

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	56 (1963)
Heft:	2
Artikel:	Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam)
Autor:	Jung, Walter
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-163043

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: 14.01.2026

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

Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs

(zwischen Plaun la Greina und Versam)

Von Walter Jung (Zürich)

Mit 29 Figuren und 2 Tabellen im Text und 4 Tafeln (I-IV)

INHALTSVERZEICHNIS

Verzeichnis der Textfiguren	655
Verzeichnis der Tafeln	655
Vorwort	656
Einführung	657
I. Geographische Einleitung	657
II. Geologische Übersicht	657
III. Historisches	658
IV. Methodisches	661
Geologische Beschreibung des Gebietes und Detailprofile	662
a) Plaun la Greina	662
Profil durch die Puzzatscher Schuppe am Piz Zamuor (Profil B 2)	665
b) Alp Ramosa	668
Profil durch die autochthone Trias des Gotthard-Massivs (Alp Ramosa)	669
Profil durch die Stgir-Serie der Scopi-Zone am Ausgang der Alp Ramosa (Profil A 4)	671
Profil durch die Zamuor-Schuppe bei Puzzatsch (Profil C 4)	673
Profil durch die Pianca-Schuppe bei Puzzatsch (Profil D 4)	674
c) Artg Diesrut	676
d) Der Verlauf der Schuppenzone im Gebiet von Vrin	677
e) Piz de Vrin	678
f) Val Seranastga und Val de Silgin	679
g) Lumbrein	680
h) Valserrhein	680
i) Peidenbad	681
j) Glogn-Profil	682
k) Lumein	682
l) Carreratobel	683
Profil durch die Giera-Schuppe im unteren Carreratobel (Profil E 11)	683
Profil durch die Pianca-Schuppe im oberen Carreratobel (Profil D 11)	684
m) Versam (unteres Safiental)	685
n) Die basalen Lugnezerschiefer im Carreratobel und im Safiental	685
Verzeichnis der Detailprofile durch den ultrahelvetischen Lias zwischen Plaun la Greina und Versam (Tabelle 1)	686

Stratigraphie	688
A. Stratigraphie der Trias	688
1. Die quarzitische Trias	690
Die Trias-Basisarkose	690
Die Trias-Quarzite	691
Dünnschliffbeschreibung	691
2. Die karbonatische Mitteltrias: Dolomite und Rauhwacken	692
Die gelben unteren Dolomite	692
Die Rauhwacken	692
Die grauen oberen Dolomite	692
Dünnschliffbeschreibungen	693
3. Die phyllitische Trias	693
Die grünen Serizitphyllite (Quartenschiefer)	694
Die Dolomitschiefer	694
Die Quarzite der oberen Trias	694
Die Trias zwischen den Schuppen	695
Dünnschliffbeschreibungen	695
4. Zur Paläogeographie der Trias	697
B. Stratigraphie des Lias	699
Gotthardmassivische und helvetische Sedimentserien (Tabelle 2)	698
1. Die Stgir-Serie	699
Die basale Stgir-Serie	700
Die untere Stgir-Serie	701
Die obere Stgir-Serie	703
Ablagerungsbedingungen	706
Dünnschliffbeschreibungen	707
2. Die Inferno-Serie	710
Ablagerungsbedingungen	713
Die Riein-Schichten	714
Die Runcaleida-Schichten	715
Diskussion über die Stellung der Runcaleida-Schichten	717
Dünnschliffbeschreibungen	718
3. Die Coroi-Serie	720
Dünnschliffbeschreibungen	721
4. Zur Paläogeographie des Lias	721
Vergleiche mit anderen Gebieten	723
5. Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel in stark pigmentierten Gesteinen	725
Tektonik	726
A. Übersicht	726
1. Die Scopi-Zone	727
2. Die Puzzatscher Schuppe	727
3. Die Zamuor-Schuppe	728
4. Die Pianca-Schuppe	728
5. Die Giera-Schuppe	729
6. Die Triaszüge	730
7. Die Lugnezerschiefer	730
8. Die Kontakte	731
B. Kleintektonische Untersuchungen	732
Messung der Deformation an Ooiden	735
C. Zeitlicher Ablauf der tektonischen Ereignisse	738

D. Die Metamorphose	738
Fossilien bei der Metamorphose	740
Chloritoid	742
E. Tektonik. Zusammenfassung und Probleme	743
Kluftminerale	745
Vererzungen	745
Bemerkungen zu Quartär und Morphologie	746
Abstract	747
Literaturverzeichnis	749
Geologische Karten	754

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN

Fig. 1. Piz Stgir und Piz Zamuar vom Plaun la Greina aus	665
,, 2. Triasverfaltungen am Canalbach	668
,, 3. Piz de Vrin vom Artg Diesrut aus	670
,, 4. Artg Diesrut	676
,, 5. Piz de Canal, Piz Zamuar und Piz Stgir vom Artg Diesrut aus	677
,, 6. Triasverfaltungen am Mutaun	678
,, 7. Sammelprofile durch die autochthone Trias	689
,, 8. DS Quarzit der oberen Trias mit Dolomit-Porphyroblasten	696
,, 9. DS Schiefriger Quarzit der oberen Trias	696
,, 10. DS Quartenschiefer mit Chloritoid-Porphyroblasten	696
,, 11. DS Karbonatführender Quarzit der unteren Stgir-Serie	708
,, 12. DS Randlich dolomitisierte Ooide der Stgir-Serie	708
,, 13. DS Schwarze Ooide der Stgir-Serie	709
,, 14. DS Quarzit der oberen Stgir-Serie mit Reliktstrukturen	709
,, 15. Unterteilung der Inferno-Serie	711
,, 16. Tektonische Lösung des Runcaleida-Problems	717
,, 17. DS Vollständig dolomitisierte Ooide der Runcaleida-Schichten	719
,, 18. Hypothetische Faziesabwicklung	722
,, 19. Tektonische Übersicht	726
,, 20. Kontakt zwischen Trias und Lias in der Val Seranastga	731
,, 21. Wulffsches Netz: Schichtflächen	733
,, 22. Wulffsches Netz: Faltenachsen und Kleinfalten	733
,, 23. Wulffsches Netz: Lineationen, Ooiddeformation und Clivageflächen	734
,, 24. DS Einzelne deformierte Ooide	735
,, 25. Schematische Darstellung der Ooiddeformation	736
,, 26. DS Erhaltene Ooide im Druckschatten eines Schalenrests	740
,, 27. Tektonisierte Gryphaeenbank	741
,, 28. DS Echinodermenrest mit erhaltener Struktur	741
,, 29. DS Rosetten von Chloritoid	741

VERZEICHNIS DER TAFELN

Tafel I: Fossilien der Stgir-Serie
 Fig. 1. Deformierte Korallen
 Fig. 2. Arnioceras sp.

Tafel II: Lithologische Sammelprofile durch den Lias der Scopi-Zone

Tafel III: Lithologische Sammelprofile durch den Lias der Schuppenzone

Tafel IV: Profile (Achsenprojektion). Tektonische Karte

VORWORT

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung von Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD, der in früheren Jahren einen grossen Teil des Gebietes der oberen Bleniotäler und des Lugnez für Kraftwerkprojekte kartierte. Die Herren Professoren Dr. R. TRÜMPY und Dr. A. GANSSEN übernahmen die Leitung eines Teiles der Neubearbeitung, in die sich fünf Doktoranden teilen.

Die Aufnahmen wurden im Sommer 1959 begonnen. Die Detailkartierungen des Gebietes zwischen dem Plaun la Greina und Vrin, auf der Grundlage von direkt ausgewerteten Karten der Eidg. Landestopographie, bildeten den ersten Teil der Arbeit. Im Sommer 1961 wurde besonders die östliche Fortsetzung der ultrahelvetischen Zone bis in den Raum von Versam verfolgt. Die Bearbeitung des gesammelten Materials, die in den Wintermonaten am geologischen Institut der ETH durchgeführt wurde, konnte im Sommer 1962 abgeschlossen werden. Die vorläufigen Resultate wurden in einer kleinen Publikation veröffentlicht (BAUMER, FREY, JUNG, UHR, 1961).

An dieser Stelle möchte ich meinen Lehrern, den Herren Professoren Dr. R. STAUB (†), Dr. A. GANSSEN, Dr. R. TRÜMPY und Dr. W. LEUPOLD, danken für die ausgezeichnete Einführung in die verschiedenen Gebiete der Geologie. Der Dank gilt ganz besonders Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY für seine zahlreichen Anregungen und für das rege Interesse, das er meiner Arbeit entgegenbrachte.

Für manchen wertvollen Ratschlag und Hinweis bin ich den Herren Prof. Dr. E. DAL VESCO, J. NEHER, Dr. F. HOFMANN, Dr. R. HERB, Dr. H. JÄCKLI, Dr. U. P. BÜCHI, Dr. M. GRÜNENFELDER und Dr. H. U. BAMBAUER zu Dank verpflichtet. Den Herren Professoren Dr. E. NIGGLI und Dr. W. NABHOLZ in Bern, sowie Herrn Prof. Dr. E. WENK in Basel danke ich ebenfalls für die Unterstützung der vorliegenden Arbeit.

Für die Gewährung von Unterkunft danke ich besonders der Familie CAMINADA in S. Giusep, dem eidg. Festungswachtkorps für die zur Verfügung gestellte Baracke auf der Greina-Hochebene und den Officine Idroelettriche di Blenio S.A. Letztere unterstützten diese Arbeit grosszügig durch die Überlassung vieler Pläne und Karten.

Mit meinen Kameraden A. UHR, D. FREY, A. BAUMER und W. EGLI verbrachte ich manche frohe Stunde auf der Greina, im Bündnerland und im Tessin. Meine Terrainnachbarn D. FREY, A. UHR und A. BAUMER haben mir beim Ausarbeiten dieser Arbeit ganz besonders viel geholfen. Die stratigraphische Gliederung ist zu einem wesentlichen Teil das Ergebnis unserer gemeinsamen Arbeit, und so verdanke ich ihnen manches Resultat, das ich allein nicht gefunden hätte.

In erster Linie aber möchte ich meinen Eltern und meiner Frau danken, dass sie mir mein Studium ermöglichten.

Einführung

I. GEOGRAPHISCHE EINLEITUNG

Das ursprünglich vorgesehene Arbeitsgebiet bildet den nördlichen Teil der Gemeinde Vrin in der Val Lumnezia (deutsch: Lugnez). Die westliche Begrenzung wird durch den Rein de Sumvitg auf dem Plaun la Greina gebildet. Da sich die Untersuchungen auf die ultrahelvetischen Sedimente beschränken, ist die südlische und die nördliche Grenze durch die Zone der Lugnezerschiefer im Süden und durch das Kristallin des Gotthard-Massivs im Norden gegeben. Die Aufnahmen wurden mit der Zeit gegen NE ausgedehnt bis in die Region von Versam. Das Ultrahelvetikum stellt einen schmalen Zug dar, der vom Plaun la Greina über Vrin in das Flussbett des Glogn (deutsch: Glenner) hinunterzieht.

Östlich von Lumbrein wird der linke Hang des Lugnez durch die riesigen Sakkungen auf der S-Seite des Mundaun beherrscht. Auf eine Untersuchung der Mundaun-Gruppe wurde verzichtet im Hinblick auf die fortgeschrittene Bearbeitung durch Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI. Der schmale Gürtel von anstehendem Ultrahelvetikum folgt dem Flusslauf und verbreitert sich erst in der Gegend von Peidenbad. Beim Crap de Sevgein, am Ausgang der Val Lumnezia, hat der Glogn das Ultrahelvetikum durchbrochen und dabei das vollständigste Profil durch die Scopi-Zone freigelegt. Zwischen Ilanz und Versam sind die untersuchten Zonen auf der rechten Talflanke des Vorderrheintales anstehend, wo sie die Terrasse von Riein – Darpinaus – Dutjen bilden. Sie tauchen langsam gegen NE unter die Massen des Flimser Bergsturzes. Unter der Brücke von Versam erscheinen sie zum letztenmal an der Oberfläche.

II. GEOLOGISCHE ÜBERSICHT

Das Ostende des Gotthard-Massivs sinkt axial gegen E langsam ab und verschwindet im Gebiet von Obersaxen unter den ultrahelvetischen Sedimenten des Mundaun. Die Zone dieser Gesteine begleitet das stufenweise gegen Süden abtauchende Massiv bis in die Scopi- und in die Piora-Mulde. Nach einem kurzen Unterbruch erscheint sie am Nufenenpass wieder und folgt der Südseite des gegen Westen abtauchenden Gotthard-Massivs bis in die Gegend von Brig im Wallis (P. MEIER und W. K. NABHOLZ, 1949). Die schmale Zone von schwarzen Schiefern ist in den meisten Profilen stark zusammengepresst und mit einzelnen Triaslamellen verschuppt. Dieser Bau ist eine Folge des Vordringens der penninischen Bündnerschiefer gegen Norden.

Im Querschnitt des Piz Terri lassen sich von Norden nach Süden folgende tektonische Einheiten unterscheiden, die durch dünne Triaszüge voneinander getrennt sind:

- N Gotthard-Massiv mit rudimentärer Triasbedeckung
- Gotthardmassivisches Mesozoikum mit: Scopi-Zone
 - Puzzatscher Schuppe
 - Zamuor-Schuppe
 - Pianca-Schuppe

- Zone der Lugnezerschiefer
- Zone von Lunschania–Piz Terri
- Bündnerschiefer über der Soja-Decke
- S Kristallin der Adula-Decke.

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich ausschliesslich mit dem autochthonen und parautochthonen Sedimentmantel des Gotthard-Massivs, welchen wir dem ultrahelvetischen Faziesraum zuordnen (vgl. S. 744). Die Scopi-Zone liegt im Osten in verkehrter Lage auf der dünnen autochthonen Sedimentserie des Gotthard-Massivs, die an den meisten Orten nur noch Triasgesteine enthält; selbst diese können stellenweise fehlen (A. BAUMER, in Vorbereitung). Die Pianca-Schuppe, die südlichste tektonische Einheit des Ultrahelvetikums, bildet als normal liegende Serie den Südschenkel der zur Deckfalte ausgewalzten Antiklinale. Dazwischen treten, als relativ lokale Erscheinungen, die Puzzatscher und die Zamuor-Schuppe und im Osten die Giera-Schuppe auf.

Alle tektonischen Einheiten des Ultrahelvetikums wurden bei der Überschiebung der penninischen Lugnezerschiefer auf das Gotthard-Massiv hinaufgepresst. Sie verschwinden daher mit dem Massiv gegen Osten und tauchen nur noch im Versamer Tobel ein letztes Mal aus den Massen des Flimser Bergsturzes auf.

Die ultrahelvetischen Sedimente konnten auf Grund von lithologischen Vergleichen mit den helvetischen Serien der Glarner Schubmasse gegliedert werden. Wir unterscheiden folgende drei Serien:

- Coroi-Serie Aalenian
- Inferno-Serie unteres Pliensbachian – Toarcian
- Stgir-Serie Hettangian – unteres Pliensbachian.

Innerhalb der Inferno-Serie werden zwei lokale, relativ geringmächtige Komplexe als Runcaleida-Schichten (stratigraphisch oben) und Riein-Schichten ausgeschieden. Die Sedimente entstammen einem Ablagerungsraum, der auf der Südseite des Gotthard-Massivs lag und faziell südlich an das Helvetikum und an die Urseren–Garvera-Mulde anschliesst. Wir bezeichnen sie deshalb im Anschluss an R. TRÜMPY (1958) und BAUMER et al. (1961) als ultrahelvetisch. Im Verlauf der Orogenese wurde die Sedimenthaut im Niveau der oberen Trias abgeschert und nach Norden geschoben. Die liasischen Gesteine wurden in Form einer nach Norden überkippten Deckfalte auf das entblösste Gotthard-Massiv hinaufgeschoben. Die jüngeren Ablagerungen verhielten sich, wenn sie überhaupt vorhanden waren, tektonisch ganz anders und wurden weiter nach Norden verfrachtet.

III. HISTORISCHES

Die frühesten geologischen Beobachtungen im Untersuchungsgebiet stammen von PLACIDUS A SPESCHA. Der Pater aus Disentis und Trun bestieg zur Zeit der französischen Revolution als erster die Gipfel des Piz Terri und des Rheinwaldhorns. Seine Sammlungen und Notizen wurden später zum grössten Teil zerstört, so dass wir heute sehr wenig über seine Forschungen wissen (THEOBALD, 1860, S. 273).

B. STUDER (1851) beschreibt in der «Geologie der Schweiz» auf der Südseite des Gotthard-Massivs einen durchgehenden Zug von schwarzen Schiefern, den er vom Nufenenpass über Scopi bis ins Lugnez und ins Vorderrheintal verfolgen kann. Er erwähnt Funde von Belemniten und

Crinoiden durch CHARPENTIER, LARDY und J. C. ESCHER v. d. LINTH und folgert daraus das jurassische Alter dieser Bündnerschiefer.

G. THEOBALD (1860) bestätigt, dass das ganze Gebiet des Lugnez aus grauen Schiefern besteht. Einen Versuch zur Gliederung dieser Schiefermassen unternimmt er ebenfalls nicht. Er erwähnt jedoch den Steilabfall am Ausgang des Tales bei S. Carli als «Riff». Im Gebiet von Vrin beschreibt er grüne und graue Schiefer, die er aber nicht weiter deutet.

ALB. HEIM (1891) gibt die umfassendste Darstellung der ganzen Sedimentzone zwischen dem Kristallin der Adula und demjenigen des Gotthards. Er betrachtet die «Bündnerschieferzone» zwischen den beiden «Massiven» zuerst als einfache Muldenfüllung, die Triaszüge als normale sedimentäre Einschaltungen. Seine Einteilung unterscheidet von Norden nach Süden folgende Zonen:

- I. Kristallinische Schiefer des Gotthard-Massivs
- II. Rötidolomit
- III. Grosse Mulde der Bündnerschiefer:
 - 1. Glatte schwarze kalkfreie Bündnerschiefer
 - 2. Graphitschwarz glänzende Knotenschiefer, kalkreich, mit Pentacrinusgliedern
 - 3. Braun anwitternde kalkige und sandige Bündnerschiefer
 - 4. Dolomit (Zug von Ganna nera bis Peidenbad)
 - 5. Zone der vielfach braun anwitternden, vorherrschend dunkelgrauen Bündnerschiefer (Via Mala-Schiefer) und Glimmer-Bündnerschiefer (Kalkglimmerschiefer)
 - 6. Unterzone des Piz Terri
 - 7. Marmorzone (mit Gryphaeen in der Val Stgira)
 - 8. Kalkglimmerschiefer oder Glimmerbündnerschiefer
- IV. Rötidolomit
- V. Glimmerschiefer und Gneis des Adula-Massivs.

Seine hauptsächlichsten Beobachtungen waren: Der Muldenbau, die vollkommene Konkordanz der Schichten und das Vorkommen von liasischen Petrefakten in den Schichten 2, 3, 6 und 7. HEIM folgerte daraus, dass eine einfache Liasmulde vorhanden sei, die auf Triasdolomit und Kristallin ruhe.

Den Bündnerschiefersporn unter der Versamer Brücke beschreibt er als Via Mala-Schiefer mit einigen kalkigen, sandigen, braunen Bänken, die Belemniten und Crinoiden enthalten, und an den Lias und Dogger am Walensee erinnern.

Die Beschreibung von HEIM, die eine grosse Menge von genauen Detailbeobachtungen enthält, ist die erste und gleichzeitig die letzte umfassende Bearbeitung, die das Gebiet zwischen Adula-Decke und Gotthard-Massiv erfahren hat. Alle späteren Publikationen betrafen nur Teilgebiete, oder erwähnten die gotthardmassivischen Bündnerschiefer nur randlich. Im Anhang behandelt C. SCHMIDT (1891) einzelne Gesteinstypen aus dem von HEIM (1891) beschriebenen Gebiet rein petrographisch.

ROTHPLETZ (1895) belegt das jurassische Alter der Bündnerschiefer am Mundaun mit Fossilfunden. Er erklärt die Peidener Triaszüge als Einfaltungen von Rötidolomit und weist damit auf den komplexen Bau der Bündnerschiefermulde zwischen Adula und Gotthard hin. Die heftigen Diskussionen über das Alter der Bündnerschiefer beziehen sich in der Folge hauptsächlich auf die weiter südlich gelegenen Serien.

P. NIGGLI und W. STAUB (1914) vergleichen die Schichtreihe der Urseren-Garvera-Mulde mit derjenigen der südlichen Sedimente in der Scopi-Mulde. Letztere betrachten sie als die autochthone Bedeckung des Gotthard-Massivs und gebrauchen den Namen «gotthardmassivische Bündnerschiefer». Sie schreiben: «Die Gesteine der sedimentären Zone Urseren – Tavetsch – Garvera sind in facieller Beziehung nahe mit denen verwandt, die das normal Hangende des östlich untertauchenden Gotthardmassivs darstellen.» Die südliche Sedimentbedeckung wurde dabei als Bündnerschiefer bezeichnet und durchgehend vom Mundaun über Greinapass und Scopi bis zum Nufenenpass beschrieben und streng von den südlicheren penninischen Bündnerschiefern abgetrennt.

R. STAUB (1917) erklärt den Lias der Scopi-Mulde als südlichsten Ausläufer der helvetischen Geantiklinale. Gegen Süden folge durch kontinuierliche Absenkung ein Übergang in die grosse penninische Geosynklinale. Diese Sedimente nennt er «Bündnerschiefer des Gotthard». In der

tektonischen Karte der südöstlichen Schweizeralpen deutet er erstmals eine östliche Fortsetzung der gotthardmassivischen Bündnerschiefer bei Ilanz an.

ROOCHAAN (1918) berührt in seinen Untersuchungen die gotthardmassivischen Bündnerschiefer nur randlich. Er unterscheidet drei Triaszüge und erkennt, dass das Bündnerschiefermaterial zwischen den Peidener Triaszügen, von denen er drei verschiedene unterscheidet, zum Gotthard-Massiv zu rechnen sei. Im südlichsten Triaskeil glaubt er Gneis-Lamellen zu entdecken.

ALB. HEIM (1921) zeichnet auf seiner tektonischen Profilkizze durch die helvetischen Dekken der östlichen Schweizeralpen die penninischen Bündnerschiefer diskordant auf die helvetische Wurzelzone überschoben. Die Begründung fand er in den sogenannten «helvetischen Wurzelrelikten» bei Bonaduz (ARBENZ und STAUB, 1910), die sich später als Bergsturzreste erwiesen haben.

FR. WEBER (1922a) beheimatet in seiner tektonischen Karte die Säntis-Decke im tektonischen Gebiet der gotthardmassivischen Bündnerschiefer.

EICHENBERGER (1924) untersucht die gotthardmassivischen Bündnerschiefer am Nufenenpass. Er gliedert die Sedimente auf Grund von lithologischen Vergleichen mit dem Gebiet am Torrenthorn (M. LUGEON, 1914) und von Fossilien (siehe auch W. SALOMON, 1912). Damit gibt er die Grundlage zu späteren lithologischen Parallelisationen im Bereich des Ultrahelvetikums.

KOPP (1923, 1925, 1933) teilt in seinen zahlreichen Publikationen die Bündnerschieferregion nördlich und östlich der Adula-Decke in einzelne tektonische Einheiten ein. So beschreibt er als Hangendes der Peidener Triaszüge die Lugnezerschiefer, von denen er auch eine grobe lithologische Gliederung gibt. Er betrachtet dabei diese tektonische Einheit als Sedimentbedeckung einer tieferen Tessiner Decke, was in der Folge die vorwiegende Ansicht wurde.

WINTERHALTER (1930), der das Gotthard-Massiv zwischen Lukmanierpass und Sumvitg untersucht, verweist auf die Wichtigkeit der stratigraphischen Untersuchungen in der südlichen Sedimenthülle. Ohne Kommentar zeichnet er auf den Tafeln Profile durch die gotthardmassivischen Bündnerschiefer; dabei zeigt sich, dass er die Terrischiefer als nächst südliche Äquivalente von diesen betrachtet.

R. STAUB (1938) beschreibt im Gegensatz zu seiner früheren Auffassung die gotthardmassivischen Sedimente als nördlichste Ausläufer der penninischen Fazies, die auf das Gotthard-Massiv aufgeschoben wurden. Ihre fazielle Entwicklung vergleicht er mit derjenigen der Bündnerschiefer des Tomül-Lappens und der Lugnezerschiefer. Die Serien von St. Sebastian (Profil am Glogn bei S. Bistgaun südlich Ilanz) vergleicht er mit der Laubhorn-Zone, d. h. mit der Zone von Bex. Er gliedert die Serien durch lithologische Vergleiche mit den Bündnerschiefern des Tomül-Lappens und betrachtet die obersten Schichten (untere Stgir-Serie nach unserer Nomenklatur) als Sedimente mit Flysch-Charakter. Die helvetischen Decken beheimatet er auf dem Rücken des Gotthard-Massivs. Sie wurden in einer früheren Phase gegen Norden geschoben. Die nachdrängenden nordpenninischen Sedimente gerieten bei der späteren Aufwölbung der Massive zwischen Gotthard- und Tavetscher Massiv hinein und bilden heute die Urseren-Garvera-Mulde. Der Kontakt zwischen Urseren-Mulde und Gotthard-Massiv müsste in diesem Fall ein mechanischer Gleitkontakt sein. Diese Ansicht bekräftigt er auch 1942 (a).

Die Heimat der Schuppenzone von Peiden sieht R. STAUB in der Mulde zwischen der Adula- und der Simano-Decke, während die nördlich folgenden gotthardmassivischen Sedimente aus der Mulde zwischen Simano- und Leventina-Decke stammen sollen.

H. M. HUBER (1943) vergleicht in seiner Arbeit über das südöstliche Gotthard-Massiv die stratigraphischen Verhältnisse am Scopi mit den Profilen von EICHENBERGER (1924). Dieses Gebiet wurde bereits von W. VAN HOLST PELLEKAAN (1913) rein petrographisch beschrieben. Der Scopi bildet nach HUBER eine nach N überkippte Mulde mit stark reduziertem Nordschenkel.

E. NIGGLI (1944) gliedert die sedimentäre Zone der Urseren-Garvera-Mulde auf der N-Seite des Gotthard-Massivs. Er stellt dabei fest, dass es sich um eine Schichtreihe handelt, die mit dem südhelvetischen Lias verglichen werden kann. Nach TRÜMPY (1949) sind die jüngsten vorkommenden Gesteine ins Lotharingian zu stellen.

R. TRÜMPY (1949) untersucht eingehend den Lias der Glarner Alpen und bietet damit die am nächsten gelegene, mit Fossilien datierte Vergleichsbasis für eine spätere Gliederung der gotthardmassivischen Bündnerschiefer.

W. K. NABHOLZ (1948a, 1948b) studiert die eigentlichen gotthardmassivischen Bündnerschiefer im Profil zwischen Ilanz und Peidenbad. Er hat bereits früher in seiner Dissertation

(1945) gewisse Partien der Terrischiefen mit Serien der Bündnerschiefer am Scopi verglichen. Am Glogn unterscheidet er von S nach N, d. h. von oben nach unten folgende Serien in der autochthonen Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs:

Lugnezerschiefer

Triaszüge von Peiden

Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermenrümtern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken [untere Stgir-Serie nach unserer Nomenklatur]. NABHOLZ betrachtet diese Serie als jüngste Bildung des autochthonen Sedimentmantels und gibt ihr ein allgemeines unterjurassisches Alter.

Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden) [obere Stgir-Serie]. Der Autor vergleicht diese Serie mit entsprechend ausgebildeten Schichten, die am Nufenenpass und am Scopi das Lotharingian, Pliensbachian und Domerian repräsentieren.

Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig [untere und mittlere Inferno-Serie].

Serie der kiesel-sandigen Kalkschiefer, wechsellarnd mit quarzitischen Tonschiefern [Runcaleida-Schichten und obere Inferno-Serie]. Diese Serie stellt NABHOLZ ins Sinemurian.

Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite [Coroi-Serie]. Der Autor betrachtet diese Serie als Hettangian.

Gotthardmassivische Trias

Konglomeratischer Ilanzer Verrucano.

Die detaillierte lithologische Beschreibung des Profils gibt eine ausgezeichnete Übersicht über die auftretenden Gesteine.

Die altersmässige Beurteilung basiert auf der Annahme, dass die normale, autochthone Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs vorliege. Die Basis der Lugnezerschiefer sieht NABHOLZ im nördlichsten der Peidener Triaszüge, so dass die gesamte, heute als Pianca-Schuppe bezeichnete Masse zu den basalen Lugnezerschiefern geschlagen wird. Die helvetischen Decken werden zum Teil auf dem Gotthard-Massiv beheimatet.

Auf der Geologischen Generalkarte der Schweiz, 1:200000, Blatt 7, Ticino (P. CHRIST und W. NABHOLZ, 1955) gehört die Peidener Zone (Pianca-Schuppe) im Osten zu den Lugnezerschiefern, westlich der Greina jedoch zum Gotthard-Massiv.

BOLLI und NABHOLZ (1959) versuchen mit mikropaläontologischen Methoden neue Daten über die verschiedenen Bündnerschiefer zu gewinnen. Auf der tektonischen Übersichtsskizze wird erstmalig die volle Ausdehnung der ultrahelvetischen Sedimente am Ostende des Gotthard-Massivs dargestellt. Die Gesteine zwischen den einzelnen Triaszügen von Peiden werden dabei zum gotthardmassivischen Sedimentmantel gerechnet. In der ausgezeichneten Diskussion über den Begriff «Bündnerschiefer» wird für die «gotthardmassivischen Bündnerschiefer» der Ausdruck «gotthardmassivischer Lias» vorgeschlagen, da es sich nicht um eigentliche Bündnerschiefer handelt.

A. FEHR (1956) behandelt in seinen Untersuchungen über das Gotthard-Massiv-Ostende die Sedimentbedeckung nur randlich. Er betrachtet sie auf Grund des Kontaktes zwischen Trias und Kristallin als autochthon. Die Basis der Trias bezeichnet er als «quarzitischen Verrucano», den er aber zur Trias zählt.

IV. METHODISCHES

Die Untersuchung eines Gebietes mit einer komplexen Tektonik und einer unsicheren Stratigraphie stösst immer wieder auf schwierige Probleme:

Die starke Ausquetschung zerriss die einzelnen Schichten der Gesteine zu Linsen und Fetzen, die nur über kurze Distanzen verfolgt werden können. Ihre Mächtigkeit ist infolge der stattgefundenen Reduktionen und Anhäufungen kein zuverlässiges Kriterium. Die primären Sedimentationserscheinungen und die schon ursprünglich spärlichen Fossilien sind weitgehend zerstört worden. Charakteristische Horizonte, die eventuell einen gewissen Leitwert aufweisen, treten nur in einzelnen Linsen auf. Außerdem sind sie häufig erst im Dünnschliff zu identifizieren. Man ist deshalb gezwungen, für eine stratigraphische Einteilung hauptsächlich die litho-

logische Ausbildung der Gesteine zu benützen, wohl wissend, dass diese stark von der lokalen tektonischen Beanspruchung abhängig sein kann. Ebenfalls ungewiss ist die Frage, ob die Grenzen der lithologischen Einheiten im ganzen Gebiet gleich alt sind. Konvergenzen in der Erscheinungsform von Gesteinen verschiedener Serien, wie sie besonders in den höheren Schuppen im SE auftreten, werden durch die nahezu schichtparallele Verschieferung und die nachfolgende Regionalmetamorphose noch verstärkt.

Alle diese Umstände erschweren eine gleichzeitige Entwirrung von Stratigraphie und Tektonik. Die Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse ist stark hypothetisch, da die Distanzen zwischen den Ablagerungsräumen der einzelnen tektonischen Einheiten nur abgeschätzt werden können.

Im Gebiet der Gemeinde Vrin wurde auf der Grundlage von direkt ausgewerteten Blättern 1:10000 der Eidg. Landestopographie kartiert. Die Namen der Lokalitäten wurden von den Blättern Safiental (257), Disentis (256), Sardona (247), V. Leventina (266), Flims (1194) und Reichenau (1195) der Landeskarte der Schweiz übernommen. Die Kartierungen, die Dünnschliffe und die Handstücke sind am Geologischen Institut der ETH in Zürich deponiert. Die Farbbezeichnungen der Gesteine sind mit Vorsicht aufzunehmen, da der Autor rot- und grünschwache Augen besitzt.

Die Unterscheidung von Dolomit und Kalzit im Dünnschliff erfolgte nach der Methode mit Delafield-Reagens, wie sie bei KLÄY (1957) und bei MERKI (1961) beschrieben wurde.

Die Mächtigkeitsangaben in den Sammelprofilen der Tafeln II und III wurden hauptsächlich aus den Achsenprojektionen gewonnen. Die dabei verwendete Neigung der Faltenachse B II wurde je nach Region leicht geändert.

Die Profile wurden wie folgt bezeichnet:

Der grosse Buchstabe charakterisiert die tektonische Stellung des Profils. Dabei bedeuten:

A Scopi-Zone	D Pianca-Schuppe
B Puzzatscher Schuppe	E Giera-Schuppe
C Zamuar-Schuppe	

Die Numerierung erfolgte regional von SW gegen NE (Tab. 1, S. 686).

Die Zahlen, die neben den Skizzen der Dünnschliffe stehen, bezeichnen die Nummer der entsprechenden Handstücke, resp. der Dünnschliffe in der Belegsammlung.

Die Photos hat Herr J. AICHINGER in verdankenswerter Weise ausgeführt.

Geologische Beschreibung des Gebietes und Detailprofile

a) Plaun la Greina

Ein vollständiges Profil durch das ganze Ultrahelvetikum, durch die Scopi-Zone und durch die verschiedenen Schuppen liegt östlich des Plaun la Greina in der Linie Piz Tgietschen–Piz Stgir–Piz Zamuar–Piz de Canal (Fig. 1 und Profile A 2, B 2, C 2). Wir unterscheiden von N nach S:

1. Kristallin des Gotthard-Massivs
2. Autochthone Trias
3. Ultrahelvetikum
 - a) Scopi-Zone
 - b) Peidener Schuppenzone
4. Penninische Lugnezerschiefer.

1. KRISTALLIN DES GOTTHARD-MASSIVS

Die «Augengneise südlich der Val Largia» von A. FEHR (1956) bilden hier die südlichste Einheit des Gotthard-Kristallins. Die feinkörnigen, hellgrünen Serizitgneise mit weissen, oft beanspruchten Augen aus Kalifeldspat bauen den Piz

Cavel und den Unterbau des Piz Tgietschen auf und streichen in SW-Richtung über Pt. 2194 und Muot la Greina in die Gegend des Greinapasses. Die Augengneise werden häufig von Quarzporphyrgängen durchsetzt und sind ausserdem von einem starken, E-W streichenden steilstehenden Bruchsystem zerhackt.

2. TRIAS

Über das Kristallin transgrediert direkt auf einer unebenen Erosionsfläche die quarzitische Trias. Am N-Grat des Piz Tgietschen sind die schönsten Transgressionskontakte aufgeschlossen (A. FEHR, 1956, S. 444); die basale Arkose ist dort kaum 0,5 m mächtig. Über dem Quarzit liegen gelbe Dolomite und Rauhwacken, welche den Gipfel und den grössten Teil des SE-Grates bilden. Der SE-Abhang des Muot la Greina ist von einer autochthonen Triasquarzit-Platte bedeckt, während die höheren Schichtglieder der Trias nur sporadisch am Flusslauf des Rein de Sumvitg anstehen. In der Quarzitplatte kann man an einigen Stellen Rinnenfüllungen sehen.

Die höheren Triasglieder, die meist stark verschiefert sind, stehen bei Pt. 2585 am Fusse des Piz Tgietschen an. Im Kontakt mit der Trias finden wir dort in den schwarzen, ebenflächigen Tonschiefern der Coroi-Serie eine dunkle, stark sandige Bank, die zu den jüngsten Bildungen dieser Serie gehört.

Im Aufstieg von Pt. 2194 zum Pass Diesrut ist die mittlere und die obere Trias im Bachbett am besten aufgeschlossen (Fig. 7, S. 689). Über den gelblichen oberen Dolomiten folgt eine dreifache Verschuppung von Rauhwacke mit schwarzen Coroi-Schiefern, wobei erst in der obersten Triasschuppe Quartenschiefer auftauchen. Die geringmächtigen Quarzite und Sandkalke der obersten Coroi-Serie, welche unmittelbar auf die Quartenschiefer folgen, sind hier im Bachbett anstehend. Diese mehrfache Verschuppung konnte man auch in den Bohrungen für ein geplantes Kraftwerk Greina feststellen. Trotzdem erweckt die starke Verschieferung den Eindruck, als ob ein normalstratigraphischer Übergang von der Trias in die Coroi-Serie existiere. Es ist dies einer der Gründe dafür, dass W. NABHOLZ, E. NIGGLI und R. TRÜMPY (in NABHOLZ, 1948a), welche die viel klareren tektonischen Kontakte in der Val Camadra (BAUMER et al. 1961, S. 486) nicht kannten, die Coroi-Serie ohne weiteres als ältestes, infraliasisches Schichtglied des Greina-Jura ansahen.

3. ULTRAHELVETIKUM

a) Scopi-Zone

Die Scopi-Zone besteht hier aus der östlichen Fortsetzung des S-Schenkels der Scopi-Mulde, die in verkehrter Lage auf der autochthonen Trias des Gotthard-Massivs liegt. Wir unterscheiden von N gegen S folgende drei Einheiten:

1. Coroi-Serie (Aalenian) schwarze, ebenflächige Tonschiefer.
2. Inferno-Serie (ob.-mittl. Lias) grauschwarze bis mausgraue Kalkschiefer, die im älteren Teil meist eine 5–10 cm Bänderung zeigen, welche durch den Wechsel des Kalk- und des Tongehaltes hervorgerufen wird.
3. Stgir-Serie (unt. Lias) massive Sandkalksteine und Quarzite im tektonisch unteren, stratigraphisch oberen Teil; Kalkschiefer, Tonschiefer, Quarzite,

oolithische Kalke und Lumachellen in raschem Wechsel im stratigraphisch unteren Teil.

Die Coroi-Serie bildet den markanten dunklen Gipfel im Norden des Pass Diesrut (Pt. 2692), den Unterbau des Piz Stgir und die flachen Hügel bei der alten Schäferhütte auf Plaun la Greina (Pt. 2241). Sie ist intensiv mit ihrem Hangenden, der Inferno-Serie, verschuppt. Die Tonschiefer erweisen sich dabei als resistenter gegenüber der Erosion und treten als steilere Stufen in der unteren W-Wand des Piz Zamuor hervor. Die dazwischen- und darüberliegenden Kalkschiefer erscheinen als flachere Terrassen, die meist mit Schutt bedeckt sind. Diese intensive Verschuppung der beiden Serien kann auch im Bacheinschnitt 300 m nördlich von La Crusch ör (Pt. 2268) sowie am W-Grat des Artg Diesrut beobachtet werden.

Die Inferno-Serie, die aus stark zerscherten, quarzarmen Kalkschiefern besteht, ist häufig unter versackten Gras- und Schutthalde versteckt. Einzig die ältesten Schichten, die gebänderten und z. T. stärker sandigen Partien bilden steilere Hänge und sind besser aufgeschlossen. Die scharfe Grenze zwischen Inferno- und Stgir-Serie tritt tektonisch und morphologisch stark in Erscheinung.

Die Stgir-Serie¹⁾ bildet den unteren Teil der W-Wand des Piz Zamuor und den Gipfel des Piz Stgir. Die markante Felsplatte, die weiter östlich den Artg Diesrut aufbaut und in die Hänge oberhalb Puzzatsch hineinzieht, erscheint als einheitlicher, starrer Schichtkomplex. Trotzdem ist sie in sich stark verfaltet. Die untere Stgir-Serie ist in diesem tektonisch stark beanspruchten Gebiet schlecht erhalten geblieben. An den meisten Stellen ist sie stark ausgequetscht und intensiv mit den Phylliten der Triaslamellen verschuppt.

Das eindrücklichste Detailprofil durch die verkehrsliegende Scopi-Zone und durch die Schuppenzone findet sich am Gipfelgrat des Piz Zamuor (Profile B 2, C 2). Es beginnt westlich der Scharte (Pt. 2677)²⁾, die zwischen den beiden Gipfeln des Piz Zamuor liegt (Fig. 1). Aus der W-Wand steigt man auf der Höhe 2300 m durch ein Couloir, das einer Bruchzone folgt, von den Schutthalde der Inferno-Serie gegen die Scharte hinauf. Dort folgt das Profil 300 m dem Grat in südlicher Richtung bis zum Gipfel und dem SE-Grat bis in den Sattel der Grenztrias.

In diesem Profil finden wir über der oberen Stgir-Serie der Scopi-Zone eine geringmächtige untere Stgir-Serie, die in der Höhe von 2560 m intensiv mit dem ersten Triaszug verschuppt ist. Die Triaslamelle besteht aus gelben Dolomitschiefern, grünen Quartenschiefern und massigen weißen Quarzitlinsen.

b) Schuppenzone

Die Schuppenzone besteht aus folgenden drei Elementen:

- Pianca-Schuppe
- Zamuor-Schuppe
- Puzzatscher Schuppe

Die Puzzatscher Schuppe ist in Fig. 1 als dunkleres Liasband zwischen den unteren zwei Triaszügen erkennbar.

¹⁾ Das g von «Stgir» ist sehr weich, wie g am Wortende in norddeutscher Aussprache.

²⁾ Pt. 2677 liegt 300 m NNE des Pt. 2734,1 (Piz Zamuor).

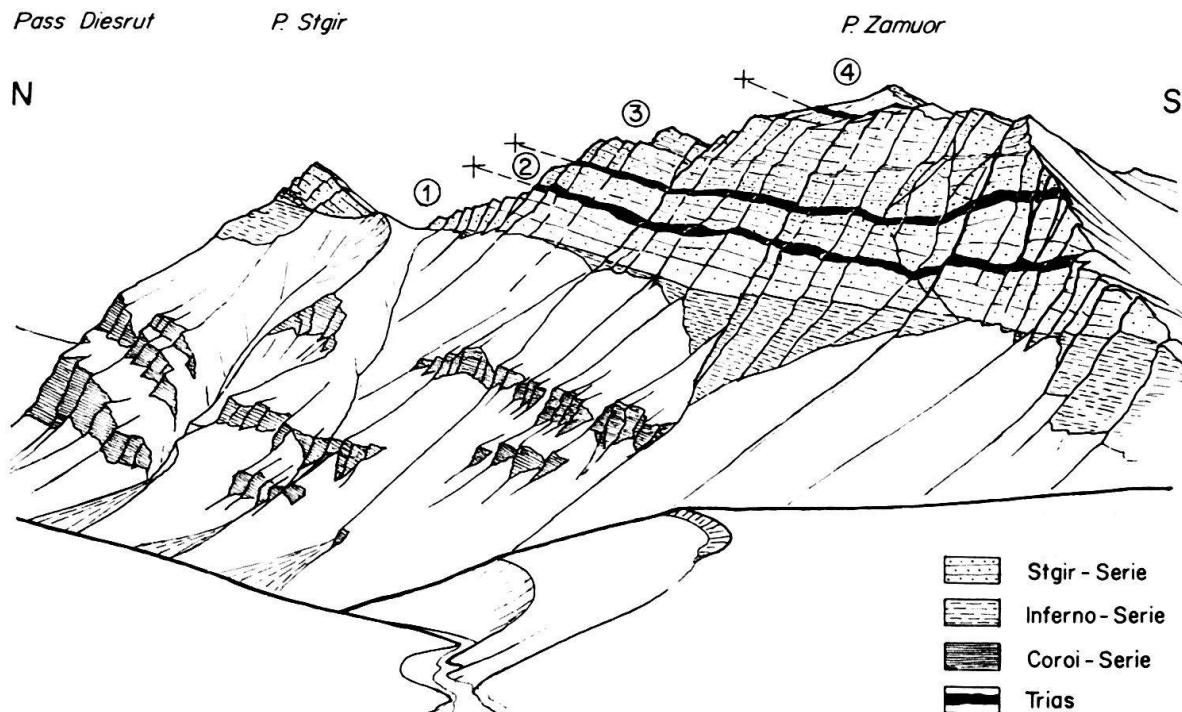


Fig. 1. Piz Stgir und Piz Zamuar vom Plaun la Greina aus gesehen (von Pt. 2349 aus). Tektonische Einheiten: 1 Scopi-Zone; 2 Puzzatscher Schuppe; 3 Zamuar-Schuppe; 4 Pianca-Schuppe.

Profil durch die Puzzatscher Schuppe am Piz Zamuar. Profil B 2. (Taf. III)

Beginn: W-Wand des Piz Zamuar, unterhalb der Scharte (Pt. 2677) auf der Höhe von 2560 m (Koord. 721225/164950). Von der Trias zwischen Scopi-Zone und Puzzatscher Schuppe folgt das Profil einem steilen Couloir gegen die Scharte. In der Höhe von 2610 m erreicht man die Trias, die zwischen der Puzzatscher Schuppe und der darüberliegenden Zamuar-Schuppe liegt.

1. 4 m Grüne Serizitphyllite (Quartenschiefer) mit einigen gelben Dolomitlagen.
2. 1 m rostig anwitternder Quarzit mit weissem Bruch, grosse Linsen bildend (Quarzit der Quarten-Serie).
3. 0,5 m blauschwarze Tonschiefer, rostig anwitternd, die gegen oben stärker sandig werden.
4. 0,5 m schwarze Tonschiefer mit Chloritoid.
5. 1 m Übergang aus (4) durch Zunahme des Sandgehaltes in einen feinschichtigen, bläulichen Quarzit (Lias-Basisquarzit ?).
6. 6 m silbergrau-grüne Quartenschiefer, gegen oben Dolomitlagen enthaltend.
7. 2,5 m grosse Linse eines weissen Quarten-Quarzites, braun gefleckt anwitternd, mit viel Pyrit.
8. 0,2 m bläulicher Quarzit, rostige Anwitterung (Lias-Basisquarzit).
9. 0,5 m massiger, grauer Quarzit, der gegen oben immer mehr Tonlagen zeigt. Übergang in
10. 0,5 m blauschwarze Knotentonschiefer mit schwarzen Fetzen, die allerdings nur sehr unsicher mit Pflanzenresten verglichen werden können.
11. 3 m weisser Quartenschiefer-Quarzit.
12. 1 m silbergrau-grünliche Quartenschiefer mit Dolomitlagen.
13. 0,2 m schwarze Tonschiefer (untere Stgir-Serie).
14. 3 m schwarze Tonschiefer mit braunen Sandlagen. Chloritoid ist häufig.
15. 0,4 m blaugrauer, sandiger Kalk mit brauner, lagiger Anwitterung.
16. 0,4 m schwarze Tonschiefer, schwach kalkig, mit vielen braunen Sandlagen.
17. 1 m hellbraune Quarzite, gebändert, mit brauner Anwitterung.

18. 1,5 m blauschwarze Tonschiefer mit sandigen Lagen.
19. 0,5 m braun anwitternde Quarzite mit vereinzelten tonigen Lagen.
20. 0,2 m blaugrauer Kalk, schwach sandig, mit brauner Anwitterung. An der Oberfläche wittern feine Reste von dolomitisierten Schalentrümmern heraus.
21. 2,5 m braun anwitternde, stark verschieferte Sandkalke mit einigen stärker tonigen Hori-zonten.
22. 1 m blaugrauer Kalk, massig, mit brauner Anwitterung.
23. 3 m Wechsellagerung von braunen, kalkfreien Quarziten mit feinen Tonlagen.
24. 0,7 m blaugraue Kalke, massig, mit brauner Anwitterung. Querschnitte von kleinen Belem-niten wittern heraus.
25. 0,3 m grauschwarze Kalktonschiefer.
26. 4 m massiger, grauer Sandkalk, mit vielen Crinoiden, braune Anwitterung (obere Stgir-Serie).
27. 4,5 m massiger, grauer Kalksandstein mit viel Quarz, graubraune Anwitterung; extrem zerrissene Belemniten.
28. 1,2 m grauer, massiger Quarzit mit Sprödglimmer, braune, lagige Anwitterung.
29. 2,5 m graublaue, sandige Kalkschiefer mit Crinoiden und kleinen Belemniten.
30. 0,4 m Übergang der Kalkschiefer in kalkfreie, rostig anwitternde Tonschiefer.
31. 0,4 m graue Kalkschiefer mit vielen kleinen, zerbrochenen Crinoiden.
32. 0,4 m rotbraun anwitternder Sandkalk mit blaugrauem Bruch, mit Crinoiden und dolo-mitisierten Ooiden.
33. 1,8 m Wechsel zwischen graubraunen Sandkalken, die stark verschiefert sind, und braunen, massigen Kalksandsteinen.
34. 0,4 m brauner, massiger Kalksandstein mit brauner Anwitterung. Stielglieder von *Isocrinus* sp. sind häufig.
35. 2 m grauschwarze, schwach kalkige Tonschiefer, intensiv verfaltet.
36. 2,5 m Trias, bestehend aus Quartenschiefer, Dolomitschiefer und einzelnen Quarzitlinsen.

