Mitte des Rötidolomits findet sich eine marmorierte Dolomitlage. Demgegenüber wird im Profil westlich Lumbrein die Rötigruppe durch eine 40—50 m mächtige Masse von Rauhwacke mit Gips vertreten, in der eckige und meist nicht ganz faustgrosse Dolomitkomponenten eingebettet sind.

Das höchste triadische Schichtglied bilden grüne, z. T. auch violette Phyllite, die den helvetischen Quartenschiefern völlig entsprechen. Sie erreichen 1—3 m Mächtigkeit. Im untern Teil sind diesen Phylliten Linsen und dünne Bänke von feinen Quarziten eingelagert, während die oberen Lagen meistens Dolomitschmitzen enthalten. — Das mittlere Einfallen der beschriebenen triadischen Schichten beträgt 15° gegen SSE.

Grenze Trias-Bündnerschiefer.

Im Profil 1 der Figur 1 ist ca. 30 m oberhalb der untersten Trias nochmals ein dünner Keil von triadischem Dolomit dargestellt, der in die hangenden Bündnerschiefer eingespiesst ist. Dieser Triaskeil muss als lokale Abschuppung des darunterliegenden mächtigen Triaszuges aufgefasst werden. Er kann nur auf der linken Talseite des Glenners beobachtet werden, und zwar wenig über der Strasse 100 m östlich unterhalb der Ruine Castelberg. Auf der rechten Seite des Glenners fehlt dieser in die gotthardmassivischen Bündnerschiefer eingeschuppte Triaskeil.

Gotthardmassivische Bündnerschiefer.

Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite (Index 3 auf Figur 1).

Die stratigraphisch tiefste Abteilung der gotthardmassivischen Bündnerschiefer wird von einer im Profil südlich Ilanz etwa 500 m mächtigen Serie von schwarzen Tonschiefern und schwarzen Tonschieferquarziten gebildet; bei den letztern handelt es sich um sehr feinkörnige schwarze Sandsteine (Sandsteinphyllite), die sich oft erst beim Anschlagen von den Tonschiefern unterscheiden. Ein Vergleich mit den weiter westlich gelegenen Profilen aus dem Mesozoikum am Südrand des Gotthard-Massivs ergibt, dass dieses Schichtglied gegen Westen in wechselnder, meist bedeutend geringerer Mächtigkeit durchzieht und entsprechend den dort vorgenommenen stratigraphischen Zuweisungen als Hettangien betrachtet werden kann (EICHENBERGER, Lit. 6 und H. HUBER, Lit. 10).

Folgende Einzelheiten sind aus dieser im allgemeinen eintönig entwickelten schwarzen Tonschiefer- und Tonschieferquarzit-Serie zu erwähnen: Im Profil am rechten Flussufer des Glenners fallen in den untersten 10—50 cm direkt über den Quartenschiefern bunt anlaufende graue und schwarze Tonschiefer bis Phyllite

auf; R. TRÜMPY, der dieses Profil mit mir besichtigte, machte mich darauf aufmerksam, dass völlig entsprechende „schistes mordorés“ im Rhät der südhelvetischen Decken auftreten. Eine zu Vergleichszwecken vorgenommene Aufnahme des Profils am Piz de Vrin-Westgrat⁹⁾ zeigte im ersten Meter über dem Quartenschiefen-Niveau ebenfalls schwarze Sandsteinphyllite mit bunten Anlauffarben (= Farben dünner Blättchen). Ferner sei erwähnt, dass zwischen Alp Ramosa und P. Tgietschen (NE Plaun la Greina⁹⁾ in der Basis dieser schwarzen Tonschiefer- und Tonschieferquarzit-Serie ein dickbankiger, massiger und grobkörniger Quarzit von einigen Metern Mächtigkeit auftritt, der — wiederum nach freundlicher Mitteilung von R. TRÜMPY — sein völlig entsprechendes Gegenstück im Hettangien-Basisquarzit des südlichen helvetischen Lias hat (Spitzmeilen-Magerrein-Gebiet).

In petrographischer Hinsicht sind die Gesteine dieser durch reichen Graphitoidgehalt schwarz verfärbten Gesteinsserie erstmals von C. SCHMIDT im Anhang zu Lit. 8 (= Lit. 21, p. 42) beschrieben worden. Interessant ist das häufige Vorkommen von fast farblosem Chloritoid; diese aus der Schliffuntersuchung hervorgehende Feststellung wurde mir vor kurzem auch durch E. NIGGLI bestätigt.

In dieser untersten Abteilung des Lias sind bisher am Ostrand des Gotthard-Massivs noch keine Fossilien gefunden worden; die Durchsicht zahlreicher Dünnschliffe ergab, dass auch im mikroskopischen Bild keine Fossilreste nachweisbar sind. In diesem Zusammenhang ist darauf hinzuweisen, dass die in der Literatur oft erwähnten Belemniten des Scopi-Gebietes wahrscheinlich in einem höheren Schichtglied auftreten.

*Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechselseitig mit quarzitischen Tonschiefern
(Index 4 auf Figur 1).*

Die im vorigen beschriebene Gesteinsgruppe geht gegen oben allmählich in eine härtere Serie über, die sich im Gelände durch ihr der Abtragung mehr Widerstand leistendes Material abzeichnet. Es handelt sich um intensiv verfaltete Schichten; sie setzen sich aus folgenden Gesteinen zusammen:

a) Bänke aus Kalkschiefern mit wechselndem Gehalt an kieseliger oder sandiger und toniger Substanz. Echinodermenreste sind mit der Lupe häufig direkt feststellbar; für ihr Vorhandensein spricht auch die späte Struktur des Kalkes, die nicht auf rekristallisierten Calcit zurückgeführt werden kann. In Dünnschliffen von Kalkschiefern, in denen der Anteil an Quarzkörnern nebst einzelnen Muskovit-Serizit-Schüppchen zwischen 5 und 35% variiert, ist noch in 60—70% des Kalkanteils deutlich die zoogene Entstehung erkennbar: teils ist die für Echinodermen typische Maschenstruktur sichtbar, teils liegen Crinoiden-Querschnitte vor. Der Anteil der tonigen Substanz variiert stark. Clintonit konnte nachgewiesen werden.

b) Lagen von Tonschiefern mit wechselndem Kalk- und Quarz-Gehalt. Auch hier treten im Dünnschliff neben Serizit feine Clintonitblättchen auf. Einschlüsse von Organismen fehlen.

c) Quarzitische Bänke von sehr feinem Korn. Im Dünnschliff erkennt man ein feines blastopsammitisches Grundgewebe von Quarz (ca. 80%), in welchem ca. 15% Calcit eingestreut ist. Wiederum tritt neben kohligem Pigment wahrscheinlich ein Sprödglimmer (Clintonit?) auf. Reste von Organismen waren auch hier nicht nachzuweisen.

Am Ostende des Gotthard-Massivs fehlen dieser hier etwa 70 m mächtigen Gesteinsserie Fossilien mit stratigraphischem Leitwert. Aber die Gesteinsfolge

⁹⁾ Siehe Ostrand des Normalblattes 513 Disentis-E der Landeskarte.

lässt sich in gleichbleibender lithologischer Ausbildung gegen W weiterverfolgen. Gut ausgebildet treffen wir sie wieder im Liegenden der Schichten, welche die Gipfelkappe des Piz de Vrin aufbauen, dann weiter gegen W etwa in der Mitte des Aufstiegs vom Pass Diesrut gegen den Piz Stgir. Der erste sichere paläontologische Nachweis für das Alter dieser Gesteinsserie gelang mir nun aber bei der weiteren Verfolgung gegen Westen erst im Profil des Val Cavallasca, das zwischen der Greina und Campo im Bleniotal liegt¹⁰⁾. Hier treten im obern Teil dieser Gesteinsgruppe Bänke mit sehr gut erhaltenen Querschnitten von *Gryphaea arcuata* LAM. auf. Noch weiter gegen W finden sich solche Gryphaeenbänke häufiger (Lit. 6 und 10). Es ist deshalb wahrscheinlich, dass auch im Profil südlich Ilanz diese Gesteinsserie ins Sinémurien gestellt werden kann.

Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig
(Index 5 auf Figur 1).

Diese Gesteinsserie geht aus der vorigen in allmählichem Übergang hervor. Sie unterscheidet sich von ihr lediglich durch das Zurücktreten von eigentlichen quarzitischen Gesteinen; der Gehalt an Quarzkörnern kann aber in den Kalkschiefern bis 20% und mehr betragen. Ferner ist der Anteil an toniger Substanz grösser; er ist teilweise in Serizit umgewandelt. Diese Gesteinsfolge tritt oft als Fels zutage, da Partien mit vielen Kalkbänken ansehnliche Felswände bilden können. Ihr Gestein ist im frischen Bruch durch die mausgraue Farbe charakterisiert, während die Anwitterungsfarbe hellgrau erscheint.

Im Profil südlich Ilanz konnte ich in dieser Serie keine Fossilspuren finden, weder makroskopisch noch im Schliff; dasselbe gilt auch von ihrer Fortsetzung gegen Westen, wo sie an Mächtigkeit stark abnimmt. (Im Gipfelaufbau des Piz de Vrin ist sie ca. 70 m mächtig, ebenso unter dem Piz Stgir.)

Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden) (Index 6 auf Figur 1).

Im Gelände tritt diese Gesteinsserie am auffälligsten hervor; meistens bildet sie steile Felswände. Im Profil längs der Strasse von Ilanz nach Peidenbad (Profil 1 der Figur 1) liegt 500 m nördlich der Pitschersäge¹¹⁾ ein kleiner Steinbruch, in welchem die untersten Schichten dieser Serie ausgebeutet werden. Hier lassen sich schlecht erhaltene Belemniten finden, allerdings oft erst nach einigem Suchen. Wenig weiter südlich steht ein grober Sandkalk an, der die Basis einer etwa 60 m hohen Felswand bildet. Im Dünnschliff erkennen wir eine feine blastopsammitische Grundmasse, die zu etwa gleichen Teilen aus Quarz und Calcit besteht. Diese Grundmasse ist erfüllt von millimetergrossen Einsprenglingen, die ebenfalls zu etwa gleichen Teilen aus Quarz und Calcit gebildet werden. Tonige Substanz tritt stark zurück. Die Calciteinsprenglinge entpuppen sich zur Hauptsache als Echinodermenträümmer, wie dies schon makroskopisch aus dem späten Aussehen des Gesteins vermutet werden kann. Recht häufig finden sich auch Crinoiden-Querschnitte. Über den Grobsandbänken wird das Gestein lagenweise feinkörniger und

¹⁰⁾ Den ersten Einblick in das vorzüglich aufgeschlossene Profil des Val Cavallasca erhielt ich anlässlich einer 1943 ausgeführten Begehung, auf der ich die Herren Proff. R. STAUB und W. LEUPOLD begleiten konnte. Es sei hiefür auch an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen.

¹¹⁾ Der im Profil 1 der Figur 1 verwendete Name Pitaschersäge fehlt auf der Karte. Mit diesem Namen werden die paar Häuser bezeichnet (Postauto-Halt), die an der Ausmündung des Val de Pitasch ins Haupttal liegen (P. 795 auf Normalblatt 514 Safiental-W).

erhält dadurch das Aussehen eines eigentlichen Quarzits; manchmal ist sogar schwacher ölquarzitischer Glanz vorhanden. Im Dünnschliff unterscheiden sich diese mehr feinkörnigen Gesteinstypen nur durch die kleinere Korngrösse von den Grobsandkalken. Echinodermenreste finden sich immerhin seltener.

Im ganzen betrachtet, fällt in der erwähnten 60 m hohen Felswand, die aus groben Sandkalken und Quarziten besteht, eine streifen- und rillenförmige Profilierung auf; sie wird hervorgerufen durch unbedeutende lithologisch-petrographische Differenzen von aneinander angrenzenden Gesteinslagen, die gewöhnlich 5—10—20 cm Mächtigkeit haben. Diese sehr charakteristische rillenartige Anwitterung entspricht u. a. auch dem Aussehen der Grobsandkalke der Urseren-Garvera-Mulde, wie sie von E. NIGGLI in Lit. 16, p. 217, beschrieben worden ist.

Die Serie der groben Sandkalke und Quarzite eignet sich vorzüglich zur Verfolgung im Gelände und bildet damit einen eigentlichen Leithorizont. Betrachten wir zunächst ihren Verlauf gegen Westen, so sehen wir, dass sie über Porclas zum P. 1618 (Hotel Piz Mundaun) östlich des Piz Mundaun und weiter auf die Nordseite der Mundaun-Gruppe hinaufzieht. Dann finden wir sie in grösserer Ausdehnung wieder in den Sackungsmassen zwischen Vrin und Puzzatsch, d. h. im versackten SE-Fuss des Piz de Vrin. Eine Gesteinsprobe, die hier nördlich der Glennerbrücke unterhalb Vrin geschlagen wurde, zeigt im Dünnschliff neben Crinoiden-Querschnitten und Echinodermenträmmern auch Ooide, die durch tektonische Vorgänge stark deformiert worden sind. Eine genauere Beschreibung erübrigert sich an dieser Stelle im Hinblick auf die entsprechenden Oolithe, die in der nächsthöheren Gesteinszone besser entwickelt sind. Weiter westlich lassen sich die Gesteine der Sandkalk- und Quarzitserie im Gipfelaufbau des Piz Stgir besonders gut studieren. Allgemein sind die zoogenen Komponenten dieser Gesteinsserie hier reicher und besser entwickelt. Auffällig sind die schönen Gesteinsplatten, die mit herausgewitterten Pentacerinus-Stielgliedern übersät sind. R. TRÜMPY gebührt das Verdienst, anlässlich einer mit ihm und E. NIGGLI zu Vergleichszwecken ausgeführten Exkursion auf eine deutlich entwickelte Oolithbank hingewiesen zu haben, die unterhalb des P. Stgir-Gipfels ansteht. Weiter gegen W verbindet sich diese Gesteinsfolge mit den von H. HUBER (Lit. 10, p. 79) am Scopi beschriebenen „Quarziten und Sandsteinen mit tonigen Zwischenlagen“, die in die entsprechende Serie von Quarziten und Kalktonschiefern im Nufenengebiet weiterziehen (EICHENBERGER, Lit. 6, p. 463). Nach den beiden letztgenannten Autoren soll diese Gesteinsserie das Lotharingien, Pliensbachien und Domérien repräsentieren. Für uns ist in diesem Zusammenhang die Feststellung von Bedeutung, dass dieses Schichtglied des gotthardmassivischen Mesozoikums — wie auch alle andern — im Osten, im Bereich des axial abtauchenden Gotthard-Massivs, weniger differenziert und weniger reich an zoogenen Komponenten entwickelt ist als weiter westlich.

Folgen wir nun dem Verlauf der Sandkalk- und Quarzitserie vom Profil südlich Ilanz gegen Osten, so zeichnet sich ihre Fortsetzung im Gelände und auf der topographischen Karte durch deutliche Felswände ab. Vom Gebiet der Pitascher-säge (Fig. 1, Profil 1) ziehen die Felswände über Runcaleida (Profil 2 der Fig. 1) in die schroffen Abstürze des Cap de Sevgein (Profil 3 der Fig. 1) weiter und setzen sich von hier gegen NE in die Felswände nördlich unterhalb Giera fort. Die östlichsten Aufschlüsse treffen wir südlich oberhalb Valendas und im untersten Teil des Carrera Tobels oberhalb der Strasse Valendas–Versam. Im E des Carrera Tobels verschwindet diese Gesteinsfolge unter der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes und tritt weiter östlich nirgends mehr zutage.

Hervorzuheben ist die Beobachtung, dass sich die typische lithologische Ausbildung dieser Gesteinsserie östlich des Crap de Sevgein zusehends verwischt: die massigen Bänke der Grobsandkalke und Quarzite werden allmählich schieferiger, und damit verlieren sich auch die Merkmale, durch die sich diese Serie im Gelände so gut abzeichnet.

Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermenträmmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken (Index 7 auf Figur 1).

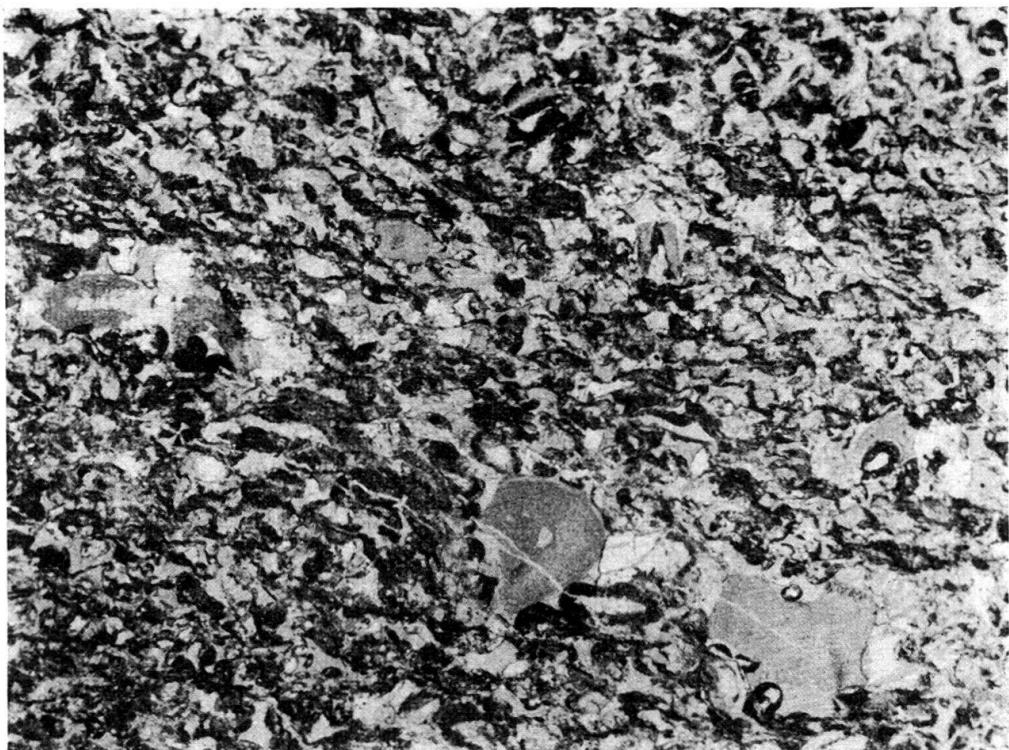
Dieser Gesteinsfolge kommt aus zwei Gründen besondere Bedeutung zu; einerseits handelt es sich um das höchste Schichtglied, das am Ostende des Gotthard-Massivs dessen mesozoischer Schieferhülle angehört, und anderseits enthält es in fazieller Hinsicht recht interessante Gesteine.

Im Profil südlich Ilanz (Profil 1 der Fig. 1) ist diese Serie nördlich und südlich der Pitaschersäge, d. h. beidseitig der Einmündung des Val de Pitasch ins Haupttal des Glenners, längs der Strasse aufgeschlossen. Im Hangenden der Sandkalk- und Quarzitserie nehmen die schieferigen Einlagerungen zu. Es entsteht eine unruhige Folge von selten mehr als metermächtigen Quarzit- und Sandkalkbänken, von Kalkschiefern und von reinen Kalken, die durch Tonschieferlagen voneinander getrennt sind. Die einzelnen Gesteinsbänke lassen sich in der Streichrichtung gewöhnlich nur sehr wenig weit verfolgen, oft keilen sie als linsenförmige Einlagerungen schon nach wenigen Metern aus. Der gesamte Aspekt der Aufschlüsse erinnert an entsprechende unruhige Sedimentationsverhältnisse in Flyschgebieten.

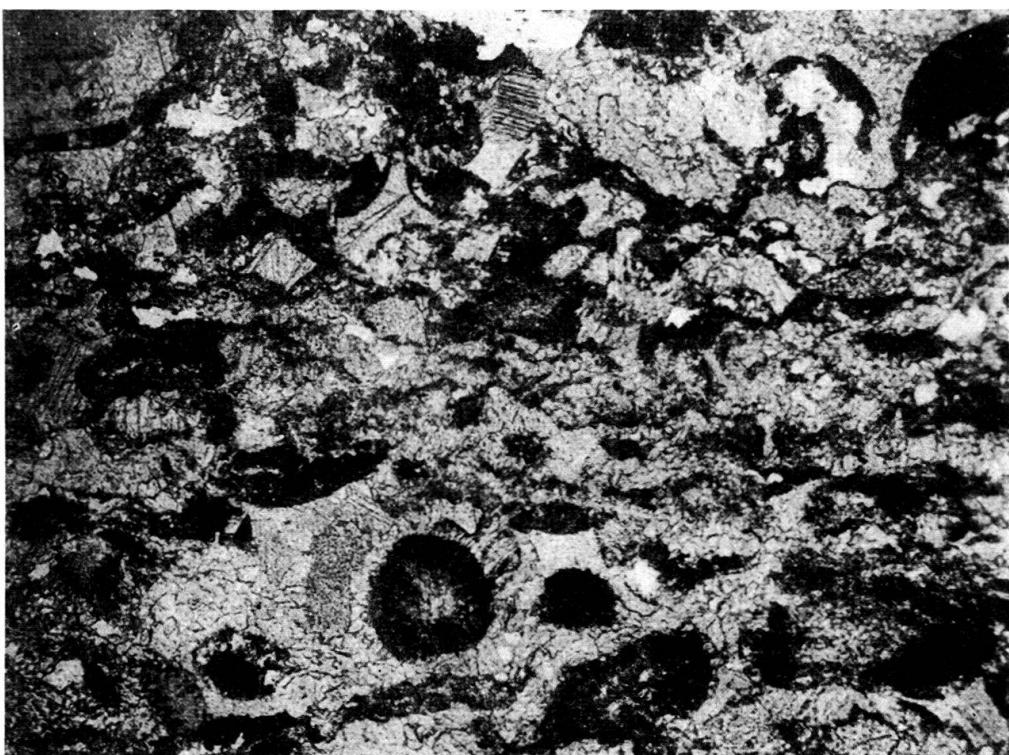
Untersuchen wir die einzelnen Gesteine, so finden wir in petrographischer Hinsicht dieselben Typen, die im vorigen schon aus den stratigraphisch tieferen Serien beschrieben worden sind. Auffällig ist aber der reichere Gehalt an Echinodermenträmmern; makroskopisch erkennbar sind vereinzelte *Pentacrinus*-Stielglieder. Ein von blossem Auge als graphitoidreicher toniger Kalkschiefer mit Echinodermenträmmern identifizierbares Gestein, das 100 m südlich der Pitaschersäge geschlagen wurde (wenige Meter im Liegenden des Triaszuges, der die Hangendengrenze der gotthardmassivischen Bündnerschiefer bildet), bot in der Dünnschliffuntersuchung ein recht interessantes mikroskopisches Bild (siehe Fig. 2).

Betrachten wir zunächst die obere Photographie der Figur 2 (Vergrösserung 15×): Wie sich aus dem makroskopischen Aussehen vermuten lässt, enthält das Gestein einzelne grössere Einschlüsse von Echinodermenträmmern (Crinoiden), unerwartet aber ist der strukturelle Aufbau der dazwischenliegenden Gesteinsmasse. Sie erweist sich als oolithisches Gefüge, das durch tektonische Vorgänge sehr stark deformiert worden ist. Intakt gebliebene Ooide sind sehr selten (Beispiel siehe untere Photographie der Fig. 2); entweder sind die ursprünglichen Ooidkugeln zu Ellipsen in die Länge gezogen (siehe z. B. untere Photographie Fig. 2, unten rechts), oder aber – was meistens der Fall ist – die Ooide sind nicht nur plastisch deformiert, sondern durch Zerscherung auseinandergerissen. Das Gestein ist dicht erfüllt von plastisch und besonders auch klastisch deformierten Ooiden. Der Dünnschliff ist durch die Fülle von grösseren und kleineren Kreis- bzw. Ellipsesegmenten (= Ooidsegmenten) charakterisiert, die „in wildem Wirrwarr“ aneinander anstoßen¹²⁾.

