

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Geotechnische Serie, Lieferung 39

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

**Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion  
im oberen Bleniotal  
Geologie der Blenio-Kraftwerke**

von Adrian Baumer

KOMMISSIONSVERLAG:

Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Bern

1964

Druck von Aschmann+Scheller AG, Buchdruckerei zur Froschau, Zürich

# Vorwort

## der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 18. Januar 1964 lag der Schweizerischen Geotechnischen Kommission die Dissertationsarbeit: «Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion im obern Bleniotal – Geologie der Blenio-Kraftwerke» von Herrn Adrian Baumer vor, ausgeführt unter Leitung von Herrn Prof. W. Leupold am Geologischen Institut der Eidg. Technischen Hochschule. Die Arbeit befaßt sich neben einer geologischen Detailuntersuchung in einem stratigraphisch und tektonisch besonders interessanten Abschnitt des Baugebietes der Blenio-Kraftwerke, allgemein mit den Beziehungen des Gebirgsbaues des Val Blenio auf die Eingriffe durch die großen Kraftwerksanlagen. Die Kommission beschloß die Untersuchungen für die Geotechnische Serie der «Beiträge zur Geologie der Schweiz» entgegenzunehmen.

Herrn Baumer sei für seine wertvolle Arbeit und für seine finanzielle Mitwirkung an die Druckkosten der beste Dank ausgesprochen. In sehr verdankenswerter Weise gewährten auch die Blenio-Kraftwerke AG Locarno einen Beitrag an die Veröffentlichung.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Juni 1964

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission

Der Präsident: Prof. F. de Quervain



# I. Vorwort

Die Erstellung eines alpinen Großkraftwerkes bedingt neben den technischen und hydrologischen auch intensive geologische Vorstudien im Stadium der Projektierung und laufende geologische Überwachung während der Ausführung. Der Bau der Blenio-Kraftwerke mit ihren Stollen, Straßen und Staumauern in einem geologisch sehr mannigfaltigen Gebiet ließ eine Fülle von Beobachtungsmöglichkeiten und neuen Erkenntnissen erwarten. Die vorliegende Arbeit soll nun, neben der Beschreibung von Stratigraphie und Tektonik des Untersuchungsgebietes, der Darstellung der Befunde der Sondierungen und des Ausbruches von Stollen, Kavernen und Baugruben gewidmet sein.

Die Anregung zu dieser Arbeit ging aus von Herrn Prof. Dr. W. LEUPOLD, der im Einvernehmen mit der Geschäftsleitung der Blenio-Kraftwerke AG eine Zusammenfassung und Veröffentlichung der Resultate als wünschbar erachtete. Um diese Publikation zu einer Dissertation abzurunden, wurden ergänzungshalber in den angrenzenden, technisch nicht direkt interessierenden Zonen noch Kartierungen vorgenommen, so daß nun das ganze Gebiet (über 100 km<sup>2</sup>) auf Karten 1:5000 geologisch dargestellt ist. Diese Aufnahmen führte ich, neben der Tätigkeit als Kraftwerkgeologe, seit dem Herbst 1957 und vor allem im Sommer 1961 aus. Zum Teil konnte ich mich dabei auf die ebenfalls für die Blenio-Kraftwerke AG von 1943 bis 1957 durchgeführten Kartierungen von Prof. W. LEUPOLD, W. RÜEFLI, R. FREI und vor allem meines Vorgängers R. WEGMANN stützen. Die Ausarbeitung erfolgte zum größten Teil in Locarno am Sitz der Blenio-Kraftwerke AG.

An dieser Stelle möchte ich Herrn Dir. H. LÜTHI, Oberingenieur der Blenio-Kraftwerke, für die Förderung und das stete Interesse, das er dieser Arbeit entgegenbrachte, herzlich danken. Außerordentlich viel verdanke ich meinem verehrten Lehrer Prof. Dr. W. LEUPOLD, unter dessen Leitung die Untersuchungen standen. Die Herren Professoren A. GANSSER und R. TRÜMPY bezeugten mit Terrainbesuchen ihr Interesse am Gedeihen der Arbeit. Den Herren Professoren STAUB †, LEUPOLD, TRÜMPY, SUTER, BURRI, LAVES und PARKER bin ich für die Vermittlung der wissenschaftlichen Grundlagen zu Dank verpflichtet. Mein Vorgänger bei den Blenio-Kraftwerken, R. WEGMANN, führte mich in die praktische Tätigkeit ein und überließ mir eine Fülle von Zeichnungen und Anregungen. Sehr wertvoll und anregend waren die Begehungen und Diskussionen mit meinen Gebietsnachbarn W. EGLI, J. D. FREY, W. JUNG und A. UHR. J. D. FREY und W. JUNG unterzogen das Manuskript in sehr verdankenswerter Weise noch einer kritischen Durchsicht. Die Zusammenarbeit auf technischem Gebiet mit den beiden andern Geologen der Maggia- und der Blenio-Kraftwerke, Dr. W. LIECHTI und Dr. TH. LOCHER, gestaltete sich dank deren reicher Erfahrung für mich sehr gewinnbringend. Das Verständnis der projektierenden Ingenieure, des Personals der Bauleitung und der Unternehmungen auf den einzelnen Baustellen half manche technische Schwierigkeit überwinden. Dem Photographen der Blenio AG, Herrn P. Mainardi, verdanke ich das Gelingen der Verkleinerungen der graphischen Beilagen und einen Teil der Photographien. Dank gebührt ebenfalls meiner Frau für die große Geduld bei der Reinschrift des Textes. Herr E. Mellini besorgte die zeichnerische Ausführung einiger Figuren und Beilagen.

Herrn Prof. Dr. F. DE QUERVAIN und der Geotechnischen Kommission verdanke ich die Aufnahme der vorliegenden Arbeit in die «Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz – Geotechnische Serie».

Mein letzter und innigster Dank gilt meinen Eltern und meiner Schwester, die mir das Studium überhaupt ermöglichten.

# Inhaltsverzeichnis

<b>I. Vorwort</b>	4
<b>II. Einleitung</b>	8
A. Vorbemerkungen zur Ausdehnung der vorliegenden Studie	8
B. Geographischer Überblick und Terrainbegrenzung	10
C. Tektonische Einführung	11
a) Geometrisches Verhältnis der Kristallinoberfläche des Gotthardmassivs zur Sedimentbedeckung	11
b) Innere Gliederung des Sedimentmantels des südlichen Gotthardmassivs	12
c) Penninische Decken des untern Blenioales	14
D. Technische Einleitung	15
E. Publierte Vorarbeiten	15
F. Thematische Begrenzung	18
<b>III. Stratigraphie der postherzynischen Sedimente</b>	20
a) Prinzipielle Unterscheidung einer autochthonen und einer parautochthonen Schichtreihe am S-Rand des Gotthardmassivs	20
b) Lokalgeologische Verteilung der autochthonen und parautochthonen Serien am Aufschluß der Lukmanierroute	20
Verteilung der Sedimentaufschlüsse autochthoner Zugehörigkeit	22
A. Autochthone Bedeckung des Gotthardmassivs	23
a) Karbon und Perm	23
b) Trias	23
1. Quarzitisches Trias – Melser Serie	26
2. Karbonatisches Trias – Dolomitserie	27
3. Phyllitisches Trias – Quartenserie	27
c) Jura	27
B. Parautochthoner Sedimentmantel des südöstlichen Gotthardmassivs	28
a) Trias	28
1. Karbonatisches Trias – Dolomitserie	28
2. Phyllitisches Trias – Quartenserie	29
b) Jura	35
1. Stgirserie	39
1.1. Basale Stgirserie	39
1.2. Untere Stgirserie	40
1.3. Obere Stgirserie	41
1.4. Zur Fazies der Stgirserie	43
2. Infernoserie	43
2.1. Untere Infernoserie	44
2.2. Mittlere Infernoserie	44
2.3. Obere Infernoserie	44
2.4. Fazies der Infernoserie	45
3. Coroisserie	45
c) Faziesraum	46
C. Penninische Sedimente	46
a) Permokarbon	47
b) Trias	47
1. Quarzitisches Trias	47
2. Karbonatisches Trias	48
3. Phyllitisches Trias - Quartenschiefer	50

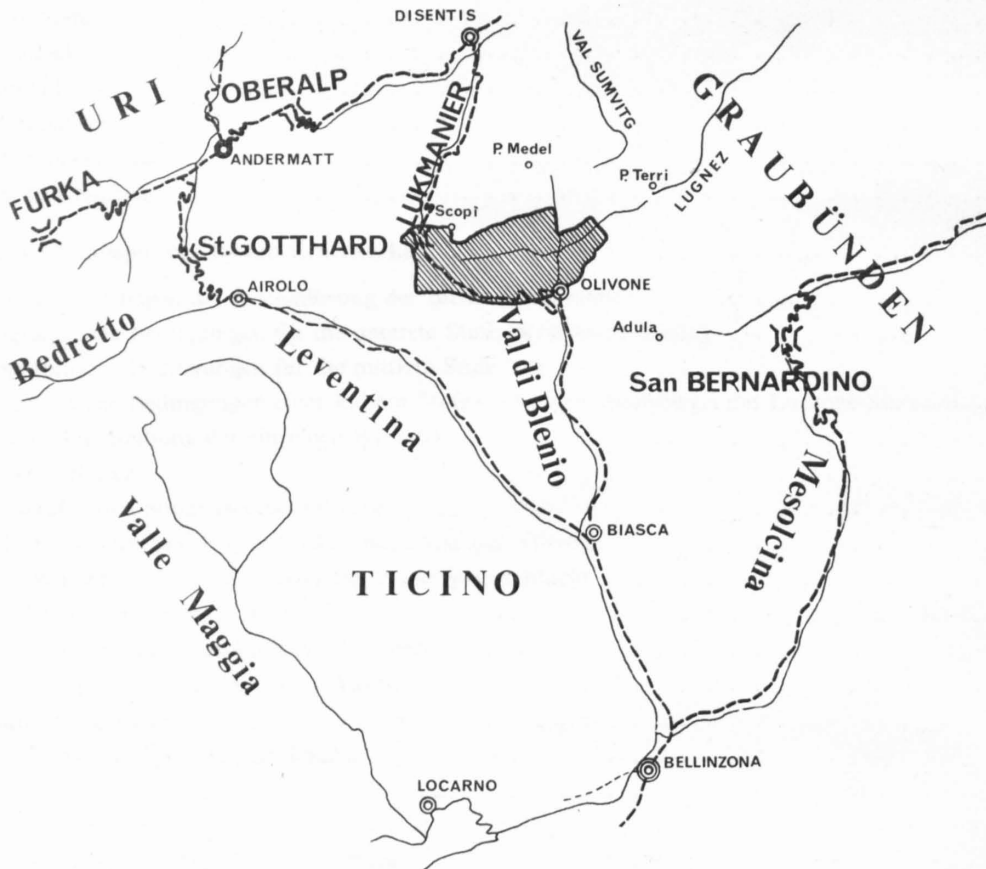
c) Die penninischen Bündnerschiefer . . . . .	50
1. Lugnezerschiefer . . . . .	51
2. Terrischiefer . . . . .	52
3. Adulabündnerschiefer . . . . .	52
4. Bündnerschiefer an der Stirn der Lucomagnodecke . . . . .	53
<b>IV. Tektonik . . . . .</b>	<b>54</b>
A. Regionaltektonik . . . . .	54
a) Tektonik des kristallinen Untergrundes . . . . .	54
b) Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs . . . . .	54
1. Autochthone Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs . . . . .	54
2. Scopizone . . . . .	55
3. Die Antiklinale der Val di Campo . . . . .	57
4. Parautochthon südlich der Antiklinale der Val di Campo . . . . .	57
c) Penninikum nördlich der Lucomagno- und der Aduladecke . . . . .	58
1. Sostozone . . . . .	58
2. Sojadecke . . . . .	59
3. Aduladecke . . . . .	60
d) Gefügeanalysen . . . . .	60
e) Die Metamorphose . . . . .	61
B. Tektonische Resultate . . . . .	62
<b>V. Geologie der Anlagen der Blenio-Kraftwerke . . . . .</b>	<b>63</b>
A. Geologische Grundlagen der Systemlösung der Blenio-Kraftwerke . . . . .	64
a) Topographische Bedingungen für die unterste Stufe (Kraftwerk Biasca) . . . . .	67
b) Topographische Bedingungen für die mittlere Stufe . . . . .	68
c) Topographische Bedingungen einer «obern Stufe» über dem Stauspiegel des Luzzone-Stauraumes . . . . .	68
B. Geologische Beschreibung der einzelnen Bauwerke . . . . .	69
a) Kraftwerk Biasca . . . . .	69
1. Freilaufstollen Sommascona–Olivone . . . . .	69
1.1. Fassungen und Freilaufstollen Sommascona–Olivone . . . . .	69
1.2. Wasserfassung und Talquerung in der Sostoschlucht . . . . .	70
2. Freilaufstollen Olivone–Sallo . . . . .	71
3. Querung der Sackungsmasse von Pinaderio . . . . .	73
4. Freilaufstollen Ponto Aquileseo–Val Soja . . . . .	74
5. Talquerung Val Soja . . . . .	74
6. Freilaufstollen Val Soja–Malvaglia . . . . .	75
7. Die Sperrstelle Malvaglia . . . . .	76
8. Druckstollen Biasca . . . . .	76
8.1. Druckstollen Malvaglia–Pontirone . . . . .	76
8.2. Die Talkreuzung Val Pontirone . . . . .	76
8.3. Druckstollen Pontirone–Biasca . . . . .	78
8.4. Zentrale und Druckschacht Biasca . . . . .	78
b) Kraftwerk Olivone . . . . .	79
1. Staumauer Luzzone . . . . .	79
2. Druckstollen und Druckschacht . . . . .	87
3. Zentrale Olivone . . . . .	87
c) Kraftwerk Luzzone . . . . .	88
1. Zuleitung Lucomagno–Camadra–Luzzone . . . . .	88
1.1. Freilaufstollen Lucomagno–Val di Campo . . . . .	88
1.2. Querung der Val di Campo . . . . .	90
1.3. Freilaufstollen Val di Campo–Camadra–Luzzone . . . . .	92

2. Zentrale Luzzzone . . . . .	95
3. Zuleitung Adula–Carassina–Luzzzone . . . . .	96
3.1. Überleitung Alpe Quarnajo–Adula . . . . .	96
3.2. Becken und Staumauer Carassina . . . . .	96
3.3. Druckstollen Carassina–Luzzzone . . . . .	96
Riassunto . . . . .	98
Verzeichnis der unveröffentlichten Arbeiten sowie der Rapporte und Gutachten zuhanden der Blenio-Kraftwerke AG	100
Verzeichnis der Karten . . . . .	101
Literaturverzeichnis . . . . .	102

## II. Einleitung

### A. Vorbemerkungen zur Ausdehnung der vorliegenden Studie

Einleitend muß darauf hingewiesen werden, daß auf Grund der speziellen doppelten Zielsetzung der vorliegenden Arbeit – Beschreibung der Stratigraphie und Tektonik des eigentlichen Untersuchungsgebietes und Darstellung der Geologie im Bereich der Anlagen der Blenio-Kraftwerke – zwischen dem Untersuchungsgebiet und dem Projektgebiet unterschieden werden muß. Für die über das im Detail neukartierte Untersuchungsgebiet hinausreichenden Teile des Projektgebietes wurden für die Prognosenprofile vorwiegend die schon veröffentlichten geologischen Spezialkarten («Geologische Karte der Adula 1:50000» und «Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal 1:50000» Spezialkarte Nr. 116) benutzt.



Figur 1. Lage des Untersuchungsgebietes.

Zum Verständnis des nachfolgenden stratigraphischen Teiles sind hier zunächst einige vorläufige Angaben zur tektonischen Gliederung des Gebietes vorzuschicken, welche später im tektonischen Kapitel ihre Begründung finden. Eine solche Vororientierung ist im vorliegenden Falle besonders deshalb erwünscht, weil schon der Gliederung der stratigraphischen Abschnitte eine tektonische Konzeption zugrunde liegt, welche wesentlich neu ist und von den bisherigen Vorstellungen über den Bau des südlichen Sedimentmantels des Gotthardmassives abweicht. Diese neue Konzeption stützt sich nicht auf die Verhältnisse des Untersuchungsgebietes allein, sondern in großem Maße auch auf die gleichzeitigen Resultate meiner, in der voranstehenden Einleitung erwähnten Studiengenossen, welche während derselben Untersuchungsjahre die östlich anschließen-

den Gebietsabschnitte bearbeitet haben. Wie sich aus dem beigelegten Kärtchen (Figur 2) ergibt, stellen die Arbeitssektoren des Verfassers und seiner östlichen Nachbarn J. D. FREY, A. UHR und W. JUNG drei quer zum alpinen Streichen gelegene Abschnitte dar, durch welche die in der vorliegenden Arbeit zu besprechenden tektonischen Zonen des südlichen Gotthardmassivs und des nördlichsten Penninikums ohne Unterbruch gegen NE fortstreichen. Unter diesen Umständen war eine gewisse Zusammenarbeit unumgänglich und war es unvermeidlich, daß gewisse Erkenntnisse, sei es wegen besserer Aufgeschlossenheit des Gebietes, sei es wegen Vorsprüngen in der zeitlichen Bearbeitung ausschlaggebender Aufschlüsse, von dem einen oder dem andern von uns zuerst in ihrer allgemeinen Bedeutung für die Struktur der ganzen Zone erkannt wurden, daß aber dann solche Erkenntnisse sofort für alle Nachbarn gleichermaßen von grundlegendem Interesse sein mußten. Es ist zu erwähnen, daß die neue tektonische Interpretation der Lagerung der Sedimente des südlichen Gotthard-Sedimentmantels in erster Linie auf einer Umdeutung der stratigraphischen Aufeinanderfolge der jurassischen Schiefer dieses Sedimentmantels beruht. Die besten Profile, auf welche basiert sich diese Umdeutung aufdrängte, sind in der oberen Val Camadra gelegen, wo die Untersuchungsgebiete des Verfassers und seines ersten östlichen Nachbarn J. D. FREY zusammenstoßen, sowie dann noch weiter östlich am Diesrutpaß und in Alp Ramosa, d. h. bereits im Untersuchungsgebiet von W. JUNG. Diesen beiden Bearbeitern hat es hauptsächlich obliegen, die Neuinterpretation der stratigraphischen Abfolge der gotthardmassivischen Bündnerschiefer anhand der dortigen ungestörteren stratigraphischen Profile derart zu stützen, daß an deren Richtigkeit kaum mehr zu zweifeln ist. Die Details aus diesen Gebieten werden in der z. Zt. des Abschlusses meines Diss.-Manuskriptes bereits druckfertig vorliegenden und nächstens in Druck gehenden Dissertation von W. JUNG zuerst veröffentlicht werden. Es ist aber beizufügen, daß die Beobachtungen aus der Val Camadra schon 1960 in der unveröffentlichten Diplomarbeit von J. D. FREY, welche hauptsächlich die Bearbeitung der stratigraphischen Fragen zum Thema hatte, für die Untersucher der Nachbargebiete in einer ausgearbeiteten Form zugänglich waren; mit Rücksicht darauf, daß nun wohl die inzwischen zur Dissertation ausgeweitete Untersuchung des Zwischensektors von J. D. FREY später erscheinen wird, ist es nicht überflüssig, auf die Existenz dieser im Geologischen Institut der ETH deponierten Diplomarbeit hinzuweisen.

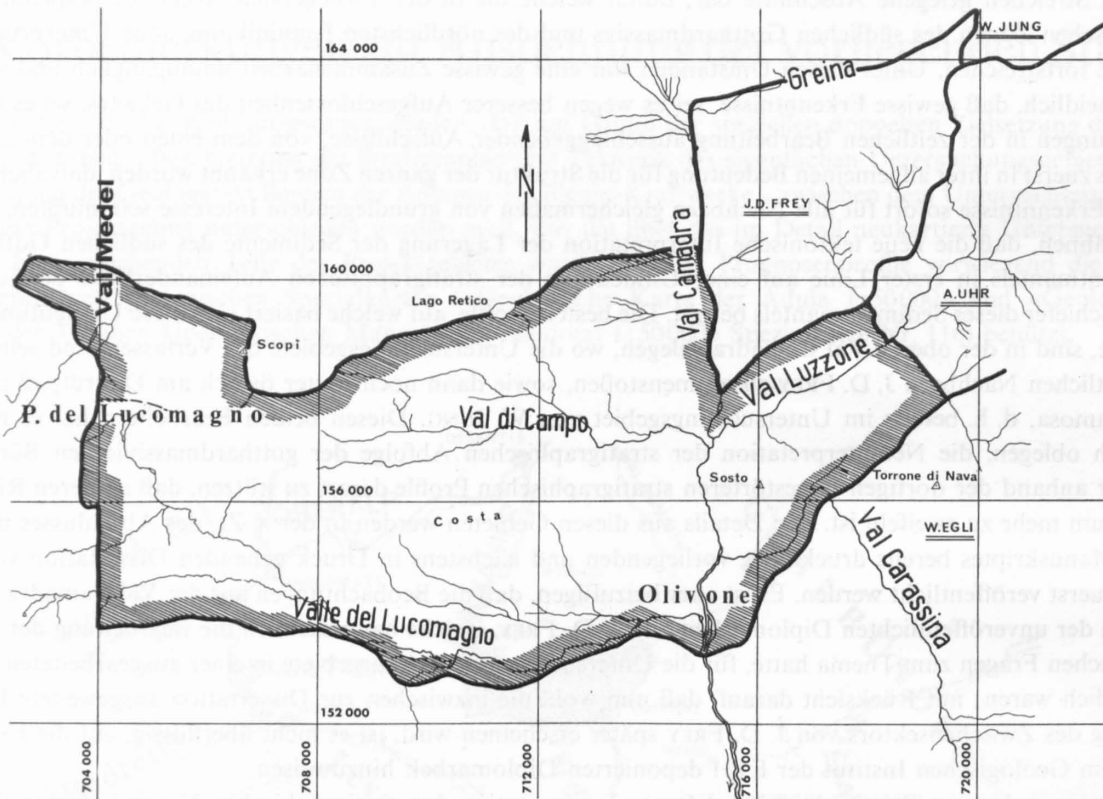
In meinem Untersuchungsgebiet hat die neue Interpretation der stratigraphischen Normalschichtreihe der gotthardmassivischen Bündnerschiefer für die tektonische Struktur der sogenannten «Scopimulde» sehr merkwürdige Konsequenzen, welche zwingen, die bis anhin herrschenden Vorstellungen vom tektonischen Bau dieser Zone völlig zu verlassen. Es ist wichtig zu betonen, daß eine so weittragende Umdeutung in einem nicht unwesentlichen Maße sich auf die Sicherheit abstützen muß, mit welcher die vorgenommene Umkehr der bisher angenommenen stratigraphischen Aufeinanderfolge der gotthardmassivischen Bündnerschiefer durch die Ergebnisse in den genannten östlichen Nachbargebieten gestützt wird. Es ist hier der Ort, auch ausdrücklich festzuhalten, daß die Anregung dazu, eine solche Umdeutung der Schichtreihe in Betracht zu ziehen, ursprünglich von Herrn Prof. R. TRÜMPY ausgegangen ist, anläßlich einer gemeinschaftlichen Begehung aller unserer Untersuchungsgebiete im Sommer 1959, und daß die Grundlagen dazu wesentlich auf den stratigraphischen Analogien beruhen, auf welche er uns als Spezialist des helvetischen und ultrahelvetischen Lias und Doggers hinweisen konnte.

Im Hinblick darauf, daß wir uns alle, bei der queren Lage unserer Arbeitsabschnitte über denselben durchstreichenden geologischen Zonen, von vornherein auf die uns gemeinsamen wesentlichen neuen Erkenntnisse abstützen können mußten, haben wir es unternommen, dieselben in einer gemeinschaftlichen vorläufigen Publikation (A. BAUMER, J. D. FREY, W. JUNG, A. UHR «Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez», *Eclogae geol. Helv.* 54/2 1961) zunächst in ihren wesentlichen Zügen darzustellen. Diese Publikation, welche im Folgenden stets unter der Abkürzung «V. M.» (vorläufige Mitteilung) zitiert werden wird, bildet eine wesentliche Grundlage des nachfolgenden Textes und wäre zu demselben jeweils zu konsultieren. Um aber auch den vorliegenden Text in sich abzurunden, wurden die wichtigsten Ergebnisse aus der V. M. auch hier soweit als nötig zusammengefaßt. Wo die Grundlagen dazu hauptsächlich im hier zu beschreibenden Untersuchungsgebiet liegen, werden umgekehrt Unterlagen zu der zusammenfassenden V. M. nun hier in extenso dargestellt.

Es besteht auch kein Zweifel, daß das Interesse der vorliegenden Arbeit gewinnen wird, wenn sie einmal im Zusammenhang mit den Publikationen über die Nachbargebiete konsultiert werden kann, mit welchen sie entsprechend dem Verlauf der geologischen Strukturen in engstem Zusammenhang und naturgemäß in einem gewissen gegenseitigen Abhängigkeitsverhältnis steht.



## B. Geographischer Überblick und Terrainbegrenzung



Figur 2. Übersicht über das Untersuchungsgebiet und Abgrenzung der von W. EGLI, J. D. FREY, W. JUNG und A. UHR bearbeiteten Nachbargebiete.

Das spezielle Untersuchungsgebiet liegt in der Nordostecke des Kantons Tessin im oberen Blenio- und seinen Seitentälern. Folgende Täler gliedern das Gebiet: Die Valle del Lucomagno in ihrer gesamten Erstreckung von der Lukmanierpaßhöhe bis zur Mündung in Olivone; die Val di Campo; der untere Teil des Camadrates; die untere Val Luzzzone und die unterste Val Carassina. Innerhalb des Gebietes liegen der Pizzo Sosto (2220,6), die Toira (2013) und der lange Grat der Costa, kulminierend im Pizzo Cadreghe (2510,5). Markantere Gipfel zieren den Rand des Gebietes oder liegen knapp außerhalb: Porta del Corvo (3085) überragt vom düsteren Scopi\* (3198,9), La Bianca (2893,4) und Cima Garina (2780,1) nördlich von Val Campo, P. Pianca (2376,7) nördlich Val Luzzzone und Torrione di Nava (2832) südlich davon. Die Lage der wichtigsten Flußläufe ist tektonisch-geologisch bedingt: Der Unterlauf des Lukmanierbrenno hat sich sein Bett längs der Stirn der Lucomagnodecke gegraben; der Greinabrenno bildete die Sostoschlucht längs einer senkrechten NNW verlaufenden Störung, der Val Campo-Bach benutzte die weiche Trias der aufgebrochenen Val Campo-Antiklinale zur Talbildung, der Unterlauf des Carassinabaches fließt längs der Stirn der Aduladecke, der Weg des Luzzzonebaches ist durch die nach E abtauchende Einfaltung der Terrischiefer vorgezeichnet. Ohne direkten Zusammenhang mit dem jetzigen tektonischen Bild sind die Quertäler Carassina, Scaradra und Cavallasca; sie laufen jedoch zusammen mit dem Val Larciolo alle entweder NNW oder SSE, d. h. senkrecht zum Streichen der Achsen. Das heute durch den rückwärtserodierenden Bach von Marzano-Compieto her angezapfte und nach SW abgelenkte Carassinatal wurde früher über das heutige Trockentälchen Passo Muaz nach Ghirone-Aquilese entwässert. Vergletscherung findet sich, abgesehen von einem kleinen Firnrest zwischen P. Medel und Cima Camadra, keine mehr.

Politisch teilen sich die vier Gemeinden Olivone, Campo, Ghirone und Aquila in das Gebiet.

Im Zusammenhang mit der speziellen thematischen Umschreibung dieser Arbeit als Darstellung der geologischen Verhältnisse der Blenio-Kraftwerke mußte die Begrenzung des Untersuchungsgebietes im großen der

\* Scopi (Betonung auf dem i): von romanisch scopil = ital. scalpello = Meißel

Linienführung dieser Kraftwerkanlage angepaßt werden. Unter Ausklammerung der sich in den angrenzenden Kristallingebieten stellenden Probleme wurde folgender Rahmen gewählt (die Ortsbezeichnungen sind der neuen Landeskarte 1:50000 entnommen, Blätter 256 Disentis und 266 Leventina): Die N-Grenze läuft von Passo del Lucomagno über Gruarescio – Porta del Corvo – La Bianca – Lago Retico – A. di Presciua ins Val Camadra. Dazu wurden die Val Rondadura und der Scopl übersichtsweise begangen und kartiert. Längs dem Val Camadra läuft die Grenze bis Ghirone (Baselga) nach Süden und von dort in nordöstlicher Richtung längs dem Nordrand der penninischen Bündnerschiefer (Sosto- = Lugnezerschiefer) nach A. Cavallo. Von da schneidet sie, die Val Scaradra aufwärts nach Südosten, die Terrizone, Sojadecke und Mesozoikum der Aduladecke von Val Scaradra über Forcadona – Val Carassina nach Marzano – Sallo, von dort nach Westen durch den Nordrand des Kristallins der Lucomagnodecke bis Riale di Lareccio – Caldröu. Von dort bis zur Paßhöhe stellt das Kristallin des Gotthardmassivs die Begrenzung dar.

Das ganze Gebiet ist durch schon bestehende und im Zusammenhang mit den Kraftwerkbauten erstellte Straßen und Seilbahnen weitgehend erschlossen. So ermöglicht ein 1,5 km langer Straßentunnel durch die Toira eine wintersichere Verbindung von Olivone und Campo; eine breite Straße führt in einigen Windungen von Ghirone zur Kronenhöhe der Staumauer Luzzone, und längs dem Südufer des künftigen Sees führt ein breiterer Weg nach Alpe Garzotto. Während der Bauzeit ist die Val Camadra bis hinauf nach Pian Giarett am Fuß der Greina auf ca. 2000 m befahrbar. Eine asphaltierte Straße erschließt die Val Campo bis zur Alpe Predasca auf 1740 m, und der Lukmanier bildet einen der wahrscheinlich schon in vorrömischer Zeit benützten zentralalpinen Übergänge, seit ungefähr 80 Jahren mit einer Fahrstraße versehen.

## C. Tektonische Einführung

Bekanntlich beginnt der Rücken des kristallinen Gotthardmassivs von seiner höchsten, etwa im Gebiet des Gotthardpaß-Querschnittes gelegenen Längskulmination an gegen NE axial abzutauchen. Vom Querprofil des Lukmanierpasses an wird dies dadurch sichtbar und nachweisbar, daß nun breitere Zonen des südlichen Sedimentmantels infolge des axialen Eintauchens mit der Gipfflur in Schnitt kommen, d. h. von der Abtragung verschont geblieben sind. Im Bedrettotale sind S von der Kulmination des Massivs die zu den vertikal bis nordfallenden Gneisen des fächerförmig gestellten herzynischen Massivkörpers gehörigen mesozoischen Ablagerungen auf eine schmale Zone zusammengedrängt, welche zudem dort meist in dem schuttbedeckten Talboden verborgen sind, da der letztere hier genau dem Streichen dieser schmalen Sedimentzone folgt. Die Sedimentzone ist dadurch hier sehr schlecht aufgeschlossen. Nach den neuesten Untersuchungen im Auftrage der Maggia-Kraftwerke im Gebiet des Nufenenstocks, ausgeführt von Dr. Th. LOCHER, W. JUNG und dem Verfasser, besteht sogar die Möglichkeit, daß post-triadische Schiefer des südlichen Gotthardmassivs im Bedrettotale E Alpe Cruina überhaupt vollständig fehlen können. Erst in der Region des Nufenenpasses, wo das Massiv schon wieder gegen W axial abzutauchen beginnt, sind die Aufschlüsse gut und die Breite der Sedimentzone nimmt durch Schuppung wieder zu. Die seinerzeit von R. EICHENBERGER (1924) untersuchten und neuerdings wieder für die Erweiterung des Stollensystems der Maggia-Kraftwerke kartierten Gebiete des Nufenenpasses sind für die stratigraphischen Vergleiche mit dem Untersuchungsgebiet von wesentlicher Bedeutung.

### a) Geometrisches Verhältnis der Kristallinoberfläche des Gotthardmassivs zur Sedimentbedeckung

Je weiter man vom Querschnitt des Lukmanierpasses gegen NE fortschreitet, um so breiter wird die Zone, welche von der südlichen Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs eingenommen wird, bis schließlich der mehr und mehr nach N überlehnende Kristallinkern von der Val Gronda von Obersaxen an gegen NE völlig verschwindet, indem sich über demselben die südlichen Rückensedimente mit der vom Urserental her verfolgbaren nördlich anschließenden Sedimentzone in Richtung auf Ilanz zusammenschließen. Wie aus einem Übersichtskärtchen des Gotthardmassivs, z. B. der Tafel VI von ALB. HEIM's «Geologie der Schweiz» oder aus R. U. WINTERHALTER's Übersichtskärtchen des östlichen Gotthardmassivs ersichtlich ist, erfolgt das Vorrücken der von der Abtragung verschonten Teile des südlichen Sedimentmantels, längs der Kristallin-Sediment-Grenze gegen NE, nicht entlang einem einigermaßen geradlinigen, sondern in einem treppenartig vor-



greifenden Rand. Vom Lukmanier gegen NE dringen nacheinander verschiedene Lappen von Sediment auf die sich entsprechend plötzlich verschmälernde Kristallinzzone vor.

Dieser Planverlauf der Grenze Kristallin – Sediment entspricht einem treppenartig gegen S abgestuften Verlauf der Kristallinoberfläche im Querprofil. Es handelt sich um eine Gliederung des Querprofils in eine Anzahl flacher, in südlicher Richtung gegeneinander abgetreppter Kristallingewölbe. Dieselben sind voneinander getrennt durch spitze Trias-Muldenkeilzonen, die im Streichen durch Flexuren oder eigentliche Längsbruchflächen ersetzt werden können. Es ist das axiale Abtauchen dieser Treppenstufen gegen E, das sich im ebenfalls in Stufen vordringenden Verlauf der Sedimentdecke zwischen Lukmanier und Obersaxen widerspiegelt. Die Sedimentbedeckung über der südlichsten dieser Treppenstufen taucht im Untersuchungsgebiet unmittelbar nach E mit starkem Axialgefälle (an der Lukmanierpaßhöhe  $40^\circ$ ) in das Gebirge ein. Das sehr starke Axengefälle bedeutet eine eigentliche Axenflexur, die noch durch kleine Querbruchverstellungen verstärkt erscheint. Dementsprechend besteht auch der westliche Hang der Paßlücke noch zur Hauptsache aus Kristallin, der östliche Abhang vom Scopl an südwärts unvermittelt aus Sediment. Ihre nördliche Grenze findet diese Sedimentzone an der sogenannten Rondaduramulde, einem schmalen Sedimentkeil im Kristallin, der sich W von Sta. Maria sehr rasch gegen W in die Luft hinaus hebt. Es ist durch die Untersuchungen von H. M. HÜBER bekannt, daß schon E der Paßlücke des Lukmaniers diese Begrenzung zwischen dem Kristallin des Piz Miez und den Schieferen des Scopl mehr den Charakter einer gewaltigen Längsbruchstörung annimmt.

In völlig analoger Weise taucht eine weitere, nächst nördlichere Treppenstufe oder flache Antiklinale der Kristallinoberfläche an der Ostgrenze des Untersuchungsgebietes, zwischen der noch völlig aus Kristallin bestehenden W-Flanke des obren Camadratales und der bereits aus Sediment bestehenden Marumo-Coroi-gruppe an der E-Seite des Tales in das Gebirge ein und wird N begrenzt durch die steilstehende Greina-triaszone. Ein letztes analoges Vordringen der Sedimentbedeckung erfolgt N von Lumbrein.

Dies zunächst der generelle Verlauf der Kristallinoberfläche gegenüber dem bedeckenden Sediment.

## b) Innere Gliederung des Sedimentmantels des südlichen Gotthardmassivs

Es ist begreiflich, daß unkompetente Gesteinsschichten, wie die Trias mit ihrer Rauhwacke und Gips sowie die nachfolgenden mesozoischen Schiefer gegenüber dem Verlauf der Kristallinoberfläche wesentlich disharmonisch disloziert worden sind. Es ergab sich aber als in der V. M. speziell behandelte Neuigkeit, daß der Grad der Abschiebung der Sedimente gegenüber der Kristallinunterlage viel bedeutender ist als bisher angenommen werden konnte. Es ergibt sich, daß über einem basalen, mehr oder weniger mit der Kristallinunterlage solidarisch gebliebenen Anteil der Sedimentserie ein höherer Teil als eine Art Decke über der basalen Serie nach N bewegt worden ist. Wir haben deshalb zu unterscheiden zwischen einer basalen «autochthonen» Sedimentserie des südlichen Gotthardmassives und einer großschuppenartig oder deckenartig überschobenen «parautochthonen Serie». Es scheint uns, daß eine Verwendung dieser auch für entsprechende Verhältnisse im nördlichen Sedimentmantel des Aarmassives verwendeten Ausdrücke keine Ursache von Verwechslungen sein sollte, da man weiß, daß es hier stetsfort um die Verhältnisse im südlichen Gotthardmassivmantel geht.

Gegenüber den spätesten Dislokationen des südlichen Gotthardmassives verhielt sich die auflagernde Decke der parautochthonen Serie bereits passiv, wie quasi eine jüngste Schicht der autochthonen Serie. Dabei würde sie mit der unterliegenden autochthonen Serie bei diesen spätesten Bewegungen noch gemeinschaftlich verformt.

Mit dem axialen Abstieg gegen E gelangen östlich vom Lukmanierprofil nun auch penninische Bündnerschiefer mit der Gebirgsoberfläche in Schnitt und sind im Dach der gotthardmassivischen Schiefer erhalten: Die Sosto- oder Lugnezerschiefer, welche nach ihrer Überschiebung auf die gotthardmassivische Sedimenthülle die spätesten Deformationen des gotthardmassivischen Untergrundes ebenfalls noch mitmachen, wie wenn sie jüngste zugehörige Horizonte wären. Diese Lugnezerschiefer können entlang dem S-Rand der gotthardmassivischen Schieferzone von Ilanz bis ins Bleniotal verfolgt werden. Prof. W. LEUPOLD hat diese Zusammenhänge anlässlich der Vorarbeiten für die Kraftwerk-Projektstudien Lugnez, Greina-Nord und Greina-Blenio von 1943 an verfolgt und W. NABHOLZ hat in Anschluß an seine Dissertation (1945) über diese Zusammenhänge publiziert (1948). Die im Blenioquerschnitt Sostoschiefer genannten penninischen Schiefer strecken sich, als Muldenkern in die zweitsüdlichste Synklinale des südlichen Gotthard-Sedimentmantels eingefaltet (Synklinalzone von Dötra), in einem Lappen gegen W bis fast an die Lukmanierroute aus. Sie bilden

also eine auch im eigentlichen Kartierungsgebiet des Verfassers zwischen Val Camadra und der Lukmanier-südrampe als Einschaltung noch vorhandene Gesteinszone. Im Übrigen grenzt aber der südliche gotthard-massivische Sedimentmantel zwischen Airolo und Olivone direkt an die Stirn der penninischen Lucomagnodecke, wobei es am S-Rande meines Kartierungsgebietes ziemlich problematisch ist, inwiefern dort zwischen den südlichsten gotthardmassivischen Schiefern von Campra und der Kristallinstirn der Lucomagnodecke noch eine zur letzteren gehörige Serie von mesozoischen Sedimenten sich einschaltet.