Das Profil durch die Puzzatscher Schuppe am Piz Zamuor zeigt an der Basis die intensive Verschuppung mit der Trias (1 bis 12). Die unteren, stärker schiefrigen Schichten gehören zur unteren Stgir-Serie. Die oberen, eher massigen Partien bilden die obere Stgir-Serie. Wenn man einen einfachen Bau der Schuppe annimmt, so liegt eine normal gelagerte Stgir-Serie vor. Die untere Triaslamelle wird somit zum Antiklinalkern einer nach Norden überkippten Falte. Die Puzzatscher Schuppe bildet den Südschenkel und die Scopi-Zone den verkehrt-liegenden Nordschenkel. Die Überprüfung dieser Struktur ist schwierig, da die Puzzatscher Schuppe meist mehrdeutige Profile liefert.

Der nächste Triaszug quert das Couloir in einer Höhe von 2610 m. Er ist bedeutend dünner als der erste. In den stark verfalteten hellgrünen Serizitphylliten fand sich eine Kluft, die einige faustgrosse Stufen von Quarz enthielt. Daneben trat Kalzit und ein vollständig limonitisierter Fe-Karbonat auf.

Die Zamuor-Schuppe (Profil C 2) enthält zum überwiegenden Teil massive Sandkalke und Quarzite der oberen Stgir-Serie. In der Scharte (Pt. 2677) erkennt man auf den Schichtflächen der steil gegen SE einfallenden Quarzitplatten viele bräunlich herausgewitterte Crinoidenreste.

Die Schuppe scheint hier verdoppelt zu sein. In der Mitte der massigen Quarzite tritt eine synkinal verfaltete Bank auf, die an die Struktur der Schuppe im Profil von Puzzatsch (C 4) erinnert. In der Fortsetzung des Profiles verläuft der Grat oft im Streichen der Schichten. Auf den Platten erkennt man Fossilien, die auch an anderen Orten in der oberen Stgir-Serie vorkommen.

Besonders in der Grenzschicht gegen die folgenden grauen Inferno-Kalkschiefer treten gelängte Belemniten und grosse Crinoiden auf. In der Höhe von 2715 m, kurz vor einer aus schwarzen Kalkschiefern bestehenden Nase des Grates, findet man nach einem Suchen im E-Hang des Grates Brocken von Rauhwacke und weiter unten von gelbem Dolomit. Hier liegt die trennende Triaszone zwischen der Zamuor- und der Pianca-Schuppe, die jedoch am kurzen W-Grat des Piz Zamuor besser aufgeschlossen ist.

Die Pianca-Schuppe

Zwischen dem dritten Triaszug und dem Gipfel des Piz Zamuor liegen dunkle Kalkschiefer mit späten Lagen, die vermutlich zur Inferno-Serie gehören. Die vorhandenen Belemniten sind so schlecht erhalten, dass eine eindeutige Entscheidung nicht möglich ist. Vermutlich sind in der Nähe der Triaslamelle auch Elemente der unteren Stgir-Serie vorhanden. Der Gipfel selbst wird durch stark verfaltete, lagige Kalksandsteine der oberen Stgir-Serie gebildet. Der SE-Grat quert die ganze Pianca-Schuppe, die hier zur Hauptsache aus Sandkalken und Quarziten der oberen Stgir-Serie besteht. Die weichen, sandigen Tonschiefer in der Mitte des Grates, die neben Crinoiden auch Oolithe führen, gehören zur unteren Stgir-Serie und bilden den Kern einer Antiklinale. Diese Struktur soll nach einer mündlichen Mitteilung von D. FREY weiter im Westen in der Pianca-Schuppe noch deutlicher entwickelt sein. Der letzte Sporn des Grates vor dem Sattel der Grenztrias besteht aus blaugrauen Kalkmarmoren der Inferno-Serie. Dieser stark verschieferte Marmor lässt sich über eine Distanz von 50 km vom Carreratobel im NE bis an den Piz Cadreghe im SW verfolgen (siehe S. 712).

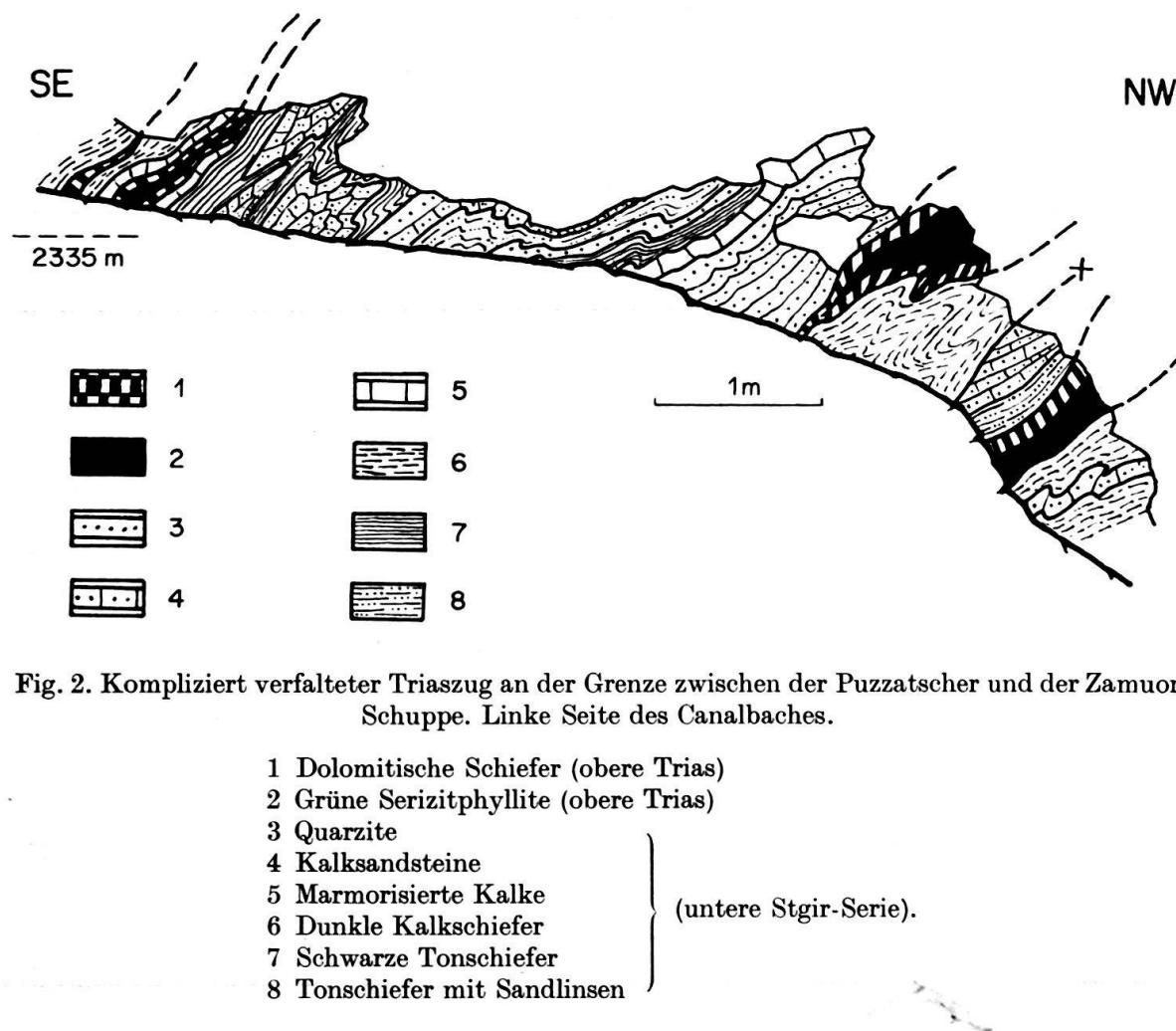
Im Sattel stossen wir auf Rauhwacke und Dolomitschiefer der Grenztrias, die als Basis der schiefrigen unteren Lugnezerschiefer betrachtet wird. Gleichzeitig bildet sie die Grenze zwischen Ultrahelvetikum und Penninikum.

Die basalen Lugnezerschiefer erheben sich zu einem zackigen Grat (Pt. 2695)³⁾, der durch mehrere Verwerfungen zerhackt ist. Lithologisch bestehen sie aus feinbankigen, feinkörnigen Quarziten und braunen Sandkalken, die als dünne Bänder in schwarzen Tonschiefern und Kalkschiefern eingelagert sind. Die eigentlichen Lugnezerschiefer, die den Piz de Canal aufbauen, folgen beim Sattel (Pt. 2670)⁴⁾. Sie bestehen aus eintönigen Serien mit handbreiten Platten von hellgrauen sandigen Kalkmarmoren und dünnen Zwischenlagen von schwarzen Tonschiefern.

Im breiten Talkessel des Canal streichen die tektonischen Einheiten über den Südhang des Piz Zamuor hinunter in den flachen Talboden und am gegenseitigen Hang hinauf in den NW-Grat des Piz Ner, wo sie nach dem steilen Abbruch gegen die Alpe Motterascio unter den Alluvionen verschwinden. Die Triaslamellen sind dünne helle Züge, die zusammen mit den Liaspaketen der einzelnen Schuppen verfaltet wurden. Die Runsen des Piz Zamuor-SE-Grates folgen einerseits den tektonischen Grenzen, anderseits den späten, W-E verlaufenden Bruchzonen, in welchen die verschleppten Triaszüge am besten aufgeschlossen sind. Die Verschuppung der einzelnen Triaszüge lässt sich in der Schlucht des Canalbaches

³⁾ 500 m SE von Pt. 2734,1 (Piz Zamuor).

⁴⁾ 550 m SE von Pt. 2734,1 (Piz Zamuor).



unterhalb Pt. 2343 gut studieren (Fig. 2). Bei der untersten Triaszone ist eine Linse von Quarzit der oberen Trias, die in Quartenschiefern eingebettet liegt, zu einem fünf Meter hohen Turm herausgewittert. Die Liaspakete der einzelnen tektonischen Einheiten wurden in diesem Gebiet ebenfalls stark in Mitleidenschaft gezogen und sind von geringer Mächtigkeit.

Die Grenztrias ist unter dem Steilabfall der Lugnezerschiefer im hintersten Teil des Takkessels, dicht neben dem Wasserfall aufgeschlossen.

b) Alp Ramosa

Im tiefsten Teil des Halbfensters der Alp Ramosa steht innerhalb der Streifengneise der Granitgneis der Alp Ramosa an (A. FEHR, 1956). Der braun verwitternde, grünlich-blaue, massive Biotit-Granitgneis bildet einen von den Streifengneisen allseitig umgebenen Stock.

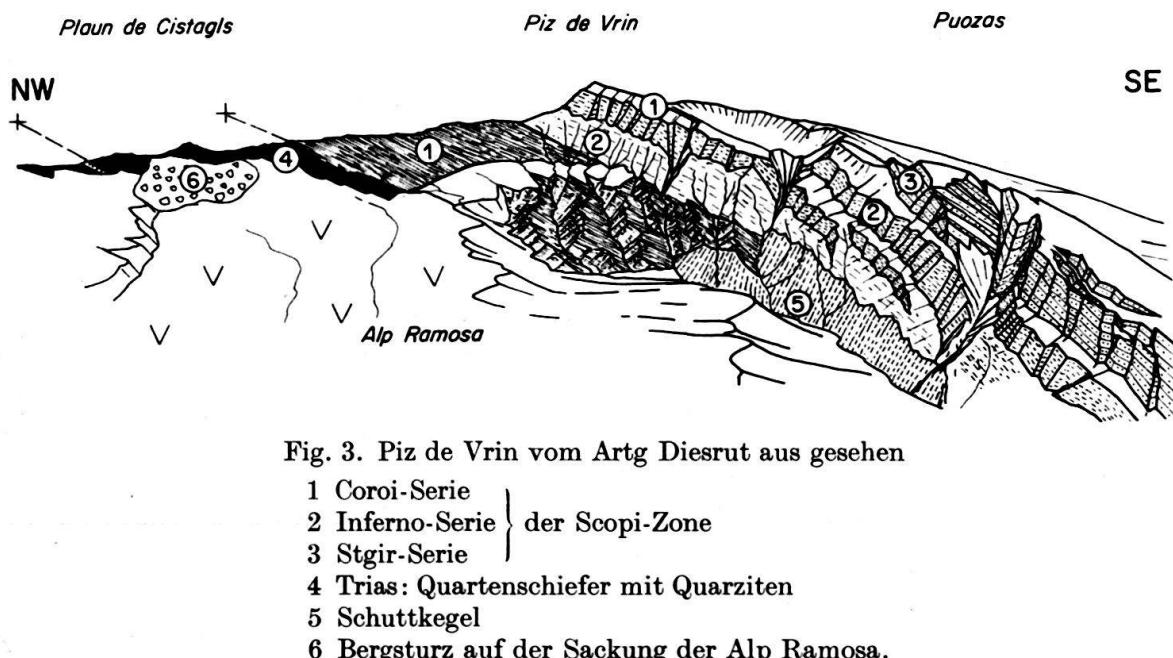
Die autochthone Trias zieht vom Piz Tgietschen in die N-Flanke des Artg Diesrut und verschwindet unter der Sackung. Sie zeigt in den untersten Teilen der Basisarkose eine Magnetitvererzung.

Profil durch die autochthone Trias des Gotthard-Massivs westlich der Hütten von Alp Ramosa. (Fig. 7, S. 689)

Beginn: 800 m westlich der unteren Hütten von Alp Ramosa, auf der Höhe 2000 m (Koord. 722750/167250). Das Profil folgt dem Bach in südlicher Richtung und erreicht die schwarzen Schiefer der Coroi-Serie in einer Höhe von 2150 m.

1. Grünlich- bis blaugrauer Biotit-Granitgneis der Alp Ramosa, mit randlich starker Klüftung und oberflächlicher brauner Anwitterung.
2. 1 m massige, grünliche Arkose mit groben, 2 cm grossen, schlecht gerundeten Geröllen von Quarz und Mikroklin. Einzelne grüne Tonschieferfetzen kommen vor. Schlechte Sortierung. Häufig sind violett gefärbte Quarze (Trias-Basisarkose).
3. 6 m heller, gut gebankter Quarzit bis Subarkose. Unten liegt eine Lage mit bis faustgrossen Quarzgerölle, welche unter Abnahme der Korngrösse, der grünen Färbung und des Feldspatgehaltes in die Quarzite übergeht. Deltaschichtung kann in den massigen, weissen Bänken oft beobachtet werden. In der basalen Geröllzone dieser Schicht tritt 50 m westlich vom Profilanfang eine starke Magnetit-Hämatit-Vererzung auf.
4. 2 m Wechsel von massigem, gelbem Dolomit mit feinen Lagen von grünlichem Serizitphyllit. An der Basis liegt eine massive, graue Kalkbank.
5. 4 m gelbgraue Rauhwacke, stark verschiefert mit einzelnen Zügen von grünen Phylliten.
6. 14 m Wechselleagerung von gelber Rauhwacke mit gelben Dolomiten. Ein Teil dieser stark verschieferten Zone ist im Bachbett von Schutt bedeckt.
7. 3,5 m massive Bank von weisslich-grauem Dolomit mit gelblicher Anwitterung. Zonenweise schwach kalkig.
8. 12 m dunkelgelbe Rauhwacke mit stellenweiser brauner Anwitterung und einzelnen massigen Dolomitbänken. Häufig sind Breccienlagen mit hellen, grauen Dolomitkomponenten. Oft wittern die Bestandteile rascher heraus, so dass ein löcheriges Aussehen des Gesteins auftritt.
9. 2 m massive, graue Dolomite mit weissen Kalzitadern. Steilstufe im Bachbett.
10. 3,5 m Wechsel von gelbem Dolomit mit Zonen von gelber Rauhwacke.
11. 5,5 m Wechsel von gut gebankten, grauen Kalkmarmoren mit gelben Rauhwacken, die Linsen von grauem Dolomit enthalten.
12. 0,2 m hellgrauer, feinkörniger Quarzit, schwach kalkig.
13. 2,5 m grau anwitternder, weisser Kalkmarmor mit dünnen, grauen Dolomitlinsen.
14. 2,3 m gelbe, körnige Dolomitschiefer mit einzelnen Quarzitbänken und Lagen von grünen Serizitphylliten.
15. 2,7 m schwarze, tonige Schiefer mit braun anwitternden Sandlagen. An der Basis tritt ein blaugrauer, schwarz gefleckter Quarzit auf (Lias-Basisquarzit) (Tektonische Schuppe der unteren Stgir-Serie oder der Coroi-Serie).
16. 7 m weisslicher, schwach gelblich anwitternder Dolomit mit guter Bankung.
17. 0,5 m gelblich-weisser, massiger, feinkörniger Quarzit.
18. 4 m weisslicher Dolomit wie (16), aber etwas feiner gebankt.
19. 4,5 m Wechsel von gut gebankten, grauen Kalkmarmoren mit weichen, grauen, gelblich anwitternden Dolomiten. Steilstufe im Bachbett.
20. 1,5 m grüne Serizitschiefer mit einzelnen Lagen von gelben Dolomitschiefern, die oft zu Linsen zerriissen sind. Gelegentlich ist eine Linse kalkig und enthält blaue, rekristallisierte Kalzite.
21. 2 m grauer, poröser Kalksandstein mit Lagen und Linsen von grauem Kalk, der bis 5 mm grosse, blaue Kalzitkristalle enthält.
22. 1,2 m grauer Kalk mit stark verschieferten, gelben Dolomitlinsen und zahlreichen Lagen von grünen Serizitphylliten.
23. 0,2 m Linsen von blaugrauem, dunklem Quarzit (Lias-Basisquarzit).
24. 1 m grünliche, ebenflächige Serizitphyllite mit einzelnen weissen Quarzitbändern.
25. schwarze, ebenflächige Schiefer der Coroi-Serie mit basalen Quarzitlagern. Fleckenweise verrostende Anwitterung.

Das Profil westlich der Alp Ramosa bietet den besten Einblick in die autochthone Trias des Gotthard-Massivs im Untersuchungsgebiet. Die tieferen Elemente: Arkose, Quarzit, untere Dolomite und Rauhwacke sind nicht stark gestört. Die stärker plastischen, höheren Partien: die oberen Dolomite, Kalkmarmore, Dolomitschiefer, Quarzitlagen und Quartenschiefer sind stark verschuppt. In (15) tritt eine Schuppe der schwarzen Coroi-Schiefer in Erscheinung. Innerhalb der oberen Triasschuppe erscheint der blaugraue Lias-Basisquarzit (23). Dies bestärkt die Annahme, dass am tektonischen Kontakt zwischen der obersten Coroi-Serie und der darunter liegenden Trias auch Gesteine der untersten Stgir-Serie auftreten können. Eine exakte Trennung ist infolge der starken Verschuppung und der ähnlichen Ausbildung der beiden Schieferserien nicht möglich.



Die obere Triasschuppe (16 bis 24) ist geringmächtig und besteht aus oberen Dolomiten, Marmoren, Quarziten und Quartenschiefern. Bei Plaun de Cistagls beträgt ihre Mächtigkeit 140 m, da die Quartenschiefer zu einem 100 m dicken Komplex angehäuft wurden. Die blauen Rekristallisate von Kalzit (20, 21) erscheinen auch in anderen Profilen, sowohl in der Scopi-Zone als auch in den Triaszügen zwischen den Schuppen. Die Möglichkeit besteht, dass es sich um Dedolomitisations-Erscheinungen handelt.

Die Verschuppung der Coroi-Serie mit der Inferno-Serie, die am W-Grat des Artg Diesrut deutlich sichtbar ist, erscheint im Gebiet des Piz de Vrin noch auffälliger (Fig. 3). Die mächtigen Schuppen, welche die steilen Abbrüche der W-Wand bilden, bestehen aus den grauen Kalkschiefern der Inferno-Serie. Die trennenden Absätze stellen Bewegungshorizonte dar und enthalten Fetzen von stark beanspruchten Inferno-Kalkschiefern und Lagen von Coroi-Tonschiefern (z. B. Gipfel des Piz de Vrin). Die Verschuppung ergreift auch die Stgir-Serie. Bei Naun, nördlich von Puzzatsch, schaltet sich in der steilen W-Wand ein dünner

Zug von Inferno-Kalkschiefern ein, der vermutlich im Zusammenhang steht mit der sehr flachen Verfaltung von einzelnen Schichten innerhalb der Stgir-Serie am Artg Diesrut (Fig. 4, S. 676).

Bei Puzzatsch, am Ausgang des Tales der Alp Ramosa, sind auf der linken Talseite die Stgir- und die Inferno-Serie der Scopi-Zone gut aufgeschlossen (Profil A 4). Die Fortsetzung gegen Süden bildet, abgetrennt durch einen dünnen Triaskeil, die Puzzatscher Schuppe (B 4). Die Inferno-Serie ist in der Scopi-Zone mit zwei schmalen Zügen der oberen Stgir-Serie verfaltet. Die untere Stgir-Serie ist erstaunlich mächtig; sie ist vermutlich lokal tektonisch angehäuft.

Profil durch die Stgir-Serie der Scopi-Zone am Weg von Puzzatsch zur Alp Ramosa. Profil A 4

Beginn: Höhe 1660 m (Koord. 724450/166700). Das Profil beginnt im Süden bei der tiefsten Triaslamelle, welche die Scopi-Zone von der südlich darüberliegenden Puzzatscher Schuppe trennt.

1. 4 m Grüne Serizitschiefer mit 1 cm grossen, idiomorphen Pyriten, gelben Dolomitschiefern und Linsen eines weissen, massigen Quarzites der obersten Trias.
2. 0,5 m bläuliche, sandige Kalkschiefer, lagig-flaserig, mit weisslicher Striemung, bräunliche Anwitterung (untere Stgir-Serie).
3. 0,5 m schwarze Tonschiefer, mit braunen Quarzitfetzen, braun glänzende Anwitterung, kalkfrei. Im Bruch helle Bänderung (Sandlagen), Chloritoid.
4. 2,5 m grauschwarze Kalkschiefer mit bräunlich anwitternden, dolomithaltigen Bändern, stark zerquetscht.
5. 0,2 m grauschwarze Kalkschiefer mit weisser Bänderung, hervorgerufen durch stärker rekristallisierte Zonen. Oberste, etwas härtere Zone von (4).
6. 0,1 m feingeschieferter, schwarzgrauer Kalkschiefer mit Tonhäuten; Crinoidenreste sind häufig.
7. 2 m blauschwarzer Kalk mit deformierten, pyritischen Ooiden; bildet massive Bänke!
8. 0,5 m massive, dunkelbraun anwitternde Kalkbank, die neben pyritischen Ooiden auch gelbbraun herauswitternde Schalenreste enthält.
9. 2 m graue, flaserige Kalkschiefer mit dunklem Bruch. Gelb anwitternde Zonen sind selten.
10. 0,1 m graublauer, feinkörniger Kalk mit randlich dolomitisierten Ooiden.
11. 1,5 m stark geschieferter, grauer Kalkschiefer mit rekristallisierten Quarzlagen. Muskowit auf den Schieferungsflächen.
12. 3 m blaugrauer Kalk mit pyritischen Ooiden, die stark zerschert sind. Schwach bräunliche Anwitterung, feine schwarz-graue Streifung.
13. 3 m blaugrauer, sandiger Kalkschiefer mit etwa 40% Quarz, feinkörnig, mit noch schwach erkennbarer Schichtung.
14. 5 m feinkörniger, blaugrauer Sandkalk mit bräunlicher, feingebänderter Anwitterung. Quarzgehalt etwa 40–50%.
15. 1 m dunkelgraue Kalkschiefer, schwach sandig.
16. 0,7 m schwarze, ebenflächige, tonige Phyllite.
17. 0,5 m grauer, bläulicher, flaseriger Kalk mit ca. 20% Quarz. Braunanwitternde Dolomitnester und einzelne Korallen sind im Querbruch sichtbar. Häufig sind nur stark zerstörte, zu unkenntlichen Linsen von 1 cm Länge ausgewalzte Individuen zu sehen. Guterhaltene Septen konnten nur im Anschliff entdeckt werden (Taf. I, Fig. 1). (Thecosmilienschiefer der unteren Prodamm-Serie, TRÜMPY 1949).
18. 1,6 m graublauer, etwas gröber kristalliner Kalk mit dolomitischen Crinoidenresten.
19. 2 m graubrauner, feinkörniger, dolomitischer Sandkalk mit 40–55% Quarz, 15–30% Kalzit und 20–25% Dolomit. An dünnen Bewegungsflächen ist Serizit und Chloritoid entstanden.

20. 2,5 m blaugrauer, schwach sandiger Kalk mit bräunlicher Anwitterung.
21. 1,5 m feinkörniger, lagiger Sandkalk mit wenig Dolomit. Blastopsammitisches Grundgewebe von 50–60% Quarz. Kalzitisches Bindemittel mit einzelnen dolomitischen Partien.
22. 1,2 m blauschwarzer, marmorierter Kalk mit schwach bräunlich herauswitternden Schalenresten. Geringer Quarzgehalt (5%).
23. 1–3 m graue, stark geschieferter Kalkschiefer mit blauem Bruch.
24. 1,5 m grauer, sandiger Kalkschiefer mit viel Serizit und seltener Sprödglimmer.
25. 1 m grauer, massiger Kalk mit sehr wenig Quarz. Harte Bank mit einer dünnen Schieferlage in der Mitte. Feine, weisse Ausblühungen an der Oberfläche.
26. 5 m blaugraue bis schwarze Kalktonschiefer mit feinen Sandlagen.
27. 1,2 m blaugrauer, eher etwas massiger Kalk mit feinen, weissen Fasern. Im oberen Teil kommt eine Lage von braun herauswitternden Schalentrümmern vor.
28. 2 m schwarzglänzende Tonschiefer mit einzelnen geringmächtigen Sandlagen im unteren Teil.
29. 1,3 m feinkörniger, graublauer Quarzit mit bräunlich-grauer Anwitterung. Quarz: 85%, Kalzit: 10%, Dolomit: 5%, Chloritoid selten.
30. 1,5 m schwarz glänzende Tonschiefer mit einigen kalkigen Lagen, grauer Bruch.
31. 0,2 m graublauer, schwach dolomitischer Sandkalk mit viel Crinoiden-Stielgliedern, braune Anwitterung.
32. 1 m graubrauner, kalkfreier Quarzit; braun anwitternd, mit viel Chloritoid.
33. 0,2 m grauer, sandiger Kalkschiefer mit 35% Quarz; undeutliche, kleine Schalentrümmer. Stark verschieferter Zone.
34. 6 m stark wechselnde Serie von blauschwarzen Tonschiefern mit feinen, weisslichen Quarzitlagen, die sehr viel Chloritoid führen. In dieser Serie kommen ebenfalls dm-mächtige Lagen von massigen, braun anwitternden Kalken vor, die dolomitierte Ooide und Schalentrümmer führen.
35. 2,5 m grauer Sandkalk mit bräunlicher Anwitterung, der etwa 30% Quarz und viel Chloritoid enthält (obere Stgir-Serie?).
36. 1,2 m schwarze, schwach kalkige Tonschiefer umgeben eine 0,3 m dicke Lage von braun anwitterndem, blauem Kalkoolith. Die pyritischen Ooide sind zusammen mit Schalentrümmern in Nestern angeordnet.
37. 3 m Wechsel von feinen, graublauen Kalktonschiefern mit massigen Bänken eines Kalkoolithes.
38. 17 m mausgraue Kalkschiefer bis Kalktonschiefer der unteren Inferno-Serie. Trotz der starken tektonischen Beanspruchung dieser Schuppe ist an einigen Stellen noch die Bänderung, hervorgerufen durch den wechselnden Kalk- und Tongehalt der Schiefer, zu erkennen (Inferno-Serie).
39. 1 m braun anwitternde Kalkbank mit feinen Zonen von dolomitischen Körnern.
40. 4 m Kalktonschiefer, in denen einige massigere Bänke eines braun anwitternden Kalkes hervortreten. Quarzgehalt: 5–15%, Dolomit: weniger als 5%.
41. 3 m massiger, braun anwitternder Sandkalk mit 50% Quarz, 30% Kalzit und 20% Dolomit, der mit einzelnen Lagen eines blaugrauen Kalkes wechselt, welcher stark definierte Ooide enthält (obere Stgir-Serie).
42. 3 m Wechselleagerung von: massigem, braunem Quarzit mit Sprödglimmer und Tonhäuten, dolomithaltigem Kalksandstein und dünnen, massigen Bänken von Sandkalken mit dolomitisierten Ooiden.
43. 3 m massiger, grauer Quarzit (95% Quarz) mit brauner Anwitterung. Chloritoid ist häufig.
44. 1 m Ruschelzone mit einzelnen zerrissenen Sandkalklinsen innerhalb von grauen Kalkschiefermassen.
45. 0,8 m weisslich gebänderter Kalksandstein mit hellbrauner Anwitterung. Der Quarzanteil (30%) ist zum Teil in bis mm grossen Körnern enthalten.
46. 120 m fein laminierte, mausgraue Kalkschiefer der Inferno-Serie. Feine, quarzreiche Lagen sind im tiefsten Teil der Inferno-Schiefer noch häufig.

Das Profil am Fussweg zur Alp Ramosa ist zum grössten Teil am linken Ufer des Baches aufgeschlossen. Einzelne Schichten sind am Bach von Schutt und

Wiesen bedeckt, stehen aber in einiger Höhe an. Die untere Stgir-Serie ist in diesem Profil gut ausgebildet und enthält gewisse Repetitionen. Die Tonschiefer mit braunen Sandlagen (3, 28) können mit Partien der Cardinien-Schichten des Glarnerlandes (TRÜMPY, 1949) direkt verglichen werden. Das Vorkommen von Korallen in (17) neben dolomitischen und pyritischen Ooiden gleicht stark den Verhältnissen in der unteren Prodkamm-Serie (Leitoolith, Thecosmilienschiefer).

Die der Spitzmeilen-Serie entsprechende obere Stgir-Serie ist im Ramosa-Profil stark reduziert. Die einzigen an obere Stgir-Serie erinnernden Elemente wären die Schichten (35). Erst nach der Verschuppung mit Inferno-Kalkschiefern (38) folgt sichere obere Stgir-Serie. Die Vergesellschaftung von dolomitischen Oolithen mit massigen Sandkalken und Quarziten ist im unteren Teil der oberen Stgir-Serie häufig. R. TRÜMPY (1949, S. 115) beschreibt aus der mittleren Spitzmeilen-Serie des Urnerbodens ebenfalls Oolithe. Die obersten Abschnitte der Stgir-Serie fehlen. Sie dürften weiter nördlich die steilen Abbrüche der Felswand bei Naun bilden. Die Fossilschicht an der Grenze Stgir-Serie/Inferno-Serie, die am Artg Diesrut und am Piz Stgir auftritt, ist hier nicht vorhanden.

Profil durch die Zamuor-Schuppe bei Puzzatsch. Profil C 4

Beginn: Nordhang des Mutaun, in der Höhe von 1600 m, bei der Triaslamelle, die zwischen der Zamuor-Schuppe und der darüberliegenden Pianca-Schuppe liegt (Koord. 725000/166350). Das Profil folgt dem Anstehenden auf der rechten Seite der Runse. In nordöstlicher Richtung absteigend, quert es, ausgehend von der Trias, immer jüngere Schichten, bis es am Weg die Inferno-Serie im Kern der Synklinale erreicht. Der nördliche Schenkel ist im Bachbett des Glogn anstehend.

1. 2 m Grüne Quartenschiefer, die an einzelnen Stellen Linsen von weissen Quarziten der oberen Trias enthalten.
2. 0,8 m schwarze Tonschiefer in feinem Wechsel mit braunen Quarziten; viel Chloritoid (untere Stgir-Serie).
3. 1 m blaugrauer, oolithischer Kalk: im stratigraphisch unteren Teil sind die Ooide kalkig und nicht dolomitisiert. In den oberen Partien sind detritische Quarze, Kalzitgerölle und Schalentrümmer dolomitisch umkrustet. Braune Anwitterung der massigen Bank.
4. 1,5 m grauschwarze, schwach sandige Kalkschiefer.
5. 1 m grauschwarze, sandige Kalkschiefer mit Crinoiden; bräunliche Anwitterung.
6. 0,3 m brauner, massiger Quarzit, kalkfrei, mit Chloritoid. In der Anwitterung fein gebändert (obere Stgir-Serie).
7. 4 m graubrauner, massiger Quarzit mit 5% Kalzit und Quarz; braune, gebänderte Anwitterung.
8. 1 m feiner Wechsel von Sandkalken mit Tonschiefern, blätterige Anwitterung.
9. 0,6 m massiger, brauner Quarzit wie (7).
10. 1 m feiner Wechsel von blätterigen Sandkalken mit schwarzen Tonschiefern.
11. 1 m brauner Quarzit wie (7).
12. 0,2 m massiger, brauner Quarzit mit 20% Dolomit; stark braune Anwitterung.
13. 0,8 m graubrauner, dolomitischer Sandkalk mit brauner Anwitterung. Quarz: 40–50%, Kalzit: 25–30%, Dolomit: 25–30%.
14. 1,2 m grauer Quarzit mit weissen Quarzschnüren; gebänderte Anwitterung, Chloritoid.
15. 1,3 m graublauer, geschieferter Sandkalk mit Chloritoid. Im unteren Teil kalkigere Partie mit Lumachellen und Crinoiden.
16. 1,2 m grauweisser, grobkörniger Kalksandstein; braungrau gestreifte Anwitterung.
17. 5 m blaue, sandige Kalkschiefer, grob gebändert durch härtere Kalklagen (Inferno-Serie).

18. 4 m blaugraue Kalkschiefer mit bräunlichen, späten Lagen und massigen Kalkbändern (unterste Inferno-Serie).
19. 18 m blaugraue, sandige Kalkschiefer mit 10–15% Quarz, stark verfaltet. Im Bachbett unterhalb des Weges sind einzelne, 1,5 cm dicke Querschnitte von Belemniten zu sehen (Inferno-Serie).
20. 4 m dunkelblaue, gebänderte Kalkschiefer mit Belemniten und Crinoiden-Stielgliedern.
21. 0,6 m lagige Sandkalke mit blaugrauem Bruch, hellbraun gebändert anwitternd (obere Stgir-Serie).
22. 0,3 m grauer, massiger Sandkalk, bräunlich gefleckt anwitternd, enthält einige Querschnitte von stark deformierten, gryphaeenaartigen Lamellibranchiern.
23. 1 m gelbbraun gebänderte Kalksandsteine mit weisslichem Bruch (wie 16).
24. 2,3 m graubraun gebänderte, sandige Kalkschiefer mit pyritischen Ooiden und Crinoiden in einzelnen Lagen. An der Basis eine Lumachelle mit bis 3 cm langen, flach gepressten Schalenresten.
25. 0,2 m grauschwarze Kalkschiefer mit Muschel- und Crinoidentrümmern.
26. 0,5 m gelbbraun anwitternde Bank mit groben, kalkigen Sandsteinen, Dolomitkomponenten und Muschelquerschnitten.
27. 1,5 m mittelkörniger, gelbbrauner Sandkalk mit lagenweise stärkerem Dolomitgehalt. Eine einzige, 10 cm mächtige Bank zeigt eine deutliche Schrägschichtung, die beweist, dass sich dieser untere Schenkel der Zamuor-Schuppe in normaler Lage befindet.
28. 0,2 m Konglomerat, das in einer kalkig-sandigen Grundmasse flachgedrückte Dolomitgerölle zeigt; die Quarzkomponenten sind viel kleiner. Durchmesser der Gerölle: 0,5 bis 2,0 cm.
29. 4 m kalkfreier, gelblich-weißer Dolomitquarzit mit braungelber Anwitterung.

Die Fortsetzung des Profiles ist auf der N-Seite des Glogn von den Schuttmassen der Sakkung verdeckt.

Die Zamuor-Schuppe zeigt in diesem Profil deutlich die Struktur einer nach Norden überkippten Synklinale. Der Südschenkel beginnt, in verkehrter Lage, zuoberst mit Schichten der unteren Stgir-Serie (2 bis 5). Die Schichten (6) bis (17) gehören zur oberen Stgir-Serie. Die gebänderten Kalkschiefer der unteren Inferno-Serie (18 und 20) und die mittlere Inferno-Serie bilden den Kern der Mulde, was durch Belemniten des mittleren bis oberen Lias belegt ist. Die normale Lagerung des Nordschenkels kann in der Schicht (27) mit einer deutlichen Schrägschichtung bewiesen werden. Die obere Stgir-Serie des Nordschenkels ist im Bachbett viel besser aufgeschlossen als diejenige des Südschenkels. Die zahlreichen Muschelquerschnitte der Schichten (22), (24) und (26) lassen sich mit der fossilführenden obersten Stgir-Serie am Artg Diesrut und am Piz Stgir vergleichen. Die sehr geringmächtige Konglomeratlage (28) konnte nur an dieser Stelle gefunden werden. Die untere Stgir-Serie des Nordschenkels ist in diesem Profil nicht mehr aufgeschlossen.

Profil durch die Pianca-Schuppe bei Puzzatsch. Profil D 4

Beginn: Nordhang des Mutaun in der Höhe von 1600 m, an der gleichen Stelle wie Profil C 4. Das Profil folgt der Runse hangaufwärts bis zur Grenztrias in der Höhe von 1700 m.

1. 1,5 m Linse eines weißen, massigen Quarzites, umgeben von grünen Quartenschiefern der oberen Trias.
2. 0,1 m blauschwarzer Quarzit, mit etwas hellerem Bruch, der viel Pyrit enthält. Korngrösse 1–2 mm. (Lias-Basisquarzit).
3. 0,5 m fein gefältelte, schwarze, kalkfreie Knotenschiefer mit vereinzelten Sandlagen.

4. 0,1 m dunkelblauer, kalkiger Sandstein mit Dolomit und seltenen, stark zerscherten, pyritisierten Ooiden.
5. 2,5 m graublaue Knotenschiefer mit in Rosetten angeordneten Chloritoid-Porphyroblasten.
6. 1,2 m gelbbraun anwitternder, massiger Kalk mit grauem Bruch. Die Hauptmasse des Kalkes besteht aus randlich dolomitisierten Ooiden, deren Zentrum ein detritisches Quarz- oder Kalzitkorn oder ein Schalenrest bildet. Im oberen Teil dolomitische Nester (Korallen ?).
7. 1 m grauschwarze Kalkschiefer.
8. 0,3 m gelbgrauer, fein gebänderter Kalksandstein mit hellbrauner Anwitterung.
9. 0,2 m blaugrauer, sandiger Kalk mit gelber Anwitterung.
10. 4 m blaugraue, bräunlich anwitternde Kalkschiefer, gegen oben übergehend in schwarze Tonschiefer mit einzelnen braunen, feinkörnigen Sandlagen.
11. 1,5 m grauer, kalkiger Sandstein mit brauner, handbreit gebänderter Anwitterung. Dolomit: 40–50%, Kalzit: 5–10%.
12. 7 m schwarzblaue Tonschiefer mit feinkörnigen, braunen Sandlagen.
13. 0,5 m feinschichtige, graue Sandschiefer, schwach kalkig, mit brauner Anwitterung. Feine Tonlagen.
14. 0,2 m blaugraue, braun anwitternde Kalkbank mit dolomitischen Ooiden und Fossilresten.
15. 0,6 m feinkörniger, weisslicher Quarzit mit brauner, handbreit gebänderter Anwitterung.
16. 6 m blauschwarze Tonschiefer, die zum Teil kalkig werden und besonders im oberen Teil Einschaltungen eines gebänderten, braun anwitternden, weissen Quarzites führen.
17. 4,5 m Wechsel von Kalksandsteinen mit brauner Anwitterung und schwankendem Kalkgehalt, mit lagenweise sandigen, schwarzen Tonschiefern.
18. 0,5 m massiger, gelbbrauner Quarzit; gebänderte, braune Anwitterung; 10% Dolomit enthaltend (obere Stgir-Serie).
19. 4 m Wechsel von braun anwitternden Quarziten mit Sandkalken, die durch Einschaltungen von Tonschiefern fein gegliedert werden.
20. 8 m graublau anwitternde, bläuliche Kalkschiefer, gut gebankt, eine Steilstufe in der Runse bildend.
21. 6 m graubraune Sandkalke, wechselnd mit einzelnen Schieferlagen.
22. 1 m schwarze, kalkfreie Tonschiefer.
23. 4 m gelbbrauner Quarzit mit feinlamellierter, brauner Anwitterung. Quarz: ca. 75%, Kalzit: 5–10%, Dolomit: 20%.
24. 15 m graublaue Kalkschiefer mit dunkelblauem Bruch. Unten spätig und stark geschiefert, oben sandige Einschaltungen (Riein-Schichten ?).
25. 6 m Grenztrias, bestehend aus Rauhwacke, Dolomitschiefern und Quartenschiefern.

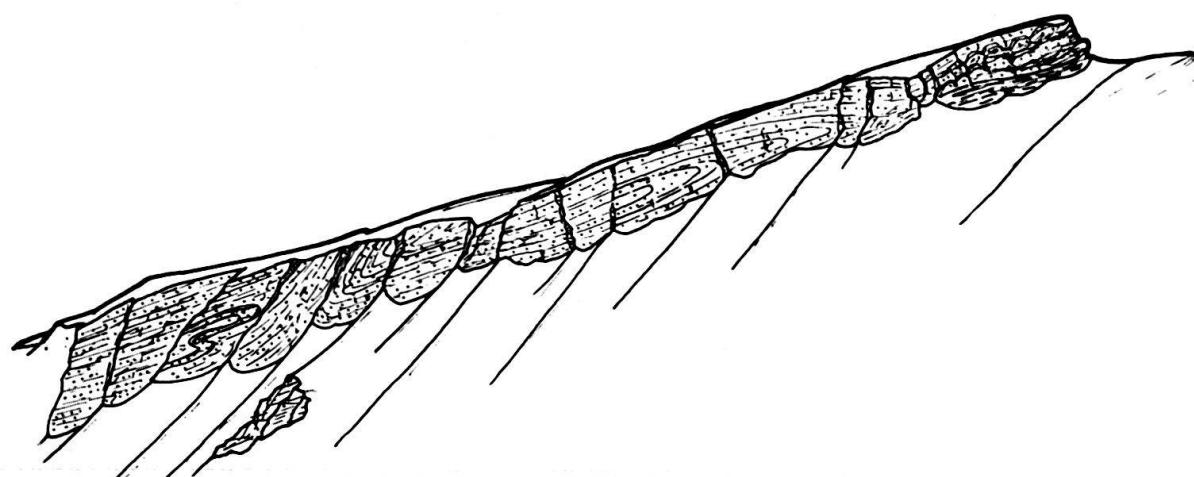
Über der Grenztrias folgen die schiefrigen Partien der Lugnezerschiefer.

Am Mutaun ist die Pianca-Schuppe nur etwa 70 m mächtig. Sie bildet eine einfache und normalliegende Serie, die über der Trias mit dem bläulichen Lias-Basisquarzit beginnt (2). Die untere Stgir-Serie wird charakterisiert durch Oolithe, Lumachellen (6 und 14) und Kalke, welche fragliche Korallen enthalten (6). Die einzelnen Bänke von massigen Quarziten und Sandkalken (18, 19, 21, 23) vertreten die – in der Scopi-Zone viel einheitlicher sandig ausgebildete – obere Stgir-Serie. Die einzelnen Bänke werden durch Kalk- und Tonschieferlagen von einander getrennt. Die Inferno-Serie enthält im obersten Teil eine sandige Einschaltung, die vermutlich mit den Riein-Schichten im Osten verglichen werden kann. Der einfache Bau der Pianca-Schuppe am Mutaun überrascht, da im Westen wie im Osten häufig Antiklinalstrukturen und Repetitionen innerhalb der Schuppe vorkommen.

c) Artg Diesrut

Die dreieckige, SE-fallende Platte des Artg Diesrut erscheint von weitem als einheitliche Schicht von Gesteinen der oberen Stgir-Serie. Die Steilabbrüche des E- und des S-Grates erweisen sich bei näherer Betrachtung als wesentlich komplizierter gebaut (Fig. 4). Die Schleppfalten der massigen Kalksandsteinbänke in der Schiefermasse der liegenden grauen Inferno-Serie zeugen von einer starken tektonischen Beanspruchung. Die Fossilien des Grenzniveaus zwischen Stgir- und Inferno-Serie sind im W-Grat, unmittelbar unterhalb des Gipfels zu finden. Sie sind jedoch meist bis zur Unkenntlichkeit ausgewalzt und gelängt. In den Klüften der Quarzite kann man häufig bis fingerdicke Bergkristalle entdecken.

E

Artg Diesrut W

N

Artg Diesrut

S

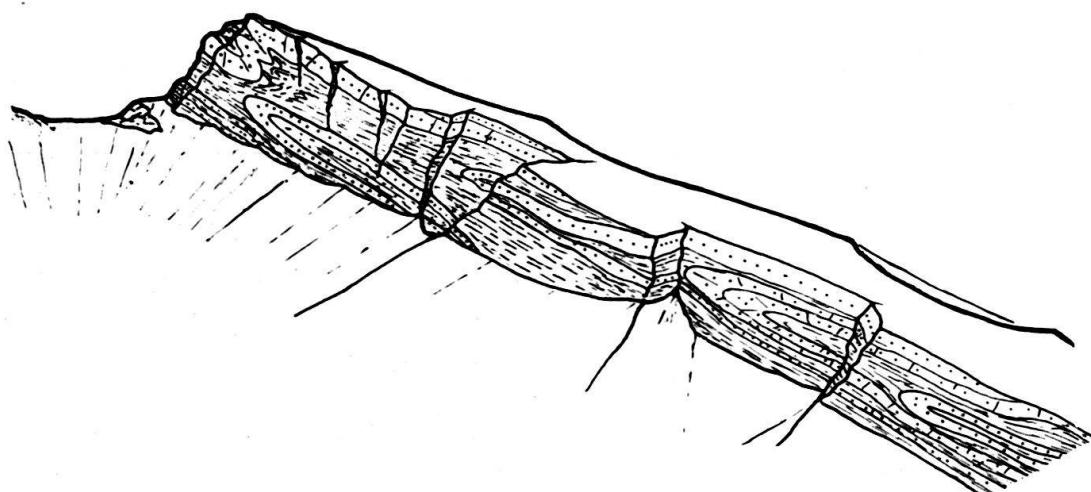


Fig. 4. Artg Diesrut

Schleppfalten von einzelnen Quarzitbänken der oberen Stgir-Serie (punktiert), Kalkschiefer der Inferno-Serie (Strichsignatur). Oben: E-Grat von der Alp Ramosa aus gesehen. Unten: S-Grat vom Pass Diesrut aus gesehen.

Vom Gipfel des Artg Diesrut geniesst man einen ausgezeichneten Einblick in die gesamte Tektonik des Untersuchungsgebietes. In der W-Wand des Piz de Vrin und im Sattel von Plaun de Cistagls (Fig. 3, S. 670) erkennt man die internen Komplikationen der Scopi-Zone. Gegen SW lässt sich in der Kette des Piz Zamuor und des Piz Stgir die ganze Schuppenzone verfolgen (Fig. 5). Die Triasziege sind, dank ihrer hellen Farbe, in den Abhängen der Alp Zamuor noch zu erkennen.

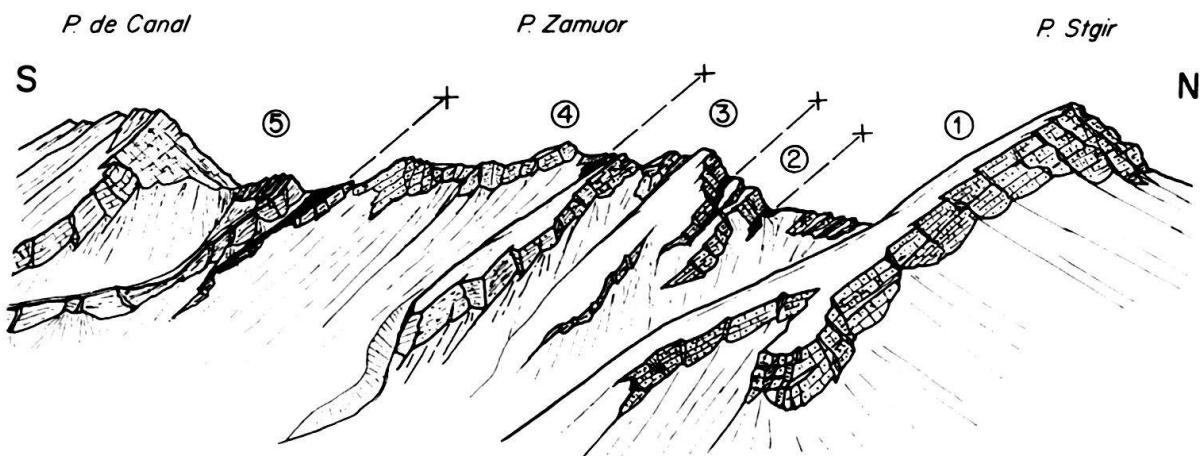


Fig. 5. Piz de Canal, Piz Zamuor und Piz Stgir vom Artg Diesrut aus gesehen. Legende siehe Fig. 1, S. 665.