¹²⁾ In diesem Zusammenhang sei auf eine neue Publikation von ERNST CLOOS aufmerksam gemacht: Oolith Deformation in the South Mountain Fold, Maryland. Bulletin of the Geological Society of America, Vol. 58, p. 843—918. 1947.



Vergrösserung 15 ×



Vergrösserung 50 ×

Phot. Prof. M. Reichel

Fig. 2. — Stark deformierte oolithische Struktur in einem graphitoidreichen tonigen Kalkschiefer mit Echinodermenträmmern (Crinoiden) aus den obersten Schichten der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs. Fundort: Profil an der Strasse 100 m südlich P. 795 „Pitaschersäge“ (ca. 5 km südlich Ilanz), 5 m im Liegenden des untersten Triaszuges der Peidener Triaszüge.

Zum Vergleich und zum Beweis, dass entsprechende Sedimentationsbedingungen über grössere Bezirke verwirklicht waren, kann hier ein Fund erwähnt werden, der anlässlich einer mit E. NIGGLI und R. TRÜMPY gemeinsam unternommenen Exkursion am Südfuss des Piz de Vrin gemacht werden konnte. In unmittelbarer Nachbarschaft einer Triaslamelle, die zur Basis der Lugnezerschiefer gehört, d. h. in gleicher Lagerung wie bei der Pitaschersäge, ist hier dieselbe Gesteinsfolge aufgeschlossen. 500 m westnordwestlich der Kapelle von Puzzatsch (Ostrand von Normalblatt 513 Disentis-E) ist eine typische Pentacrinitenkalkbank darin eingelagert, in der viele *Pentacrinus*-Stielglieder recht schön herausgewittert sind. Der als Figur 3 abgebildete Dünnschliff einer Probe aus dieser Gesteinsbank zeigt in der oberen Photographie links einen Querschnitt durch ein solches *Pentacrinus*-Stielglied. Was nun aber makroskopisch nicht auffällt, sind die ringsherum eingelagerten plastisch nur wenig deformierten Ooide. Hievon gibt die untere Photographie von Figur 3 einen stärker vergrösserten Ausschnitt. Man beachte die für echte Ooide typische konzentrische und radiale Struktur mit kleinen Partikeln als Kristallisierungskernen.

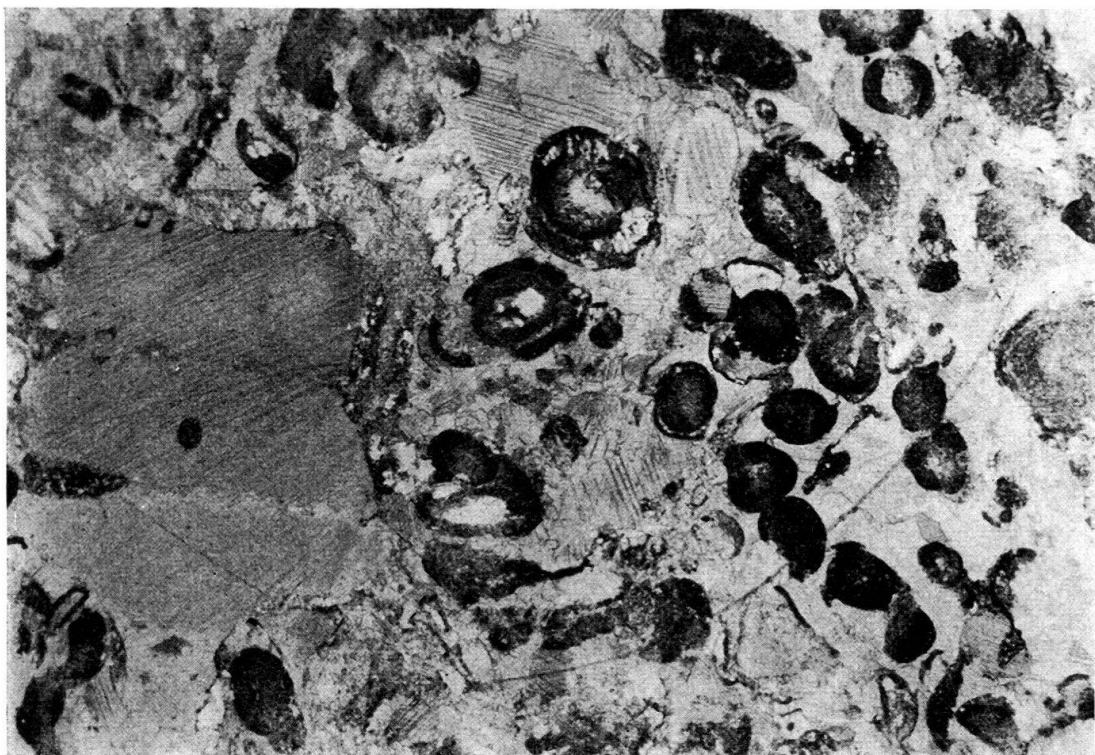
Ich möchte hier nicht verfehlten, Herrn Prof. M. REICHEL für die Durchsicht der Schlitte und die Anfertigung der Photographien Figur 2 und 3 meinen besten Dank auszusprechen. Diese von ihm im Hinblick auf Mikrofossilien, besonders auf Foraminiferen durchgeföhrte Untersuchung sämtlicher in Frage kommender Schritte verlief insofern ergebnislos, als einigen festgestellten Bryozoen kein stratigraphischer Leitwert zukommt. In anderer Hinsicht aber führte die von ihm vorgenommene Dünnschliffuntersuchung zu einem positiven Ergebnis; denn die aus der starken klastischen Gesteinsformation hervorgegangenen Ooidbruchstücke konnten dabei als solche identifiziert werden. — Das fast völlige Fehlen von Foraminiferen und das Auftreten von Oolithen lässt sich mit dem aus andern Gründen anzunehmenden unterjurassischen Alter gut vereinbaren.

Wenn wir nämlich das hier zur Diskussion stehende Schichtglied mit den Profilen im Scopi-Gebiet oder im Nufenen-Gebiet vergleichen, so ist es entsprechend den Auffassungen von H. HUBER (Lit. 10) und von EICHENBERGER (Lit. 6) ins Toarcien zu stellen. Gestützt auf die Ergebnisse der Untersuchungen am Ostende des Gotthard-Massivs, dürfte es bei objektiver Betrachtung dem heutigen Stand der Kenntnisse besser entsprechen, noch keine detaillierte stratigraphische Stufen-zuteilung vorzunehmen. Als feststehend kann aber jedenfalls betrachtet werden, dass für das stratigraphisch höchste Schichtglied der mesozoischen Schieferhülle am Gotthard-Massiv-Ostende unterjurassisches Alter anzunehmen ist.