Die sich aus diesen allgemeinen geometrischen Dispositionen ergebende tektonische Gliederung und die einzelnen Gesteinszonen, welche auf Grund derselben nach erfolgtem Gebirgsabtrag an der heutigen Terrainoberfläche zu unterscheiden und zu verfolgen sind, wurden auf einer tektonischen Tabelle zusammengetragen.

Es können derselben hier noch folgende Bemerkungen angefügt werden, welche das Verständnis der unten folgenden stratigraphischen Schilderung dieser Zonen weiter erleichtern können:

Nur der Inhalt des engen Muldenkeils von Rondadura W von Sta. Maria gehört der autochthonen, direkt noch der kristallinen Unterlage zuzuordnenden Schichtserie des Gotthardmassives an. Reste dieser Serie lassen sich als Linsen entlang der großen Störung N vom Scopì gegen E bis an die obere Val Camadra noch verfolgen. Neu ist jedoch, daß nun im Zusammenhang mit der bereits erwähnten prinzipiellen Umdeutung der stratigraphischen Kolonne der Hauptteil der Füllung der sogenannten Scopimulde gar nicht mehr den besser erhaltenen S-Schenkel zu diesem lückenhaften, tektonisch reduzierten N-Schenkel darstellt, sondern bereits der überschobenen parautochthonen Serie angehört. In diesem Zusammenhang ist es deshalb besser, gar nicht mehr von einer Scopimulde, sondern nur von einer Scopizone zu sprechen, vor allem auch da, wo dieselbe gegen E in eine Anzahl von Schuppen übergeht. Gegen S hin verläuft die Grenze der bereits überschobenen parautochthonen Schichtreihe gegenüber der basalen autochthonen Schichtreihe im Prinzip meistens im Inneren der sehr plastischen Rauhwacken der mittleren Trias, da die Quartenschiefer meistens bereits mit den nachfolgenden Liasschiefern der parautochthonen Serie in einem noch stratigraphischen ursprünglichen Kontakt stehen. Es ist deshalb sehr schwer, genau anzugeben, wo innerhalb der karbonatischen Trias jeweils der bedeutende Bewegungshorizont liegt, an welchem die parautochthone Serie über der Unterlage gegen N vorgeschoben worden ist. Dies ist vor allem auch deshalb der Fall, weil die autochthone Serie und die verschobene Serie den späteren Deformationen des Gotthardmassives bereits gemeinschaftlich unterworfen worden sind.

Längs dieser stellenweise in Gelände und Stollen (u. a. im Val Camadra) nachweisbaren Schubbahn wurde die autochthone Sedimenthülle von der verkehrten Serie des Parautochthons überfahren. Durch Faltung und Schuppung und nachfolgende Erosion ist dieses Parautochthon in verschiedene Zonen aufgegliedert:

Das nördlichste Sedimentpaket, die Scopizone, umfaßt als vollständigste Serie die Ablagerungen von der mittleren Trias bis Unterdogger. Zu ihr gehört als Abschuppung die südlich Alpe Bovarina sich erstmals individualisierende Forcaschuppenzone (J. D. FREY, 1960, und Diss. in Vorbereitung). Die Triasantiklinale von Val Campo trennt davon die südlich folgende Schieferzone der flachen Dötramulde ab. Deren an der Costa steilstehender Nordschenkel (resp. Südschenkel der Campoantiklinale) biegt bei Campo Blenio gegen Norden bis nach Porteglia aus und läuft, ebenfalls in sich verschuppt, als Piancaschuppe (J. D. FREY, 1960) wieder steilstehend durch die Val Camadra über Pizzo Pianca nach Osten. Der Schieferzug Frodalera – Oer d'Angiasco – Camperio bildet den Südrand der parautochthonen Sedimentbedeckung des Gotthardmassives. In die Synklinale von Dötra sind die nördlichsten penninischen mesozoischen Schiefer, die Sosto- oder Lugnezerschiefer, eingefaltet. Damit beschreibt die von Westen her längs der Stirn der Lucomagnodecke gegen Olivone verlaufende Nordgrenze des Penninikums eine Schleife gegen Nordwesten und zieht dann dem Südfuß der Costa entlang über Passo Cornicio, quert oberhalb der Sostoschlucht den Brenno und läuft via Aquileseo – Baselga (hier in den Alluvionen der Val Camadra) über den Sattel nördlich P. 2183 (SE P. Pianca). Als ihre weitere östliche Fortsetzung wird der südlichste Peidener Triaszug (auch Grenztrias genannt) angesehen.

Im Westen, vom Riale di Lareccio bis zum Brenno südlich Olivone, bildet die Stirn der (hier nicht besprochenen) Lucomagnodecke den Südrand des Untersuchungsgebietes. Östlich des Brenno tauchen, entsprechend dem allgemeinen östlichen axialen Einfallen, die höheren tektonischen Elemente der Soja- und der Aduladecke in das Gebirge E des Bleniotales ein. Die Sojadecke ist bei Olivone, vor ihrem Untertauchen unter die Schuttbildungen des Bleniotales, nur durch eine dünne Trias und einen ebenfalls schmalen Zug von Chlorit-Serizitschiefern (Verrucano) vertreten. Gegen Osten nehmen beide an Mächtigkeit zu und östlich Alpe

Compieto gesellen sich ihnen die Quartenschiefer und dunklen Bündnerschiefer der Terrizone bei. Der Verrucano endet östlich Val Scaradra mit einer komplizierten verdickten Stirn. Eine stark tektonisierte Trias trennt diesen Komplex von den, die Stirn der Aduladecke begleitenden dunklen sandigen Bündnerschiefern. Eine unbedeutende Trias, die wahrscheinlich zum Teil schon primär fehlte, leitet von diesen über zum fraglichen Verrucano und zum Kristallin der Aduladecke.

Gegenüber dem kartierten Untersuchungsgebiet, wo der Sedimentmantel des südlichen Gotthardmassives sich gegen W in die Luft heraushebt und deshalb seine tiefsten Stockwerke studiert werden können, ändern sich östlich des obren Bleniotales (Val Camadra) die Profilverhältnisse des südlichen gotthardmassivischen Sedimentmantels ziemlich stark, teils weil hier höhere Stockwerke mit dem Axialgefälle in Schnitt kommen, teils weil die tektonische Deformation intensiver wird und Faltung in enge Schuppung der mesozoischen Rückensedimente übergeht. Die Untersuchung dieser Zone war J. D. FREY aufgetragen.

In der Tabelle Seite 24-25 sind aber wenigstens die wichtigsten tektonischen Korrelationen über das unsere Gebietsgrenze darstellende obere Camadratal noch in Übersicht eingetragen worden.

### c) Penninische Decken des unteren Bleniotales

Vom linken Seitental Val Luzzzone an und der Zone der Sosto-Lugnezerschiefer an talabwärts muß für den zweiten Teil dieser Arbeit auch die Struktur des linken Talhanges der unteren Val Blenio im Zusammenhang mit der Besprechung von geologischen Resultaten, welche sich beim Bau der Blenio-Kraftwerke ergaben, in den Bereich der Betrachtung einbezogen werden. Es ist deshalb hier auch eine Übersicht der tektonischen Verhältnisse dieser unteren Talhälfte zu geben.

In Verbindung mit dem in den penninischen Deckenkörpern weiter dominierenden starken östlichen Axengefälle von über 20° sind die Verhältnisse der beiden Talgehänge des unteren Bleniotales recht verschieden. Am rechten Talhang taucht die topographische Oberfläche ziemlich parallel mit dem Axengefälle ein, und dieser Hang ist deshalb ein meist schichtparalleler Plattenhang, von dem übrigens große Teile wegen ausgehnter Plattenversackungen nicht ganz anstehend sind. Von Olivone bis Acquarossa wird dieser Hang von der ostwärts eintauchenden, vielfach versackten Kristallinoberfläche der Lucomagnodecke eingenommen, welcher von Ponto Valentino an mehr oder weniger zusammenhängende Flecken der hangenden Trias aufgeklebt sind. Bei Dangio-Torre gehören Trias und hangende Kalkglimmerschiefer des Hügels Grumascio auf der linken Talseite ebenfalls noch der hangenden Sedimenthülle der Lucomagnodecke an, im übrigen aber bleibt deren gegen E abtauchende Oberfläche von Olivone bis Acquarossa unter den Sackungsmassen des Talgrundes verborgen, so daß erst oberhalb dieser Sackungen im rechten Talhang jene höheren penninischen Einheiten sichtbar sind, die hier mit östlich eintauchendem Axengefälle in Schnitt kommen. Ihr Kontakt mit der ostwärts darunter verschwindenden Lucomagnodecke ist nirgends der Beobachtung direkt zugänglich.

Die mesozoischen Ablagerungen im Rücken der Lucomagnodecke steigen am W-Hang des Tales bis an die Wasserscheide zwischen Blenio und Leventina an, wo sie die Sedimentmulde des P. Molare bilden. Darüber erscheint dann der nächsthöhere kristalline Deckenkern der Simanodecke. Diese taucht ebenfalls so rasch mit dem rechten Talhang des Bleniotales gegen E ein, daß die E-Flanke talabwärts von Acquarossa bis Biasca schon vollständig aus diesem sehr mächtigen Kristallinkörper besteht. Dieser Kristallinkörper endet nördlich Acquarossa, in Val Soja, mit einer regelmäßigen, von zugehörigem Mesozoikum umhüllten Stirn. Durch die plötzliche Endigung dieser sehr dicken Kristallinmasse bleibt vor ihrer Stirn bis an den nördlichen Anstieg der gotthardmassivischen Elemente eine Depression offen, welche von den nächsthöheren penninischen Einheiten in einer Art Deckensynklinale aufgefüllt wird, die sich gegen W axial über den Rücken der Lucomagnodecke heraushebt. Die Axe dieser Deckensynklinale liegt bei Sallo, S von Olivone. Da aber die Gebirgskette der Cima di Pinaderio an ihrem Aufbau hauptsächlich beteiligt ist, bezeichnen wir sie wohl besser als **Deckensynklinale von Pinaderio**. In diese Deckensynklinale eingelagert findet man als nächsthöhere penninische Einheit die in sich komplizierte Zone der Sojadecke, von welcher man in Val Soja einen über dem Rücken der Simanodecke nordwärts zur Deckensynklinale von Pinaderio absteigenden Ast verfolgen kann, der dann bei Pinaderio unter den Sackungs- und Bergsturmassen des linken Talhanges für eine längere Strecke verschwindet, aber über Olivone in einem nun aus der Deckensynklinale nordwärts ansteigenden Ast wieder zum Vorschein kommt und sich nördlich ansteigend über Compieto und Forcadona ins Val Luzzzone verfolgen läßt. Von Garzotto E der Val Scaradra ist deren Verbindung mit der eigentlichen Schiefermasse des P. Terri zu studieren,



welche Aufgabe bereits A. UHR zugefallen ist. In diese muldenförmige Disposition der Sojadecke eingelagert liegen nun als Kern der Deckenmulde die Gneise der Aduladecke, welche die Kette der Cima di Pinaderio aufbauen. Der Axenanstieg, mit dem sich diese Deckenmulde gegen W heraushebt, ist derart stark, daß an der W-Seite des Tales bis Olivone keine Reste dieser höheren Decken mehr erhalten sind. Das Bleniotal hat im ganzen unteren Bereich trotz seiner Disposition als Quertal zum alpinen Streichen wegen des starken Axengefälles aller tektonischen Elemente ausgesprochen den Charakter eines isoklinalen subsequenten Deckenrandtales.

Die ganze tektonische Situation läßt sich in der beigelegten Tabelle zusammenfassen, welcher auch alle übrigen tektonischen Bezeichnungen zu entnehmen sind, die im weiteren Verlaufe dieser Arbeit verwendet werden sollen.

## D. Technische Einleitung

In der Fig. 3 sind die schon erbauten oder in Ausführung begriffenen Anlagen der Blenio-Kraftwerke in Übersicht dargestellt. Diese seien hier noch im einzelnen beschrieben:

Ein Freilaufstollen mit Wasserfassungen am Riale di Lareccio und unterhalb Acquacalda leitet das Wasser ungefähr auf Kote 1720 unter der Costa hindurch, die Val Campo querend, gegen Alpe Camadra. Wasserfassungen im Bovarinabach, in der Val d'Inferno, am Riale Retico sowie in Val Grasca und Presciua tragen zusammen mit der Fassung des Greinabrenno bei A. Camadra zu einer möglichst umfassenden Nutzung der vorhandenen Gewässer bei. Das von A. Camadra im Stollen auf ungefähr 1700 m gegen Luzzone fließende Wasser wird dort über eine kleine Zentrale (Kote 1492) unter Ausnützung des Höhenunterschiedes dem hinter einer über 200 m hohen Mauer gestauten Becken (max. Staukote 1591 m) zugeführt. Ebenfalls durch die Zentrale Luzzone erreicht das in einem Druckstollen hergeleitete Wasser der Val Carassina den Luzzonesee. Durch die Fassung der Gewässer der obersten Val Malvaglia bei Alpe Quarnajo und des Abflusses des Brescianagletschers auf Kote 2040–2030 werden auch diese Einzugsgebiete wieder dem Carassinatal tributär.

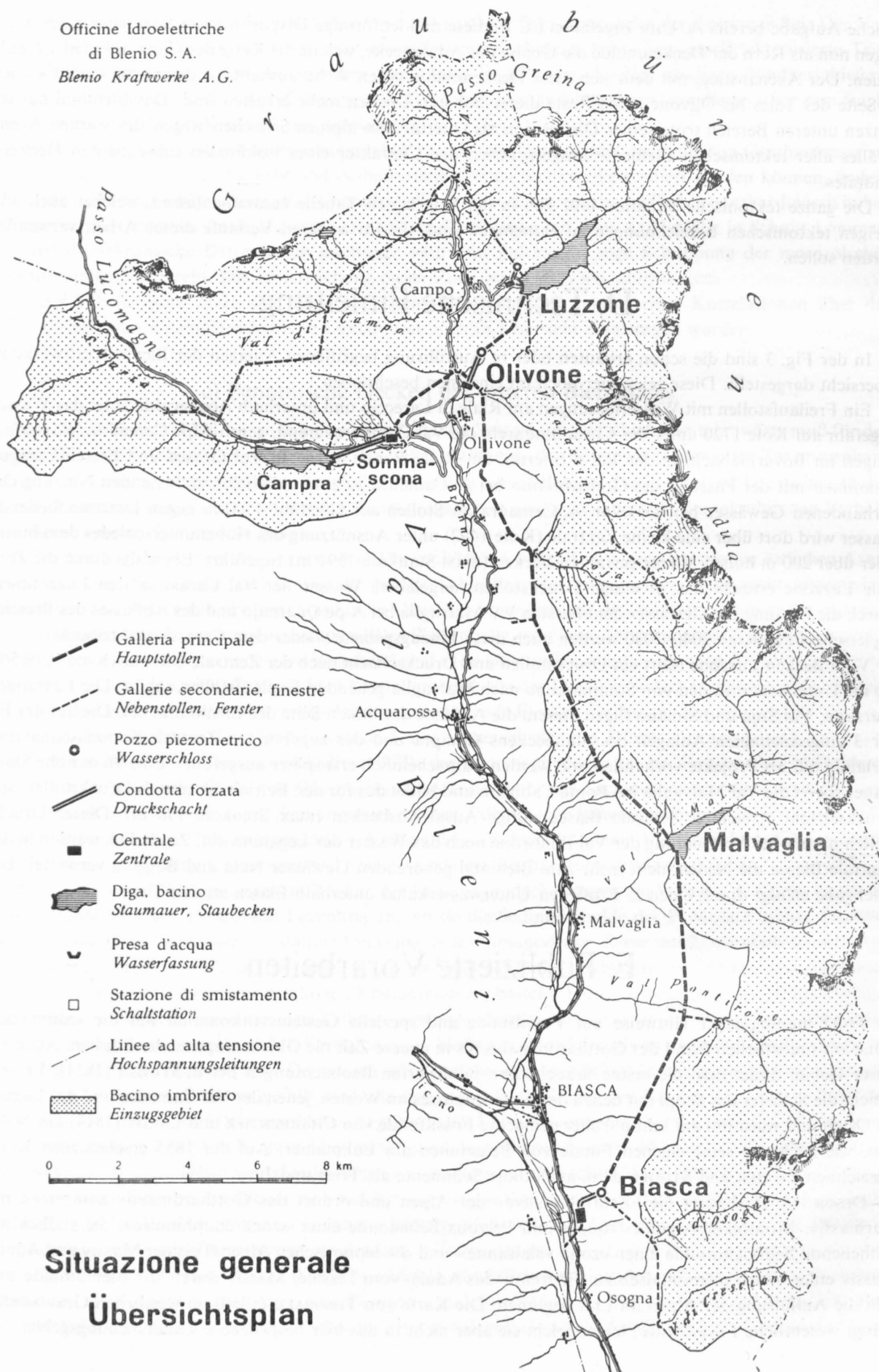
Vom Becken Luzzone führt ein Druckstollen und Druckschacht nach der Zentrale Olivone (Kote 1019,50), die ihr Unterwasser in den von Sommascona nach Malvaglia gehenden Freilaufstollen abgibt. Die Fassungen Marzano, Val Soja und Simano fügen diesem die Abflüsse der linken Seite des Bleniotales bei. Die auf der Figur 3 eingezeichneten Anlagen des Staubeckens Campra und der zugehörigen Zentrale Sommascona sind vorläufig nur als Projekte vorhanden und werden wahrscheinlich erst später ausgeführt. Eine 96 m hohe Stau-mauer sperrt die Val Malvaglia bei Ponte Cabbiera und bildet das für den Betrieb der mittels Druckstollen und Druckschacht erreichten Zentrale Biasca nötige Ausgleichsbecken (max. Staukote 990 m). Dieser Druckstollen nimmt bei der Querung der Val Pontirone noch das Wasser der Leggiuna auf. Zusätzlich werden in der Zentrale Biasca die beiden nicht mehr zum Bleniotal gehörenden Gewässer Nala und Boggera verwertet. Die Rückgabe erfolgt durch einen z. T. offenen Unterwasserkanal unterhalb Biasca an den Ticino.

## E. Publierte Vorarbeiten

Trotz mannigfacher Hinweise auf Fossilfunde und spezielle Gesteinsvorkommen war die sedimentäre Zone am südöstlichen Rand des Gotthardmassivs bis in neuere Zeit nie Objekt eingehender Studien. Auch für unser Gebiet findet man die ersten brauchbaren publizierten Beobachtungen bei B. STUDER (1851). Er vergleicht die Schiefer des Scopì mit denen des Nufenenpasses im Westen, jenen der Val Camadra und des Lugnez im Osten und weist hin auf schon früher gemachte Fossilfunde von CHARPENTIER und LARDY (1814) am Nufenen, wie auch auf seine eigenen Funde von Belemniten am Lukmanier. Auf der 1855 erschienenen Karte bezeichnen ESCHER und STUDER denn auch diese Sedimente als Trias und Jura.

DESOR (1865) gliedert die «Zentralmassive» der Alpen und ordnet das Gotthardmassiv zusammen mit Aarmassiv, Montblanc/Aiguilles rouges und Pelvoux/Belledonne einer «zone dauphinoise», die südlich anschließende Sedimentmulde einer «zone valaisanne» und die lepontischen Alpen/Tessiner Massiv und Adulamassiv einer «zone piémontaise» zu. Er trennt das Adula- vom Tessiner Massiv durch die Bleniomulde und läßt die Auffaltung der Alpen im Lias beginnen. Die Karte von THEOBALD (1866) im westlichen Graubünden bringt wesentliche Fortschritte; leider reicht sie aber nicht in das hier besprochene Untersuchungsgebiet.

Officine Idroelettriche  
di Blenio S. A.  
Blenio Kraftwerke A.G.



## Situazione generale Übersichtsplan

Figur 3. Übersichtsplan der Anlagen der Blenio-Kraftwerke.

V. FRITSCH (1873) hält die Tessiner Gneise für jünger als das Gotthardmassiv und lehnt die Möglichkeit einer Verbindung zwischen den beiden durch Luftsättel oder Mulden ab. Das Mesozoikum wird gegliedert in Dolomit und Rauhwacke unten, Kalkglimmerschiefer in der Mitte und die fossilführenden Sandsteine und schwarzen Schiefer oben. In den beiden oberen Abteilungen sollen aber auch Dolomit und Rauhwacke vorkommen. ROLLE (1882) weist anhand des Verlaufes der gotthardmassivischen Trias auf das treppenförmige Abtauchen des Gotthardmassives gegen Osten hin. Er stellt ein Fehlen von Verrucano im Nordosttessin fest, erklärt die Triasgipse als Metamorphose von Kalk und Dolomit unter Einwirkung von schwefelsaurem Wasser, stellt die Dolomite des Nordtessins in den untersten Lias und gliedert die Bündnerschiefer in untere grüne und obere graue Schiefer liasischen Alters. DIENER (1888) hält die Bündnerschiefer für paläozoisch. ALB. HEIM und C. SCHMIDT (1890) finden anlässlich einer Exkursion in das Gebiet der Bündnerschiefer bei Casaccia am Lukmanier Belemniten, Encriniden und Cardinien. Die weitaus beste Beschreibung findet sich in ALB. HEIM (1891) «Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein». Er beschreibt die Gabelungen des Massivs am Lukmanier (P. dell'Uomo\* – Selva Secca) und im Val Camadra entsprechend dem von DESOR (1865) erwähnten treppenförmigen Abtauchen. Beiläufig interpretiert er den Dolomitzug des Val Campo als Gewölberücken der Selva Secca-Antiklinale. Darauf kommt er leider später nicht mehr zurück und ordnet diesen Dolomitzug, wie auch die anderen Triaszüge als normalstratigraphische Einlagerungen der großen «Sedimentmulde» zwischen Gotthardmassiv und Adula bei. Ich werde im übrigen in den Kapiteln über Stratigraphie und Tektonik noch mehrfach Gelegenheit haben, auf dieses Werk zurückzukommen. Im Anhang zu ALB. HEIM (1891) befaßt sich C. SCHMIDT mit der Petrographie der dort besprochenen Gebiete. H. SCHARDT (1898) läßt eine große Überschiebungsdecke «südlich des Gotthardmassivs» wurzeln. Ohne noch auf die entstehende Deckentheorie einzugehen, befaßt sich ALB. HEIM (1904) mit einem Gutachten für eine Greinabahn. Für KLEMM (1904–1907+1911) sind die Tessiner Gneise jungtertiäre Intrusivgesteine und die mesozoischen Sedimente kontaktmetamorph. Die Centralalpen wurden durch Granitintrusion aufgefaltet und dadurch wurden die helvetischen Decken zum Abrutschen gebracht. 1906 interpretiert ALB. HEIM die Teile des «Tessiner Massivs» als Gewölbefalten (mit Anklängen an Decken). H. SCHARDT (1906) führt erstmals eine (recht hypothetische) Parallelisierung von Walliser und Tessiner Gneisdecken durch. L. HEZNER (1908) untersucht die Tremolaserie und hält sie zum Teil für jurassisch. Gleichzeitig legt FREUDENBERG (1908) dem Adulagneis mesozoisches Alter bei. O. WILCKENS (1909+1910+1920) beschreibt komplizierte Strukturen in der höheren Aduladecke. KÖNIGSBERGER (1909) schreibt: «Allen zentralschweizerischen Massiven sind gemeinsam die Dolomite, Rauhwacken und Quarzite der Trias, unter den Quarziten schmale Schicht von Arkosen» und ziemlich kategorisch fügt er bei: «Wo die unteren Quarzite fehlen, besteht sicher keine primäre Anlagerung der Sedimente». Das Kristallin der Selva Secca wird dem Tessiner Gneis zugeordnet. E. ARGAND (1915) parallelisiert ebenfalls Walliser und Tessiner Decken, kommt aber zu anderen Zusammenhängen als H. SCHARDT (1906). P. ARBENZ (1916) läßt die helvetischen Decken in der Rhein-Rhone-Linie wurzeln, die präalpinen Decken innerhalb und südlich der penninischen Zone. Die Hauptphase der Bildung der präalpinen und penninischen Decken legt er ins Oligozän. In seiner petrographischen Beschreibung des Mesozoikums der Val Piora gibt KRIGE (1918) einen sehr summarischen stratigraphischen Vergleich mit den Schieferen am Scopì, während P. NIGGLI und W. STAUB (1914) erstmals die Schichtreihe der Urseren-Garvera-Mulde mit denjenigen des südlichen Gotthardmassivs verglichen. R. STAUB (1917) hält den Inhalt der Scopimulde für die letzten, südlichsten Sedimente der helvetischen Geantiklinale und erklärt die südlich anschließenden Liasserien (südlich der Campoantiklinale) als Übergangsserien zu den penninischen Bündnerschiefern, während er später (1938) die ganze Bedeckung des südlichen Gotthardmassivs als aufgeschobenes Penninikum interpretiert. Die Arbeiten von PREISWERK (1918, 1921, 1925) beschäftigen sich mit Tessiner Kristallinproblemen und interessieren mein Untersuchungsgebiet nur vom großtektonischen Standpunkt aus.

H. JENNY (1922) ordnet die Sojadecke zwischen Lucomagno- und Simanodecke ein und parallelisiert wie ARGAND ihre Gneislamelle mit der Lebendundecke.

In seiner «Geologie der Schweiz» bezeichnet ALB. HEIM (1922) das gesamte Mesozoikum am Südrande des Gotthardmassivs als penninisch. In den Profilen werden Scopimulde und Val Campo-Antiklinale als nach Süden überliegend dargestellt. H. JENNY beschäftigt sich erneut (1923+1924) mit dem Bau und der Entstehung der penninischen Decken. KOBER (1923) stützt sich für die Darstellung des Penninikums der Westalpen im

\* In der älteren Literatur, d. h. vor dem Erscheinen der neuen Landeskarte 1:50 000 «Scai» genannt.



wesentlichen auf ARGAND, STAUB und ALB. HEIM. Wie H. JENNY so interessieren auch FRISCHKNECHT (1923) vorwiegend die größeren tektonischen Zusammenhänge. Er gelangt zu ähnlichen Resultaten. L. BOSSARD (1925+1929) untersucht vor allem die Petrographie der Lucomagnodecke und des Mesozoikums zwischen diesem und dem Gotthardmassiv. Er unterscheidet in gotthardmassivische und penninische Bündnerschiefer und faßt das Gotthardmassiv als embryonale Decke auf. Die vorwiegend petrographische Arbeit R. U. WINTERHALTERS (1930) geht in der Gliederung der Bündnerschiefer nicht weiter als L. BOSSARD. Diese Arbeiten sind zusammengefaßt und ergänzt in der 1936 erschienenen Karte mit Beiträgen von P. NIGGLI, PREISWERK, BOSSARD und KÜNDIG. R. STAUB (1942) vergleicht Bündnerschiefer in Bünden und im Wallis, ohne diejenigen des Nordtessins zu erwähnen.

Mit ALB. HEIM und W. v. HOLST-PELLEKAAN ist H. M. HUBER (1943) der eingehendste Bearbeiter des Scopi. Doch auch er legt das Hauptgewicht der Arbeit auf die petrographische Beschreibung von Kristallin und Mesozoikum. Seine Stratigraphie des Südschenkels der Scopimulde ist generell richtig und der Vergleich mit den Serien von Nufenen (EICHENBERGER, 1924) und Torrenthorn (LUGEON, 1914) erweist sich für weitere Korrelationen als fruchtbar.

E. NIGGLI (1944) stellt bei der Gliederung des Mesozoikums der Urseren-Garvera-Mulde Faziesverwandtschaften mit dem südhelvetischen Lias fest.

W. NABHOLZ (1943) vermehrt die Liste der Fossilfunde durch Gryphäen, Belemniten und Crinoiden aus Tomüllappen und Gravaserie. In seiner Diss. (1945) stellt er Vergleiche zwischen Terrischiefen und Schiefen am Scopi an, und in zwei Publikationen beschrieb er die gotthardmassivischen Bündnerschiefer zwischen Ilanz und Peidenbad (1948). Er beschreibt (1953) den Südteil des Gotthardmassivs als stark verschuppt mit langsamem Übergang in die unterste penninische Decke. Auch er legt (1954) die Wurzel der helvetischen Decken an den Südrand des Gotthardmassivs.

Unsere heutige Gliederung des gotthardmassivischen Jura beruht wesentlich auf Vergleichen mit dem Glarner Lias, dessen Stratigraphie von R. TRÜMPY (1949) aufgestellt wurde. Auf seiner tektonischen Skizze der Tessiner Alpen (zusammengestellt 1956) stellt R. STAUB (1958) das Gotthardmassiv als «Gotthardmasse» ins Unter- und Tiefpenninikum und zeichnet es im beigegebenen Profil als «Gottharddecke» mit fächerartig aufgerichteter Stirn. Als zugehöriges Mesozoikum gilt die Nufenen-Scopi-Zone; die Schiefer der Dötramlulde werden dem Lucomagno-Verampio-System beigeordnet. Die Sosto-Lugnezerschiefer werden mit der Molare- und der Campolungomulde verbunden und «Mesozoikum der Antigoriodecke» benannt. Die helvetischen Decken wurzeln in der Urseren-Garvera-Mulde, das Tiefpenninikum in der Zone von Castione.

WUNDERLICH und PLESSMANN (1958) versuchen den Bewegungsablauf anhand eingehender Strukturanalysen zu rekonstruieren.

1959 schlagen H. M. BOLLI und W. K. NABHOLZ eine Beschränkung des Ausdrucks «Bündnerschiefer» auf das penninische posttriadische Mesozoikum vor; die gotthardmassivische posttriadische Sedimenthülle sei als «gotthardmassivischer Lias» zu bezeichnen. Vorgängig berichten die beiden Autoren über die Resultate der Untersuchung dieser Sedimente auf Mikrofossilien; vorläufig ist die Ausbeute aber noch zu gering.

Die schon 1943 unter der Leitung von Prof. W. LEUPOLD begonnenen geologischen Studien zur Projektierung der Kraftwerkanlage im Bleniotal ließen eine eingehende Neubearbeitung des gesamten Gebietes als opportun erscheinen. Eine Gruppe von insgesamt fünf Doktoranden beschäftigt sich nun seit 1958/59 mit dieser Aufgabe. Die wichtigsten ersten Resultate wurden in einer gemeinsamen vorläufigen Mitteilung (BAUMER, FREY, JUNG, UHR, 1961) dargelegt und als erster beendete W. JUNG seine noch in diesem Jahr erscheinende Arbeit.

Morphologische Bearbeitung erfuhr das Untersuchungsgebiet durch R. WITSCHI (1957) und V. BINGGELI (1961).

## F. Thematische Begrenzung

Unter Berücksichtigung der schon über das Untersuchungsgebiet publizierten Literatur und der in Fertigstellung begriffenen Dissertationen in den östlich angrenzenden Gebieten wird in der vorliegenden Arbeit das Hauptgewicht auf die Darstellung der tektonischen Struktur gelegt. Daneben wird die zusammen mit den Gebietsnachbarn FREY, JUNG und UHR (1961) in einer vorläufigen Mitteilung dargelegte neue stratigraphische

Gliederung des gotthardmassivischen Sedimentmantels mit einigen Detailprofilen belegt. Relativ großen Raum nimmt die Darstellung der beim Bau der Anlagen der Blenio-Kraftwerke angetroffenen geologischen Verhältnisse ein. Da die Gesteine des Untersuchungsgebietes petrographisch schon sehr eingehend bearbeitet wurden (C. SCHMIDT, 1891; W. v. HOLST-PELLEKAAN, 1913 und L. BOSSARD, 1925+1929) und sich keine Revision aufdrängte, kann ich mit gutem Gewissen auf eine Wiederholung von schon Gesagtem verzichten. Ähnliches gilt für die Morphologie, die in zwei rezenten Arbeiten (R. WITSCHI, 1957 und V. BINGGELI, 1961) beschrieben wurde. Bevor nicht die Untersuchungsergebnisse der ganzen, im oberen Bleniotal tätigen Gruppe von Doktoranden (W. EGLI, J. D. FREY, W. JUNG und A. UHR) vorliegen, erscheint es kaum angebracht, aus einem Teilgebiet allzu weitreichende Schlüsse zu ziehen. Die Synthese bleibt damit dem Verfasser der zuletzt erscheinenden Arbeit vorbehalten.



# III. Stratigraphie der postherzynischen Sedimente

## a) Prinzipielle Unterscheidung einer autochthonen und einer parautochthonen Schichtreihe am S-Rand des Gotthardmassivs

Der stratigraphischen Beschreibung ist hier zunächst folgende sehr wesentliche Vorbemerkung hinsichtlich der tektonischen Lagerung des Sedimentmantels des südlichen Gotthardmassives vorzuschicken. Ursprünglich wurde vom Verfasser und seinen Gebietsnachbarn J. D. FREY, W. JUNG, A. UHR nach bis anhin geltender Auffassung angenommen, daß die ganze Sedimentbedeckung überall ziemlich direkt auf den sie jeweils unmittelbar unterlagernden Teilen der prä-permischen oder jedenfalls prä-triadischen Abtragungsfläche des herzynisch aufgerichteten Kristallins beheimatet sei. Wenn auch die am beweglichsten reagierenden Teile der Trias, Gips, Rauhwacken und Quartenschiefer, wie deren exzessive Mächtigkeitsschwankungen und die sichtbare intensive lokale Fältelung und Schuppung dieser Stockwerke ja deutlich zeigt, gegenüber der Kristallinunterlage zweifelsohne soweit relativ bewegt sein muß, als es diese Erscheinungen verlangen, so wurde doch zunächst noch nicht daran gezweifelt, daß es sich im ganzen um lokale relative Verschiebungen gegenüber der Unterlage von bescheidenem Ausmaß handle. Wie aber in der V. M. ausgeführt ist, gelangten die Verfasser, z. T. auf Grund der stratigraphischen Gliederung der Juraanteile, besonders in ihrer Korrelation mit den Profilen des südhelvetischen Jura, wie sie von Herrn Prof. TRÜMPY als die einzig mögliche erachtet wurde, z. T. auf Grund der in derselben Richtung weisenden Phänomene der tektonischen Lagerung zum Schluß, daß ein großer Teil der jurassischen Schiefer in der Scopizone und die südlich an dieselbe anschließenden Schuppen der südlichsten gotthardmassivischen Sedimentzonen von der ursprünglichen Unterlage völlig abgeschoben sein müssen. Für eine allgemeine Begründung dieser neuen Auffassung sind alle durch die genannten Untersucher und den Verfasser in den letzten Jahren bearbeiteten Gebiete im Zusammenhang zu betrachten und die allgemeinen Argumente sind auf einer solchen Basis in der genannten V. M. zusammengestellt worden. Was die tektonischen Argumente und die größeren Zusammenhänge betrifft, so kann für die Diskussion auf das tektonische Kapitel der vorliegenden Arbeit verwiesen werden. Ist einmal die neu begründete stratigraphische Schichtfolge der mesozoischen Schiefermassen akzeptiert, so ergibt sich die Notwendigkeit, die Hauptmasse der Schieferfüllung der sogenannten Scopimulde als gegenüber der Unterlage überschoben zu betrachten, auch innerhalb des Sektors des Untersuchungsgebietes an sich als zwingend. Schwieriger ist es, die Lage der Begrenzungsfläche der überschobenen parautochthonen Masse gegenüber der autochthon gebliebenen Unterlage anzugeben. An sich sollte gerade das Untersuchungsgebiet hierfür die Hauptbeobachtungsmöglichkeit bieten, denn sowohl die parautochthone wie die autochthone Sedimentserie des südlichen Gotthardgebietes müssen sich an der Lukmanierpaßfurche über dem westlich von der letzteren zu Tage tretenden kristallinen Untergrund des Massives westwärts in die Luft hinaus heben. Dies sollte im Prinzip gestatten, die Überlagerung der autochthonen Serie durch die parautochthone direkt zu beobachten und die Lage der Trennungsfläche festzustellen. Doch sind die Aufschlußverhältnisse hierfür innerhalb der Talfurche des Lukmaniertales nicht sehr günstig, lassen aber immerhin zunächst einmal die prinzipielle Feststellung zu, daß die Verschiebungsfläche hier innerhalb der breiten Triaszone der Lukmanierpaßfurche verlaufen muß. Als Einleitung zu der nachstehenden, für Autochthon und Parautochthon schon separat zu besprechenden Stratigraphie dürfte es nützlich sein, vorerst die lokalgeologischen Verhältnisse für eine Unterscheidung der beiden Schichtreihen im Gebiet der Lukmanierpaßfurche und die Verteilung der Aufschlüsse, welche der einen oder der anderen Serie hier zuzurechnen sind, kurz zu beschreiben.

## b) Lokalgeologische Verteilung der autochthonen und parautochthonen Serien am Aufschluß der Lukmanierroute

Die Raumstellung der Oberfläche des Gotthardkristallins W der Lukmanierroute wird im Gebiet von Sta. Maria bis Selva Secca völlig vom starken östlichen Abtauchen des Massivs beherrscht. In einem S-N-Profil von A. di Gana nach Sta. Maria verläuft die Spur der Kristallinoberfläche sehr flach, in Form eines ganz

flachen, südlich an den tief eingreifenden Sedimentkeil von Rondadura anschließenden Gewölbes. Nach einer im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke (NOK) ausgeführten Bohrung, welche bei P. 1916 auf der Paßhöhe durch die Triasbedeckung auf die Kristallinoberfläche hinuntergetrieben wurde, ergab sich das Einfallen der Grenze Kristallin-Trias in einem SW-NE verlaufenden Längsprofil zwischen dem bei A. di Croce aufgeschlossenen Kontakt und dem erbohrten Punkt zu  $40^\circ$  gegen NE. Die topographische Oberfläche, mit welcher der Osthang des Pizzo dell'Uomo gegen die Talfurche des Passes einfällt, ist um einiges flacher geneigt als dieses östliche Axialgefälle der ursprünglichen postherzynischen Auflagerungsfläche der Trias. Der Hang ist deshalb bis zu seinem flachen Ostfuß von Trias befreit. Diese Trias ist zwar meist an S-N verlaufenden Querbrüchen und damit interferierenden, SW-NE streichenden Längsbrüchen an der Kristallinoberfläche eingesenkt. Ein Aufschluß, wie derjenige im Bächlein bei Alpe Croce, wo zwischen Kristallin und karbonatischer Trias ein ungestörtes Profil mit Quarzit an der Basis und einigen charakteristischen, mehrfach in diesen Lagen zu beobachtenden Übergangshorizonten der karbonatischen Trias aufgenommen werden kann, zeigt, daß ein Teil der Trias der Lukmanierzone sicher noch normal zu der kristallinen Unterlage gehört. Ein weiteres Kriterium für diese normalstratigraphische Zugehörigkeit zur Unterlage besteht auch darin, daß in der karbonatischen Trias westlich der Paßhöhe überall noch, wo deutliche Schichtung vorhanden ist, ein gleichmäßiges Schichtfallen von  $35^\circ$  gegen NE gemessen werden kann. Auch die Bohrkerne der von der Bohrung auf der Paßhöhe bis auf das erst in 200 m Tiefe angebohrte Kristallin durchteuften karbonatischen Trias zeigten dieses regelmäßige Fallen von  $35^\circ$ . Dieses Einfallen geht also überall nahe demjenigen der unterliegenden Kristallinoberfläche parallel.