Tektonische Einheiten: 1 Scopi-Zone; 2 Puzzatscher Schuppe; 3 Zamuor-Schuppe;
4 Pianca-Schuppe; 5 Lugnezerschiefer.

d) Der Verlauf der Schuppenzone im Gebiet von Vrin

In der Peidener Schuppenzone ist die Abtrennung der aus gleichen Gesteinen bestehenden Schuppen nur mit Hilfe der Triaslamellen möglich. Der nördlichste Triaszug lässt sich vom Piz Zamuor über Alp Diesrut und Artg Diesrut bis nach Puzzatsch verfolgen, dann verschwindet er unter der Sackung von Cons und Vrin und tritt erst am Ausgang der Val Seranastga wieder auf. Der zweite Triaszug verschwindet schon 2 km östlich vom Piz Zamuor. Der dritte Zug, der die Zamuor von der Pianca-Schuppe trennt, ist meistens am Fuss des Mutaun aufgeschlossen. Er pendelt von einem Ufer des Glenners zum andern. Genau östlich der Hütten der Alp Diesrut sind, an einem E-W verlaufenden Bruch, die nördlich liegenden Teile der Pianca-Schuppe gehoben worden. Am Bruchrand zeigt die Basis der Pianca-Schuppe eine linsenartige Ausquetschung von Quarziten der dreiteiligen Trias (Fig. 6). Das schmale Triasband verläuft parallel zum Glogn, bis es auf der Höhe von 1510 m, unterhalb Puzzatsch, das Bachbett quert und in den versackten Hängen von Cons verschwindet. Erst in den Steilhängen gegenüber Vrin taucht es wieder auf und zieht in der Höhe von 1400 m in die Val Seranastga hinein. Die Pianca-Schuppe und ihr Hangendes, die Grenztrias, steht hauptsächlich am rechten Ufer des Glogn an. Die besten Aufschlüsse bietet meist das Bachbett selbst. In den Hängen gegenüber von Vrin lässt sich die an Brüchen versetzte Trias gut verfolgen.

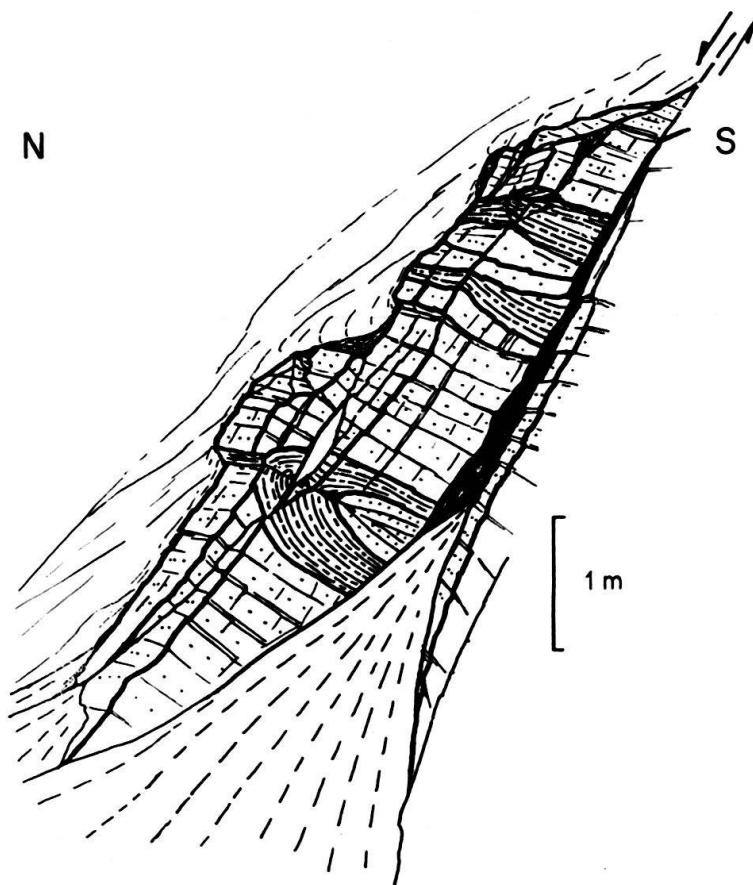


Fig. 6. Dreifach repeteierte Triaslamelle an der Grenze zwischen der Zamuor-Schuppe (unten) und der Pianca-Schuppe (oben). Nordhang des Mutaun, gegenüber Alp Diesrut. Sandkalke der Stgir-Serie: punktiert. Serizitphyllite der oberen Trias: Strichsignatur.

e) Piz de Vrin

Die SE-Flanke des Piz de Vrin ist zweigeteilt durch den tiefen Einschnitt der Val Tui, die einer Verwerfung folgt. Der westlichere Teil, die steilen Hänge oberhalb Puzzatsch, S. Giusep und Cons bestehen zum grössten Teil aus den anstehenden Schichtflächen der Stgir-Serie. Diese Hänge, mit Ausnahme der Alp Cuolm, neigen nicht zu Sackungen. Der NE-Teil, die flachen Hänge von Vrin und Vrin-Dado liegen auf Kalktionschiefern der Inferno-Serie und auf Tonschiefern der Coroi-Serie. Der Hauptteil dieses Gebietes besteht aus Sackungen, deren Abrisslinien oben an den steilen Gräten liegen und deren unteres Ende das linke Ufer des Glogn bildet. Einzelne Rippen von Kalkschiefern der Inferno-Serie ragen aus der langsam gleitenden Masse hervor (z. B. 250 m SW von Pt. 1965, Alp Dado).

Die ganze Masse dunkler Schiefer, die den Piz de Vrin aufbaut, liegt auf einer geringmächtigen autochthonen Trias. Die grosse Anhäufung von Quartenschiefern auf Plaun de Cistagls setzt sich gegen Osten nur in eine schmale Schuppe von Trias fort. Ihre letzten Ausläufer finden sich 50 m nördlich von Pt. 2362.

Die Trias in der Val Largia (Fig. 7, S. 689) besteht aus massigen Quarzitserien, die von A. FEHR zum quarzitischen Verrucano gerechnet werden. Die besten Aufschlüsse liegen in der Höhe von 1400 m, wo sich der Bach eine enge Schlucht in

die steilstehenden Quarzitplatten gegraben hat. Die Paragneise und die hellen Muskowitzgneise des Gotthard-Massivs enthalten in der unteren Val Largia, besonders in der Nähe der Trias, einige Amphibolitlinsen.

f) Val Seranastga und Val de Silgin

Über einen Weg, der auf der Höhe von 1400 m von Surin auf der rechten Talseite in die Val Seranastga hineinführt, ist die Pianca-Schuppe gut erreichbar. Die tieferen Schuppen sind nicht zugänglich. Die Scopi-Zone wird zu einem Teil von den diluvialen Schottern verdeckt (A. FEHR, 1956). Der Glogn, der zwischen Puzzatsch und Vrin im Streichen der Schuppenzone floss, quert beim Ausgang der Val Seranastga die Scopi-Zone und schneidet unterhalb Nussaus an einzelnen Stellen die autochthone Trias des Gotthard-Massivs an. Am linken Ufer sind stark tektonisierte Kontakte zwischen den Tonschiefern der Coroi-Serie und der karbonatischen Trias aufgeschlossen. 150 m unterhalb der Strassenbrücke zwischen Lumbrein und Surin ragt gegenüber der Trias auf dem rechten Ufer ein Sporn von Stgir-Serie in den Fluss hinaus. Unterhalb des Heuschobers stehen am Ufer Rippen von braunen Sandkalken, oolithischen Kalken und späten Kalksandsteinen mit einer eingeschalteten Tonschieferlamelle an. Im SE schliessen sich Tonschiefer der Coroi-Serie an. Bei diesem Aufschluss der Stgir-Serie handelt es sich um einen kleinen Rest des N-Schenkels der Scopi-Mulde, der sich auf der autochthonen Trias des Gotthard-Massivs erhalten hat.

In der Val de Silgin finden wir ein durchgehend begehbares Bachprofil durch das ganze Ultrahelvetikum (Profile A 5, B 5, C 5, D 5). Die Mündung des Tobels in den Glogn liegt ganz in den schwarzen Tonschiefern. In der Höhe von 1155 m zeigen sie eine intensive Verschuppung kleinen Maßstabes mit den darüberliegenden Kalkschiefern der Inferno-Serie. Die erste Steilstufe ist bedingt durch die westlichsten Ausläufer der Runcaleida-Schichten, vertreten durch einzelne Sandsteinbänke, die in graue, tonig-kalkige Schiefer eingelagert sind. In der darauf folgenden flachen Zone, neben den Ruinen einer Mühle, sind Kalkschiefer der unteren Inferno-Serie vorhanden.

Die folgenden massigen Quarzite und Sandkalke stellen die hier nicht sehr mächtig ausgebildete obere Stgir-Serie dar. Die untere Stgir-Serie ist zwischen 1210 m und 1215 m Höhe in einer rasch wechselnden Folge von dünnen Oolithbänken mit grauen Kalken und Kalkschiefern erkennbar. Die trennende Trias ist im Bachbett mit Schutt bedeckt, steht aber am Weg von Pruastg nach Silgin an.

Die Puzzatscher Schuppe (B 5) bildet den Steilhang unterhalb des Weges. Über einer gut gegliederten Stgir-Serie folgen die gebänderten Kalke bis Kalkschiefer der Inferno-Serie. Eine helle Sandkalk-Einschaltung, die eine kleine Steilstufe bildet, kann den Riein-Schichten zugeordnet werden. Der grosse, 10 m hohe Wasserfall unter dem Weg von Silgin nach Pruastg wird von einer lokalen Schuppe mit massigen Quarziten und kalkigen Sandsteinen der oberen Stgir-Serie gebildet. Der Weg quert den Bach auf der Höhe von 1260 m auf der Oberkante der Stgir-Serie, die von Inferno-Schiefern überlagert ist. Im Hintergrund

des kleinen Felskessels, unterhalb des zweiten mächtigen Wasserfalls, ist auf der linken Talseite ein dünner Triaszug vorhanden.

Die Zamuor-Schuppe (C 5), deren Synklinalstruktur wir bei Puzzatsch beobachten konnten, zeigt hier die gleiche Form. Der liegende, normale Schenkel der Mulde bildet den zweiten Wasserfall, der auf einem in den Fels gehauenen alten Weg am rechten Ufer überwunden werden kann. Die zum Teil gebänderte Inferno-Serie im Synklinalkern der Zamuor-Schuppe wird bald von einem geringmächtigen Quarzit der oberen Stgir-Serie abgeschlossen. Darüber liegen die dünnbankigen Sandsteine und die zahlreichen Oolithbänke der unteren Stgir-Serie. Ein schmales Triasband schliesst die Zamuor-Schuppe auf der Höhe von 1290 m ab.

Die folgende, 10 m dicke Schuppe besteht aus grauen Kalken und Kalkschiefern, wie sie in der unteren Stgir-Serie der Pianca-Schuppe zwischen den einzelnen Oolithbänken vorkommen. Durch einen dünnen Triaszug wird diese nur lokal entwickelte tektonische Einheit von der nächsten Schuppe abgetrennt.

In der Pianca-Schuppe (D 5) sind die sandig-kalkigen Einschaltungen in der Stgir-Serie spärlicher. Die einzelnen, braun anwitternden Bänke werden abgelöst durch mächtige Lagen von grauen Kalkschiefern mit seltenen, handbreiten Bänken von dolomitischen Oolithen. Der oberste Teil des Ultrahelvetikums wird durch den massigen blaugrauen Inferno-Kalk gebildet, der hier immer unter der Grenztrias liegt. Die 2,5 m mächtige Trias mit gelbem Dolomitgrus, Gips und Quartenschiefern schliesst das Profil auf der Höhe von 1325 m ab.

g) Lumbrein

Im Querschnitt von Lumbrein sind die älteren Elemente der Scopi-Zone und die Schuppen nur schwer zugänglich. Der Glenner umfliesst den anstehenden Sporn von Scopi-Zone, auf dem das Dorf steht, in einer tiefen Schlucht. Auf der Gegenseite ist in den einzelnen Runsen nur die Pianca-Schuppe zu verfolgen. Bei der Brücke von Pigniu (Pt. 986) werden die Steilstufen im Bachbett von den lagigen Sandkalken der Runcaleida-Schichten gebildet. Der Glogn fliest zwischen Lumbrein und Peidenbad mit kleinen Ausnahmen immer an der Front der riesigen Sackungsmassen des unteren Lugnez. Der gegenüberliegende Abhang wird durch die Schichtköpfe der anstehenden Stgir-Serie der Scopi-Zone gebildet, wobei unterhalb Schumials auch Triaszüge in den oberen Teilen der Felswand erscheinen.

h) Valserrhein

Der tief eingeschnittene Flusslauf des Valserrhein bietet ebenfalls ein ausserordentlich gutes Querprofil (D 6). Leider ist es nicht bei jedem Wasserstand zugänglich.

Zwischen Uors und Surcasti, beim Zusammenfluss von Glogn und Valserrhein, bildet die obere Stgir-Serie der Scopi-Zone markante Steilwände. Die Mündung selbst liegt jedoch in den Inferno-Kalkschiefern. Der Triaszug, der unterhalb Uors an der Strasse ansteht, quert den Fluss 400 m oberhalb der Strassenbrücke. In einigen sporadischen Aufschlüssen zeigt sich, wenig unterhalb der Trias, die untere Stgir-Serie.

In diesem Profil lassen sich nur zwei tektonische Einheiten eindeutig voneinander trennen. Die Pianca-Schuppe erscheint dafür weiter im Osten immer mächtiger und ist besonders im unteren Teil komplizierter gebaut, was andeutet, dass die basale Zone auch Teile von anderen Schuppen enthalten kann. Der einzige Triaszug dieses Profils bildet hier und weiter im E die Trennung und die stratigraphische Basis sowohl der verkehrten Scopi-Zone als auch der aufrechten Pianca-Schuppe. 1 km südlich der Brücke formen die braunen Kalksandsteine und Quarzite der oberen Stgir-Serie einen Engpass in der Schlucht. Darüber folgen in scharfem Gegensatz die blaugrauen massigen Kalke der Inferno-Serie, welche nach 6 m die Riein-Schichten, eine weissliche Bank eines Feldspat führenden Sandkalkes, enthalten. Nach weiteren 5 m von blauen bis schwarzen Kalkschiefern beenden 1,5 m schwarze Tonschiefer die ultrahelvetische Zone. Die Grenztrias besteht aus mächtigen Dolomitschiefern und grünen Chloritoidschiefern, die kleine Gerölle von dunklem Dolomit enthalten.

i) Peidenbad

Der Triaszug von Peidenbad an der Basis der Pianca-Schuppe ist 300 m westlich von Pt. 920 in Form einer 15 m dicken Dolomitlinse aufgeschlossen. Seine Verlängerung gegen NE wird bis zur Pitascher Säge (Pt. 795) mehrmals vom Fluss und von der Strasse angeschnitten. Der Triaszug quert die Val de Riein in der Höhe von 950 m, in der Nähe des kleinen Weges von Pitasch nach Galogn. Oberhalb der Strasse von Sevgein nach Riein verursacht er im Tobel östlich von Pt. 1109 auf der Höhe von 1140 m einen kleinen Wasserfall. Das Gipslager von Giera, welches von TARNUZZER (1918) beschrieben wurde, stellt zusammen mit dem Dolomitzug in der Höhe von 1400 m oberhalb Giera die Fortsetzung gegen Osten dar.

Die Val Uastg bietet in ihrem unteren Teil einen schönen Einblick in die untere Stgir-Serie der Pianca-Schuppe (Profil D 7). Die obere Stgir-Serie bildet einen hohen Wasserfall, der ein weiteres Vordringen bachaufwärts verunmöglicht. Der hintere Teil des Profiles mit der Inferno-Serie und den Riein-Schichten lässt sich von jenem Weg aus erreichen, der in die linke Tobelseite hineinführt. Die stark verschuppte Grenztrias führt Lagen einer Dolomitbreccie.

Die gleichen, typischen Profile durch die Pianca-Schuppe sind in der Val de Riein (D 9) und in der Val de Pitasch (D 8) anstehend. Jedesmal ist die obere Partie gut gliederbar, im Gegensatz zu der unteren Stgir-Serie, welche schiefriger entwickelt ist und daher zu Sackungen neigt. Die Riein-Schichten sind im oberen Teil der Val de Riein, unterhalb Plauns, am besten zugänglich. Sie führen dort grobe detritische Feldspäte und in einer Lage auch 2 cm grosse Quarzgerölle. Im Engpass, in dem der Bach die zwei je 4 m mächtigen Bänke der Riein-Schichten durchbricht, sind in einer groben Lage kreuzgeschichtete Partien zu sehen.

Der unterste Teil der Val de Riein (A 9) ist von der Valserstrasse aus leicht begehbar. Auf der Höhe von 790 m, mitten in der Inferno-Serie, sind zwei kleine Wasserfälle. Sie werden von den harten weisslichen Sandkalkbänken der Riein-Schichten in der Scopi-Zone gebildet. Weiter talaufwärts versperren die hohen Abbrüche der Stgir-Serie den Weg. Die obere Val de Riein wird vorteilhafter von Pitasch aus begangen.

j) Glogn-Profil

Der Durchbruch des Glogn durch die Scopi-Zone im Gebiet zwischen Peidenbad und Ilanz hat das vollständigste Querprofil geschaffen (A 10). Die besten Aufschlüsse liegen unmittelbar an der Strasse. NABHOLZ (1948a) veröffentlichte eine ausgezeichnete Beschreibung dieses Profiles.

Die untere Stgir-Serie, die «Serie mit unruhiger Sedimentation» von NABHOLZ, steht südlich der Pitascher Säge am Strassenrand an. Sie wird 120 m südlich von Pt. 795 durch den Peidener Triaszug begrenzt. Die «groben Sandkalke und Quarzite» von NABHOLZ entsprechen der oberen Stgir-Serie, wobei die Grenze zur unteren Stgir-Serie direkt hinter den Gebäuden der Pitascher Säge durchzieht. Die «Serie der mausgrauen Kalkschiefer» entspricht der unteren und mittleren Inferno-Serie, da über den Runcaleida-Schichten («Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer mit quarzitischen Tonschiefern» von NABHOLZ) nochmals – allerdings geringmächtige – Kalkschiefer anstehen. Die Riein-Schichten, die ebenfalls eine Einschaltung in die Inferno-Serie darstellen, sind in 2 kleinen Aufschlüssen an der Strasse zu sehen (600 m SW vom Ausgang der Val de Riein). Die Coroi-Tonschiefer («Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» von NABHOLZ) sind im frontalen Teil der Scopi-Zone, zwischen Prada und Ilanz, bis zu einer Mächtigkeit von 800 m angehäuft. Die Einschuppung von Trias am Fuss der Ruina Castelberg zeigt, dass hier beträchtliche Repetitionen vorhanden sein müssen. Oberhalb der steilen Felswand des Crap de Sevgein, die durch die obere Stgir-Serie gebildet wird, liegt die Terrasse von Riein – Darpinaus – Raveras und Dutjen. Die flachen Köpfe von Pt. 1572, Pt. 1619 und Pt. 1588,9 bestehen aus den Riein-Schichten und der Inferno-Serie im Dach der Pianca-Schuppe. Die bergwärts liegende Depressionszone mit Sumpfgebieten markiert die nur selten aufgeschlossene Grenztrias.

Die Morphologie der ganzen Schulter von Dutjen lässt vermuten, dass hier die komplex gebaute Pianca-Schuppe einige tektonische Komplikationen aufweist. Die Scopi-Zone, deren obere Stgir-Serie sich vom Crap de Sevgein bis in den Gierastein verfolgen lässt, taucht gegen NE stark axial ab und verschwindet bei Damunt unter den Schuttmassen des Flimser Bergsturzes. Besseren Einblick in die höheren tektonischen Zonen gewährt uns das Profil im Carreratobel.

k) Lumein

Direkt an der Strasse von Castrisch nach Valendas trifft man östlich von Pt. 715 Aufschlüsse von Ton- und Kalkschiefern, die eine massive spätige Kalkbank und Fetzen einer braun anwitternden Dolomitlage enthalten. Diese Aufschlüsse liegen tektonisch eindeutig tiefer (nördlicher) als die eigentliche Scopi-Zone. Es ist möglich, dass es sich um einen Rest des Nordschenkels der Scopi-Mulde handelt. Das Vorkommen von Dolomit erwähnt R. TRÜMPY (1949) in den oberen Cardinien-Schichten und in der mittleren Prodikamm-Serie des Glarner Lias. Es würde sich bei diesem Aufschluss um Äquivalente der unteren Stgir-Serie handeln.

I) Carreratobel

Das östlichste vollständige Profil durch die mesozoischen Sedimente am Ostrand des Gotthard-Massivs ist in der engen Schlucht des Carreratobels zu finden (D 11, E 11).

Profil durch die Giera-Schuppe im unteren Carreratobel. Profil E 11

Das Profil beginnt unter der Strassenbrücke zwischen Valendas und Carrera (Pt. 813) auf der Höhe von 800 m (Koord. 741800/183100). Es folgt dem Bach und endet bei der alten Brücke in einer Höhe von 850 m. Zur Umgehung der Wasserfälle benutzt man den verschütteten Weg auf der linken Talseite.

1. 3 m Grauer, flaseriger Sandkalk, braun gefleckt anwitternd, mit gröberen (\varnothing 1 mm) Lagen von Quarzit und mit vereinzelten Crinoidenresten. Bankung: 20–30 cm.
2. 8 m braun anwitternde, feingebänderte Sandkalke bis Quarzite mit grauem Bruch. Oft wechselnd mit dunkelgrauen Kalkschiefern und zum Teil auch mit sandigen Tonschiefern. Im obersten Teil einzelne oolithische und spätere Lagen.
3. 4 m blaue, spätere Kalke mit feinen, dolomitischen Fetzen, die kalkige Ooide enthalten. Einzelne Bänke bestehen aus Tonschiefern, die viele braune Sandlagen führen. Zuoberst liegt eine 5 cm mächtige Bank eines dunkelgrauen, dichten Dolomits, der braun verwittert. Unten hat es eine dünne Konglomeratlage mit Dolomitkomponenten.
4. 2 m braun-blau gebänderter, marmorisierter Kalk mit randlich dolomitisierten Ooiden, die zum Teil in Linsen angereichert sind. Crinoiden sind häufig.
5. 2 m blaugrauer, spätinger Kalk, massig, mit wenig dolomitischen Ooiden.
6. 2 m grauer, feinkörniger Kalk mit braungestreifter Anwitterung und dolomitisierten Ooiden, lagenweise etwas sandig.
7. 0,5 m blauschwarze, sandige Kalkschiefer mit seltenen Crinoiden.
8. 3,5 m stark wechselnde Serie von sandigen Tonschiefern und feinblätterigen Sandkalken mit massigen, braunen Bändern von Quarziten. Im oberen Teil eine dunkelblaue Kalkbank mit dolomitischen Ooiden und vielen Crinoiden.
9. 0,5 m dunkelgrauer, sandiger Kalkstein, feinkörnig, mit brauner Anwitterung.
10. 6 m Wechsellaagerung von harten, 50 cm mächtigen Bänken eines feinkörnigen, massigen, grauen Quarzites mit fein gebänderten Kalksandsteinen, die oft einzelne Tonschieferlagen enthalten.
11. 12 m Wasserfall, gebildet durch massive, 1 m mächtige Bänke von grauem Quarzit und von weißlichen Kalksandsteinen mit einzelnen Crinoiden.
12. 50 m graublaue Kalkschiefer der Inferno-Serie mit einzelnen Schuppen von schwarzen Tonschiefern.
13. 6 m massiger, weißer Kalksandstein bis Quarzit mit Resten von Crinoiden und Muscheln. In der obersten Partie sind Tonfetzen und Linsen von größerem Sand vorhanden. Ein schlecht erhaltener Querschnitt eines Belemniten konnte gefunden werden. (Riein-Schichten).
14. gebänderte, graue Kalkschiefer der Inferno-Serie.

In der Giera-Schuppe besteht die untere Stgir-Serie aus Kalkschiefern und Sandkalken, die häufig Oolithe führen. Neben einer dünnen Konglomeratlage und einer Dolomitbank treten vorwiegend spätere Kalke auf (3, 8). Bei den Schichten (10) und (11) handelt es sich um obere Stgir-Serie. Die Giera-Schuppe liegt daher aufrecht und könnte als östliche Fortsetzung der Puzzatscher Schuppe betrachtet werden. Die Kalksandsteine (13) gleichen auffallend den Riein-Schichten, obwohl sie keine detritischen Feldspäte aufweisen.

Die Entwicklung der Stgir-Serie erinnert in der Giera-Schuppe einerseits an die Scopi-Zone, anderseits an die Pianca-Schuppe. Die Mächtigkeit der massigen Quarzite ist in der Scopi-Zone stets grösser, in der Pianca-Schuppe geringer als in diesem Profil. Die Oolithe treten in der Scopi-Zone nur in der unteren Stgir-Serie auf, während sie in der Pianca-Schuppe in der ganzen Stgir-Serie vorkommen. In diesem Profil finden sie sich noch in der Schicht (8). Die Giera-Schuppe nimmt auch faziell eine Zwischenstellung zwischen der Pianca-Schuppe und der Scopi-Zone ein.

Aus diesen Gründen wurden die östlichen Elemente zwischen der Scopi-Zone und der Pianca-Schuppe als Giera-Schuppe zusammengefasst. Diese tektonische Einheit hat eine ähnliche Stellung wie die Puzzatscher und die Zamuor-Schuppe weiter im Westen.

Die eintönige Kalkschiefer-Serie setzt sich tobelaufwärts weiter fort und enthält nur einzelne Einlagerungen von schwarzen Tonschiefern. In der Höhe von 930 m treten in den gebänderten grauen Kalken plötzlich feinsandige Einschaltungen auf. Kurz darauf erscheinen einzelne Bänke eines massigen Kalkes mit dolomitisierten Ooiden und Crinoidenresten. Eine Sandkalkbank bildet einen 5 m hohen Wasserfall, den man am linken Abhang mit Hilfe eines Drahtseiles umsteigen kann. Auf der Höhe von 980 m ist die Schlucht so eng, dass ein weiteres Vordringen unmöglich wird. Die Fortsetzung des Profils (D 11) erreicht man durch das Tobel absteigend, ausgehend vom Weg zwischen Türisch und Brün. Leider ist ein etwa 200 m langer Teil der Schlucht unzugänglich.

Profil durch die Pianca-Schuppe im oberen Carreratobel. Profil D 11

Beginn im Carreratobel, auf der Höhe von 1030 m bei einer dünnen Triaslamelle (Koord. 742125/182050). Das Profil folgt dem Bach bis in die Höhe von 1060 m, wo der Dolomit der Grenztrias eine Steilstufe bildet.

1. 0,1 m Trias, vertreten durch grüne Quartenschiefer.
2. 2 m graue Kalkschiefer mit zwei dünnen Lagen von weissen, feinkörnigen Quarziten.
3. 1 m schwarze Tonschiefer mit braun anwitternden, feinkörnigen Sandlagen.
4. 1 m stark verschieferter, feinkörniger, grauer Quarzit mit bräunlicher Anwitterung.
5. 4 m graublaue, gebankte Kalke mit einzelnen Lagen von dolomitisierten Ooiden.
6. 1 m graublauer, gebankter Kalk mit Crinoidenresten und Lagen eines braun anwitternden Quarzites.
7. 4 m graue, gut gebankte Kalke.
8. 1 m graubraune, fein gebänderte Sandkalke mit Pyrit und schwarzen Tonhäuten.
9. 3 m schwarze Tonschiefer mit braunen Sandlinsen.
10. 1 m graue Kalkschiefer.
11. 12 m Wechsel von dunklen, schwach kalkigen Tonschiefern, die mit braunen Sandlinsen durchsetzt sind, mit braun anwitternden Bänken von Sandkalk.
12. 7 m graue Kalktonschiefer mit einzelnen massigen, bis 50 cm mächtigen Bänken eines dichten, blaugrauen Kalkes. Im unteren Teil treten dünne Einlagerungen von knorriegen, braunen Sandkalken auf.
13. 4 m massige, dunkelgraublaue, oolithische Kalke mit vielen Crinoiden und einzelnen Schalentrümmern. Die Ooide sind randlich dolomitisiert. Zwischen den Kalkbänken liegen Kalkschiefer.
14. 0,1 m hellgrau anwitternde Bank des oolithischen Kalkes von (13), bei dem die dolomitisierten Ooide in Nestern angeordnet sind.
15. 8 m massive Bänke von spätigen, blaugrauen Kalken, die häufig dolomitisierte Ooide führen. Dazwischen Kalkschiefer.

16. 12 m graue Kalke und Kalkschiefer. Im oberen Teil geringmächtige, feinsandige Einschaltungen (Inferno-Serie).
 17. 15 m Trias, bestehend aus Dolomit, der als massiger Block einen Wasserfall bildet, und dünnen randlichen Zonen von Rauhwacke und Quartenschiefer.

Die untere und die obere Stgir-Serie können in diesem Profil nicht mehr getrennt werden, da die häufigen oolithischen Kalke nicht auf die untere Stgir-Serie beschränkt sind. Sie wechseln mit den feinen, sandigen Einschaltungen der oberen Stgir-Serie. Einzig die grauen Kalke und Kalkschiefer der Inferno-Serie sind Anzeichen für eine aufrechte Lagerung der ganzen Schuppe. Die Fazies der Stgir-Serie ist kalkig. Die sandigen Einschaltungen sind beschränkt auf einzelne Horizonte. Auffallend ist die ähnliche Ausbildung der Stgir- und der Inferno-Serie in diesem Teil der Pianca-Schuppe. Das Ablagerungsgebiet dieser Sedimente dürfte am weitesten im Südosten des hier untersuchten ultrahelveticischen Raumes gelegen haben.

Die Grenztrias zieht von Dutjen durch das hintere Carreratobel bis nach Brün. 200 m südlich von Versam ist sie in einem Anriss oberhalb der Strasse nach Safien aufgeschlossen. Das östlichste Auftreten der Grenztrias wurde von KOPP (1925) bei Sigl Ault beschrieben.

m) Versam (unteres Safiental)

Der «Bündnerschiefersporn der Versamer Brücke» (Pt. 731) wurde schon von verschiedenen Autoren beschrieben (HEIM, 1891; AMPFERER, 1934; NABHOLZ, 1948 a). NABHOLZ (1948 a) vergleicht die anstehenden Schichten mit der «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern», also mit den Runcaleida-Schichten des Glogn-Profiles (A 10). Der Aufschluss (Profil E 12) zeigt im unteren Teil späte Kalke mit Echinodermen-trümmern und Oolithe der Stgir-Serie. Im nördlichsten Teil konnte ich kleine, korallenähnliche Querschnitte in den blauen Kalken feststellen. Die südlichsten Schichtplatten der Sandkalke führen grosse Belemniten und werden im Süden von graublauen Kalkschiefern der Inferno-Serie überlagert.

Die tektonische Stellung ist am besten mit derjenigen des Profiles am unteren Ausgang des Carreratobels zu vergleichen. Die beiden Profile gehören der Giera-Schuppe an, die in aufrechter Lage zwischen der Scopi-Zone und der Pianca-Schuppe liegt. Sie kann auch faziell zwischen diese beiden Einheiten eingeordnet werden.

n) Die basalen Lugnezerschiefer im Carreratobel und im Safiental

Im oberen Carreratobel finden wir über der Grenztrias Kalkschiefer und gut gebankte Kalke, die nach KOPP (1925) zu den unteren Lugnezerschiefern zu zählen sind. Sie enthalten neben vielen Kalk- und Tonschiefern mit feinen Sandlagen eine Serie von reinen schwarzen Tonschiefern, die einige nur 1 cm mächtige schwarze Dolomitbänder führen. Diese Serie ist mindestens vierfach mit der Trias verschuppt. 50 m oberhalb des Weges von Türisch nach Brün steht auf der rechten Talseite eine 50 cm mächtige Lage einer Dolomitbreccie an. Die stark deformierten Komponenten bestehen aus grauschwarzem Dolomit und aus Quarz.

Tabelle 1.
VERZEICHNIS DER DETAILPROFILE DURCH DEN ULTRAHELVETISCHEN LIAS ZWISCHEN PLAUN LA GREINA UND VERSAM

Nr.	Koord.	Höhe	Verlauf des Profils	Aufgeschlossene Serien	Tekton. Lage
Region Canal					
C 1	721000/164100	2420–2510 m	Auf der N-Seite des Canal-E-Baches	unt. + ob. Stgir, Inferno ? aufrecht	
D 1	721050/164025	2420–2510 m	Auf der N-Seite der Verwerfung nach E	Stgir + Inferno	aufrecht
Region Zamuar					
A 2	721225/164950	2560–2300 m	Abhang gegen Plaun la Greina	Stgir, Inferno + Coroi	verkehrt
B 2 (S. 665)	721225/164950	2560–2610 m	Im Couloir bergwärts gegen E	unt. + ob. Stgir	aufrecht
C 2	721270/164940	2610–2715 m	bis zur Scharte und weiter gegen S	Stgir + wenig Inferno	aufrecht
Region Artg Diesrut					
A 3	723750/166500	2060–2070 m	Am Fuss der Felsen gegen N	ob. + unt. Stgir	verkehrt
D 3	723575/165340	1830–1910 m	Bachaufwärts bis zur Grenztrias	Stgir + Inferno	aufrecht
Region Puzzatsch					
A 4 (S. 671)	724450/166700	1660–2100 m	Am Fuss der Felswand bachaufwärts gegen N	Stgir, Inferno + Coroi	verkehrt
B 4	724450/166700	1660–1600 m	Bachabwärts gegen SE	unt. + ob. Stgir	aufrecht
C 4 (S. 673)	725000/166350	1600–1520 m	Hangabwärts, über den Weg bis ins Bachbett	unt. + ob. Stgir + Inferno	Synklinale
D 4 (S. 674)	725000/166350	1600–1700 m	In der Runse aufwärts gegen die Grenztrias	Stgir + Inferno	aufrecht
Region Val de Silgin					
A 5	729400/170700	1135–1215 m	Bachaufwärts gegen S	Coroi, Inferno, Runcaleida, Stgir	verkehrt
B 5	729700/170150	1215–1260 m	Fortsætzung bis zum Weg	Stgir, Inferno + Riein ?	aufrecht
C 5		1260–1290 m	Bachaufwärts, vom Weg aus	Stgir + Inferno	Synklinale
D 5		1295–1325 m	Fortsætzung bachaufwärts bis zur Grenztrias	Stgir + Inferno	aufrecht

Tabelle 1. (Fortsetzung)

Nr.	Koord.	Höhe	Verlauf des Profils	Aufgeschlossene Serien	Tekton. Lage
Region Valserrhein					
D 6	733300/173250	870– 880 m	Am Flussufer gegen S	Stgir, Inferno + Riein	aufrecht
Region Val Uastg					
D 7	734700/175500	815– 870 m	Im Bachbett tobelaufwärts	Stgir, Inferno + Riein	aufrecht
Region Val de Pitasch					
D 8	735400/176750	800– 920 m	Im Bachbett tobelaufwärts	Stgir, Inferno + Riein	aufrecht
Region Val de Riein					
A 9	736150/177700	800 m	Harte Steilstufe im Bachbett	Riein	verkehrt
D 9	736500/177600	880–1000 m	In der Val de Riein, bachaufwärts	Stgir, Inferno + Riein	aufrecht
Region Gloggn					
A 10	736000/180150	930–1120 m	An der Strasse von Segein nach Riein nach S	Coroi, Inferno, Riein, Runcaleida + Stgir	verkehrt
A 10	735700/179900	728– 795 m	Strasse von Ilanz nach Peidenbad zwischen Glognbrücke und Pitascher Säge	Coroi, Inferno, Riein, Runcaleida + Stgir	verkehrt
Region Carreratobel					
D 11	741300/181900	1220–1380 m	Von der Brücke aufwärts durch das Dutjer Tobel bis zur Grenztrias	Stgir, Inferno + Riein	aufrecht
D 11 (S. 684) E 11 (S. 683)	742125/182050	1030–1060 m	Im Bachbett nach S	Stgir und Inferno	aufrecht
	741800/183100	800– 850 m	Von der Brücke aus durch das Carreratobel hinansteigend	Stgir, Inferno + Riein	aufrecht
Region Versamertobel					
E 12	745250/184650	660– 700 m	Im Bachbett unter der Versamer Brücke	Stgir und Inferno	aufrecht

Die eintönigen Kalkschiefer mit gelegentlichen sandigen Einschaltungen beherrschen das Bild bis in die Höhe von 1200 m. Dort beginnen bei der Verzweigung des Tales die grobbankigen gefleckten Sandkalke, die mit Tüpfelschiefern verglichen werden können.

Im untersten Safiental treten die anstehenden unteren Lugnezerschiefer nur sporadisch aus der Masse des Flimser Bergsturzes hervor. Im untersten Runggtobel, 100 m SW von Pt. 703, erscheint die gleiche Dolomitbreccie wie im oberen Carreratobel in einer Mächtigkeit von etwa 1 m. In den darunterliegenden Sandsteinen sind bis 10 mm grosse Komponenten des gleichen Dolomits enthalten. Die liegende Serie ist die gleiche wie im Carreratobel. Leider ist die Grenztrias nicht aufgeschlossen. Doch sind in der versackten Masse des Gehängeschuttes Triasbrocken festzustellen.

Ob diese basalen schiefrigen Lugnezerschiefer direkt mit denjenigen im Profil am Piz de Canal verbunden werden können, bleibt noch offen.

Stratigraphie

A. STRATIGRAPHIE DER TRIAS

In der Trias können wir von oben nach unten lithologisch folgende drei Serien unterscheiden:

Phyllitische Trias: 10–100 m (Quarten-Serie)	grüne Serizitphyllite weisse Quarzite der oberen Trias gelbe Dolomitschiefer
Karbonatische Trias: 25–50 m (Röti-Serie)	obere, graue Dolomite Rauhwacken untere, gelbe Dolomite
Quarzitische Trias: 5–20 m (Melser Serie)	Trias-Quarzite Trias-Basisarkose

Da die Ausbildung der Trias am Südrand des Gotthard-Massivs noch durchaus helvetischen Charakter trägt, benützen wir die in den Glarner Alpen gebräuchliche Einteilung (BRUNNSCHWEILER, 1948).

Erläuterungen zu Fig. 7.

Folgende vier Triasprofile sind auf Fig. 7 abgebildet:

Pass Diesrut: Koord. 720750/165950/2210. – Das Profil verläuft in östlicher Richtung bis gegen den Bach und folgt dem Bachbett aufwärts bis zu Pt. 2428 (Passhöhe).

Alp Ramosa: Koord. 722750/167250/2000. – Das Profil folgt dem Bach in südlicher Richtung und erreicht die schwarzen Schiefer der Coroi-Serie in einer Höhe von 2150 m (S. 669).

Plaun de Cistagls: Koord. 722700/168500/2450. – Das Profil führt gegen Osten, entlang dem W-Grat des Piz de Vrin.

Val Largia: Koord. 727000/169750/1400. – Die basale Trias und das Kristallin ist im Bachbett gut aufgeschlossen. Die höheren Glieder finden sich in der S-Flanke des Tales bei Koord. 726600/169700/1520.

Die weiter östlich gelegenen Profile sind in der Literatur beschrieben worden:

Lumbrein: W. K. NABHOLZ (1948a, S. 252) und A. FEHR (1956, S. 444).

Ilanz: W. K. NABHOLZ (1948a, S. 253).

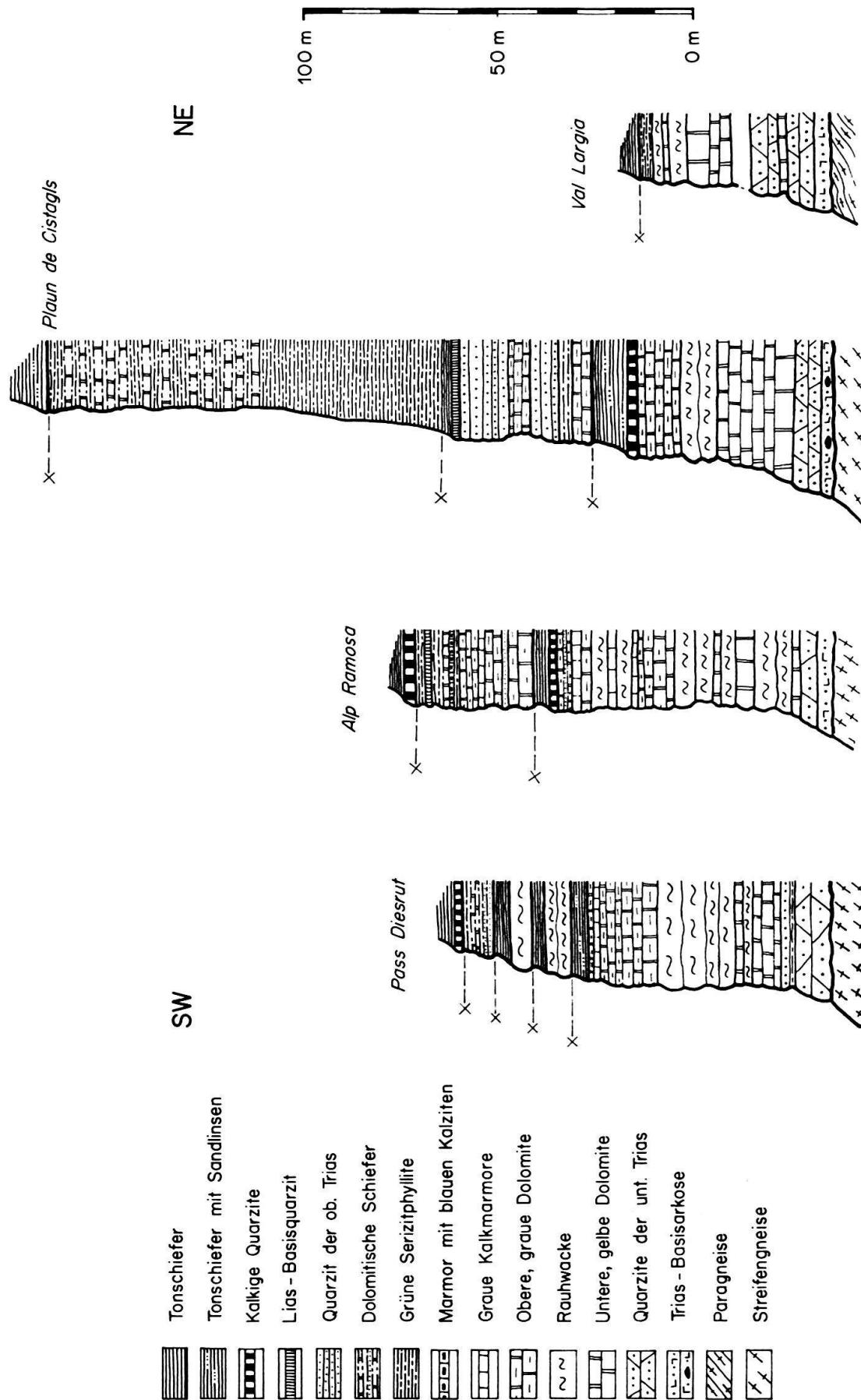


Fig. 7. Lithologische Profile durch die autochthone Trias des Gotthard-Massivs zwischen Plaun la. Greina und Val Largia.

Tektonisch trennt man die autochthonen Triasgebiete, die zwischen dem Kristallin des Gotthard-Massivs und der parautochthonen Scopi-Zone liegen, von den Triaslamellen der Peidener Züge und der Grenztrias.

Die autochthone Trias des Gotthard-Massivs transgrediert direkt auf das Kristallin. Von Sta. Maria am Lukmanier bis in die Val Camada tritt die Trias nur sporadisch auf. Mächtiger wird sie erst am Greinapass, wo sie den Talboden des Plaun la Greina bildet. Sie zieht über Muot la Greina, Pass Diesrut, Piz Tgietschen in das Gebiet der Alp Ramosa, wo sie unter den Moränen und Sakkungen verschwindet. Bei Plaun de Cistagls, am Westgrat des Piz de Vrin, ist sie in komplizierter Lagerung stark angehäuft. Im Nordhang des Piz de Vrin und in der unteren Val Largia ist die Mächtigkeit wieder geringer. Zwischen Nussaus und Lumbrein bilden Triasreste einzelne Vorsprünge auf der kristallinen Talflanke des Lugnez. In der Val de Mulin, bei Lumbrein (W. K. NABHOLZ, 1948a, S. 252) sind die östlichsten Aufschlüsse der autochthonen Trias im Lugnez. Die östliche Fortsetzung liegt unter der Schiefermasse des Mundaun und erscheint zum letztenmal bei Ilanz am Ufer des Glogn (NABHOLZ, 1948a, S. 253).

1. Die quarzitische Trias

Die Trias-Basisarkose (= Quarzitischer Verrucano von FEHR)

A. FEHR (1956) bezeichnete als «Quarzitischen Verrucano» Gesteine, die gegen oben in sicheren Trias-Quarzit übergehen. Trotzdem zählt er sie zur unteren Trias und trennt sie scharf vom Ilanzer Verrucano. Da der «Quarzitische Verrucano» sicher noch zur Trias gehört, ziehen wir den Namen Trias-Basisarkose vor.

Die Trias-Basisarkose besteht aus massigen Bänken einer grünlichen Arkose (bis Subarkose) mit Tonfetzen und einzelnen Konglomeratlagen. Sie enthält bis zu 30% Mikroklin. Einzelne Quarzgerölle sind violett, amethystfarben gefärbt. Die Komponenten, speziell die Feldspäte, sind schlecht gerundet. Die Korngrösse variiert stark. Innerhalb der einzelnen Konglomeratlagen trifft man faustgroße Quarzknollen. Bei Plaun de Cistagls treten an einer schwer zugänglichen Stelle einzelne grössere Gerölle eines dunklen, nicht näher bestimmbarer Gesteins auf. Die Sortierung der Komponenten ist schlecht. Deltaschichtung, wie sie in den hangenden Quarziten auftritt, ist selten.

Der Kontakt mit den liegenden Augengneisen ist scharf. Die gleichen Kalifeldspäte bilden die Augen der Gneise und die Gerölle in den tieferen mikroklinreichen Lagen der Arkose. (Diese Erscheinung hat z. B. PERRIN und ROUBAULT (1941) dazu verleitet, eine «alpine Metamorphose» der helvetisch-autochthonen Trias zu postulieren!).

Die Mächtigkeit der Basisarkose variiert sehr stark. Am Piz Tgietschen misst sie nur 0,5 m, im Gegensatz zum Profil in der unteren Val Largia, wo mehrere bis 2 m mächtige Bänke durch handbreite Lagen von hellgrünen Phylliten unterteilt werden. Bei Lumbrein beträgt die Mächtigkeit 10 m, so dass wir eine Mächtigkeitszunahme von W gegen E haben. U. Büchi (1946) hat am Muot la Greina Rinnenfüllungen innerhalb der basalen Trias beschrieben, was die Mächtigkeitschwankungen in diesem Gebiet erklären kann. Weiter im Westen ist die Basisarkose nicht mehr durchgehend entwickelt.

Die Grenze zu den darüberliegenden helleren Trias-Quarziten ist nicht scharf. Häufig treten am Übergang gröbere Konglomeratlagen auf.

Die Trias-Basisarkose stellt das wenig transportierte Verwitterungsprodukt des kristallinen Untergrundes dar. Mit einer Winkeldiskordanz transgredieren die massigen, wenig geklüfteten Bänke direkt auf die grob geschieferten Augengneise des Gotthard-Massivs. Die Basisarkose kann nicht scharf vom Trias-Quarzit getrennt werden; sie kann daher nur wenig älter sein als dieser.

Sie kann vielleicht mit den basalen Konglomeraten der Trias im südlichsten helvetischen Gebiet verglichen werden (BRUNNSCHWEILER, 1948, S. 83). Hingegen ist sie ganz anders entwickelt als der Ilanzer Verrucano, der im Untersuchungsgebiet gar nicht auftritt. Der spärlich vorhandene Verrucano auf der Südseite des Gotthard-Massivs, am Scopi, führt nach H. M. HUBER (1943) nur Quarzgerölle und keinen Feldspat. Ausserdem ist die Grenze zu den Trias-Quarziten unscharf, so dass ich die Basisarkose als älteste Triasbildung am Südrand des Gotthard-Massivs betrachte.

Die Trias-Quarzite

Die grünliche Basisarkose geht gegen oben, durch Abnahme der Korngrösse und des Gehaltes an Feldspat, in einen weissen, gut gebankten Quarzit über. Da er lagenweise reicher an Mikroklin ist, kann man ihn auch als Subarkose bezeichnen. Die Rundung der Komponenten ist besser, die Sortierung gut, und in den einzelnen Bänken lassen sich Schrägschichtungen beobachten. Die Grenze zur Basisarkose ist meistens unscharf. Die groben konglomeratischen Lagen, die im Gebiet zwischen Piz Tgietschen und Alp Ramosa mit Hämatit vererzt sind, können als lokales Grenzniveau betrachtet werden. In der Val Largia tritt im oberen Teil des Quarzites ein schmales Dolomitband auf. An verschiedenen Stellen kann man dünne Lagen von grünen Serizitphylliten beobachten. Die Quarzitbänke werden gegen oben etwas geringer mächtig. Der Kontakt mit den Dolomiten ist an den meisten Stellen scharf; an anderen Orten treten an dieser Stelle Wechsellagerungen auf. Die Trias-Quarzite zeigen gute Sortierung, gute Schichtung und Deltaschichtung. Es handelt sich daher um landnahe aquatische Sedimente, die bereits einen längeren Transportweg aufweisen als die Basisarkose.

Die Quarzite lassen sich am besten mit der Melser Serie der helvetischen Decken vergleichen. Wenn der «grüne, grobe Sandstein mit roten Quarzen» von BRUNNSCHWEILER (1948, Taf. II, Profil 67 und S. 85) ein Äquivalent der Basisarkose darstellt, so würden die Trias-Quarzite nur dem oberen Teil der Melser Serie entsprechen.