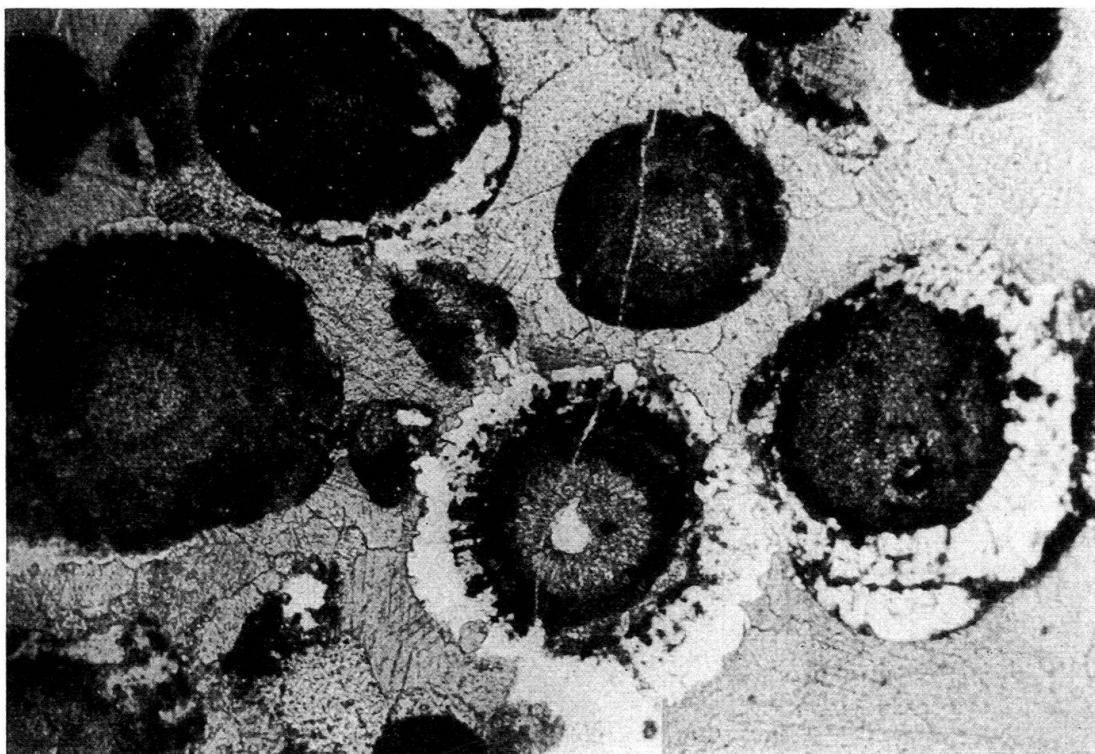
Ein Vergleich mit den Schichtprofilen im Scopi- und Nufenen-Gebiet zeigt ferner (siehe H. HUBER, Lit. 10, p. 79), dass in den genannten Gebieten die gott-hardmassivische Schichtreihe mit einer mächtigen Tonschieferserie ihren oberen Abschluss findet. Am Ostende des Gotthard-Massivs, d. h. östlich der Greina, fehlen diese obersten Tonschiefer, die von EICHENBERGER und von H. HUBER ins Aalénien gestellt werden.

Hinweis auf die Gesteine des Bündnerschiefersporns unter der Versamer Brücke.

Wichtig ist in diesem Zusammenhang noch ein Hinweis auf die Gesteine, die den Bündnerschiefersporn unter der Versamer Brücke bilden (P. 733 NE Versam, siehe Karte Lit. 29). Schon verschiedentlich wurde über diesen als Fenster aus dem Flimser Bergsturz herausragenden Bündnerschiefersporn publiziert (z. B. ALB. HEIM in Lit. 8, p. 290, P. ARBENZ in Lit. 4, p. 35, O. AMPFERER in Lit. 1). Der Bündnerschiefersporn ragt auf eine Länge von etwa 250 m über die Flussohle, die



Vergrösserung 15 ×



Vergrösserung 50 ×

Phot. Prof. M. Reichel

Fig. 3. — Oolithische Struktur in einem Pentacriniten-Kalk aus den obersten Schichten der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs.

Fundort: 500 m im WNW der Kapelle Puzzatsch (ca. 3 km südwestlich Vrin), in unmittelbarer Nachbarschaft der untersten Triaslamelle über der normalen gotthardmassivischen Schieferhülle.

unter der Brücke (P. 733) ca. 670 m hoch liegen dürfte. Die beiden Widerlager der Brücke sind auf Bündnerschiefer abgestützt, der hier seine höchste Stelle erreicht. Am östlichen Widerlager stehen massive Bänke von spätigem Kalk an, in welchem sich Echinodermenträümmer feststellen lassen. Die Schichten fallen mit 35° gegen SSE ein. Daneben finden sich Bänke von eisenhaltigen Sandkalken. Diese Partie mit den massigen Bänken gehört zu den höchsten Schichten des Bündnerschiefersporns. Darunter folgen kieselig-sandige Kalkschiefer in unsteter Wechsellagerung mit Tonschiefern. Die Gesteine dieses Bündnerschiefersporns sind dem gotthardmassivischen Mesozoikum zuzurechnen, und es liegt nahe, sie in die „Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechseltägig mit quarzitischen Tonschiefern“ zu stellen.



Das Hangende der sedimentären Hülle des Gotthard-Massivs.

(Peidener Triaszüge und Lugnezerschiefer.)

Die Hangendgrenze der gotthardmassivischen Schieferhülle wird von einer Schuppenzone gebildet, die durch das Auftreten von Triaszügen gekennzeichnet ist. Es handelt sich um die Peidener Triaszüge, über deren Verlauf von der Greina bis Peidenbad schon zu Beginn dieser Arbeit (p. 248) eine kurze Orientierung gegeben worden ist.

Aus den Profilen 1–3 der Figur 1 geht hervor, dass mehrere Triaszüge übereinanderliegen, getrennt durch verschieden mächtige Lagen von Bündnerschiefern, die tektonisch der Zone der Lugnezerschiefer, d. h. dem Mesozoikum einer der tieferen Tessiner-Decken aus dem Raum südlich des Gotthard-Massivs zuzurechnen sind. Die mehrfache Wiederholung der Triaszüge ist auf Schuppung zurückzuführen. Starke tektonische Beanspruchung zeigen auch die einzelnen Triaszüge selbst; stratigraphisch vollständige Schichtprofile sind nur selten erhalten geblieben. Als Beispiel sei auf das an der Strasse nördlich Peidenbad aufgeschlossene Triasprofil hingewiesen (siehe Fig. 1, Profil 1), das in einer früheren Arbeit des Verfassers (Lit. 14, p. 30) beschrieben worden ist. Stärkere tektonische Beeinflussung zeigt das an der Strasse südlich der Pitaschersäge aufgeschlossene Profil, wo über basalen, völlig verschieferten Quarziten Rauhwacke mit zermalmten Dolomitlagen folgt. Den oberen Abschluss der Trias bilden hier farbige Tonschiefer in Quartenschiefer-Fazies mit eingelagerten Dolomitlamellen. Ganz allgemein erinnern die Triasprofile stark an die helvetische Faziesentwicklung, doch kann mit dieser Feststellung über die tektonische Zugehörigkeit der Peidener Triaszüge nichts ausgesagt werden. Denn die Ausbildung der Trias bleibt sich vom helvetischen Faziesbezirk bis weit hinein in den unterpenninischen Raum sehr ähnlich.

Im ganzen Gebiet östlich des Glenners gehören die zwischen den Peidener Triaszügen eingelagerten Bündnerschiefer der Gruppe der erwähnten Lugnezerschiefer an. Letztere unterscheiden sich vom gotthardmassivischen Mesozoikum durch den höheren Grad der Metamorphose, ferner durch ihre eintönige, völlig fossilleere Entwicklung. (Näheres über die Lugnezerschiefer siehe Lit. 14, p. 50.) Einzelne Profile lassen keinen Zweifel offen, dass normalstratigraphische Übergänge vom Quartenschiefer-Niveau zu den darüberliegenden Lugnezerschiefern vorkommen. Dies bedeutet, dass die Peidener Triaszüge tektonisch der Gruppe der Lugnezerschiefer zugerechnet werden müssen.