Andererseits besteht auf Grund der Zusammenhänge gegen NE kein Zweifel, daß der Hauptteil der Sedimente in der W-Wand des Scopi und im westlichen Abfall der Ganna Negra und des Pizzo Cadreghe gegen die Paßfurche der verschobenen parautochthonen Sedimentserie angehört. Es besteht also die schon für die Beurteilung der mesozoischen Schichtreihe wichtige Vorfrage, wo die autochthone Serie nach oben aufhöre und die parautochthone Serie beginne. Die Trennungsfläche muß in der karbonatischen Triaszone gelegen sein, welche die Paßfurche aufwärts von Pian Segno bis Sta. Maria begleitet. Diese Zone erreicht in tektonischen Längsprofilen quer zu ihrem Ausbißrand zwischen der Kristallinoberfläche westlich des Passes und den mit Quartenschiefern beginnenden Schieferserien östlich davon eine maximale Breite des Ausbißstreifens von 1,5 km. Im SW-NE-Längsprofil durch die Paßhöhe, das durch die Sondierungen der NOK abgebohrt worden ist, beträgt die Ausbißbreite mehr als 500 m. Ein mit Hilfe der Bohrprofile aufgezeichnetes Längsprofil ergibt zwischen der Kristallinoberfläche westlich der Paßlücke und den am Westhang des Scopi unterhalb der liasischen Schiefer gerade noch aufgeschlossenen Quartenschiefern eine Mächtigkeit der karbonatischen Trias von fast 300 m. Ein Längsprofil durch die Ganna Negra, entlang der Axe der Campoantiklinale der Trias würde noch eine doppelt so dicke Aufhäufung der karbonatischen Trias ergeben. Diese Mächtigkeiten übertreffen um ein Vielfaches die Mächtigkeit der gut gliederbaren Triasprofile in der Greinamulde, wo man annehmen kann, daß normale Mächtigkeiten vorliegen.

Es besteht deshalb kein Zweifel, daß die karbonatische Trias in der Triaszone der Lukmanierfurche tektonisch zusammengehäuft ist und daß dies mit der Überschiebung der parautochthonen Serie zusammenhängt. Denn die Quartenschiefer, welche über den Schutthalden am Westfuß der Scopiwand gerade noch sichtbar werden, machen bereits die starke Detailfaltung der hangenden liasischen Schiefer konform mit, gehören also offenbar bereits zur parautochthonen Serie des Scopi.

Die tektonische Trennungsfläche kann deshalb nur innerhalb der karbonatischen Triaszone verlaufen. Nun ist dieselbe an der Paßhöhe selbst durch die vom Scopi herunterkommenden Schuttkegel und Schwemmkegel von feinem Bündnerschieferschutt verdeckt. Auch in einer vom Scopi herunterkommenden ersten großen Bachrinne, welche dem Brenno di Lucomagno tributär ist, sind abwärts vom Fuß des Scopisteilhangs die Aufschlüsse nicht kontinuierlich. Es werden aber einige kleine Aufschlüsse von Rauhwacke sichtbar, welche nach Art tektonisch überprägter Rauhwacken völlig breccienartig und von kleinen bunten Schiefertrümmern erfüllt erscheinen. Die weiteren Rauhwacke-Aufschlüsse im Hügel Öron di Foppe östlich vom tiefsten Bachgraben bei der Pertusioquelle und den Gipsaufschlüssen an der Straße bei Casascia sind sehr lückenhaft. Bei diesen prekären Aufschlußverhältnissen besteht keine Möglichkeit, die Lage der tektonischen Fläche innerhalb der karbonatischen Trias, auf welcher die parautochthone Serie verschoben worden ist, genauer festzulegen. Man kann bloß feststellen, daß die Trias im unmittelbar westlich der Paßhöhe verlaufenden niedrigen Hügelzug (zwischen Punkt P. 1916 und der Hochspannungsleitung) noch ganz regelmäßig gegen NE fällt und

man annehmen kann, bis zu P. 1916 der Paßhöhe gehöre die dolomitische Trias zur autochthonen Serie. Die vertikale Mächtigkeit von 200 m Trias, die von der Bohrung bei P. 1916 der Paßhöhe aufgeschlossen worden ist, würde einer Mächtigkeit von wenigstens 160 m der normalen, zur westlich ausstreichenden kristallinen Unterlage gehörigen karbonatischen Trias entsprechen. Die Schubfläche läuft jedenfalls näher am Scopifuß. Eine dort abgeteufte Sondierung der NOK hat aber keine präzise Lage für dieselbe erkennen lassen, wenn sie diese auch wahrscheinlich durchsetzt hat.

Es ist sehr wohl möglich, daß sich die Schubfläche gegen Süden in das Gipsvorkommen von Casascia herunterzieht, das eine Linse darstellt, von der an der Paßhöhe auch in den Bohrungen nichts mehr zu bemerken war.

### Verteilung der Sedimentaufschlüsse autochthoner Zugehörigkeit

1. Als eine erste Zone autochthoner Sedimente ergibt sich also die westliche, unmittelbar mit dem Kristallin in Kontakt stehende Hälfte des Triasbandes der Lukmanierpaßhöhe, von der Kristallin-Trias-Grenze östlich bis etwa an die tiefe Bachfurche bei der Pertusioquelle, wo die normale ostfallende Schichtlage verwischt wird und große Partien von völlig weichem Mehldolomit in konfuser Lagerung vorkommen.

2. Weitere Vorkommen von eigentlich autochthoner Trias sind jedenfalls diejenigen, welche westlich von Sta. Maria den rasch westwärts sich verschmälernden und axial rapid heraushebenden Sedimentkeil von Val Rondadura bilden. Die dortigen Triasdolomite scheinen symmetrisch um einen innern Muldenkern von Quartenschiefern und Lias gelagert.

3. Eine dritte Zone von autochthonen Sedimenten folgt von dort gegen Osten der steilstehenden überkippt N-einfallenden Störungsfläche, welche die sogenannte Scopimulde gegen Norden begrenzt. Es handelt sich um eine verwerfungsartige Längsstörung sicher relativ später Entstehung, da sie weiter östlich (im Val Camadra) die überschobene parautochthone Serie noch durchsetzt. An dieser steilstehenden Fläche sind im Kontakt mit dem nördlich anstehenden Kristallin schmale, offenbar durch Schleppung an der großen vertikalen Bruchverstellung ausgedünnte und in der Mächtigkeit sehr reduzierte Teile der ursprünglich dem Kristallin auflagernden Sedimentserie erhalten geblieben. Diese Zone bildet die Fortsetzung des nördlichen Schenkels des im Val Rondadura noch symmetrisch muldenartig disponierten Keils von Trias und Schiefern. Sie quert 600 m nördlich von Sta. Maria das Tal und zieht sich als ein max. 80 m breites, steil N-einfallendes Band dem kristallinen Kontakt nach gegen NE herauf zum Sattel zwischen Scopi und Pizzo Miez, wo sie lokal auskeilt. Die meist intensive Zerschierung und Verschuppung brachte die Schichtfolge aus ihrem Zusammenhang. Die generelle Abfolge vom Kristallinkontakt nach Süden scheint aber wie folgt zu lauten: Über dem meist steil N-fallenden Kristallin folgen grünliche Chloritschiefer bis -gneise, stellenweise ersetzt durch arkoseähnliche Quarzite, darüber folgen weiße Quarzite, gelbliche Dolomitschiefer, grünliche Chlorit-Serizitschiefer (Quartenschiefer) und tektonisch auseinandergerissene Reste des untersten autochthonen Lias, bestehend aus dunkelgrauen grobbankigen Quarziten, grauen Sandkalken und schwarzen Tonschieferlagen. Südlich der vertikalen Bruchverstellung folgen Coroi- und Infernoserie. Man hat diese autochthone Schichtfolge bisher immer als einen in der Mächtigkeit sehr reduzierten Nordschenkel der symmetrischen Scopimulde aufgefaßt; es herrscht aber keine Symmetrie, denn die schwarzen, immer noch N-fallenden jüngsten Phyllite der parautochthonen Serie stoßen unvermittelt gegen Norden an diese Reste der autochthonen Serie an. Die verwerfungsartige Hauptruschelzone läuft nicht am Kontakt der Sedimente mit dem nördlich anstoßenden Kristallin, sondern zwischen den Resten einer dem Kristallin noch zugehörigen autochthonen Serie und den schwarzen Phylliten der parautochthonen Serie. Es ist aber verständlich, daß auch der vertikalstehende Kontakt des Kristallins mit den Resten der dazugehörigen autochthonen Sedimentserie sich wegen des großen mechanischen Gegensatzes von Kristallin und Sedimenten zu einer sekundären Verschiebungsfläche ausgebildet hat. Die Reste der autochthonen Serie lassen sich südlich von dieser Fläche von Sta. Maria über Lago Retico bis in den Riale di Presciua verfolgen.

Bezüglich der Möglichkeit, eine Stratigraphie der autochthonen und der parautochthonen Serie aufzustellen, ergibt sich noch aus diesen Vorbemerkungen Folgendes:

Im großen Triasband der Lukmanierpaßhöhe läßt sich eine Schichtfolge der tieferen Teile der Trias in normaler, eher zusammengehäufter Mächtigkeit erkennen, der Kontakt mit den Quartenschiefern ist aber nicht mehr als normaler Übergang anzusehen, weil die letzteren östlich der Paßhöhe schon der überschobenen

Masse angehören. In der dritten Aufschlußzone (Sta. Maria – Presciua) der autochthonen Serie ist dagegen die karbonatische Trias mechanisch völlig reduziert und der Kontakt mit den Quartenschiefern deshalb ebenfalls nicht normal.

In der zweiten Zone jedoch sind die Aufschlußverhältnisse sehr prekär. Es ist deshalb kaum möglich, ein Normalprofil der ganzen Trias der autochthonen Serie zusammenzustellen.

## A. Autochthone Bedeckung des Gotthardmassivs

### a) Karbon und Perm

Nach P. NIGGLI (1936) war das Gotthardmassiv während der Permzeit ein in seinen südlicheren Teilen der Erosion ausgesetztes Faltengebirge. Von hier stammte das Material des im Nordosten abgelagerten Verrucano. Während L. BOSSARD (1936) in der Lucomagnodecke sicheres Perm mit unteren Konglomeratgneisen und oberen pelitischen, den Gneisen der Sojadecke vergleichbaren Gesteinen beschreibt, sind ähnliche Vorkommen im Gotthardmassiv sehr selten. Die Granite, Streifen- und Paragneise sind meist unmittelbar diskordant vom geringmächtigen hellen arkoseähnlichen Triasbasisquarzit oder von Dolomiten und Rauhwacken überlagert. H. M. HUBER (1943) fand jedoch im Norden der Scopimulde direkt dem Granit aufliegende grünliche verrucanoartige Konglomerate mit Quarzkomponenten. Östlich des Lago Retico und längs dem R. Presciua schalten sich zwischen das Kristallin und die weißen Quarzite der basalen Trias linsenförmige, grünliche, zum Teil etwas sandige Phyllite und grünliche, stark verschieferte Chloritgneise ein, die möglicherweise mit dem «quarzitischen Verrucano» von A. FEHR (1956) verglichen werden können. Da jener quarzitische Verrucano aber gegen oben in die basalen Triasquarzite übergeht, betrachtet FEHR ihn als untere Trias. R. O. BRUNNSCHWEILER (1948) hingegen stellt die helle Arkose der helvetischen Decken des Glarnerlandes als vortriadisches Verwitterungsprodukt noch zum Verrucano und läßt die Trias mit der Melser Gruppe beginnen.

Besser aufgeschlossen und offensichtlich tektonisch weniger mitgenommen ist diese Arkose im Untersuchungsgebiet von J. D. FREY (1960+1961). Er beschreibt sie als diskordant dem Kristallin aufliegendes, kaum weit verfrachtetes Verwitterungsprodukt der herzynischen Unterlage mit Übergängen in den hangenden weißen Quarzit.

### b) Trias

Durch die einleitend erwähnte Abscherung der höheren und südlicheren Teile der gotthardmassivischen Sedimenthülle wurden bei den an Ort und Stelle verbliebenen basalen Teilen vor allem die inkompetenteren Glieder in Mitleidenschaft gezogen, so daß die mittlere und obere Trias an gewissen Stellen fast vollständig ausgequetscht (Sta. Maria – Lago Retico – Val Camadra), an anderen Orten dagegen zu recht imposanter Mächtigkeit zusammengeschürft wurden (Sta. Maria – Casascia – Pian Segno). Damit wird die Aufnahme eines in den Mächtigkeiten auch nur angenähert richtigen Normalprofils durch die gotthardmassivische Trias in meinem Untersuchungsgebiet verunmöglicht. Die größten faziellen Affinitäten zeigt die gotthardmassivische Trias in ihrer generellen Abfolge Quarzit-Dolomit/Rauhwacke-Quartenschiefer immer noch zu der südlichen helvetischen Trias, wie sie von R. O. BRUNNSCHWEILER (1948) aus dem Rücken der helvetischen Hauptdecke (Verrucanodecke) des Glarnerlandes beschrieben worden ist. Dort wird unterschieden:

Quartenserie . . . . .	grüne und graue Serizitphyllite
Phyllitische Trias . . . . .	grüne, graue und weiße Serizitquarzite
	gelbe Dolomitschiefer
Dolomitserie . . . . .	rötliche, gelbe und weiße Dolomite, Gips
Karbonatische Trias . . . . .	und Rauhwacken
Melser Serie . . . . .	weißer Quarzit
Quarzitische Trias . . . . .	



## Tektonische

<p><b>Kristallingewölbe des Gotthardmassivs</b> und sie trennende Sedimentkeile im Querprofil W der Lukmanierroute</p> <p><b>Penninische Decken</b> W des Bleniotales</p>	<p><b>Tektonische Elemente</b> des südlichen gotthardmassivischen Sedimentmantels im Querprofil zwischen Brenno di Lucomagno und Brenno di Campo (Val Camadra) Gemeinschaftliche Hauptfalten der autochthonen und der parautochthonen Sedimentserie</p>
<p><b>Nördliche Hauptmasse</b> des kristallinen Gotthardmassivs</p>	
<p>Verwerfungsartige Störungslinie P. Miez–</p>	
<p><b>Autochthoner mesozoischer Muldenkeil</b> von Val Rondadura</p>	<p>Reste des autochthonen N-Schenkels Parautochthone <b>Scopizone</b> und daraus</p>
<p><b>Kristallinaufwölbung P. Rondadura –</b> <b>Passo dell’Uomo – P. dell’Uomo</b></p>	<p><b>Antiklinalzone von Val di Campo</b> S-Schenkel derselben = N-Schenkel der Dötram.</p>
<p><b>Triasbruchgraben von Piano dei Canali-Caldröu</b></p>	<p><b>Synklinalzone von Dötra</b></p>
<p><b>Kristallinaufwölbung von Selva Secca</b></p>	<p><b>Antiklinalzone von Pian Segno</b></p>
<p><b>Mesozoische Trennungsmulde zwischen</b> <b>dem Gotthardmassiv</b> <b>und der Stirn der Lucomagnodecke</b></p>	<p>Überkippte <b>Synklinalzone von Campra</b> Verkehrtliegender Hangendschenkel der <b>Synklinalzone von Campra</b></p>
<p><b>Mesozoische Umhüllung</b> <b>der Lucomagno-Deckenstirn</b></p>	
<p><b>Kristalliner Kern der</b> <b>Hangende Trias der Lucomagnodecke</b></p>	
<p><b>Kalkglimmerschieferzug</b> Aquila – Dangio – Grumascio</p>	
<p><b>Molaremulde</b></p> <p><b>Kristallinkern der Simanodecke</b> Trias von Leontica</p>	
<p>Vermutete Trennung <b>Simanodecke-Leventinagneise</b> Am Mte. Erto</p>	

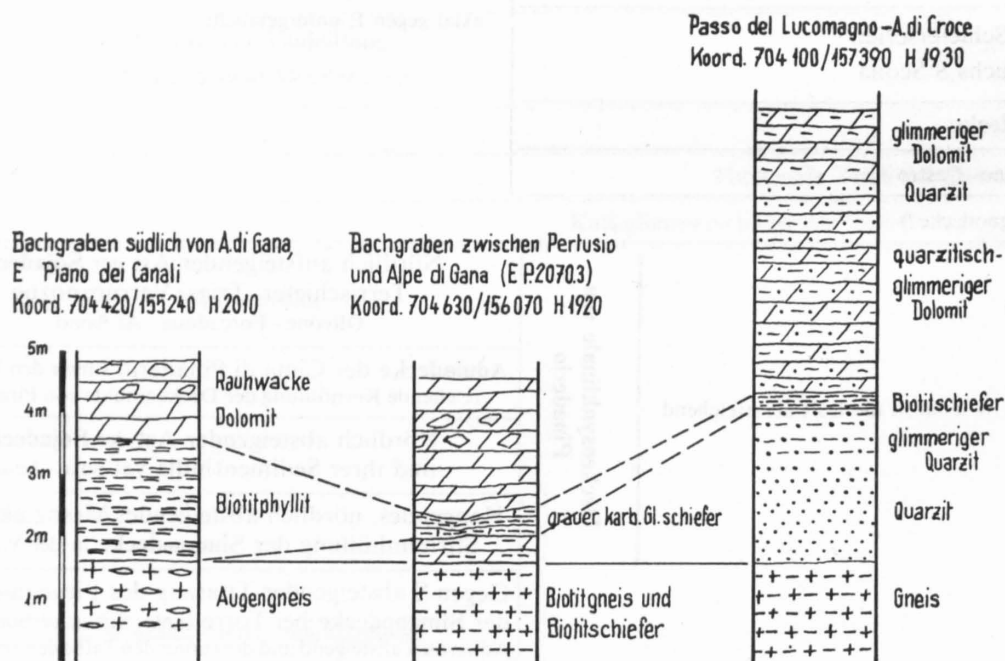
Übersicht

W-E-streichende Gesteinszonen der heutigen Gebirgsoberfläche zwischen Brenno di Lucomagno und Brenno di Campo (Val Camadra)		Gesteinszonen E von Val Camadra und dem unteren Bleniotal  in der Reihenfolge von N nach S	
Verwerfungsartige Störungslinie und Steilstellung von Pian Giairett		E der obersten Val Camadra erscheinen neu, von der nörd- lichen Hauptmasse des Gotthardkristallins abgetrennt:	
gegen W axial in die Luft ausstreichend		Triaszone Pian Giairett–Scaletta–Greina – Paß Diesrut Kristallingewölbe der obersten Val Camadra bedeckt von der Schieferzone P. Marumo–P. Coroi Antiklinale Triasfahne von Sassina gegen E verschwindend	
Lago Retico–Riale di Presciuà–Cima di Sassina			
Rondadura–Riale di Presciuà			
gegen E hervorgehende Scopizone und Forcazone			
Verschuppungszone Trias-Lias des N-Schenkels gegen E sich verlängernd in die Triaszüge der Forcazone Triaszone Casascia–Val di Campo			
Gotthardmassivische Schieferzone der Costa		Piancazone	
Sostozone	Basistrias der Sostozone	Passo Corniccio–P. Pianca (Grenztrias)	
	Muldenkern aus Lugnezerschiefern:	Dötra–Toira–Sosto	
	Basistrias der Sostozone	Dötra–Sommascona–Compieto–Forcadona	
Gotthardmass. Schieferzone des Ör d’Angiasco		axial gegen E untergetaucht	
Gotthardmass. Liasschieferzone von Campra			
Quartenschiefer von Frodalera–Camperio			
Gips von Camperio–Scona?			
Trias- und Schieferserien des Steinbruchs S Scona			
Lucomagnodecke			
Ponto Valentino–Castro			
(Zur Lucomagnodecke?)			
gegen W axial in die Luft ausstreichend		Deckensynklinale von Pinaderio	Nördlich aufsteigender Ast der Sojadecke Terrischiefer–Trias–Verrucanozug Olivone–Forcadona–Al Sasso
			Aduladecke der Cima di Pinaderio (unter den Talboden reichende Kernfüllung der Deckenmulde von Pinaderio)
			Nördlich absteigender Ast der Sojadecke und ihrer Sedimenthülle Val Soja–Aquila
			Hangendes, nördlich absteigendes Mesozoikum und Stirnumhüllung der Simanodecke in der Val Soja
			Gegen S absteigender Triaszug des Liegendschenkels der Simanodecke bei Torre (unter Schutt verborgen gegen Aquarossa absteigend und dort unter den Talboden abtauchend)
			Kristallinkern der Simanodecke von Torre bis Biasca

Westlich der Lukmanierpaßhöhe ist im engen Bachgraben bei den Hütten von Alpe di Croce, 15 m unterhalb der Hütten, die Triasbasis an sich recht gut aufgeschlossen, aber gerade durch einen dem Bächlein entlanglaufenden Längsbruch gestört. Das lokale Schichtstreichen in der Trias ist hier Nord-Süd, d. h. ganz durch das östliche Axengefälle von ca. 35° gegen Osten dominiert. Die Oberfläche der Gneise zeigt eine mit dieser Schichtstellung parallel gegen Osten einfallende Plattung, so daß hier lokal scheinbar keine herzynische Diskordanz zwischen Quarzit und Gneis vorhanden ist, wie sie z. B. an der Ostseite der obern Val Camadra unter dem Piz Marumo so deutlich sichtbar ist. Über dem Kristallin folgen an diesem Aufschluß der Alpe Croce ca. 25 m mürber Quarzit, danach ein sehr charakteristisches, nach den Mitteilungen von Prof. W. LEUPOLD auch in den Bohrungen auf der Lukmanierpaßhöhe als regelmäßiger Horizont in dieser Lage ange- troffenes Schichtchen von 25 cm direkt schwarzem Biotitschiefer, danach ca. 3 m quarzitisch-glimmeriger Dolomit, dann 6 m weißer Dolomitschiefer und zuckerkörniger Dolomit mit großen Flatschen von farblosem und z. T. grünlichem Glimmer, bis zum P. 1916 an der Paßhöhe überlagert von ca. 160 m rötlichem Zellen- dolomit und weißem körnigem Dolomit.

### 1. Quarzitische Trias – Melser Serie

Die Transgression der Trias setzt über der liegenden Arkose mit hellem bis weißem, zum Teil grobge- banktem Quarzit ein. Häufig fehlen aber Basisarkose und Quarzit offensichtlich schon primär, wie in dem zwischen Pertusio und Alpe di Gana mündenden Bachgraben, wo über dunklem Biotitschiefer und hellem, feinkörnigem Biotitgneis 30 bis 40 cm etwas phyllitischer Dolomit liegt, überlagert von Linsen aus (bis 50 cm mächtigem) grauem, karbonatischem Glimmerschiefer. Darüber folgt gelber Dolomit und Rauhwacke. Im südlicheren Bach von Alpe di Gana ist auf etwa 2010 m die Abfolge: etwas verruscherter Augengneis – 1 bis 2 m grauer Biotitphyllit – Dolomit und Rauhwacke aufgeschlossen. Da der Quarzit im tektonisch kaum gestörten Bereich der untern Trias zwischen Selva Secca und Sta. Maria meist fehlt und zwischen Sta. Maria und dem Val Camadra immer stark verschuppt ist, kann der allmähliche Übergang zu den Dolomiten der mittleren Trias, wie ihn J. D. FREY (1960+1961) von der Greina beschrieben hat, hier nicht mit Sicherheit beobachtet werden. Während unterhalb des Gipfels «La Bianca» die schwarzen Aalenian-Tonschiefer direkt tektonisch dem Kristallin anlagern, schalten sich ungefähr unterhalb P. 2680 gelbliche, verschieferte Quarzite und sandige Dolomitschiefer ein. Deren Mächtigkeit ist gering; sie schwankt zwischen 50 cm und 1 m. Westlich des Lago Retico liegt unmittelbar auf dem Kristallin stellenweise weißer, gebankter Quarzit, gefolgt von weißen und gelblichen, meist verschieferten sandigen Kalk-Dolomitmarmoren. In unregelmäßigen, höchstens 1 m mäch- tigen langgezogenen Linsen tritt der Quarzit östlich des Lago Retico und im Riale Presciua auf.



Figur 4. Profile durch die Kontaktzone des Kristallins des Gotthardmassivs mit der autochthonen Trias am Ostfuß des Pizzo dell'Uomo (am Lukmanierpaß). 1:125.

## 2. Karbonatische Trias – Dolomitserie

Die tektonische Konzeption eines von Süden angeschobenen parautochthonen Sedimentpaketes bedingt natürlich an dessen Basis eine Bewegungszone. Da die Quartenschiefer südlich von Sta. Maria noch mehr oder weniger konform mit dem hangenden Unterjura verfaltet wurden, muß hier die Überschiebung im Innern der Zone der karbonatischen Trias gelegen sein. Das scheinbar normale Längsprofil quer durch das Tal ungefähr auf der Lukmanierpaßhöhe mit der Abfolge: Kristallin – untere / mittlere / obere Trias – Unterjura besteht damit aus zwei tektonischen Elementen. Die tektonische Anhäufung und stellenweise intensive Durchknetung vor allem der mitteltriadischen Dolomite, Rauhwacken und Gipse, läßt den Versuch einer stratigraphischen Gliederung und einer Mächtigkeitsbestimmung illusorisch werden. W. v. HOLST (1913), der schon auf das Fehlen normaler Kontakte hingewiesen hat, schätzte die Mächtigkeit der karbonatischen Trias auf 80–150 m, scheint aber das steile Einfallen der Kristallinoberfläche nicht berücksichtigt zu haben.

Die gut gliederbare autochthone Trias der Greina erreicht mit 170 m ihre größte Mächtigkeit (J. D. FREY, 1960). Die Überschiebung des Parautochthons läßt sich, wie gesagt, südlich von Sta. Maria nicht direkt nachweisen; ich glaube aber nicht stark fehlzugehen, wenn ich diese ungefähr in den Bereich der Gipsvorkommen von Foppe-Casascia lege. Möglicherweise hangen damit auch die Dolomitskonglomerate in der fossilen Schlucht von Pertusio und die Mehldolomithorizonte und die tektonisierten Rauhwacken in den Bohrungen der NOK auf dem Lukmanierpaß zusammen. Neben diesen Gipsen und Dolomitskonglomeraten stehen bei Alpe di Croce gelbe Dolomitschiefer und rötliche Dolomite und Dolomitbreccien an, zusammen mit den allgemein auftretenden gelben und weißen Dolomiten, Zellendolomiten und Rauhwacken. Wie nicht anders zu erwarten war, konnten keine Fossilfunde gemacht werden; die stratigraphische Einordnung in die mittlere Trias geschieht auf Grund lithologischer Vergleiche (BRUNNSCHWEILER, 1948).

Wesentlich reduziert erscheint die karbonatische Trias längs der Linie Sta. Maria – Scopi – Lago Retico – Riale Presciua – Val Camadra. Meist sind nur noch geringmächtige Dolomitschiefer vorhanden, ausgewalzt zu langgezogenen Linsen und mit dem Liegenden und Hangenden verknetet. Obschon hier innerhalb der karbonatischen Trias große tektonische Bewegungen stattgefunden haben, ist die Aufschiebung der parautochthonen Scopizone etwas weiter oben, über den Relikten des basalen Lias erfolgt. Nennenswertere Aufschlüsse dieser Dolomitschiefer finden sich östlich «La Bianca» und westlich des Lago Retico auf Kote 2500–2600 in Form von verschiefertem sandigem Kalk-Dolomitmarmor. Östlich des Lago Retico setzen diese Dolomite aus und erscheinen erst wieder südöstlich Cima Garina als gelbe kalkige Dolomitschiefer. Weiterhin steil NNW fallend ziehen sie durch die enge Runse des Riale Presciua hinunter in die Val Camadra. Gerade oberhalb der beiden Alphütten bei Punkt 1565 ist vor dem Untertauchen dieses Zuges unter den Schutt eine Rippe mit Kalk-Dolomitmarmor und Dolomit anstehend. Gegen Norden sind diese unterlagert von Quarzitschiefern und Paragneisen.

## 3. Phyllitische Trias – Quartenserie

Nur sehr spärlich sind die Reste von Quartenschiefern, die im tektonisch ausgewalzten Autochthon der Zone 3 übriggeblieben sind. Einige wenige dünne Linsen stehen an der Westflanke des Scopi an, in Gesellschaft mit den Quarziten des Unterlias. Es sind, wie auch am Lago Retico und im Riale Presciua, immer nur stark verfaltete und zum Teil ausgewalzte grüne Serizitphyllite, zum Teil mit Dolomitlinsen (W Lago Retico).

### c) Jura

Vom ursprünglichen autochthonen Schichtpaket, das mehrere hundert Meter Mächtigkeit erreicht haben mag, blieben in der Zone 3 neben den schon erwähnten triadischen Bildungen nur noch die kompetentesten Bänke des unteren Lias übrig. Meistens sind noch die recht charakteristischen dunkelgrauen, grobgebankten Quarzite mit eingelagerten dünnen, schwarzen Tonschiefern vorhanden. Zusammen mit den braun anwitternden dunklen Sandkalken erreichen sie im Riale Presciua ihre größte Mächtigkeit von 50 m. W des Lago Retico liegen über max. 3–4 m grünlichen Serizitphylliten und Dolomitlinsen schwarze kalkig-siltige Phyllite, zum Teil boudinierte Sandkalke (stellenweise mit dünnen Lumachellenbänkchen) und dunkelblaugraue kalkfreie Quarzite. Darüber, d. h. südlich davon, folgt, offensichtlich mit tektonischem Kontakt, die Coroiserie mit



ihren schwarzen, ebenflächigen kalkfreien Tonschiefern mit steil NNW fallenden Schieferungsflächen. Die Sandkalke, Phyllite und dunklen Quarzite erreichen hier eine Mächtigkeit von 15 bis 20 Metern. Da nur wenige Fossilspuren (Crinoiden, Lumachellen) vorliegen, muß ihre stratigraphische Stellung aus den Lagerungsverhältnissen und lithologischen Vergleichen ermittelt werden. Ihre Lage über den zwar nicht immer vorhandenen Quartenschiefern und die lithologische Verwandtschaft mit den Gesteinen der basalen und untern Stgirserie\* lassen sie dem untern Lias zuschreiben. Da sie aber nicht mehr im normalen Schichtverband vorliegen – es fehlt unter anderm ein großer Teil der in der basalen und untern Stgirserie weitverbreiteten Phyllite –, kann ein direkter Vergleich mit den fossilbelegten Serien des Parautochthons und damit eine genauere Einordnung nicht durchgeführt werden.

## B. Parautochthoner Sedimentmantel des südöstlichen Gotthardmassivs

Eine offensichtlich recht beträchtliche Distanz trennt die heute dem Südrand des Gotthardmassivs anliegende Sedimenthülle von ihrer ursprünglichen Unterlage. Da die Abscherung innerhalb der karbonatischen Trias erfolgt sein muß, ist Älteres als mittlere Trias nicht vorhanden.

### a) Trias

#### 1. Karbonatische Trias – Dolomitserie

Die oben erwähnte Abscherung auf einem nicht genauer zu bestimmenden Horizont der karbonatischen Trias und der nachfolgende Zusammenschub, verbunden mit einer recht intensiven Zusammenstauchung, erschwert die Aufstellung einer gesicherten und vergleichbaren lithologischen Abfolge im Bereich der mittleren Trias. So ist es auch verständlich, daß keine der bisher publizierten Beschreibungen weit über eine Aufzählung der Gesteinsarten hinausgeht. ALB. HEIM (1891) nennt die ganze Serie zwischen den kristallinen Schiefern und den Quartenschiefern Rötidolomit und weist darauf hin, daß dieser meist in Form von Zellendolomit vorliegt. W. v. HOLST-PELLEKAAN (1913) geht etwas weiter: Er führt eine Trennung durch in Rauhwacke, deren Entstehung er auf die primäre Anwesenheit von Anhydrit und Salzen zurückführt, bankigen und zuckerkörnigen Dolomit (der zuckerkörnige Dolomit bei Casascia und in der Val Campo ist nach v. HOLST ein Produkt der Metamorphose) und den rötlichen, auf der Paßhöhe des Lukmaniers anstehenden Dolomit. Die mittlere primäre Mächtigkeit schätzt er auf 80–150 m. Weniger detailliert ist die mittlere Trias bei L. BOSSARD (1925+1929), der von sehr mächtigen, meist gelblichen und feinkörnigen Dolomiten schreibt, die gegen oben stärker glimmer(phlogopit)-führend werden und häufig kavernös sind. R. U. WINTERHALTER (1930) sieht über einem wenig mächtigen basalen Rötidolomit eine gut entwickelte Rauhwacke, während H. M. HUBER (1943) nicht auf die Stratigraphie der mittleren Trias eingeht, abgesehen von der zusammenfassenden Aufzählung von Dolomit, Rauhwacke und Gips.

Im Gelände ist festzustellen, daß die wenigen Gipsvorkommen auf die untern und mittleren Stockwerke der karbonatischen Trias beschränkt sind; dies trifft zu auf das Vorkommen nordwestlich Casascia wie auch auf dasjenige östlich Orsera in der untern Val di Campo. Darüber folgt körniger und z. T. gebankter Dolomit, meistens aber zellige Rauhwacke. Auf der Höhe der A. Bovarina wird die Mitte des Campotales von leicht zerfallenden zuckerkörnigen Dolomiten und schneeweißen «Mehldolomiten» eingenommen. Ungefähr 30 m Rauhwacken bilden hier das höchste Glied der karbonatischen Trias. Der Triaszug der Val Campo wurde westlich von Alpe Predasca von einem Freilaufstollen in meridionaler Richtung gequert. Dabei ergaben sich folgende Verhältnisse: Von Norden nach Süden wurden zuerst 30 m weißer Dolomit und 35 m braungelbe Rauhwacke durchfahren. Dann folgten 105 m Mehldolomit, zuckerkörniger Dolomit und etwas Rauhwacke und zuletzt 30 m Rauhwacke mit Bänken von Mehldolomit, nach Süden normal überlagert von phyllitisch-

\* Siehe Kap. III B. b) 1.

dolomitischen Quartenschiefern. Dabei ist darauf hinzuweisen, daß besonders im nördlichen Teil dieser Triaspassage mehrere steilstehende ungefähr W-O streichende Ruschelzonen den Stollen queren, so daß hier keine ungestörte Antiklinale vorliegt. Durch ihre große Anfälligkeit gegenüber Verwitterung und Erosion geben die Gesteine der karbonatischen Trias häufig Anlaß zu Rutschungen und Sackungen; an den Stellen, wo dies nicht der Fall ist, breiten sich oft ausgedehnte Schutthänge aus. Davon sind meist die obersten Teile betroffen. Dies erleichtert das Studium der Übergänge zu den Quartenschiefern nicht besonders. Der Freilaufstollen Acquacalda – Val Campo quert nun unter Croce Portera diese Zone, und bei seinem Vortrieb wurden nach 22 m Gehänge- und Sackungsschutt etwa 30 m körniger, relativ kompakter hellgelber Dolomit durchfahren, danach etwa 40 m zellige Rauhwacke (gelbliche kalkige Dolomite mit größeren eckigen Zellen, gefüllt mit an der Atmosphäre zerfallendem, weißem feinkörnigem Dolomit), 100 m plattiger und grobbankiger Dolomit und Dolomitmarmor und vor dem Erreichen der Quartenschiefer 80–90 m grobbrecciöse Rauhwacke.

Damit komme ich für die karbonatische Trias des Parautochthons von der Val Campo bis südlich der Camprasynklinale zu folgender Gliederung (von oben nach unten):

Val Campo	E Pian Segno/Croce Portera
(Quartenschiefer)	(Freilaufstollen)
	(Quartenschiefer)
Rauhwacke und Dolomitbreccie	Grobbrecciöse Rauhwacke
Zuckerkörniger und Mehldolomit	Dolomitmarmor
Zellendolomit	Plattiger bis grobbankiger Dolomit
	Zellige Rauhwacke – hellgelber Dolomit
Gips – als möglicher Überschiebungshorizont	

Triasquarzite und unterste Mitteltrias sind bei der Abscherung zurückgeblieben. Der Vergleich mit dem vollständigen Triasprofil in der autochthonen Bedeckung des Gotthardmassivs an der Greina, beschrieben durch J. D. FREY (1960) zeigt, auch bei Berücksichtigung der tektonischen Anhäufung hier im Westen, ein starkes Anschwellen der Mächtigkeiten und ein Vorherrschen von Zellendolomiten und Rauhwacken. Die grauen obern Dolomite (JUNG, 1963, FREY, 1960, V. M., 1961) fehlen hier vollständig. Weitergehende Korrelationen werden von J.D. FREY (1960 + Diss. in Vorbereitung) mit der helvetischen Trias durchgeführt. Er weist im Vergleich mit der Trias der Urseren-Garvera-Mulde auf die vollständigere Übereinstimmung der südlichen gotthardmassivischen Trias mit dem helvetischen Faziesbereich hin. Obschon ein direkter Zusammenhang nicht herzustellen ist, darf die ausgesprochen rauhwackereiche gotthardmassivische Trias, sowohl die autochthone wie die parautochthone, mit der «Südostfazies der Dolomitgruppe» von R. O. BRUNNSCHWEILER (1948) korreliert werden. Wir werden später, bei der Besprechung der das Untersuchungsgebiet interessierenden penninischen Trias feststellen können, daß dieser Typus der helvetischen Triasausbildung noch weit in das Penninikum hinein sich ausbreitet.

## 2. Phyllitische Trias – Quartenserie

Im Gegensatz zu den kläglichen Resten von phyllitischer Trias in der autochthonen gotthardmassivischen Sedimentbedeckung ist diese obere Trias im parautochthonen Bereich voll entwickelt. Die von ARN. ESCHER stammende Bezeichnung «Quartenschiefer» für die tonig-mergelig ausgebildete obere Trias des Helvetikums wurde von den meisten Autoren auch hier, südlich des Gotthardmassivs, für die ähnliche Ausbildung der obern Trias angewandt.