Dünnenschliffbeschreibung

242. TRIAS-BASISARKOSE

(= Quarzitischer Verrucano, FEHR, 1956, S. 439). Profil Alp Ramosa (2), S. 669

Blastopsammitische Arkose bis Subarkose

In einer stark verschieferten Grundmasse von Quarz und Serizit stecken schlecht gerundete Gerölle von Quarz und Mikroklin. Die Grösse der Komponenten variiert von 1 bis 5 mm. In einzelnen Lagen kommen auch gröbere Quarzkomponenten vor. Der Quarz ist oft zerbrochen und die Bruchstücke löschen stark undulös aus, doch sind die hauptsächlichen Spuren einer frühen Kataklase durch eine spätere Blastese des Quarzes wieder verwischt worden. Bei den

Feldspäten überwiegen die Mikrokline. Sie sind unzersetzt und weisen häufig noch einen frischen Rand von optisch etwas anders orientiertem Material auf. Schriftgranitische Entmischungsformen treten vereinzelt auf. Seltener sind Karlsbader-Zwillinge, die stark verwittert sind und Relikte darstellen.

Die Grundmasse besteht aus Quarz und Serizit und ist stark verschiefert. Im Druckschatten der groben detritischen Körner ist der Serizit ungeregelt und bildet ein sperriges Gefüge. FEHR beschreibt, dass er selbst in den intensiv grünen schieferigen Lagen keinen Chlorit gefunden habe. Dafür trete häufig Phengit an die Stelle von Muskowit.

Die violette Färbung der Quarzkomponenten ist im Dünnschliff nicht sichtbar. An Nebengemengteilen treten Magnetit, Apatit und Zirkon auf.

2. Die karbonatische Mitteltrias: Dolomite und Rauhwacken

Wir unterscheiden: Die grauen oberen Dolomite

Die Rauhwacken

Die gelben unteren Dolomite.

Die gelben unteren Dolomite zeigen an der Basis ein dünnes, kalkiges Band. Der Hauptteil wird durch massive, feinkörnige Primär(?) -Dolomite gebildet, die nach BRUNNSCHWEILER als Folge ihres Eisengehaltes eine gelb-bräunliche Anwitterung haben. Im unteren Teil wechseln dünne Serizitphyllite mit den vorerst noch mächtigen Dolomitbänken. Die Wechsellagerung mit den hangenden Rauhwacken ist sehr unterschiedlich ausgebildet, da die Mächtigkeit der gelben unteren Dolomite stark variiert.

Die Rauhwacken sind in ihrer Ausbildung und Mächtigkeit sehr verschiedenen. Sie wechseln häufig mit massigen Bänken von gelbem Dolomit und im oberen Teil mit einzelnen Lagen von grauen Kalken. Einzelne Horizonte mit Trümmer-Rauhwacke treten auf. Die Komponenten, meistens hellgraue Dolomite, wittern rascher aus der Grundmasse heraus und verleihen so dem Gestein ein löcheriges Aussehen. Gips tritt in einzelnen Linsen auf und wurde an verschiedenen Stellen gefunden, nämlich in Giera (C. TARNUZZER, 1918), Lumbrein (A. FEHR, 1956) und in der Val Seranastga. Bei der starken tektonischen Bearbeitung der Trias wirkt der Anhydrit als plastische, der Dolomit hingegen als resistente Masse. Die beiden Materialien wurden bei der alpinen Orogenese intensiv miteinander vermischt und ergeben an der Oberfläche beim Zutritt von Wasser das wechselvolle Bild der Rauhwacken mit Trümmer-Rauhwacken und einzelnen Gipslinsen (W. BRÜCKNER, 1941).

Die grauen oberen Dolomite sind in der Scopi-Zone am besten beim Greinapass zu finden (J. D. FREY in A. BAUMER et al., 1961). In den Schuppen können sie ebenfalls grössere Linsen bilden, wie z. B. im oberen Carreratobel (Profil D 11 (17)). Oft beginnen die grauen oberen Dolomite mit einer basalen massigen Bank. Darüber folgen noch einige Lagen von Rauhwacke. Im oberen Teil sind häufig graue Kalkmarmore zwischen den Dolomiten eingelagert. Die Obergrenze ist durch das Auftreten der grünen Phyllite (Quartenschiefer) und der Quarzite gekennzeichnet.

Der Vergleich mit der karbonatischen Trias des Helvetikums (BRUNNSCHWEILER, 1948) ergibt folgende Korrelation:

Die unteren und die oberen Dolomite lassen sich gut mit den entsprechenden Elementen der Röti-Serie parallelisieren. Die grauen Kalkmarmore im obersten

Teil haben dabei eine ähnliche Stellung wie der Guscha-Kalk. Zwischen den beiden Dolomitzonen steht in stark schwankender Mächtigkeit die Rauhwacke an. Ihr Auftreten ist so verbreitet, dass nur ein Vergleich mit der «Südostfazies der Dolomitgruppe» in Betracht kommt. In der karbonatischen wie in der phyllitischen Trias kann die Detailgliederung nicht direkt mit dem Helvetikum verglichen werden, da sich in den plastischen Massen starke tektonische Störungen einstellen. Es ist schwierig zu beurteilen, ob die verschiedene Ausbildung auf die primären Sedimentationsverhältnisse, auf tektonische Reduktion oder auf Anhäufung zurückzuführen ist.

Dünnschliffbeschreibungen

249. GRAUER KALK MIT GRAUEN DOLOMITLINSEN Profil Alp Ramosa (19), S. 669

Der Dolomit (Korngrösse 0,4 mm) besteht aus isometrischen Körnern, die mit welliger, pigmentierter Begrenzungslinie eine Mosaikstruktur bilden. Das einzelne Korn wird bräunlich trübe, da es kleine braune Körner enthält. Der Quarz sitzt in Form von Nestern und einzelnen Körnern zwischen den Dolomitaggregaten. Er macht aber höchstens 5% der Gesamtmasse aus. Muskowit tritt nur in vereinzelten Individuen auf, die streng parallel der Schieferung eingeregelt sind. Der Kalzit bildet nur Kluftfüllungen. Die handbreiten Dolomitlagen wechseln mit einem grauen feinkörnigen Kalk.

250. GRAUER KALKMARMOR, WECHSELND MIT GRAUEN DOLOMITEN Profil Alp Ramosa (19), S. 669

Der Kalzit, der 95% des Gesteins ausmacht, bildet eine Mosaikstruktur. Die schwach geschieerten Individuen haben eine Grösse von 0,3 mm. Sie enthalten noch viele kleinste, bräunliche Körner von Dolomit (?). In einzelnen Nestern kommt Quarz in kleinen (\varnothing 0,02 mm) isometrischen Körnern vor. Er ist unzerbrochen und löscht nicht undulös aus. Entlang von vereinzelten kurzen Schieferungsflächen tritt Serizit auf. Häufig sind die sonst seltenen Erzkörper und die Pigmentpartikel in diesen Zonen angereichert.

247. BLAUE, GROBKRISTALLINE KALKE DER OBEREN TRIAS Profil Alp Ramosa (21), S. 669

Die blauen rekristallisierten Kalzite bilden Linsen in den grauen Kalken. Sie werden bis 5 mm gross und stecken in einer Grundmasse von feinerem Kalzit, die nur entlang von Bewegungsflächen Muskowit und Pyrit enthält. Quarz tritt in der Grundmasse in der Menge von 10-30% auf.

Es existieren auch einzelne Nester eines ganz feinen Gemisches von sperrigem Muskowit und Quarz mit zahlreichen kleinen idiomorphen Pyriten. Es ist möglich, dass diese Nester die Umsetzungsprodukte eines anderen Minerals darstellen.

Die blaue Färbung der Kalzitkristalle ist im Dünnschliff nicht mehr zu erkennen. Die Kalzite zeigen lediglich feine bräunliche Einschlüsse, wie sie Dolomitkristalle an anderer Stelle häufig führen. Die Zwillingslamellen sind bei den meisten blauen Kalziten verbogen. Ob die makroskopisch sichtbare Blaufärbung mit dieser Deformation zusammenhängt, ist nicht erwiesen⁵⁾.

3. Die phyllitische Trias

Die höchste Abteilung der Trias, die phyllitische Trias, stellt neben den Rauhwacken den wichtigsten plastischen Horizont dar, der die grossen Überschiebungen und Verschuppungen im Ultrahelvetikum ermöglicht hat. Die Abklärung

⁵⁾ Herr Dr. U. Büchi hat in seinen Feldbüchern (1946), die er mir in freundlicher Weise zur Verfügung stellte, diese Kalke als Crinoidenkalke angegeben. In unseren Kalzitkristallen liessen sich jedoch nirgends organische Strukturen feststellen (siehe S. 739).

der Schichtfolge ist dementsprechend schwierig und erhebt auch keinen Anspruch auf Vollständigkeit und Folgerichtigkeit. Wir unterscheiden folgende Gesteinstypen:

1. Grüne Serizitphyllite (Quartenschiefer)
2. Wechsellagerung von gelben, geschieferten Dolomiten mit grünen Serizitphylliten
3. Weisse Quarzite (Quarzite der oberen Trias).

Die grünen Serizitphyllite (Quartenschiefer)

Die Mächtigkeit dieses sehr plastischen Materials schwankt von 0 bis 50 m. Es sind grüne, ebenflächige Serizitphyllite, die meist stark verfaltet und clivagiert sind. Sie enthalten oft faustgrosse Aggregate von Pyritwürfeln. In den Schuppen trennen sie oft als handbreite Züge wichtige tektonische Einheiten. In diesen Schiefern sind innerhalb der Schuppen die Chloritoid-Porphyroblasten mit den sanduhrförmig angeordneten Einschlüssen zu finden (Fig. 10, S. 696). Sandige und dolomitische Lagen innerhalb der Quartenschiefer sind häufig.

Im oberen Teil des Profils am Westgrat des Piz de Vrin (FEHR, 1956) bei Plaun de Cistags, enthalten die hellgrünen Schiefer cm-dicke dunkle Lagen. Im tieferen Teil wechseln sie vorwiegend mit dünnen gelben Dolomitlagen. Da der Lias-Basisquarzit häufig im Kontakt mit den grünen Phylliten steht, ist anzunehmen, dass sie zu den jüngsten Bildungen der Trias gehören.

Die Dolomitschiefer

Mit den grünen Serizitphylliten treten häufig gelbe Dolomite auf. Sie wechseln in 1 bis 3 cm dicken Lagen mit ihnen. Einzelne Lagen können kalkig sein. Die stärker beanspruchten Partien weisen nur noch Linsen von gelben Dolomiten auf. Das grösste Vorkommen befindet sich am Westgrat des Piz de Vrin. An anderen Stellen, in der Scopi-Zone wie in den Peidener Triaszügen, treten die Dolomitschiefer nicht mehr in dieser Mächtigkeit auf.

Die Quarzite der oberen Trias

Diese Quarzite sind weisslich bis hellgrau und kommen nur als unzusammenhängende Linsen innerhalb der Quartenschiefer vor. Die fein- bis mittelkörnigen, oft kalkigen Sandsteine oder Quarzite wittern porös an und weisen in gewissen Horizonten deutliche Deltaschichtung auf. Dolomitische und kalkige Linsen treten vereinzelt auf. In den grauen Marmorlagen sind die blauen rekristallisierten Kalzite am häufigsten. Die besten Aufschlüsse dieser Quarzite finden sich am N-Grat des Piz Ner in der Triaslamelle, welche die Pianca-Schuppe von der Zamuor-Schuppe trennt.

Die ursprüngliche Abfolge der lithologischen Einheiten innerhalb der phyllitischen Trias ist in diesem stark verschiefernten Gebiet nicht mehr eindeutig festzustellen. Die gesamte phyllitische Trias entspricht der Quarten-Serie des Helvetikums, wobei die Quarzite am ehesten mit dem Geröllhorizont verglichen werden können.

Die Trias zwischen den Schuppen (siehe auch S. 730)

Zu der Schuppen-Trias rechnen wir: die Grenztrias, den Peidener Triaszug und dessen westliche Fortsetzungen, sowie die Triasschuppen im Hangenden der autochthonen Trias.

Die Trennung der Schuppen des Ultrahelvetikums wird durch die Triaslamellen ermöglicht. Diese dünn ausgequetschten Zonen enthalten hauptsächlich Elemente der phyllitischen Trias. Daneben treten auch einzelne Blöcke der oberen grauen Dolomite und seltener Linsen von Rauhwacke oder Gips auf. Die triadischen Gesteine haben in diesen Lamellen stark unter den Translationsbewegungen gelitten. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 0 und 15 m, wobei die mächtigeren Partien Linsen eines massigen Gesteins darstellen. Meistens besteht ein Triaszug aus 2 m grünen Serizit-Chloritoidphylliten und gelben Dolomitschiefern. Dabei ist er intensiv mit dem Liegenden und Hangenden verschuppt. Die vereinzelt auftretenden weissen, obertriadischen Quarzitblöcke bilden mächtige Linsen, die durch die Erosion zu Türmen herausgearbeitet werden (Alp Zamuar, Piz Zamuar W-Grat, Canal). Die ursprüngliche Mächtigkeit von 25–40 m phyllitischer Trias ist ausgewalzt zu Lagen von 0,2–2 m Mächtigkeit, was einer Reduktion auf 0,5–10% entspricht. In der Grenztrias, an der Basis der Lugnezerschiefer erscheinen an wenigen Stellen Breccien. Helle und dunkelgraue, cm-grosse, kantige Dolomitkomponenten ruhen in einer mikobrecciösen Grundmasse von hellgrauem Dolomit mit wenig Kalzit. Möglicherweise handelt es sich um Breccien, die durch tektonische Auswalzung von Dolomit entstanden sind. NABHOLZ (1945) erwähnt ähnliche Gesteine in der Trias der Grava-Serie und des Tomül-Lappens.

Dünnschliffbeschreibungen

243. QUARZIT DER OBEREN TRIAS Profil Alp Ramosa (24), S. 669; Fig. 8

Quarzit mit 0,5 mm grossen Quarzkörnern, die in einer Grundmasse mit einer Mosaikstruktur von 0,1 mm grossen Quarzkristallen ruhen. Die einzelnen Körner löschen stark undulös aus und zeigen Spuren einer Kataklase. Andere Zeugen dieses Vorganges sind die zahlreichen Serizitschnüre, die das Gestein durchziehen.

Der Dolomit bildet schwach idiomorphe Porphyroblasten mit zahlreichen Einschlüssen von Quarz. Da sie nicht zerbrochen sind, und da sie die Serizite unterbrechen, müssen sie jünger als die Verschieferung sein. Der Kalzit bildet Fetzen und amöbenartige Nester, die in der Richtung der Schieferung ausgerichtet sind.

519. SCHIEFRIGER QUARZIT DER OBEREN TRIAS

Verschuppung der oberen Trias mit Coroi-Schiefern bei Plaun de Cistags. Fig. 9

Stark verschieifter, blastopsammitischer Quarzit mit Lagen von lepidoblastischen Serizitschiefern.

Die einzelnen Quarzkomponenten, die eine Grösse von 1 mm aufweisen, sind kataklastisch beansprucht. Sie zeigen verheilte Brüche und undulöse Auslöschung. Die übrige Quarzitmasse ist kristallisationsschiefrig und enthält viele Bruchstücke von ehemals grösseren detritischen Quarzen.

Die Schieferlagen bestehen aus ganz feinem Serizit, der parallel zur Schieferung eingeregelt ist. Weiter enthalten sie feinste Erzkörper, Rutil, Zirkon und Turmalin.

Nach der ersten Verschieferung in schichtparalleler Richtung durchsetzte ein Clivage die Schichtung in einem Winkel von 60°. Die verschleppten Serizite lassen im polarisierten Licht die Clivageflächen deutlich hervortreten.

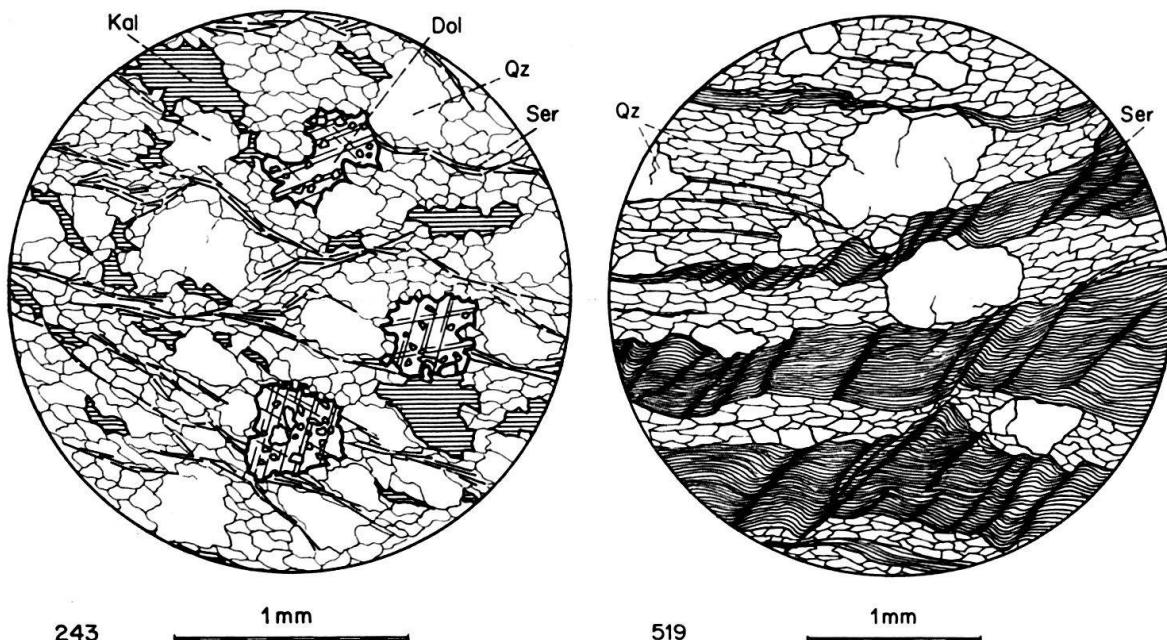


Fig. 8. Quarzit der oberen Trias mit spät gebildeten Dolomit-Porphyrblasten. Alp Ramosa.
Kal = Kalzit. Dol = Dolomit. Qz = Quarz.
Ser = Serizit. Chl = Chloritoid.

Fig. 9. Schiefriger Quarzit der oberen Trias.
Spätes Clivage durchsetzt die rekristallisierte
Kataklasestruktur in einem Winkel von ca.
60°. Triasanhäufung auf Plaun de Cistagls.

261. QUARTENSCHIEFER MIT CHLORITOID-DOLOMIT-PORPHYROBLASTEN

Triaszug zwischen Scopi-Zone und Puzzatscher Schuppe auf der Alp Zamuar. Fig. 10
Serizitschiefer mit Porphyroblasten aus Chloritoid und Dolomit.

Der Chloritoid bildet längliche, bis 0,5 mm grosse Kristalle mit sanduhrförmig angeordneten Einschlüssen von feinstem Rutil. Der Auslöschungswinkel beträgt 14°. Die Kristalle sind polsynthetisch verzwilligt und besitzen im Gegensatz zu den rosettenförmigen, noch einen deutlichen Pleochroismus.

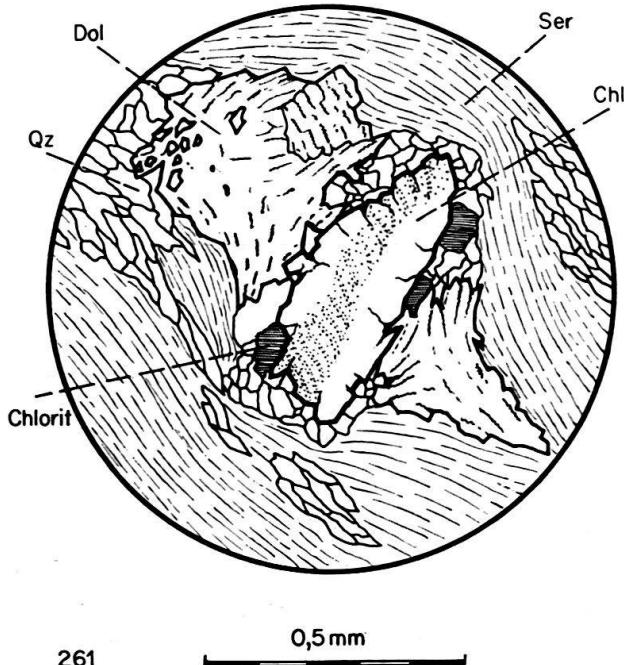


Fig. 10. Serizitphyllit (Quartenschiefer) mit Chloritoid-Porphyroblasten. Triaszug zwischen der Scopi-Zone und der Puzzatscher Schuppe auf der Alp Zamuar.

Der Chloritoid bildet meistens das Zentrum einer Linse, die noch Dolomit, Quarz und in einigen Fällen Chlorit führt.

Der Dolomit, der 0,5 mm grosse Porphyroblasten bildet, steht selten direkt in Kontakt mit dem Chloritoid. Er bildet auch selbständige Porphyroblasten, die, trotz den vielen Einschlüssen von Quarz und Serizit aus der Grundmasse, einen gewissen Grad der Idiomorphie erkennen lassen.

Die Grundmasse besteht aus einem feinen Netz von Serizit und enthält einzelne längliche Quarze (Grösse: 0,01 mm). Das ganze Gestein weist eine starke Schieferung auf, die in einem Winkel von 50° durch ein Clivage versetzt wird.

4. Zur Paläogeographie der Trias

Die im ultrahelvetischen Bereich auftretende Fazies der Trias schliesst in ihrer Ausbildung an die Verhältnisse im Helvetikum an. Ähnliche Bedingungen sollen nach NABHOLZ (1945) auch weiter südlich, im tieferen Penninikum geherrscht haben. Eine fazielle Abgrenzung der paläogeographischen Zonen ist in den stark gestörten Regionen nicht möglich.

Die quarzitische Trias ist marin Ursprungs und bildet das südliche Äquivalent der Melser Serie. Ob es sich um die untere Trias (Buntsandstein), oder um die Transgressionsfazies des Muschelkalkes handelt (FRANK, 1930), kann im Untersuchungsgebiet nicht entschieden werden. BRUNNSCHWEILER sprach für die Melser Serie von einer Transgression von N gegen S. Er beschreibt dabei einen steigenden Gehalt an Feldspäten und Quarzporphygeröllen im südlichen Teil des helvetischen Raumes. Am Südrand des Gotthard-Massivs treten neben seltenen Geröllen viele detritische Feldspäte auf, die in weiter südlich gelegenen Ablagerungsgebieten der basalen Trias vollkommen fehlen (nach NABHOLZ, 1945): im Gebiet der Terrischiefer und höherer penninischer Elemente. In der Urseren-Garvera-Mulde fehlen nach E. NIGGLI (1944) die Äquivalente der Melser Serie vollständig. Es besteht somit die Möglichkeit, dass während dieser Zeit im Gebiet der Urseren-Garvera-Mulde ein hochgelegener Streifen lag, der aberodiert wurde. An den Küsten haben sich, im S wie im N, die groben detritischen Sedimente mit den vielen Feldspäten abgelagert.

Die karbonatische Trias, die aus Primärdolomiten und Rauhwacken besteht, entstand in einem lagunären und salinären Milieu, das keine Fauna enthielt. Gips tritt im autochthonen Bereich wie in den Schuppen nur in Form einzelner Linsen auf. Steinsalz, das im ultrahelvetischen Bereich der Westschweiz bei Bex gefunden wird, ist im Untersuchungsgebiet nirgends anstehend. Rauhwacken und Dolomite sind in der Urseren-Garvera-Zone und auch noch weit im Penninikum in ähnlicher Ausbildung wie im Helvetikum erhalten. Eine Differenzierung der Ablagerungsgebiete ist schwierig, besonders wenn es sich um Vergleiche der Mächtigkeit handelt, da die triadischen Sedimente besonders stark tektonisch beansprucht wurden.

Die phyllitische Trias ist in einer vorwiegend schiefrigen, vielleicht lagunären Fazies ausgebildet. Die weissen Quarzite, die als Einschaltung in die Schiefer betrachtet werden können, entsprechen vermutlich dem Geröllhorizont der helvetischen Trias und somit vielleicht dem Schilfsandstein im germanischen Fazienbereich. Diese Quarzite werden aus dem penninischen Bereich Graubündens nicht beschrieben, kommen aber im Penninikum der Westalpen an mehreren Stellen

Tabelle 2: GOTTHARDMASSIVISCHE UND HELVETISCHE SEDIMENTSERIEN

Nufenenpass		Scopi	Lugnez	Gotthard-Massiv-Ostende	Urseren-Gavera-Mulde	Helvetische Decken der Ostschweiz	
R. EICHENBERGER (1924, S. 461 ff.)	H. M. HUBER (1943, S. 78 ff.)	A. BAUMER et al. (1961) W. JUNG (1963)	W. K. NABHOLZ (1948, S. 254 ff.) (umgestellt)	E. NICOLI (1944, S. 219 ff.) R. TRÜMPY (1949, S. 183)	E. NICOLI (1944, S. 219 ff.) R. TRÜMPY (1949, S. 183)	R. TRÜMPY (1949, S. 184 ff.)	R. TRÜMPY (1949, S. 184 ff.)
		(Kalkfreie Ton-schiefer)	Coroi-Serie	Serie der schwarzen Tonschiefer und Ton-schieferquarzite	Serie der kieselig-sandi-gen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarziti-schen Tonschiefern.	Aalenian-schiefer	Aalenian
		(Oolithe und Sandkalke)	Obere Inferno-Serie Runcaleida-Schichten ?	Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer	(Jüngeres Meso-zoikum abgesichert)	Schichtlücke	Toarcian
		Knotenarme Kalke und Knotenschiefer, wechsellegernde Kalke	Mittlere Inferno-Serie Riein-Schichten	Serie der groben Sandkalke und Quar-zite, oft spätig	Sexmor-Serie	Dome-rian	
		Knotentonschiefer, Tonschiefer mit Kalkbänken, etwas sandig	Untere Inferno-Serie	Grobsandkalke rillenartig an-witternd mit wenigen Schiefer-einlagerungen	Spitzmeilen-Serie	Pliens-bachian	
		Kompakte, massive gelbe Quarze mit schwarzen, pyritfüh-renden Kalkton-schiefern wechselsei-lagernd.	Obere Stgir-Serie	Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung	Wechsellagerung von Kalken, Sand-kalken, schwarzen Schiefern	Prodkamm-Serie	Sine-murian s. str.
		Dunkle Kalke mit Gryphäen				Cardinien-Schichten	Cardinien-Schichten
		Granat-Biotit-Plagioklasschiefer mit vereinzelten Kalkbänken				Infralias-Sandsteine	Hettan-gian
		Harte, quarzitische Tonschiefer und Quarze	Basale Stgir-Serie			Rhaet	

vor. Sie wurden im Ultrahelvetikum von RICOUR und TRÜMPY (1952) und am Zwischenmythen von G. L. SMIT SIBINGA (1921) beschrieben. E. NICKEL (1960) hat einen fraglichen «Belemniten» aus den Gneisen von Frodalera beschrieben. P. NIGGLI und R. U. WINTERHALTER (1934) betrachteten diese Gesteine als mesometamorphe triadische Quartenschiefer. In der weniger metamorphen Trias des Helvetikums und des Ultrahelvetikums konnten bisher nie Cephalopoden gefunden werden; triadische Vorläufer der Belemniten (*Aulacoceras*) haben überdies ganz andere Ausmasse. Der «Belemnit» ist als Quarzstengel ausgebildet; kieselige Fossilisation von Belemnitenrostren wurde in unserem Gebiet sonst nirgends beobachtet und ist überhaupt selten. Das von NICKEL beschriebene Gebilde ist höchst wahrscheinlich kein Belemnit; und wenn es trotzdem einer wäre, so könnte es sich beim Gestein keinesfalls um Quartenschiefer handeln – eine mehr oder weniger kontinentale (!) obertriadische (!) Formation.

Die Trias am Südrand des Gotthard-Massivs ist in ihrer Ausbildung durchwegs mit der Trias des südöstlichen Helvetikums zu vergleichen. Die Mächtigkeit ist, soweit man das beurteilen kann, geringer als in den helvetischen Decken. Diese Erscheinung beobachtet man auch in der Westschweiz, an der Grenze zwischen Ultrahelvetikum und Nordpenninikum; es wird dadurch eine Reduktionszone angekündigt, welche die eigentliche trennende Schwelle zwischen dem germanisch-helvetischen und dem archaischen Briançonnais-Becken bildet.

B. STRATIGRAPHIE DES LIAS

W. K. NABHOLZ (1948a) hat die ursprüngliche, von ALBERT HEIM (1891) aufgestellte Dreiteilung der «Gotthardmassivischen Bündnerschiefer» am Ostende des Gotthard-Massivs wesentlich verfeinert. Wir übernehmen seine lithologische Gliederung und unterscheiden folgende Serien:

- Coroi-Serie
- Inferno-Serie (mit Runcaleida- und Riein-Schichten)
- Obere Stgir-Serie
- Untere Stgir-Serie.

Dabei betrachten wir die Runcaleida-Schichten und die Riein-Schichten als kurzzeitige detritische Einschaltungen innerhalb der Inferno-Serie. Die Korrelation mit den benachbarten Gebieten und die altersmässige Einteilung, hervorgehend aus den spärlichen Fossilfunden und dem Vergleich mit dem helvetischen Lias, ist in der Tabelle 2 zusammengestellt.

1. Die Stgir-Serie

Die Stgir-Serie besteht aus massigen, braunen Sandkalken und Quarziten im oberen Teil und aus grauschwarzen Kalk- und Tonschiefern im älteren Teil. Sie bildet die markante, harte Gesteinsplatte, die die Gipfel des Piz Stgir und des Artg Diesrut aufbaut. Bei Ilanz ist sie am Gipfel des Piz Mundaun und beim Crap de Sevgein zu finden. Die Schuppen bestehen hauptsächlich aus Elementen der Stgir-Serie, die oft in schwer entwirrbarer Weise verschuppt und bis zur Unkenntlichkeit verschiefert worden sind.

Lithologisch lassen sich folgende drei Elemente unterscheiden:

Obere Stgir-Serie	Mächtigkeit ⁶⁾ 60 m
Untere Stgir-Serie	Mächtigkeit ⁶⁾ 40 m
Basale Stgir-Serie	Mächtigkeit ⁶⁾ 10 m

Im Untersuchungsgebiet sind die drei Elemente infolge der starken tektonischen Beanspruchung nicht mehr lückenlos vorhanden. Da die wichtigen trennenden Horizonte oftmals fehlen, ist eine Begrenzung der einzelnen Elemente untereinander oft nicht möglich. In den gut aufgeschlossenen Profilen am Glogn (A 10) und am Ausgang der Alp Ramosa (A 4) kann trotzdem eine Grenze zwischen der unteren und der oberen Stgir-Serie gezogen werden.

In der Scopi-Zone ist die Unterscheidung zwischen den Gesteinen der oberen und der unteren Stgir-Serie noch möglich. Die Schwierigkeiten treten besonders in den östlichen Partien der Pianca-Schuppe auf, da die Oolithe auch in den jüngeren Schichten vorkommen und die klastischen Einschaltungen in der oberen Stgir-Serie gegen Süden stark abklingen.

Die basale Stgir-Serie

Sie wurde von J. D. FREY (1960) im Gebiet von Val Camadra–Val Cavallasca als unterste Partie der unteren Stgir-Serie beschrieben. Die schwarze Lumachelle, die er noch zur basalen Stgir-Serie zählt, konnte im Profil am Ausgang der Alp Ramosa nicht eindeutig festgestellt werden, so dass die exakte Trennung zwischen unterer Stgir-Serie und basaler Stgir-Serie nicht möglich war.

Die basale Stgir-Serie besteht im Westen aus bläulich-schwarzen Kalkton-schiefern mit braun anwitternden, feinsandigen Einlagerungen, also aus Gesteinen, wie sie auch in der unteren Stgir-Serie häufig vorkommen. Das wichtigste Glied ist der Lias-Basisquarzit (Profil D 4 (2), Schliff 329, S. 707), dessen sporadisches Auftreten über weite Distanzen verfolgt werden kann. Der blauschwarze, stark pigmentierte Quarzit tritt in der Schuppenzone und in der Scopi-Zone immer an der Basis der Liasgesteine auf, meistens in direktem Kontakt mit der Trias. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen handbreiten Lagen und meterdicken Linsen. Die Verbandsverhältnisse sind nicht so klar, dass man entscheiden könnte, ob es sich um einen transgressiven Horizont an der Basis des Lias handle, oder ob eine Einschaltung in der allerobersten Trias vorliege.

Nach einer freundlichen Mitteilung von Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI tritt der gleiche Quarzit unter den Coroi-Schiefern des Mundaun auf. Diese Tatsache bestätigt, dass Teile der schwarzen Tonschiefer bei Flond, in der Nähe der Trias auch Elemente der unteren Stgir-Serie enthalten können. Diese Schuppen gehören wie die Reste bei Surin und die Schuppen von Lias in der Trias bei Plaun de Cistagls, zum stark reduzierten, «autochthonen» N-Schenkel der Scopi-Mulde.

Die basale Stgir-Serie könnte auf Grund ihrer lithologischen Beschaffenheit den «harten quarzreichen Schiefern mit Lumachellenbank» in der Urseren–Garvera-Mulde entsprechen (E. NIGGLI, 1944). Die Cardinien-Schichten (evtl. auch die Infralias-Sandsteine) im Helvetikum des Glarnerlandes (R. TRÜMPY, 1949) könn-

⁶⁾ Die hier angeführten Mächtigkeiten stammen von den weniger gestörten Profilen der Val Cavallasca, wo sie von J. D. FREY (1960) aufgenommen wurden.

ten ebenfalls der basalen Stgir-Serie entsprechen. Auf Grund dieser Korrelation wäre sie ins Hettangian zu stellen.

Die untere Stgir-Serie

Untere und basale Stgir-Serie entsprechen folgenden, in der Literatur beschriebenen Schichten:

Am Scopi: (H. M. HUBER, 1943)

«Sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten».

Am Glogn: (W. K. NABHOLZ, 1948a)

«Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermenträmmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalke».

VORKOMMEN

Der weiche, inkomp petente Horizont der unteren Stgir-Serie ist an den meisten Orten stark reduziert und ausserdem mit den Quartenschiefern der oberen Trias intensiv verschuppt. Einzig in den beiden Profilen A 4 (S. 671) und A 10 sind relativ mächtige Pakete der unteren Stgir-Serie vorhanden. In den Schuppen stehen häufig oolithische Kalke in der Nähe der Triaslamellen an, doch ist eine Abgrenzung gegenüber der oberen Stgir-Serie meistens schwieriger.

AUSBILDUNG

Die untere Stgir-Serie enthält eine stark wechselnde Folge von schwarzen Kalkton schiefern, Tonschiefern, braun anwitternden Kalken, Sandkalken, dünnbankigen, feinkörnigen Quarziten und schwarzen Tonschiefern mit feinen braunen Sandlagen und -linsen. Die gelbbraun anwitternden Dolomite, die J. D. FREY (1960) im Westen erwähnt, sind nur im unteren Carreratobel anstehend (Profil E 11, S. 683). Die massigen Sandkalke und Quarzite bilden nur einzelne Lagen und Bänder innerhalb der stark überwiegenden Masse der dunklen Schiefer. Häufig nehmen die Tonschiefer immer mehr sandige, linsenförmige Einschaltungen auf und gehen schliesslich gegen oben oder unten in dünnbankige Quarzite mit schwarzen Tonlagen über.

Neben den zahlreichen Crinoidenresten, die durch gelbe Anwitterung in den dunklen Kalkschiefern auffallen, erscheinen einige feine Lagen von Lumachellen. Die Schalentrümmer sind wegen ihrer braungelben Farbe auf der verwitternden Oberfläche gut sichtbar. Die dünnen Schalentrümmer sind meistens so stark gestreckt, dass nicht erkannt werden kann, ob sie in Lebenslage einsedimentiert wurden oder nicht.

In den kalkigen Schichten treten häufig Lagen von Oolithen auf. Dabei können wir 2 Typen unterscheiden:

1. Die schwarzen, «pyritischen» Oolithe (Fig. 13, S. 709). Blaugraue Grundmasse von Kalk, mit schwarz pigmentierten, meist sehr stark verschieferten Ooiden. Im Zentrum sitzt oft ein detritisches Quarzkorn. Makroskopisch sind diese Oolithe selten zu erkennen. Häufig wirken die Gesteine, die zum grössten Teil aus verschieferten schwarzen Ooiden bestehen, ziemlich massig und bilden

Lagen von 0,005 bis 0,5 m Mächtigkeit in den dunkelgrauen Kalkschiefern. Neben einer schwachen konzentrischen Struktur der Ooide ist eine starke radiale zu erkennen.

2. Die dolomitisierten Oolithe (Fig. 12, S. 708). Braun herauswitternde, randlich verschieden stark dolomitisierte Ooide ruhen in einer blaugrauen Kalkgrundmasse. Das Zentrum besteht häufig aus Kalzitkristallen und nur selten aus Quarz. Die Deformation ist vielfach unbedeutend, besonders bei den stark dolomitisierten Individuen. Die dolomitisierten Oolithe bilden graubraune Bänke mit einer Mächtigkeit, die zwischen 0,05 und 0,5 m variiert. Die einzelnen Ooide sind auf der leicht verwitterten Oberfläche gut erkennbar.

Gleiche und ähnliche Oolithe hat R. TRÜMPY (1949) aus der Prodkamm-Serie des Glarner Lias beschrieben.

Die untere Stgir-Serie wurde mit ihrem stark wechselnden Charakter von W. K. NABHOLZ (1948a) mit Flysch-Sedimenten verglichen. R. TRÜMPY (1949) erwähnt ebenfalls die unruhigen, azyklischen Sedimentationsverhältnisse der Prodkamm-Serie. In der unteren Stgir-Serie fehlen jedoch Breccien und Konglomerate vollständig. Auch konnten nirgends Anzeichen von echtem «graded bedding» gefunden werden. Die häufigen Oolithe sowie die selteneren Dolomite sind vielmehr Anzeichen von Seichtwasser-Ablagerungen. Die Ähnlichkeit der unteren Stgir-Serie mit der Prodkamm-Serie des Glarner Lias wird vervollständigt durch die Vorkommen von Korallen im Profil unterhalb der Alp Ramosa (A 4 (17), S. 671). Die Korallen sind im Handstück nur schwer zu erkennen, da sie stark gequetscht wurden. Im Anschliff lassen sich jedoch bei einzelnen Individuen noch deutlich die einzelnen Septen erkennen (Taf. I, Fig. 1).

J. D. FREY (1960) begrenzt die untere Stgir-Serie oben durch eine schwarze Kalkbank mit Gryphaeen und Cardinienquerschnitten. Ein Stück dieser Schicht (?) fand ich im Schutt am Fuss des Westgrates des Piz Zamuor (Fig. 27, S. 741). Anstehend konnte ich sie jedoch nirgends entdecken. Im Felde wählt man als obere Grenze der unteren Stgir-Serie am vorteilhaftesten das Einsetzen der massigen hellbraunen Sandkalke der oberen Stgir-Serie.

Die basale und die untere Stgir-Serie gleichen lithologisch ausserordentlich den Cardinien-Schichten und der Prodkamm-Serie; selbst Horizonte wie die gelbfleckigen Thecosmilienschiefer sind den Glarner Alpen und dem Greinagebiet gemeinsam. Sie dürften diesen Serien daher auch altersmäßig entsprechen und wären somit ins untere Hettangian zu stellen.

FOSSILIEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

1. Korallen

Im Handstück macht das bläulich-graue Gestein mit der bräunlichen Anwitterung einen knorrigen, ja fast konglomeratischen Eindruck. Selbst im frischen Querbruch sind die Korallen nur schwer zu erkennen. Erst im Anschliff erkennt man Linsen und Ovale von hellerem Kalzit und teilweise von gelblichem Dolomit. Bei den einzelnen Linsen, die deformede Einzelkorallen darstellen, kann man an einigen Stellen die stark plastisch verformte Radialstruktur der Septen sehen. Besser erhalten sind jene Septen, zwischen denen rekristallisierter Dolomit ein-

gelagert wurde. Diese Partien wurden weniger stark plastisch verformt, dafür sind sie oft stärker zerbrochen. (Taf. I, Fig. 1).

2. *Isocrinus* sp.⁷⁾

Die besten Exemplare finden sich auf der verwitterten Oberfläche von Stücken im Schutt. Die bräunliche Herauswitterung der 1–3 mm grossen Crinoidenreste aus dem dunkelgrauen Kalk lässt eine ankeritische Zusammensetzung der Stielglieder vermuten. Die etwas grösseren Typen weisen eine Sternform auf im Gegensatz zu den kleineren, die fünfeckig sind. Bei einzelnen Stücken lassen sich in der Anwitterung noch Strukturen der Gelenkfläche erkennen.

3. *Nannobelus* sp.

Seltene Querschnitte im anstehenden Gestein. Eventuell handelt es sich um ähnliche Formen wie *Nannobelus acutus* (MILL.).

Die obere Stgir-Serie

Die obere Stgir-Serie wurde in der Literatur bisher wie folgt beschrieben:

- A. B. HEIM (1891): «braun anwitternde kalkige und sandige Bündnerschiefer» (untere und obere Stgir-Serie zusammen).
- H. M. HUBER (1943): «Quarzite und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen» (im Profil am Scopi).
- E. NIGGLI (1944) beschreibt aus der Urseren–Garvera-Mulde die äquivalenten Gesteine als: «Grobsandkalke, z. T. rillenartig anwitternd, mit wenigen Schiefereinlagerungen».
- W. K. NABHOLZ (1948a), Profil am Glogn: «Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig (mit Crinoiden)».

Die massigen Sandkalke und Quarzite der oberen Stgir-Serie können mit der Spitzmeilen-Serie des Glarner Lias (R. TRÜMPY, 1949) verglichen werden. Diese reicht vom oberen Sinemurian (s. str.) bis an die Obergrenze des Lotharingian oder bis in das unterste Pliensbachian.

VERBREITUNG

Im ganzen Bereich des Sedimentmantels des Gotthard-Massivs werden die steilen Felswände vorwiegend durch die massigen Kalksandsteine und Quarzite der oberen Stgir-Serie gebildet (Piz Stgir, Artg Diesrut, Crap de Sevgein und Gierastein).

AUSBILDUNG

Die obere Stgir-Serie besteht durchwegs aus braun anwitternden, grauen Quarziten und Kalksandsteinen, die häufig Crinoiden führen. Die massigen Bänke haben eine Mächtigkeit von 0,5–4 m und werden durch dünne Lagen von Kalkschiefern voneinander getrennt. Eine Schieferung der massigen Gesteine ist nur in der Anwitterung sichtbar. Auf den frischen Bruchflächen erkennt man meistens die parallel zur Schichtung orientierten Chloritoidkristalle als feine Flecken.

⁷⁾ Die Bestimmung der Crinoidenreste hat Herr Dr. H. HESS ausgeführt; ich möchte ihm für sein Entgegenkommen herzlich danken.

Westlich der Alpe Bovarina (Val di Campo) ist der oberste Teil der Stgir-Serie in der auffallend gelb gebänderten Form entwickelt. Es ist nicht sicher, ob diese gelbbraunen Sandsteine altersmäßig genau der obersten Stgir-Serie östlich der Greina-Ebene entsprechen, oder ob es sich um jüngere Bildungen handelt.

Die obere Begrenzung der Stgir-Serie zeigt im Untersuchungsgebiet einen sprunghaften Übergang der gelbbraunen Anwitterungsfarbe der hangenden massigen Kalksandsteine zu der grauen Farbe der Inferno-Schiefer. Dieser auffallende Wechsel in der Farbe und auch in der Härte des Gesteines lässt sich im ganzen Gebiet sehr gut verfolgen. Da er die einzige scharfe lithologische Grenze darstellt, diente er als Grundlage bei der Zusammenstellung der Profile auf den Tafeln II und III.

In der unmittelbaren Grenzregion zwischen der Stgir- und der Inferno-Serie ist in der Scopi-Zone ein Fossilhorizont vorhanden. Leider wurde dieser Horizont tektonisch stark beansprucht, so dass die Makrofossilien meistens in stark deformiertem Zustand erhalten sind. Ich vermute, dass die besser erhaltenen Fossilien, die ROTHPLETZ (1895, S. 35) von der Hitzcke (Hitzegga am Mundaun) beschreibt und diejenigen, die Herr Prof. E. NIGGLI dort fand, ebenfalls aus diesem Niveau stammen⁸⁾.

Am NW-Grat des Piz Stgir ist die Fossilschicht in der Höhe von 2665 m gut zugänglich aufgeschlossen.

Die Fossilien erscheinen in zwei handbreiten Horizonten innerhalb der graublauen, 0,5 m mächtigen stark verschiefernden Sandkalkbank, die am Piz Stgir unmittelbar unter den massigen gelbbraunen Quarziten der oberen Stgir-Serie liegen. Es konnten keine Anzeichen eines Kondensationshorizontes gefunden werden⁹⁾. Die Fossilien sind gegenüber der Erosion stabiler und bilden ebenfalls hervorstehende Wülste. Die drei erkennbaren Ammonitenreste ragten wenig aus dem Gestein heraus. Sie sind grob rekristallisiert, aber erstaunlich wenig deformiert. Die gefundenen Stücke befanden sich alle auf der Schichtunterfläche, also auf der ursprünglichen Oberfläche der sandigen Bänke der heute verkehrt liegenden obersten Stgir-Serie.

In den Schuppen ist die obere Stgir-Serie nicht mehr so mächtig wie in der Scopi-Zone. In der Zamuor-Schuppe (Profil C 4, S. 673) enthält sie an einer Stelle eine Konglomeratlage, die aber nur lokale Bedeutung hat. In der Pianca-Schuppe löst sich die obere Stgir-Serie, die im Norden massig ist, in einzelne sandige Bänke auf, die von grauen Kalkschiefern unterbrochen werden. Häufig treten handbreite, massive, graublaue Kalke mit dolomitisierten Ooiden auf, ähnlich wie sie in der unteren Stgir-Serie der Scopi-Zone vorkommen. In den östlichen Seitentälern des unteren Glogn (Profile D 7, D 8, D 9) liegen im Bachbett oft Blöcke eines massigen Kalkes mit cm-grossen Linsen von braun verwitternden Ooiden.

⁸⁾ Herr Prof. Dr. E. NIGGLI hat uns freundlicherweise Photographien seiner Fossilien zur Verfügung gestellt.

⁹⁾ Im Profil am Abfluss des Griesgletschers im Aeginental (Oberwallis) ist die entsprechende Schichtfolge gleich ausgebildet. Über den massigen Sandkalken und Quarziten (R. EICHENBERGER, 1924, S. 462) folgt ein gleichartig entwickelter Fossilhorizont, der aber an jener Stelle bis jetzt keine Ammoniten geliefert hat. Erst 2 m höher, an der Basis der Wechsellagerung zwischen knotenarmen Kalken und Knotenschiefern, sind im Aeginental geringmächtige Erscheinungen zu beobachten, die gut einem Kondensationshorizont entsprechen könnten.

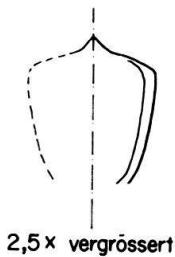
Die anstehende Schicht ist nicht leicht zu finden, da sie in einzelne Linsen zerriissen wurde und in der Steilstufe der oberen Stgir-Serie nur schwer zugänglich ist.

FOSSILIEN DER OBEREN STGIR-SERIE

1. *Arnioceras* sp.¹⁰⁾

Die drei Fragmente stammen alle aus der gleichen, fünf cm dicken Lage, die neben stark deformierten Gryphaeen noch Stielglieder von Crinoiden führt. Sie bestehen aus gröber rekristallisiertem gelblichem Kalzit und aus grau pigmentiertem Kalk. Das am besten erhaltene Bruchstück (Taf. I, Fig. 2) besteht aus einem wenig deformierten Fragment eines Umganges, das noch neun Rippen trägt. In der Mitte ist das Stück etwas zerbrochen und stärker korrodiert. Trotzdem kann man an zwei Stellen noch deutlich den geraden feinen Kiel erkennen.

Der letzte Umgang trug wohl ca. 20–24 Rippen. Diese sind radial, gerade und scharf: Die grösste Höhe der Rippen ist am externen Ende der Flanken; dort tritt eine rasche Abschwächung auf, wobei an einzelnen Stellen angedeutet ist, dass die Rippen scharf nach vorn abgebogen sind.



Verhältnis: D/H ca. 0,75 (über die Rippen gemessen)
Nabelweite: 0,4 – 0,45? (nur grob abschätzbar)
Rechteckiger Windungsquerschnitt.

Bei dem Bruchstück handelt es sich vermutlich um Reste eines *Arnioceras* sp. (ob. Sinemurian s. str. – Lotharingian) (*semicostatum*-Zone – *oxynotum*-Zone). Vgl. die Abbildungen: REYNES 1879, Pl. XV, Fig. 5 nach DONOVAN 1955: A. aff. *falcaries* (QUEN.) oder: A. HYATT 1889, Pl. II, Fig. 7: A. *miserabile* var. *cuneiforme*?