Anders sind die Verhältnisse in der westlichen Fortsetzung der Peidener Triaszüge. Im Gebiet südöstlich und südlich der Greina lassen sich zwischen den Triaszügen Schichtglieder feststellen, die der gotthardmassivischen Schieferhülle

angehören. Erwähnt seien in diesem Zusammenhang die schönen Lumachellen mit Crinoiden und einer Fülle von Zweischalern, die 100 m südöstlich oberhalb P. 2269 (Alpe Motterascio) im Hangenden des zweiten Triaszuges über dem normalen gotthardmassivischen Sedimentmantel auftreten; ferner die Bänke mit *Gryphaea arcuata* LAM. und mit Crinoiden, die im Profil der Val Cavallasca über dem dritten Triaszug anstehen und besonders schön weiter westlich im Sattel der Forca (nördlich P. Pianca) entwickelt sind (auf diese Fundstelle machte mich Herr Prof. LEUPOLD aufmerksam, wofür ihm auch an dieser Stelle bestens gedankt sei). Alle diese Funde bestätigen den schon aus der lithologischen Untersuchung hervorgehenden Befund, dass nämlich in diesem weiter westlich gelegenen Gebiet zwischen den Peidener Triaszügen auch Teile aus der gotthardmassivischen Sedimenthülle mitverschuppt worden sind.

Von besonderem Interesse ist nun der Verlauf der Peidener Triaszüge am äussersten Ostende des Gotthard-Massivs, da sie als Hangendgrenze der gotthardmassivischen Sedimenthülle die Ostgrenze des Gotthard-Massivs scharf umreissen. Die Fortsetzung der Peidener Triaszüge bis in die Geländeterrasse zwischen Riein und Crap de Sevgein ist durch die drei Profile der Figur 1 genügend aufgezeigt. Von der unmittelbar südlich des Crap de Sevgein gelegenen Plaun de Clavaus setzt sich die Geländeterrasse gegen NE über Cuolm sura und Cuolm sut ins Gebiet der Häusergruppe von Giera und zum Weiler Dutjen fort. Diese Geländeterrasse wird von den Gesteinen der Schuppenzone in der Basis der Lugnezerschiefer aufgebaut. Stellenweise treten Teile der Triaszüge zutage. Hierher gehört auch das von CHR. TARNUZZER (Lit. 25) schon 1918 beschriebene Gipsvorkommen von Giera. Weiter östlich ist die Zone dieser Triaszüge im Türischer Tobel (= Carrera Tobel der Siegfriedkarte) zwischen den Häusergruppen von Türisch und Brün sehr gut aufgeschlossen. Die östlichsten zusammenhängenden Aufschlüsse bieten die Felsabstürze nördlich und nordöstlich von Brün im WSW von Versam. Ein Blick auf die Karte OBERHOLZER: Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein (Lit. 29)¹³⁾ zeigt, dass es mit den Aufschlässen von Anstehendem im Gebiet von Versam schlecht bestellt ist. Die Triaszone verschwindet südlich Versam unter Moränenbedeckung und unter der Trümmermasse des Flimser Bergsturzes. Der östlichste Aufschluss der gotthardmassivischen Sedimenthülle liegt auf der Ostseite des Safientals bei P. 960 „Höhe“, direkt am Südrand des Flimser Bergsturzes. Hier lassen sich die gleichen Gesteine feststellen wie bei der Pitaschersäge südlich Ilanz (siehe Profil 1 der Fig. 1). Darüber liegen – wie eingangs p. 249 erwähnt – die von J. KOPP (Lit. 12) entdeckten farbigen Phyllite in Quartenschiefer-Fazies, die den östlichsten mir bekannten Aufschluss der Peidener Triaszüge darstellen.

Tektonische Schlussfolgerungen.

Die im vorigen dargelegten stratigraphischen Untersuchungsergebnisse gestatten wichtige Folgerungen in tektonischer Hinsicht.

1. Tektonische Stellung der sedimentären Hülle des Gotthard-Massivs.

In erster Linie resultiert aus den Aufnahmen am Ostende des Gotthard-Massivs die Feststellung, dass die mesozoische Hülle des Gotthard-Massivs auch

¹³⁾ Leider sind auf dieser Karte im Bündnerschiefergebiet südlich des Rheins die gut sichtbaren Triaszüge nirgends eingezeichnet worden.

primär über dem prätriadischen Kern dieses Massivs gelegen hat. In Beziehung zum Kristallin des Gotthard-Massivs sind also die gotthardmassivischen Bündnerschiefer als autochthon zu betrachten.

2. Stratigraphie und räumliche Ausdehnung des Ostendes der gotthardmassivischen Bündnerschiefer.

Für die nachfolgenden tektonischen Betrachtungen ist es unerlässlich, sich nochmals knapp zusammenfassend das Resultat aus der vorangehenden ausführlichen Beschreibung der Schichtfolge zu vergegenwärtigen: Darnach kann festgestellt werden, dass die mesozoische Schichtfolge im Rücken des Gotthard-Massivs nur die Trias und den unteren Jura umfasst. Es ist wahrscheinlich, dass die gotthardmassivischen Bündnerschiefer westlich der Greina (Scopi- bis Nufenen-gebiet) bis ins Aalénien, von der Greina an ostwärts aber nur bis zum Toarcien hinaufreichen. Gegen das Ostende des Gotthard-Massivs – östlich der Greina, ganz besonders aber östlich des Glenners – verwischen sich die faziellen und lithologischen Unterschiede zwischen den einzelnen Schichtgliedern der gotthardmassivischen Bündnerschiefer zusehends; gleichzeitig nimmt ihr Gehalt an Fossilien ab. Die Fazies wird also gegen das äusserste Ostende sukzessive banaler. Dies mag ein Grund sein, weshalb bisher über das Ostende der mesozoischen Hülle des Gotthard-Massivs keine Klarheit herrschte.

Die räumliche Ausdehnung der gotthardmassivischen Bündnerschiefer wird im Gelände durch ihre Hangengrenze eindeutig fixiert. Im Hangenden werden sie nämlich überlagert von einer intensiv verschuppten Zone mit Triaszügen (Peidener Triaszüge), welche zur Basis der Lugnezerschiefer gehören. Diese zu den tiefpeninischen Tessiner-Decken gehörende Schichtfolge unterscheidet sich deutlich von den gotthardmassivischen Bündnerschiefern. Zwischen den beiden genannten Einheiten liegt eine tektonische Grenze erster Ordnung. – Wie im Vorausgehenden näher ausgeführt wurde, verläuft die Hangengrenze der gotthardmassivischen Bündnerschiefer vom Talboden des Glenners nördlich Peidenbad durch die östlichen Talhänge unterhalb der Dörfer Pitasch und Riein, folgt der weiten Geländeterrasse nördlich Riein nach Plaun de Clavaus-Dutjen, quert das Tūrischer Tobel (= Carrera Tobel der Siegfriedkarte) zwischen Tūrisch und Brün, streicht durch die Felswände im ESE oberhalb Carrera ins Gebiet südlich Versam und verschwindet östlich Versam und östlich des Versamer Tobels bei P. 960 „Höhe“ unter den Trümmermassen des Flimser Bergsturzes¹⁴⁾.

¹⁴⁾ Anlässlich des Referates, das der Verfasser an der Jahresversammlung 1948 der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft in St. Gallen über dasselbe Thema hielt, belegte er seine Ausführungen mit einer grossen, im Maßstab 1:50000 auf der topographischen Grundlage des Siegfried-Atlas gezeichneten Originalkarte, welche die tektonischen Verhältnisse der Bündnerschieferregion zwischen dem Gotthard-Massiv und dem Kristallin der Adula-Decke wiedergibt und das Gebiet zwischen dem Bleniotal im Westen und dem Domleschg im Osten umfasst.

Auf die Beigabe einer tektonisch-geologischen Übersichtsskizze zu der vorliegenden Veröffentlichung ist aber bewusst verzichtet worden im Hinblick auf die in den kommenden Jahren erscheinenden Blätter 3 Zürich-Glarus, 4 St. Gallen-Chur und 7 Ticino der Geologischen Generalkarte der Schweiz, 1:200000 (herausgegeben von der Geologischen Kommission S.N.G.). Diese Kartenblätter, deren geologische Situation vom Verfasser nachgetragen wird, vermitteln einen weit besseren Überblick des in Frage stehenden Untersuchungsgebietes als es eine Textfigur vermöchte.