W. v. HOLST-PELLEKAAN (1913), L. J. KRIGE (1918), L. BOSSARD (1925+1929) und P. NIGGLI (1936) stellen die Quartenschiefer als basales Element zu den Bündnerschiefern und charakterisieren sie als ursprünglich dolomitisch-mergelige bis tonig-sandige Sedimente mit sehr geringem Gehalt an kohligem Pigment. Die epi- bis mesozonale Metamorphose wandelte sie im Bereich der westlichen Dötramu­lde in eine Vielfalt verschiedener Gesteinstypen um. L. BOSSARD (1929) hat vor allem die Quartenschiefer von Frodaler petrographisch detailliert beschrieben. Die Zuordnung dieser durch die Metamorphose zu Gneisen gewordenen Sedimente zu den Quartenschiefern und damit zur obern Trias geschieht auf Grund der charakteristischen

Abfolge: Ihr Liegendes wird immer durch die Dolomite und Rauhwacken der mittleren Trias, das Hangende durch den graublauen Quarzit und die schwarzen Granatknotschiefer des basalen Lias gebildet. Trotz dem ausgesprochen großen Metamorphoseunterschied können sie ohne weiteres mit den Vorkommen in der Dötralmulde, am Scopi und in der Val di Campo verglichen werden.

### Profil Nr. 1

Profil durch die Basis der Quartenschiefer am Weg oberhalb Alpe Predasca

Koord. 711370/156850 – (Kote 1810–1830)

Dieses Profil beschreibt den hier gut aufgeschlossenen Übergang von den Rauhwacken der mittleren Trias zu den Quarziten und Phylliten der oberen, phyllitischen Trias, den Quartenschiefern. Die darüber folgende, meist liasische Schiefer führende Sakung der Costa-Nordflanke verhüllt den Kontakt mit dem basalen Lias. Die Beschreibung des Profils erfolgt im stratigraphischen Sinn von oben nach unten.

62. 1,10 m weiße bankige Serizitquarzite
61. 0,70 m grüne Phyllite
60. 1,95 m graugrüne sandige Phyllite
59. ca. 5,00 m nicht aufgeschlossen
58. 0,95 m helle grüngraue Serizitphyllite
57. 4,25 m weißer Serizitquarzit
56. 1,00 m grüne quarzitisches Phyllite
55. ca. 20,00 m nicht aufgeschlossen
54. 1,00 m nicht aufgeschlossen
53. 0,35 m graugrüne quarzitisches Phyllite
52. 0,60 m nicht aufgeschlossen
51. 0,27 m grüne Phyllite
50. 0,20 m brauner, körniger Dolomit, porös ausgelaugt
49. 0,25 m grünlichweißer Quarzit
48. 0,70 m nicht aufgeschlossen
47. 1,90 m grünlichgraue weiche Phyllite
46. 3,05 m grüne, stark verfaltete Phyllite mit Quarzlinsen
45. 1,10 m nicht aufgeschlossen
44. 0,45 m weißer und grünlicher, etwas limonitischer Quarzit
43. 0,15 m gelbbrauner sandig-phyllitischer Dolomit
42. 0,55 m grüne dolomitische Phyllite mit Quarzlinsen
41. 0,65 m graugrüne verfaltete dolomitische Phyllite
40. 2,00 m stark verfaltete hellgraue, serizitisch glänzende, zum Teil etwas dolomitische Phyllite
39. 0,65 m stark verfaltete grünlichgraue Phyllite
38. 0,35 m graue Phyllite und bräunliche Dolomitschiefer
37. 0,70 m graue Phyllite, gegen oben sandig werdend
36. 0,15 m graue quarzitisches Phyllite
35. 0,15 m heller graugrünlicher Serizitquarzit
34. 0,70 m gelbliche Dolomitschiefer und grüne Phyllite
33. 0,50 m unten weißer, oben grünlicher, etwas limonitischer Serizitquarzit
32. 0,40 m verfaltete grüne Phyllite
31. 0,15 m weißer, etwas limonitischer Serizitquarzit
30. 0,07 m rostig verwitterte phyllitische Dolomitschiefer
29. 0,25 m grauweiße siltige Serizitphyllite
28. 0,50 m stark verwitterte, weiche graue Serizitphyllite und Dolomitschiefer
27. 0,45 m bräunlichweiße und graue serizitisch-phyllitische Dolomitschiefer
26. 1,15 m dünne, braun anwitternde Dolomitschiefer und graue feingefaltete Phyllite
25. 0,60 m grauer, feinglimmeriger Serizit-Biotitphyllit
24. 0,35 m grünlicher, weicher Phyllit
23. 0,15 m weißer Serizitquarzit
22. 0,30 m Wechsellagerung von schiefrigen Quarziten, Dolomitschiefern und grünen Phylliten
21. 0,50 m grünlichweißer Serizitquarzit
20. 1,60 m weiche grüne, braun angewitterte Phyllite und Dolomitschiefer
19. 0,50 m dunkelbraune, ausgelaugte phyllitische Dolomitschiefer
18. 0,25 m grünlichgrauer Serizit-Chloritschiefer
17. 1,10 m hellgrauer Serizitquarzit, dünnbankig
16. 0,18 m grünlichgrauer Chlorit-Serizitphyllit
15. 0,25 m grünlichgrauer siltiger Chlorit-Serizitphyllit
14. 0,15 m grünlichgrauer quarzitischer Serizitphyllit
13. 0,20 m grünlichgrauer phyllitischer Quarzit
12. 0,35 m vorwiegend braun verwitterte Dolomitschiefer mit einzelnen dünnen Einschaltungen von grünen Phylliten und grünlichen Quarziten (oben)

11. 0,35 m grüne Phyllitschiefer
10. 2,80 m schlecht aufgeschlossene Wechsellagerung von grünen Phylliten und braunen Dolomiten, stark verwittert
9. 0,40 m hellgrünlicher gebankter Serizit-Chloritquarzit
8. 0,35 m dunkelgrüne, serizitisch glänzende Phyllitschiefer
7. 1,60 m grünliche und graue Serizitphyllite
6. 0,80 m unten grünlicher, oben gelblichweißer bankiger Serizitquarzit
5. 0,35 m feine Wechsellagerung von stark verwitterten grünen Phylliten und braunen Dolomitschiefern mit Serizit und Biotit
4. 0,10 m grüner Biotit-Chloritphyllit, clivagiert
3. 0,75 m gebankter hell grünlichgrauer und bräunlichweißer limonitischer Serizitquarzit
2. 1,20 m nicht aufgeschlossen
1. 30,00 m ziemlich kompakte, gelblichweiße Rohwacke, beim Anschlagen mehlig zerfallend und zum Teil leicht bituminös riechend

## Profil Nr. 2

### Profil durch die verschuppten Quartenschiefer und den unteren Lias längs der Wildbachrunse Verzaira – Orsera

In der vom Grat Verzaira (einer Felsrippe, die vom Lago Retico über Porteglia nach Pianchera/Campo Blenio hinunterzieht) kommenden Wildbachrunse ist die Verschuppung zwischen Quartenschiefern und Unterlias im N-Schenkel der Campoantiklinale sowie der Übergang Unterlias-Quartenschiefer der Scopizone aufgeschlossen. Gegen oben wird dieses Profil ergänzt durch dasjenige längs des Riale Retico (ca. 1 km weiter westlich). Koord. des Anfangspunktes 713 310/158 540 – H. 2040. Beschreibung von oben nach unten.

### Untere Stgirserie

204. 0,80 m hellgraue serizitische Kalkphyllite
203. 3,15 m graue, braun anwitternde Sandkalke
202. 2,50 m dunkelgraue, leicht kalkige Phyllite
201. 4,00 m dunkelgrauer, z. T. ankeritischer Kalkphyllit
200. 0,65 m dunkelgrauer Kalksandstein
199. 6,00 m dunkelgrauer ankeritischer Kalkphyllit
198. 1,20 m dunkelgraue kalkige Quarzite und Sandkalke
197. 1,50 m dunkelgraue, braun anwitternde kalkige Phyllite
196. 1,10 m graue kalkige Quarzite
195. 3,50 m dunkelgraue feinkörnige bis dichte sandige Kalke mit häufigen, unregelmäßig geformten Quarzlinsen
194. 12,00 m dunkelgraue Kalkphyllite
193. 0,80 m Quarzband
192. 13,50 m dunkelgraue Kalkphyllite
191. 9,00 m vorwiegend kalkig-tonige Phyllite
190. 14,00 m verfälschte graue Kalkphyllite mit feinen Rostflecken
189. 4,00 m dunkelgraue Kalkphyllite
188. 6,40 m dunkelgraue,  $\pm$  schiefrige Kalkphyllite
187. 4,00 m wechsellagernd kalkfreie schwarze Tonschiefer und graue Kalke
186. 0,15 m braun anwitternder grauer Kalk

### Basale Stgirserie

185. 2,45 m feine Wechsellagerung von schwarzem kalkfreiem Tonschiefer und braun anwitternden Kalkphylliten
184. 3,50 m dunkelgraue Quarzite, gut gebankt in Wechsellagerung mit dunkelgrauen quarzitischen Phylliten; einzelne Bänke von grauem sandigem Kalk
183. 2,00 m dunkelgraue bis schwarze, ebenflächige bis fein verfaltete kalkfreie Tonschiefer
182. 0,20 m graue Tonschiefer
181. 0,35 m helle grauweiße bis grünlichgraue Serizitphyllite

### Quartenschiefer

– Kote 1955 –

180. 0,20–0,30 m stark verrosteter poröser «Schlackenhorizont»; Liegendes und Hangendes nur ganz leicht verfaltet
179. 1,60 m gelber Dolomit mit dünnen grünen Phyllitbändern und hellgrauen leicht kalkigen phyllitischen Einlagerungen
178. 0,80 m weiße plattige Quarzite
177. 0,35 m grünliche phyllitische Quarzite
176. 0,05 m gelblichweißer kalkiger Dolomit
175. 0,30 m grüner Phyllit
174. 1,90 m grüne phyllitische und weiße Quarzite

- 173. 2,70 m grüner Quarzit
- 172. 0,80 m grüner Phyllit
- 171. 0,90 m weißer Quarzit
- 170. 3,50 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite
- 169. 0,55 m weiße und grünliche Quarzite, dünnbankig
- 168. 16,80 m grüne Phyllite mit seltenen Einschaltungen von gelbem Dolomit
- 167. 1,40 m weißer Quarzit
- 166. 2,75 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite
- 165. 0,60 m weißer Quarzit
- 164. 0,25 m grüner Quarzit
- 163. 0,30 m weißer Quarzit
- 162. 2,00 m grüner Phyllit und gelber Dolomit
- 161. 0,30 m weißer Quarzit
- 160. 1,80 m grüne und weiße Quarzite
- 159. 15,50 m verfaltete grüne Phyllite und gelbe Dolomite
- 158. 0,35 m graugrüne Phyllite
- 157. 0,20 m weiße Quarzite
- 156. 0,85 m grüne, etwas phyllitische Quarzite
- 155. 0,70 m grüner phyllitischer Quarzit mit Quarzlinsen
- 154. 1,70 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite, etwas verfaltete
- 153. 0,25 m gelber, schiefriger Quarzit
- 152. 0,40 m weißer Quarzit
- 151. 1,25 m grüne Phyllite und gelbe, braun anwitternde Dolomite

- Kote 1910 -

- 150. 0,40 m grünliche und weiße Quarzite
- 149. 1,75 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite
- 148. 1,70 m weißer, feinkörniger Quarzit
- 147. 0,60 m grüner Quarzit
- 146. 0,10 m gelblicher Quarzit
- 145. 0,75 m grüner Quarzit
- 144. 0,10 m weißer, braun gesprenkelter Quarzit
- 143. 0,70 m grüner Phyllit
- 142. 0,05 m grüner Quarzit
- 141. 0,45 m weißer, braun gesprenkelter Quarzit
- 140. 0,10 m grüner Quarzit
- 139. 2,05 m grüner Phyllit
- 138. 3,50 m weißer, sehr feinkörniger, kompakter Dolomit
- 137. 0,20 m grüner Phyllit
- 136. 0,05 m grauer Quarzit
- 135. 3,00 m grüngrauer Phyllit
- 134. 0,10 m grüner Quarzit
- 133. 0,50 m gelbweißer Quarzit
- 132. 1,50 m grüner Quarzit
- 131. 0,50 m grüner Phyllit und gelber Dolomit
- 130. 0,20 m grüner Quarzit
- 129. 13,00 m grüner Phyllit mit einzelnen gelben Dolomitlagen
- 128. 0,50 m grüner Quarzit
- 127. 1,40 m grünlichweißer Quarzit
- 126. 1,60 m grüner, etwas phyllitischer Quarzit
- 125. 0,75 m weißer Quarzit
- 124. 0,30 m grüner Phyllit
- 123. 0,15 m weißer Quarzit
- 122. 0,25 m grünlichgrauer Phyllit und gelblichweißer Dolomit
- 121. 1,00 m weißer Quarzit
- 120. 0,25 m grüner Phyllit
- 119. 0,30 m grünlichweißer phyllitischer Quarzit
- 118. 0,40 m grüner Quarzit, gegen oben phyllitisch werdend
- 117. 0,35 m weißer, bräunlich anwitternder Quarzit
- 116. 0,25 m grüner Quarzit
- 115. 0,80 m grüner Phyllit
- 114. 0,45 m weißer, braun gesprenkelter Quarzit
- 113. 0,05 m grüne Phyllite
- 112. 0,80 m gelbliche und grüne, etwas phyllitische Quarzite
- 111. 0,50 m grüne Quarzite
- 110. 0,80 m gelbe Quarzite
- 109. 0,40 m grüne Quarzite
- 108. 0,45 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite



107. 0,50 m gelblichweißer Quarzit
106. 0,60 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite
105. 3,00 m weißer Quarzit
104. 0,35 m gelber und weißer Quarzit
103. 1,00 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite
102. 0,30 m gelbe und graue Quarzite
101. 0,15 m grüne Phyllite
100. 0,10 m gelber Quarzit
99. 0,05 m grüner Quarzit
98. 1,00 m weißer Quarzit
97. 0,05 m grüner Phyllit und gelber Dolomit
96. 0,10 m gelblichweißer Quarzit
95. 0,50 m grüne Phyllite mit Quarzlinsen
94. 3,00 m nicht aufgeschlossen
93. 0,20 m grüner Quarzit
92. 0,15 m bräunlichgelber Quarzit
91. 0,60 m nicht aufgeschlossen
90. 0,30 m grüner Quarzit
89. 0,15 m grünlichweißer Quarzit
88. 0,25 m grüner Phyllit
87. 0,50 m grüner Quarzit
86. 0,30 m weißer Quarzit
85. 0,85 m grünlichgraue Phyllite mit linsenförmigen Einschaltungen von Quarzit
84. 0,70 m gelblichweiße Quarzite
83. 1,40 m helle grüne Quarzite
82. 3,00 m grüne Phyllite und gelbe Dolomite
81. 0,75 m weiße, braun gesprenkelte Quarzite
80. 0,90 m grüne Phyllite
79. 1,00 m gelblichweißer Quarzit
78. 2,00 m stark verfallene Wechsellagerung von grünen Phylliten und gelben Dolomiten
77. 0,25 m weißer Quarzit
76. 0,45 m grüner, dünnbankiger Quarzit
75. 1,10 m weißer, braun gesprenkelter Quarzit
74. 0,40 m grüne Phyllite
73. 1,30 m weißer, braun gesprenkelter Quarzit
72. 0,35 m grüner, etwas phyllitischer Quarzit
71. 0,15 m weißer Quarzit
70. 0,10 m grüner Quarzit
69. 0,50 m grüner Phyllit mit einzelnen Dolomitlagen
68. 0,90 m weißer Quarzit
67. 1,90 m grüner Phyllit
66. 0,50 m gelber Quarzit
65. 0,85 m grüner Phyllit mit einzelnen Dolomitlagen
64. 0,20 m braungelber Serizitquarzit
63. 0,80 m grüner, etwas phyllitischer Serizitquarzit
62. 1,10 m weißer, bräunlich anwitternder Serizitquarzit
61. 1,30 m helle grünlichgraue, dünnbankige Serizitquarzite
60. 1,70 m grüne Phyllite
59. 1,25 m wechselnd grüne Phyllite und gelbe Dolomite
58. 1,20 m grüne Chlorit-Serizitphyllite
57. 3,00 m vorwiegend grüne Phyllite mit gelben dolomitischen Einlagerungen
56. 0,05 m gelber feinkörniger Dolomit, stark kalkig
55. 0,50 m weißer, stark sandiger Dolomit
54. 0,20 m grünlichweißer Quarzit
53. 5,00 m Wechsellagerung von grünem Phyllit und gelbem Dolomit
52. 0,60 m hellbeiger sandiger Serizitdolomit
51. 3,00 m Wechsellagerung von grünem Phyllit und gelbem Dolomit
50. 1,45 m weißer, kompakter, feinkörniger, leicht kalkiger Dolomit
49. 0,25 m Wechsellagerung von grüngrauen Phylliten und gelben Dolomiten
48. 0,85 m weißer, braun gefleckter Serizitquarzit
47. 0,30 m Wechsellagerung von grünen Phylliten und gelben Dolomiten
46. 0,35 m weißer, feinkörniger Serizitdolomit
45. 0,25 m weißer, braun gefleckter kalkiger Quarzit
44. 0,95 m grüner Chloritphyllit mit Einlagerung von gelbem Dolomit

– Kote 1840 –

43. 107 m nicht aufgeschlossen

## Untere Stgirserie

- 42. 1,40 m stark verfaltete, leicht phyllitisch-sandige graue Kalke
- 41. 7,20 m dunkelgraue, leicht kalkige, stark verfaltete Phyllite und sandige Kalke

## Quartenschiefer

- 40. 4,50 m Wechsellagerung von grünen Phylliten und gelben Dolomiten
- 39. 4,00 m grüne Serizit-Chloritphyllite, stark verfaltet
- 38. 4,80 m Wechsellagerung von grünen Phylliten und gelben Dolomiten, stark verfaltet
- 37. 5,00 m nicht aufgeschlossen

## Untere und basale Stgirserie

- 36. 0,60 m phyllitische graue Kalke mit einzelnen Lumachellenbänken
- 35. 2,00 m nicht aufgeschlossen
- 34. 1,20 m große Quarzlinse
- 33. 11,60 m wechselnd tonige, graue ankeritische Kalke mit einzelnen Lumachellenbänken
- 32. 0,10 m kalkige Phyllite
- 31. 0,15 m grauer phyllitischer Kalk mit verwitterten Pyriten
- 30. 0,15 m kalkige Phyllite, stärker verschiefert
- 29. 1,30 m grauer toniger Kalkphyllit mit kleinen verrosteten Pyriten
- 28. 1,00 m graue tonige und kieslige Kalke mit Muschelschalentrümmern und Crinoiden-Stielgliedern
- 27. 0,50 m feinschiefrige schwarze Phyllite mit Quarzlinzen
- 26. 0,70 m grauer, grobbankiger Kalksandstein mit vereinzelt Trümmern von schwarzem Phyllit
- 25. 0,20 m dunkelgraue bis schwarze Serizitphyllite
- 24. 0,50 m graublauer körniger Sandkalk
- 23. 0,65 m grauer, leicht kalkiger Quarzit mit dünnen Lagen von schwarzem, kalkigem Phyllit
- 22. 1,80 m nicht aufgeschlossen

## Quartenschiefer

- 21. 0,70 m gelbe, braun anwitternde Dolomitschiefer
- 20. 0,60 m grüne Chlorit-Serizitphyllite
- 19. 2,45 m wie 18. mit Einschaltungen von gelben Dolomiten
- 18. 1,20 m Wechsellagerung von grünen und rotvioletten Chlorit-Serizitphylliten
- 17. 3,50 m Wechsellagerung von grünen Chlorit-Serizit-Phylliten und gelben Dolomiten
- 16. 1,60 m grüne feinverfältete Chlorit-Serizitphyllite
- 15. 13,00 m verfaltete Wechsellagerung von grünen Phylliten und gelben Dolomiten
- 14. 2,20 m grüner Chlorit-Serizitphyllit
- 13. 1,15 m gelblichweißer verfalteter, fast dichter kalkiger Dolomit

## Untere und basale Stgirserie

- 12. 0,25 m dunkelgrauer bis schwarzer Serizitphyllit
- 11. 1,60 m graublauer kalkiger Quarzit mit dünnen Lagen von graublauem Sandkalk
- 10. 0,25 m schwarzer Serizitphyllit
- 9. 0,20 m graublauer, marmorisierter sandiger Kalk
- 8. 0,20 m Wechsellagerung von braun anwitterndem grauem Kalksandstein und schwarzem kalkigem Phyllit
- 7. 0,20 m braun anwitternder, grauer sandiger Kalk
- 6. 0,10 m dunkler graublauer sandiger Kalk
- 5. 1,05 m weißer und grauer Quarzit mit dünnen Einlagerungen von dunklen graublauen Phylliten
- 4. 0,80 m grüne Chlorit-Serizitphyllite
- 3. 0,85 m braunbeige phyllitische Dolomite, gegen oben übergehend in 4.
- 2. 2,00 m gebänderte Wechsellagerung von grünen dolomitischen Phylliten und weißen, leicht kalkigen Dolomiten
- 1. 1,10 m braunbeige anwitternde kalkig-dolomitische Phyllite

Der Übergang von der karbonatischen Trias zu den Quartenschiefern ist nicht aufgeschlossen. Unteres Ende des Profils auf Kote 1700, Koord. 713 220/158 130.

Die Rekonstruktion und die Gliederung der ursprünglichen lithologischen Abfolge begegnet vor allem aus zwei Gründen etwelchen Schwierigkeiten: Einmal müssen schon primär die Sedimentationsbedingungen, allerdings nicht in großem Ausmaß, sich so geändert haben, daß sich mehrfache Repetitionen einstellen. Zum andern findet man keine charakteristischen, seitlich auf größere Distanz verfolgbaren Horizonte. Diese Inkonstanz der einzelnen Horizonte stellte auch BRUNNSCHWEILER (1948) für die Quartenschiefer des Glarner

Helvetikums fest. Die Ablagerung erfolgte meistens in Form von grünen und hellgrauen Tonschiefern, zeitweise rhythmisch unterbrochen von dolomitischer Sedimentation. Diese dolomitischen Einschaltungen nehmen gegen oben stark ab. Sandige Einlagerungen, als weiße, gelbliche und grüne Quarzite vorliegend, sind anfänglich relativ selten, gewinnen aber gegen oben mehr und mehr an Bedeutung. Während normalerweise (vor allem in der Scopizone) der Kontakt mit dem basalen Lias dadurch charakterisiert ist, daß die grünen Phyllite ohne scharfe Grenze durch rasche Zunahme des Graphitoidgehaltes und des Kalkanteils zu dunkelgrauen Kalkphylliten übergehen, bildet in der Bachrunse nördlich Orsera (siehe Profil) bei durchwegs konkordanter Lagerung ein limonitinkrustierter, 20–30 cm mächtiger Horizont die Grenze. Möglicherweise handelt es sich hier um eine kurzfristige lokale Emersion. Eine ähnliche Erscheinung wurde sonst im ganzen Untersuchungsgebiete nirgends gefunden.

Ohne die einzelnen Unterteilungen scharf voneinander unterscheiden zu können, scheint es doch möglich, die Quartenschiefer einigermaßen in drei Gruppen zu gliedern:

#### (Lias)

phyllitisch-quarzitische Quartenschiefer:	grüne Phyllite, grüne und weiße Quarzite
phyllitisch-dolomitisch-quarzitische Quartenschiefer:	grüne Phyllite und gelbe Dolomitschiefer; grüne, weiße und gelbe Quarzite
phyllitisch-dolomitische Quartenschiefer:	grüne Phyllite und gelbe Dolomitschiefer, selten grünliche und weiße Quarzite

#### (karbonatische Trias)

Die Gesamtmächtigkeit beträgt durchschnittlich 90–100 m. Die ganze Serie ist vollständig steril. Die Angaben über den Fund eines fraglichen Belemniten aus den «Frodaleragneisen» von E. NICKEL (1960) müssen mit großer Skepsis aufgenommen werden. Er fand in einem Biotitgranatgneis (metamorphe Quartenschiefer) bei Alpe Frodalera einen in der Richtung der Faltenaxen (b-Lineation) eingeregelt Stengel aus reinem grobkristallinem Quarz in Form einer 5 cm langen, etwas gequetschten konischen Säule mit einem maximalen Durchmesser von 1,2 cm. Abgesehen von der Tatsache, daß meines Wissens noch nirgends verquarzte Belemniten erwähnt sind, scheint es doch unwahrscheinlich, daß das Karbonat eines Fossils ausgerechnet in einem quarzarmen Milieu durch Quarz ersetzt wird. Den über diesen Quartenschiefern liegenden dunklen Quarziten und schwarzen Granatknotschiefern kann durch Vergleich mit fossilführenden Serien mit großer Sicherheit unterliasisches Alter zugewiesen werden. Da die Quartenschiefer dazu über den allgemein als mitteltriadisch bezeichneten Dolomiten und Rauhwacken liegen, vertreten sie offensichtlich die obere Trias. Aus der ganzen Trias sind aber nur kleine Belemniten bekannt; erst im Mittellias erscheinen Belemniten von der beschriebenen Größe. Auf Grund eines einzigen, äußerst problematischen fossilähnlichen Quarzstengels können aber die Quartenschiefer von Frodalera keineswegs zu Mittellias erklärt werden (diese Konsequenz hat NICKEL allerdings nicht gezogen). Wir haben es hier sehr wahrscheinlich mit einer tektonisch abgerollten Leiste von sekretionärem Quarz zu tun. Ich hatte bei der Aufnahme der Stollen (vor allem im gotthardmassivischen Lias und den Lugnezerschiefern) Gelegenheit, im frischen Gestein die vielfältigen und häufig irreführend fossilähnlichen Formen der tektonisch überprägten Quarzsekretionen zu beobachten.

Die Quartenschiefer liegen sowohl in der Scopizone wie auch in der Dötramlulde in ihrer vollen Entwicklung vor. Weiter im Osten bilden sie, zum Teil stark ausgedünnt, die Trennung der einzelnen Schuppen.

#### b) Jura

Die in den beiden tektonischen Einheiten Scopizone und Dötramlulde vorliegenden Sedimente wurden bisher meist als mehr oder weniger autochthone Bedeckung des südöstlichen Gotthardmassivs angesehen. Ihr jurassisches Alter wurde kaum je ernsthaft bestritten. B. STUDER (1851) wußte von den darin gemachten Fossilfunden und faßte die als jurassisch angesehene Serie unter der Bezeichnung «graue Schiefer» (allerdings gemeinsam mit den penninischen Bündnerschiefern) zusammen.



Die trennenden Triaszüge wurden sehr oft als normalstratigraphische Einlagerungen angesehen, z. B. sowohl durch v. FRITSCH (1873) als auch von ALB. HEIM (1891). HEIM's Gliederung der Bündnerschiefer, die er, entsprechend den damaligen tektonischen Vorstellungen von einer «Mulde» zwischen Gotthardmassiv und Adulamassiv für eine einfache kontinuierliche Schichtreihe hielt, sei hier gekürzt wiedergegeben (von Norden nach Süden, seiner Meinung nach stratigraphisch von unten nach oben, l. c.):

«I. Kristallinische Schiefer des Gotthardmassivs

II. Röthidolomit (meist Zellendolomit) begleitet von Quartenschiefern

III. Große Mulde der Bündnerschiefer:

1. glatte, schwarze, kalkfreie Bündnerschiefer (Scopi, Marumo etc.)
2. graphitschwarz glänzende Knotenschiefer (Porta del Corvo etc.) mit häufigen Belemniten und eingelagerten Echinodermenbreccien
3. braun anwitternde kalkige und sandige Bündnerschiefer, im Norden mit hellem Sandsteinquarzit beginnend
4. Dolomit der Val Campo
5. Zone vielfach braun anwitternder, vorherrschend dunkelgrauer Bündnerschiefer (Via Mala-Schiefer, Lugnezerschiefer)
6. Unterzone des Piz Terri
7. Marmorzone der Bündnerschiefer (unteres Val Scaradra)
8. Glimmerbündnerschiefer, darunter (= südlich davon) Trias des Adulamassivs»

HEIM sieht durchwegs konkordante Lagerung und stellt eine Zunahme der Metamorphose in südwestlicher Richtung fest.

Bemerkenswert ist vor allem die Gliederung der «Bündnerschiefer» nördlich der Val Campo (III. 1–3), die in dieser Form weder von W. v. HOLST-PELLEKAAN (1913) noch von R. U. WINTERHALTER (1930) und H. M. HUBER (1943) wieder aufgegriffen wurde. W. NABHOLZ (1948) hingegen unterteilte sein in der gleichen tektonischen Zone liegendes Profil am Glenner auch in der altersmäßigen Abfolge wie HEIM; seine lithologische Gliederung konnte, allerdings umgekehrt, von uns übernommen werden. Tatsächlich läßt sich nun der mächtige jurassische Schichtstoß der Scopizone und der Mulde von Dötra lithologisch recht gut in drei Gruppen einteilen: Eine untere, wechselvolle Serie mit Kalken, Sandkalken, Kalktonschiefern, Tonschiefern und Quarziten geht über in eine mittlere, Kalk- und Kalktonschiefer führende Serie. Den Abschluß bildet eine monotone Folge von schwarzen Tonschiefern und Tonschieferquarziten. Da die Benennung der einzelnen Serien auf Grund ihrer Lithologie doch etwas zu umständlich ausgefallen wäre, bezeichneten wir sie mit Lokalnamen wie folgt (BAUMER, FREY, JUNG, UHR, 1961), (stratigraphisch von oben nach unten):

3. Coroiserie
2. Infernoserie
1. Stgirserie
- (obere Trias)

Einige Fossilfunde und der lithologische Vergleich mit dem Lias der Nufenenzone und vor allem mit dem von R. TRÜMPY (1949) bearbeiteten südhelvetischen Glarner Lias, dessen stratigraphische Gliederung durch Fossilien gut belegt ist, erlaubten uns eine stratigraphische Einordnung der Sedimente am Südrande des Gotthardmassivs.

#### Profil längs dem Riale Retico

Längs dem Abfluß des Lago Retico ist die Scopizone ohne Unterbruch und ohne nennenswerte tektonische Komplikationen aufgeschlossen. Das durch diese Zone von oben nach unten beschriebene Profil beginnt am Ausfluß des Lago Retico Koord. 711450/159410 H. 2372 und endet bei Koord. 712290/158190 H. 1620.

#### Coroiserie

111. 450–500 m schwarze kalkfreie, rostig anwitternde, ebenflächige Tonschiefer; ohne Veränderung bis zum tektonischen Kontakt am Lago Retico

## Infernoserie

- 110. 95,00 m dunkelgrauer, leicht oliv anwitternder Zoisit-Albitknotenschiefer mit feinen Rostflecken, nur sehr wenig Belemniten; bei ca. 70 m dünne Spatkalklage
- 109. 2,00 m weiße Quarzkalkzitlage
- 108. 15,00 m schwarze bis dunkelgraue tonige Kalkschiefer und Zoisit-Albitknotenschiefer
- 107. 12,00 m dunkelgraue kalkige Zoisit-Albitknotenschiefer mit eingelagerten Bänken von sandigen Crinoidenkalken
- 106. 50,00 m dunkelgraue bis schwarze kalkige Knotenschiefer mit schwarzen, fast dichten Kalklinsen, zum Teil brecciös; mit Pyritlinsen
- 105. 9,00 m schwarze kalkfreie Tonschiefer ohne Knoten
- 104. 10,00 m dunkelgraue, nur noch leicht kalkige Schiefer mit geringem Zoisitgehalt, mit Belemniten
- 103. 120,00 m «mausgraue» (hellgraublaue) kalkärmere Knotenschiefer mit schwankendem Kalkgehalt; Belemniten
- 102. 95,00 m dunkelgraublaue kalkige Zoisit-Albitknotenschiefer mit vereinzelt kalkigen Bänken, gegen oben ausschließlich Knotenschiefer, etwas dickere Belemniten
- 101. 22,00 m dunkelgraublaue Kalke wechsellagernd mit gleichfarbigen kalkigen Knotenschiefern, mit dünnen Belemniten
- 100. 20,00 m grau blaue kalkige Zoisit-Albitknotenschiefer mit eingelagerten Kalkbänken, kleine Belemniten

## Obere Stgirserie

- 99. 14,50 m grau blaue, gebänderte Sandkalke
- 98. 2,10 m dunkelgrauer, leicht sandiger Gryphäenalk, verschiefert, die Gryphäen sehr schlecht erhalten
- 97. 0,40 m gelbliche Quarzkalkzitlinse
- 96. 1,00 m graue, beige anwitternde Kalkschiefer und dünne Kalkbänken
- 95. 1,80 m gelblich anwitternde kalkige Quarzite
- 94. 4,45 m grünliche Quarzite, wechselnd kalkig, zum Teil verschiefert
- 93. 2,60 m dunkelgraue, hellgrau gefleckte kalkig-quarzitische Phyllite mit dünnen Kalkbänken
- 92. 0,10 m bräunlich anwitternder grau blauer Sandkalk
- 91. 1,10 m dunkelgraue, sandig-kalkige Phyllite
- 90. 8,00 m gelbliche, braun anwitternde Sandkalke mit eingelagerten dunkelgrünlichgrauen phyllitischen Quarziten, etwas verfaltet
- 89. 6,00 m grünlich anwitternde blaugraue, etwas verschieferte sandige Kalke und Quarzite mit ausgezogenen Muschel-schalentrümmern
- 88. 4,80 m Wechsellagerung von verschieferten bräunlichen, kalkigen Quarziten und dunkelgrauen quarzitischen Phylliten
- 87. 0,90 m Wechsellagerung von bräunlichen kalkigen Quarziten mit grauen quarzitischen Phylliten
- 86. 3,00 m dunkle grau grüne sandige, zum Teil kalkige Phyllite
- 85. 0,90 m heller grünlichgrauer boudinierter sandiger Kalk
- 84. 1,65 m dunkle grünlichgraue quarzitische Phyllite mit einzelnen bräunlich anwitternden Kalkbänken

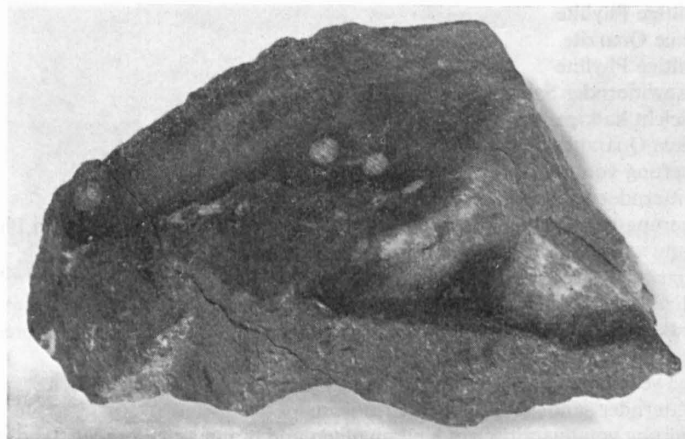
– Kote 1920 –

- 83. 0,70 m bräunlichgrauer kalkfreier Quarzit
- 82. 4,00 m dunkle grünlichgraue quarzitische Phyllite
- 81. 1,10 m schwarze siltige Phyllite
- 80. 0,90 m grünlichgraue Quarzite
- 79. 3,00 m schwarze siltige Phyllite
- 78. 0,50 m bräunlich anwitternder Sandkalk
- 77. 2,50 m schwarze, leicht kalkige Phyllite
- 76. 2,00 m grünlichgraue Quarzite
- 75. 9,00 m Wechsellagerung von grauen Quarziten, Kalkschiefern und Phylliten
- 74. 0,80 m braun anwitternder Sandkalk
- 73. 15,00 m Wechsellagerung von braun anwitternden Sandkalken und schwarzen siltigen Phylliten
- 72. 23,00 m bräunlich anwitternde Sandkalke und graue Kalkschiefer
- 71. 5,00 m dunkelgraugrünliche quarzitische Phyllite
- 70. 4,00 m graue sandige Kalkschiefer und Sandkalke
- 69. 2,50 m grauer Sandkalk mit dünnen phyllitischen Einlagerungen, einzelne Crinoidenbreccien
- 68. 3,00 m quarzitische Phyllite mit Sandkalklagen
- 67. 0,70 m dunkelgraue verfaltete quarzitische Phyllite mit kleinen hellen Quarzitlinsen
- 66. 2,00 m braun anwitternder sandiger Kalk mit Crinoiden
- 65. 4,40 m Wechsellagerung von quarzitischen Kalkphylliten und braun anwitternden Sandkalkbänken und -linsen mit schlecht erhaltenen Gryphäen
- 64. 0,85 m dunkelgraue quarzitisch-kalkige Phyllite
- 63. 4,20 m graue und grünliche, kalkige und phyllitische Quarzite, zum Teil mit Crinoiden, Kalklinsen
- 62. 6,00 m meist dunkelgraue ± quarzitische Phyllite mit verfalteten und boudinierten Lagen und Linsen von bräunlich anwitternden, crinoidenführenden sandigen Kalken, leicht verfaltet
- 61. 3,20 m dunkle grünlichgraue sandig-kalkige Phyllite
- 60. 6,00 m bräunliche kalkige Sandsteine mit Chloritoid, wechsellagernd mit grau grünen quarzitischen Phylliten
- 59. 9,00 m dunkle grünlichgraue sandig-kalkige Phyllite mit einzelnen Lagen und Linsen von braun anwitternden, crinoidenführenden Kalken

- 58. 0,25 m bräunlich anwitternder dunkelgrauer Kalk mit undeutlichen Gryphäenquerschnitten
- 57. 3,15 m kalkig-phyllitische Quarzite mit viel Quarzkalzitlinsen
- 56. 2,00 m braun anwitternde sandige Kalke
- 55. 0,50 m gebänderte quarzitisches Phyllite
- 54. 2,75 m meist grünliche sandige Kalke mit Crinoiden
- 53. 0,80 m dunkelgraue sandige Phyllite mit viel Quarzkalzitlinsen
- 52. 0,60 m braun anwitternde dunkelgraue Kalke mit Crinoiden, gegen oben sandig werdend
- 51. 0,50 m dunkelgrau und hell gebänderte phyllitische Quarzite
- 50. 1,30 m braun anwitternde graue sandige Kalke mit einzelnen undeutlichen Crinoidenresten
- 49. 1,50 m dunkle sandig-kalkige Knotenschiefer

#### Untere Stgirserie und basale Stgirserie

- 48. 1,40 m sandige dunkelgraue verfaltete Phyllite mit einzelnen dünnen Lumachellenkalkbändern
- 47. 0,95 m bräunlich anwitternde sandige Kalke mit Muschelschalentrümmern
- 46. 28,00 m graue und graugrünliche phyllitische Quarzite mit dünnen Bänkchen von ankeritischem Kalk, stark verfaltete
- 45. 1,30 m sandige und phyllitische Kalke mit viel Quarzkalzitlinsen
- 44. 3,00 m dunkelgraue, fein verfaltete sandig-kalkige Phyllite
- 43. 0,60 m bräunlich anwitternder dunkelgrauer Kalk mit Phyllitlagen, mit Muschelschalentrümmern und undeutlichen Gryphäen
- 42. 5,00 m dunkelgraue  $\pm$  sandige Phyllite, bräunlich anwitternde Quarzite, verfaltete
- 41. 2,60 m bräunlich anwitternder, feinkörniger dunkelgrauer Kalk mit Sandlagen; einzelne Crinoiden; boudiniert und verfaltete
- 40. 1,60 m grünlichgraue, grobgebankte kalkige Sandsteine
- 39. 4,60 m dunkelgraue phyllitisch-kalkige Sandsteine, stark verfaltete
- 38. 0,95 m dunkelgrauer, graubraun anwitternder phyllitisch-sandiger Kalk mit Linsen von schwarzem feinkörnigem Kalk
- 37. 10,00 m dunkel- und hellgrau gebänderte, zum Teil grünlich anwitternde sandige Phyllite, stark verfaltete
- 36. 1,10 m dunkelgrauer kalkiger Sandstein mit dünnen Bänkchen von crinoidenführendem Kalk
- 35. 0,35 m graublauer, bräunlich anwitternder sandiger Kalk mit Crinoidentrümmern, verfaltete, mit dünnen Sandlagen
- 34. 0,20 m dunkelgrauer kalkiger Sandstein (mit graded bedding: Schicht 33 unten, Schicht 35 oben)
- 33. 0,35 m dunkelgrauer sandiger Phyllit
- 32. 0,25 m dunkelgrauer sandiger crinoidenführender Kalk
- 31. 0,55 m dunkelgrauer gebänderter Kalksandstein
- 30. 0,45 m dunkelgraublauer, leicht sandiger, braun anwitternder crinoidenführender Kalk
- 29. 0,50 m dunkelgrauer sandiger Phyllit
- 28. 2,90 m leicht sandige, dunkelgraue, braun anwitternde Kalke mit einzelnen undeutlichen Muschelschalentrümmern
- 27. 4,10 m dunkelgraue sandig-kalkige Phyllite mit boudinierten Lagen von braun anwitterndem dunkelgrauem Kalk
- 26. 0,30 m feinkörniger schwarzer sandiger Kalk mit einzelnen undeutlichen Muschelschalentrümmern; braun anwitternd, etwas boudiniert
- 25. 32,50 m dunkelgraue sandige Kalke mit feinen Rostflecken und kalkige Phyllite; vorwiegend phyllitische Sandkalke, bei ca. 23 m einzelne Korallen (Figur 5)



Figur 5. Korallen (helle rundliche Flecken) aus der untern Stgirserie; Profil Riale Retico Schicht 25 (Photo Mainardi).