Echioceras und seine Verwandten besitzen rundliche Windungsquerschnitte und einen weiteren Nabel. Die Rippen sind weniger gerade, nicht so scharf und zudem meist enger (Lotharingian).

Pleuroceras (Domerian) besitzt Zopfkiel, Knoten auf den Rippen. Einzig vergleichbar wäre die Gruppe um *P. hawskerensis*, welche aber einen höheren Kiel und einen engeren Nabel aufweist.

2. *Isocrinus tuberculatus* (MILL.)

In den gleichen Lagen des Fossilhorizontes, in dem die Ammonitenreste gefunden werden konnten, treten auch die bis 10 mm grossen, sternförmigen Crinoidenreste auf. Bei einem Exemplar, das aus den entsprechenden Schichten in der Zamuor-Schuppe stammt, lassen sich auf der Gelenkfläche die feinen Zähne noch deutlich erkennen. Die Erhebungen sind allerdings teilweise beschädigt. Nach einer mündlichen Mitteilung hat R. TRÜMPY diese grossen Crinoiden nur im Lotharingian in den Glarner Alpen und bei Bex feststellen können.

¹⁰⁾ Herr Dr. D. T. DONOVAN hat die drei Bruchstücke von Ammoniten bestimmt. Ich möchte ihm für diese Arbeit herzlich danken.

3. *Isocrinus* sp.

Die fünfeckigen bis schwach sternförmigen, fünf Millimeter grossen Crinoidenreste wittern dank ihrer anderen chemischen Zusammensetzung aus dem kalkig-sandigen Muttergestein heraus. In einigen dünnen kalkreichen Einschlüsseungen zwischen den massigen Quarziten der oberen Stgir-Serie treten sie sehr häufig auf. Meistens sind sie jedoch schlecht erhalten. An einzelnen Exemplaren lassen sich auf den Gelenkflächen noch fünf Doppelreihen von feinen Vertiefungen erkennen, die leicht geschwungen gegen die Kanten der Stielglieder hinauslaufen.

4. *Gryphaea* sp.

Im Fossilhorizont an der Grenze zwischen der Stgir- und der Inferno-Serie, am Piz Stgir und am Artg Diesrut sind die Schalen der Gryphaeen meist bis zur Unkenntlichkeit gestreckt. Sie erscheinen in der Anwitterung nur noch als dünne Formen von weisslichem rekristallisiertem Kalzit und erreichen Längen bis zu 30 cm. In den meisten Fällen sind sie nicht mehr zu erkennen. Ein einziges, wenig deformiertes Exemplar konnte im Schutt SE des Piz de Vrin gefunden werden. Die Rippung der Schale ist noch deutlich zu erkennen; ein Sinus ist nirgends angedeutet.

Ablagerungsbedingungen

Die basale und die untere Stgir-Serie unterscheiden sich in facieller Hinsicht wenig. Die Anwesenheit von Korallen und von anderen benthonischen Organismen wie Muscheln und Gastropoden weist auf eine neritische Entstehung der Sedimente hin. Die Korallen traten als vereinzelte Bank auf. Sie können nur in einem gut durchlüfteten, normal salinären Wasser in geringer Tiefe gelebt haben. Die starke Pigmentierung der kalkigen und tonigen Schichten mit Pyrit, Markasit und Graphitoid weist auf reduzierende Bedingungen im abgelagerten Sediment (und zeitweise wohl auch im Bodenwasser) hin. Die Bildung von Ooiden und die Ablagerung von Crinoidenresten, Schalentrümmern, Ooiden und detritischem Quarz erfolgte sicher durch bewegtes Wasser.

Die obere Stgir-Serie wird durch einen starken detritischen Einfluss aus dem Norden charakterisiert. Im Süden, im Gebiet der Pianca-Schuppe, löst sich die im Norden noch einheitlich massive Serie in einzelne grobe Kalksandsteinbänke auf. Dazwischen treten die graublauen Kalkschiefer und Tonschiefer mit einzelnen Lagen von Oolithen auf. Die obere Stgir-Serie stellt den stärksten detritischen Einbruch in das ultrahelvetische Ablagerungsgebiet dar. Die Oolithfazies wird in den südlicheren Raum der späteren Pianca-Schuppe verdrängt. Dadurch zeigt die obere Stgir-Serie im Süden eine Entwicklung, die mit derjenigen der unteren Stgir-Serie vergleichbar ist. Es sind jedoch keine Anzeichen erhöhter Meerestiefe im Süden vorhanden. Im Gegenteil erscheinen die Oolithe im Süden eher häufiger.

Der Abschluss der groben detritischen Einschwemmungen von Norden scheint ganz plötzlich eingetreten zu sein. Die Oberfläche der Stgir-Serie hat dabei den Boden für eine autochthone Fauna geliefert, die sich bei der Schlammssedimentation der Inferno-Serie nicht halten konnte. Diese wurde später nur noch durch die Riein- und die Runcaleida-Schichten kurzfristig unterbrochen. Die Kalkschiefer,

die im Süden in der Stgir-Serie sehr häufig sind, gleichen auffallend denjenigen der Inferno-Serie.

Dünnenschliffbeschreibungen

329. LIAS-BASISQUARZIT

Basis der Pianca-Schuppe bei Puzzatsch. Profil D 4 (2), S. 674

Quarzit mit Kataklastestruktur, die schwach rekristallisiert ist.

Die bis zu 2 mm grossen Quarzkomponenten zeigen häufig Sprünge und löschen undulös aus. Die Grundmasse besteht aus einem feinen lepidoblastischen Netz von Serizit und kleinen Quarzkörnern. Die Glimmer sind am häufigsten entlang der alten Verschieferungsfächen. Pyrit ist oft in mm-grossen Würfeln vorhanden.

Das Pigment ist in der Grundmasse stark vertreten. Neben den als Pyrit erkennbaren Partikeln besteht der Hauptteil aus feinerem schwarzem, nicht näher bestimmbarer Material. Einzelne Quarzkörper sind in kleine Bruchstücke zerfallen und führen an den Korngrenzen viel Pigment.

331. DOLOMIT-KALKSANDSTEIN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil D 4 (4), S. 675

mit lagenweise: 60–90% Quarz

10–40% Dolomit

0–10% Kalzit

Der Zement der einzelnen 0,2 mm grossen Quarzkörper besteht zur Hauptsache aus Dolomit mit viel Pigment. Innerhalb von gewissen Zonen sind häufig Reste von Echinodermen und kleine Schalentrümmer vorhanden. Der Pigmentgehalt im Dolomit schwankt sehr stark. Einzelne Partien sind undurchsichtig. Serizit kommt in stark verschieferten Lagen vereinzelt vor. Kalzit ist selten, er bildet nur sporadische Nester und Kluftfüllungen.

305. KALK, MARMORISIERT, MIT DEFORMIERTEN KORALLEN, UNTERE STGIR-SERIE

Profil A 4 (17), S. 671; Taf. I, Fig. 1

Feinkristalline, wechselnd stark geschieferete Mosaikstruktur von Kalzit, mit einer Korngrösse von 0,01–0,4 mm.

Die pigmentreichen Lagen sind viel stärker verschiefert und daher viel feiner kristallin. Sie umfliessen die resistenten Partien des Gesteins, wie organische Reste, Dolomitaggregate und Quarzkörper. Stark gestreckte Schalenreste bestehen aus gröber kristallinem Kalzit.

Das Gestein enthält nur selten kleine Nester von Quarzkörpern. Der Dolomit bildet bis 3 cm grosse ovale Linsen von feinkörnigen Kristallen (0,02–0,05 mm), die eine bräunliche Färbung aufweisen. Randlich ist eine starke Serizitisierung dieser Linsen und eine Ansammlung von Quarz zu beobachten. Die dolomitischen Linsen sind viel weniger stark deformiert als die Umgebung. Im Anschliff konnten in einigen dieser Linsen noch die leicht zerbrochenen Septen von Korallen entdeckt werden. Sie sind dank der Dolomitisation erhalten geblieben.

319. TONSCHIEFER MIT QUARZITLAGEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil A 4 (42), S. 672

Das Gestein besteht aus einer feinen Wechsellagerung von Quarzit und schichtparallel geregeltem Serizit-Chloritoidschiefer.

Der Quarzit hat eine Korngrösse von 0,05–0,1 mm und besteht zu 95% aus Quarz mit leicht gerichteter Mosaikstruktur. Zwischen den einzelnen Körnern liegen gut geregelte, feine Serizitschuppen und einzelne grössere farblose Chloritoide.

Die Serizit-Chloritoidschiefer bilden schwarz pigmentierte Lagen mit einzelnen feinen Quarznestern. Die Chloritoide formen Rosetten und Haufen, die quer zur Schieferung stehen. Sie sind gröber als der Serizit.

307. DOLOMITISCHER KALKSANDSTEIN MIT EINZELNEN SCHIEFERIGEN LAGEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil A 4 (19), S. 671; Fig. 11

mit je nach Lage: 40–80% Quarz

0–20% Kalzit

10–50% Dolomit

Chloritoid innerhalb von Lagen und Nestern bis 60%.

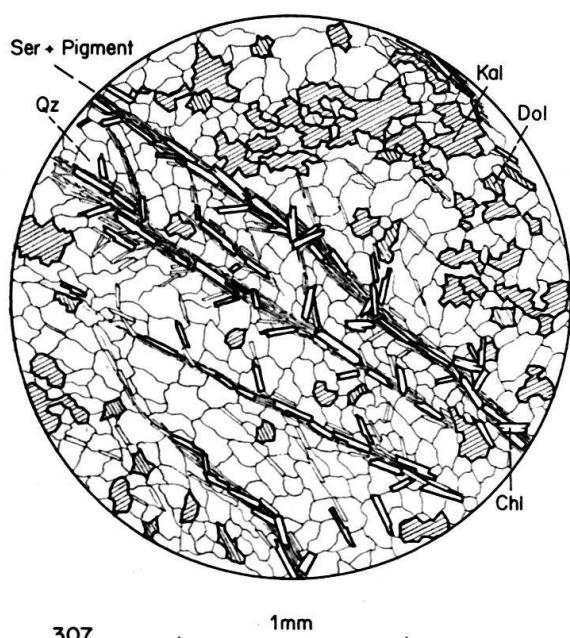
Das Pflastergefüge von Quarz und Dolomit ist nur ganz schwach geschiefer. Die schieferigen Lagen sind sehr stark schwarz pigmentiert und bestehen aus s-parallelem Serizit und oft quer dazu stehendem farblosem Chloritoid.

Der Dolomit ist leicht braun und neigt an einzelnen Stellen zu idiomorpher Ausbildung. Randlich ist er stark braun zersetzt, was auf seine ankeritische Zusammensetzung hinweist. Er ist in Lagen und Nestern angeordnet, die meistens aus mehreren Kristallbruchstücken zusammengesetzt sind. Häufig sind die dolomitischen Partien stark braun pigmentiert.

Der Kalzit ist wie der Dolomit in einzelnen Nestern vorhanden, doch zeigt er keine Spur einer Kataklyse.

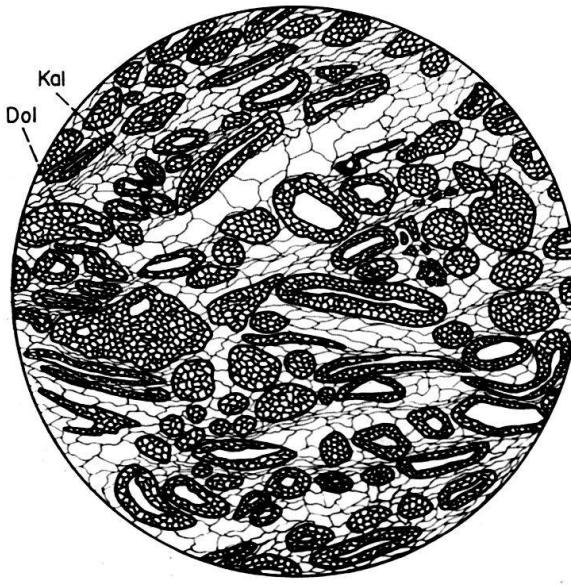
Chloritoid und Serizit erscheinen in schwarz pigmentierten Schieferlagen und an schräg stehenden Clivageflächen. Diese Lagen, die vor der Metamorphose tonige Horizonte darstellten, durchziehen das Gestein als feine, schwarze Bänderung. Bei der erfolgten Verfaltung und der späteren intensiven Verschiebung des Gesteins wurden die Tonlagen zu Linsen und Schlieren zerrissen. In Falten sind ganze Partien von Tonschiefern vorhanden, in denen die sandigen Bänke zu Linsen zerrissen wurden.

Die schwarze Pigmentierung ist auf die Schieferlagen beschränkt und wird durch äußerst feine Körner eines schwarzen Materials gebildet.



307

Fig. 11. Karbonatführender Quarzit der unteren Stgir-Serie. In den pigmentreichen Lagen tritt häufig Chloritoid auf. Profil am Ausgang der Alp Ramosa.



333

Fig. 12. Kalkstein mit randlich dolomitisierten Ooiden aus der Stgir-Serie der Pianca-Schuppe gegenüber Puzzatsch.

333. KALKSTEIN MIT DOLOMITISIERTEN OOIDEN DER UNTEREN STGIR-SERIE

Profil D 4 (6), S. 675; Fig. 12

Die Ooide bestehen aus einem kalkigen Kern und einer dolomitischen Hülle. Ihre Grösse variiert zwischen 0,5 und 3 mm. Häufig sind runde, ganz kleine Ooide ganz aus Dolomit. Scha-

lentrümmer, die nur eine dolomitische Umkrustung zeigen, sind meist viel stärker verschiefert. Schalentrümmer, die keine Dolomitisierung erfuhren, sind nur noch als größer kristalline Zone in der kalzitischen Grundmasse zu erkennen.

Die Grundmasse besteht aus stark verschiefertem Kalzit, der vereinzelt Quarzkörner enthält. Die Dolomitkörner, die als Bruchstücke einzelner Ooide in der Grundmasse schwimmen, sind immer isometrisch und nie verschiefert.

Die Pigmentierung ist schwach, verglichen mit anderen Gesteinen der unteren Stgir-Serie. Im Gegensatz zu den Kalken mit pyritischen Ooiden tritt hier das schwarze Pigment fast ausschliesslich in der Grundmasse auf. Die feinen schwarzen Schlieren und Körner, von denen die grösseren kubischen Formen aufweisen, sind besonders an Schieferungszonen und am Rande der Oolithe vorhanden. Die Dolomitkörner, die keine Deformation aufweisen, sind nicht pigmentiert, sie haben nur eine leicht bräunliche Farbe.

666. OOLITHISCHER KALK MIT PYRITISCHEN OOIDEN DER UNTEREN STGIR-SERIE Profil A 10, Fig. 13

Der Oolith ist sehr stark verschiefert, so dass die ursprüngliche Struktur nur noch an stärker rekristallisierten, nicht verschieferten Stellen erkannt werden kann. Am besten sind die Crinoidenreste und ihre unmittelbare Umgebung erhalten. Sie bestehen aus einem einzigen Kalzitkristall, der stärker pigmentiert ist. Randlich sind dabei noch Zonen mit vollständigen, nicht verschieferten Ooiden erhalten.

Die Ooide haben einen Durchmesser von 0,1–0,3 mm und enthalten im Zentrum häufig ein Quarzkorn. Die deutlich radiale Struktur ist in konzentrische Schalen unterteilt.

Die Pigmentierung ist bei den Crinoiden bräunlich und besteht aus sehr feinen, 0,005 mm grossen Partikeln. Sie sind in den Kalzitkristallen eingelagert. Ob es sich um eisenhaltige Verbindungen, oder um Einschlüsse von Luft oder Flüssigkeit handelt, ist nicht sicher. In den Ooiden wird die Pigmentierung durch feinste schwarze Körnchen und Schlieren hervorgerufen,

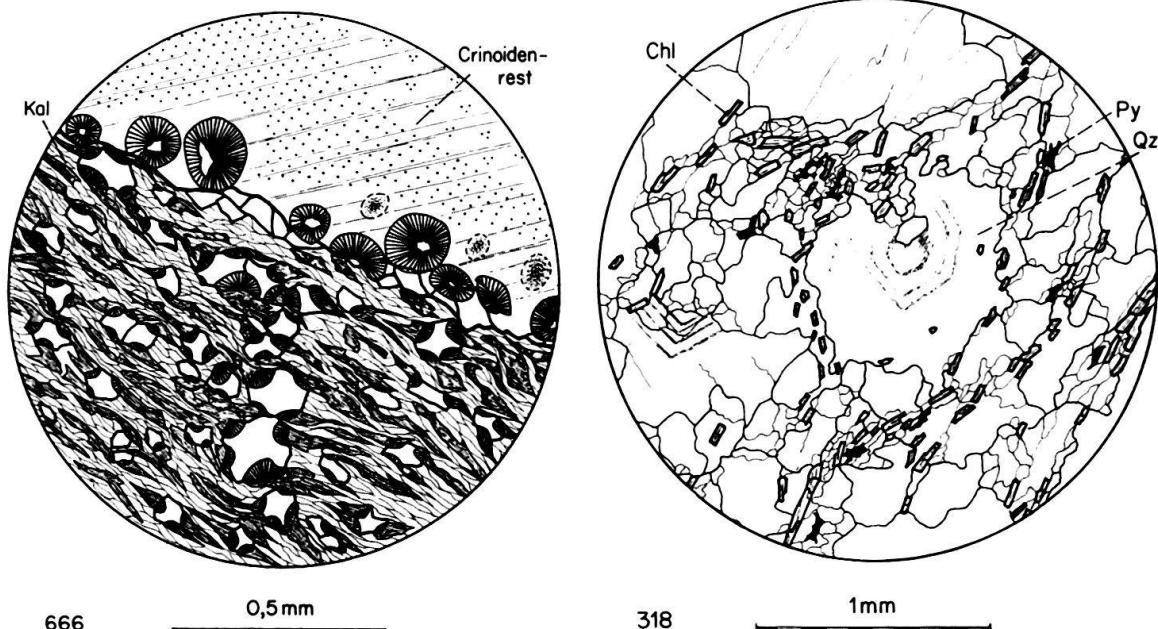


Fig. 13. Oolithischer Kalk mit stark verschieferten, schwarzen Ooiden, die in der Nähe eines Crinoidenrestes erhalten geblieben sind. Nicht deformierte Bruchstücke des ursprünglichen Gesteins schwimmen in der Masse der schwarzen Schiefer. Aus der unteren Stgir-Serie der Scopi-Zone an der Strasse Ilanz – Peidenbad.

Fig. 14. Blastopsammitischer Quarzit mit Chloritoid. Die Quarzkristalle zeigen Zonarstruktur. Obere Stgir-Serie am Ausgang der Alp Ramosa.

die zwischen den einzelnen Kalzitprismen der radialstruierten Ooidschalen eingelagert sind. Die Natur dieses Pigments ist nicht bekannt. Vermutlich handelt es sich um Graphitoid.

430. GROBER KALKSANDSTEIN DER OBEREN STGIR-SERIE

Profil C 4 (26), S. 674

Die groben Komponenten, die einen Durchmesser von bis zu 3 mm haben, bestehen zum grössten Teil aus Quarz; daneben kommt noch etwa 10% Dolomit vor. Sie tragen Spuren einer Kataklase. Die meisten sind zerbrochen und ihre Bruchstücke löschen undulös aus.

Die Grundmasse besteht zu 30–60% aus Kalzit und enthält viele Quarzkörner in allen Größen. Einzelne Nester eines feinkörnigen, braun verwitternden Dolomites mit viel braunem Pigment sind Fragmente von zerbrochenen gröberen Dolomitkomponenten.

Die seltenen detritischen Kalzite zeigen eine fein pigmentierte Maschenstruktur, wie sie Skelettresten von Echinodermen eignen ist.

Serizit ist nur in stark verschieferten Zonen häufig.

318. QUARZIT MIT BLASTOPSAMMITISCHER STRUKTUR UND LAGEN VON CHLORITOID AUS DER OBEREN STGIR-SERIE

Profil A 4 (43), S. 672; Fig. 14

Quarz: Die ursprünglichen Komponenten hatten einen Durchmesser von 1–2 mm. Ihre Korngrenzen sind nur noch an den welligen Lagen von Chloritoid zu erkennen, da eine starke Kataklase stattgefunden hat. Die einzelnen Bruchstücke sind scharf begrenzt und löschen undulös aus. Oft sind ehemalige Bruchzonen gut verheilt und kaum mehr zu erkennen. Ein Wachstum, das nach erfolgter Kataklase stattgefunden hat, ist deutlich.

Die grösseren Quarze zeigen Einschlüsse von feinen, idiomorphen Rutilnadelchen. Diese wurden bei der Kataklase mit den Quarzkristallen zerbrochen; sie waren also schon vorher in den einzelnen detritischen Körnern vorhanden.

Kalzit: Die sehr seltenen Kalzite bilden sporadisch kleine Nester zwischen den einzelnen Quarzkristallen.

Chloritoid: Die dünnen farblosen Täfelchen finden sich fast ausschliesslich entlang von tonigen, stark pigmentierten Zonen, die Bewegungsflächen darstellen. Sie sind polysynthetisch verzwilligt und haben einen Auslöschungswinkel von 10–14°. An einigen Stellen neigen sie zur Bildung von Rosetten.

Pigment: Die schwarze, feinverteilte Masse besteht aus ganz feinen Nadeln und Knötchen. Die gröberen Körner lassen oft eine kubische Struktur erkennen. Im Gebiet der Chloritoidzüge, die wohl ehemalige Tonlagen darstellen, ist das Pigment besonders stark angereichert. Das Pigment wird sowohl organischer (Graphitoid) als auch anorganischer (Pyrit, Markasit) Herkunft sein.

2. Die Inferno-Serie¹¹⁾

Die Inferno-Serie entspricht folgenden Serien in der Literatur:

ALB. HEIM (1891): «Graphitschwarz glänzende Knotenschiefer», kalkig, nur im Westen als Knotenschiefer ausgebildet.

W. K. NABHOLZ (1948 a): «Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, ± sandig».

¹¹⁾ Die Typuslokalität in der Val d’Inferno (E des Scopi) wird von A. BAUMER (in Vorbereitung) beschrieben (A. BAUMER et al., 1961). Erst nach der Publikation der vorläufigen Mitteilung (BAUMER et al., 1961) wurde unsere Equipe darauf aufmerksam, dass A. FAURE-MURET (1955) in den prätriadischen Sedimenten des Argentera-Massivs bereits eine Gesteinsgruppe mit diesem Namen bezeichnet hatte. Um Verwechslungen vorzubeugen, möchten wir festhalten, dass zwischen den beiden gleichnamigen Serien kein Zusammenhang besteht.

Als Inferno-Serie bezeichnet unsere Equipe die Kalke und Kalkschiefer mit grauer bis grauschwarzer Farbe, die stratigraphisch über der oberen Stgir-Serie und unter den schwarzen Tonschiefern der Coroi-Serie liegen. Die Inferno-Serie enthält im Westen die klastischen Einschaltungen der Riein-Schichten und die Runcaleida-Schichten.

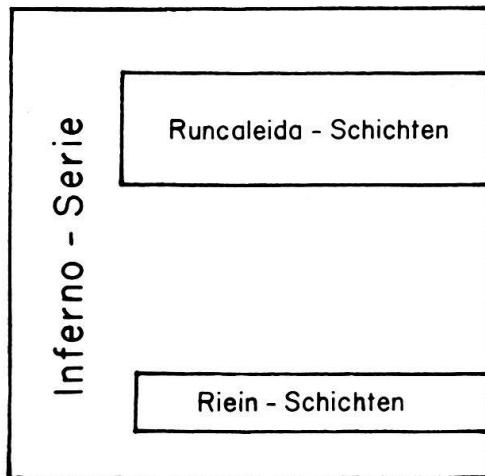


Fig. 15. Unterteilung der Inferno-Serie.

VERBREITUNG

Die grauen Kalkschiefer bilden die unteren Partien des Piz Zamuor und des Piz Stgir. Vom Pass Diesrut aus lassen sie sich ostwärts über den W-Grat des Artg Diesrut bis in die W-Wand des Piz de Vrin verfolgen. Dort ist die starke tektonische Anhäufung am besten sichtbar (Fig. 3, S. 670). Die Sackungsmassen von Vrin bestehen zum grössten Teil aus Inferno-Kalkschiefern. Zwischen Surin und Silgin sind die grauen Schiefer nur in den Erosionsformen der Bäche aufgeschlossen. Die Schulter von Lumbrein wird zu einem beachtlichen Teil von der Inferno-Serie aufgebaut. Während die Sackungen des Mundau im unteren Lugnez auf der linken Seite ein weiteres Verfolgen der Serie verunmöglichen, sind am rechten Ufer des Glogn verschiedene Aufschlüsse zu finden. Die Situation beim Crap de Sevgein ist aus Fig. 1 bei NABHOLZ (1948 a) ersichtlich. Die östliche Fortsetzung der Inferno-Serie verschwindet von dort aus gegen Osten bald unter den Schuttmassen des Flimser Bergsturzes.

Im Westen lassen sich die Inferno-Kalkschiefer vom Ausgang des Canal über den Marumo bis in die Val Camadra und über Riale Retico¹²⁾, Val d’Inferno bis in den Südgrat des Scopi verfolgen.

In den Schuppen ist die Inferno-Serie häufig nur noch als geringmächtiger Zug direkt unter der Grenztrias vorhanden. So sind die marmorisierten, blaugrauen Kalke in der obersten Pianca-Schuppe zur Inferno-Serie zu zählen. Im Westen, wo die Riein-Schichten die jüngsten erhaltenen Partien der Schuppe bilden, sind über der Stgir-Serie noch 50 m Inferno-Kalkschiefer vorhanden. Bei Puzzatsch bildet die Inferno-Serie den Synklinalkern der Zamuor-Schuppe.

¹²⁾ Abfluss des Lago Retico.

AUSBILDUNG

Die Gliederung der Inferno-Serie ist in der Val Cavallasca besser möglich. J. D. FREY unterscheidet (1960):

- Obere Inferno-Serie: 200 m grauschwarze Mergelschiefer mit späten Bänkein;
- Mittlere Inferno-Serie: 250 m grauschwarze Mergelschiefer;
- Untere Inferno-Serie: 50 m gebänderte, grauschwarze Mergelschiefer und Kalke.

Diese Dreiteilung kann im östlichen Gebiet nur zum Teil erkannt werden, da die tektonische Überprägung viel stärker ist.

Die untere Inferno-Serie besteht aus gebändert anwitternden Kalken, die durch den wechselnden Ton-Kalk-Gehalt eine fingerdicke bis handbreite Bankung aufweisen. Sie tritt aber durchaus nicht regelmässig auf, so dass man sich fragt, ob nicht ein Teil der Bänderung durch eine spezielle Verschieferung hervorgerufen wird.

Die mittlere Inferno-Serie bildet die Hauptmasse der monotonen grau-blauen Kalkschiefer. Die ursprüngliche Mächtigkeit war vermutlich im Osten noch grösser, da die späten Bänke der oberen Inferno-Serie nicht mehr auftreten. Die Unterscheidung von den gebänderten Serien des Liegenden ist schwierig, da keine scharfe Grenze existiert und die verschiedene Ausbildung oft nur sichtbar ist, wo die Schichten etwas verwittert sind. Im Osten, im Carreratobel werden die Sedimente der Inferno-Serie kalkiger und dadurch heller, besser gebankt und weniger verschiefert.

Die obere Inferno-Serie besteht aus denselben grauschwarzen Kalkschiefern wie die untere und die mittlere Inferno-Serie. Da die, im Westen typischen, späten Bänke im Untersuchungsgebiet nicht mehr vorkommen, ist eine Abtrennung nicht mehr möglich. Doch kann man die späten Kalke vielleicht mit den auskeilenden Runcaleida-Schichten in Verbindung bringen, die ja ebenfalls häufig Crinoidenreste enthalten. Zuoberst wird die Verschieferung stärker, und die Farbe wechselt von grau zu schwarz. Der Übergang zu den Tonschiefern der Coroi-Serie ist unscharf. Bei den Kartierungen haben wir nur kalkfreie schwarze Tonschiefer zur Coroi-Serie gerechnet.

In der Pianca-Schuppe erscheint an verschiedenen Stellen dicht unter der Grenztrias ein grauer, marmorisierter Kalk. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen zwei und fünf Metern. Er lässt sich von der Alpe Motterascio bis in die Gegend von Brün verfolgen. Im Osten tritt er meist wenige Meter über dem weissen Sandkalk der Riein-Schichten auf. Westlich des Valserrheines, wo die Riein-Schichten vermutlich nicht mehr abgelagert wurden, liegt er wenig über der unscharfen Obergrenze der Stgir-Serie. Sein Verlauf ist also von Westen gegen Osten nicht an einen bestimmten Horizont gebunden; er tritt diskordant zur Schichtung auf. Diese Tatsache bestärkt die Ansicht, dass es sich um einen schwach sandigen Kalk der Inferno-Serie handle, der in der Nähe der Überschiebung stärker marmoriert und dabei aufgehellt wurde.

Am Nufenenstock konnte eine ähnliche Erscheinung gefunden werden. In der Nähe eines tektonischen Kontaktes wurde der dunkelgraue, oberliasische Kalk mit Zoisitknoten in 1–3 m Tiefe diskordant zur Schichtung ausgebleicht. Die im Gestein vorhandenen Belemniten sind im hellgelben wie im dunkelgrauen Teil des Gesteins erhalten. Auf den Schichtflächen des hellen Marmors trifft man häufig Disthen.

Ablagerungsbedingungen

Die Kalkschiefer der Inferno-Serie enthalten besonders im basalen Teil noch bis zu 20% detritischen Quarz. Im Gegensatz zu den braunen Sandkalken der Stgir-Serie führen sie keinen detritischen Dolomit, was in der Anwitterung deutlich hervortritt. Als Neubildungen treten sehr häufig bis faustgroße Pyritknollen und grosse Linsen und Kluftfüllungen von weißem Quarz, gelblichem ankeritischem Dolomit und Kalzit auf.

Die Inferno-Serie enthält grosse Belemniten, die bereits von CH. MAYER-EYMAR (in ALB. HEIM, 1891) ausschliesslich als Mittel- bis Oberlias-Formen erkannt wurden (*Passaloteuthis* sp.?). Eine nähere Bestimmung ist infolge der starken Deformation nicht möglich. Doch ist zu bemerken, dass im unteren Lias keine Formen dieser Grösse auftreten.

Die Inferno-Serie stellt eine mergelige Schlammfazies des mittleren bis oberen Lias dar, die im Süden der neritischen Randgebiete des Alemannischen Festlandes abgelagert wurde. Die Wasserverhältnisse waren vermutlich tiefer und ruhiger als zur Zeit der Ablagerung der Stgir-Serie. Wir finden in der Inferno-Serie keine Korallen, Gryphaeen, Oolithe oder Dolomite. Der terrigene Einfluss des Nordens ist beschränkt auf die Sandkalk-Einschaltungen der problematischen Runcaleida-Schichten. Die Riein-Schichten stellen eine kurzzeitige detritische Schüttung von Süden dar. Die Ausbildung der Inferno-Serie gleicht dem Domerian-Toarcian der Westschweiz, wo in den ultrahelvetischen Decken die Schieferfazies des Dauphiné-Troges vorherrscht (R. TRÜMPY, 1951a).

Im Südhelvetikum der Ostschweiz (R. TRÜMPY, 1949) sind nur die untersten Partien der Sexmor-Serie mit der Inferno-Serie vergleichbar. Die untere Sexmor-Serie ist eine geringmächtige mergelige Einschaltung zwischen den Sandkalken der Spitzmeilen- und der oberen Sexmor-Serie. Gegen Süden nehmen dagegen die Mergel überhand; einzig die Runcaleida-Schichten entsprechen wohl der mittelliasischen Sandschüttung der oberen Sexmor-Serie. Weiter gegen Süden verschwinden auch diese Vertreter des neritischen, helvetischen Faziesbereiches, und im Greinagebiet ist die ganze Inferno-Serie mergelig ausgebildet. In der Urseren-Garvera-Mulde sind die Äquivalente der Inferno-Serie nicht mehr vorhanden (E. NIGGLI, 1944, und R. TRÜMPY, 1949).

Im Süden lassen sich die oberen Partien der Terrischiefer zum Teil mit der Inferno-Serie vergleichen (W. K. NABHOLZ, 1945), doch sind die tektonischen Zusammenhänge zwischen den beiden Gebieten noch nicht abgeklärt. Die dazwischen liegenden Lugnezerschiefer sind dagegen durchaus nicht mit dem Sedimentmantel des Gotthard-Massivs zu vergleichen.

Die Riein-Schichten¹³⁾

Die Riein-Schichten bilden eine geringmächtige Einschaltung von detritischem Material in der unteren Inferno-Serie. Sie bestehen aus 2 Bänken, die je 1–5 m mächtig sind und aus weissem Sandkalk bestehen. An einigen Stellen treten detritische Feldspäte und Lagen von Quarzgerölle auf.

VORKOMMEN

In der Pianca-Schuppe erscheinen die Riein-Schichten erstmals im Profil am Valserrhein (D 6). In der Val Uastg (D 7) und in der Val de Pitasch (D 8) haben sie an Mächtigkeit zugenommen. Die grösste Mächtigkeit von 15 m erreichen sie in der Val de Riein (D 9). Die Aufschlussverhältnisse im Dutjer Tobel und im Carreratobel (D 11) sind weniger günstig, doch lassen sich die östlichen Ausläufer der Riein-Schichten dort gut verfolgen. Die Riein-Schichten bilden in der Pianca-Schuppe das höchste Element und werden direkt überschoben von der Grenztrias. Weiter im Westen betrachten wir die marmorisierten Kalke im Dach der Pianca-Schuppe als Äquivalente der Riein-Schichten.

Im unteren Teil der Val de Silgin (B 5) trifft man in der Puzzatscher Schuppe eine geringmächtige Bank von Riein-Schichten.

In der Scopi-Zone in der unteren Val de Riein (A 9) treten direkt neben den 2 m dicken Bänken der Riein-Schichten häufig Belemniten des oberen Lias auf. Die Aufschlüsse an den Strassen Ilanz – Peidenbad und Sevgein – Riein (A 10) sind schlecht. Weiter im Westen sind die Riein-Schichten in der Scopi-Zone nicht mehr erkennbar!

AUSBILDUNG

Meistens bestehen die Riein-Schichten aus zwei weissen Bänken eines sandigen Kalkmarmors, die durch eine Zone von blaugrauen Inferno-Kalkschiefern getrennt sind. In der Pianca-Schuppe wächst die Mächtigkeit bis auf 15 m, wobei die zentrale Schieferzone stark reduziert ist. Im Profil D 9 bedingen die Riein-Schichten einen kleinen Wasserfall. Unmittelbar daneben findet sich innerhalb einer 30 cm starken Schicht eine deutliche Kreuzschichtung. Leider ist das Gestein so stark deformiert, dass eine Bestimmung von Dach und Sohle nicht mehr eindeutig ausfällt. Die Feldspäte, bei denen es sich um Albite handelt, erreichen Größen von bis zu 5 mm. Sie sind schlecht gerundet und konnten bisher nur in der Pianca-Schuppe gefunden werden. Die vereinzelten Konglomeratlagen führen Quarzkomponenten, welche einen Durchmesser bis zu 2 cm erreichen.

Im unteren Carreratobel treten im obersten Teil der Riein-Schichten einzelne Crinoidentrümmer auf, die mit grobem Sand und Muscheltrümmern in Linsen angereichert sind.

ABLÄGERUNGSBEDINGUNGEN

Im Dünnenschliff erkennt man neben den Feldspäten auch hellen, schwach bräunlich pigmentierten Kalzit und Quarz. Überraschend ist die weisse Farbe

¹³⁾ Die Riein-Schichten wurden benannt nach Riein, 4 km SE von Ilanz, wo 100 m nördlich des Dorfes ein Aufschluss des weisslichen Sandkalkes mit detritischen Feldspäten vorkommt. Die besten Profile liegen allerdings in der Schlucht der Val de Riein.

der Gesteine, die im Gegensatz zu der Inferno-Serie kein schwarzes Pigment enthalten.

Die Abnahme der Mächtigkeit und des Gehaltes an Feldspat von der Pianca-Schuppe gegen die Scopi-Zone im Norden spricht für eine Schüttung der Riein-Sandkalke von Südosten oder Süden.

Die Erscheinung der klastischen Riein-Schichten in der monotonen Schlammfazies der Inferno-Kalkschiefer ist nur kurzfristig und lokal. Die Herkunft des Materials ist ungewiss. Im Gebiet der helvetischen Decken ist kein Äquivalent der Riein-Schichten zu finden. Das Gebiet, aus welchem der Detritus der Riein-Schichten stammt, ist eher im Süden oder Südosten zu suchen. Die «Gneisquarzite» der Zone von Lunschania–Piz Terri (W. K. NABHOLZ, 1945) führen ebenfalls detritische Albite, die von einer ähnlichen Schwellenregion herrühren könnten. Um dieses Problem zu lösen, muss erst die tektonische und stratigraphische Stellung der heute dazwischen liegenden Lugnezerschiefer abgeklärt werden.

Die Runcaleida-Schichten¹⁴⁾

Sie entsprechen der «Serie der kieselig-sandigen Kalkschiefer, wechsellagernd mit quarzitischen Tonschiefern», von NABHOLZ (1948 a, S. 255).

Die Runcaleida-Schichten stellen eine Einschaltung in die Inferno-Serie dar. Sie sind nur im Osten (A 10) typisch ausgebildet; in den Schuppen treten sie nicht auf. Die vorkommenden Gesteine gleichen denen der ganzen Stgir-Serie. Da die Schichten bis heute keine Fossilien geliefert haben, kann die Altersfrage nicht eindeutig gelöst werden. Die Entscheidung, ob es sich um eine tektonische Repetition der Stgir-Serie handelt, oder ob ein Äquivalent der Sexmor-Serie des helvetischen Lias (R. TRÜMPY, 1949) vorliege, kann nicht eindeutig gefällt werden.

VORKOMMEN

Die besten und fast einzigen Aufschlüsse der Runcaleida-Schichten liegen an den Strassen von Ilanz nach Riein und Peidenbad (A 10). Das Profil zwischen Ilanz und Peidenbad wurde von W. K. NABHOLZ (1948 a) eingehend beschrieben (loc. cit., Fig. 1). In der unteren Val de Silgin treten die Runcaleida-Schichten stark reduziert wieder auf. Die westlichsten Aufschlüsse im Untersuchungsgebiet bilden die kleinen Wasserfälle in der Schlucht des Glenners, 100 m oberhalb der Brücke zwischen Vigens und Pigniu (Pt. 986).

Die Ausdehnung der Runcaleida-Schichten gegen Süden ist nicht bekannt, da die Pianca-Schuppe als jüngstes nur die Riein-Schichten enthält. Östlich des Crap de Sevgein tauchen die Sedimente der Runcaleida-Schichten mit der ganzen Scopi-Zone rasch unter die Massen des Flimser Bergsturzes.

AUSBILDUNG

Die Runcaleida-Schichten bilden im Gelände eine Steilstufe. Die Bankung variiert stark und als besonderes Merkmal sind die einzelnen Bänke von Quarzit und Sandkalk immer wieder durch ebenso mächtige Zonen von Kalkschiefern

¹⁴⁾ Die Runcaleida-Schichten sind benannt nach den Hängen westlich von Riein. Das beste Profil ist unmittelbar unterhalb dieser Lokalität ~~an der~~ Strasse von Ilanz nach Peidenbad aufgeschlossen.

und Tonschiefern unterbrochen. Der ganze Komplex macht einen stärker gebänderten Eindruck als die darüber anstehende obere Stgir-Serie.

Von Süden kommend, sieht man an der Strasse Peidenbad – Ilanz 100 m nach der Einmündung der Val de Riein einzelne braun anwitternde, feinkörnige Quarzitbänke, die schwach kalkig sein können. Sie schwimmen, oft zu einzelnen Linsen zerrissen, in der dunkelgrauen Masse von Kalkschiefern und Tonschiefern mit Sandlinsen. Neben den häufigen Echinodermenträmmern kann man in einer Kalkbank stark deformierte Reste einer Lumachelle finden. Im Zentrum der ganzen Serie stehen einige massive Bänke von Quarziten und Sandkalken an, die stark an diejenigen der oberen Stgir-Serie erinnern. Im nördlichen Teil treten in den massigen Kalken und in den schwarzen, dünn-schiefrigen, tonigen Kalkschiefern häufig verschiedenartige Oolithe auf. Der Anteil an Tonschiefern und Kalkschiefern ist in diesem Teil der Serie wieder erheblich grösser. Den nördlichen Abschluss bilden vereinzelte Lagen von hellen, bräunlich anwitternden Sandkalken, die viele Crinoidentrümmer enthalten. Dabei tritt eine dünne Bank auf, die neben dunkelgrauen tonigen Fetzen auch etwas gröberen Quarz enthält.

Die Ausbildung der Runcaleida-Schichten in den zwei Profilen weicht etwas voneinander ab, doch sind die Unterschiede gering.

In der Val de Silgin ist die Mächtigkeit der Runcaleida-Schichten auf 30 m beschränkt, wobei dennoch die typische Wechsellagerung von massigen Sandkalken und grauen Schieferzonen deutlich in Erscheinung tritt. Eine etwas gröbere Lage konnte in einer massigen Bank gefunden werden.

In der vorläufigen Mitteilung (A. BAUMER et al., 1961, S. 484) ist ein Vorkommen von rostig anwitternden Sandkalken im Dach der Stgir-Serie der Zamuar-Schuppe beschrieben. Es ist unwahrscheinlich, dass diese Gesteine, die dickschalige Reste von Muscheln führen, mit den Runcaleida-Schichten verglichen werden können. Eine Deutung als östlicher Ausläufer der obersten Stgir-Serie, wie sie weiter im Westen am Scopi entwickelt ist, ist näherliegend.

ABLAGERUNGSBEDINGUNGEN

In den Runcaleida-Schichten konnten bisher ausser den sehr zahlreichen, aber unbestimmbaren Crinoidenresten keine Fossilien gefunden werden. Die Gryphaeen, die NABHOLZ (1948 a) in der Val Cavallasca aus dieser Serie beschreibt, stammen, nach einer Mitteilung von J. D. FREY (1960), aus dem Dach oder von der Basis der oberen Stgir-Serie der Scopi-Zone.

Die Ooide der in verschiedenen Horizonten auftretenden Oolithe sind ganz verschiedenartig ausgebildet. Innerhalb einer massigen Bank von 0,5 m Mächtigkeit sind die Ooide vollständig dolomitisiert (Fig. 17, S. 719). In unmittelbarer Nähe treten vollständig pyritisierte, schwarze Ooide auf, welche, wie das ganze Gestein, sehr stark verschiefert sind. Einzelne, meist nur handbreite Schichten enthalten auch Ooide, die nur randlich dolomitisiert sind. Wir finden also drei verschiedenartige Typen von Oolithen dicht nebeneinander. Diese Oolithe lassen sich nicht unterscheiden von den gleichen Typen in der Stgir-Serie.

Bei einer Vergleichsbegehung im Gebiet des Scopi fanden Herr Prof. Dr. R. TRÜMPY, A. BAUMER, D. FREY und ich, bei Koord. 705100/159500, in den grauschwarzen, sandigen Kalkschiefern der Inferno-Serie: («Schwarze Kalkton-

schiefer» von H. M. HUBER, 1943, Fig. 3, S. 83) Echinodermenbreccien, Sandkalke und Lumachellen. Im Dünnschliff sind neben den zahlreichen querstehenden Chloritoidleisten einzelne guterhaltene schwarze Ooide erkennbar. Die Hauptmasse des oolithischen Kalkes ist jedoch so stark zerschert, dass die einzelnen Ooide nur noch als dünne, schwarz pigmentierte Lage sichtbar sind (wie in Fig. 13, S. 709). Es besteht die Möglichkeit, dass es sich bei diesem Vorkommen um eine westliche Fortsetzung der Runcaleida-Schichten handelt.

Die starke Pigmentierung der kalkigen, und tonigen Elemente gleicht derjenigen der Inferno-Gesteine; sie tritt nur in den klastischen Zonen zurück. Das häufige Auftreten von Chloritoid in den schiefrigen, sandigen und tonigen Lagen beider Serien spricht für einen ähnlichen Chemismus und für eine ähnliche Metamorphose der Gesteine.

DISKUSSION ÜBER DIE STELLUNG DER RUNCALEIDA-SCHICHTEN

a) Stgir-Alter der Runcaleida-Schichten (Tektonische Lösung)

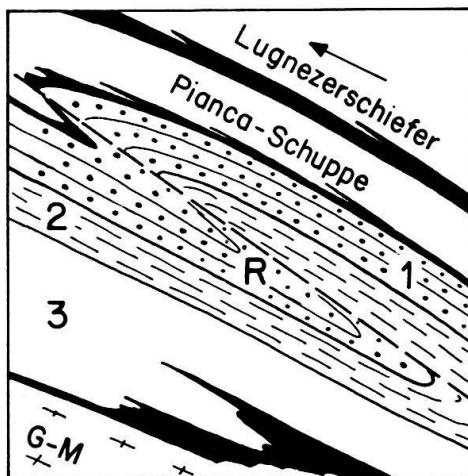


Fig. 16. Tektonische Lösung des Runcaleida-Problems.

R = Runcaleida-Schichten; G-M = Gotthard-Massiv; 1 = Stgir-Serie; 2 = Inferno-Serie
3 = Coroi-Serie; schwarz = Trias

Die Runcaleida-Schichten enthalten in vielfacher Beziehung ähnliche Gesteine wie die Stgir-Serie. Die Vergleiche mit der Stgir-Serie in den Schuppen, wo eine scharfe Trennung der unteren von der oberen Stgir-Serie nicht mehr möglich ist, sind am naheliegendsten. Die tektonische Konsequenz einer Herkunft der Runcaleida-Schichten aus dem Ablagerungsgebiet der Stgir-Serie zwischen der Scopi-Zone und der Pianca-Schuppe wäre eine Einfaltung von oben. Die Runcaleida-Schichten wären in einer früheren Phase aufgeschoben worden und später von der Stgir-Serie der Scopi-Zone überdeckt worden. Wenn man den komplizierten Bau der ganzen Schuppenzone betrachtet, so erscheint eine solche tektonische Lösung nicht unmöglich. Die Runcaleida-Schichten könnten dabei als östliche Fortsetzung jener Verschuppung betrachtet werden, die am Piz Zamuor die Coroi- und die Inferno-Serie ergreift und am Piz de Vrin vorwiegend die Inferno-Serie repetiert, doch bereits eine Verdoppelung der Stgir-Serie andeutet. Im Sommer 1962 untersuchte Herr Dr. G. VOLL die Kleintektonik des Profils an der

Strasse Ilanz-Peidenbad. Er konnte in den Runcaleida-Schichten Anzeichen finden, dass die Gesteine vermutlich aufrecht liegen. Dies würde für eine tektonische Lösung des Runcaleida-Problems sprechen.

**b) Mittel- bis oberliasisches Alter der Runcaleida-Schichten
(Stratigraphische Lösung)**

Das Hauptargument für eine normale stratigraphische Entstehung der Runcaleida-Schichten ist das Vorkommen einer ebenfalls oolithischen Serie im gleichen Niveau am Scopi. Die Oolithe besitzen hier keinen altersmässigen Leitwert, sondern sind für eine bestimmte Fazies typisch. Die Entstehungsbedingungen waren sicher im unteren Lias ähnlich wie im oberen Lias. Die Runcaleida-Schichten zeigen allerdings mehr Schiefereinlagerungen (vom Inferno-Typ) als die obere Stgir-Serie. In beiden Fällen handelte es sich aber um randliche detritische Einschwemmungen in ein Becken mit schlammiger Fazies.

Ein weiterer Grund für die stratigraphische Einschaltung der Runcaleida-Schichten in die Inferno-Serie ist das vollständige Fehlen von Trias in der Nachbarschaft der Runcaleida-Schichten. In den Runcaleida-Schichten wurden die fossilführenden Horizonte, die in der Stgir-Serie und an der Grenze Stgir/Inferno-Serie vorkommen, nie gefunden.

Die Ähnlichkeit der verschiedenen Gesteine mag auch von der starken Beanspruchung durch die Deformation und die Metamorphose herrühren. Die Metamorphose hat Sedimentations-Strukturen zum grössten Teil verwischt, so dass die ohnehin nicht stark verschiedenen Gesteine ein uniformes Aussehen erhielten.

Die Runcaleida-Schichten könnten, wenn sie eine stratigraphische Einlagerung in die Inferno-Serie darstellten, direkt mit der Sexmor-Serie des helvetischen Lias der Glarner Alpen (R. TRÜMPY, 1949) verglichen werden. Ein direkter lithologischer Vergleich ist jedoch weder eindeutig negativ noch positiv. Die Entscheidung in dieser Frage kann nur durch neue Funde von Fossilien oder Triasvorkommen in der Scopi-Zone gefällt werden. Die detaillierte Untersuchung des Mundaun durch Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI wird vielleicht die erhofften Beweise erbringen.

In der Folge werden die Runcaleida-Schichten als mittel- bis oberliasische heteropische Einschaltung in die obere Inferno-Serie behandelt.