3. Zur Frage der Einwurzelung der helvetischen Decken.

In fazieller Hinsicht bestehen zwischen Trias und Lias der helvetischen Decken und den gleichaltrigen Schichtgliedern des gotthardmassivischen Mesozoikums weitgehende Ähnlichkeit und vielfache Analogien. Ein in die Einzelheiten gehender Vergleich zwischen den beiden Faziesgebieten wird möglich sein, sobald die im Druck stehende Dissertation von R. TRÜMPY: „Der Lias der Glarner Alpen“ erschienen ist. Diese Analogien sind mindestens so stark ausgeprägt wie jene, die sich zwischen dem hier beschriebenen gotthardmassivischen Mesozoikum und demjenigen der Urseren-Garvera-Mulde feststellen lassen (Lit. 16); dabei sei darauf hingewiesen, dass E. NIGGLI die Sedimente der Urseren-Garvera-Mulde als normal-stratigraphische Bedeckung des Gotthard-Massiv-Nordrands auffasst. Jedenfalls drängt sich beim Studium des helvetischen Lias südlich des Walensees¹⁵⁾ der Gedanke auf, dass die Möglichkeit durchaus nicht von der Hand zu weisen ist, dieser helvetische Lias stehe in Verbindung mit dem gotthardmassivischen Lias. Die Faziesdifferenzen, die keineswegs grundsätzlicher Natur sind, lassen sich aus der ca. 25 km betragenden N-S-Entfernung zwischen den beiden Lokalitäten erklären. Dies würde bedeuten, dass die Wurzelzone der höheren helvetischen Decken in der sedimentären Hülle des Gotthard-Massivs liegt, eine Auffassung, die u. a. schon von FR. WEBER (Lit. 30 und 31) und von J. OBERHOLZER (Lit. 19), ferner auch in den Publikationen von R. STAUB (Lit. 22 und 24) vertreten worden ist. Es ist allerdings naheliegend, die tektonischen Vorstellungen von FR. WEBER und von J. OBERHOLZER entsprechend den neueren Anschauungen von R. HELBLING (Lit. 9 und 33) zu modifizieren. Nach R. HELBLING gehören die höheren helvetischen Decken im Raum der Glarner Alpen einer einheitlichen Glarner Stamm-schubmasse an, deren Basis in der Verrucano-Stammdecke vorliegt. Damit ist die frühere tektonische Vorstellung, wonach ein Teil der Verrucano-Massen im Vorder-rheintal der Mürtschen-Decke zuzuordnen sei, ein anderer Teil der Axen-Decke und ein südlichster Teil der Säntis-Decke, hinfällig geworden. Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Verrucanos der Verrucano-Stammdecke schloss – ent-sprechend der hier vertretenen Auffassung – nördlich an den Ilanzer Verrucano an, lag also über den nördlichen Teilen des Gotthard-Massivs und reichte gegen Norden bis über das Tavetscher-Zwischenmassiv.

Man kann nun ferner annehmen, dass die ursprüngliche gotthardmassivische Schichtreihe bis in die Kreide und bis in den Flysch hinauf abgelagert wurde. Die höheren Schichtglieder des gotthardmassivischen Sedimentmantels, d. h. alle über dem unteren Jura folgenden Schichten, die heute über dem Gotthard-Massiv aus-nahmslos fehlen, wären durch die heranrückenden penninischen Decken abgesichert und nach Norden verfrachtet worden. Zuerst wäre der Flysch erfasst worden, der heute in Form des ultrahelvetisch-penninischen Sardona-Flysch-Komplexes vorliegt, später Dogger-Malm und Kreide, die wir heute in der Axen- und in der Drusberg-Säntis-Decke wiederfinden. In guter Übereinstimmung mit dieser An-nahme steht die Tatsache, dass die Hangengrenze der gotthardmassivischen Schichtreihe durch eine Zone gebildet wird, die auf ausserordentlich intensive tek-tonische Vorgänge hinweist (Zone der Peidener Triaszüge). Es erscheint somit durch-aus möglich, dass im Rücken der gotthardmassivischen Bündnerschiefer weit-gehende tektonische Abscherungen stattgefunden haben. – In diesem letztge-nannten Punkt stehen die Resultate der vorliegenden Untersuchung in Überein-

¹⁵⁾ R. TRÜMPY möchte ich an dieser Stelle dafür danken, dem Verfasser zusammen mit E. NIGGLI im Gebiet des Weissmeilen-Megerrain typische helvetische Liasprofile gezeigt zu haben.

stimmung mit den von R. STAUB bereits 1938 publizierten tektonischen Auffassungen (Lit. 22), doch müssen heute die Abscherungen im Rücken des Gotthard-Massivs weniger umfassend und radikal angenommen werden, als es R. STAUB 1938 postulierte.

Betrachten wir nun die tektonischen Zusammenhänge, wie sie in der neuesten Publikation von R. HELBLING, in der tektonischen Karte 1:100000 (Blatt 1 von Lit. 33) zum Ausdruck kommen: Darnach wird die Stammschubmasse der Glarner-Decken (Glarner Stammschubmasse) aus dem Raum des Tavetscher Zwischenmassivs bezogen. Für die vorwiegend phyllitische mittelhelvetische Fazies des Verrucanos trifft es sicher zu, dass sein Ablagerungsraum über dem Tavetscher-Zwischenmassiv anzunehmen ist. Für die Beheimatung der jüngeren, d. h. mesozoischen mittel- bis südhelvetischen Schichtglieder aber lassen sich aus der neuen Karte HELBLING keine Schlüsse ziehen.

Der Vollständigkeit halber sei nun noch die Auffassung diskutiert, nach der das Sedimentationsgebiet der mesozoischen mittel- bis südhelvetischen Schichtglieder vom Raum über dem Tavetscher-Zwischenmassiv nicht bis über den Raum des Gotthard-Massivs nach Süden zurückgereicht hätte, sondern auf den Raum über dem Tavetscher-Zwischenmassiv beschränkt gewesen wäre. Entsprechend dieser Auffassung würden für den Raum im Rücken des Gotthard-Massivs folgende zwei Möglichkeiten bestehen: entweder liegt hier zwischen den unterjurassischen Ablagerungen und dem Sardona-Flysch eine Sedimentationslücke vor, oder aber die Sedimentation erfolgte während dieser Zeitspanne in ultrahelvetischer Fazies. Im letztern Falle wären Dogger bis Mittelkreide nach der durch die alpine Orogenese bewirkten Abschürfung und Verfrachtung dieser Schichtglieder fast vollständig abgetragen worden; eine Ausnahme hiervon würde im Gebiet der Glarner-Decken nur der südliche Fläscherberg bilden.

Ein definitiver Entscheid der Frage, welche der erwähnten Möglichkeiten über die Einwurzelung der helvetischen Decken in Wirklichkeit zutrifft, kann auf Grund der bisher veröffentlichten und der vorliegenden Untersuchungsergebnisse noch nicht getroffen werden. Immerhin sprechen zahlreiche Indizien für die erstgenannte tektonische Interpretation, die in der seit langem bekannten Auffassung besteht, dass der mesozoische Sedimentationsraum der südhelvetischen Fazies gegen Süden bis über das Gotthard-Massiv gereicht habe und dass die jüngeren Schichtglieder als Unterjura bei der alpinen Orogenese abgesichert und nach Norden verfrachtet worden seien. – Neue Gesichtspunkte für die Beurteilung dieser komplizierten Fragen sind erst aus weiteren Detailuntersuchungen zu erwarten, besonders auch aus einer umfassenden Bearbeitung des Verrucanos.