– Kote 1712 –

- 24. 8,00 m dunkelgraue Phyllite
- 23. 0,25 m grünlichbraune Sandkalkbank
- 22. 7,40 m dunkelgraue, z. T. kalkig-sandige Phyllite
- 21. 2,30 m graue sandig-kalkige (Granat-)Knotenschiefer

20. 49,00 m schwarze, z. T. kalkige Phyllite, gegen oben sandiger werdend
19. 3,00 m nicht aufgeschlossen
18. 2,50 m dunkelgraue Phyllite mit schwarzen, z. T. linsigen Kalkbänkchen
17. 8,00 m nicht aufgeschlossen
16. 7,00 m dunkelgraue, z. T. kalkige Phyllite
15. 8,00 m z. T. grünlich anwitternde graublaue Sandkalke mit phyllitischen Lagen
14. 14,00 m dunkelgraue Serizit-Kalkphyllite mit Kalkbänkchen
13. 0,25 m in Linsen aufgelöster Crinoidenkalk
12. 10,00 m dunkelgraue, z. T. kalkige Phyllite
11. 0,15 m bräunlich anwitterndes Bänkelein von, kleine Gryphäen führendem, dunklem feinkörnigem Kalk
10. 16,00 m dunkelgraue Kalkphyllite (Knotenschiefer) mit crinoidenführenden Kalkbänkchen
9. 11,30 m dunkelgraue sandige Phyllite, z. T. kalkig; dunkelgraugrün anwitternd

#### Quartenschiefer

8. 28,00 m grüne Phyllite
7. 2,00 m grauweiße Quarzite

#### Unterlias: Basale Stgirserie

6. 1,20 m schwarze, siltige, clivierte Phyllite
5. 1,80 m dunkelgrünlichgraue, gut gebankte Quarzite
4. 1,50 m schwarze, siltige, fein verfaltete Phyllite
3. 1,00 m dunkelgraue Phyllite, z. T. mit hellen Sandsteinlinsen und kalkfreien grünlichgrauen Quarzitbänkchen

#### Quartenschiefer

2. 5,00 m nicht aufgeschlossen
1. 2,00 m grüne Phyllite mit weißen Flecken

Von unten beginnt das Profil auf Kote 1620 beim Übergang des von Orsera nach Alpe Bovarina führenden Weges über den vom Lago Retico kommenden Bach. Die ersten Aufschlüsse müssen aber ca. 100 m weiter westlich gesucht werden; erst von Schicht Nr. 10 an folgt das Profil dem Bach.

#### 1. Stgirserie\*

Trotz dem häufigen Fehlen der trennenden Horizonte kann diese Serie gegliedert werden in:

- 1.3. obere Stgirserie
- 1.2. untere Stgirserie
- 1.1. basale Stgirserie

##### 1.1. Basale Stgirserie

Die im Profil des Riale Retico in Form von über 11 m mächtigen dunkelgrauen, sandigen, z. T. kalkigen Phylliten anstehende basale Stgirserie unterliegt seitlich sehr starken lithologischen Variationen. Normalerweise besteht sie aus dunkelblaugrauen kalkfreien Quarziten und schwarzen siltigen Tonschiefern. Die nach Südwesten zunehmende Metamorphose wandelte die Tonschiefer in schwarze Granatphyllite um. Charakteristischer ist aber der schon erwähnte graublaue bis blauschwarze Quarzit, der häufig die Untergrenze des Lias bildet. Da aber dieser Quarzit nur meist dort direkt den Quartenschiefern auflagert, wo das strukturelle Bild auf stärkere Differentialbewegungen der einzelnen Horizonte schließen läßt, kann nicht mit Sicherheit von einem Liasbasisquarzit gesprochen werden. Gerade die anscheinend ungestörten Kontakte oberhalb Orsera in der Val Campo zeigen ja den schon im Abschnitt über die Quartenschiefer erwähnten kontinuierlichen Übergang von den Quartenschiefern zu den Phylliten der basalen Stgirserie. Dieser Quarzit des basalen Lias ist vor allem aufgeschlossen östlich der Lukmanierpaßhöhe, dann im Südschenkel der Val Campo-Antiklinale am P. Cadreghe und in der Camprasynklinale von Frodalera über Oer d'Angiasco/Campra nach Camperio,

\* Benannt nach dem Piz Stgir, P. 2711.7, am Ostende der Greinahochebene, Koord. 721 600/165 710, Typuslokalität beschrieben von W. JUNG (1963).



immer in Gesellschaft der Quartenschiefer. Die dezimeter- bis meterdicken Quarzitbänke erreichen zusammen mit den eingelagerten Tonschiefern eine gesamte Mächtigkeit von 10 bis 15 m. Die von J. D. FREY (1960) aus der Val Cavallasca beschriebene schwarze Lumachelle mit dolomitisierten Schalenentrümmern in der Nähe der Obergrenze konnte westlich Val Camadra nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen werden. Zur Kartierung wurde die basale mit der untern Stgirserie zusammengefaßt.

Die blauschwarzen Quarzite können ohne weiteres mit den schon beschriebenen aus der verschürften autochthonen Bedeckung des Gotthardmassivs verglichen werden. Entsprechende Serien können, immer mit den durch die Fossillosigkeit bedingten Unsicherheiten, in der Urseren-Garvera-Mulde gesucht werden, von wo E. NIGGLI (1944) «harte, quarzreiche Schiefer mit Lumachellenbank» beschreibt. Die lithologische Ähnlichkeit mit den Infraliassandsteinen und den Cardinienschichten des Glarner Helvetikums (R. TRÜMPY, 1949) scheint eine Parallelisation mit diesen fossilbelegten Serien zu ermöglichen. Damit könnte man der basalen Stgirserie (Raethian-)Hettangian-Alter zuweisen.

## 1.2. Untere Stgirserie

Was wir heute als untere Stgirserie zusammenfassen, ist im Grunde genommen schon von ALB. HEIM (1891) als ein besonderer lithologischer Komplex (3) unterschieden worden, den er wie folgt beschreibt: «braun anwitternde, kalkige und sandige Bündnerschiefer, im Norden mit hellem Sandsteinquarzit beginnend». W. v. HOLST-PELLEKAAN (1913) teilt die liasischen Schiefer des Scopì überhaupt nur in untere graue Kalkphyllite und obere schwarze Bündnerschiefer ein. R. EICHENBERGER (1924) führt im Nufenengebiet eine 3-Teilung des Lias durch, wovon die untere Stufe (Granat-Biotit-Plagioklasschiefer mit vereinzelt Kalkbänken und dunkle Kalke mit Gryphäen) der basalen und unteren Stgirserie lithologisch entsprechen. Am Scopì faßte H. M. HUBER (1943) die Gesteine dieser beiden Serien zusammen und nennt: «sandige, glimmerreiche Tonschiefer mit Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten», während im Profil am Glenner (W. NABHOLZ, 1948) eine «Serie mit unruhiger Sedimentation in kalkiger, toniger und sandiger Ausbildung, reich an Echinodermen-trümmern (Crinoiden), mit oolithischen Kalken» vorliegt.

Die untere Stgirserie der Scopizone ist im Westen erstmals am Westhang des Scopì, SSO Sta. Maria aufgeschlossen. Stark in sich verfaultet, doch generell nordfallend zieht sie unter Gruarescio durch gegen den Passo di Ganna Negra. Dort ist sie unter Moräne und Gehängeschutt verdeckt und erscheint erst westlich der Alpe Bovarina wieder. Die Verfaultung läßt sie nördlich dieser Alp ein recht breites Areal einnehmen. Als wieder recht schmales Band zieht sie unter Berneggio durch und keilt südlich Magordino im Camadratal auf kurze Distanz tektonisch aus. Gesteine der unteren Stgirserie bilden bei Buttino und Porteglia die westlichen Ausläufer der Forcaschuppenzone (J. D. FREY, 1960). Südlich der Antiklinale der Val di Campo, am P. Cadreghe, ist die untere Stgirserie zuerst intensiv mit den Quartenschiefern verfaultet und verschuppt. Sie läuft dann der Nordflanke der Costa entlang bis südlich A. Bovarina, wo sie unter der großen Sackung von Predasca verschwindet. Bei Campo-Blenio erscheint sie wieder und findet ihre östliche Fortsetzung in der Piancaschuppe. Die komplizierte Verfaultung in der Antiklinale von Pian Segno und der überliegenden Synklinale von Campra bringt es mit sich, daß südlich von Croce Portera und Dötra vom gotthardmassivischen Lias fast nur noch basale und untere Stgirserie aufgeschlossen sind. Südlich Sommascona taucht der Südrand der gotthardmassivischen Schiefer endgültig unter die Sackung von Gualdo Maggiore und die Alluvionen der Valle del Lucomagno.

Die von W. NABHOLZ (1948) als unruhig bezeichnete Sedimentation beherrscht auch hier das lithologische Bild der untern Stgirserie. Wir finden in unregelmäßiger Abfolge Tonschiefer, Kalktonschiefer, bräunlich anwitternde Kalke, dünne gelbbraun anwitternde Dolomitlagen, Sandkalke und Quarzite. Allen gemeinsam ist das dunkle Pigment, das nach L. BOSSARD (1925+1929) aus sehr fein verteiltem Graphitoid besteht. Das frische Gestein in den Stollen erhält dadurch einen eher monotonen Aspekt; demgegenüber ist es auffallend, wie differenziert die Serie an den durch die Verwitterung präparierten Oberflächenaufschlüssen erscheint.

An der Basis der untern Stgirserie herrschen die Tonschiefer etwas vor. Ihnen eingelagert sind dünne Bänke von Linsen von z. T. oolithischen Crinoiden- und Gryphäenkalken. Sandkalke und Lumachellen gewinnen neben den schon erwähnten Kalken mählich an Bedeutung; dabei treten sehr vereinzelt Korallen auf (siehe Figur 5). Gegen oben steigt auch der Sandanteil, so daß auch kalkige Sandsteine und Quarzite auftreten. Den Abschluß sollte nach J. D. FREY (1960) eine schwarze Kalkbank mit Gryphäen-, Schnecken- und



Cardinienquerschnitten bilden, die aber in meinem Untersuchungsgebiet nicht sicher zu identifizieren ist. Zur Kartierung der Grenze untere/obere Stgirserie wurde die Untergrenze der die obere Stgirserie dominierenden, hellen Quarzite gewählt.

Die in den kalkigen Bänken vorkommenden Ooide hat W. JUNG (1963) etwas näher untersucht. Er unterscheidet zwischen pyritischen, stark gestreckten Ooiden, die makroskopisch selten zu erkennen sind, und dolomitisierten, kaum deformierten Ooiden, recht gut sichtbar auf angewitterten Oberflächen.

Der lithologische Charakter der untern Stgirserie erlaubt einen Vergleich mit der Prodkammserie im Glarner Lias (R. TRÜMPY, 1949). Sowohl hier wie dort finden wir die regellose, stark wechselnde Sedimentation, die Oolite, Lumachellenbänke und die Korallen, die allerdings hier recht selten sind. Neben meinen im Riale Retico gefundenen Korallen (Figur 5) beschreibt W. JUNG (1963) ein Vorkommen von Alp Ramosa. W. NABHOLZ (1948) wies auf den flyschartigen Charakter dieser Serie hin; R. TRÜMPY (1949) deutet für seine Prodkammserie ebenfalls Flyschähnlichkeit an. Grobdetritische Sedimente fehlen jedoch in der untern Stgirserie, und an einer einzigen Stelle (im Riale Retico) konnte ein fragliches «graded bedding» gefunden werden.

An der Costa und in der Synklinale von Dötra beträgt die Mächtigkeit der untern Stgirserie 90–120 m, am Scopì über 100 m und im Riale Retico ungefähr 200 m.

Die meist schlecht erhaltenen Fossilien lassen keine Altersbestimmung zu. Diese wird wiederum erreicht durch lithologische Parallelisierung mit dem Glarner Lias. Die der untern Stgirserie entsprechende Prodkammserie vertritt unteres und mittleres Sinemurian.

Fossilien: Korallen, Gryphäen, Crinoidenbruchstücke, Schalenrümmer.

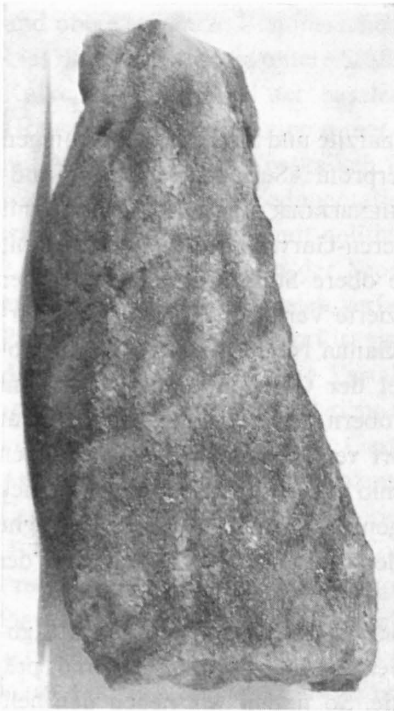
### 1.3. Obere Stgirserie

Diese Serie hat H. M. HUBER (1943) am Scopì unter der Bezeichnung «Quarzite und Sandsteine mit tonigen Zwischenlagen» ausgeschieden. W. NABHOLZ (1948) nennt sie im Glennerprofil «Serie der groben Sandkalke und Quarzite, oft spätig». Im Nufenengebiet bildet sie nach R. EICHENBERGER eine mittlere Stufe mit hellgelben und grauweißen Quarziten und E. NIGGLI (1944) findet in der Urseren-Garvera-Mulde eine Serie mit «Grobsandkalken, rillenartig anwitternd mit wenig Schiefereinlagen». Die obere Stgirserie begleitet in der Scopizone in unterschiedlicher Mächtigkeit, hervorgerufen durch differenzierte Verfaltung, die untere Stgirserie und zieht als kontinuierliches Band von Sta. Maria-Gruarescio über Ganna Negra, nördlich von A. Bovarina durch nach Berneggio-Magordino im Camadratal. Im S-Schenkel der Campoantiklinale bzw. im N-Schenkel der Dötrasynklinale bilden die steilstehenden Quarzite der obern Stgirserie den langen Grat der Costa vom Pizzo Cadreghe bis P. 2099,9 nordwestlich der Toira. Dort verschwindet sie in der großen Sackung von Predasca und taucht als recht breite Zone südlich Campo-Blenio wieder auf. Nach einem Knick gegen Norden läuft sie in der Piancaschuppe jenseits des Camadratales gegen Osten weiter. Vom P. Cadreghe zieht sie, nur noch spärlich aufgeschlossen, gegen Croce Portera nach Süden und endet bei Dötra unter der Moräne an der Aufschubung der penninischen Bündnerschiefer.

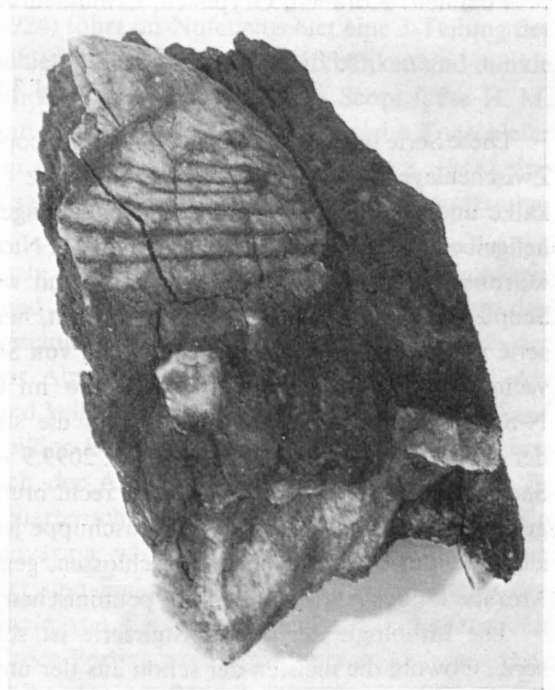
Die Lithologie der oberen Stgirserie ist schon um einiges einheitlicher als diejenige der untern Stgirserie. Obwohl die meisten der schon aus der untern Stgirserie bekannten Gesteine noch vorhanden sind, prägen doch die vorherrschenden Quarzite den Charakter der obern Stgirserie. So finden wir neben den hellbraun anwitternden, meist grob gebankten Sandkalken, «Lagensandkalken» und Quarziten, dunkelgraue kalkige und schwarze siltige Phyllite und graue Kalkschiefer, z. T. mit Chloritoid. Die sandig-kalkigen Einschaltungen zeichnen sich oft durch ihren Gehalt an Crinoiden und Gryphäen aus; nur selten sind diese aber gut erhalten. Im obern Teil der Serie nehmen die Kalksandsteine, etwa von A. Bovarina an westwärts, eine gelbe Farbe an. Dazwischen sind dünne grüne Quarzite eingeschaltet. Diese gelben Sandkalke bilden die von weitem sichtbaren Falten am Westhang des Scopì bei Gruarescio. Etwa 15 m graublaue Sandkalke schließen die obere Stgirserie gegen oben ab. Darunter befindet sich eine bis 2 m mächtige Fossilbank von dunkelgrauem, leicht sandigem Kalk mit Cardinien und Gryphäen. Im Profil des Riale Retico sind diese Fossilien schlecht erhalten, während aus dem gleichen Horizont an der Südwestflanke der Porta del Corvo auf Kote 2640 kaum deformierte dickschalige Cardinien und Turmschnecken gewonnen werden konnten (Figur 6–9). In einer diesem Fossilhorizont entsprechenden Schicht fand W. JUNG am Nordwestgrat des Piz Stgir einige als *Arnioceras* sp. bestimmte Ammonitenreste. Die durchschnittliche Mächtigkeit der oberen Stgirserie in der Scopizone und in der Dötramulde beträgt ungefähr 100 m.



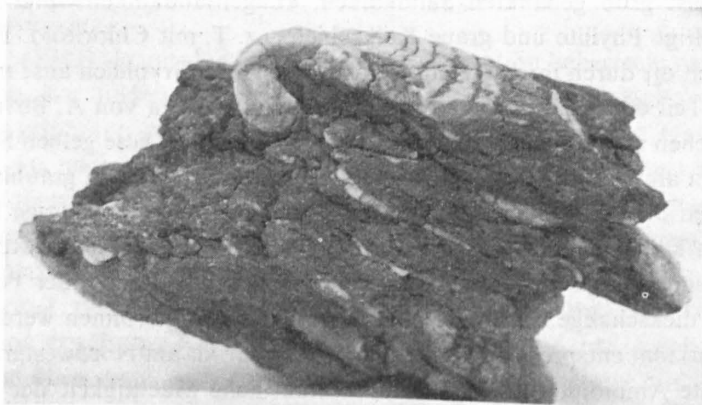
Figur 6. *Cardinia* sp. aus der oberen Stgirserie; SW-Flanke der Porta del Corvo, Kote 2640. 1:1,2 (Photo Mainardi).



Figur 7. *Chemnitzia* sp. ? Porta del Corvo, Kote 2640 m. 2:1 (Photo Mainardi).



Figur 8. *Cardinia* cf. *gigantea* (Quenst.); Porta del Corvo, Kote 2640. 1:1,5 (Photo Mainardi).



Figur 9. Seitenansicht der *Cardinia* von Figur 8. 1:1,6 (Photo Mainardi).

Auf Grund der Fossilfunde und lithologischer Analogien mit der Spitzmeilenserie des Glarner-Lias (R. TRÜMPY, 1949) kann die obere Stgirserie ungefähr dem Sinemurian s. l. zugeordnet werden.

Fossilien: *Gryphaea* sp. (*G. obliqua* Sow. oder *G. cymbium* GDF), Crinoidenbruchstücke, *Chemnitzia* ? sp., *Cardinia* cfr. *gigantea* Quenst., *Cardinia* sp., Schalentrümmer.

#### 1.4. Zur Fazies der Stgirserie

Die Fauna der basalen und untern Stgirserie (Muscheln, Gastropoden, Korallen, Echinodermen) sowie die Bildung von Ooiden, Echinodermen- und Schalentrümmern deuten auf flachneritische Sedimentation bei gut durchlüftetem, bewegtem und normal salinärem Wasser hin. Die Anwesenheit von Pyrit und Graphitoid zeugt von reduzierenden Verhältnissen in den verfestigten kalkigen und tonigen Sedimenten. In der oberen Stgirserie wird die Sandschüttung, sehr wahrscheinlich von Norden, zu einem Hauptfaktor der Sedimentation. W. JUNG (1963) schreibt von einer Verdrängung der Oolithfazies in den südlicheren Raum der Piancaschuppe. Tatsächlich fand ich, allerdings nur im Schutt, an der Costa die einzigen dolomitisierten Oolithe der oberen Stgirserie. Recht abrupt wurde am Ende der Stgirserie die detritische Einschwemmung reduziert. Der Sedimentationsraum begann von da an euxinischen Charakter anzunehmen, später nur ganz kurz von detritischen Einschaltungen unterbrochen.

#### 2. Infernoserie\*

Die Grenze zwischen der oberen Stgirserie und der Infernoserie mit ihren grauen und grauschwarzen Farben stellt wohl den auffälligsten Gesteinswechsel innerhalb des gotthardmassivischen Jura dar.

Die Infernoserie entspricht dem, was ALB. HEIM (1891) als eine lithologisch von ihm wie folgt charakterisierte Abteilung beschrieben hat «graphit-schwarz glänzende Knotenschiefer» mit eingelagerten Echinodermenbreccien und vielen Belemniten. Sie entspricht der lithologisch sehr ähnlich ausgebildeten obern, mergeligen Stufe der Knotenschiefer von R. EICHENBERGER (1924) am Nufenenpaß. Im Glennerprofil entspricht offenkundig der Schichtstoß, den W. NABHOLZ (1948) als «Serie der mausgrauen tonigen Kalkschiefer bis kalkigen Tonschiefer, mehr oder weniger sandig» bezeichnet, der Infernoserie unserer Einteilung.

Die gesamthaft 450–500 m mächtige Infernoserie läßt sich von oben nach unten in drei, nicht immer klar abzugrenzende Gruppen gliedern:

- |                                |  |
|--------------------------------|--|
| 175 m obere Infernoserie:      | dunkelgraue, leicht kalkige Zoisitknotenschiefer mit Crinoidenkalkbänkchen.              |
| 230–240 m mittl. Infernoserie: | grauschwarze Zoisitknotenschiefer mit größeren Belemniten.                               |
| 45–50 m untere Infernoserie:   | Wechselagerung von dunkelgrauen Kalken und Zoisitknotenschiefern mit kleinen Belemniten. |

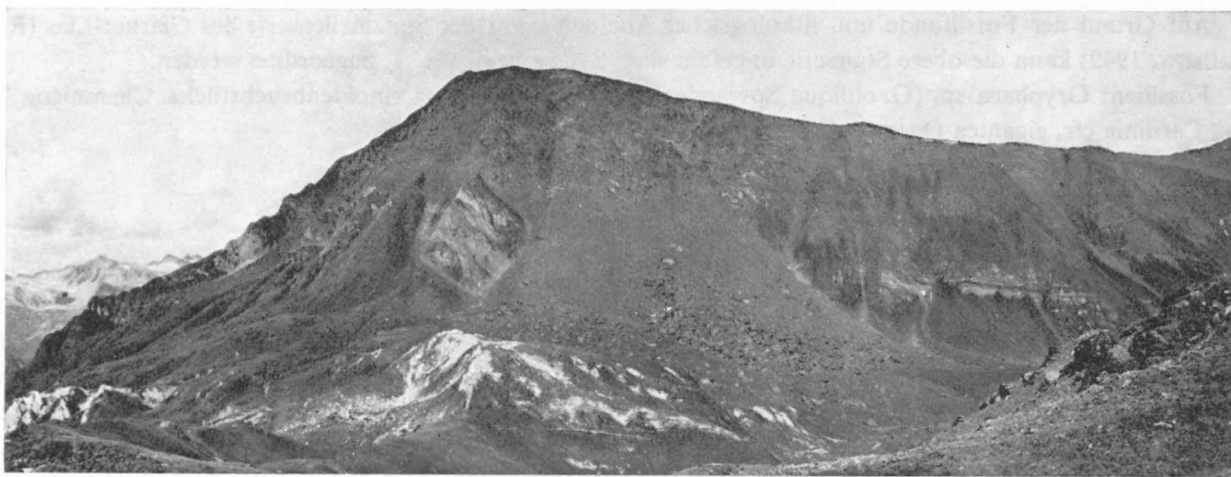
Mit ihrer großen Mächtigkeit und der satten grauschwarzen Farbe bedingt die Infernoserie den düsteren Eindruck, den die Hauptmasse des Scopi, die Porta del Corvo und die Nordflanke des Campotales auf den Betrachter macht. Die Ortsbezeichnungen «Ganna Negra» und «Passo della Ganna Negra» können unschwer von den schwarzen Schuttmassen, die diese Berge lieferten, abgeleitet werden.

Das Vorkommen der Infernoserie beschränkt sich im Wesentlichen auf die Scopizone. Ein breites, von Sta. Maria nach Osten ziehendes Band bildend, baut sie den Gipfel der Porta del Corvo auf. Vor allem durch die Intersektion gewinnt sie beim Pass Casatscha und Val d'Inferno große horizontale Ausdehnung. Von da zieht die Infernoserie südlich des Lago Retico durch über den Grat Verzaira gegen Val Camadra und Riale Presciù. Im engen und steilen Graben des Riale Presciù stößt sie mit tektonischer Diskordanz an die spärlichen Reste der autochthonen Schichtenreihe des Gotthardmassivs.

\* Benannt nach der vom Paß Casatscha her kommenden Val d'Inferno, einem vollständig in dieser Serie verlaufenden linken Seitental der Val di Campo, L. K. Bl. Disentis – Koord. 710700/158400.

Da die Aufschlußverhältnisse aber längs des nahen R. Retico bedeutend günstiger sind und auf so kurze Distanz keine faziellen Änderungen zu beobachten sind, wurde das Profil durch die Infernoserie dort aufgenommen.





Figur 10. Südwand der Porta del Corvo, gesehen vom Pizzo Cadreghe. Das über den Passo della Ganna Negra (der Name stammt von der Blockhalde in der Bildmitte) ziehende helle Gestein ist Dolomit und Rauhwacke der Trias. Die helleren Felsen in den tieferen Teilen der Wand werden von den Gesteinen der oberen Stigirserie gebildet. Darüber liegt die dunklere Infernoserie.

Im Vergleich mit dem großen Gebiet, das die Infernoserie in der Scopìzone einnimmt, sind die Aufschlüsse ihres Äquivalentes im S-Schenkel der Val Campo-Antiklinale und in der Synklinale von Dötra unbedeutend. Die durch die Metamorphose zu blaugrauem Kalkmarmor gewordene untere Infernoserie ist stellenweise auf Pian Com, östlich Acquacalda, anstehend. Ihre Fortsetzung findet sie an der Costasüdflanke, wo sie als recht auffälliges hellgraublaues Band nach Osten, über Passo Cornicio, nördlich der Toira hindurch in die Sostoschlucht streicht. Hier ist sie von Sackung, Gehängeschutt und Alluvionen verhüllt und taucht am Hügel östlich Campo und nordöstlich Baselga wieder auf. Von da an bildet sie das südlichste Schichtglied der Piancaschuppe.

#### 2.1. Untere Infernoserie

Die untere Infernoserie besteht in ihrem unteren Teil aus graublauen kalkigen Zoisit-Albit-Knotenschiefern mit eingelagerten Kalkbänkchen und im oberen Teil aus einer Wechsellagerung von dunkelgraublauen Kalken und Zoisit-Albit-Knotenschiefern. Die vorkommenden Belemniten sind noch klein. Die Kalkbänke erreichen besonders in der oberen Hälfte Mächtigkeiten von 10–20 cm; die Bankung ist also etwas gröber als östlich von Val Camadra.

#### 2.2. Mittlere Infernoserie

In der mittleren Infernoserie verschwinden die Kalkbänkchen allmählich, die Serie vermergelt. Die fast ausschließlich vorhandenen Zoisit-Albit-Knotenschiefer führen außerordentlich viel Pyrit und etwas dickere, ausnahmslos schlecht erhaltene und kaum aus dem Gestein herauszubringende Belemniten.

#### 2.3. Obere Infernoserie

Die obere Infernoserie beginnt im Profil des Riale Retico mit 50 m dunkelgrauen bis schwarzen kalkigen Zoisit-Albit-Knotenschiefern mit schwarzen, fast dichten Kalklinsen, die zum Teil brecciös sind; darüber folgen 12 m kalkige Zoisitknotenschiefer mit eingelagerten Crinoidenkalkbänkchen. Gegen oben ist im darüberliegenden Rest von 110–115 m Zoisit-Albit-Knotenschiefern eine stetige Abnahme des Kalkgehaltes festzustellen. Ungefähr 25 m unter der Obergrenze zieht noch die letzte dünne Lage von Spatkalk durch.

Die Zone mit kalkigen Zoisit-Albit-Knotenschiefern und sandigen Crinoidenkalken bildet offensichtlich einen recht konstanten Horizont teilweise detritischer Einschwemmung. Crinoidenkalke dieser Art finden sich am Südwestgrat von «La Bianca» und recht gut ausgebildet, z. T. etwas oolitisch-sandig und chloritoid-führend oberhalb Sta. Maria bei «Puoza». Im Riale Presciua ist dieser Horizont durch eine grobspätige Crinoidenbreccie (von J. D. FREY, 1960, beschrieben) vertreten. Die Verbandverhältnisse lassen eine tektonische Einschuppung von unterliasischen Crinoidenkalken ausschließen: Als tektonische Schuppe sollte sie, wie es sonst bei allen Schuppungen in der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung der Fall ist, von irgendwelchen mitgeschleppten Triasresten oder mehr oder weniger ausgebildeten Überschiebungszonen begrenzt



sein. W. JUNG (1963) kann östlich der Greina in der Infernoserie zwei geringmächtige detritische Niveaus auscheiden: «Riein-Schichten» in der unteren Infernoserie mit weißem Sandkalk, die in den tektonisch südlicheren Einheiten detritische Feldspäte und Quarzkonglomeratlagen führen, und «Runcaleida-Schichten» in der oberen Infernoserie mit Quarzit, Sandkalk, Kalk- und Tonschiefern mit Lumachellen und häufigen Echinodermentrümmern und Ooiden. Von diesen zwei Serien ist die Rieinserie westlich des Valserheins nicht nachzuweisen. Hingegen liegt es nahe, die Crinoidenkalke vom Riale Retico (Schicht 107) und die grobe Crinoidenbreccie vom Riale Presciua mit den Runcaleidaschichten JUNG's zu parallelisieren.

Über den Runcaleidaschichten nimmt der Kalkgehalt stetig ab. Die Obergrenze der Infernoserie fällt mit dem vollständigen Aussetzen kalkiger Beimengungen in den Tonschiefern zusammen.

#### 2.4. Fazies der Infernoserie

Die Fazies der ganzen Infernoserie weist auf ruhige, küstenferne, gegen oben immer euxinischer werdende Sedimentation hin. Die großen Belemniten (*Passaloteuthis*?) der mittleren Infernoserie schließen unterliasisches Alter aus. Die von ALB. HEIM am Scopì aufgesammelten Belemniten wurden von MAYER-EYMAR als mittelliasische Typen bestimmt: *Belemnites paxillosus* Schloth., *Bel. apicicorvatus* Blainville (*Bel. elongatus* Miller). J. D. FREY (1960+1961) bestimmte Crinoidenstielglieder aus der oberen Infernoserie der Val Camadra als *Isocrinus scalaris* (GDF). In unserer vorläufigen Mitteilung (1961) wiesen wir auf ein wahrscheinlich mittel- bis oberliasisches Alter der Infernoserie hin und stellten Analogien mit dem Domerian-Toarcian der ultrahelvetischen Decken der Westschweiz fest. Fazielle Verbindung gegen W wird ermöglicht durch das Vorkommen von der untern Infernoserie fast identischen Kalken und Knotenschiefern in ähnlicher tektonischer Stellung am Nufenenstock (R. EICHENBERGER, 1924). Vergleiche mit dem Südhelvetikum der Glarner Alpen können wegen der stark unterschiedlichen Fazies (küstennahe Fazies der Sexmorserie, R. TRÜMPY, 1949) nicht angestellt werden.

#### 3. Coroiserie\*

Die hier Coroiserie benannte eintönige Folge von schwarzen Tonschiefern schied ALB. HEIM (1891) als «Glatte, schwarze, kalkfreie Bündnerschiefer» aus. Sie entspricht der «Serie der schwarzen Tonschiefer und Tonschieferquarzite» von W. K. NABHOLZ (1948).

Diese jüngsten im Untersuchungsgebiet vorkommenden Gesteine sind ausschließlich auf die Scopizone beschränkt. Die Coroiserie erscheint im Westen erstmals ob Sta. Maria, im Hang «Puoza», bildet den Scopigipfel und streicht am Lago Retico vorbei in den Riale Presciua, wo sie, wie auch westlich des Scopì, mit tektonischem Kontakt am steilstehenden Gotthardmassiv endigt. Östlich Val Camadra finden sich die schwarzen Tonschiefer im Winkel zwischen Greina und Val Camadra. Dort liegt auch die Typuslokalität Piz Coroi (J. D. FREY, Diss. in Vorbereitung).

Die lithologische Ausbildung der Coroiserie ist denkbar monoton. Zwischen der Obergrenze der Infernoserie und dem die Hangendgrenze bildenden tektonischen Kontakt mit den Resten der autochthonen Schichtreihe des Gotthardmassivs liegen zwischen «Puoza» ob Sta. Maria und dem obern Teil des R. Presciua schwarze kalkfreie ebenflächige, siltige Tonschiefer; der Pyritreichtum ist bemerkenswert. Die Grenze Inferno-/Coroiserie ist nicht scharf, sondern es besteht ein allmählicher Übergang, indem der Unterschied zwischen den noch leicht kalkführenden und den kalkfreien Tonschiefern nur mit Salzsäure nachzuweisen ist. Während aber die kalkigen Tonschiefer von einer weißen Flechte besiedelt werden, sitzt auf den rostig anwitternden kalkfreien Tonschiefern eine gelbliche Flechtenart. Auf Grund dieser Kriterien wurde die Grenze kartiert. Fossilien konnten weder hier noch in der östlichen Fortsetzung gefunden werden; entfernt fossilähnliche Gebilde stellen sich immer als verwitterte Pyritknollen und Quarzlinsen heraus. Die von W. JUNG (1963) in der obersten Coroiserie gefundenen Bänke von graubraunem Kalksandstein bis Quarzit (von Frau S. FRANKS-DOLLFUS mit dem helvetischen Eisensandstein verglichen) am Paß Diesrut und auf Alp Ramosa haben in meinem Untersuchungsgebiet kein Äquivalent. Die Serie erreicht in meinem Untersuchungsgebiet

\* Benannt nach dem Piz Coroi südlich vom Passo della Greina, L. K. Bl. Disentis, Koord. 715 500/162 400 H. 2785,3, Typuslokalität beschrieben von J. D. FREY (1960).

Mächtigkeiten von 500–600 m; wie weit dies aber durch tektonische Repetition erreicht wurde, kann nicht entschieden werden, doch ist die primäre Mächtigkeit jedenfalls beträchtlich.

Wiederum führen nur lithologische Vergleiche zu einer Altersbestimmung. Die Schiefer der Coroiserie gleichen auffallend den Dachschiefern im Schlettergraben bei Ausserbinn (P. MEIER und W. NABHOLZ, 1950), dem «Aalénien des Cols» und den Opalinusschiefern im Helvetikum. Damit ist die Coroiserie ins Aalenian zu stellen.