Dünnenschliffbeschreibungen

421. GRAUER, SCHWACH SANDIGER KALKSCHIEFER DER INFERNO-SERIE

Profil C 4 (19), S. 674

10–15% Quarz
5–10% Serizit
vereinzelte Dolomitkörper.

Feine lepidoblastische Struktur von Kalzit, Quarz und Serizit. Die Länge der Quarzleisten beträgt 0,1–0,3 mm, während die Dicke meist geringer als 0,05 mm ist. Der Kalzit ist immer feiner kristallin als der Quarz und stark mit schwarzem Pigment durchsetzt. Ein wesentlicher Teil des Pigmentes ist als kleine idiomorphe Pyritkristalle erkennbar.

Der Quarz ist oft in kleinen Nestern oder Linsen angeordnet. Er ist nicht pigmentiert. Das Achsenbild des Quarzes ist schwach zweiachsig. Der Serizit ist vorwiegend an den Schieferungsflächen anzutreffen.

919. SANDKALK DER RIEIN-SCHICHTEN IN DER PIANCA-SCHUPPE

Profil D 9

Grober blaugrauer Sandkalk mit detritischen Feldspäten. Innerhalb einer blastopsammischen Grundmasse von Kalzit mit 20–30% Quarz liegen schlechtgerundete Quarz- und Feldspatrümmer (5–30%) in einer Grösse von 0,2–3,0 mm.

Der Kalzit ist von stark unterschiedlicher Korngrösse und oft mit braunen, feinkörnigen Einschlüssen durchsetzt. Die Einschlüsse sind besonders bei den grösseren Individuen auf den Kern beschränkt. Randlich tritt meist eine nicht pigmentierte Zone auf. Der Kalzit ist häufig verzwilligt und weist an einigen Stellen eine starke Verschieferung auf. An diesen Orten tritt auch spärlich Serizit auf.

Der Quarz bildet grosse Körner, die oft ein sehr feines Netz von unbestimmbaren Einschlüssen zeigen. In der Grundmasse besteht ein wesentlicher Anteil aus kleinen frischen Quarzkörnern, die in Nestern und Lagen zwischen den Kalziten liegen.

Der Feldspat besteht aus grossen detritischen Körnern, die schlecht gerundet sind und in einigen Fällen einen neogenen Rand besitzen. Zentral sind sie sehr stark verwittert und oft bis zu 50% durch bräunlich pigmentierten Kalzit ersetzt. An einzelnen Individuen ist eine schwache Albit-Lamellierung zu erkennen. Es handelt sich um Albit-Oligoklas. Die Feldspäte sind im Handstück als grobe, weisse, kantige Körner gut sichtbar. Sie treten aber nur innerhalb von bestimmten Horizonten in dieser Grösse auf.

795. FEINGESCHIEFERTER
SPRÖDGLIMMER-QUARZIT DER RUNCALEIDA-SCHICHTEN

Profil A 10

Feinkörniger Quarz (\varnothing 0,1 mm) bildet eine Mosaikstruktur, die nur von einigen Kalzitlagen unterbrochen wird. Zonenweise durchdringen schräg zur Schieferung stehende Serizite und farblose Chloritoide den massigen Quarzit. Einzelne Dolomitkörper, die sporadisch auftreten, sind braun pigmentiert.

Die feine Bänderung des Quarzites kommt durch die Einschaltungen von ehemals tonigen Lagen zustande. Diese Züge bestehen heute aus Serizit, Chloritoid und viel schwarzem Pigment.

Neben der starken schichtparallelen Schieferung tritt noch ein schwaches Clivage auf, das mit den Schichtflächen einen Winkel von etwa 55° bildet.

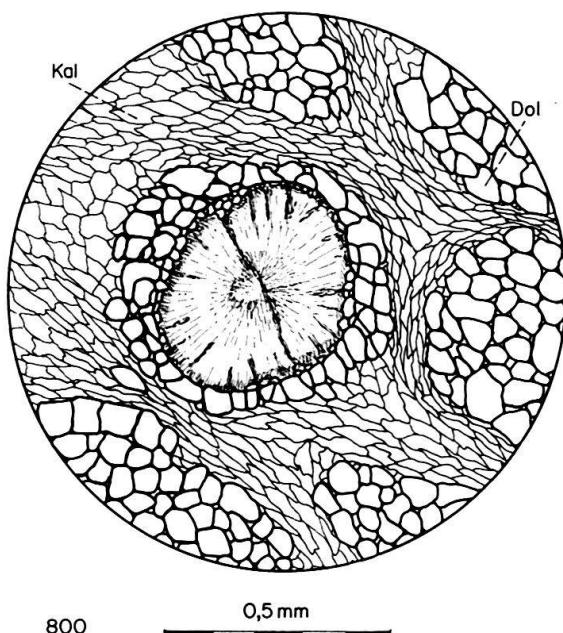


Fig. 17. Oolithischer Kalk mit vollständig dolomitisierten Ooiden. Runcaleida-Schichten an der Strasse Ilanz – Peidenbad.

800. OOLITHISCHER KALK MIT VOLLSTÄNDIG DOLOMITISIERTEN
OIDEN, RUNCALEIDA-SCHICHTEN
Profil A 10, Fig. 17

Die Ooide sind zum Teil linsig ausgequetscht und haben einen Durchmesser von 0,5–1 mm. Sie bestehen aus kleinen, kantigen Körnern (\varnothing 0,02–0,1 mm) von Dolomit. Im Kern der Ooide ist oft eine Partie von etwas feineren Dolomitkörnern vorhanden, was besonders bei stark beanspruchten Individuen zu beobachten ist. Die meisten Ooide bestehen jedoch ganz aus gleichgrossen Dolomitkörnern.

Bei einigen Ooiden bildet ein Einkristall von Kalzit das Zentrum. Die Struktur eines Echinodermenrestes ist durch stärkere Pigmentierung der Poren erhalten geblieben.

Die Grundmasse besteht aus stark verschiefertem Kalzit mit vereinzelten Dolomitkörnern, die von vollständig zertrümmerten Ooiden herrühren.

3. Die Coroi-Serie

Die Coroi-Serie ist identisch mit der «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» von W. K. NABHOLZ. Die Typuslokalität, der Piz Coroi im S des Greinapasses, wurde von J. D. FREY 1960 (A. BAUMER et al., 1961) beschrieben.

VORKOMMEN

Die schwarzen Tonschiefer der Coroi-Serie bilden zwischen dem Scopi und Ilanz meistens das Hangende der autochthonen Trias des Gotthard-Massivs. Die Reste des autochthonen N-Schenkels treten nur sporadisch auf. Die Mächtigkeit schwankt zwischen 50 und 800 m. Eine intensive tektonische Verschuppung sowohl mit dem Liegenden wie mit der hangenden Inferno-Serie ist an den meisten Orten vorhanden. An einzelnen Stellen (Glogn und Piz de Vrin) sind zwischen den schwarzen Schiefern Triasfetzen eingeschuppt. Häufig sind diese Bewegungsflächen die Gleithorizonte für ausgedehnte Sackungen (Alp Ramosa).

AUSBILDUNG

Die Schiefer der Coroi-Serie bestehen aus kalkfreien, ebenflächigen, schwarz pigmentierten Serizitphylliten, die jedoch besonders in den jüngeren Partien sehr quarzreich sind. Faustgrosse Rekrystallisationen von Quarz und Pyrit bilden oft Formen, die an Fossilien erinnern. Trotzdem konnte bisher in der ganzen Serie kein eindeutiger Fossilrest gefunden werden.

Im obersten Teil stehen graubraune, handbreite Bänke eines feinkörnigen, gebänderten Kalksandsteines bis Quarzites an. Im Dünnschliff konnte darin häufig Chloritoid gefunden werden. Die stratigraphische Stellung dieses Horizontes kann nur vermutet werden. Er zeigt einerseits, nach Angaben von Frau S. FRANKS-DOLLFUS, gewisse Ähnlichkeiten mit dem Eisensandstein, der im Südhelvetikum immer direkt über den Aalenian-Tonschiefern folgt¹⁵⁾. Anderseits ist sein Auftreten beschränkt auf den Kontakt der Coroi-Serie mit der autochthonen Trias des Gotthard-Massivs.

Eine Unterscheidung der Tonschiefer der Coroi-Serie von basalen Partien der Stgir-Serie (des N-Schenkels der Scopi-Mulde) ist nicht möglich. Da die typischen

¹⁵⁾ Frau S. FRANKS-DOLLFUS, die Bearbeiterin des helvetischen Doggers der Ostschweiz, hat sich freundlicherweise die Mühe genommen, die Aufschlüsse am Pass Diesrut zu besichtigen.

Schichten der unteren Stgir-Serie (Lias-Basisquarzit und Oolithe) nicht anstehen, kann eine Entscheidung im Untersuchungsgebiet nicht gefällt werden.

Das Alter der Coroi-Serie lässt sich nur durch lithologische Vergleiche mit den entsprechenden helvetischen Sedimenten eruieren. Gleichartig ausgebildete Schichten konnten dort durch Fossilien als Aalenian datiert werden.

FAZIES

Zur Zeit der Ablagerung der Coroi-Serie herrschten euxinische Bedingungen. Der gröbere terrigene Einfluss ist ganz verschwunden. Im allgemeinen wird für die Aalenian-Tonschiefer bathyale Entstehung angenommen; dies mag auch für das ultrahelvetische Gebiet gelten. Das Fehlen der kalkigen Sedimente kann als Indiz dafür gezählt werden.

Vielleicht verunmöglichte aber auch die hohe Konzentration von H_2S in den Gewässern eine Ausfällung von Kalk. Das dabei erniedrigte pH begünstigte eher die Ausfällung von Silikaten, was den erhöhten Quarzgehalt der Coroi-Schiefer erklären kann. Damit würde die Coroi-Serie nicht unbedingt einem bathyalen Ablagerungsgebiet entstammen.

Dünnschliffbeschreibungen

26. SCHWARZ PIGMENTIERTE SERIZITPHYLLOLITE DER COROI-SERIE Profil A 2

Lepidoblastische Struktur von Serizit mit kleinen (0,01–0,05 mm) Quarzlinsen und Leisten. Lagenweise variiert der Gehalt an Quarz von 10–40%. Die quarzarmen Partien sind sehr stark schwarz pigmentiert. Mit der starken Vergrößerung kann man feinste, schwarze, unregelmässige Gebilde von Pigment erkennen. Bei der starken Pigmentierung, die die Untersuchungen mit dem Mikroskop stark erschwert, handelt es sich vermutlich um organisches Pigment (S. 725). Farbloser Chloritoid tritt in einzelnen Lagen recht häufig auf. Die kleinen, 0,02 mm langen Individuen stehen mit ihrer Längsachse meist quer zur Schieferungsebene. Sie sind in den quarzarmen, stark pigmentierten Lagen etwas häufiger. Kalzit fehlt vollständig. Vereinzelte kleine Pyrite treten auf, Turmalin, Zirkon (selten).

Die ebenflächigen schwarzen Phyllite sind stellenweise sehr stark verfärbt.

449. KALKSANDSTEIN AM KONTAKT ZWISCHEN COROI-SERIE UND TRIAS AM PASS DIESRUT Profil A 2

Schwarzbrauner Kalksandstein mit Chloritoid.

Die Korngrösse der Quarzkörper variiert zwischen 0,05 und 1 mm. Detritische, grobe Dolomitkörper sind selten. Die Grundmasse besteht zum grössten Teil aus verschiefertem Kalzit. Daneben kommen noch Quarz und Dolomit, in feinen Linsen und Lagen angeordnet, vor. Entlang von Schieferungsflächen tritt neben viel Serizit auch farbloser Chloritoid häufig auf, der in Rosetten, quer zur Schieferung stehend, angeordnet ist. Die dolomitischen Lagen sind braun gefärbt durch feine, nicht bestimmmbare Körner. Die Schieferzonen sind schwarz pigmentiert. Turmalin ist häufig.

4. Zur Paläogeographie des Lias (Fig. 18)

Die Lias- und Aalenian-Sedimente in ultrahelvetischer Ausbildung bilden die parautochthone Bedeckung des südlichen Gotthard-Massivs. Sie entstammen einem Miogeosynkinalraum, der südlich an denjenigen der Urseren-Garvera-Mulde und der helvetischen Decken anschliesst. Die Sedimente der Stgir-Serie schliessen

direkt an die Fazies des helvetischen Sedimentationsbereiches an, in welchem sich der Einfluss des Alemannischen Landes (R. TRÜMPY, 1949) stark geltend macht und wo die Meerestiefe im allgemeinen gering war. Die jüngeren Gesteine des Untersuchungsgebietes sind «bathyaleren» Charakters. Sie stellen damit den Einbruch einer südlicheren (und auch im Westen vorherrschenden) Schieferfazies dar.

Die Stgir-Serie gleicht in ihrer Entwicklung den entsprechenden helvetischen Lias-Serien. Besonders die untere Abteilung, in ihrer Seichtwasserfazies mit Oolithen, Lumachellen und Korallen, ist unter ähnlichen Bedingungen entstanden wie die Cardinien-Schichten und die Prodkamm-Serie der Glarner Alpen. Der detritische Einfluss wird in der oberen Stgir-Serie am deutlichsten. Die groben Sandschüttungen reichen bis weit in den Südosten (Pianca-Schuppe) und verdrängen die Oolithe und feinkörnigen Quarzite bis in das Ablagerungsgebiet der Pianca-Schuppe. In dieser Richtung lässt sich ganz allgemein ein Kalkigerwerden der gesamten Stgir-Serie feststellen. Dabei werden die Oolithe häufiger, was als Anzeichen dafür gelten mag, dass die Stgir-Serie der Pianca-Schuppe nicht aus einem «bathyaleren» Ablagerungsgebiet stammt.

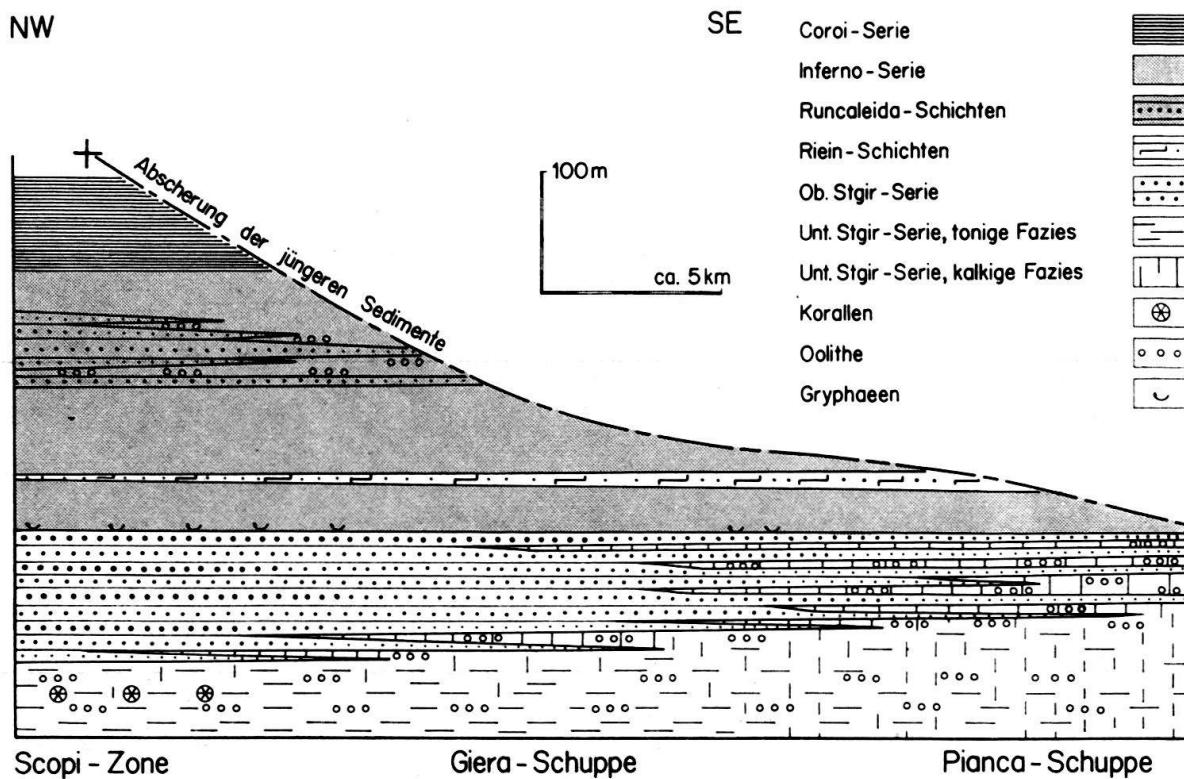


Fig. 18. Hypothetisches Faziesprofil durch den abgewickelten parautochthonen Sedimentmantel auf der Südostseite des Gotthard-Massivs.

Nach der Ablagerung der oberen Stgir-Serie erfolgte eine starke Änderung der Sedimentation, die vermutlich auf eine verstärkte geosynklinale Absenkung des ultrahelvetischen Bereiches ab Mittellias zurückzuführen ist.

Die weitere Geschichte des Untersuchungsgebietes lässt sich nicht mehr direkt mit jener des helvetischen Raumes vergleichen. Während im Helvetikum die Sandschüttung im oberen Plienbachian und im Domerian nochmals einsetzt,

lagern sich im gotthardmassivischen Bereich die monotonen, mächtigen, grauen Kalkschiefer der Inferno-Serie ab, welche einem tieferen Meeresbecken entstammen und fast keine Bodenfauna mehr führen. Sie lassen sich mit der Schieferfazies des Dauphiné-Troges vergleichen; dort allerdings fällt der Wechsel von «*Lias calcaire*» zu «*Lias schisteux*» erst mit der Wende Pliensbachian/Domerian zusammen. Sehr ähnlich sind die Mergelschiefer des Domerian und Toarcian im Ultrahelvetikum der Westschweiz, z. B. bei Bex (R. TRÜMPY, 1951a) und am Laubhorn (H. BADOUX, 1945). Auch im Helvetikum der Westschweiz kommen im Toarcian Mergelschiefer vor. Ob die Unterbindung der detritischen Zufuhr aus Norden im Mittellias auf die Hebung einer antithetischen Bruchschollenstaffel zurückgeführt werden kann, wissen wir nicht, da die entsprechenden Sedimente in der Urseren-Garvera-Mulde und im Autochthon des nördlichen Gotthard-Massivs nicht mehr erhalten sind.

Die Riein-Schichten stellen eine geringmächtige, grobe Einstreuung von detritischem Material in der unteren Inferno-Serie dar. Das Herkunftsgebiet, im Süden oder im Osten, dürfte in nicht allzugrosser Entfernung gelegen haben. Die schlechtgerundeten Feldspäte und das plötzliche Auftreten und Verschwinden sprechen für eine Serie, deren Entstehung mit einer kurzfristigen Hebung im Liefergebiet zusammenhängt. Eine Verbindung mit den Gneisquarziten der Zone von Lunschania-Piz Terri (W. K. NABHOLZ, 1945) ist nicht belegt. Westlich des Valserrheines sind die Riein-Schichten sehr geringmächtig. Es besteht die Möglichkeit, dass sie im Westen gar nicht zur Ablagerung gelangten.

Die Runcaleida-Schichten bilden eine wesentlich mächtigere klastische Einschaltung in der oberen Inferno-Serie. Es besteht allerdings die Möglichkeit, dass es sich bei den Runcaleida-Schichten um eine tektonische Einfaltung von Stgir-Serie in die Inferno-Serie handelt (vgl. Diskussion S. 717). Die Fazies mit Kalksandsteinen, Oolithen und Crinoiden lässt sich mit derjenigen der Stgir-Serie vergleichen. Sie könnte jedoch, ihrer Stellung nach, mit der oberen Sexmor-Serie des Glarner Lias parallelisiert werden. Damit würde sie einem erneuten kurzfristigen Vorstoss der nördlichen Fazies gegen Süden entsprechen. Die Dome-rian-Quarzite, die M. LUGEON (1914) am Torrenthorn und M. SCHENKER (1946) im Bietschtal beschrieben haben, könnten vielleicht als ungefähr gleichalte rige Bildungen im Helvetikum des Wallis betrachtet werden. Am Scopi existieren nur noch geringmächtige Äquivalente der Runcaleida-Schichten.

Die Inferno-Serie geht kontinuierlich, durch Abnahme des Kalkgehaltes und durch Zunahme der schwarzen Färbung, in die ebenflächigen, schwarz pigmentierten Serizitphyllite der Coroi-Serie über. Aus Analogie zu den helvetischen Aalenian-Tonschiefern wird diese Serie dem Aalenian zugeordnet. Im Ultrahelvetikum der Westschweiz erreicht das Aalenian (Aalénien des Cols) bei sehr ähnlicher Ausbildung ungefähr die gleichen Mächtigkeiten (H. BADOUX, 1945).

Vergleiche mit anderen Gebieten (Tab. 2, S. 698)

Die lithologischen Serien, die im Ultrahelvetikum am Ostende des Gotthard-Massivs unterschieden und mit dem helvetischen Lias parallelisiert werden konnten, lassen sich auch in weiter westlich gelegenen Gebieten deutlich unterscheiden.

Am Scopi (H. M. HUBER, 1943) sind alle Serien noch annähernd gleich ausgebildet. Die Profile sind tektonisch weniger gestört. Die Obergrenze der Stgir-Serie ist etwas anders entwickelt: gebänderte Lagensandkalke bilden den Abschluss dieser Serie. Im oberen Teil der Inferno-Serie sind stratigraphische Einlagerungen vorhanden, die als Äquivalente der Runcaleida-Schichten gelten können. Den oberen Abschluss bilden hier ebenfalls kalkfreie Tonschiefer, die als Äquivalente der Coroi-Serie zu werten sind.

In der Piora-Mulde (L. J. KRIGE, 1918) haben die Sedimente eine wesentlich höhere Metamorphose erfahren als im Untersuchungsgebiet. Trotzdem lassen sich die entsprechenden Sedimente mit der basalen, unteren und oberen Stgir-Serie vergleichen. Die jüngeren Sedimente weisen allerdings einen anderen Charakter auf als die Inferno-Serie.

Am Nufenenstock¹⁶⁾ (R. EICHENBERGER, 1924), bzw. in dem gut aufgeschlossenen Profil am Abfluss des Griesgletschers sind die Serien ebenfalls ähnlich entwickelt wie am Ostende des Gotthard-Massivs. Die Trias/Lias-Grenze und die der basalen Stgir-Serie entsprechenden Schichten sind selbst im Detail mit den entsprechenden Gesteinen in der Piora-Mulde vergleichbar. Die quarzitischen Tonschiefer und Quarzite von EICHENBERGER würden ungefähr der basalen Stgir-Serie entsprechen. Diese tiefsten Liaspartien sind an verschiedenen Stellen mit relativ gut erhaltenen Ammoniten belegt (W. SALOMON, 1912). Die der unteren Stgir-Serie entsprechende Serie ist als Granat-Biotit-Plagioklas-Schiefer entwickelt und führt vereinzelte dunkle Kalkbänder mit *Gryphaea* sp. Die massigen gelben Quarzite und Sandkalke, die schöne Kreuzschichtung zeigen, können sehr gut mit der oberen Stgir-Serie verglichen werden, besonders da im Dach auch eine Fossilschicht in Form eines blaugrauen Kalkes auftritt. In diesem Gebiet ist die jüngste anstehende Einheit als gebänderte Kalke, die mit Zoisit-Knotenschiefern wechseln, ausgebildet. Sie kann mit der gebänderten Inferno-Serie verglichen werden.

Weiter im Westen, im Binntal und bei Brig wurden die gotthardmassivischen Bündnerschiefer von P. MEIER und W. K. NABHOLZ (1949) beschrieben. Die Dachschiefer von Termen sind durch Fossilien als Toarcian belegt (W. BERNOULLI, 1942). Das Gebiet der gotthardmassivischen Bündnerschiefer zwischen Brig und dem Nufenenstock wird zurzeit durch zwei Doktoranden der Universität Bern neu bearbeitet.

In der ultrahelvetischen Laubhorn-Decke (H. BADOUX, 1945) ist der Lias wie folgt entwickelt: Über dem geringmächtigen, kalkigen Rhät folgt ein ebenfalls dünnes Hettangian-Sinemurian, das kalkig-schiefrig ausgebildet ist. Diese Gesteine entsprechen vermutlich der unteren Stgir-Serie. Die spätig-sandigen Kalke des Lotharingian können am besten mit der oberen Stgir-Serie verglichen werden. R. TRÜMPY (1949) hat sie als Äquivalente der Spitzmeilen-Serie betrachtet. Über den dunklen, gebankten Kieselkalken des Pliensbachian und des Dome-

¹⁶⁾ Ich hatte im Sommer 1962 Gelegenheit, im Auftrag der Officine Idroelettriche della Maggia S. A. Locarno die gotthardmassivischen Sedimente am Nufenenstock und im oberen Aeginental zu untersuchen. Die Resultate dieser Aufnahmen wurden in einem Bericht zusammengestellt. Ich möchte der Direktion der Maggia S. A., sowie den Herren Dr. T. LOCHER und dipl. geol. A. BAUMER für die Unterstützung dieser Arbeit herzlich danken.

rian erscheinen die sandigen Mergel des Toarcian, die ähnlich wie die Inferno-Serie entwickelt sind. Das Aalenian (schistes mordorés) ist direkt vergleichbar mit den schwarzen Coroi-Schiefern.

Im ultrahelvetischen Lias von Bex (R. TRÜMPY, 1951a) herrscht über einem neritischen Unter- und Mittellias im Domerian-Toarcian die «Lias schisteux»-Fazies des Dauphiné-Troges. Im Ultradauphinois der Westalpen (R. BARBIER, 1948) findet man die gleichen Ablagerungsbedingungen wie im Dauphinois-Bereich (M. GIGNOUX et L. MORET, 1952). Über dem «Lias calcaire», der aus dunklen Kalken und Mergelkalken besteht und vom Rhät bis zum Pliensbachian reicht, folgt der «Lias schisteux», der ins Domerian, Toarcian und Aalenian gestellt wird. Diese schwarzen Schieferserien haben gewisse Ähnlichkeiten mit der Inferno- und Coroi-Serie des Untersuchungsgebietes.

Der Zusammenhang mit den nächst südlicheren Liasvorkommen ist problematisch. In der Literatur (NABHOLZ, 1945; BOLLI und NABHOLZ, 1959) wird das Ablagerungsgebiet der Lugnezerschiefer als südliche Fortsetzung des ultrahelvetischen Raumes bezeichnet. Die eigentlichen Lugnezerschiefer haben weder Fossilien geliefert, noch gleichen sie lithologisch entfernt anderen liasischen Sedimenten. R. TRÜMPY (1957) und R. STAUB (1958) haben sie als von oben her eingefaltete Kreide des Tomül-Lappens aufgefasst. Damit würden die liasischen Schiefer der Zone von Lunschania – Piz Terri zur südlichen Fortsetzung des ultrahelvetischen Raumes. W. NABHOLZ (1945; in BOLLI und NABHOLZ, 1959) hat bereits einzelne Serien dieser zwei tektonischen Einheiten miteinander verglichen.

5. Bestimmung von Kohlenstoff und Schwefel in stark pigmentierten Gesteinen

Die schwarze Färbung, die den Gesteinen des Ultrahelvetikums ein uniformes Aussehen verleiht, ist auf eine starke Pigmentierung zurückzuführen. In der Literatur (C. SCHMIDT in ALB. HEIM (1891) und weitere) wird als färbende Substanz Graphitoid oder organische Substanz erwähnt. Es wird auch bemerkt, dass ein Teil der Färbung durch Sulfide von Schwermetallen hervorgerufen werde. Um den Anteil der beiden Substanzen in den Gesteinen festzustellen, wurden an sechs Gesteinsproben Kohlenstoff- und Schwefelbestimmungen ausgeführt. Die Analysen führte freundlicherweise Herr Dr. F. HOFMANN durch.

		Gewichts-%	
		C	S
1. untere Stgir-Serie	Scopi-Zone	0,84	0,09
2. untere Stgir-Serie	Zamuor-Schuppe	0,87	0,28
3. untere Inferno-Serie	Zamuor-Schuppe	0,95	0,67
4. mittlere Inferno-Serie	Scopi-Zone	0,34	0,22
5. obere Inferno-Serie (Echinodermenbreccie, Val Presciuà)	Scopi-Zone	0,47	0,15
6. Coroi-Serie	Scopi-Zone	1,72	0,22

Bei den Bestimmungen von Schwefel ist der Gehalt an Magnetkies nicht inbegriffen, da bei allen Proben zuerst mit HCl die Karbonate entfernt werden mussten. Dabei zeigte sich nur bei der Probe 5 eine schwache Entwicklung von H_2S .

Die Analysen demonstrieren, dass der grössere Anteil des Pigments organischer Herkunft ist. Die Sulfide der Schwermetalle spielen eine geringere Rolle. Ihr Anteil ist allerdings nur ein Mass für den Gehalt an Schwermetallionen und nicht für den Gehalt an H_2S im Sediment oder im Meerwasser, da überschüssiges H_2S flüchtig ist.

In der Analyse sind die häufig auftretenden grösseren Pyritwürfel nicht berücksichtigt, da sie bei der Probeentnahme nicht einbezogen wurden.

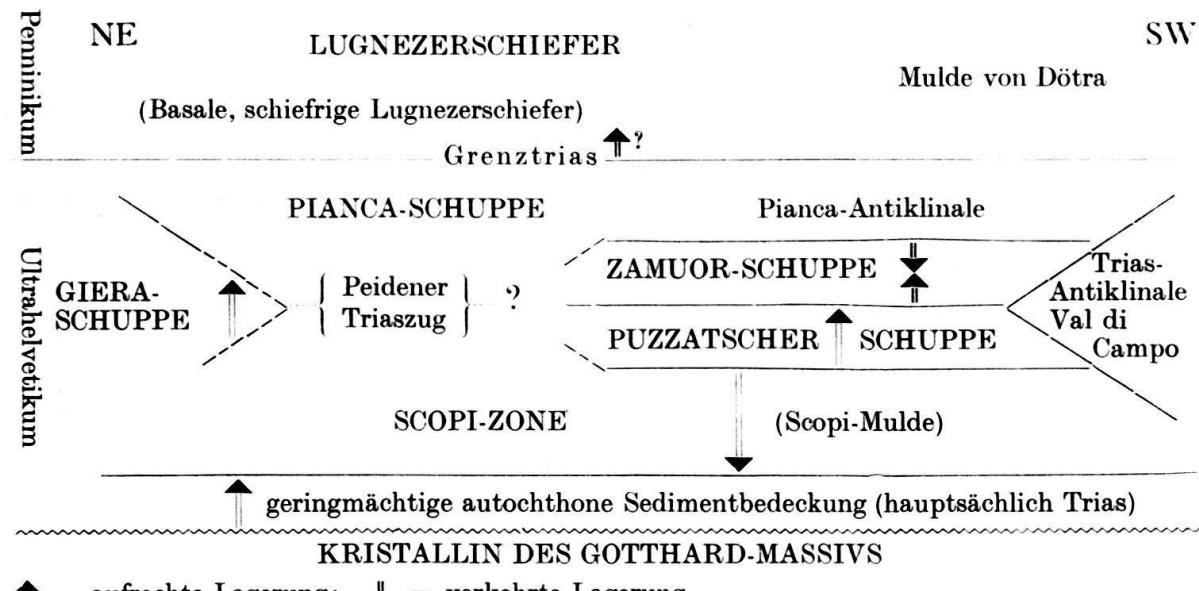
Tektonik

A. ÜBERSICHT

Das Gotthard-Massiv taucht östlich des Rein de Sumvitg langsam gegen NE ab und verschwindet bei Lumbrein unter den Schiefermassen des Mundaun. Die letzten Aufschlüsse der autochthonen Trias liegen am Ufer des Glogn bei Ilanz. Auf der Südseite verschwindet das Gotthard-Massiv stufenweise unter den parautochthonen Sedimentserien. Das treppenförmige Absteigen ist besonders in der Val Camadra gut zu erkennen (J. D. FREY, 1960). Die Sedimente der Scopi-Zone, die am Scopi noch steil gegen Norden einfallen, stehen im Gebiet des Lago Retico vertikal (A. BAUMER, in Vorbereitung) und sind weiter im NE immer stärker gegen Norden überkippt. Im Untersuchungsgebiet trifft man in allen tektonischen Einheiten eine isoklinale Lagerung der Schichten mit einem 30–40° steilen Einfallen gegen SSE (Taf. IV).

Die verschiedenen tektonischen Einheiten innerhalb der Schieferhülle des Gotthard-Massivs bestehen aus Paketen von Lias, die durch Triaszüge voneinander abgetrennt werden können. Im SE folgen als tektonische Begrenzung des bearbeiteten Gebietes die Lugnezerschiefer (oder Sosto-Schiefer, A. BAUMER). Ihre Basis wird durch den durchgehend verfolgbaren Zug der Grenztrias gebildet.

Als Übersicht über die tektonische Unterteilung dient folgendes Schema:



\uparrow = aufrechte Lagerung; \downarrow = verkehrte Lagerung.

Fig. 19. Schematische Darstellung der tektonischen Einheiten am Südostende des Gotthard-Massivs.

1. Die Scopi-Zone

Die Hauptmasse der Sedimente des südlichen Gotthard-Massivs gehört zu der Scopi-Zone. Sie bildet die östliche Fortsetzung der Mulde des Scopi (H. M. HUBER, 1943). Von Sta. Maria am Lukmanier ostwärts verschwindet der sehr geringmächtige N-Schenkel der Scopi-Mulde rasch (A. BAUMER, in Vorbereitung). Dadurch kommt der S-Schenkel, der nach Norden überkippt ist, in verkehrter Lage direkt auf die autochthone Trias des Gotthard-Massivs zu liegen. Meistens sind die Tonschiefer der Coroi-Serie in Kontakt mit den Resten der autochthonen Trias. Es ist nicht klar, ob die autochthonen Sedimente des N-Schenkels nicht abgelagert, vor der Aufschiebung des Verkehrschenkels aberodiert oder nach Norden abgeschoben wurden. Die letztgenannte Lösung scheint uns die plausibelste. Auf der Alp Ramosa, bei Plaun de Cistagls, und unterhalb der Strassenbrücke nach Surin (S. 679) treten im Nordschenkel noch Reste von autochthonem Lias auf.

Die Mächtigkeit der Scopi-Zone beträgt bei Lumbrein 350 m und im Querschnitt von Ilanz mehr als 1000 m. Die starken Schwankungen sind auf die verschiedenen intensive Auswalzung zurückzuführen. Bei Ilanz ist allein die Coroi-Serie 600 m dick. Die einzelnen auftretenden Triaszüge und die starke tektonische Beanspruchung beweisen eine mehrfache Repetition.

Die Scopi-Zone enthält das stratigraphisch vollständigste Profil des Ultrahelvetikums im Untersuchungsgebiet. Alle Serien, von der oberen Trias bis ins Aalenian sind vorhanden. Neben der Stgir-, der Inferno- und der Coroi-Serie treten auch die beiden Einschaltungen innerhalb der Inferno-Serie, die Riein- und die Runcaleida-Schichten, auf. Der Durchbruch des Glogn zwischen Uors und Ilanz hat ein vollständiges Profil geschaffen (A 10), das von W. K. NABHOLZ (1948 a) beschrieben worden ist.

Der interne Bau der Scopi-Zone ist schwierig zu erfassen, da die Grenzen zwischen den einzelnen Serien stark gestört sind. In der NW-Wand des Piz Stgir und des Piz Zamuar tritt die Verschuppung der Coroi- und der Inferno-Serie auffällig in Erscheinung (Fig. 1, S. 665). In der W-Wand des Piz de Vrin (Fig. 3, S. 670) erfasst sie auch die Stgir-Serie, was am Artg Diesrut in den langgezogenen Schleppfalten angedeutet ist (Fig. 4, S. 676). Vermutlich sind diese Verschuppungen weiter im Osten, im Mundaun, ebenfalls vorhanden. Es ist auch gut denkbar, dass die Runcaleida-Schichten nur eine derartige Repetition der Stgir-Serie darstellen. Die flache, schichtparallele Verschieferung und Verschleppung der einzelnen Falten sowie die Ähnlichkeit der verschiedenen Gesteine erschweren die Erfassung aller tektonischen Komplikationen.

2. Die Puzzatscher Schuppe

Im Profil am Piz Zamuar (B 2, S. 665) ist die ganze Puzzatscher Schuppe mit einer Mächtigkeit von 60 m aufgeschlossen. Über einer reduzierten unteren Stgir-Serie, die basal noch Triasfetzen enthält, besteht der grösste Teil der Schuppe aus Gesteinen der oberen Stgir-Serie. Am Ausgang der Alp Ramosa (B 4) ist nur der tiefere Teil der Schuppe anstehend. In der Val de Silgin treten erstmals Inferno-Elemente auf, die einige Bänke der Riein-Schichten enthalten.

Weiter im Osten sind die trennenden Triaszüge nicht mehr sichtbar. Eine Abtrennung der Puzzatscher und der Zamuor-Schuppe von der Pianca-Schuppe ist dadurch nicht mehr möglich. Diese basalen Verschuppungen der Pianca-Schuppe stellen eine fragliche Verbindung der Puzzatscher Schuppe mit der Giera-Schuppe im Carreratobel dar. Die Entwicklung der einzelnen Schichtglieder ist noch identisch mit den entsprechenden Gesteinen der Scopi-Zone. Vermutlich stellt die Puzzatscher Schuppe einen verschiefererten Rest der südlichen Fortsetzung der Scopi-Mulde dar. In ihrer aufrechten Lage würde sie, zusammen mit der Scopi-Zone, eine nach Norden überkippte Antiklinale mit reduziertem S-Schenkel bilden.

3. Die Zamuor-Schuppe

Die Zamuor-Schuppe ist die mittlere der drei Schuppen. Ihre Mächtigkeit schwankt zwischen 60 und 120 m. Sie zeigt eine nach Norden überkippte Synklinalstruktur. Am Piz Zamuor (C 2) ist die Muldenform noch nicht entwickelt, doch zeichnet sich in einzelnen langgezogenen Falten im nördlichen Vorgipfel eine starke interne Verfaltung ab. Im Profil bei Puzzatsch (C 4, S. 673) ist die Synklinale deutlich erkennbar. Der Kern wird durch graue Kalkschiefer der Inferno-Serie gebildet; die beiden Schenkel bestehen aus Schichten der oberen Stgir-Serie. Im N-Schenkel beweist eine Kreuzschichtung, die im Bachbett aufgeschlossen ist, normale Lagerung. Weniger deutlich erkennt man die gleiche Mulde in der Val de Silgin (C 5). Im Osten erleidet die Zamuor-Schuppe das gleiche Schicksal wie die Puzzatscher Schuppe; die Triaslamellen sind nicht mehr vorhanden. Der Zusammenhang mit der Giera-Schuppe ist undeutlich, doch besteht die Möglichkeit, dass jene eine gleiche Synklinalform aufweist. Sie wäre somit leichter mit der Zamuor-Schuppe als mit der Puzzatscher Schuppe in Verbindung zu bringen. Es ist fraglich, ob die Korrelation von so kleinen tektonischen Gebilden, wie dies die Schuppen darstellen, über eine solche Distanz vorgenommen werden darf.

Die Zamuor-Schuppe besteht nur aus Gesteinen der Stgir- und der Inferno-Serie. Dabei ist die Ausbildung der oberen Stgir-Serie durchaus vergleichbar mit derjenigen der Scopi-Zone. Die Kreuzschichtung konnte nur an einer Stelle bei Puzzatsch beobachtet werden. Die Fossilschicht an der oberen Grenze der Stgir-Serie ist auch in der Zamuor-Schuppe angedeutet.

4. Die Pianca-Schuppe

Die Pianca-Schuppe stellt die höchste, südlichste Einheit des gotthardmassivischen Sedimentmantels dar. Sie liegt aufrecht direkt unter der Grenztrias. Die Mächtigkeit variiert zwischen 100 und 200 m. Der basale Teil wird durch Elemente der unteren Stgir-Serie gebildet. Vorwiegend sind dunkle Kalkschiefer und oolithische Kalke; seltener tritt der Lias-Basisquarzit auf. Die obere Stgir-Serie ist besonders im Osten durch einzelne Quarzitbänke vertreten, die von sandigen Tonschiefern und von Kalkschiefern unterbrochen werden. Im Gegensatz zu den nördlicheren tektonischen Einheiten treten im östlichen Teil der Pianca-Schuppe auch in der oberen Stgir-Serie Oolithe auf.

Die Abscherung der jüngeren Serien hat innerhalb der Inferno-Serie stattgefunden. Der graublaue Kalk wurde dabei stärker marmorisiert, so dass er heute eine hellere, graue Farbe zeigt (S. 712).

Im Profil des Valserrheines (D 6) treten in der Inferno-Serie erstmals die Riein-Schichten in ihrer typischen Form mit detritischen Feldspäten auf. Weiter westlich sind nur noch Spuren einer sandigen Einlagerung in der unteren Inferno-Serie vorhanden. Das primäre Fehlen der Riein-Schichten mag der Grund für die tiefere Abscherung der Inferno-Serie im Westen sein.

In den Profilen durch die Pianca-Schuppe östlich des Valserrheins (D 6, D 7, D 8, D 9 und D 11) treten die Riein-Schichten immer dicht unterhalb der Grenztrias auf. Die beste Ausbildung findet man in der Val de Riein aufgeschlossen.

Die Stgir-Serie erscheint im oberen Carreratobel (D 11, S. 684) in einer Fazies, die am weitesten aus dem Süden stammen dürfte. Die sandigen Bänke sind reduziert und vorwiegend feinkörnig, dafür treten die grauen Kalke und Kalkschiefer, die an diejenigen der Inferno-Serie erinnern, in den Vordergrund. Im Versamer Tobel ist die Pianca-Schuppe nicht mehr aufgeschlossen. Vermutlich enthält sie dort nur noch einen geringen Anteil an groben detritischen Sedimenten und tritt daher morphologisch und tektonisch nicht mehr in Erscheinung.

5. Die Giera-Schuppe¹⁷⁾

Bei Giera treten über der Scopi-Zone Gesteine auf, die nicht mehr zur Stgir-Serie dieser Zone gehören können. Weiter östlich im Carreratobel erhält man Einblick in die Struktur dieses Elementes, das dort zwischen der Pianca-Schuppe und der Scopi-Zone liegt. Im unteren Teil (E 11, S. 683) erkennt man eine normale Abfolge von Stgir- und Inferno-Serie und Riein-Schichten. Die Aufschlüsse sind im oberen Teil der Schlucht nur schlecht zugänglich, so dass nicht entschieden werden kann, ob eine einfache Schuppe oder eine Mulde vorliegt. Die Stellung lässt sich trotzdem mit derjenigen der Puzzatscher oder der Zamuor-Schuppe vergleichen, obwohl eine direkte Parallelisation über eine so grosse Distanz unsinnig ist.

Die Ausbildung der Stgir-Serie und das Auftreten der Riein-Schichten ist vergleichbar mit der Fazies dieser Gesteine in der Pianca-Schuppe, wie sie weiter im Westen auftritt (D 9). Die Giera-Schuppe erhält dadurch in fazieller und in tektonischer Hinsicht eine Mittelstellung zwischen der Pianca-Schuppe und der Scopi-Zone. Sie bildet, ähnlich wie die Puzzatscher Schuppe, zusammen mit der Scopi-Zone eine nach Norden überkippte Antiklinale.

Unter der Brücke von Versam tritt die Giera-Schuppe zum letztenmal auf. Sie bildet jenen Sporn, auf dem die Brücke ruht. NABHOLZ (1948 a) rechnet diese Gesteine noch zu der Scopi-Zone, obwohl sie eine normale Folge der Serien in aufrechter Lage enthalten.

Die Giera-Schuppe, die erst östlich von Ilanz auftritt, ersetzt sicher zu einem Teil die Pianca-Schuppe, die im unteren Safiental nicht mehr ansteht.

¹⁷⁾ Benannt nach dem Hof Giera, ca. 6 km östlich von Ilanz, auf dem nördlichsten Vorsprung der Terrasse von Riein – Darpinaus – Dutjen.

6. Die Triaszüge

Die trennenden Triaslammellen bestehen zur Hauptsache aus Quartenschiefern, Dolomitschiefern, Gipslinsen und Quarziten der oberen Trias. Die Mächtigkeit variiert äusserst stark. Die gleiche Lamelle kann in einem Profil durch ein 20 m dickes Paket von Trias vertreten sein, und an einer benachbarten Stelle lediglich einen handbreiten Zug von hellgrünen Serizitphylliten enthalten. Häufig treten Perlschnurgebilde auf: Ein dünner, vielleicht 1 m breiter Zug von Phylliten und Dolomitschiefern enthält im Abstand von 10 bis 100 m Quarzitblöcke, die einen Durchmesser von bis zu 10 m erreichen können. Der Triaszug tritt somit morphologisch wenig in Erscheinung, abgesehen von den groben Blöcken, die zu einzelnen Türmen herauserodiert wurden. In den Zerrklüften dieser Blöcke sind Quarzkristalle sehr häufig. In den Schieferzonen der Trias und in den benachbarten Lias-Schiefern treten die Chloritoidschiefer besonders zahlreich auf.

An verschiedenen Stellen sind die Triaszüge nicht einheitlich, sondern bestehen aus mehreren Horizonten, zwischen denen Pakete von Liasgesteinen schwimmen (Fig. 2, S. 668).

Der Triaszug von Peiden

Er tritt auch bei Uors und bei der Pitascher Säge auf. In den bisherigen Bearbeitungen wurde er meistens als mehrfacher Zug geschildert. Die Achsenprojektion (Taf. IV) zeigt jedoch, dass es sich immer um den gleichen durchgehenden Zug handelt, der höchstens geringe lokale Verschuppungen aufweist (z. B. in der unteren Val de Pitasch). Er stellt gleichzeitig die Basis der verkehrt liegenden Scopi-Zone und diejenige der normal liegenden Pianca-Schuppe dar. Somit ist er als Antiklinalkern der überkippten Deckfalte der gotthardmassivischen Sedimente zu betrachten. Im Westen existieren zwischen den vier tektonischen Elementen drei selbständige Triaszüge, die bis in die Val Camadra verfolgt werden können. Alle diese Triaslammellen sind als östliche Fortsetzung der mächtigen Trias-Aufwölbung in der Val di Campo zu betrachten (J. D. FREY, 1960, und A. BAUMER et al., 1961).

Die Grenztrias

Sie liegt an der Basis der tiefsten, schiefrigen Lugnezerschiefer, mit denen sie verschuppt ist. Sie bildet damit die Grenze zwischen dem Ultrahelvetikum und dem Penninikum. Sicher haben in diesen stark verschiefernten Partien die hauptsächlichsten Überschiebungen stattgefunden. Die Ausbildung der Trias unterscheidet sich kaum von derjenigen der weiter nördlich gelegenen Triaszüge. Einzig in der Val Uastg treten in der Grenztrias Lagen von Breccien mit grauen Dolomitkomponenten auf. Die Grenztrias ist an den meisten Orten als einfacher Zug ausgebildet, der lokal mit dem Hangenden verschuppt ist. Einzig im Carreratobel tritt eine mehrfache Verschuppung mit mächtigen Paketen der basalen Lugnezerschiefer ein (Taf. IV).

7. Die Lugnezerschiefer

Die Hauptmasse der monotonen Lugnezerschiefer, die KOPP (1925) tektonisch abgrenzte, liegt ausserhalb des Untersuchungsgebietes. In den verschiedenen Profilen war es mir einzige möglich, jeweils die untersten Partien dieser tektonisch

höheren Einheit zu betrachten. Dabei zeigte sich, dass lithologisch ein basaler Teil in einer mehr schieferigen Ausbildung von den monotonen gebänderten Sandkalken der eigentlichen Lugnezerschiefer abgetrennt werden kann. Im SW des Untersuchungsgebietes, am Piz de Canal ist diese basale Zone nur etwa 50 m mächtig und bildet einen zackigen Zahn im Grat. Die Mächtigkeit schwankt stark. An einigen Stellen ist die basale Zone nicht mehr vorhanden. Im Carreratobel ist sie tektonisch stark angehäuft; es lässt sich eine sechsfache Repetition der Trias beobachten. Dabei zeigen sich Gesteine, die im Gegensatz zu den eigentlichen Lugnezerschiefern lithologisch gliederbar sind. Es erscheinen z. B. schwarze Tonschiefer mit einzelnen dünnen, schwarzen Dolomitlagen oder mit zahlreichen feinen Sandlinsen. Diese schwarzen Dolomite sind vergleichbar mit denjenigen im nördlicheren Teil des Carreratobels, wo sie innerhalb der höheren Serien der Giera-Schuppe auftreten. Im Gegensatz zu den unterhalb der Grenztrias anstehenden Gesteinen tritt in den feinsandigen Schichten der basalen Lugnezerschiefer häufig neogener Albit auf. Im obersten Carreratobel erscheint ein dünner Breccienhorizont mit dunklen, dolomitischen Komponenten, der auch im untersten Safiental anstehend ist. Diese basale schiefrige Partie der Lugnezerschiefer, die im frontalen Teil mehrfach mit Trias verschuppt ist, gehört möglicherweise tektonisch nicht mehr direkt zu der Hauptmasse der Lugnezerschiefer.