4. Zur Frage der Herkunft der helvetischen Relikte im Domleschg.

Aus den Resultaten der vorliegenden Arbeit lassen sich Rückschlüsse ziehen auf die tektonischen Verhältnisse, die unter dem Talboden des Domleschg zu erwarten sind. Bekanntlich liegen im Talboden zwischen Bonaduz und Rhäzüns im Norden und Rodels und Realta im Süden zahlreiche Relikte in helvetischer Fazies, deren Herkunft in verschiedenen Publikationen diskutiert worden ist (Lit. 3, 4, 5, 11, 15). Nachdem J. CADISCH 1944 dargelegt hat (Lit. 5), dass es sich bei diesen helvetischen Relikten um Bergsturzreste handeln muss (siehe auch H. JÄCKLI, Lit. 11, p. 6), hat P. NÄNNY in neuester Zeit wiederum (Lit. 15, p. 127) die von P. ARBENZ (Lit. 4) ausführlich begründete Auffassung aufgegriffen; darnach werden diese helvetischen Relikte als normales Anstehendes betrachtet, das dem

weit nach Süden zurückreichenden flachen Wurzelstiel einer helvetischen Decke angehöre.

Betrachten wir nun auf Grund der beschriebenen Untersuchungsergebnisse das Ostende der gotthardmassivischen Schieferhülle, so stellen wir fest, dass die höchsten Schichten bei P. 960 „Höhe“ – 3,5 km westlich Rhäzüns – mit axialem Gefälle gegen Osten unter den Trümmermassen des Flimser Bergsturzes verschwinden. Sie werden von den Lugnezerschiefern überlagert, die rings um Rhäzüns, selbst im Flussbett des Hinterrheins, anstehen. Im Gebiet von Rhäzüns und im Talausgang des Domleschg muss deshalb die gotthardmassivische Schieferhülle bereits um einen bedeutenden Betrag unter dem tiefsten Taleinschnitt liegen.

Der südlichste Aufschluss dieser helvetischen Relikte, der isolierte Felshügel Tomba bei Rodels, liegt ca. 9 km südöstlich von P. 960 „Höhe“. Zieht man in Betracht dass am ganzen Südrand des Gotthard-Massivs, vom Lukmanier an ostwärts, überall ein sehr regelmässiges Einfallen der Schichten gegen SE festgestellt werden kann, so kommt man zwangsläufig zu dem Resultat, dass die obere Grenze der gotthardmassivischen Schieferhülle im Gebiet von Rodels kilometertief unter dem Talboden vermutet werden muss.

Nun bildet aber die gotthardmassivische Schieferhülle die südlichste tektonische Einheit, aus der die „sog. helvetischen Wurzelrelikte“ des Domleschg allenfalls noch bezogen werden könnten. Nach P. ARBENZ zeigt die Fazies dieser Relikte sogar viel nördlichere Fazies, die etwa zwischen der autochthonen Zone und der Mürtschen-Decke liegt (Lit. 4, p. 58). Da die 3,5 km westlich des Domleschg noch aufgeschlossene, recht mächtige Serie der gotthardmassivischen Schieferhülle nirgends im Hangenden der helvetischen Relikte im Domleschg auftritt, sondern im Gegenteil in bedeutender Tiefe darunter vermutet werden muss, ist die Annahme eines weit ins Domleschg zurückreichenden helvetischen Wurzelstiels undenkbar. Damit liegt ein neues Indiz für die Auffassung vor, dass es sich bei den helvetischen Relikten im Domleschg nicht um Anstehendes, sondern um Bergsturzreste handelt.

Literatur.

1. AMPFERER, O., Neue Wege zum Verständnis des Flimser Bergsturzes. — Sitz.ber. d. Akad. d. Wissensch. in Wien. Math.-naturw. Klasse, Abt. I, 143, Bd. 1934.
2. AMPFERER, O., Tektonische Studien im Vorderrheintal. — Sitz.ber. d. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. Klasse, Abt. I, 143, Bd. 1934.
3. ARBENZ, P., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns. — Eclogae geol. Helv., Vol. 10, 1909.
4. ARBENZ, P. und STAUB, W., Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. — Vierteljahrsschr. d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 55, 1910.
5. CADISCH, J., Beobachtungen im Bergsturzgebiet der Umgebung von Reichenau und Rhäzüns (Graubünden). — Eclogae geol. Helv., Vol. 37, 1944.
6. EICHENBERGER, R., Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). — Eclogae geol. Helv., Vol. 18, 1924.
7. GSSELL, R., Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. — Jahresber. d. Naturf. Ges. Graubündens, N. F. Bd. 58, Vereinsjahr 1917/18, Chur, 1918.
8. HEIM, ALB., Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 25. Liefg., 1891.
9. HELBLING, R., Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 76, Liefg., II, 1938.
10. HUBER, H. M., Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthard-Massiv. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. 23, 1943.
11. JÄCKLI, H., Zur Geologie der Stätzerhornkette. — Eclogae geol. Helv., Vol. 37, 1944.

12. KOPP, J., Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. — Eclogae geol. Helv. Vol. 19, 1925.
13. LUGEON, M., Les Hautes Alpes Calcaires entre la Lizerne et la Kander. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 30. Liefg., 1914.
14. NABHOLZ, W., Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. — Eclogae geol. Helv., Vol. 38, 1945.
15. NÄNNY, P., Neuere Untersuchungen im Prättigauflysch. — Eclogae geol. Helv., Vol. 39, 1946.
16. NIGGLI, E., Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordteil des Gotthardmassivs. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. 24, 1944.
17. NIGGLI, P. und STAUB, W., Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N.F. 45. Liefg., 1914.
18. NIGGLI, P., Das Gotthard-Massiv. — In: Geologischer Führer der Schweiz, herausgeg. v. d. Schweiz. Geolog. Gesellschaft, Fasc. II, p. 193 ff. Wepf & Cie., Basel, 1934.
19. OBERHOLZER, J., Geologie der Glarneralpen. — Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, N. F. 28. Liefg., I. Textband, II. Atlas, 1933.
20. OBERHOLZER, J. und HEIM, ALB., Zu Otto Ampferers „Gleitverformung der Glarneralpen“ und „Flimser Bergsturz“. — Eclogae geol. Helv., Vol. 27, 1934.
21. SCHMIDT, C., Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der Geol. Karte der Schweiz 1:100000 auftretenden Gesteine. — Anhang zur 25. Liefg. d. Beitr. z. Geol. Karte d. Schweiz, 1891 (= Lit. 8).
22. STAUB, R., Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. — Eclogae geol. Helv., Vol. 31, 1938.
23. STAUB, R., Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. — Verh. d. Schweiz. Natf. Ges., 119. Vers. in Chur, 1938.
24. STAUB, R., Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer (1. Fortsetzung). — Vierteljahrsschr. d. Natf. Ges. Zürich, Jahrg. 87, 1942.
25. TARNUZZER, CHR., Die prähistorischen Bergstürze im obersten Safiental. — Nebst einem Anhang: Notiz über das Gipslager von Giera-Valendas. — Jahresber. d. Natf. Ges. Graubündens, N.F. Bd. 58, Vereinsjahr 1917/18, Chur, 1918.
26. WINTERHALTER, R. U., Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. — Schweiz. Min. und Petr. Mitt., Bd. 10, 1930.

Geologische Karten.

27. Geolog. Karte der Schweiz 1:100000, Blatt XIV (Altdorf-Chur). — Herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1885.
28. STAUB, R., Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1:250000. — Spezialkarte Nr. 78, herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1916.
29. OBERHOLZER, J. und andere, Geolog. Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50000. — Spezialkarte Nr. 63, herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1920.
30. WEBER, F., Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthard-Massiv, 1:100000. Mit Profiltafel. — Spezialkarten Nr. 101 A und 101 B, herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1922.
31. WEBER, F., Geolog. Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50000. Mit Profiltafel. — Spezialkarten Nr. 100 A und 100 B, herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1924.
32. OBERHOLZER, J. und andere, Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50000. — Spezialkarte Nr. 117, herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges., 1942.
33. HELBLING, R., Photogeologische Karte der Tödkette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25000. — Tafelbeilagen Blatt 1–3 aus: Photogeologische Studien im Anschluss an geologische Kartierungen in der Schweiz, insbesondere der Tödkette. Art. Institut Orell Füssli A.G., Zürich, 1948. (Wird in nächster Zeit erscheinen als: Spezialkarte Nr. 120, Blätter 1, 2 und 3, herausgeg. von der Geolog. Kommission d. Schweiz. Natf. Ges.)