### c) Faziesraum

ALB. HEIM (1922) und R. STAUB (1959) stellten das Gotthardmassiv mit seiner Sedimentbedeckung in den nordpenninischen Faziesraum. Die vorstehend verschiedentlich erwähnten Analogien hingegen, die zwischen dem gotthardmassivischen Jura und dem Ultrahelvetikum bestehen, drängen eine Zusammenfassung zu einem Faziesraum auf. R. TRÜMPY (1957, 1958) vergleicht das Gotthardmassiv mit dem sich in analoger Stellung befindlichen Mont-Chétif im Aostatal und ordnet beide dem ultrahelvetischen Bereich zu.

Die Grenze gegen die faziell deutlich verschiedenen (oder stratigraphisch jüngeren!) penninischen Bündnerschiefer muß weit im Süden, mindestens am Südrand des Herkunftsgebietes der parautochthonen gotthardmassivischen Sedimentbedeckung liegen.

Ausführlichere Faziesvergleiche führt W. JUNG (1963, im Druck) in seiner vorwiegend stratigraphischen Dissertation durch. Um Wiederholungen zu vermeiden, verweise ich auf diese Arbeit.

## C. Penninische Sedimente

Die kompliziert gebaute Sedimentzone östlich des Blenioales zwischen der gotthardmassivischen Bedeckung im Norden und der Aduladecke im Süden besteht im wesentlichen aus drei tektonischen Elementen: An den südlichsten Peidener Triaszug schließt die Zone der Lugnezerschiefer = Sostoschiefer an; auf diese wurde die Sojadecke mit den Terrischiefen aufgeschoben und z. T. mit ihr verfaltet. Den südlichen Abschluß bilden stirnwärtige Elemente der Aduladecke mit (von Norden nach Süden) Bündnerschiefern, Trias und Verrucano.

Nördlich vom Kristallkern der Adulastirnumbiegung bis an den südlichsten Peidener Triaszug ist innerhalb der zwischenliegenden Anhäufung von Sedimenten penninischen Ursprungs im Untersuchungsgebiet kein zugehöriges Altkristallin vorhanden. Längs der Valle del Lucomagno bildet der Kristallkern der Lucomagnodecke als tiefste hier aufgeschlossene penninische Stammdecke weiter westlich die südliche Begrenzung dieser sedimentären Zone. Rein nach der Lage der letzteren zwischen dem südlichen gotthardmassivischen Sedimentmantel und diesen penninischen Gneiskernen wäre man an sich geneigt, diese Sedimentmasse als eine Zusammenhäufung von Ablagerungen des nordpenninischen Sedimentationsraumes nördlich der Adulastirn zu erklären, doch ist dies nicht ohne weiteres als gegeben anzusehen. Nur für die Sedimentserie, welche unmittelbar die Stirn des Adulakristallins umhüllt, ist normale Zugehörigkeit zu diesem Kristallin unzweifelhaft. Für die Sojadecke ist zwar die Verbindung von Trias und Verrucano mit den bei Aquila einsetzenden altkristallinen Schiefen vorhanden, aber die Einwurzelung des Ganzen gegen Süden zwischen Adula- und Simanodecke ist immer noch ein offenes Problem, das von meinem Gebietsnachbarn W. EGLI zu behandeln ist. Ebenso problematisch ist die Verbindung der älteren Sedimente der Sojadecke mit den Terrischiefen im hinteren Luzzonetal, wo sie von A. UHR studiert wird.

Die Sostozone aber besteht innerhalb des Untersuchungsgebietes nur aus den Schiefen und Trias und geht nach keiner Richtung eine tektonische Verbindung ein, die zur sicheren Deutung ihrer Herkunft dienen könnte. Es kann aber festgestellt werden, daß die tektonischen Verhältnisse eher gegen eine Herkunft der Lugnezerschiefer aus der Tiefe sprechen, und wenn sie von oben eingefaltet sind, dann können in der penninischen Sedimentationszone auch Faziesverstellungen möglich sein. Unter diesen Umständen bietet der Ausschnitt, den das Untersuchungsgebiet aus dieser Zone gewährt, wenig Argumente für Herkunft und Abwicklung der Zone. Am ehesten können Faziesverwandtschaften oder -differenzen Anhaltspunkte für die Einordnung liefern. Um diese am besten darstellen zu können, wurden die einzelnen Alterstufen der verschiedenen Zonen unmittelbar im Zusammenhang behandelt.

Altkristallin ist innerhalb dieser Zone nicht vorhanden. Die nördlichsten penninischen Sedimente umfassen somit Ablagerungen permischen (?), triadischen und jurassischen (?) Alters. Für die Lugnezerschiefer wurde von R. TRÜMPY (1957) und R. STAUB (1958) auch kretazisches Alter postuliert, wobei R. TRÜMPY Vergleichsmöglichkeiten mit Präflysch vom Charakter beispielsweise der Klusserie im Prätigau in Betracht zieht.

Während die tektonische Einheit der Lugnezerschiefer als ältestes Schichtglied bloß mittlere Trias mit sich führt, ist das Mesozoikum der Lucomagno-, Soja- und Aduladecken noch in mehr oder weniger direktem Zusammenhang mit den kristallinen Kernen. Dabei ist allerdings die Zuordnung eines kleinen Bündnerschiefervorkommens südlich Olivone zu der Lucomagnodecke nicht völlig gesichert, und die Zugehörigkeit der Terrischiefer zur Sojadecke im engeren Sinn muß ebenfalls als etwas hypothetisch angesehen werden. Der die Stirn der Aduladecke von Olivone an ostwärts begleitende Bündnerschieferzug scheint dieser hingegen schon primär anzugehören.

### a) Permokarbon

Im Gegensatz zu den spärlichen Vorkommen von prätriadischen Sedimenten im südöstlichen Gotthardmassiv gewinnen diese in den tiefpenninischen Decken wieder an Bedeutung. L. BOSSARD (1925, 1929 und 1936) beschreibt aus der Lucomagnodecke über präkarbonem Paragneis und Knauerngneis (vom Typ Lebendun), unterkarbone, casannaschieferähnliche Granatglimmerschiefer, oberkarbone schwärzliche, kohleführende Paragesteine und vorwiegend quarzitische Perm. Das Perm greift transgressiv über das Karbon und erreicht eine Mächtigkeit von 20–200 m. H. JENNY (1923) und O. GRÜTTER (1936) zählen zum Permokarbon der Sojadecke bläulichgrüne quarzreiche Serizitschiefer. Dieselben Gesteine werden aus der Stirn der Aduladecke erwähnt. Diese Serizitschiefer besitzen den Metamorphosegrad der begleitenden Bündnerschiefer und führen in der Sojadecke rundliche Quarzknollen. Diesen Quarzknollen gesellen sich stellenweise in der Val Scaradra Komponenten von feinkörnigem Gneis bei, so daß das Gestein zu einem eindeutig polymikten Konglomeratgneis wird. Verschiedene Autoren, als erster E. ARGAND (1911, 1915), parallelisierten die Konglomeratgneise der Sojadecke mit jenen der Lebendundecke im Westtessin, die PREISWERK als vermutlichen Verrucano bezeichnete. Dabei ist aber doch auf den großen lithologischen Unterschied (u. a. verschiedene Metamorphosegrade) zwischen dem grünen «Sojaverucano» und den augenscheinlich «altkristallineren» Lebendunkonglomeratgneisen hinzuweisen.

Sehr stark ausgedünnt tritt der Verrucano der Sojadecke östlich von Olivone, am Weg nach Compieto, unter der Stirn der Aduladecke in Form von grüngrauen Chlorit-Serizitgneisen, mit rundlichen, tektonisch etwas ausgewalzten Quarzknollen hervor. Mit Unterbrüchen läßt er sich bis unterhalb Compieto verfolgen, wo er unter dem Bergsturz und den Alluvionen verschwindet. Zuerst in wenigen Aufschlüssen taucht er am südöstlichen Talhang wieder auf, vom südlich folgenden Bündnerschiefer der Aduladecke durch eine dünne Trias getrennt; in der Talstufe nordöstlich Compieto ist er in seiner ganzen Breite anstehend und zieht von da mit wechselnder Mächtigkeit zum Grat zwischen Forcadona und La Stanga. Der Hang zwischen diesem Grat und Val Scaradra ist größtenteils versackt, die darin aufgeschlossenen Verrucanovorkommen lassen aber ein gewaltiges Anschwellen dieses Zuges erkennen: Die Sojadecke endet gegen Osten mit einer im Querschnitt keulenartig verdickten Stirn, deren östlich über die Val Scaradra hinausgehende intensive Verfaltung mit karbonatischer Trias von A. UHR untersucht werden wird.

### b) Trias

Mit ihrer Abfolge Quarzit – Dolomit und Rauhwacke – Quartenschiefer entspricht die Trias der unterpenninischen Decken noch der helvetischen Entwicklung. Die Auswirkungen tektonischer Vorgänge müssen aber gerade hier, vor der Stirn der Aduladecke, sehr groß gewesen sein; damit dürften innerhalb der Trias wohl kaum mehr größere normalstratigraphische Zusammenhänge bestehen.

#### 1. Quarzitische Trias

Obwohl nicht deutlich abgrenzbar, könnte doch der oberste quarzitische «Verrucano» als basaler Triasquarzit bezeichnet werden. Dieser Triasquarzit ist in der Val Soja als Begleiter der kristallinen Körper noch gut erkennbar. In den Profilen von H. JENNY (1923) ist Quarzit nur aus dem Graben östlich von Guffera an der



Basis der Aduladecke erwähnt, während W. EGLI (1961) in seinen Triasprofilen Quarzit sowohl im Kontakt mit der Adula- wie auch mit der Simanodecke aufführt. JENNY weist auf die ausgesprochene Schieferigkeit der Quarzite der Aduladecke hin, was meinen Feldbeobachtungen durchaus entspricht.

2. Karbonatische Trias

Sowohl das geologische Kartenbild wie auch die Querprofile lassen die räumliche Inkonzanz der Vorkommen von karbonatischer Trias an der Stirn der Aduladecke gut erkennen. So ist es auch verständlich, daß sich H. JENNY (1923) bei der Beschreibung der mittleren Trias auf eine Aufzählung der verschiedenen Dolomitarten beschränkt, ohne diese stratigraphisch einzuordnen. Seine Liste umfaßt weißen zuckerkörnigen Dolomit, gut gebankten, kompakten weißen bis gelben Dolomit, grauen gut gebankten Dolomit, ziegelroten Dolomit und dunkelbraune Rauhwacke. W. EGLI (1961) legte seiner Diplomarbeit Profile durch die Trias der oberen und der unteren Sojateilmulden bei. Sie seien hier gekürzt wiedergegeben:

Oberè Teilmulde:

- (Bündnerschiefer)
- helle Kalkglimmerschiefer
- gelbe bis weißliche Dolomitmarmore
- graue Dolomite
- graue und weiße Dolomite
- graue Dolomite
- weißliche Dolomitmarmore
- gelbliche und rötliche, z. T. kalkige Dolomite
- kompakte gelbe Dolomite
- Dolomitschiefer mit Quarziteinlagerungen
- Quarzite
- Flasergneise
- Glimmerschiefer
- Zweiglimmerschiefer der Aduladecke

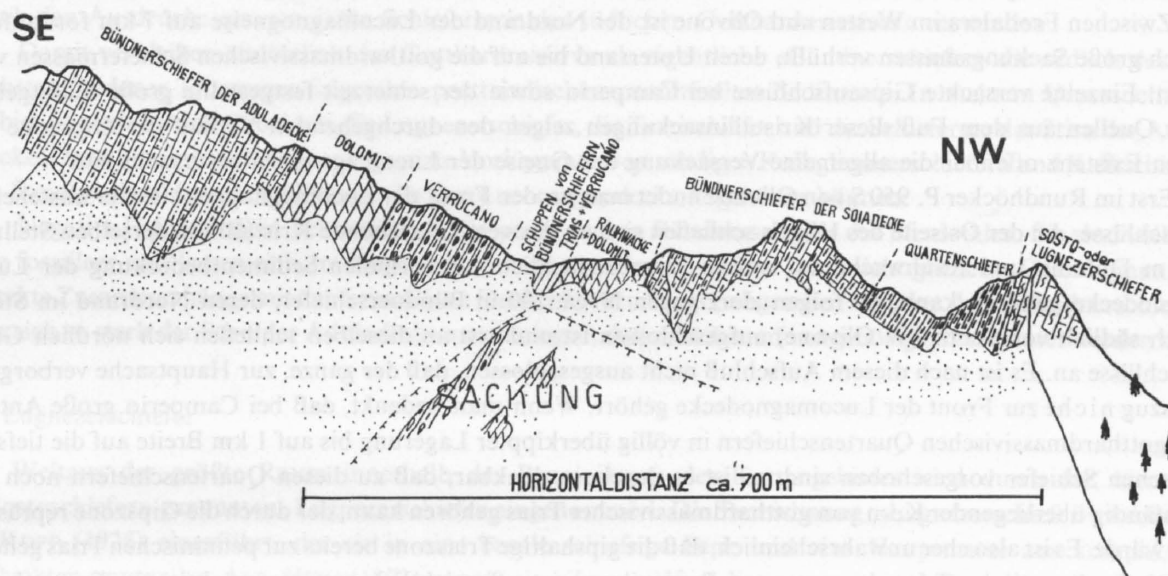
Untere Teilmulde:

- helle Kalkglimmerschiefer
- gelb bis ziegelrot anwitternde Dolomite
- z. T. Rauhwacken
- graue Dolomite (geringmächtig)
- gelb bis ziegelrot anwitternde Dolomite
- z. T. Rauhwacken
- Mehldolomite mit Quarzeinlagerungen
- Quarzite
- Granitbiotitgneise der Simanodecke

Am Hang östlich Compieto sind in einem Profil durch die schwächige Trias an der Stirn der Aduladecke bei steil südfallender Schichtung folgende Verhältnisse zu beobachten (von Süden nach Norden, strat. von unten nach oben): Über den stark verfalteten quarzitischen Serizitchlorit-Schiefern (Verrucano oder basale Trias) liegen 20 cm rostiggelbliche Kalkdolomit-Schiefer gefolgt von 5–10 cm hellgrünen Chlorit-Serizit-Quarzitschiefern und 50 cm stark verruscelten dunkelgrauen Kalkschiefern; daran schließen die dunkel-graublauen sandigen Kalkglimmerschiefer vom Adulatypus an. Diese hier immer sehr geringmächtige Adulatrias quert die Val Carassina unterhalb Alpe Bolla in Form von 1 bis 2 m mächtigen gelblichen Dolomitschiefern. Am Weg von Olivone nach Compieto sind auf Kote 1400 etwa 20 m weißer, feinkörniger kalkiger Dolomit, grauer geringmächtiger grobkörniger Dolomit-Kalkmarmor und gelbliche Rauhwacke aufgeschlossen. Am Grat Forcadona–La Stanga ziehen drei größere Züge von karbonatischer Trias durch. Der nördlichste Triaszug bildet den Sattel der Forcadona N P. 2084, ist schuttbedeckt und offensichtlich hier recht schmal. Er besteht aus vollständig verrusceltem Dolomit und Rauhwacke, wie dies der Aufschluß an der neuerstellten Werkstraße Compieto–Carassina südlich Passo Muaz und die erhebliche Schwierigkeiten bereitende Zone im Druckstollen Carassina–Luzzzone, welcher diese Triaszone auf ca. 60 m Länge querschlägig durchfahren hat, zeigte. Dieser Zug bildet die Basis der südlich darüber folgenden Terrischiefer und liegt überschoben auf dem Dach der mächtigen Masse der Lugnezerschiefer. Die Situation ist dieselbe wie diejenige der Triasrauhwacke, welche als enger, in die unterliegenden Lugnezerschiefer von oben eingefalteter Zug am linken Widerlager der Staumauer Luzzzone vorhanden war und bis auf die solide Lugnezerschieferunterlage ausgeräumt werden mußte. Die auf Forcadona auf 2100 m liegenden und die an der Luzzonestaumauer auf 1600 m liegenden,



die Terrischiefermasse als Basis begleitenden Triaszüge sind über das aus Lugnezerschiefern bestehende antikinale Element des P. 2044 (NW Forcadona) hinweg zu verbinden, das heißt, diese Situation ist nur durch die intensive sekundäre Verfallung der Terrischieferdecke mit der unterliegenden Sostozone zu erklären.



Figur 11. Grat zwischen La Stanga und Forcadona. Ansichtsskizze von Nordosten.

Nach rapidem axialem Abtauchen des Lugnezerschiefergewölbes des P. 2044 schließen die beiden Triaszüge unter den Sackungsmassen zwischen dem letzteren Punkt und dem Ausgang von Val Scaradra irgendwie zusammen. In den mittleren Triaszug, der den Grat südöstlich P. 2084 quert, ist ein Schubsetzen, bestehend aus Verrucano, Quartenschiefern und Bündnerschiefern, eingespitzt. Die karbonatische Trias besteht hier vor allem aus weißen und gelblichen, meist gebankten Dolomiten und Kalkmarmoren, z. T. mit Einschaltung von plattigen grauen Dolomiten. Südöstlich über dem Verrucano der Sojadecke (oberhalb 2062) ist folgende Serie aufgeschlossen: 50 cm heller dolomitischer Kalkmarmor, darüber hellblaugrauer Kalkmarmor und bis knapp unterhalb P. 2152 gelbe feinkörnige Dolomite und Dolomitschiefer. Über einer ungefähr 50 cm mächtigen Ruschelzone folgen graue sandige Kalke, schwarze tonige und blaugraue kalkige Schiefer (Bündnerschiefer der Aduladecke). Noch vor der Val Scaradra, oberhalb der Sackung, treten in diesem Triaszug auch Rauhwaacken auf. Der neue linksufrige Weg von der Sperrstelle Luzzzone nach A. Garzotto quert die Schlucht des Scaradrabaches auf weißen und grauen, teilweise kalkigen Dolomitmarmoren.

Die Masse der Lugnezerschiefer ist der parautochthonen Schieferserie des Gotthardmassivs tektonisch aufgelagert. Infolge sekundärer Verfallung der Überschiebungsfläche liegt die aufgeschobene Sostozone in der Dötramulde in die unterliegende Schiefersynklinale eingefaltet, wie wenn sie das jüngste Schichtglied darstellen würde. Das obere Schieferstockwerk ist aber gegenüber der gotthardmassivischen Unterlage durch eine zu den Lugnezerschiefern gehörige Triasbasis getrennt, welche im Querprofil Olivone–Campo, den beiden Schenkeln der Deckensynklinale entsprechend, in einem nördlichen und südlichen Zug auftreten muß. Infolge der Heraushebung der Deckenmulde gegen Westen vereinigen sich die beiden Basistriaszüge in der Gegend von Croce Portera auf dem Hochplateau von Dötra und heben sich gegen Westen über die gotthardmassivischen Schiefer heraus. Vom südlichen Zug war vor Beginn der Arbeiten für die Blenio-Kraftwerke nur wenig bekannt, weil er zur Hauptsache unter Schutt und Sackungsmassen verborgen bleibt. Sowohl NE von Olivone beim Dorfteil Marzano wie westlich beim Dorfteil Scona ist am Fuße des Sosto, resp. der Toira, nichts von einer Triasbasis am Südfuße der Schieferwände dieser Berge zu sehen. Die Überraschung war deshalb beträchtlich, als man in einem quer zum Sostosüdfuß (unter dem Carassinabach hindurch) vorgetriebenen Versuchsstollen, wie auch später am Südfuß der Toira bei Sommascona in einem Freilaufstollen, beträchtliche Triasmächtigkeiten aufschloß. Dieser Freilaufstollen Sommascona–Toira–Olivone durchfuhr auf dem Niveau 1020 m nach 36 m oberflächlicher Sackung über 80 m prächtigen weißen Dolomitmarmor. Diesem folgten noch ungefähr 60 Stollenmeter Rauhwaacke und etwa 200 m Quartenschiefer, bevor die Lugnezerschiefer erreicht wurden. Im

Nordschenkel dieser eingeschobenen muldenartigen Sostozone ist die karbonatische Trias nur durch Rauhwacke vertreten (Passo Cornicio). Vereinzelte Rauhwackenlinsen bilden zusammen mit Quartenschiefern dessen östliche Fortsetzung, den auch Grenztrias genannten, südlichsten Peidener Triaszug, der die Lugnezerschiefer von den gotthardmassivischen Schiefern trennt.

Zwischen Frodaler im Westen und Olivone ist der Nordrand der Lucomagnogneise auf 7 km fortlaufend durch große Sackungsmassen verhüllt, deren Unterrand bis auf die gotthardmassivischen Schiefermassen vorrückt. Einzelne versackte Gipsaufschlüsse bei Camperio sowie der seinerzeit festgestellte große Sulfatgehalt aller Quellen aus dem Fuß dieser Kristallinsackungen zeigen den durchgehenden Verlauf der Gipszone an, deren Existenz offenbar die allgemeine Versackung der Gneise der Lucomagnostirn verursacht hat.

Erst im Rundhöcker P. 950 S von Olivone findet man an der Front der Lucomagnogneise sicher anstehende Aufschlüsse. An der Ostseite des Hügels schließen sich an das vertikal stehende Kristallin in derselben Stellung 100 m Dolomit und Rauhwacke an, welche Trias tatsächlich zur normalen Sedimentbedeckung der Lucomagnodecke gehören kann. Es folgen dort gegen N. ca. 100 m Bündnerschiefer, deren Nordrand im Steinbruch südlich von Scona (W Olivone) aufgeschlossen ist und erst an dieselben schließen sich nördlich Gipsaufschlüsse an. Es ist nach diesem Aufschluß nicht ausgeschlossen, daß der ganze, zur Hauptsache verborgene Gipszug nicht zur Front der Lucomagnodecke gehört. Wenn man bedenkt, daß bei Camperio große Anteile von gotthardmassivischen Quartenschiefern in völlig überkippter Lagerung bis auf 1 km Breite auf die tiefsten liasischen Schiefer vorgeschoben sind, so ist es durchaus denkbar, daß zu diesen Quartenschiefern noch ein vollständig überliegender Kern von gotthardmassivischer Trias gehören kann, der durch die Gipszone repräsentiert würde. Es ist also eher unwahrscheinlich, daß die gipshaltige Triaszone bereits zur penninischen Trias gehört.

Die karbonatische Trias des untersten Penninikums ist offensichtlich weniger mächtig als die gotthardmassivische, und der Anteil der Rauhwacke tritt gegenüber den Dolomiten zurück. Daneben scheinen die penninischen Triasdolomite etwas kalkiger zu sein.

### 3. Phyllitische Trias – Quartenschiefer

Die beiden tektonisch weitgehend selbständigen Einheiten der Sosto- und der Terrizone führen an ihrer Basis, über der allerdings öfters abgeschürften karbonatischen Trias, Gesteine, die ohne allzugroße Schwierigkeiten mit den gotthardmassivischen Quartenschiefern verglichen werden können. Sie sind allerdings im allgemeinen viel geringmächtiger und phyllitischer. Die zahlreichen Einschaltungen von Quarziten sind hier nicht mehr vorhanden oder die Quarzite sind schon stärker phyllitisch und karbonatisch. Die Quartenschiefer der Terrizone bestehen meist aus grünen Phylliten, denen stellenweise noch dünne gelbe Dolomite eingelagert sind (Val Luzzzone). Die phyllitische Trias der Sostozone setzt sich zusammen aus grünen Phylliten, verschleppt und verschuppt an der Nordgrenze, grünlichgrauen sandig-kalkigen Granatphylliten (bei Sommascona im Stollen), wobei die Granate idiomorph ausgebildet und nicht gedreht sind, und den charakteristischen Übergangsgesteinen zu den Bündnerschiefern, hellen kalkigen Quarzphylliten bis Kalkglimmerschiefern ohne kohliges Pigment. Die Granatphyllite fand ich nur im schon erwähnten Zuleitungsstollen Sommascona–Olivone; sie sind sonst nirgends aufgeschlossen. Die hellen kalkigen Quarzphyllite sind aufgeschlossen am Südostfuß des Sosto, an der zur Forcadona hinaufziehenden Rippe, im Bereich des linken Widerlagers der Staumauer Luzzzone, im Zuleitungsstollen Camadra–Luzzzone, im Druckstollen Carassina–Luzzzone sowie bei Marzano im Freilaufstollen Olivone–Malvaglia (hier von W. EGLI mikroskopisch als plagioklasführender, dolomit-epidotpyrithaltiger Kalkglimmerschiefer bestimmt). Sie überschreiten nie die Mächtigkeit von einigen Metern. Ähnliche Gesteine fand ich in ganz geringer Mächtigkeit an der Grenze Bündnerschiefer (des Zuges Grumascio – Aquila) – karbonatische Trias im Stollen durch die Val Soja. In der Sostozone sind diese hellen kalkigen Quarzphyllite oder Kalkglimmerschiefer durch eine Zunahme des Phyllitgehaltes gegen unten mit den grünen Phylliten verbunden. Durch rasch zunehmendes Auftreten von kohligem Pigment gehen sie gegen oben in die graublauen Lugnezerschiefer über.

### c) Die penninischen Bündnerschiefer

In den vorangehenden Kapiteln über die gotthardmassivische Sedimentbedeckung wurde, ohne ausdrücklich darauf hinzuweisen, auf die bisher gebräuchliche Bezeichnung «gotthardmassivische Bündnerschiefer» verzichtet. BOLLI und NABHOLZ (1959) fassen die historische Entwicklung des von B. STUDER eingeführten

Begriffes «Bündnerschiefer» zusammen und schlagen vor, den «gotthardmassivischen Lias» nicht mehr unter diese Bezeichnung zu subsumieren. Da aber noch Unterdogger vorhanden ist, erweitert J. D. FREY (1960) diesen Begriff auf «gotthardmassivische Juraformation». Schließt man auch die Quartenschiefer noch ein, die in tektonischer Hinsicht zu der jurassischen Schieferserie gehören, so kann man als umfassende Bezeichnung auch den Ausdruck: «mesozoische Schieferserie des südlichen Gotthardmassives» verwenden.

Damit verbleiben südöstlich des Gotthardmassivs als eigentliche «Bündnerschiefer» die südlich des südlichsten Peidener Triaszuges folgenden posttriadischen penninischen Sedimente. In meinem Untersuchungsgebiet handelt es sich dabei um die Lugnezerschiefer, die Terrischiefer und die Schiefer an der Stirn der Aduladecke. Dazu kommt noch das engbegrenzte Vorkommen von sandigen Kalkglimmerschiefern und Kalkschiefern im Steinbruch südwestlich Olivone, die der Lucomagnodecke angehören können.

Negative Eigenschaften kennzeichnen die penninischen Bündnerschiefer des Blenioales: Sie sind vollständig fossilleer und lassen sich, im Gegensatz zum gotthardmassivischen Jura, nicht gliedern. Dazu kommt, daß direkte Zusammenhänge mit den kristallinen Deckenkernen fehlen, abgesehen von den Adulabündnerschiefern, die sich so stark der Stirn der Aduladecke anschmiegen, daß eine Zusammengehörigkeit vermutet werden kann.

## 1. Lugnezerschiefer

Weitaus der größte Raum innerhalb des Penninikums des Kartengebietes wird durch die, hier auch «Sostoschiefer» genannten, Lugnezerschiefer eingenommen. Die Bezeichnung «Lugnezerschiefer» wurde von J. KOPP (1925) eingeführt, der sie in eine basale schiefrige Serie und eine Hauptmasse aus kompakteren Schichten unterteilte. ALB. HEIM (1891) nannte sie «Zone vielfach braun anwitternder, vorherrschend dunkelgrauer Bündnerschiefer (Via Mala-Schiefer) und Glimmerbündnerschiefer (Kalkglimmerschiefer)». Sie bestehen aus z. T. plagioklasführenden graublauen Kalkglimmerschiefern, grobgebankten marmorisierten Sandkalken und untergeordnet vorkommenden dunklen Phylliten in unregelmäßiger Wechsellagerung mit auffallend geringerem Graphitoidgehalt als im gotthardmassivischen Jura. Diese monotone Serie ist intensiv verfaltet und in auffallender Weise durch und durch von einem engen Netz von weißen Quarzkalzitadern durchsetzt. Die von L. BOSSARD (1934) auf der «Geologischen Karte 1:50000 zwischen Maggia- und Bleniotal» westlich Sommascona ausgeschiedenen Konglomerate und Blockeinlagerungen an der Basis der Lugnezerschiefer entpuppen sich als verkittete Sackungsbreccie der Sackung von Anvéuda-Sommascona (auf jener Karte ist diese Sackung als solche nicht ausgeschieden). Fossilien fehlen vollständig und die Untersuchung auf Mikrofossilien, durchgeführt mit speziellen Methoden von BOLLI und NABHOLZ (1959), ergab keine Resultate.

Wie schon im Abschnitt über die Trias ausgeführt, wird die Sostozone N und S von 2 Triaszügen begleitet, welche sie gegen die unterliegenden gotthardmassivischen Schiefer begrenzen und sich auf dem Plateau von Dötra zusammenschließen. In Axialprojektion bildet diese Triasunterlage eine gegen Westen in die Luft austreichende Schüsselform, in welche die Lugnezerschiefer eingelagert erscheinen. Die Frage ist, ob sie selbst stratigraphisch entsprechend dieser Form der Unterlage in Synklinalform gelagert sind. Dies läßt sich auf Grund folgender Argumente bejahen:

Überall wo die Begrenzung der Lugnezerschiefer aufgeschlossen ist, findet sich ein Übergang nach stratigraphisch unten zu den Quartenschiefern: Entlang der N-Grenze der Sostozone in der Südflanke der Costa sind Quartenschiefer und Rauhwacke miteinander verschuppt; in der östlichen Verlängerung bilden von Ghirone nach Alpe Cavallasca Quartenschiefer die Basis der Sostozone — Quartenschiefer, die nach den Verbandsverhältnissen im Stollen Camadra–Luzzzone zu den Lugnezerschiefern gehören. Die Südgrenze der Sostozone wird ebenfalls von Quartenschiefern gebildet: Grüne Phyllite am Talausgang Val Cavallasca, grünlichgraue phyllitische «Quarzite» am linken Widerlager der Staumauer Luzzzone (hier tektonisch unter der deutlich erkennbaren verfalteten Aufschubung der Terri-[Soja]-Zone), grüne Phyllite am Grat von der Forcadona nach Passo Muaz, hellgraue sandige Kalkglimmerschiefer (identisch mit den «Quarziten» von Luzzzone) im Freilaufstollen Olivone–Malvaglia bei Marzano und vor allem das schon erwähnte, vom Zuleitungstollen Sommascona–Olivone am Fuße der Toira durchfahrene Normalprofil mittlere Trias–Quartenschiefer – Lugnezerschiefer. Diese Ummantelung der Lugnezerschiefer mit Quartenschiefern, mit welcher sie stratigraphisch verbunden sind, läßt eine Interpretation als von oben eingefaltete, langgezogene Synklinalform zu. W. NABHOLZ (1945) bezieht die Lugnezerschiefer aus dem Raum der Simano- evtl. der Leventina-



decke, was damit allerdings im Widerspruch steht. Er gliedert sie bei Lunschania in einen basalen Kalkschieferkomplex, eine tonreiche Mittelzone und eine oberste Serie massiger Kalke.

Der Verfasser hatte reichlich Gelegenheit, die Sostozone in allen Richtungen zu durchqueren und auch die zahlreichen Stollen zu beobachten, welche in den Lugnezerschiefern ausgeführt wurden. Auf keine Weise war aber in der Hauptmasse oberhalb der Quartenschiefergrenze der geringste Anhaltspunkt zu lithologischer Gesamtgliederung der Serie zu erkennen. Wohl wechseln kompaktere kalkreiche, grobbankigere Komplexe in der Größenordnung von bis 100 m Mächtigkeit mit mehr schiefrigen Zonen entsprechender Dimensionen ab (dies konnte z. B. auch erkannt werden, als die Sostozone als eventueller Lieferant von Betonzuschlagsmaterial für die Staumauer Luzzzone studiert wurde), jedoch war keine Möglichkeit vorhanden, solche sich etwas lithologisch differenzierende größere Schichtpakete auf größere Distanz zu verfolgen, zu kartieren und irgendwie zu einer stratigraphischen Gliederung zu verwenden. Selbstverständlich ist die Mächtigkeit als durch die durchgehende Kleinfältelung vergrößert anzusehen. Man könnte sich auch fragen, ob die Mächtigkeit außerdem, z. B. durch eine Schuppung größeren Stils, vervielfacht sei. Es sind aber keinerlei charakteristische Einlagerungen bemerkbar, die auf einen solchen Stil hindeuten können, z. B. keinerlei Repetitionen von quartenschieferähnlichen Gesteinen. Dies leitet zum Schluß, daß der Serie eine sehr beträchtliche primäre Mächtigkeit zuzuschreiben ist. Bei dem Fehlen von irgendwelchen kontinuierlichen lithologischen Leithorizonten besteht also auch von der stratigraphischen Seite her keine Möglichkeit, zu eruieren, welche Struktur innerhalb der äußeren, von den ummantelnden Triaszügen vorgezeichneten Kontur der Sostozone zukommt.

Da die Lugnezerschiefer gegen unten durch Übergänge mit den Quartenschiefern verbunden sind, liegt es nahe, wenigstens ihre basalen Teile als liasisch zu betrachten. Irgendwelche andere Beweise oder auch nur Indizien für eine Altersbestimmung fehlen vollständig; wie auch das Kreidealter, das R. TRÜMPY (1957) und R. STAUB (1958) den Lugnezerschiefern beilegen, nicht nachzuweisen ist. R. STAUB (1958) nennt sie «Mesozoikum des Soja-Adula-Systems».

Die einzige lithologische Vergleichsmöglichkeit besteht mit den allerdings viel weniger mächtigen Bündnerschiefern der Stirn der Aduladecke, die etwas stärker pigmentiert und weniger phyllitisch sind. Möglicherweise wird A. UHR bei der Untersuchung der etwas geringer metamorphen Lugnezerschiefer im Gebiet des Piz Terri in der Gliederung dieser trostlos monotonen Serie etwas weiterkommen.

## 2. Terrischiefer

ALB. HEIM (1891) trennte eine «Unterzone des Piz Terri» ab, die im untern Luzzonetal mit der «Zone vielfach braun anwitternder, vorherrschend dunkelgrauer Bündnerschiefer» verschmolzen sein soll. W. NABHOLZ (1945) gliedert bei Lunschania die «Zone von Lunschania und des Piz Terri» in unterliasische schwarze Kalkphyllite, kalkige Tonschiefer und graue, stark marmorisierte bankige Kalkschiefer und mittelliasische kieslig-sandige Kalkschiefer und «Gneisquarzite». BOLLI und NABHOLZ (1959) weisen auf die durch die Pigmentierung und Fossilführung (Crinoiden- und Echinodermenbreccien) bewirkte Ähnlichkeit mit dem gott-hardmassivischen Lias hin.

Das Vorkommen der Terrischiefer in meinem Untersuchungsgebiet in Form von dünnen Schuppen gestattet keine stratigraphische Gliederung. Am Talausgang der Val Cavallasca und auf dem kleinen Hügelzug inmitten der Val Luzzzone (mit P. 1513) stehen schwarze verfältelte Tonschiefer, unterlagert von grünen phyllitischen Quartenschiefern, an. An der Forcadona erreichen die verschuppten dunklen sandig-serizitischen Kalkschiefer ihre größte Mächtigkeit westlich der Val Scaradra. Gegen Südwesten keilen sie rasch aus; sie wurden aber im Druckstollen Carassina-Luzzzone noch angetroffen. Da die Terrischiefer weiter im Osten von A. UHR neu bearbeitet werden, soll den noch ausstehenden Resultaten hier nicht weiter vorgegriffen werden.

## 3. Adulabündnerschiefer

Ein bis 200 m mächtiger Zug von dunklen sandigen Kalkphylliten bis Kalkglimmerschiefern zieht sich von Olivone durch das unterste Carassinatal, die Talstufe der Cascata Superiore bildend, in die Val Scaradra bei Alpe Scaradra di Sotto längs der Stirn der Aduladecke. Diese Bündnerschiefer sind unterlagert von einer sehr geringmächtigen Trias mit Dolomitschiefern und von selten auftretenden Quartenschiefern.

Oberhalb Marzano beginnen die Adulabündnerschiefer mit wenig mächtigen, hellen sandigen Kalkglimmerschiefern, die übergehen in basale dunkle kalkig-sandige, granat-, hornblendegarben- und biotitfüh-



rende Bündnerschiefer. Darüber folgen sandige dunkelgraue Kalkglimmerschiefer mit sehr viel Linsen von sekretionärem Quarz und Kalzit. Diese Kalkglimmerschiefer gleichen auffallend den Lugnezerschiefern des Sosto, ihr höherer Gehalt an kohligem Pigment gibt ihnen aber eine etwas intensivere blaugraue Färbung. Wie in den Lugnezerschiefern sind auch hier keine Fossilien zu finden; die einigermaßen sichere stratigraphische Einstufung der Bündnerschiefer der Aduladeckenstirn ist dazu noch durch das Fehlen von lithologischen Vergleichsmöglichkeiten zusätzlich erschwert.

Aus vorwiegend geometrischen Gründen komme ich für die Bündnerschiefer vor der Stirn der Aduladecke zur Annahme, daß diese primär-stratigraphisch zu dem sie unterlagernden Kristallin gehören. Im Gegensatz zur nördlich anschließenden Zone der Sojadecke und der Terrischiefer mit deren intensiver Verschuppung und dem Auskeilen und Anschwellen von Trias- und Bündnerschieferzügen, schmiegen sich zwischen Compieto und Scaradra die «Adulabündnerschiefer» in fast konstanter Mächtigkeit in allen Formen dem liegenden «Verrucano» und Kristallin der Aduladecke an. Die Kontaktverhältnisse in der dazwischenliegenden, wahrscheinlich schon primär geringmächtigen Trias deuten nicht auf tektonische Bewegungen hin.

#### 4. Bündnerschiefer an der Stirn der Lucomagnodecke

Ein einziger, isolierter Aufschluß in einem verlassenen Steinbruch südlich Olivone zeigt Bündnerschiefer, die der Stirn der Lucomagnodecke zugeschrieben werden könnten.

Der von der großen Sackung von Gualdo Maggiore gerade nicht mehr erreichte Hügel mit P. 950,0, südlich Olivone, besteht im Süden aus Gneisen der Lucomagnodecke. Darüber folgt die schon erwähnte, recht mächtige Trias mit Dolomit und Rauhwacke, dann grüne, quartenschieferähnliche sandige Serizitphyllite. Über den Quartenschiefern liegen zuerst einige Meter dunkelgrauen feinkörnigen Kalkes mit weißen Kalzitschnüren und dann die Hauptmasse, gebildet aus bankigen, marmorisierten blaugrauen, bräunlich anwitternden Sandkalken oder sandigen Kalkglimmerschiefern ohne irgendwelche Fossilführung. Bei durchgehendem ENE-Streichen steht das Kristallin noch fast senkrecht, während das Mesozoikum nach N überkippt ist. Das Ganze ist gegen Norden auf eine gipsführende Trias aufgeschoben.