8. Die Kontakte

Die frischen Aufschlüsse in den Bachrinnen, entlang denen die Profile aufgenommen wurden, gestatten ein gutes Studium der Kontakte. Die unterschiedliche Farbe der Lias- und der Trias-Gesteine erlaubt eine sehr gute Übersicht über die Verhältnisse. Die dünnen Lamellen von hellgrünen Triasphylliten, welche die einzelnen Schuppen trennen, sind in der Val de Silgin und auch im oberen Teil der Val Seranastga gut zugänglich. Fig. 20 zeigt eine solche Triaszone, die zwei Pakete von Gesteinen der Stgir-Serie trennt.

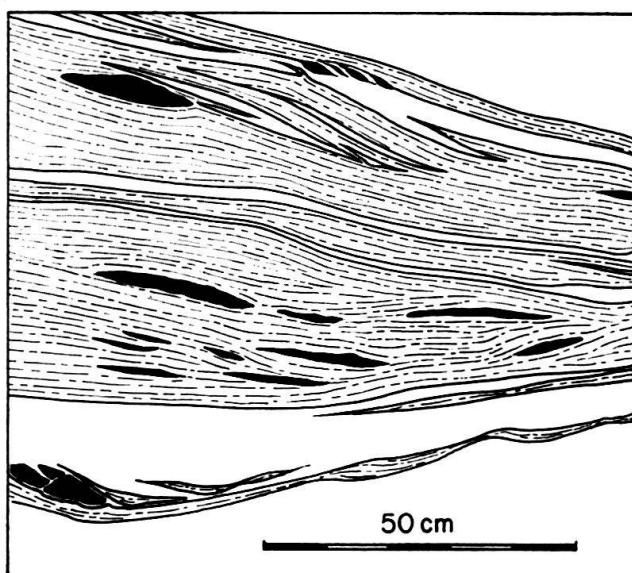


Fig. 20. Triaslamelle zwischen zwei Schuppen von Liassandkalken (weiss). Die grünen Phyllite der Trias sind gestrichelt dargestellt, die Quarzkristallisationen schwarz. Val Seranastga.

Die Überschiebungen waren verbunden mit dem Auftreten eines starken, annähernd schichtparallelen Clivages und einer Serizitisierung. Die Regionalmetamorphose hat die Spuren der Kataklase ganz verwischt. Die spätere Verfaltung hat die Struktur nur noch schwach beeinflusst, so dass die tektonischen Kontakte heute wie stratigraphisch normale Abfolgen von Schichten aussehen können. Die häufigen Rekristallisationen von Quarz stellen Füllungen alter Zerrklüfte dar.

Eine ursprüngliche Diskordanz der Schichtflächen ist kaum noch zu entdecken. An einigen Stellen, an denen man glaubt, eine solche beobachten zu können, handelt es sich meistens um Clivagelächen, die an lithologischen Diskontinuitätsflächen gebrochen werden. Die Deformationen beschränken sich nicht nur auf einzelne tektonische Flächen, wie dies in Gebieten mit geringerer Überlagerung der Fall ist. Die stark deformierten Ooide (Fig. 25, S. 736), die nicht in unmittelbarer Nähe einer Überschiebungsfäche lagen, beweisen, dass eine Deformation des ganzen Gesteinskomplexes stattgefunden haben muss. Die Differentialbewegung verteilte sich über den gesamten, stark verschieferten Komplex der ultrahelvetischen, gotthardmassivischen Sedimente.

Angesichts dieser Kontaktverhältnisse erinnert man sich an den Versuch ALB. HEIMS (1891), die Triasfüße von Peiden-Piz Zamuor als normale sedimentäre Einschaltungen in den «Bündnerschiefern» zu erklären.

B. KLEINTEKTONISCHE UNTERSUCHUNGEN

Die gefügekundlichen Untersuchungen wurden zuerst im Lepontin von E. WENK (1953ff.) aufgenommen. In den angrenzenden Gebieten wurden die Studien in dieser Richtung etwas später begonnen.

Eine Übersicht über die Gefügeuntersuchungen im ganzen Gebiet des Gotthard-Massivs gibt A. KVALE (1957) in der vorläufigen Mitteilung über seine Untersuchungen zu diesem Thema. Seine ausführliche Arbeit stellt er in Aussicht. WUNDERLICH (1957, 1958) und PLESSMANN (1957 a, 1958) untersuchten besonders die Sedimenthülle des Gotthard-Massivs und die Fossildeformation. NICKEL (1960) zog seine tektonischen Schlüsse aus einem fraglichen Belemnitenfund in den Gneisen von Frodalera. In den penninischen Bündnerschiefern der Adula-Decke hat JÄCKLI (1959) strukturelle Untersuchungen vorgenommen.

Das Hauptgewicht meiner Untersuchungen liegt bei den Feldbeobachtungen. Auf Gefügeuntersuchungen wurde aus Zeitgründen verzichtet.

Die mehrphasige Beanspruchung der Gesteine im Untersuchungsgebiet hat eine grosse Anzahl von Spuren hinterlassen. Neben einer auffälligen, E-W verlaufenden Faltung, die von einer intensiven Kleinfältelung begleitet ist, lassen sich auf den isokinal gegen SSE einfallenden Schichten noch N-S verlaufende Lineationen erkennen. Um keine unsicheren Werte zu erhalten, wurden die Messungen auf sicher anstehende Gebiete beschränkt. An jedem Messpunkt wurden möglichst viele Messungen von verschiedenartigen Elementen gemacht; dabei konnte eine relativ gute Konstanz der Richtungen im ganzen Untersuchungsgebiet festgestellt werden.

Die Schichtflächen

Die Schichtflächen fallen im ganzen Gebiet mit 30° – 50° gegen SSE. Die Pole der Schichtflächen sind im Wulffschen Netz (untere Halbkugel) eingetragen (Fig. 21). Die Punkte streuen um die Faltenachse B II der späten Verfaltung. Die stärkere Streuung, senkrecht dazu, stellt vermutlich eine Anpassung der Schichtflächen an das nach Osten abtauchende Gotthard-Massiv dar; denn besonders in den östlichen Gebieten fallen die Schichten mehr in südlicher Richtung ein.

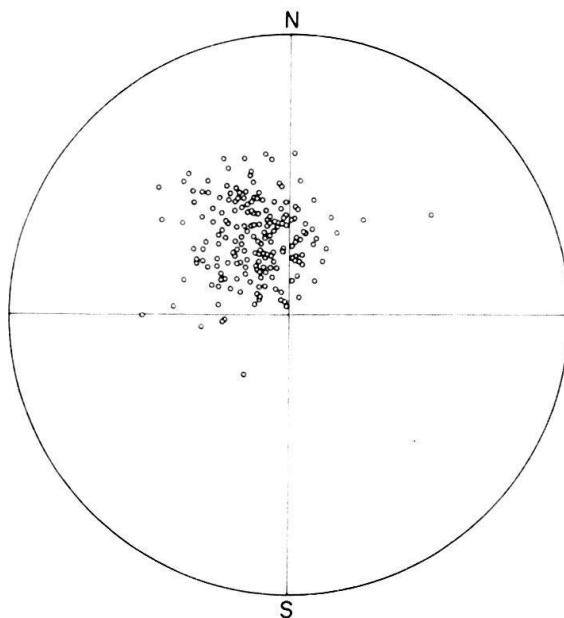


Fig. 21. Pole der Schichtflächen
Wulffsches Netz, untere Halbkugel

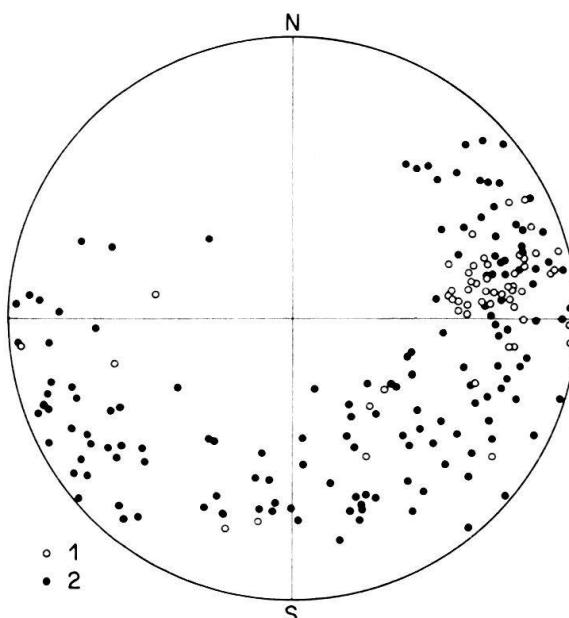


Fig. 22. Faltenachsen und Kleinfalten. 1 westlich von Uors. 2 östlich von Uors
Wulffsches Netz, untere Halbkugel

Faltenachsen B II

Die auffälligsten Faltenachsen sind im dm-m-Bereich und haben im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes ein mittleres Fallen von $75^{\circ}/25^{\circ}$ (25° nach N 75° E), das sich gegen Osten etwas verflacht. Im Wulffschen Netz (Fig. 22) fällt sofort die Streuung der Messpunkte auf einem Grosskreis auf. Dieser Kreis entspricht der Projektion der Schichtfläche. Die Messungen westlich des Valserrheines liegen zum grössten Teil nahe beisammen. Östlich des Valserrheines streuen die Faltenachsen im Bereich der Schichtflächen.

Kleinfältelung

Parallel zu den Faltenachsen B II entstanden, besonders in den weichen Schieferlagen, sehr häufig Kleinfältelungen. Dabei handelt es sich um eine Linéation, die als Intersektion der Schichtung mit den Clivageflächen gedeutet werden kann. In den massigen Bänken ist sie nur schwach ausgebildet. Diese Erscheinung ist in Fig. 9 (S. 696) in einem Schnitt senkrecht zur Fältelungssachse zu sehen.

Die Faltenachsen B II und die parallele Kleinfältelung sind jünger als die hauptsächlichen Überschiebungen und das dabei entstandene Linear I.

Lineationen (Linear I)

Neben der Kleinfältelung tritt an verschiedenen Stellen eine zweite Lineation auf, die auf den Schichtflächen mit 20° – 50° gegen SSW einfällt. In der gebänderten unteren Inferno-Serie erfasst sie, im Gegensatz zur Kleinfältelung, besonders die harten Bänke, auf deren Oberfläche sie als starke Striemung erkannt werden kann. Wenn sie am gleichen Handstück zusammen mit der Kleinfältelung auftritt, ist es meist schwierig zu entscheiden, welches die ältere Form sei. Im Dünnschliff kann man beobachten, dass die ältere Verschieferung (Linear I nach WUNDERLICH und PLESSMANN, 1957, 1958) an den jüngeren Clivage-Flächen von B II versetzt wird (Fig. 9, S. 696).

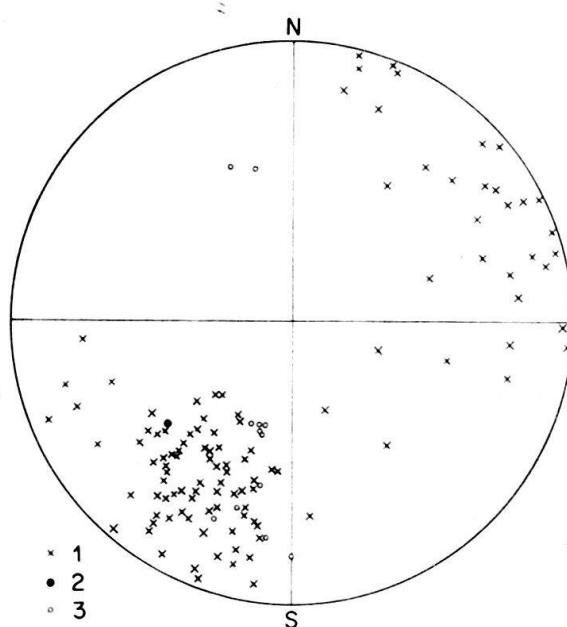


Fig. 23. Lineationen, Ooiddeformation und Clivageflächen

- 1 Lineationen (Linear I)
- 2 Ooiddeformation, längste Ellipsoid-Achse a
- 3 Clivageflächen (Pole)

Wulffsches Netz, untere Halbkugel

Die Messung der deformierten Ooide ergab eine Übereinstimmung der Orientierung von Linear I mit derjenigen der längsten Ooidachse (Fig. 23). Es handelt sich bei Linear I, wie WUNDERLICH (1958) mit Deformationsmessungen an Belemniten beweisen konnte, um eine Streckung in der a-Richtung nach SANDER. Diese SSW-NNE-Richtung darf vermutlich mit der hauptsächlichen Überschiebungsrichtung der höheren Decken in Zusammenhang gebracht werden. Das Linear I ist identisch mit dem Linear I von WUNDERLICH und PLESSMANN (1957, 1958), das im zentralen Gotthard-Massiv einen N-S-Verlauf hat. Entlang dieser Richtung wurden auch die grössten Deformationen von Belemniten festgestellt (ALB. HEIM, 1878; WUNDERLICH, 1958).

Das Linear I tritt sowohl in der Trias und im ultrahelvetischen Lias wie auch in den basalen schiefrigen Lugnezerschiefern auf. Vermutlich entstand diese Verschieferung bei einer wichtigen Überschiebungsphase. Vorangehend mussten die tektonischen Elemente von Süden herangeschoben und die Scopi-Zone in ihre verkehrte Lage gebracht werden. Diese frühe Phase entspricht eventuell jener ältesten Verformung, die PLESSMANN (1957 a) als «Aufrichtung, Verschupfung und flachachsige Verfaltung der Sediment-Serien» darstellt. Wie weit es sich um effektiv getrennte Phasen handelt, lässt sich hier nicht entscheiden.

Clivageflächen

Messbare Clivageflächen treten nicht häufig auf. In der frühen Phase (Linear I) war die Verschieferung so stark, dass die Schieferungsflächen mit den Schichtflächen nur einen kleinen Winkel bildeten. Die Pole der wenigen, in den harten Bänken auftretenden Clivageflächen sind in Fig. 23 eingetragen.

Messung der Deformation an Ooiden

E. CLOOS (1947) hat auf Grund von Deformationsmessungen an Ooiden ein grösseres Gebiet tektonisch analysiert. W. K. NABHOLZ (1948 a) regte darauf eine Untersuchung der gotthardmassivischen Sedimente in dieser Hinsicht an.

Die Deformation der Ooide ist nicht immer proportional zu der Verformung des gesamten Gesteins. Die dolomitischen Ooide sind wesentlich resistenter als

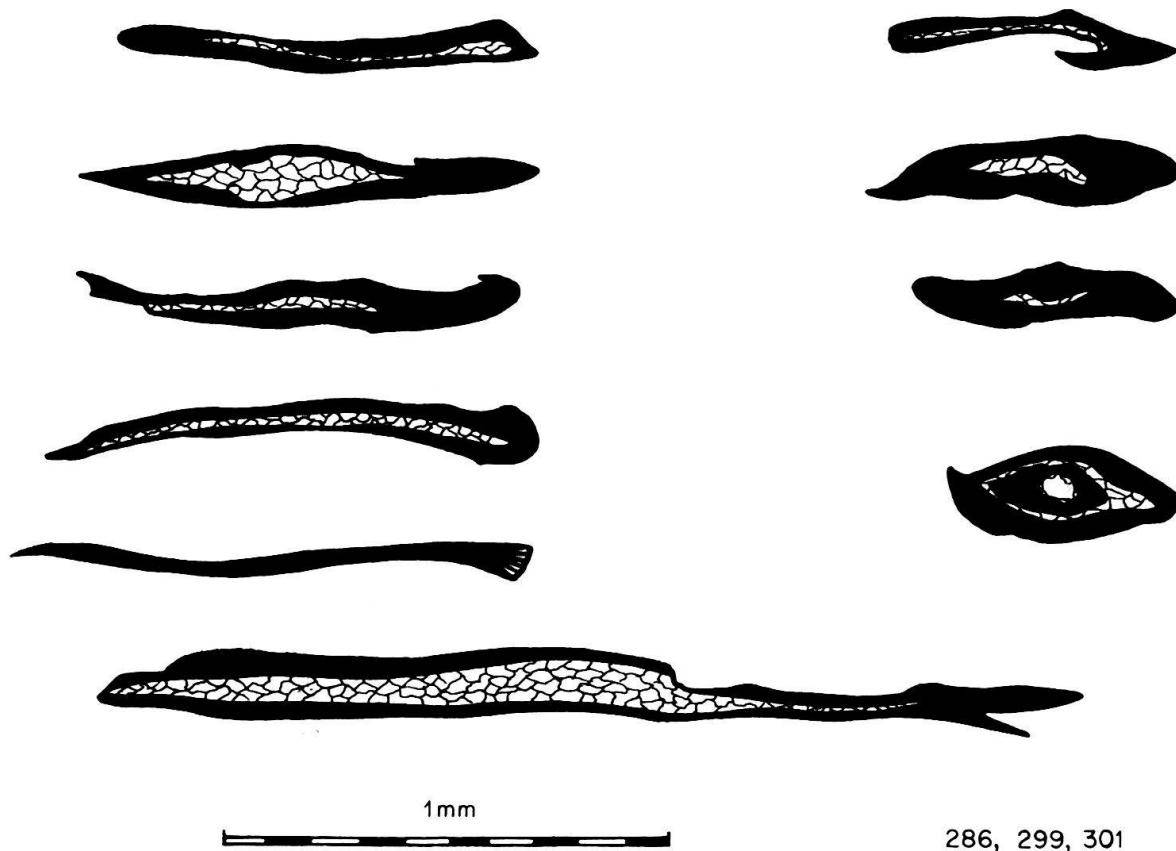
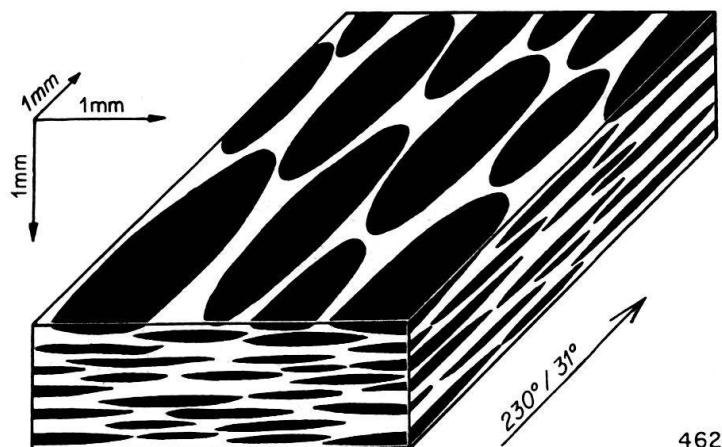


Fig. 24. Längsschnitte durch deformierte schwarze Ooide.

die sie umgebende kalkige Matrix. Sie werden nicht plastisch deformiert, sondern in einzelne Bruchstücke zerrissen und sind daher schlecht für solche Messungen zu gebrauchen. Im Dünnschliff (Fig. 12, S. 708; Fig. 13, S. 709; Fig. 26, S. 740) zeigt sich ausserdem eine starke Abhängigkeit der Deformation vom Grad der Dolomitisation. Die schwarzen, pyritischen Ooide haben eine Festigkeit, die nur wenig geringer ist als diejenige der Kalkton-schiefer-Grundmasse. Ihr Nachteil liegt darin, dass sie im Felde kaum zu erkennen sind. In den Dünnschliffen zeigt sich (Fig. 13, S. 709), dass häufig eine zu starke Streckung und Auswalzung die ursprüngliche Form nicht mehr erkennen lässt. Fig. 24 zeigt einzelne, noch rekonstruierbare Ooide, die aber in den verschieferten Oolithen nur selten auftreten.



462

Fig. 25. Schematische Darstellung der Deformation von schwarzen Ooiden. Die längste Ellipsoid-Achse liegt parallel zu Linear I.

An einer Stelle (Val de Silgin) fand sich ein Handstück, das orientiert geschlagen werden konnte und dessen Ooide von blossem Auge erkennbar waren. Die Matrix wies an der Oberfläche eine leichte Braunfärbung auf, die eine direkte Vermessung der Ooide unter dem Binokular gestattete. Eine Vermessung der Ellipsoid-Achsen in Schnitten senkrecht und parallel zur längsten Achse und zur Schieferung ergab folgende Mittelwerte:

$$a : b : c = 4,0 \text{ mm} : 1,0 \text{ mm} : 0,1 \text{ mm}$$

Die Richtung von a liegt mit $230^\circ/30^\circ$ fast parallel zum Linear I (Fig. 25) und somit auch in der gleichen Richtung wie die stärkste Streckung der Belemniten (WUNDERLICH, 1958). Dieses Linear I entstand durch eine Streckung in a-Richtung nach SANDER, bei der die Ooide eine Deformation von 440% erfahren haben. (Berechnungsmethode nach E. CLOOS, 1947, S. 862)¹⁸⁾. In der b-Richtung entstand ebenfalls eine Streckung, die aber nur 35% beträgt. Die Achsen a und b liegen in der Clavage-Ebene, die hier in den meisten Fällen annähernd parallel zu den Schichtflächen liegt.

¹⁸⁾ Aus den drei Radien berechnet man das Volumen des Ellipsoids. Daraus erhält man den Radius der volumengleichen Kugel, der als Radius des undeformierten Ooides angenommen wird. Durch den Vergleich mit den Ellipsoidradien erhält man die prozentuale Deformation in den verschiedenen Richtungen.

Die Deformation entstand vermutlich bei der Überschiebung der penninischen und der höheren Decken. Sie ist wahrscheinlich älter als die Faltung B II mit den E-W verlaufenden Faltenachsen. Die Streckung der Ooide ist gross, doch dürfte das Maximum der Verschieferung noch beträchtlich höher liegen. Die eher massig wirkenden Oolithbänke weisen meist Ooide auf, die viel stärker, bis zur Unkenntlichkeit zerrissen worden sind. Dabei treten Serizitlagen nur sehr selten auf. Die maximale Längung weisen sicher die Serizitphyllite der oberen Trias in den Schuppen auf. Eine Abschätzung der Verformung liesse sich aus der ursprünglichen Mächtigkeit der oberen Trias (S. 695) errechnen, doch sind schon diese Beträge sehr spekulativ und zeigen nur die Größenordnung der Deformation.

Eine Abschätzung der Bewegungsbeträge ermöglicht folgende Überlegung: Ein kugelförmiges Ooid vom Radius 0,37 mm (Radius der inhaltsgleichen Kugel wie das Ellipsoid 4,0 mm : 1,0 mm : 0,1 mm) wird zu einem Ellipsoid mit obigen Achsen verformt. Die Mächtigkeit der gesamten gotthardmassivischen Sedimente beträgt rund 1000 m; davon sind ca. 250 m viel resistenter Gesteine (obere Stgir-Serie). Um in den darunterliegenden Gesteinen eine solche Deformation, wie sie die Oolithe erfahren haben, hervorzurufen, brauchte es eine Überschiebung von etwa 30 km. Dabei müsste der ursprüngliche 5,5 km mächtige Stapel von Sedimenten (Scopi-Zone und Schuppen) auf die heutige Mächtigkeit von ^{rund}¹ km ausgewalzt werden.

Brüche

Das Untersuchungsgebiet wird von drei Systemen von Brüchen durchzogen, die sich alle im kristallinen Untergrund gut, und in der Schieferhülle nur schlecht verfolgen lassen. Am besten sind diese Störungszonen auf Luftaufnahmen zu sehen.

Die meisten Brüche stehen steil und verlaufen in E-W-Richtung. Streuungen bis gegen ESE-WNW sind häufig. Im Gebiet der Terrihütte hat der Gletscher die Brüche, die sich unter spitzem Winkel schneiden, zu einer prächtigen Rundhöckerlandschaft herausgearbeitet. Vermutlich handelt es sich bei diesen Brüchen um ganz junge Bewegungen, denn an verschiedenen Stellen kann man auf Luftphotos Lokalmoränen entdecken, die an solchen Störungen versetzt wurden. Eine verbreitete Erscheinung ist die Begrenzung von Rutschungen und Sackungsanrisse durch Ebenen, die parallel zu einem System von Brüchen verlaufen.

Das 2. System von Störungen verläuft nahezu N-S. Es zeigt sich vorwiegend im kristallinen Unterbau des Piz de Vrin und bei Plaun de Cistagls. Der Verlauf der Westwand am Südgrat des Piz de Vrin ist durch diese Richtung massgebend beeinflusst worden. Die südliche und die nördliche Fortsetzung dieser Störungszone ist morphologisch gut erkennbar.

Im steilen Abhang gegenüber von Vrin erkennt man die Runsen, die i. a. Brüchen mit NW-SE-Verlauf folgen. Die Täler nördlich des Piz Ault, wie z. B. Val Seranastga und Val de Silgin sind parallel dazu angelegt.

C. ZEITLICHER ABLAUF DER TEKTONISCHEN EREIGNISSE

Die Unterteilung des kontinuierlichen Vorgangs in einzelne Abschnitte ist künstlich, besonders da die erste Phase infolge der starken Überprägung durch die späteren in ihrem Ablauf schlecht verfolgt werden kann. Die verschiedenen Phasen entsprechen vermutlich denen, die PLESSMANN (1958) am Westrand des Gotthard-Massivs beschrieben hat.

Im Verlauf einer frühen Phase wurden die Sedimente auf der Südseite des Gotthard-Massivs im Niveau der oberen Trias von ihrem Untergrund abgescherzt und gegen Norden gepresst. Die Scopi-Zone muss dabei bereits in verkehrter Lage auf das Massiv geschoben worden sein, und ihr Nordschenkel muss gleichzeitig oder vorher abgewandert (oder aberodiert? worden) sein, während sich die Schuppen als Sättel und Mulden entwickelten.

Die Überschiebung der penninischen Bündnerschiefer oder Decken samt der Pianca-Schuppe führte sodann zu einer intensiven Verschieferung der Gesteine parallel zum Linear I in SSW-NNE-Richtung. Im Verlauf der Überschiebung oder nachher trat im ganzen Untersuchungsgebiet eine Regionalmetamorphose ein, welche die Bildung von Chloritoid verursachte. Die einzelnen Rosetten dieses Minerals (Fig. 29, S. 741) erwecken den Eindruck, als wären sie deutlich nach der Verschieferung entstanden. Der Grad der Metamorphose nimmt gegen SW zu, wobei die Linien gleicher Metamorphose schief zu den tektonischen Grenzen verlaufen (E. WENK, 1962, und E. NIGGLI, 1960).

Eine Faltung, die das ganze Gebiet mit heute 15° – 25° steil gegen Osten einfallenden Achsen (B II) überprägte, ist vermutlich gleichaltrig oder eher jünger als das Linear I. Die stark verschieferten Oolithen werden in den dm-m-Falten verbogen. Die treppenförmigen Stufen des Gotthard-Massivs tauchen stellenweise mit der gleichen Richtung wie B II gegen Osten ab. Daher wurde diese Richtung auch für die Konstruktion der Projektion auf Tafel IV verwendet. Das generelle Ostfallen dieser Achsen könnte eine Folge von späten Hebungen des Massivs sein.

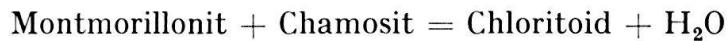
D. DIE METAMORPHOSE

Um das Verhalten der Gesteine bei der Metamorphose studieren zu können, vergleichen wir die epimetamorphen Gesteine des gotthardmassivischen Sedimentmantels am besten mit den wenig umgewandelten Serien des Glarner Lias (TRÜMPY, 1949). Dabei erkennen wir folgende Reaktionen:

Quarz und Kalzit wurden zerbrochen und später von der Rekristallisation erfasst, so dass die ursprüngliche Grösse und Form der Körner nur noch an Kränzen von Einschlüssen erkannt werden kann. In den Kalksandsteinen bildet der Kalzit Lagen und linsenförmige Nester, die mit feinverzweigten Ausläufern zwischen die Quarzkörner hineingreifen. In Kalken ist er bei geringem Serizit- und Pigmentgehalt grob rekristallisiert. In pigmentreichen Gesteinen ist die Rekristallisation geringer. Der Dolomit, der an der Oberfläche braun anwittert, ist gegenüber der Verschieferung meistens resistent. Crinoidenreste, die eine leicht dolomitische Zusammensetzung haben, wurden weder deformiert noch zerbrochen. Große detritische Dolomitkörner liessen sich nicht verformen; sie zerbrachen in

kleine Trümmer. Der seltene neogene Dolomit (Fig. 8, S. 696) hat zahlreiche Einschlüsse und lässt eine idiomorphe Entwicklung erkennen.

Die Tonschiefer und die tonigen Lagen sind restlos zu Serizitphylliten umgewandelt. Darin erscheinen häufig die Chloritoid-Porphyroblasten, die aus Fe- und Mg-haltigen Tonmineralien entstanden. HALFERDAHL (1961) erwähnt als Beispiel einer möglichen Bildung von Chloritoid folgende Reaktion:



Die tonigen Lagen waren von allen Gesteinen am stärksten pigmentiert; deshalb weisen die Serizitphyllite und die Zonen mit Chloritoid auch heute noch eine intensive Schwarzfärbung auf. Der organische Bestandteil des Pigmentes (S. 725), der den überwiegenden Teil darstellt, weist eine grosse Widerstandsfähigkeit gegenüber metamorphosierenden Prozessen auf. Der Anteil, der aus Schwermetall-Sulfiden besteht, ist hingegen einer Rekristallisation unterworfen.

Neogene Feldspäte treten in den jurassischen Schiefern des ganzen Untersuchungsgebietes nicht auf. Die einzigen Spuren, die in über 300 Dünnschliffen¹⁹⁾ entdeckt werden konnten, bestanden aus frischen Albiträndern an den stark zersetzen detritischen Feldspäten der Riein-Schichten. In den Lugnezerschiefern finden sich hingegen bereits in den basalen schieferigen Partien neu gebildete Albite. Sie konnten beim Piz de Canal wie im Carreratobel beobachtet werden. In den ultrahelvetischen Serien des unteren Wallis (P. E. FRICKER, 1960, und K. GRASMÜCK, 1961) tritt neogener Albit nur selten auf. Doch lassen sich Gebiete, die nicht den gleichen Metamorphosegrad erreichten, nicht gut miteinander vergleichen.

Die Blaufärbung der rekristallisierten Kalzite in der Trias am Greinapass und in den Triaslamellen im NW-Grat des Piz Ner ist ein ungelöstes Problem. Die Möglichkeit besteht, dass die Kalzite durch Entdolomitisierung (SHEARMANN, KHOURI and TAHA, 1961) entstanden sind. Eine Dedolomitisation unter Einfluss von Sulfatlösungen ist insofern naheliegend, als an verschiedenen Stellen der Trias Gips auftritt. Die Blaufärbung könnte auch durch feinst verteiltes Pigment hervorgerufen werden, oder ein rein optisches Phänomen darstellen, das durch die Verbiegung der Kristalle oder durch reliktische Fremdionen entstanden ist. Die blauen Rekristallivate erinnern an die Kalzitkristalle in den «Tüpfelschiefern» (KOPP, 1925). In den Lugnezerschiefern zeigen diese bläulichen, mm-grossen Tüpfel, die in einer Grundmasse von Quarz und weissem Kalzit ruhen, Formen, die an idiomorphe Karbonatkristalle erinnern. Die Entstehung soll nach STREIFF (1939) durch eine dreischarige Klüftung erklärt werden. Eine Entstehung durch Sammelkristallisation scheint uns mindestens ebenso wahrscheinlich. Ob dabei Entdolomitisierungs-Erscheinungen im Spiel sind, kann nicht entschieden werden.

Die Texturen der Gesteine auf der Südseite des Gotthard-Massivs wurden durch die Verschieferung, die Rekristallisation und die Verfaltung geprägt. Dabei sind die primären Sedimentations-Texturen verwischt worden. Kreuzschichtungen und Ripple-marks wurden durch die starken Deformationen bis zur Unkenntlichkeit verzerrt. Anschliessend an die starke Verschieferung hat die Blastese die

¹⁹⁾ Die Herstellung zahlreicher Dünnschliffe verdanke ich den Herren G. RÜFENACHT und M. ZUBER.

vorausgegangene Mylonitisierung verwischt, so dass infolge der Rekristallisation die früheren Bewegungshorizonte und Schieferzonen kaum mehr erkannt werden können.

Fossilien bei der Metamorphose

Das Verhalten von Fossilien bei einer Metamorphose bietet eine gute Möglichkeit, die metamorphosierenden Vorgänge zu studieren. Die Makrofossilien im metamorphen gotthardmassivischen Mesozoikum am Scopi (ALB. HEIM, 1891) und am Nufenenpass (SALOMON, 1912) weckten stets das Interesse der Geologen. Im Gebiet östlich der Val Camadra haben ALB. HEIM (1878, 1891), NABHOLZ (1943, 1945, 1948 a, b) und ROTHPLETZ (1895) und in neuester Zeit WUNDERLICH (1958) die Fossilien beschrieben. BUCHER (1953) gibt eine allgemeine Übersicht über Fossilien in metamorphen Gesteinen. BOLLI und NABHOLZ (1959) versuchten mit neuen Methoden, Mikrofossilien aus den Bündnerschiefern zu gewinnen. Dabei stellten sie sich auch die Frage, wie weit die Fossilarmut derartiger Serien den Einwirkungen der Metamorphose zuzuschreiben sei.

Im Dünnschliff erscheinen die Fossilreste als pigmentfreie, gröber kristalline Zonen, die stets eine Verzerrung aufweisen. Pigment ist höchstens in ehemaligen Poren eingelagert, so dass dadurch eine frühere Struktur z. B. der Echinodermenreste erhalten blieb (Fig. 28, S. 741). Dolomitisierte Gebilde sind häufiger erkennbar geblieben als kalkige. Die sonst stark zerrissenen, schwarzen Ooide sind im Druckschatten von massigen Körpern (Schalenreste, Crinoiden-Stielglieder) erhalten geblieben (Fig. 13, S. 709, Fig. 26). In ganz weichen Tonschiefern haben einzelne härtere Körper die grösste Chance, die Verschieferung zu überdauern.

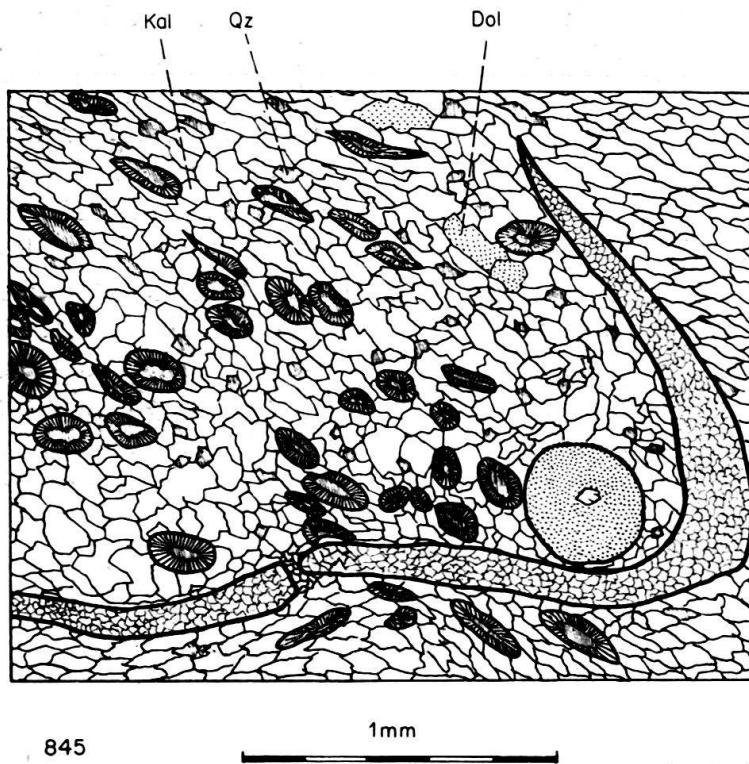
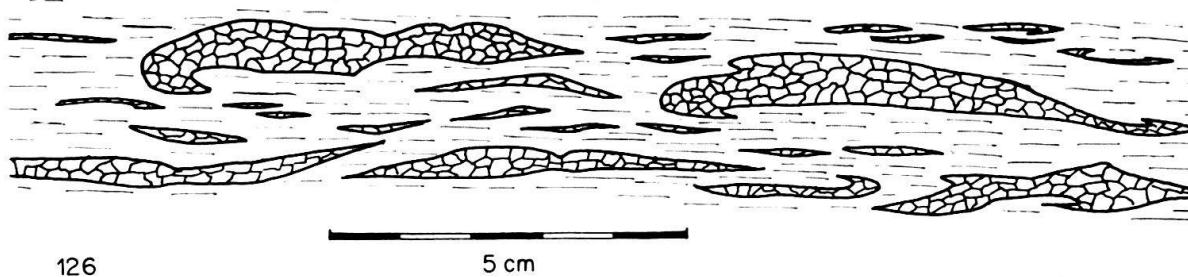


Fig. 26. Schwarze Ooide und ein Crinoiden-Stielglied, die im Druckschatten eines Schalenrests nur wenig deformiert wurden. Runcaleida-Schichten der Scopi-Zone an der Strasse Ilanz – Peidenbad.



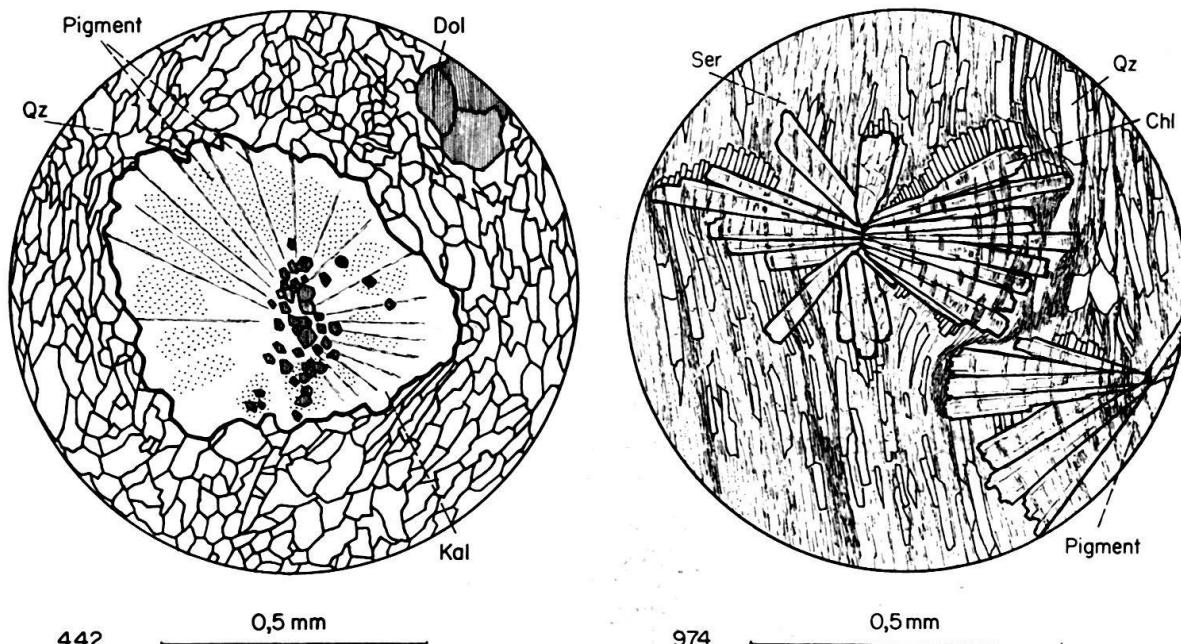
126

5 cm

Fig. 27. Tektonisierte Lage eines oolithischen Kalkes mit dickschaligen Muscheln (*Gryphaea* sp. ?), dünnen Schalenresten und einzelnen dolomitischen Knollen. Aus dem Schutt unterhalb der W-Wand des Piz Zamuor. Vermutlich aus der Grenze zwischen unterer und oberer Stgir-Serie.

Die Makrofossilien zeigen im allgemeinen einen besseren Grad der Erhaltung:

Die Belemniten, die als einfache und harte Körper in der weicheren Inferno-Serie vorkommen, haben die starken Verformungen am besten überstanden. Da sie häufig auftreten, hat WUNDERLICH (1958) ihre Deformation statistisch ausgewertet und damit die Inferno-Serie in der Val Camadra tektonisch analysiert. Die stärkste Längung zeigte sich in der N-S-Richtung parallel zum Linear I. In dieser Richtung wurden sie sehr stark zerrissen und nachträglich noch gefältelt. Die Gryphaeen haben sehr unterschiedlich reagiert. An einer Stelle sind sie praktisch nicht deformiert, obwohl sie kaum 2 km davon entfernt, innerhalb



442

0,5 mm

974

0,5 mm

Fig. 28. Echinodermenrest (Seeigelstachel ?) mit erhaltener Struktur. Durch Einschlüsse von feinem organischem Pigment ist die Radialstruktur erhalten geblieben. Der bräunlich pigmentierte Kalzit ist punktiert dargestellt. Aus der Stgir-Serie des autochthonen Restes des N-Schenkels der Scopi-Mulde unterhalb der Brücke an der Strasse nach Surin.

Fig. 29. Rosetten von farblosem Chloritoid in schwarzen, sandigen Tonschiefern der unteren Stgir-Serie der Scopi-Zone. Strasse von Ilanz nach Riein.

des gleichen Horizontes zu 30 cm langen, kaum deutbaren Gebilden verzerrt wurden. Die grobkristalline, bläuliche Grundmasse, die die erhaltenen Schalen bildet, wurde dabei zu einer weisslichen, feinkörnigen Masse zerbröckelt, die nur noch wenig resistenter ist als die sie umgebenden Kalkschiefer. In Fig. 27 schwimmen dicke, leicht deformierte Schalen von Muscheln neben kleinen Schalenresten in einer Grundmasse von oolithischem Kalk.

Die Ammonitenreste (Taf. I, Fig. 2) sind als gelbliche, wenig deformierte Bruchstücke aus grobem Kalzit erhalten geblieben.

Die Korallen (Taf. I, Fig. 1) wurden in den meisten Fällen zu unkenntlichen Linsen ausgewalzt. Bei einzelnen Individuen sind aber die Septen nur leicht zerbrochen, so dass die Struktur der Korallen noch deutlich zu erkennen ist.

Die Crinoidenreste wurden nicht deformiert. Auf den Schichtflächen sandiger Bänke und innerhalb von kalkigen Bänken erscheinen sie ohne sichtbare Verformung. Vermutlich ist ihre andere chemische Zusammensetzung, d. h. ihr höherer Gehalt an Fe und Mg der Grund ihrer erhöhten Stabilität.

In einer mikobrecciösen Lage der oberen Stgir-Serie in der Pianca-Schuppe tritt in der Val de Pitasch eine cm-dünne Lage mit fossilem Holz auf. Die Zellwände bestehen ganz aus Pyrit, eine Deformation hat nicht stattgefunden. Hier haben sicher die umgebenden Quarzite die starke Belastung übernommen und damit die feine Struktur des Holzes konserviert.

Chloritoid

Neben der starken Verschieferung erfuhr das ganze Gebiet am Südrand des Gotthard-Massivs eine regionale Metamorphose, die im Untersuchungsgebiet nur bis zur Neubildung von Chloritoid führte. C. SCHMIDT (1891) und später auch NABHOLZ (1948 a) stellten in den schwarzen Schiefern einen farblosen Sprödglimmer fest, den sie als Clintonit bestimmten. E. NIGGLI erkannte 1955 die feinen Plättchen als farblosen Chloritoid. Dieses Mineral wurde von P. NIGGLI in seiner klassischen Arbeit von 1912 aus der Urseren-Garvera-Mulde beschrieben. Im Süden erwähnt A. GANSSE (1937) Chloritoid in den Bündnerschiefern am Nordrand der Tambo-Decke und neuerdings wurde er in der nördlichen Adula-Decke von VAN DER PLAS (1958) gefunden. Eine umfassende Darstellung des Minerals, speziell der optischen und röntgenographischen Daten stammt von HALFERDAHL (1961). Die Grundformel für Chloritoid kann wie folgt geschrieben werden (HALFERDAHL, 1961):



In den Serizitphylliten der oberen Trias bilden die Chloritoid-Porphyroblasten sechseckige Plättchen, die im Querschnitt häufig die sanduhrförmig angeordneten Einschlüsse aufweisen (Fig. 10, S. 696). Diese Formen zeigen oft Zwillinge und sind schwach pleochroitisch. In der autochthonen Trias sind sie viel seltener als in den Triaslamellen.

In den Tonschiefern der unteren Inferno-Serie sind die einzelnen Plättchen meistens zu Rosetten angeordnet (Fig. 29). Die einzelnen Kristalle sind farblos und enthalten viele Pigmenteinschlüsse, die eine ursprünglich sedimentäre Schichtung und Schieferung abbilden. Da die einzelnen Rosetten nicht gedreht oder zer-

brochen sind, darf man annehmen, dass sie erst nach der starken Verschieferung in N-S-Richtung (parallel zu Linear I) gewachsen sind. Die oft beobachtete leichte Störung ist vermutlich auf die späte Überprägung durch B II zurückzuführen. HALFERDAHL (1961) schreibt, dass es sich bei Chloritoid nicht um ein Stress-Mineral im Sinne von HARKER handle, dass jedoch starke Schieferung, und die damit verbundenen erhöhten Lösungsumsätze wichtig für die Bildung von Chloritoid wären. Dies erklärt das häufige Auftreten des Minerals speziell in den Schuppen der gotthardmassivischen Sedimente.

VAN DER PLAS (1958) beschreibt die in der nördlichen Adula-Decke vorkommenden Chloritoidkristalle als Mischung von Individuen der triklinen und der monoklinen Modifikation. Er spricht die Vermutung aus, dass in regional weniger metamorphen Gebieten die trikline Modifikation und in den stärker metamorphen Partien die monokline Modifikation überwiege. Zur Prüfung dieser Vermutung wurden die Kristalle isoliert und röntgenographisch in dieser Hinsicht untersucht.

Die Separation wurde unter Anleitung von Herrn PD Dr. M. GRÜNENFELDER ausgeführt. Die Gesteine wurden nach der Zerkleinerung gewaschen, gesiebt und mit Bromoform und Methylenjodid in eine schwere und eine leichte Fraktion getrennt. Dabei zeigte sich, dass einzelne Proben einen Chloritoid enthielten, der ein spez. Gewicht von nur 2,8–3,2 gr/cm³ aufwies. Im Magnetseparator wurden Erzkörper und Muskowit entfernt. Die Röntgenaufnahmen und ihre Auswertung wurden freundlicherweise von Herrn Prof. Dr. E. NIGGLI in Bern durchgeführt. Seine Untersuchungen zeigten, dass es sich bei 8 Proben, die aus den gotthardmassivischen Sedimenten zwischen dem Scopi und Riein stammen, hauptsächlich um triklinen Chloritoid handelt.

Die regionale Verbreitung der alpin gebildeten Mineralien zeigt Zonen (E. NIGGLI, 1960, und E. WENK, 1962), die sich im Norden konzentrisch um die lepontinische Gneisregion legen. Stilpnomelan, als Vertreter der schwächsten Metamorphose, bildet einen Gürtel, der von der Zone de Ferret im Wallis über das südliche Helvetikum bis ins zentrale und östliche Graubünden reicht (A. STRECK-EISEN und E. NIGGLI, 1958).

Die südlich anschliessende Zone des Chloritoides ist bei VAN DER PLAS (1958) beschrieben. Die Verbreitung reicht von den Casannaschiefern der Bernhard-Decke im Wallis über das Saastal, Furkapass, Urseren-Garvera-Mulde, Sedimente am Südrand des Gotthard-Massivs bis gegen Reichenau. Die nächst höhere Stufe der Metamorphose ist durch die Neubildung von Staurolith und Disthen gekennzeichnet. Sie tritt erst in der Gegend von Olivone auf.

Die Untersuchungen bekräftigen die Vermutung von VAN DER PLAS, dass die trikline Modifikation von Chloritoid vorwiegend in der Zone der geringeren Metamorphose auftritt.

E. TEKTONIK. ZUSAMMENFASSUNG UND PROBLEME

Die mesozoischen Sedimente bilden am Südrand des östlichen Gotthard-Massivs eine Deckfalte mit einigen Schuppen, die wohl mit den penninischen Bündnerschiefern über das Kristallin des Massivs hinweg gepresst wurden. Da vermutlich die nördlichsten Partien des Sedimentmantels autochthon auf dem Massiv auflagern, darf man die zusammengeschobene Sedimenthülle als «parau-

tochthon» bezeichnen. Diese Sedimentbedeckung, wie sie in der Urseren-Garvera-Mulde und in der Scopi-Mulde vorliegt, verunmöglicht eine Einwurzelung der helvetischen Decken im Gebiet des Gotthard-Massivs. Nach R. TRÜMPY (1963) besteht eine Verbindung der helvetischen Decken mit dem Tavetscher Zwischenmassiv, wobei eine Annäherung des Gotthard-Massives an das Aar-Massiv von 20–30 km angenommen werden muss. Dabei drängt sich ein Zweifel am Massiv-Charakter des Gotthard-Kristallins auf.