Die anscheinend normale Abfolge, Kristallin – karbonatische Trias – Quartenschiefer – Bündnerschiefer, läßt eine Zugehörigkeit zur Lucomagnodecke vermuten; die Verbindung der Bündnerschiefer nach unten mit quartenschieferähnlichen Gesteinen würde für liasisches Alter der Bündnerschiefer sprechen. Beweise dafür liegen aber keine vor.

# IV. Tektonik

## A. Regionaltektonik

Das Gotthardmassiv mit seinem steilgestellten Fächer kristalliner Gesteine, deren Genese heute immer noch diskutiert wird, bildet die nördliche Begrenzung der hier untersuchten sedimentären Zone. Sein Massivcharakter ist sehr umstritten; R. STAUB (1958) u. a. zeichnete in einem Profil die «Gotthardmasse» als ausgeprägte Decke. Auf jeden Fall befindet sich das Untersuchungsgebiet im südlichsten sichtbaren Rückenteil einer solchen «Gottharddecke», wo diese gegen ihre Wurzel abbiegt.

Nach der beigelegten Tabelle (S. 24-25) folgen sich am S-Rand des Gotthardmassives noch mehrere, im Prinzip antiklinale und synklinale tektonische Einzelzonen, die noch zum Massivbau gehören. Dabei ist, wie die Tabelle in zwei getrennten Kolonnen angibt, zu unterscheiden zwischen der Gliederung des kristallinen Untergrundes und derjenigen der Sedimentbedeckung. Denn die letztere erscheint gegenüber der ersten wesentlich disharmonisch für sich deformiert. Die mechanische Isolation der Schiefererien von der steifen kristallinen Unterlage durch die plastische Trias erlaubte eine völlig separate Bewegung der ersten. Dafür aber scheinen im Sedimentmantel dann autochthone Serie und parautochthone Serie noch miteinander in Falten gelegt.

### a) Tektonik des kristallinen Untergrundes

Der tief eingreifende Muldenkeil von Val Rondadura wurde schon im Abschnitt III (Lokaltektonik in der Einleitung zur Stratigraphie und im stratigraphischen Teil) diskutiert. Man muß annehmen, daß dieser, wenn auch vielleicht schon früh angelegt, seine tiefe Einspitzung in den Untergrund wohl erst spät erlebt hat, vor allem wenn vorausgesagt werden muß, der Schieferinhalt des Muldenkerns in Val Rondadura gehöre der parautochthonen Serie an.

Es ist schon einmal auf den im Querprofil sehr schwach antiklinalen Verlauf der Kristallinoberfläche im nächstsüdlichen antiklinalen Element der Pzo. dell'Uomo-Scholle hingewiesen worden, über welcher die Sedimenthüllen völlig disharmonisch zusammengeschoben sind.

#### Kristallin der Selva Secca

Auf der geologischen Karte erscheint die aus Granit und Granitporphyr («Selva Secca-Granit») bestehende Kuppe der Selva Secca vollständig vom Kristallin des Gotthardmassivs getrennt. Offensichtlich wird ihr Auftauchen an die heutige Oberfläche durch Unregelmäßigkeiten im Verlauf des Axenfallens begünstigt: An ihrem Westrand fallen die durchwegs ungefähr oststreichenden Faltenachsen mit 6 bis 8° gegen E ein, im Osten, bei Pian Segno, mit 10–15°. Sie streicht in die Pian Segno-Antiklinale hinein, muß aber nicht unbedingt als eine Art Antiklinalkern betrachtet werden. L. BOSSARD (1925) und P. NIGGLI (1936) fassen die Selva Secca als südlichste Aufwölbung des Kristallins des Gotthardmassivs auf. Die petrographische Verwandtschaft der Gesteine der Selva Secca mit denjenigen des Gotthardmassivs bei Alpe di Gana lassen eine solche Interpretation wohl zu, aber das Fehlen irgendwelcher direkter Verbindungen könnte auf eine tiefergreifende Trennung zwischen beiden Komplexen hinweisen. Auf dem westlichsten Querprofil (Tafel 2) wird angedeutet, daß es sich auch um eine, durch die vorgestoßene Lucomagnodecke abgerissene Scholle aus dem Hangenden des Gotthardmassivs handeln könnte.

### b) Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs

#### 1. Autochthone Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs

Die im stratigraphischen Teil mehrmals erwähnte Aufschiebung der Scopizone schneidet die autochthonen Reste schief durch: südlich des Lukmaniers muß sie in der karbonatischen Trias liegen, die Rondaduramulde wird quer durchgeschnitten. Dazu ist zu bemerken, daß die Zuordnung der Rondaduramulde doch

sehr problematisch ist. Einerseits scheint die karbonatische Trias symmetrisch um einen konformen Muldenkern aus Quartenschiefern und Liasschiefern gelagert zu sein, was auf eine Interpretation als autochthone Serie hinweist. Andererseits scheint sich aber die geometrische Konfiguration der parautochthonen Schieferserie des Scopì über das Tal in die Mulde von Rondadura zu verlängern. Zwischen Sta. Maria und Val Camadra läuft die Überschiebung meist über Relikten des basalen Lias, der aber an verschiedenen Stellen mit den liegenden Quartenschiefern verschuppt ist. Nördlich der oft recht deutlich erkennbaren Überschiebungszone (der Zuleitungstollen Lucomagno–Luzzone quert sie zweimal, auf beiden Seiten der Val Camadra, und beidemal ist sie als auffallende, den Vortrieb erschwerende Ruschelzone in Erscheinung getreten) finden sich in der Nähe des Lago Retico und andeutungsweise im Riale Presciua in den basalen Lias-Quarziten Falten (dm- bis m-Radien) mit steil nordfallenden Faltenachsen und ostgerichteten Faltenstirnen. Möglicherweise hängt dies mit der Aufwölbung der Tessiner Kulmination zusammen, die die schon aufgeschobenen Sedimente etwas nach Osten abgleiten ließ.

## 2. Scopìzone

Bei der auf Grund der neu aufgestellten Stratigraphie erfolgten Überprüfung des tektonischen Aufbaus des Scopì stellte sich heraus, daß von einer Mulde im Sinn einer Synklinale nicht mehr gesprochen werden darf. H. M. HUBER (1943), der in der lithologischen Aufgliederung am Scopì schon recht weit gegangen ist, sah sich gezwungen, um die bisherige Auffassung von der Scopìmulde beizubehalten, beträchtliche Faziesunterschiede zwischen den beiden Muldenschenkeln vorauszusetzen.

Die nach heutiger Auffassung N-fallende einheitliche Schichtreihe wurde von H. M. HUBER offenbar auf folgende Weise als symmetrische Mulde interpretiert: Er beginnt mit der stratigraphischen Gliederung des mit der Nufenenzone vergleichbaren «Südschenkels» in (Quartenschiefer) – sandige, tonige und kalkige Schiefer – Quarzite und Sandsteine – Knotenschiefer und Tonschiefer mit Kalkbänken (als Muldenkern). Als Basis des «Nordschenkels» betrachtet er die autochthonen Quartenschiefer, darüber legt er als Unterlias die autochthonen Liasquarzite und Sandkalke und die Tonschiefer der Coroisserie; den Quarziten und Sandsteinen (obere Stgirserie) des «Südschenkels» setzt er anscheinend die Sandkalke mit Echinodermenresten unserer Runcalidaschichten (Teil der obern Infernosserie) gleich.

Mit der Feststellung dieser auf irrtümlichen lithologischen Vergleichen beruhenden Konstruktion wird die Annahme einer Muldenform für die Scopìzone hinfällig: Die Scopìzone stellt die frontale Partie einer von Süden an das Gotthardmassiv angeschobenen Sedimentplatte dar. Die vom autochthonen Untergrund abgeschobene Disposition der Schiefermassen beschränkt sich aber nicht nur auf die tektonische Zone, die man bisher als «Scopìmulde» zu bezeichnen gewohnt war. Wie sich erst jenseits der Val Camadra ergibt, wo mit dem allgemeinen axialen Abtauchen weitere tektonische Zonen mit dem Gebirge in Schnitt kommen, stellt das scheinbar stirnartige Abbiegen der parautochthonen Serie gegen die große steile Verschiebungsfläche, die das Kristallin des Piz Miez um mehr als 2000 m emporstellt, noch keineswegs die eigentliche Stirn der parautochthonen Überschiebungsmasse dar; sondern es ergibt sich in Val Camadra, daß sich dieselbe noch nördlich der vom Riale Presciua nach Sassina übersetzenden steilen Verwerfungsfläche in der Gruppe Coroi-Marumo nach Norden weiterverlängert. Nach den Untersuchungen von J. D. FREY folgt eine eigentliche liegende Stirn- und Biegung der Schieferserie mit Verkehrtshaken erst dort und ist gegen die steile Verschiebungsfläche, welche das Kristallin nördlich der Greinamulde um viele hundert Meter nochmals emporstellt, in ähnlicher Weise wieder angeschoben, wie die Pseudostirn des Scopì gegen das Kristallin des Piz Miez. Wegen des rapiden Axialanstieges von der östlichen gegen die westliche Talflanke des Val Camadra hebt sich diese nördliche Stirnpartie der parautochthonen Großschuppe jedoch schon über dem Paß Ufiern gegen Westen in die Luft hinaus und ist im Untersuchungsgebiet nicht mehr vorhanden.

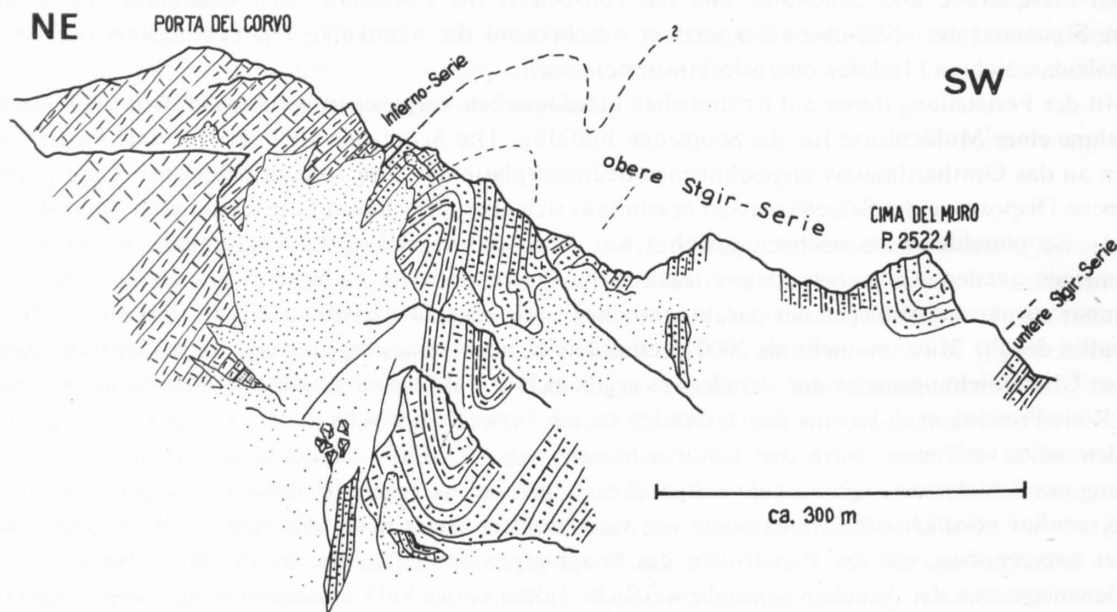
Diese Verhältnisse lassen sich offenbar nur so interpretieren, daß ursprünglich eine erst in der Coroi-Marumo-Gruppe stirnende Großschuppe des Parautochthons vorlag, welche durch die erst spät eingetretene treppenweise Emporstaffelung der nördlichen Teile des Gotthardmassivs als ganzes noch mitdeformiert worden ist. Durch die späte Staffelung des autochthonen Untergrundes an flexurartigen Steilzonen wurde auch die aufliegende parautochthone Großschuppe mit in Streifen segmentiert. Es scheint, daß im Falle der Scopìzone nach der vertikalen Verstellung an der Piz Miez-Fläche noch weitere Kompression erfolgte, durch welche eine pseudostirnartige Anschuppung der parautochthonen Schieferserie gegen das Piz Miez-Kristallin

entstand. Ein tief eingemuldeter Sedimentkeil, wie derjenige der Trias im Val Rondadura muß an sich vor der Überschiebung der parautochthonen Serie schon angelegt gewesen sein. Wenn aber der scheinbar konkordant in die Trias eingefaltete Schieferkern westlich Sta. Maria noch der parautochthonen Serie angehört, so mußte er in der letztgenannten Deformationsphase noch in den Sedimentkeil von Val Rondadura nachträglich eingeklemmt worden sein.

Nomenklatorisch ist noch Folgendes festzuhalten:

Die sehr mächtige einheitliche Schieferschichtreihe des Parautochthons, welche im Untersuchungsgebiet zur Hauptsache die Füllung der sogenannten Scopimulde bildet, wird vom Verfasser in Übereinstimmung mit seinen Gebietsnachbarn weiterhin als Scopizone bezeichnet. Von der unteren Val di Campo an spalten sich davon aber mehrere Schuppen mit eigener Triasbasis ab, die der Scopizone aufgeschoben sind. Zusammenfassend bezeichnet J. D. FREY diese Schuppen gegenüber der einheitlichen Scopizone als **Forcazone**.

Während dieser letzten Phase wurden auch in weiteren, südlich anschließenden Teilen Autochthon und Parautochthon gemeinsam noch komprimiert. Teilweise erfaßte der Zusammenschub nur die beiden Sedimentserien. So erscheint die Campoantiklinale quasi ohne Beteiligung des kristallinen Untergrundes über der ziemlich flach verlaufenden Kristallinoberfläche des Pizzo dell'Uomo zusammengeschoben. Beim Anschub gegen das hochaufgerichtete Kristallin des Piz Miez hatten die Schiefermassen zuletzt nur noch die Möglichkeit gegen Süden und oben auszuweichen, was sich in den tieferen Teilen der Schiefererien des Nordschenkels der Campoantiklinale in größeren Detailfalten mit ausgesprochenem Rückfaltenstil – Antiklinalstirnen gegen Süden – auswirkt. Die schönsten dieser Umbiegungen beobachtet man in der oberen Stgirserie, wie die nebenstehende Ansichtsfigur (Figur 12) der Porta del Corvo (Südgrat des Scopigipfel) zeigt. Diese Falten sind, durch die gelben Sandkalkbänke akzentuiert, schon vom Lukmanier aus sehr schön sichtbar auf Gruarescio östlich des Passes. Die Inferno- und Coroiserie fallen über diesem Faltenstockwerk der Stgirserie wiederum ziemlich glatt und unverfaltet nach N ein. Sie hatten offenbar Gelegenheit, ohne innere Deformation frei nach Süden und oben auszuweichen. Die komplizierte Verfaltung, die sich durch die zwei entgegengesetzten Faltungsvorgänge ergab, kommt nur zum Teil in den geologischen Querprofilen zum Ausdruck.



Figur 12. SW-Grat der Porta del Corvo. Ansichtsskizze gezeichnet vom Westgrat des Scopi (N Gruarescio), Kote 2435.

Gegen E stellt sich die Scopizone steiler, das heißt, die Schichten fallen mit immer stärkerer Neigung nordwärts gegen das Kristallin, resp. die Reste der autochthonen Serie ein; bis sich zuletzt der merkwürdige Zustand einstellt, daß gerade die jüngsten Schichten, die Coroiserie, mit der ihr nördlich gegenüberliegenden, steil nordeinfallenden Kristallinfront praktisch parallel stehen.

Unter dem beginnenden Einfluß der andrängenden penninischen Decken wird in der Gegend von A. Bovarina das strukturelle Bild in Karte und Profilen komplizierter. Die Antiklinale der Val di Campo und ihr Nordschenkel, die Scopizone, gelangt mehr und mehr in überkippte, verkehrte Stellung, als Vorbereitung



dafür, daß sich jenseits des Camadratales nach den Untersuchungen von J. D. FREY schließlich eine liegende Stirnfalte mit gut entwickelten Verkehrtshenkel herausbildet. Durch das Überliegen der Val di Campo-Antiklinale kommen nördlich von Ronco di Gualdo die Quartenschiefer lokal über den Lias, und die ersten Anzeichen einer Verschuppung, die dann die Tektonik östlich der Val Camadra beherrscht, werden erkennbar.

Die zur Profilkonstruktion benützten Faltenachsen (b-Lineationen) fallen westlich Alpe Bovarina mit ungefähr 20° gegen Osten. Das Auftreten neuer tektonischer Elemente bewirkte zwischen A. Bovarina und Berneggio die Ausbildung flacher, zum Teil sogar flach westfallender Stellung der Faltenachsen. Vom Riale Retico an ostwärts schwenken die b-Axen gegen ENE ab und werden am Westhang der Val Camadra etwas steiler (20–25°).

### 3. Die Antiklinale der Val di Campo

Der breite Zug karbonatischer Trias, der von Casascia am Lukmanier über den Passo di Ganna Negra in die Val di Campo zieht, trennt die Scopizone von den südlicheren parautochthonen Schieferserien. Im Querschnitt des Passo di Ganna Negra erscheint diese Trias noch als normale antiklinale Aufwölbung. Die Gewölbumbiegung kommt durch das fast parallele Abfallen des Tales und der Antiklinalaxe erst zuunterst in der Val di Campo zur Intersektion. Das Gewölbe schließt sich aber nicht vollständig, indem ein schmaler Rauhwackezug, der sich aus dem Triaskern entwickelt, von Porteglia nach Buttino und über das Camadratal hinweg (die beiden Antiklinalschenkel weiterhin trennend) nach Osten weiterzieht.

### 4. Parautochthon südlich der Antiklinale der Val di Campo

In Form einer nach Osten geneigten flachen Schüssel liegt zwischen der Val di Campo und der Valle del Lucomagno das südlichste Paket gotthardmassivischer Sedimentbedeckung, bestehend aus karbonatischer Trias, Quartenschiefern, Stgir- und basaler Infernoserie. Die Obergrenze wird gebildet durch die Aufschiebung der Sostozone, und die Trias der Stirn der Lucomagnodecke begrenzt die gotthardmassivischen Schiefer im Süden.

Die parautochthone gotthardmassivische Schieferserie südlich der Val Campo-Antiklinale ist stark verformt und läßt sich in Teilantiklinalen und -synklinalen gliedern. An die **Triasantiklinale von Val di Campo** schließt sich südlich deren steilstehender, ziemlich genau W-E streichender Südschenkel an. Die resistentesten Bänke der ganzen Schichtreihe, die Quarzite der obern Stgirserie, bilden hier den Grat der Costa. Am Nordhang der Costa können in den Quartenschiefern Schuppen von Gesteinen der untern Stgirserie verfolgt werden, bis sie in der Sackung von Predasca verschwinden. Bei Campo-Blenio wird dieser Nordschenkel der **Synklinale von Dötra** zusammen mit den basalen Schuppen nach Norden gequetscht. Die unterste Schuppe bildet auf der Westseite des Camadratales die hangparallel nach Osten fallende Liasplatte zwischen Buttino und Pianchera. Wieder steilstehend und ENE streichend, heißen der Nordschenkel der Synklinale von Dötra und seine Schuppen östlich Val Camadra **Piancaschuppen** (J. D. FREY, 1960). Gegen S folgt die flache Synklinale von Dötra, die, bedingt durch das östliche Axenfallen zwischen Piz Cadreghe und Croce Portera gegen W in die Luft ausstreicht. Durch die flache, spärlich aufgeschlossene Synklinale von Dötra wurden 3 Bohrungen zu Sondierzwecken vorgetrieben. Die Einteilung in die stratigraphischen Serien anhand des frischen Gesteins der Bohrkerne erwies sich als recht schwierig, da die Metamorphose die lithologischen Unterschiede eher verwischte. Dieselbe Schwierigkeit tritt übrigens auch bei der Beurteilung des hier durch den Stollen aufgeschlossenen Gesteins auf; untere und obere Stgirserie können aber noch ganz grob gegeneinander abgegrenzt werden.

Die Synklinale von Dötra geht gegen S in die **Antiklinale von Pian Segno** über, unter welche die **Kristallinaufwölbung von Selva-Secca** axial eintaucht. An diese nicht ausgesprochen akzentuierte Antiklinale von Pian Segno schließt im Süden die durch innere Verfaltung komplizierte, nach N überliegende **Synklinale von Campra** an, welche hier den Südrand des aufgeschlossenen Parautochthons bildet.

Eine ihrer Teilmulden greift zwischen das Kristallin der Selva-Secca und die Lucomagnodecke hinein. Bei axialem Abfallen nach E bis ESE endet sie deutlich synklinal nach Süden. Eine zwischen Selva Secca und Lucomagnodecke hinunterziehende Wurzel dieser «Sedimentdecke» kann nicht nachgewiesen werden. Verfolgt man die Struktur des Südrandes der Dötramuße noch weiter nach Osten, so stellt man fest, daß der Lias

sowohl unten (Frodalera) wie auch im Süden und oben (Campra/Camperio) von Quartenschiefern umlagert ist. In den Querprofilen wurde dies als liegende, nach Norden geöffnete sekundär verfaltete Synklinale interpretiert. Diese Camprasynklinale wird dann von der Überschiebung der Lugnezerschiefer abgeschnitten und ihr synklynal umgebogener (oder aufgestülpter) Südrand taucht axial gegen E unter die Schuttmassen des Beckens von Olivone ein.

Die Öffnung dieser völlig liegenden Synklinale gegen Norden und oben erscheint durch die Überschiebungsfläche der Sostozone oben zugeriegelt. Diesen Eindruck gewinnt man wenigstens aus den Profilkonstruktionen; direkt ist der Kontakt zwischen Sostozone und gotthardmassivischen Schiefern entlang dem ganzen Südrand des Plateaus von Dötra bis Olivone durch Sackung und Moräne verhüllt. Während diese Überschiebung die weite Dötramulde der gotthardmassivischen Schieferunterlage noch konform mitmacht, sind jedenfalls nirgends mehr Lugnezerschiefer in die enge, völlig zusammengeklappte südlichste Mulde der gotthardmassivischen Sedimente sichtbar eingelagert. Die Verkehrtserie der Campramulde mit Quartenschiefern im Hangenden, verfaltete mit liegendem Lias, läßt sich bis zur Brücke außerhalb Camperio (Aufschlüsse zwischen Hospiz und Brücke) und in die Wasserfallstufe des Brenno südlich Sommascona verfolgen, wo sie axial abtauchend schief unter der Sackung des Gualdo Maggiore verschwindet. Auffällig ist das Verhalten der Faltenachsen: Bei Croce Portera und Dötra noch mit 15–20° nach Osten fallend, drehen sie schon bei Frodalera und vor allem bei Campra gegen ESE ab. Dazu kommen bei Campra noch SE-fallende Axen, die aber meist eher flach sind. Die Übersicht über die gemessenen Faltenachsen der Dötramulde zeigt recht schön eine Divergenz gegen Osten: Die Mulde wird breiter, ganz im Gegensatz zur sonst festzustellenden, gegen Osten zunehmenden Zusammenquetschung. Dieses eher abnorme Verhalten der Dötramulde könnte vielleicht mit der frühzeitigen Einfaltung der Lugnezerschiefer zusammenhängen.

Zwischen dem Südrand dieser Schiefermassen und der eigentlichen Stirn der Lucomagnodecke liegt noch eine 100–150 m breite Triaszone mit Rauhwacke und Gips, die als Hauptursache der ausgedehnten Sackungen des rechten Hanges der Valle del Lucomagno zwischen Frodalera und Olivone anzusehen ist. Diese Rauhwacke-Gips-Zone ist aufgeschlossen südlich von Frodalera, wo in ihr einige Dolinen und Versickerungstrichter liegen, dann südlich der Straßenbrücke über den Brenno bei Camperio und vor allem südlich des Dorfteils Scona bei Olivone am S-Ufer des Brenno del Lucomagno. An dieser Stelle ist die Zone mit Gips und Rauhwacke von der Trias der Lucomagnodecke durch einen Bündnerschieferzug getrennt, der ebenfalls noch der Lucomagnodecke zuzuschreiben ist. Dies würde eine Zuordnung der Gips-Rauhwacke-Zone zum gotthardmassivischen Sedimentmantel erlauben.

### c) Penninikum nördlich der Lucomagno- und der Aduladecke

Das allgemeine östliche Einfallen bedingt den stark verschiedenen geologischen Aufbau auf den beiden Seiten des Bleniotales. Im Westen stößt die Lucomagnodecke als tiefste penninische Einheit mit ihrem Mesozoikum an die ultrahelvetische parautochthone Hülle des Gotthardmassivs, in welche von oben das nördlichste penninische Mesozoikum, die Zone der Lugnezerschiefer, eingefaltet ist. Entlang dem Bleniotal, von Olivone an südwärts, verschwindet die Lucomagnodecke unter der relativ dünnen Lamelle der Sojadecke. Die Ostflanke des Bleniotales wird im Süden von der gegen W in die Luft austreichenden Simanodecke eingenommen und nördlich deren Stirn, in der Val Soja, liegt die nächsthöhere mächtige Aduladecke auf der Sojadecke. Von Olivone-Solario an bildet die Stirn der Aduladecke das nördlichste penninische Kristallin. Zwischen dem gotthardmassivischen Mesozoikum und der Aduladeckenstirn liegen mehr oder weniger ausgewalzt die selbständigen tektonischen Einheiten der Sostozone, der Terrizone und der Sojadecke.

#### 1. Sostozone\*

Die durch Verfaltung und leichte Metamorphose sehr resistent gewordenen Lugnezerschiefer sind im allgemeinen gut aufgeschlossen. Nur dort, wo sie von bedeutenden Triaszügen unterlagert sind, werden auch sie von Sackungen ergriffen. Auf diese Weise ist durch die Sackung von Anvéuda-Sommascona und durch die daraufliegende Moräne ihr Ausstreichen über der gotthardmassivischen Dötramulde der Beobachtung ent-

\* Benannt nach dem Gipfel «Sosto» 2220,6 m N Olivone, Koord. 716060/156300.

zogen. Ebenfalls versackt ist ein Streifen Lugnezerschiefer an der Toira in Richtung Sostoschlucht, und die nicht aufgeschlossene Trias östlich Marzano verursachte die kleine, oberflächliche Sackung am Südfuß des Sosto. Im stratigraphischen Teil wurde schon darauf hingewiesen, daß überall wo im Untersuchungsgebiet der Rand der Lugnezerschiefer aufgeschlossen ist, diese in sehr wahrscheinlich normalem Kontakt mit Quartenschiefer stehen. Diese Zusammenhänge bilden leider vorläufig die einzigen Kriterien sowohl zur stratigraphischen wie auch zur tektonischen Beurteilung.

Die südlichsten Aufschlüsse von sicheren Lugnezerschiefern finden sich bei Olivone-Lavòrceno und östlich von Marzano. Eine Fortsetzung durch die Bleniomulde gegen S kann nicht nachgewiesen werden, und die häufig mit den Lugnezerschiefern verglichenen Bündnerschiefer vom Hügel «Grumascio» bei Torre sind diesen wohl lithologisch ähnlich, doch kann dasselbe von den mit den Sostoschiefern sicher nicht direkt zu verbindenden Bündnerschiefern der Aduladeckenstirn noch eher gesagt werden.

Vorläufig, d. h. bis die Resultate vergleichender Untersuchungen zwischen Lugnezerschiefern, «Grumascio»-Bündnerschiefern und den Schiefern des Pizzo Molare vorliegen, bin ich eher geneigt, die Lugnezerschiefer aus etwas höheren penninischen Decken zu beziehen und sie in der Gegend von Olivone synklinal enden zu lassen. Diese Synklinale ist aufgeteilt in den breiten, in die Synklinale von Dötra eingefalteten Lappen der Toira und Sosto und den viel kleineren Lappen östlich Marzano. Die trennende Trias ist an der Oberfläche nirgends aufgeschlossen und wurde mit einer Sondierbohrung erstmals angefahren. Der Freilaufstollen Olivone-Malvaglia querte dann diese karbonatische Trias, deren tektonisierte Rohwacke etwelche technische Schwierigkeiten bereitete. Dabei erwies sich, daß die Triasantiklinale durch einen eingefalteten Bündnerschieferzug verdoppelt ist. Südlich davon folgen eher tonige Bündnerschiefer, die eventuell mit den basalen schiefrigen Lugnezerschiefern KOPP's zu vergleichen sind. Die synklinale Endigung des Teillappens östlich Olivone kann im Felde nicht nachgewiesen werden. Der Triasantiklinale von Marzano in der Unterlage der Lugnezerschiefer entspricht eine analoge antiklinale Aufwölbung des Daches der Lugnezerschiefer zwischen Forcadona und der Val Luzzzone – eine Aufwölbung, deren Kern aus Lugnezerschiefern, oben umgeben von Quartenschiefern, besteht und daher als verkehrte Synklinale anzusehen ist. In die Lugnezerschiefer sind bei der Sperrstelle Luzzzone, auf der linken Talseite, Terrischiefer mit ihrer Trias eingefaltet. Die Detailstruktur dieser Einfaltung wurde beim Aushub des linken Widerlagers der Staumauer ersichtlich (vergleiche Technischer Teil, Abschnitt: Staumauer Luzzzone). Die Lugnezerschiefer scheinen ohne wesentliche Komplikationen über P. Güda/P. Ner nach Osten zu verlaufen, doch sind auch da noch die Resultate der im Gange befindlichen Untersuchungen von A. UHR abzuwarten.

## 2. Sojadecke

Die Sojadecke wurde erstmals von E. ARGAND (1915) als selbständige Decke ausgeschieden und mit der Lebendundecke des Westtessins parallelisiert. Ihr Charakter als allseitig geschlossene Linse (H. JENNY, 1923) bereitet heute noch einer Einordnung in das Deckengebäude große Schwierigkeiten. Bei der Durchsicht der Literatur kann man feststellen, daß schon sämtliche Möglichkeiten der Einwurzelung der Sojadecke diskutiert wurden.

O. GRÜTTER (1936) weist darauf hin, daß P. NIGGLI als erster die Vorkommen von Verrucano und Mesozoikum vor der Stirn der Aduladecke als nördliche Fortsetzung der Sojadecke erkannt habe. H. JENNY (1923) begründet seine Ansicht, daß die Sojadecke im Süden wurzle, mit der Feststellung, daß entsprechend einer Auswälzung durch höhere Decken im Süden noch Altkristallin, dann sukzessive gegen Norden nur noch Verrucano, Trias und Bündnerschiefer (Terrischiefer) vorhanden sind, welche Anordnung der Hypothese der Auswälzung einer an Ort und Stelle wurzelnden Decke durch nächst höhere Decken entspreche.

Der nördliche Teil der Sojadecke taucht stark ausgedünnt östlich von Olivone unter der Aduladecke hervor. Zwischen der Sostozone und den Bündnerschiefern der Aduladeckenstirn liegen an der engsten Stelle (etwa auf Kote 1200) unterhalb Compieto ungefähr 10 m grüner, etwas konglomeratischer Serizitschiefer. Schon 100 m höher wird der Verrucano zusammen mit den Triasdolomiten über 80 m mächtig. Gegen Nordosten wird die Sojadecke immer mächtiger und bei Compieto scheint sie die ganze Breite des Tales einzunehmen. Die Trias zwischen dem Sojaverrucano und den Adulabündnerschiefern dünnt wieder auf wenige Meter Mächtigkeit aus, und zwischen dem Talausgang Val Carassina und dem Passo Muaz schalten sich unter dem Verrucano, mit Zwischenlagerung von karbonatischer Trias, Quartenschiefer ein. Sehr rasch schwillt dann

im Liegenden der im Druckstollen Carassina–Luzzzone noch recht dünne Bündnerschieferzug der Forcadona an. Am Grat südwestlich Forcadona sind diese Bündnerschiefer (etwas sandige Kalkphyllite und Tonschiefer, sehr wahrscheinlich Terrischiefer) durch dünne Quartenschieferzüge in Schuppen gegliedert. Unter der Sackung und der Moränenbedeckung hindurch sind sie mit den schwarzen tonigen Terrischiefern des Talgrundes Luzzzone zu verbinden, wo sie an ihrer Basis intensiv mit Quartenschiefern verfault sind. Auch im Talgrund der Val Luzzzone existieren mindestens zwei, durch Quartenschiefer getrennte Terrischieferschuppen. Die Aufschiebung auf die Sostozone erfolgte längs einem gut erkennbaren Streifen mit mylonitisierter Rauhwacke und Dolomit, der südlich von Passo Muaz an der neuen Strasse aufgeschlossen ist, von da in den Sattel der Forcadona zieht und ungefähr dem Sackungsrand entlang in die Val Luzzzone hinunterläuft. Von da ist diese Reibungszone talauswärts gegen W mit den tektonisierten rauhwackenartigen Quartenschiefern des linken Widerlagers der Staumauer Luzzzone in Verbindung zu bringen. Ihre Verlängerung nach Osten ist unter dem Schutt des Luzzonebaches und in den Quartenschieferzügen am Ausgang der Val Cavallasca zu suchen.

Unter den Terrischiefern, in der Sackung zwischen Forcadona und Val Scaradra, erreicht der Verrucano der Sojadecke durch Faltung und Schuppung größere Mächtigkeit. Zusammen mit dem Verrucano wird auch der teils weiße, teils graue Dolomit- und Kalkmarmor der Sojadecke verschuppt und verfault.

Die ineinandergeschachtelten Lugnezer- und Terrischiefer zwischen Forcadona und Val Luzzzone lassen eine gemeinsame letzte Verfaltung erkennen. Möglicherweise geschah dies, als der zuerst im Süden zurückgebliebene Verrucano durch die Aduladecke wieder nach Norden geschleppt wurde und, sich in die Terrischiefer einbohrend, die verdickte Stirn bildete.

### 3. Aduladecke

Im Laufe der Besprechung der Stratigraphie der Bündnerschiefer der Aduladecke wurde die Ansicht geäußert, daß diese, auch «Bündnerschiefer über der Sojadecke» genannt, schon primär der Aduladecke angehören.

Der Verlauf der Stirn der Aduladecke zwischen Olivone und Val Scaradra ist nicht ganz regelmäßig. Die Verbiegungen sind aber nicht nennenswert und werden von den Bündnerschiefern getreulich mitgemacht. Nirgends finden sich zwischen Kristallin und Bündnerschiefern Anhäufungen von Trias, wie dies bei der Sojadecke der Fall ist. Nach der Karte von FRISCHKNECHT, JENNY und KOPP (1923) steht die komplizierte Innentektonik der Aduladecke in auffälligem Gegensatz zur einfachen Umrißlinie. Die im Gange befindlichen Untersuchungen von W. EGLI haben die Klärung dieser Fragen zum Ziel.

### d) Gefügeanalysen

Seit etwa 20 Jahren bilden die Tessiner Alpen Gegenstand der vor allem von E. WENK in den penninischen Gneisregionen durchgeführten gefügeanalytischen Untersuchungen. Aus den letzten Jahren liegen auch ähnlich ausgerichtete Arbeiten über den gotthardmassivischen Sedimentmantel vor. A. KVALE (1957) stellte die Ergebnisse von Gefügeuntersuchungen im ganzen Gotthardmassiv in einer vorläufigen Mitteilung dar. H. WUNDERLICH (1957 + 1958) und W. PLESSMANN (1958) legten das Hauptgewicht ihrer Forschungen auf die Sedimenthülle des Gotthardmassivs und die Fossildeformation, während E. NICKEL (1960) einen fraglichen Belemniten von Frodalera strukturell untersuchte. Ein Teil der penninischen Bündnerschiefer der Aduladecke wurde von H. JÄCKLI (1959) gefügeanalytisch behandelt.

H. WUNDERLICH (1958) unterscheidet zwei Lineare: Ein Linear I in N-Richtung entspricht der ersten Bewegung parallel den Schichtflächen; gleichzeitig wurden die Schichten ausgewalzt (Deformation von Ooiden siehe W. JUNG, 1963; Längung von Belemniten und Mineralien). Nach Blockierung der Bewegung sind nur noch Ausweichmöglichkeiten senkrecht zu den Schichtflächen vorhanden. Bei dieser Verformung wurden die allgemein W-E-streichenden Faltenachsen angelegt (Linear II – B-Axen) und bei der Aufwölbung der Tessiner Kulmination schiefgestellt.

Bei der Feldbeobachtung und der Kartierung galt es, die für die Lösung der tektonischen Fragen wichtigen Strukturelemente auszuscheiden und zu messen. Es erwies sich, daß im Untersuchungsgebiet nur die ungefähr nach Osten fallenden Faltenachsen für die geometrische Großform der geologischen Körper bestimmend sind. Wichtig ist aber die Tatsache, daß die einzelnen tektonischen Einheiten ihren Querschnitt im Streichen ändern,



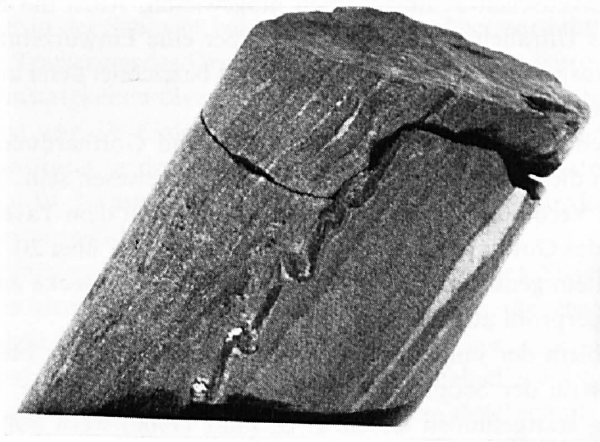
auf größere Distanzen also keine zylindrischen Körper sind. Darauf mußte besonders bei den Profilkonstruktionen geachtet werden. Die räumliche Anordnung der Richtungen der Faltenachsen ist aus der Tafel 1 ersichtlich.

Aus Zeitgründen mußte auf Gefügeuntersuchungen, die über die Feldbeobachtungen hinausgingen, verzichtet werden.

W. JUNG (1963) gelang es, in einem Gestein aus der Val de Silgin die deformierten pyritischen Ooide zu vermessen. Er erhielt eine Streckung des Ooids in der Richtung von Linear I von 440% und schloß aus dieser Verformung und der gesamten Schichtmächtigkeit des Ultrahelvetikums südlich des Gotthardmassivs auf einen relativen internen Translationsbetrag zwischen fixierter Unterlage und Obergrenze der ultrahelvetischen Schieferschichtreihe von mindestens 30 km.