Das Ablagerungsgebiet der Sedimente auf der Südseite des Gotthard-Massivs schliesst südlich an dasjenige der Urseren-Garvera-Mulde und des Helvetikums an. Die Gesteine stammen also aus dem südlichsten Teil der helvetischen Miogeosynklinale. Die gut gliederbare Schichtreihe lässt sich einerseits mit dem Helvetikum, anderseits mit dem Ultrahelvetikum der Westschweiz vergleichen. Das Gotthard-Massiv liegt südlich der helvetischen Wurzelzone, die nach R. TRÜMPY (1963) im Gebiet des Tavetscher Zwischenmassivs liegen muss. In seiner tektonischen Stellung ist es somit vergleichbar mit dem Mt. Chétif im Aostatal, der zum Ultrahelvetikum gerechnet werden kann (vgl. R. TRÜMPY, 1957, S. 447). Die Sedimente auf der Südseite des Gotthard-Massivs können auf Grund von lithologischen, faziellen und geometrischen Vergleichen als Ultrahelvetikum betrachtet werden.

Eine Abwicklung der zusammengeschobenen Sedimenthülle des Südabfalls des heutigen Gotthard-Massivs kann nur auf Grund vieler Hypothesen rekonstruiert werden und bleibt sehr unsicher. Das Ablagerungsgebiet der Sedimente der Pianca-Schuppe ist vermutlich ziemlich weit im Süden zu suchen. Es lässt sich nicht entscheiden, wie sich dort der kristalline Untergrund beim Zusammenschub der Sedimente verhalten hat.

Eine ungelöste Frage bildet die direkte Fortsetzung der ultrahelvetischen Elemente gegen Norden. Wie weit wurde die aus Scopi-Zone und Pianca-Schuppe gebildete Deckfalte gegen Norden gepresst? Was geschah mit den jüngeren Serien des Ultrahelvetikums? Wurden sie nicht abgelagert, oder verhielten sie sich anders als die liasischen Gesteine und wurden sie nach Norden abgeschoben?

Die jüngeren Ablagerungen, die ursprünglich über dem Lias des Untersuchungsgebietes gelegen haben, sind heute, abgesehen von einzelnen Relikten, nirgends mehr zu finden. Vermutlich wurden sie in einer frühen tektonischen Phase nach N geschoben und zum grössten Teil aberodiert. Reste dieser Sedimente sind vielleicht als Komponenten in diversen Flysch-Serien zu finden. FREY (1960) vermutet, dass die eingeschlossenen Aalenianschiefer, die RÜEFLI (1956, 1959) im Sardona-Flysch beschreibt, Reste von Ultrahelvetikum darstellen, die durch die Entwicklung vor der Erosion geschützt wurden. Es müsste sich allerdings um Aalenian der südlicheren tektonischen Einheiten handeln, da gerade in der Scopi-Zone die schwarzen Schiefer der Coroi-Serie noch recht mächtig erhalten geblieben sind.

Der östliche Fläscherberg, der von LORENZ (1900) und später eingehender von D. TRÜMPY (1916) untersucht wurde, enthält brecciöse Malmkalke, die vom letzten Bearbeiter zum Ultrahelvetikum gerechnet worden sind. Ich kann nicht entscheiden, ob diese Gesteine dem gleichen Ablagerungsraum entstammen wie

der hier beschriebene Lias auf der Südseite des Gotthard-Massivs. Im Vorarlberg könnte höchstens die Liebensteiner Decke ultrahelvetische Reste enthalten.

Die Lugnezerschiefer von KOPP (1925) stellen tektonisch und stratigraphisch ein noch ungelöstes Problem dar. In neueren Bearbeitungen (NABHOLZ, 1945, 1948 a) werden sie meistens als Bündnerschiefer der tieferen Tessiner Decken dargestellt. Einzig R. TRÜMPY (1957) und R. STAUB (1958) betrachten sie als von oben eingefaltete und später überfahrene Kreide-Elemente des Tomül-Lappens.

Durch die Untersuchungen in der Pianca-Schuppe können immerhin einige Vermutungen über die basalen Partien der Lugnezerschiefer angestellt werden. Die normale Lage der Pianca-Schuppe beweist eine Zugehörigkeit der Grenztrias zu ihrem Hangenden. Somit besteht die Möglichkeit, dass die Grenztrias und die basalen, schiefrigen Lugnezerschiefer eine normale Abfolge darstellen können (vgl. Diskussion S. 730).

KLUFTMINERALIEN

In den Klüften der oberen Stgir-Serie treten häufig kleine Bergkristalle auf. Diese dünnen, bis 5 cm langen Kristalle weisen im vorderen Teil weisse Einschlüsse auf, die Fahnen und Schlieren bilden. Vielfach sind die Kristalle abgebrochen und später an beiden Enden weitergewachsen, so dass sie heute zweispitzig erscheinen. Die Individuen sind langstengelig, flächenarm und weisen starke Verzerrungen auf. Zahlreiche derartige Exemplare werden gegenwärtig von Herrn Dr. H. U. BAMBAUER eingehend untersucht.

Die schönsten Quarzstufen barg der zweite Triaszug, zwischen der Puzzatscher und der Zamuor-Schuppe, in der W-Wand des Piz Zamuor. In einer 1 m mächtigen, stark verschuppten Lage von Quartenschiefern und Quarziten lieferte eine 0,4 m hohe Kluft mehrere bis kopfgrosse Stufen mit Quarz und Kalzit. Die späten Bewegungen haben die einzelnen Gruppen vom quarzitischen Muttergestein losgelöst, so dass sie in der Füllmasse der Kluft, in Trümmern von Quartenschiefern eingebettet lagen. Leider trüben zahlreiche Sprünge die Prismen, deren Spitze zudem meistens angeschlagen ist. Die Verzerrungen der Rhomboeder sind weniger stark, dagegen treten lamellenartige, tafelige Formen auf. Die Kalzite erscheinen direkt neben dem Quarz in bis faustgrossen Individuen, bei denen die Skalenoederform überwiegt. Die Rhomboeder sind eher selten ausgebildet. Die Oberfläche ist häufig leicht angeätzt und mit einer feinen limonitischen Schicht überzogen. Über die ganze Stufe zieht sich eine mm-dicke Kruste von Kalzit, bei deren Weglösen neben zahlreichen Limonitnestern einzelne braungelbe Dolomitkristalle erscheinen. Die Limonitknollen stammen vermutlich von stärker Feinhaltigen Karbonaten wie Breunerit oder Ankerit. Die Oberfläche der ganzen Stufe ist von zahlreichen ca. 3 mm grossen Pyriten übersät.

VERERZUNGEN²⁰⁾

Auf der Alp Ramosa ist bei Koord. 722450/167250 die Basisarkose der Trias vererzt. Die Grundmasse des Gesteins wird in einer Breite von 0,5–1 m mit makrosko-

²⁰⁾ An dieser Stelle möchte ich Herrn dipl. ing. petr. V. KÖPPEL für die Herstellung und die Interpretation des Erzanschliffes herzlich danken.

pisch sichtbaren Magnetit-Oktaedern durchsetzt. Die Grenze gegen die helle, unverzerte Arkose ist scharf. Das Auftreten der schwarzen Gesteine ist an Lagen und Zonen innerhalb der Basisarkose gebunden, die jedoch nicht direkt mit den Schichtungen und Schüttungen der hellen, cm-grossen Quarzkonglomerate verknüpft sind. Im Anschliff zeigt sich neben einzelnen idiomorphen Magnetiten eine grosse Masse feiner Haematit-Schuppen, die zwischen den einzelnen Komponenten und in den feinen Sprüngen derselben auftreten. Der Magnetit scheint idiomorph, doch weist er randlich Zonen von Haematit auf (Martit-Bildung), die auch wurmförmig ins Innere des Korns greifen können. Die Randzone weist häufig Einschlüsse von schieferungsparallelem Serizit auf, so dass angenommen werden darf, dass die Martit-Bildung mit einem gewissen Wachstum verbunden war und jünger oder eventuell gleichaltrig wie die Verschieferung ist. Die Entstehung dieser Vererzung dürfte in Zusammenhang mit den Magnetit-Vorkommen im liegenden Gotthard-Kristallin stehen. A. FEHR (1956, S. 421) beschreibt eine Vererzung in unmittelbarer Nähe, unterhalb des Piz Tgietschen. Ein weiteres Vorkommen von Magnetit-Schiefern tritt bei Pt. 2194, am NE-Ende des Plaun la Greina auf. Bei der Verwitterung derartiger Gesteine, oder auch karbonischer Magnetitschiefer (E. NIGGLI, 1944), erscheinen die Erzkörper als mehr oder weniger idiomorphe Schweremineralien im Gestein. Die Metamorphose hat vermutlich die Umwandlung zu Martit verursacht und die Neubildung von Haematit aus dem feinen limonitischen Detritus der Grundmasse hervorgerufen.

BEMERKUNGEN ZU QUARTÄR UND MORPHOLOGIE

Die Morphologie wird beherrscht durch das konstante ca. 30° steile SSE-Fallen der Schichten. Die linken Talseiten des Glogn werden durch die Schichtflächen gebildet. Diese Hänge zeigen häufig Sackungen. Die südöstliche Talseite, die aus den anstehenden Schichtköpfen besteht, ist steiler, bewaldet und neigt zu Hakenwurf. Der Glogn fliesst im Streichen von der Alp Zamuor in NE-Richtung bis in die Gegend von Peidenbad. Er folgt dabei den weichen Triaszügen der Schuppenzone. Einzig zwischen Val Seranastga und Val de Silgin tritt er bis an die autochthone Trias des Gotthard-Massivs heran. Doch bereits bei Lumbrein umfliesst er die anstehende Schulter in einer tiefen Schlucht, die wieder in der Schuppenzone angelegt ist.

Lokale Moränen

Die Moränenbedeckung enthält fast ausschliesslich Material aus dem Ultrahelvetikum und aus den angrenzenden Lugnezerschiefern. Im Gebiet zwischen Puzzatsch und Vrin liegen bis in eine Höhe von 1880 m einzelne Blöcke von Kristallin, die aus dem Raum der Alp Ramosa stammen dürften. In diesem Gebiet ist es nicht immer leicht, die Moränen zu erkennen, da sie meist auf Sackungen liegen und häufig aus demselben Material bestehen.

Schotter und Terrassen

NABHOLZ (1951 b) hat die Terrassen und die Schotter bei den Dörfern Riein, Signina, Pitasch und Duvin untersucht. Er erklärt mit dem Hinweis auf PENCK und BRÜCKNER (1909) die Terrasse als Rest eines präglazialen Talbodens. Die

Schulter von Lumbrein und die Terrasse von Schumials, Silgin und Surin bilden die westliche Fortsetzung dieses Terrassenniveaus. Die Schotter von Signina finden Äquivalente in den von A. FEHR (1956) erwähnten Schottervorkommen bei Surin, die ebenfalls eine Moränenbedeckung aufweisen und dadurch interstadialen Alters sind. Ein weiteres Vorkommen ähnlicher Art trifft man in der Kiesgrube bei Pigniu am Weg von Surcasti nach Silgin gegenüber von Lumbrein.

Sackungen und Rutschungen

Die steil nach SSE einfallenden Schichten werden durch die intensive schichtparallele Verschieferung und durch das steilstehende Clivage zerhackt. Die weicheren Sedimente der Inferno- und der Coroi-Serie, welche die Hauptmasse der Gesteine ausmachen, haben besonders stark unter dieser Überprägung gelitten. Als Folge davon treten an den Abhängen Bewegungen in Richtung der Schichtflächen auf (H. JÄCKLI, 1957). Meistens löst sich dabei der Schichtverband sehr rasch auf. Die Geschwindigkeit der einzelnen Rutschgebiete variiert stark je nach Neigung, Wassergehalt und Form des Untergrundes, so dass zwischen den einzelnen Paketen Längsfurchen entstehen können. Eine wellige, hügelige Oberfläche mit vielen sumpfigen Partien und frischen Anrisse bildet die weiten Abhänge auf der SE-Seite des Piz de Vrin. In viel grösserem Masse trifft man diese Erscheinungen im unteren Lugnez, auf der Südseite des Mundaun. Die Bewegungen werden im unteren Teil der Sackung geringer. Auf den dadurch entstehenden Schultern der Terrassen liegen die meisten Dörfer des Lugnez (Vrin, Igels, Villa). Der Steilhang, der die Terrasse abschliesst, zeigt sehr starke oberflächliche Bewegungen. Die Bewaldung, die hauptsächlich aus Gebüsch besteht, zeigt in vielen Fällen Säbelwuchs. Am Ufer des Glogn schiebt sich die langsam fliessende Masse weiter in den Bach hinein. Der Fluss wird dabei ganz an das rechte Ufer gepresst. Die Sackungsmasse ist häufig mit dem ausgeschiedenen Kalksinter des reichlich austretenden Wassers zu einer festen, brecciös erscheinenden Masse zementiert worden. Die grösseren Quellen enthalten oft Abwässer eines Dorfes, was man an der Algenbildung und am Geruch sofort feststellen kann.

Die Versackung der Inferno-Serie zerbricht die letzten Reste der darüberliegenden Stgir-Serie in einzelne grobe Blöcke. Dadurch erscheinen oftmals auf einer Sackung Bildungen, die an einen Bergsturz erinnern, jedoch nichts mit einem solchen zu tun haben.

ABSTRACT ²¹⁾

This paper deals with the sedimentary cover to the south of the eastern Gotthard massif (Western Grisons). The Mesozoic formations are traced from Plaun la Greina over the Lugnez into the Vorderrhein valley. Throughout the area the bedding dips generally 30°–40° to the SSE and all the rocks show a strong cleavage. The autochthonous Triassic beds lie unconformably on the basement rocks of the Gotthard massif. The upper part is imbricated with black slates of the Coroi formation, which in itself is not autochthonous, but belongs, as does the main mass of the Gotthard massif's sedimentary cover, to the inverted Scopi zone. The higher, imbricated units lying toward the southeast are built up of sheets of Liassic rocks separated by thin lamellae of Triassic schists. The uppermost tectonic unit of the Gotthard massif's sedimen-

²¹⁾ Die Übersetzung der Zusammenfassung ins Englische besorgte Herr G. D. FRANKS. Ich möchte ihm an dieser Stelle für sein Entgegenkommen herzlich danken.

tary cover is the Pianca slice. Above it, again separated by Triassic (Grenztrias), lie the Penninic Lugnezerschiefer, of which the tectonic origin is still obscure.

The Triassic rocks are subdivided into the three units of the lower quartzite, middle carbonate and upper phyllite groups and can thus be compared with the facies of the Helvetic nappes. The phyllite group, because of its function as a main shear horizon, occurs mainly in the southern tectonic units where it can be observed in the field as thin, light-coloured bands between the dark schists of the Liassic. It is used to establish the tectonic subdivision within the sedimentary masses.

The lower Stgir formation comprises mainly schistose rocks, black calcareous schists, slates, finely grained, banded quartzites, limestones and oölitic limestones. The rapid acyclical change of the rock composition is rather remarkable. Echinoderm fragments and coquinoïd limestones occur often. A coral horizon resembles very closely the Thecosmilia shales of the Glarus Lias. The approximate age of the lower Stgir formation, Hettangian and lower Sinemurian, can be deduced from a comparison with the Cardinia and Prodikamm formations of the Glarus Alps.

The upper Stgir formation comprises massive, light-brown quartzites and sandy limestones which often show crinoid fragments. In the upper part occurs a fossiliferous bed of 1 m, in which three fragmentary ammonites were found, besides *Isocrinus tuberculatus* and several thickshelled lamellibranchs. The ammonites most probably belong to the genus *Arnioceras* (pl. I, fig. 2). Thus the upper boundary of the Stgir formation lies between the upper Sinemurian and the upper Lotharingian. A comparison with the similarly developed Spitzmeilen formation of Glarus seems obvious.

The Inferno formation of gray, sandy calcareous slates cannot be compared so exactly with the Helvetic series. Together with unidentifiable crinoid remains numerous belemnites (*Passaloteuthis* sp.) are found, identified as exclusively Middle to Upper Liassic forms by CH. MAYER-EYMAR (in ALB. HEIM 1891).

The Riein beds mark a short-lived detritic influx into the muddy facies of the lower Inferno formation. The source area of the white sandy limestones with poorly rounded feldspar debris must have lain to the SE.

The Runcaleida beds consist of arenaceous limestones, quartzites and oölites in the upper Inferno formation. It cannot be yet decided whether this is a tectonic repetition of the Stgir formation or a stratigraphical tongue inside the Inferno formation.

The Coroi formation is not sharply separated from the upper Inferno formation. The gray calcareous slates become dark and non-calcareous, passing slowly into the evenly fissile, black slates rich in quartz, without fossils, of the Coroi formation. The age determination rests on lithological comparison with the similar development of Aalenian shales in the Helvetic and Ultrahelvetic realm. It can thus be assumed that the Inferno formation probably embraces Pliensbachian, Domerian and Toarcian.

The Stgir and Inferno formation can also be recognized in the sliced zone, with reduced thickness. The Stgir formation changes towards the SE (fig. 18, p. 722), the detrital influxes from the N becoming finer grained, thinner and less numerous. The gray calcareous slate and limestone intercalations become more abundant. The various oölite members in the Pianca slice are no more limited to the lower Stgir formation. They become more numerous and are found in the whole Stgir formation, which shows no increase of bathyal conditions towards the S, but rather a slow decrease of detrital influx from the N.

The Gotthard massif sediments originate from the southern part of the Helvetic miogeosyncline. Their deposition area adjoins that of the Helvetides and of the Urseren-Garvera syncline in the N. The Inferno formation especially shows suggestions of similarity to the shale facies of the Dauphiné trough, seen also in the Lias of the Ultrahelvetic nappes of western Switzerland.

From the structural point of view, the area studied lies between the Helvetic nappes and their roots to the N and the Penninic nappes to the S. The parautochthonous cover of the Gotthard massif can thus be regarded as Ultrahelvetic, as well as that of the analogous Mt. Chétif massif in Aosta valley.

The result of the new age division is to give an inverted position to the whole of the Scopi zone. The following arguments likewise support such an interpretation.

In the imbricated zone rocks belonging exclusively to the Stgir formation are intensively sliced together with the Upper Triassic.

Tracing the normal lying series of Scopi syncline to the NE (H. M. HUBER 1943) the whole Scopi zone tilts slowly over.

In some places oölites and spathic, arenaceous limestones placed in the lower Stgir formation come into direct contact with the autochthonous Triassic. They form relies of the former autochthonous Liassic envelope of the Gotthard massif, which was presumably in its greatest part thrust early to the N and there eroded.

In the section through the Zamuor slice near Puzzatsch cross bedding appears in the Stgir formation of the normal N limb, confirming that the Inferno formation is younger than the Stgir formation.

The sedimentary cover of the southern Gotthard massif was sheared off in the horizon of the Upper Triassic and transported to the north. Thus in the east the Scopi zone comes to lie in an inverted position directly on the exposed autochthonous Trias. The Pianca slice together with the Scopi zone forms a fold-nappe. The arching over of the Triassic in Val di Campo (Lucomagno pass) can thus be looked upon as the core of this anticline. Its extension to the E forms the Triassic strips, especially that of Peiden. The Puzzatsch and Zamuor slices appear first to the west of the Valserrhein. They show that the sedimentary skin is complexly folded and thrust.

The Giera slice in the NE presumably corresponds to the Pianca slice and the Scopi zone. The exposures in Carreratobel show that it lies normally. Further to the NE it appears only near Versam, where the last outliers of the mesozoic sedimentary envelope of the Gotthard massif disappear under the Flims landslide.

The sedimentary skin of the southern Gotthard massif was thrust from the Penninic Lugnezer-schiefer towards the N and thus intensively sheared. This strong NS compression studied with the help of oölite deformation is presumably younger than the inversion of the Scopi zone and the folding of the sedimentary envelope. The metamorphism, which in the whole area progressed to the formation of triclinic chloritoid, appears to be still younger than the NS compression.

The post-Liassic sediments were presumably pushed further north by the thrust of the Penninic nappes. Today they are no more recognizable, presumably having been eroded away.

LITERATURVERZEICHNIS

- AMPFERER, O. (1934): *Tektonische Studien im Vorderrheintal*. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl., Abt. I, 143, 8–10, S. 299–312.
- ARBENZ, P. (1909): *Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal bei Bonaduz und Rhäzüns*. Eclogae geol. Helv. 10, 6, S. 729–731.
- (1919): *Probleme der Sedimentation und ihre Beziehungen zur Gebirgsbildung in den Alpen*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 64, 1+2, S. 246–275.
 - (1930): *Crinoidenfunde im Lias der Dent Blanche-decke am Mt. Dolin bei Arolla und in den Bündnerschiefern der Alp Monterascio südlich der Greina (Kt. Tessin)*. Eclogae geol. Helv. 23, 2, S. 564–565.
- ARBENZ, P., & STAUB, W. (1910): *Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 55, 1+2, S. 23–62.
- BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. Mat. Carte Géol. Suisse, NS 84.
- (1946): *L'Ultra-helvétique au Nord du Rhône valaisan*. Mat. Carte Géol. Suisse, NS 85.
- BARBIER, R. (1948): *Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère*. Mém. Carte géol. France.
- BAUMER, A. (in Vorbereitung): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im oberen Bleniotal (Valle del Lucomagno – Val di Campo – Val Luzzone)*. Geologie der Blenio-Kraftwerke. Diss. ETH Zürich.
- BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W., & UHR, A. (1961): *Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez*. Eclogae geol. Helv. 54, 2, S. 478–491.

- BEARTH, P. (1952): *Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 32, 2, S. 338–347.
- BERNOULLI, W. (1942): *Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig.* Eclogae geol. Helv. 35, 2, S. 116–118.
- BOLLI, H. M., & NABHOLZ, W. K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien.* Eclogae geol. Helv. 52, 1, S. 237–270.
- BOSSARD, L. (1929): *Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, 1, S. 107–159.
- BOSSHARD, L. (1925): *Der Bau der Tessinerkulmination.* Eclogae geol. Helv. 19, 2, S. 504–521.
- BRÜCKNER, W. (1941): *Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite.* Eclogae geol. Helv. 34, 1, S. 117–134.
- BRÜCKNER, W., & NIGGLI, E. (1954): *Bericht über die Exkursion zum Scheidnössli bei Erstfeld, in die Urserenmulde vom Rhonegletscher bis Andermatt und ins westliche Tavetscher Zwischenmassiv.* Eclogae geol. Helv. 47, 2, S. 383–401.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): *Beiträge zur Kenntnis der Helvetischen Trias östlich des Klausenpasses.* Diss. Univ. Zürich.
- BUCHER, W. H. (1953): *Fossils in metamorphic rocks: A review.* Bull. Geol. Soc. America 64, 3, S. 275–300.
- BÜCHI, U. (1946): *Geologisches Gutachten Greina-Blenio.* Feldbuch (im Besitze des Verfassers).
- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* 2. Aufl., Wepf, Basel.
- CLOOS, E. (1946): *Lineation, a critical review and annotated bibliography.* 2nd ed. (1952), Mem. Geol. Soc. America 18.
- (1947): *Oölite deformation in the South Mountain fold, Maryland.* Bull. Geol. Soc. America 58, 9, S. 843–918.
- ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen.* Diss. Univ. Zürich.
- EICHENBERGER, R. (1924): *Geologisch-petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet).* Eclogae geol. Helv. 18, 3, S. 451–483.
- ENGELS, B. (1959): *Die kleintektonische Arbeitsweise unter besonderer Berücksichtigung ihrer Anwendung im deutschen Paläozoikum.* Geotekt. Forsch. 13, 1 + 2, S. 1–129.
- FAURE-MURET, A. (1955): *Études géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires.* Mém. Carte Géol. France.
- FEHR, A. (1956): *Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavragia – Piz Cavel und Obersaxen – Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende).* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, 2, S. 349–453.
- FRANK, M. (1930): *Das Wandern der «tektonischen» Vortiefe in den Alpen.* Centralbl. Min. Geol. Pal., Abt. B, Geol. Pal., Jg. 1930, 1, S. 9–22.
- FREY, J. D. (1960): *Geologie der Zone zwischen Val Camadra und Val Cavallasca nördlich des Val Luzzone (Blenio).* Diplomarbeit ETH Zürich (unveröffentlicht, dep. Geol. Inst. ETH).
- FRICKER, P. E. (1960): *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A (Wallis).* Eclogae geol. Helv. 53, 1, S. 33–132.
- GANSSER, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpass.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 17, 2, S. 291–523.
- GIGNOUX, M., & MORET, L. (1952): *Géologie dauphinoise.* 2^e éd., Masson, Paris.
- GRASMÜCK, K. (1961): *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont Blanc-Massivs (zwischen Sembrancher und dem Col Ferret).* Eclogae geol. Helv. 54, 1, S. 351–450.
- HALFERDAHL, L. B. (1961): *Chloritoid: Its Composition, X-ray and Optical Properties, Stability, and Occurrence.* J. Petrol. 2, 1, 49–135.
- HEIM, ALB. (1878): *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe.* 2 Bd. und 1 Atlas, Schwabe, Basel.
- (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein.* Beitr. Geol. Karte Schweiz 25.
- (1906): *Geologische Nachlese Nr. 16: Geologische Begutachtung der Greinabahn, Projekt des Herrn Oberingenieur Dr. R. Moser.* Vjschr. Natf. Ges. Zürich 51, 2 + 3, S. 378–396.
- (1911): *Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten (helvetischen Decken).* Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 31, S. 49–56.
- (1921, 1922): *Geologie der Schweiz,* 2, 1 + 2, Tauchnitz, Leipzig.

- HEIM, ALB., & SCHMIDT, C. (1890): *Bericht über die Excursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft im Gebiet der Bündnerschiefer (Graubünden und Tessin)*. Eclogae geol. Helv. 2, 2, S. 193–198.
- HESS, H. (1955): *Zur Kenntnis der Crinoidenfauna des Schweizer Jura. I. Die Gattungsmerkmale von Isocrinus und Pentacrinus*. Eclogae geol. Helv. 48, 2, S. 468–486.
- HESSE, E. (1900): *Die Mikrostruktur der fossilen Echinoideenstacheln und deren systematische Bedeutung*. N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil.-Bd. 13, S. 185–264.
- HOLST PELLEKAAN, W. VAN (1913): *Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi*. Diss. Univ. Zürich.
- HUBER, H. M. (1943): *Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, 1, S. 72–260.
- JÄCKLI, H. (1941): *Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 34, 1, S. 17–105.
- (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 44, 2, S. 332–337.
 - (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften*. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser. 36.
 - (1959): *Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen*. Eclogae geol. Helv. 52, 2, S. 563–576.
- KLÄY, L. (1957): *Geologie der Stammerspitze. Untersuchungen im Gebiete zwischen Val Sinestra, Val Fenga und Samnaun (Unterengadin)*. Eclogae geol. Helv. 50, 2, S. 323–467.
- KOENIGSBERGER, J. (1909): *Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv*. Eclogae geol. Helv. 10, 6, S. 852–896.
- KOPP, J. (1923): *Geologie der nördlichen Adula*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 51, S. 95–123.
- (1925): *Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg*. Eclogae geol. Helv. 19, 1, S. 151–158.
 - (1933): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer und Valser Tal (Piz Aulgruppe)*. Eclogae geol. Helv. 26, 2, S. 191–197.
- KRIGE, L. J. (1918): *Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung*. Eclogae geol. Helv. 14, 5, S. 519–654.
- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 37, 2, S. 398–434.
- LORENZ, TH. (1900): *Monographie des Fläscherberges*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 10.
- LORY, P. (1903): *Sur le faciès à entroques dans le Lias des Alpes suisses et françaises*. Eclogae geol. Helv. 7, 4, S. 334.
- LUGEON, M. (1914): *Les Hautes Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balmhorn et Torrenthorn)*, 1. Mat. Carte Géol. Suisse, NS 30, 1.
- MEIER, P., & NABHOLZ, W. K. (1949): *Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthard-Massivs im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 42, 2, S. 197–214.
- MERKI, P. (1961): *Der Obere Muschelkalk im östlichen Schweizer Jura*. Eclogae geol. Helv. 54, 1, S. 137–219.
- MÜLLER, R. O. (1958): *Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, 2, S. 403–474.
- NABHOLZ, W. K. (1943): *Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis*. Eclogae geol. Helv. 36, 2, S. 224–226.
- (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. Eclogae geol. Helv. 38, 1, S. 1–120.
 - (1948a): *Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthard-Massivs im Vorderrheintal*. Eclogae geol. Helv. 41, 2, S. 247–268.
 - (1948b): *Bericht über die Exkursion ins Kristallin der Adula-Decke und in die Bündnerschieferregion des Valsertals und des Lugnez*. Eclogae geol. Helv. 41, 2, S. 297–306.
 - (1951a): *Beziehungen zwischen Fazies und Zeit*. Eclogae geol. Helv. 44, 1, S. 131–158.
 - (1951b): *Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 44, 2, S. 323–332.
 - (1954): *Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aar-Massiv – Seengebirge*. Geol. Rdsch. 42, 2, S. 155–171.

- NÄNNY, P. (1948): *Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur*. Diss. Univ. Zürich.
- NICKEL, E. (1960): *Ein fraglicher Belemnit in den Frodaleragneisen vom Lukmanier*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 40, 1, S. 95–113.
- NIGGLI, E. (1944): *Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, 1 + 2, S. 58–301.
- (1948): *Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, 1, S. 165–177.
 - (1955): *Zum Vorkommen von Kalkglimmern (Margarit, Cintonit) in den Schweizer Alpen*. Leidse Geol. Meded. 20, S. 165–170.
 - (1956): *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 36, 2, S. 511–514.
 - (1960): *Mineral-Zonen der Alpinen Metamorphose in den Schweizer Alpen*. Int. Geol. Congr., 21st Sess., Norden 13, S. 132–138.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W., & JÄGER, E. (1956): *Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkali-Amphibol als Neubildungen der alpidischen Metamorphose in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs (östliche Zentralschweiz)*. Eclogae geol. Helv. 49, 2, S. 469–480.
- NIGGLI, P. (1912): *Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrand des Gotthardmassives*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 36.
- (1950): *Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, 2, S. 500–538.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., & KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 71.
- NIGGLI, P., & STAUB, W. (1914): *Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 45, 3, S. 43–77.
- NIGGLI, P., & WINTERHALTER, R. U. (1934): *Lukmaniergebiet. Exkursion Nr. 63*. Geol. Führer Schweiz 11, S. 803–814, Wepf, Basel.
- OBERHOLZER, J. (1933): *Geologie der Glarneralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 28.
- OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 2, S. 320–409.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary rocks*. 2nd ed., Harper, New York.
- PERRIN, R., & ROUBAULT, M. (1941): *Observation d'un «Front» de Métamorphisme régional*. Bull. Soc. géol. France (5), 11, S. 183–193.
- PLAS, L. VAN DER (1959): *Petrology of the Northern Adula Region, Switzerland (with particular reference to the Glaucomphane-Bearing rocks)*. Leidse Geol. Meded. 24, 2, S. 415–602.
- PLAS, L. VAN DER, HÜGI, TH., MLADECK, M. H., & NIGGLI, E. (1958): *Chloritoid vom Hennensädel südlich Vals (nördliche Aduladecke)*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, 1, S. 237–246.
- PLESSMANN, W. (1957 a): *Zur Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs*. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., Jg. 1957, 1, S. 18–31.
- (1957 b): *Ein Vertreter der Arietitidae (HYATT 1874) im metamorphen Bündner Schiefer vom Nufenenpass*. N. Jb. Geol. Pal., Mh. 1957, 4, S. 156–159.
 - (1958): *Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum*. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., Jg. 1958, 7, S. 153–188.
- REMENTIK, T. (1959): *Geologische Untersuchung der Bergsturzlandschaft zwischen Chur und Rodels (Graubünden)*. Eclogae geol. Helv. 52, 1, S. 177–235.
- RICOUR, J., & TRÜMPY, R. (1952): *Sur la présence de niveaux fossilières dans le Trias supérieur de la nappe de Bex*. C. R. somm. Soc. géol. France 1952, 2, S. 6–8.
- ROOTHAAN, H. PH. (1918): *Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 63, 1 + 2, S. 250–292.
- ROTHPLETZ, A. (1895): *Ueber das Alter der Bündner Schiefer*. Z. Deutsch. geol. Ges. 47, 1, S. 1–56.
- RÜEFLI, W. H. (1956): *Ein Aufschluss von Aalénien-Schiefern im eingewickelten Glarner Flysch*. Eclogae geol. Helv. 49, 2, S. 486–494.
- (1959): *Stratigraphie und Tektonik des Eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St. Galler Oberland)*. Diss. ETH Zürich.

- SALOMON, W. (1912): *Arietites sp. im schiefrigen Granat-führenden Biotit-Zoisit-Hornfels der Bredetto-Zone des Nufenen-Passes (Schweiz)*. Verh. nathist.-med. Ver. Heidelberg, NF 11, 3. S. 220–224.
- SANDER, B. (1948, 1950): *Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper*, 1+2, Springer, Wien und Innsbruck.
- SCHENKER, M. (1946): *Geologische Untersuchung der mesozoischen Sedimentkeile am Südrand des Aarmassivs zwischen Lonza und Baltschiedertal (Wallis)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 86.
- SCHMIDT, C. (1891): *Beiträge zur Kenntniss der im Gebiete von Blatt XIV der geolog. Karte der Schweiz 1 : 100,000 auftretenden Gesteine*. Beitr. Geol. Karte Schweiz 25 (Anhang).
- SHEARMAN, D. J., KHOURI, J., & TAHA, S. (1961): *On the Replacement of Dolomite by Calcite in some Mesozoic Limestones from the French Jura*. Proc. Geol. Ass. 72, 1, S. 1–12.
- SMIT SIBINGA, G. L. (1921): *Die Klippen der Mythen und Rotenfluh*. Diss. Univ. Zürich.
- STAUB, R. (1917): *Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 46, 3, S. 165–198.
- (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie*. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69, 1.
 - (1938): *Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae geol. Helv. 31, 2, S. 345–353.
 - (1942a): *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. (1. Fortsetzung.). Vjschr. Natf. Ges. Zürich 87, 1+2, S. 1–138.
 - (1942b): *Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis*. Eclogae geol. Helv. 35, 2, S. 112–115.
 - (1954): *Der Bau der Glarneralpen und seine prinzipielle Bedeutung für die Alpengeologie*. Tschudi, Glarus.
 - (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 103.
- STRECKEISEN, A., & NIGGLI, E. (1958): *Über einige neue Vorkommen von Stilpnomelan in den Schweizer Alpen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, 1, S. 76–82.
- STREIFF, V. (1939): *Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden)*. Diss. Univ. Zürich.
- STUDER, B. (1851, 1853): *Geologie der Schweiz*, 1+2, Stämpfli, Bern, und Schulthess, Zürich.
- TARNUZZER, CHR. (1901): *Ein diluvialer Bergsturz der Bündnerschieferzone auf der Flimserbreccie von Valendas*. Jber. Natf. Ges. Graubündens 44, S. 95–105.
- (1916): *Geologische Uebersicht von Graubünden*. Clubführer SAC, Bündner Alpen, Suppl.-Bd., S. 1–52.
 - (1918): *Die prähistorischen Bergstürze im obersten Safiental. Nebst einem Anhang: Notiz über das Gipslager in Giera-Valendas*. Jber. Natf. Ges. Graubündens 58, S. 39–56.
- THEOBALD, G. (1860): *Naturbilder aus den Rhätischen Alpen*. Hitz, Chur.
- (1864): *Geologische Uebersicht von Graubünden I*. Zugabe zu dem Schulprogramme von 1864, Braun und Jenny, Chur.
 - (1866): *Geologische Uebersicht von Graubünden II*. Zugabe zu dem Schulprogramme von 1866, Braun und Jenny, Chur.
- TRÜMPY, D. (1916): *Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, NF 46, 2, S. 43–163.
- TRÜMPY, R. (1949): *Der Lias der Glarner Alpen*. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 79, 1.
- (1951a): *Le Lias de la Nappe de Bex (Préalpes internes) dans la basse Gryonne*. Bull. Soc. vaud. Sc. nat. 65, 279, S. 161–182.
 - (1951b): *Sur les racines helvétiques et les «Schistes lustrés» entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi)*. Eclogae geol. Helv. 44, 2, S. 338–347.
 - (1954): *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. Eclogae geol. Helv. 47, 2, S. 315–359.
 - (1955): *Wechselbeziehungen zwischen Palaeogeographie und Deckenbau*. Vjschr. Natf. Ges. Zürich 100, 4, S. 217–231.
 - (1957): *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*. Bull. Soc. géol. France (6), 7, S. 443–461.
 - (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps*. Geol. Mijnbouw, NS 20, 10, S. 340–352.

- (1960): *Paleotectonic evolution of the central and western Alps.* Bull. Geol. Soc. America 71, 6, S. 843–908.
- (1963): *Sur les racines des nappes helvétiques.* Livre Paul Fallot, 2, S. 419–428.
- VACEK, M. (1884): *Beitrag zur Kenntniss der Glarner Alpen.* Jb. k. k. geol. Reichsanstalt 34, 2, S. 233–262.
- (1892): *Einige Bemerkungen zur Theorie der Glarner Doppelalte.* Jb. k. k. geol. Reichsanstalt 42, 1, S. 91–112.
- WENK, E. (1953): *Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin.* Eclogae geol. Helv. 46, 1, S. 9–21.
- (1955): *Eine Strukturkarte der Tessineralpen.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, 2, S. 311–319.
- (1956): *Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera.* Eclogae geol. Helv. 49, 2, S. 251–265.
- (1958): *Zur Systematik des linearen Parallelgefüges.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 38, 2, S. 492–493.
- (1962): *Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 42, 1, S. 139–152.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): *Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs.* Schweiz. Min. Petr. Mitt. 10, 1, S. 38–116.
- WITSCHI, R. (1957): *Morphologie und Hydrologie der oberen Blenio-Täler.* Auszug Diss. Univ. Bern.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs.* Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., Jg. 1957, 1, S. 1–17.
- (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündner-schiefern Nordtessins und Graubündens.* Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., Jg. 1958, 7, S. 115–151.
- WYSSLING, L. E. (1950): *Zur Geologie der Vorabgruppe.* Diss. ETH Zürich.

GEOLOGISCHE KARTEN

- HEIM, ALB. et al. (1885): *Geologische Karte der Schweiz in 1 : 100 000, Blatt XIV: Altdorf – Chur,* Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.
- LEUPOLD, W., & BÜCHI, U. (1947): *Geologie der Greinaebene und der Anschlussgebiete Val Camadra und Alp Ramosa, 1 : 10000.* Büro Dr. Ing. A. Kaech, Bern, (unveröffentlicht).
- LOCHER, TH. (1958): *Geologische Karte der Umgebung von Ilanz, 1 : 10 000* (unveröffentlicht).
- SCHWEIZERISCHE GEOLOGISCHE KOMMISSION: *Geologische Generalkarte der Schweiz, 1 : 200 000,* Blatt 3: Zürich – Glarus (1950)
Blatt 4: St. Gallen – Chur (1959)
Blatt 7: Ticino (1955).
- WEBER, FR. (1922a): *Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1 : 100 000.* Spez. Karte 101 A, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.
- (1922b): *Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv.* Spez. Karte 101 B, Geol. Komm. Schweiz. Natf. Ges.

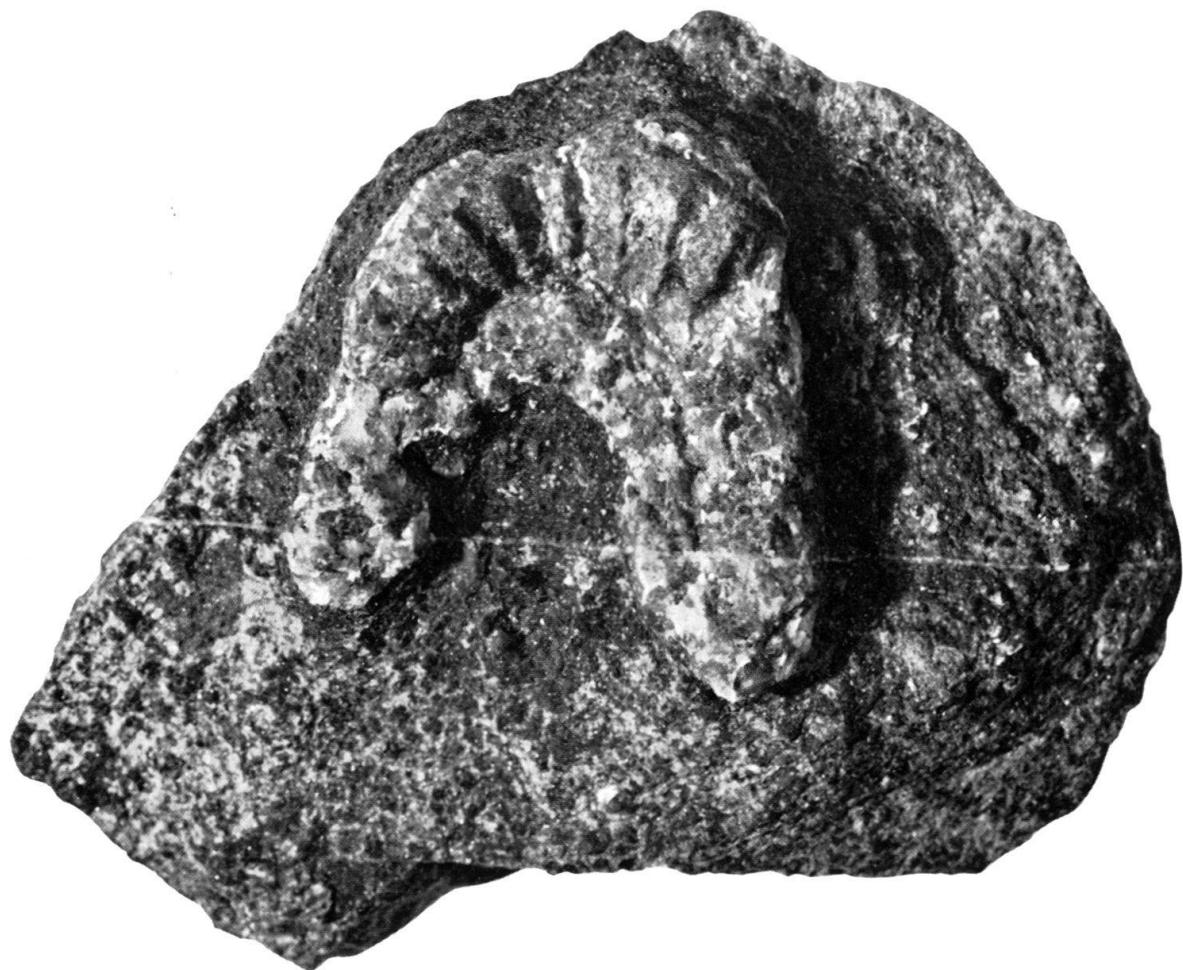
Manuskript eingegangen am 23. April 1963



Vergrösserung 1,6×

Phot. J. Aichinger

Fig. 1. Deformierte Korallen aus der unteren Stgir-Serie. Ausgang der Alp Ramosa bei Puzzatsch. Profil A 4 (17), S. 671.



Vergrösserung 1,86×

Phot. J. Aichinger

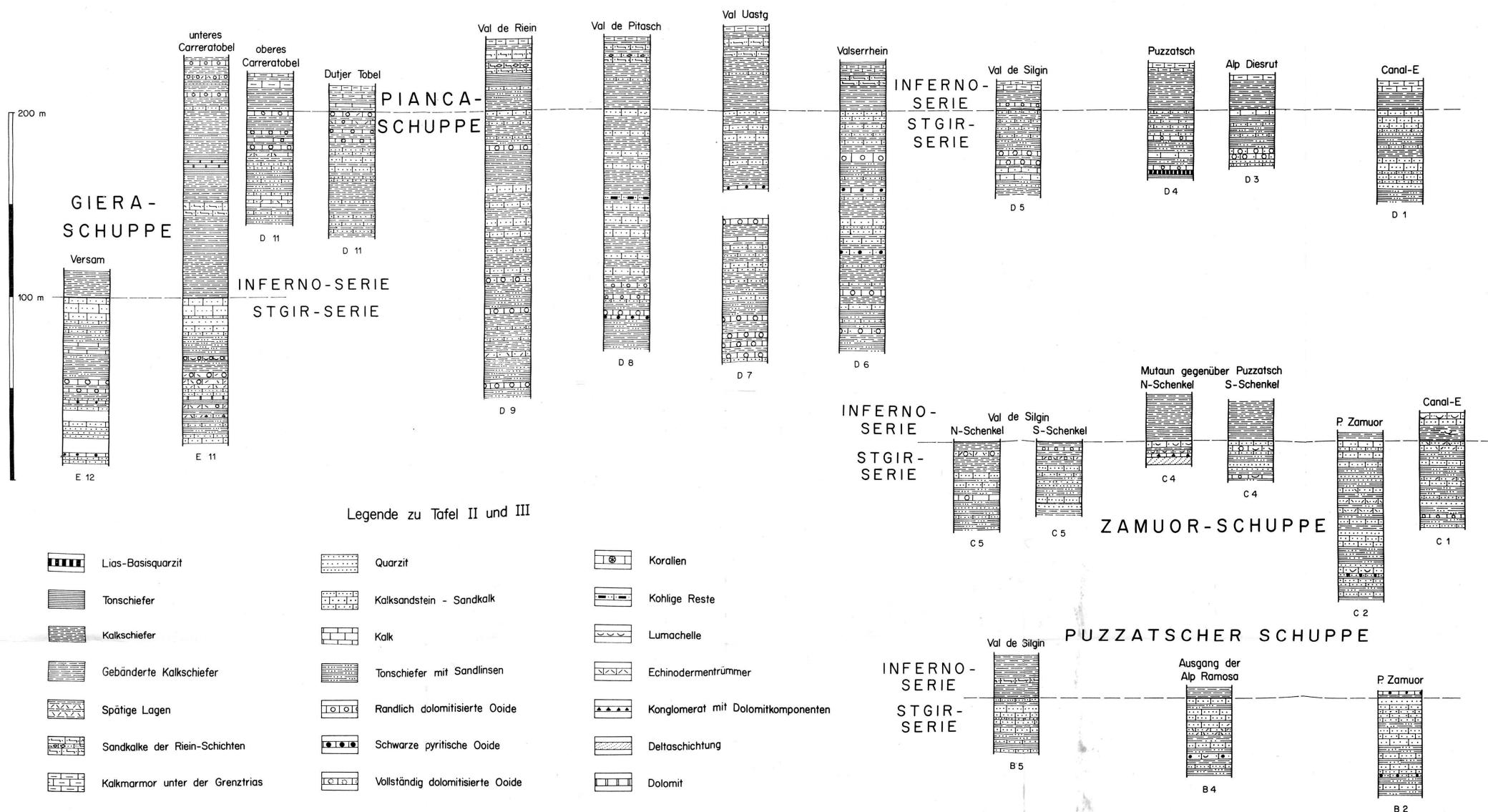
Fig. 2. Bruchstück eines *Arnioceras* sp. Fossilhorizont an der Grenze zwischen Stgir-Serie und unterer Inferno-Serie. NW-Grat des Piz Stgir.

LITHOLOGISCHE SAMMELPROFILE DURCH DEN LIAS DER SCHUPPENZONE

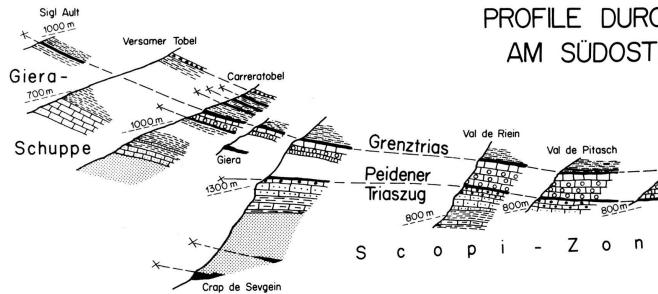
NE

SW

Korrelationsniveau: Grenze zwischen oberer Stgir- und unterer Inferno-Serie

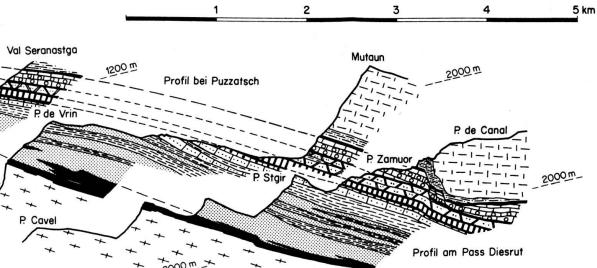


PROFILE DURCH DIE MESOZOISCHEN SEDIMENTE
AM SÜDOSTRAND DES GOTTHARD-MASSIVS



Darstellung als Achsenprojektion, konstruiert unter
Benützung des konstanten Achsenfalls von 75°/25°

1 : 50 000



	Lugnezschiefen
	Basale Lugnezschiefen
	Dolomitbreccie
	Inferno - Serie
	Stigr - Serie
	der Pianca - Schuppe
	der Zamur - Schuppe
	Stigr - Serie der Puzzatscher Schuppe
	Coro - Serie
	Runcaloida - Schichten
	Inferno - Serie
	Obere Stigr - Serie
	Untere Stigr - Serie
	Autochthone Trias des Gotthard - Massivs
	Kristallin des Gotthard - Massivs

TEKTONISCHE KARTE
DER MESOZOISCHEN SEDIMENTE
AM SÜDOSTRAND
DES GOTTHARD - MASSIVS

1 : 100 000

1 2 3 4 5 km

	Sackungen
	Bergsturz von Flims
	Lugnezschiefen (penninisch)
	Pianca - Schuppe
	Giera - Schuppe
	Zamur - Schuppe
	Puzzatscher Schuppe
	Scopi - Zone
	Autochthones Mesozoikum des Gotthard - Massivs
	Kristallin des Gotthard - Massivs