### e) Die Metamorphose

Recht auffällig sind die Metamorphoseunterschiede innerhalb des Untersuchungsgebietes. Gleichaltrige Sedimente können im Nordosten, im Camadratal, noch schwach epimetamorph (mit Serizit- und Chloritoidbildung) geblieben sein und im Südwesten, am extremsten bei Frodalera, als stark mesometamorphe Granatglimmerschiefer, Hornblendegneise, zum Teil mit Staurolith und Disthen, vorliegen. Der Grad der Metamorphose ist nicht an die tektonischen Einheiten gebunden; eine Art «metamorphe Front» quert das Gebiet von Südosten nach Nordwesten mit Zonen höherer Metamorphose im SW. Die Metamorphose hat spätestens mit den letzten Verfaltungen eingesetzt: Dies beweisen die in den Dünnschliffen recht häufig sichtbaren, um die b-Achse gedrehten Granate. Hin und wieder können diese auch makroskopisch, vor allem an angeschliffenen Flächen, erkannt werden, wie dies die Photographie eines Bohrkerns aus der Dötramulde zeigt (Figur 13).



Figur 13. Gedrehte Granate aus einem Bohrkern aus der Bohrung 3. Pian Com/Dötra. Untere Stgirserie (Photo Mainardi).

Das Vorkommen von idiomorphen Mineralneubildungen (Granate in der Dötramulde und in den Quartenschiefern des Stollens Sommascona–Olivone u. a. m.) beweisen aber, daß die Metamorphose die Faltungsvorgänge überdauert hat. Die Existenz von unveränderten sternförmigen Crinoidenquerschnitten in Sandkalken, eingelagert zwischen Granatglimmerschiefern mit bis 1 cm großen Granaten am Pizzo Cadreghe, zeigt die unterschiedliche Reaktion auf die zur Metamorphose führenden Vorgänge.

## B. Tektonische Resultate

Die als **ultrahelvetisch** anzusehende Sedimenthülle des südöstlichen Gotthardmassivs bildet im Lukmaniergebiet eine an das Kristallin angeschobene verfaltete Platte, die die heute fast vollständig fehlende autochthone Bedeckung abgesichert hat. Gegen Osten entwickelt sie sich zu einer stark verschuppten «Deckfalte», wobei die Entstehung der einzelnen Schuppen aus den beiden Schenkeln der Val Campo-Antiklinale schon westlich der Val Camadra beobachtet werden kann. Die Änderung des Baustils von Westen nach Osten kann auf eine großtektonische Störung im Längsprofil der Alpen – die Tessiner Kulmination – zurückgeführt werden. Aus der geometrischen Konfiguration der parautochthonen Sedimenthülle läßt sich die folgende zeitliche Abfolge der gebirgsbildenden Vorgänge herauslesen: 1. Vorschub der Lucomagnodecke; gleichzeitige Abscherung des Parautochthons aus seinem ursprünglichen Verband und Verdrängung der autochthonen Hülle des Gotthardmassivs nach Norden. – 2. Vor-Überschiebung der Sostozone auf die parautochthonen Schiefer. – 3. Infolge Unterschiebung durch tiefangreifende penninische Elemente Ausbildung des «Gotthard-Deckenrückens» zu einem Fächer und Ausquetschung der Scopizone gegen S und oben unter Rückfaltung. – 4. Beginnende Ausbildung der Tessiner Kulmination, welche das Vordringen der nächsthöheren penninischen Elemente (Aduladecke) bereits beeinflusst. – 5. Vordringen der penninischen Decken östlich der Tessiner Kulmination bei gleichzeitiger Pressung des Parautochthons mit Bildung von isoklinalen Falten und Schuppen und tiefe Einfaltung der Sostozone unter Aduladecke und Terrizone bei gleichzeitiger Verfaltung mit der letzteren.

Der Südrand des Gotthardmassivs wurde schon frühzeitig als Wurzelzone nördlicherer Decken angesehen. H. SCHARDT (1898) postulierte eine große Überschiebungsdecke mit Wurzel südlich des Gotthardmassivs. R. STAUB (1938) und W. NABHOLZ (1954) erklärten den Südrand des Gotthardmassivs als Wurzelzone der helvetischen Decken. R. STAUB (1958) verließ aber diese Ansicht wieder und legte die helvetische Wurzelzone, wie schon P. ARBENZ (1916), in die Rhein-Rhone-Linie (genauer in die Urseren-Garvera-Mulde).

Bei der Besprechung der Stratigraphie der Sedimente des südlichen Gotthardmassivs wurde wiederholt auf deren Ähnlichkeit mit ultrahelvetischen Sedimentserien hingewiesen. Auch die analoge räumliche Stellung erlaubt die Einordnung in das Ultrahelvetikum. Damit ist aber eine Einwurzelung der helvetischen Decken südlich des Gotthardmassivs ausgeschlossen. R. TRÜMPY (1958) bezeichnet denn auch die gotthardmassivische Sedimentdeckung als ultrahelvetisch.

Da die helvetischen Decken aus dem Raum zwischen Aar- und Gotthardmassiv stammen, muß der ursprüngliche Abstand zwischen diesen beiden Massiven viel größer gewesen sein. R. TRÜMPY (in der FALLOT-Gedenkschrift) postuliert eine Verbindung der helvetischen Decken mit dem Tavetscher Zwischenmassiv und kommt auf eine Anschiebung des Gotthardmassivs an das Aarmassiv von über 20–30 km. Eine Überschiebung dieses Betrages würde bei weitem genügen, um das Gotthardmassiv als Decke zu bezeichnen, wie dies auch R. STAUB (1958) auf einem Querprofil ausführt.

Die Frage nach dem Verbleib der jüngeren Serien des Ultrahelvetikums bleibt weiterhin offen. Sofern Jüngeres als Aalenian (Coroiserie der Scopizone) überhaupt abgelagert wurde, so muß über dieser Coroiserie eine weitere Abscherung stattgefunden haben. J. D. FREY (1960) weist auf den von W. RÜEFLI (1957) beschriebenen Schürfling von ultrahelvetischem Aalenian an der Basis des Sardonaflyses hin.

Im penninischen Bereich bleiben weiterhin verschiedene Probleme ungelöst. Die Vermutung, daß die Sostozone, aus dem Rücken der Aduladecke stammend, von oben eingefaltet sein könnte, wurde schon ausgesprochen. Weder für liasisches noch für kretazisches Alter liegen irgendwelche paläontologische Beweise vor. Daß die Sojadecke mit den Terrischiefen von unten aufgeschürft wurde, scheint auf Grund ihrer Geometrie wahrscheinlich; ihre Einwurzelung bleibt aber weiterhin umstritten.

Es bleibt zu hoffen, daß die noch im Gange befindlichen Untersuchungen in den Nachbargebietendie Grundlagen zur Lösung dieser Probleme liefern werden.

# V. Geologie

## der Anlagen der Blenio-Kraftwerke

Das erste konzessionierte Projekt zur Ausnützung der Wasserkräfte des Bleniotales geht zurück auf das Jahr 1917 und sah eine zweistufige Anlage vor mit einem Staubecken in Campra, einer ersten Zentrale in Ponto Valentino und einer Überleitung in eine Zentrale bei Pollegio in der untern Leventina. Dazu wurde von BUXTORF und PREISWERK (1920/1921) ein geologisches Gutachten ausgearbeitet. 1942 sah ein anderes Projekt ein vierstufiges Werk zwischen Campo Blenio-Camperio und Pollegio vor. 1943 wurde vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (in: Die verfügbaren Wasserkräfte der Schweiz, 5. Teil Speicherungsmöglichkeiten im Tessin-gebiet) eine dreistufige Ausnützung der Gewässer des obern Bleniotales vorgeschlagen mit einem Becken in Pian Segno, einer Zentrale und einem Speicher in Campra, in welchen das bei Mti. Orsera in der Val di Campo gefaßte Wasser eingeleitet werden sollte, und einer Zentrale unterhalb Ponto Valentino. Ein Ausgleichsbecken bei Castro hätte dazu noch den Brenno aufnehmen sollen. Die Ausnützung sollte in der mittels langen Hangkanälen und Stollen erreichten Zentrale Pollegio erfolgen. Daneben war eine davon unabhängige Anlage in der Val Malvaglia vorgesehen.

1943 begannen die Projektierungsarbeiten des Ingenieurbüro Dr. A. KAECH, zuerst im Auftrag des Kantons Tessin und später für das Konsortium Greina-Blenio. Die unter der Leitung von Prof. Dr. W. LEUPOLD stehenden geologischen Untersuchungen führten für die unterste Stufe sehr bald zu einer Aufgabe der Stollenführung an der, auf weite Strecken versackten, rechten Flanke des Bleniotales\*. Das System für die oberen Stufen war wie folgt vorgesehen: Ein großer Stausee auf der Greinahochebene mit einer Kavernenzentrale im Camadratal östlich Daigra mit einer in das Unterwasser der Zentrale mündenden Wasserfassung und von da eine Stollenführung gegen das untere Luzzonetal. Eine Variante dazu war die direkte Führung des Druckstollens von der Greina unter dem P. Coroi und dem P. Pianca hindurch in eine Zentrale am Südfuß des P. Pianca. Ein Ausgleichsweiher in der Schlucht bei La Forca leitete über zur mittleren Stufe mit Zentrale in der Südflanke des Sosto. Für die Tracierung des Druckstollens Olivone-Biasca wurden zur Überwindung der mannigfaltigen geologischen Schwierigkeiten diverse Varianten diskutiert, dabei aber immer die rechte Talflanke ausgeschlossen. Als Nebenast war die Einleitung des Val Campo-Baches in einen See bei Campra und eine Vereinigung mit dem Greinastrang in der Zentrale Olivone vorgesehen. An den Kartierungsarbeiten für die letzteren zwei Projekte waren W. NABHOLZ und R. SCHOOP beteiligt und für das Stauobjekt Campra wurden beträchtliche Sondierarbeiten ausgeführt.

Die wirtschaftlich sehr günstige Ausnützung des Greinabeckens gegen Süden wurde dann aus politischen Gründen unmöglich, und in den nächsten Jahren beschäftigte sich die genannte Studiengruppe mit der Projektierung und dem Ausbau der Maggia-Kraftwerke.

Als Ersatz für das Greinabecken wurde im Projekt 1954 erstmals die Val Luzzzone als eigentliche Jahres-speichermöglichkeit in Betracht gezogen. Die rasche Entwicklung der Technik des Talsperrenbaues erlaubte nun auch die Projektierung von ausgesprochen hohen Bogenmauern. Dazu wurde der Vorschlag zur Aufstauung eines Ausgleichbeckens in der Val Malvaglia wieder aufgegriffen. Seit 1952 beschäftigte sich unter der Leitung von Prof. W. LEUPOLD neben W. RÜEFLI auch C. SCHINDLER an der geologischen Neukartierung auf Grund neuerstellter topographischer Unterlagen. Das Projekt sah noch eine getrennte Führung der beiden Stränge Camadra-Luzzzone und Pian Segno-Campra-Campo-Luzzzone vor. Das damals von technischer Seite gewünschte Niveau der Fassung Pian Segno gestattete aus geologischen Gründen eine direkte Überleitung in das Camadratal nicht.

Hand in Hand mit der durch Detailkartierungen von R. WEGMANN und R. FREI erweiterten Kenntnis der geologischen Struktur konnte die Linienführung der Stollen verbessert werden. In einer Expertise von 1957 wies Prof. W. LEUPOLD darauf hin, daß durch die Höherverlegung der Wasserfassung über das Niveau von Pian Segno eine direkte Einleitung des Lukmanierbrenno in das Speicherbecken Luzzzone möglich wird, obwohl vorzusehen war, daß besonders die Querung der Val di Campo mit ihrer karbonatischen Trias noch etwelche Schwierigkeiten bieten werde. Damit erreichte die Anlage der obersten Stufe der Blenio-Kraftwerke

\* Gutachten von Prof. W. LEUPOLD: Die geologische Situation der projektierten Blenio-Kraftwerke, August 1943.

die Konzeption eines energiewirtschaftlich günstigen Kollektorsystems, das die alljährliche Füllung des Hauptspeicherbeckens ohne Pumpwasser gestattete.

In der Zwischenzeit begann die 1956 gegründete Blenio-Kraftwerke AG mit der Erstellung der Anlagen der untersten Stufe Olivone–Malvaglia–Biasca, die dann im Herbst 1959 in Betrieb gesetzt werden konnten. Seit dem Frühjahr 1962 ist auch ein Teil der mittleren Stufe (Kraftwerk Olivone) in die Energieproduktion eingeschaltet, während das Kraftwerk Luzzzone, und damit die ganze Anlage, im Frühjahr 1964 voll zu produzieren begann.

## A. Geologische Grundlagen der Systemlösung der Blenio-Kraftwerke

Bei der Konzeption eines Kraftwerksystems, das ein ganzes Flußgebiet im Gebirge ausnützen soll, besteht zunächst ein gewisser Antagonismus zwischen ausnützbarem Gefälle, den von unten nach oben kleiner werdenden Einzugsgebieten und entsprechend abnehmenden Wassermengen. Man könnte sich vorstellen, daß in einem reif zerschnittenen, unvergletscherten Gebirge sich für die Stufeneinteilung aus diesem Antagonismus, zusammen mit der Längenausdehnung, die jeweiligen auf einem bestimmten Horizont das entsprechende notwendige System an Wasserzuleitungen erreicht, sich eine optimale Stufeneinteilung quasi rein rechnerisch ergebe. Für ein konkretes Alpental, mit seinen alten Talbodensystemen und Verflachungen, seinen darin eingeschnittenen Gletschertrögen und ausgesprochenen Talstufen stellt sich die Suche nach einer optimalen Lösung ganz anders, indem durch die morphologische Konfiguration eine günstige Stufeneinteilung schon fast vorgegeben wird. Einzugsflächen und Wassermengen nehmen mit abnehmender Meereshöhe in einem Tal mit Glazialmorphologie keineswegs etwa nach der Art einer ausgeglichenen Funktion zu. Betrachten wir die Zunahme der Einzugsgebietsflächen resp. der Abflüsse, sagen wir pro 100 m abnehmender Meereshöhe, so nehmen diese Flächen in der Höhenlage alter flacher Talbodenreste und Gesimse sehr viel rascher zu als in den Höhenlagen, welche durch steile Glazialtrogwände der Täler eingenommen werden. Außerdem pflegen die Seitentäler eines glazial übertieften Haupttales bekanntlich als Hängetäler auf solche älteren Talbodenreste, ihre ursprüngliche Erosionsbasis, ausgerichtet zu sein und mit hohen Stufenmündungen, die von der Rückwärtserosion der Seitenbäche seit Schluß der Vereisung noch wenig zurückgeschnitten sind, über die Steilwände des Haupttal-Troges in den Talfluß einzumünden. In den ersten Zeiten der Konstruktion von Hochdruckwerken in den Alpen wurden zahlreiche solche Stufenmündungen, Stellen sehr konzentrierter Gefälle, als Einzelobjekte ausgebaut. Auch aus diesem Grunde, weil die Taltröge der Seitentäler noch stets auf ältere Talbodenlagen des Haupttales ausgerichtet geblieben sind und dieser Zustand durch die seit Ende der Vergletscherung wirksame Flußerosion sich noch wenig verändert hat, nehmen die Einzugsflächen und die zur Verfügung stehenden Abflüsse in den Höhenlagen solcher alter Talbodensysteme sprunghaft zu. In den darunterliegenden Höhenstufen der Taltrogwände nehmen sie nur sehr langsam zu, die über dem Haupttal-Boden ausnutzbaren Gefälle dafür sehr rasch ab.

Folgt man den alten Talbodenresten eines ursprünglich vergletschert gewesenen Alpentaales talaufwärts, so findet man bekanntlich, daß auch im Oberlauf des Haupttales öfters noch flachlaufende Talabschnitte erhalten geblieben sind, die vom Haupttal-Gewässer noch nicht zurückgeschnittene Relikte der älteren Talbodenlage darstellen. Die Alpentäler zeigen bekanntlich im Längsprofil des Haupttal-Stranges meistens ausgesprochene Talstufen und die oberhalb jeder Talstufe gelegenen flachen Talabschnitte pflegen niveaumäßig auf jene Gesimsereste hinauszuzielen, welche unterhalb der Haupttal-Stufen als Reste eines alten Haupttal-Bodens erhalten geblieben sind und auf welche weiter talabwärts die hängenden Seitentäler hinauslaufen.

Zahlreich sind die Beispiele, wo die Talstufen der Haupttäler wie die Stufenmündungen der Seitentäler als einzelne Wasserkraftstufen ausgenützt worden sind. Im letzteren Fall bestand das Prinzip darin, die betreffenden Seitenbäche am oberen Ende der Ausgangsschluchten, dort wo die Rückwärtserosion ihr vorläufiges talaufwärtiges Ende gefunden hat, noch im Fels zu fassen, horizontal an den Haupttal-Trogrand hinauszuführen und das Gefälle über die Trogwandhöhe bis auf den heutigen Haupttal-Boden hinunter auszunützen (zahlreiche ältere wie auch neueste Beispiele: Altes Verzascawerk, Ritom, Chippis, Fätschbach, Calancasca, Lostallo, Grono usw.). Beim heutigen, von vornherein geplanten Ausbau eines ganzen Talsystems durch eine



Gruppe von Kraftwerken sollte für eine einzelne Stufe eine ähnliche Anordnung in erweiterter Art angewendet werden können: Zugleich mit dem Haupttal-Gewässer sollten möglichst viele solcher hängender Seitentäler auf einem gemeinschaftlichen Horizont, d. h. durch einen gemeinsamen Kollektorstollen derart verbunden werden können, daß die Seitenbäche wiederum an ihren Ausgängen auf ältere Talbodensysteme, bzw. am oberen Ende der Felsschluchten gefaßt werden können, mit denen sie von der Höhe eines älteren Talbodensystems auf den heutigen Haupttal-Boden abstürzen. Einer reinen Durchführung einer solchen idealen technischen Anordnung stehen aber folgende morphologische Umstände entgegen:

Alte Haupttal-Böden haben selbstverständlich, wie die heutigen Talböden, ein beträchtliches talauswärtiges Gefälle und es pflegen die Oberkanten der Stufenmündungen der Seitentäler nicht auf einer Horizontalen zu liegen, sondern, wenn man dem Haupttal talauswärts folgt, gegen auswärts immer niedriger zu werden, entsprechend dem ursprünglichen Gefälle des Haupttales zur Zeit, als sein Talboden noch auf der Höhe der jetzigen Gesimsereste und der heute in die Luft hinausmündenden Tröge der Seitentäler lag. Es folgt daraus, daß stets nur eine beschränkte Anzahl von Seitental-Einzugsgebieten auf diese Weise durch einen praktisch horizontal verlaufenden Zubringerstollen eines Kraftwerks vereinigt werden können.

Die geeigneten Fassungspunkte für das Haupttal-Gewässer oberhalb einer Felstalstufe des Haupttals sowie diejenigen am Oberende der Mündungsstufen der nächsten talabwärts folgenden Seitentäler pflegen höhenmäßig noch einigermaßen so zu liegen, daß sie durch einen praktisch horizontalen Kollektorstollen verbunden werden können. In den talauswärtigen Seitentälern jedoch fällt die Talkreuzung auf dem Horizont dann schon tief in diese Täler zurück. Nun pflegen die Seitentäler oberhalb der zurückerodierten Ausgangsschlucht glaziale U-Tröge zu zeigen, deren manchmal sogar übertiefer Felsgrund in unbekannter Mächtigkeit von Lockermassen erfüllt ist, von Moränen, Gehängeschuttkegeln, Sackungsmassen. Die Tiefen unter diesen Schuttmassen, wo der Felsgrund verläuft, sind schwer zu schätzen und nur durch seismische Sondierung mit nachheriger Kontrolle durch Bohrungen zu eruieren. Auf jeden Fall muß nun für die Passage solcher äußerer Täler eine der drei technischen Lösungen gewählt werden: Entweder Umfahrung des Tales im sicheren Felsuntergrund, was oft beträchtliche Stollenverlängerungen mit sich bringt; oder oberflächliche Talkreuzung mit beidseitigen längeren Schuttpassagen; oder Unterkreuzung des Tales in einem im Felsuntergrund verbleibenden Siphon.

Beispiele solcher Zusammenschaltung verschiedener Seitentäler auf einem Horizont sind die untere Stufe Cavergho-Verbano der Maggia-Kraftwerke und sowohl die obere wie die mittlere Stufe (Sedrun-Curalgia-Runcahez-Tavanasa) der Kraftwerke des Bündner Oberlandes. In beiden Fällen wurden die Talpassagen in den unteren Stufen durch besondere geologische Verhältnisse erleichtert.

Angesichts solcher technischer Komplikationen in den äußeren Seitentälern wird eine weitere Parallelführung des Kollektorstollens mit dem Haupttal zum Schluß ungünstig, und es muß sich eine Ausnützung der bis zu diesem Punkt gewonnenen Wassermenge und des gewonnenen Gefälles nach dem Haupttal hin anschließen. Betrachten wir unter diesen Gesichtspunkten die Morphologie des Bleniotales, so spielen die vorbesprochenen morphologischen Erscheinungen vor allem für die Gestaltung der unteren Stufe eine Rolle.

Durch die Rücksicht auf solche Verhältnisse der Talmorphologie in Kombination mit geologischen Verhältnissen wird man oft zwangsläufig auf eine Stufeneinteilung fixiert, von der nur noch in Details abgegangen werden kann. Außerdem spielen natürlich für die Festlegung der Stufen und Horizonte auch die Höhenlagen eventueller Sperrstellen für Jahresspeicher oder Ausgleichsbecken eine erste Rolle, und es ist manchmal nicht leicht, die erstgenannten Rücksichten mit den letztgenannten Gegebenheiten unter einen Hut zu bringen.

Im Bleniotal spielen von oben nach unten folgende älteren Verflachungen und Talbodensysteme für die Kraftwerkprojektierung eine Rolle. Im obersten Einzugsgebiet beobachten wir alte Verflachungen, die sich in Höhen zwischen ca. 1900 m und 2000 m ausbreiten: das sog. «Bedrettosystem» (LAUTENSACH); Beispiele: Lukmanierpaßhöhe, Selva Secca, Pian Com, Alp Bovarina usw.).

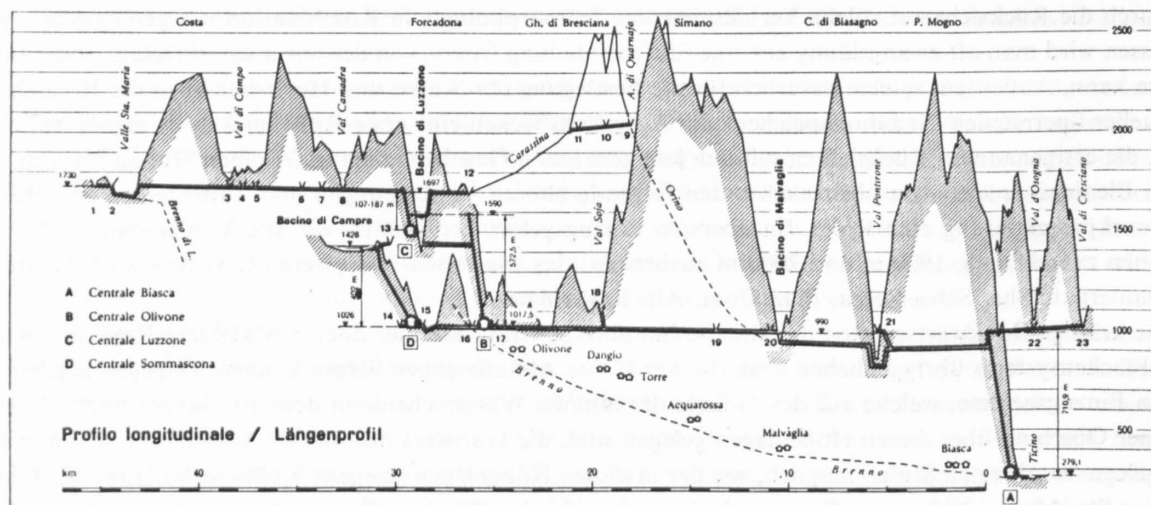
Die kräftige Rückwärtserosion des Brenno hat aber bewirkt, daß hier doch nur kleinere Reste dieses sehr alten Flächensystems übriggeblieben sind, die nur kleine Abflüßmengen liefern können. Dagegen machen die großen Einzugsgebiete, welche auf der N-Seite der alpinen Wasserscheide in dem als Ganzes hochgelegenen Bündner Oberland über diesen Höhenlagen gelegen sind, die kraftwerkstechnische Ausnützung schon in sehr hochgelegenen obersten Stufen möglich, wie der in diesen Höhenlagen gelegene Kollektorhorizont der Jahresspeicher Sta. Maria, Nalps und Cornera der «Kraftwerke des Bündner Oberlandes» zeigt. Auf der Tessiner Seite sind im Oberlauf des Maggiasystems ebenfalls derartig ausgedehnte Reste dieses hohen Flächensystems

vor der Abtragung bewahrt geblieben, daß ihre Anwesenheit nun den Ausbau des höchsten Kollektorsystems von Maggia II mit einer Reihe von zwischen 1900 und 2400 m Meereshöhe gelegenen Stauseen erlaubt.

Ein Niveau höchster Talausgänge von bereits größeren Hängetälern mit anschließenden Talstufen liegt im oberen Einzugsgebiet des Bleniotales auf rund 1700 m (Beispiel: Pian Segno, Val Carassina) und hat schon früh das Interesse der Kraftwerkprojektierung auf sich gezogen. Dadurch, daß die Abflüsse dieser Hochregion nun ohne viel Gefällsverlust im darunter gelegenen Jahresspeicher Luzzzone gesammelt werden können, hat sich ein Kollektorsystem auf diesem Horizont als wirtschaftlich ausnützbar ergeben.

Ein weiteres Niveau mit flachen Talbodenstrecken und anschließenden Talstufen liegt bei ungefähr 1400 m. Hierher gehören der flache Talboden von Val Luzzzone oberhalb der jetzt für die Luzzonestaumauer benützten Sperrstelle, der Talboden von Campra mit einer ausnützbaren Sperrstelle sowie derjenige von Compieto. Kleine Höhendifferenzen und der Umstand, daß in Val Luzzzone eine Sperrstelle für einen Jahresspeicher mit einer zwischen 1400 und 1600 m sich auf 200 m Höhe erhebenden Mauer vorhanden ist, während in Campra die geologischen Umstände einen nur sehr bescheidenen Aufstau erlauben, haben dazu geführt, daß im jetzt ausgeführten Projekt auf die in den ursprünglichen Entwürfen auf dem Niveau 1400 versuchte Kombination des Brenno di Lucomagno- und des Brenno di Campo-Stranges zuletzt wegen der sich ergebenden technischen Komplikationen verzichtet wurde.

Die in diesem Zusammenhang wichtigste morphologische Gegebenheit ist aber das jüngste der älteren Talbodensysteme, das mit dem bekannten System der Sobrioterrassen der Leventina höhenmäßig übereinstimmt. In den Haupttal-Strängen folgt längs des Greinabrenno unterhalb des ausgeweiteten Troges des unteren Val Camadra abwärts vom Dorf Campo die ausgesprochene Felstalstufe der Sostoschlucht, mit Oberkante bei 1200 m. Im Talzug des Brenno di Lucomagno beobachten wir in derselben Höhe die Terrasse von Camperio. Dieses alte Talbodensystem ist entlang dem Haupttal unterhalb von Olivone durch zahlreiche Gesimsereste dokumentiert und es münden auf dieses Niveau als Hängetäler von links her die großen Seitentäler Val Soja, Val Malvaglia und Val Pontirone. Unterhalb von Biasca münden die kleinen Seitentäler ebenfalls ursprünglich auf dieses Niveau aus, von dem sie heute mit sehr steilen Talstufen in den Boden der Riviera abstürzen. Wie gesagt gehört in den Haupttal-Zweigen in dasselbe Niveau die Oberkante der Talstufen der Sostoschlucht und von Camperio. Ausgehend von diesem Niveau von 1200 m sinkt die Oberkante der Stufenmündungen der genannten drei größeren Seitentäler im Val Soja auf etwa 1000 m, in Val Malvaglia am Talausgang bei Ponte auf 760 m, am oberen Ende der rückwärts erodierten Ausgangsschlucht des Orino auf 825 m, in Val Pontirone am Talausgang bei Pontironetto auf 725 m, am oberen Ende der Felsausgangsschlucht beim Dorf Pontirone auf 880 m (vgl. die Höhe der Sobrioterrasse am Zusammenfluß von Leventina und Bleniot, zwischen 800 und 900 m). Hieraus ergibt sich für das Gefälle des ursprünglichen Haupttal-Bodens dieses Systems ca. 400 m auf die Länge von Campo bis an die untere Ausmündung des Bleniotales, d. h. 21 km, entsprechend 2%.



Figur 14. Übersichts-Längenprofil. Stufeneinteilung der Blenio-Kraftwerke.

### a) Topographische Bedingungen für die unterste Stufe (Kraftwerk Biasca)

Einem Freilaufstollen werden aus wirtschaftlichen, bautechnischen und hydraulischen Gründen nur Gefälle von ungefähr  $20/100$  gegeben, und es stellte sich somit das Problem, auf welche Weise ein Kollektorstollen mit solch flachem Gefälle mit den besagten morphologischen Gegebenheiten des unteren Teils des Blenio-ales in Einklang zu bringen sei. Bei einer von dem potentiellen Stauobjekt Campra ausgehenden und bis nach Biasca rechtsseitig geführten untersten Stufe, wie sie auch einmal in Betracht gezogen worden ist, ergeben sich auf der ganzen Strecke keine weiteren wesentlichen Zuflüsse mehr, während auf der linken Talseite alle die genannten Seitentäler mit ihren beträchtlichen Wassermengen mitausgenützt werden konnten.

Bei einem oberhalb der Talstufe der Sostoschlucht bei Campo-Blenio auf 1200 m beginnenden Horizont der untersten Stufe wäre aber das Stollensystem in den linken Seitentälern noch zu weit in diese Täler zurückgefallen, während die günstigsten Lagen für die Fassungsstellen offenbar direkt oberhalb der ausgesprochenen Stufenmündungen anzunehmen waren. Es ergibt sich nun für das Bleniotal der sehr günstige morphologische Umstand, daß der Talboden des Haupttales von Biasca (300 m) durch eine ganze Reihe von Bergstürzen derart stufenweise gehoben wird, daß er bei Olivone ungefähr im Niveau der Oberkanten der Stufenmündungen der genannten Nebentäler gelegen ist, so daß ein von Olivone ausgehender und über Biasca endigender Kollektorstollen gerade eine für eine Kompromißlösung günstige Höhenlage erhält. Außerdem ergab sich Olivone als günstiger Einlaufpunkt für den Eingang einer unteren Stufe, weil sich dort die beiden Talstränge Brenno di Lucomagno und Brenno di Camadra natürlich vereinigen, während einer Überführung des Brenno di Lucomagno in das Camadratal auf allen höheren Horizonten bis zu dem jetzt schließlich für diese Zusammenschaltung der beiden Täler gewählten Horizont von 1700 m große geologische Erschwernisse gegenüberstehen.

Schon in den ersten neueren Projekten wurde deshalb als Horizont der unteren Stufe derjenige des Dorfes Olivone (880 m) gewählt, auf welchem mit gewissen Schwierigkeiten durch eine zunächst oberflächliche Führung im Hangkanal ein Übergang in den Stollen oberhalb Aquila erreicht werden konnte. Die Passage in Val Malvaglia lag am oberen Eingang der in die große Stufenmündung eingeschnittenen Talausgangsschlucht derart, daß dort höchstens ein sehr kleines Ausgleichsbecken hätte erstellt werden können. In Val Pontirone lag die Talpassage auf diesem Horizont ebenfalls günstig unmittelbar am taleinwärtigen Ende der bis zum Dörfchen Pontirone zurückgeschnittenen Felsausgangsschlucht.

Von dieser an sich nicht ungünstigen Lage des Zuführungsstollens nach Biasca, vor allem der Talpassagen in den genannten Tälern, wurde nun im Ausführungsprojekt 1955 abgegangen, nachdem sich inzwischen ergeben hatte, daß sich in Val Malvaglia bei höherer Lage des Horizontes eine Sperrstelle befand, welche ein viel größeres Ausgleichsbecken von 5 Millionen Kubikmeter Inhalt herstellen ließ. Mit Rücksicht auf diese wirtschaftlich sehr wertvolle Möglichkeit, welche die Ausführung der Wasserzuleitung der unteren Stufe bis an diese Stelle als Freilaufstollen gestattete, wurde nun der Stollenhorizont auf die Stauhöhe dieses Ausgleichsbeckens 992 m (bei Olivone 1020 m) gehoben. Der anschließende Druckstollen abwärts von Malvaglia gelangte entsprechend dem tiefsten Absenkungsniveau dieses Ausgleichsbeckens auf einen Horizont von 900 m.

Mit diesen Änderungen in der Höhenlage des ganzen Zuleitungssystems zum Wasserschloß Biasca veränderten sich auch die morphologischen und geologischen Bedingungen für die Talkreuzungen in den drei genannten Nebentälern sehr wesentlich und es stellten sich Probleme der Talkreuzung, welche, da von allgemeinem Interesse, unten speziell behandelt werden sollen. Angesichts der großen Verbesserung der Energiequalität durch die Einschaltung des genannten Ausgleichsbeckens waren aber die dadurch bedingten Anpassungen der Stollenführung in Kauf zu nehmen. Für das Stollengebirge, im ganzen unteren Abschnitt von Val Soja bis Biasca durchlaufend Gneis der Simanodecke, änderte sich durch diese Erhöhung des Horizontes nicht viel. Für die im Prinzip gesteinsmäßig günstigen Gneisabschnitte genügen in der nachfolgenden Detailbeschreibung kurze Bemerkungen über die Aufschlüsse beim Bau. Jedoch stellten sich neue Probleme auch für die Führung der Zuleitung im obersten Talabschnitt zwischen Olivone und Val Soja, wo der Gebirgsbau sehr kompliziert und das Gebirge im Inneren des linken Talhanges durch das Vorkommen großer Triaspakete bautechnisch z. T. sehr ungünstig ist; so daß sich die nun ausgeführte spezielle Tracéföhrung aufdrängte, die nachstehend ebenfalls besprochen wird.



## b) Topographische Bedingungen für die mittlere Stufe

Während für die untere Stufe Olivone–Biasca die generelle linksseitige Lösung seit der neueren Kraftwerkprojektierung im Bleniotal praktisch feststand, wurden für die mittlere Stufe noch verschiedene Dispositionen nacheinander in Diskussion gezogen. Der dominierende Faktor war in jedem Falle die Möglichkeit der Ausnützung des Beckens von Val Luzzzone als großer Jahresspeicher, für den sich zuletzt eine mögliche Staukote von 1591,5 mit einem Inhalt von 37 Millionen Kubikmeter ergab. Wie schon gesagt, ist das morphologisch auf demselben Talbodenniveau gelegene Stauobjekt von Campra, das nur bis Kote 1428 aufgestaut werden kann, schwer organisch mit einer vom Stausee Luzzzone ausgehenden mittleren Stufe in Verbindung zu bringen. Es wurde zuletzt von solchen Kombinationen nicht nur aus technischen Gründen abgesehen, sondern es ist festzustellen, daß einer Verbindung zwischen Brenno di Lucomagno und Brenno di Campo auf diesem Horizont wesentliche geologische Erschwernisse entgegenstanden, vor allem in Form der großen Sackungsmasse von Dötra–Anveuda, welche hätte unterfahren werden müssen, ferner wegen der Triasfüllung der Val di Campo und der notwendigen weitausweichenden Umfahrung von Val Camadra. Die «mittlere Stufe» reduzierte sich so auf eine Verbindung des Luzzonesees mit einer Zentrale Olivone im Inneren des Sostosüdfußes, wobei alle Objekte in die baulich günstigen Schiefer des Sosto zu liegen kamen; Details hierzu werden unten noch beschrieben. Den komplizierten geologischen Verhältnissen der Luzzonesperrstelle ist ein besonderer Abschnitt gewidmet.

## c) Topographische Bedingungen einer «oberen Stufe» über dem Stauspiegel des Luzzonestauraumes

Für die Füllung des Luzzonesees waren diesem Becken außer den natürlichen Zuflüssen weitere Gewässer zuzuleiten, wobei eine Einleitung des Abflusses aus der oberen Val Camadra und des Val Campo-Baches keine Schwierigkeit bot, während eine Zuleitung des Brenno di Lucomagno auf dem Horizont von 1600, von Pian Segno her, immer noch den schon erwähnten Schwierigkeiten der Kreuzung der Trias in der Unterlage des Dötraplateaus und der Val di Campo begegnete.

Merkwürdigerweise ergab sich eine Lösung, wie sie jetzt durchgeführt worden ist, im Zusammenhang mit anderen, rein baulichen Bedürfnissen der Errichtung der Luzzonestaumauer. Als einzige Bezugsquelle von Betonzuschlagsmaterial für dieselbe ergab sich nach längerem Studium die Schuttfüllung des hochgelegenen Talschlusses des Val Camadra bei Pian Giairett, wo größere Depots von verschwemmter Moräne aus Material der kristallinen Berge des Talschlusses (Gotthardmassiv) vorhanden waren, die sich nach Prüfung als mengenmäßig (1 Million Kubikmeter) und qualitativ ausreichend ergaben. Die totale Distanz von der Ausbeutungsstelle zur Baustelle beträgt in Luftlinie 5 km und als Transportbahn mit Förderband konnte auf eine Strecke von 3,5 km ein Stollen im linken Hang von Val Camadra vorgesehen werden, der später als Wasserzuleitungstollen für den Camadrabach Dienst tun konnte. Im Zusammenhang mit dem Bedürfnis, zwischen die Mauerkrone der Luzzonemauer und diesen Zuführungsweg des Zuschlagsmaterials noch die ganze Materialaufbereitungsanlage und die Betonieranlage einzuschalten, wurde dieser spätere Wasserzuführungstollen auf einem Horizont von 1700 vorgesehen.

Dieser Umstand ergab für die Anordnung aller Wasserzuleitungen auf einem solchen erhöhten Horizont und für den Ausbau einer eigentlichen obersten Kraftwerkstufe neue Gesichtspunkte. Es zeigte sich, daß auf diesem Horizont ein Durchstich von Acquacalda in die Val di Campo bei entsprechender Tracéanpassung praktikabel wurde und sich die Kreuzung mit der Trias von Val di Campo auf eine Minimaldistanz von 250 m reduzierte. Es ergab sich zugleich die Möglichkeit, für die Ausnützung der so zugeleiteten Wassermengen bis zu dem jeweiligen Stauspiegel des Luzzzonebeckens eine kleine Zwischenzentrale dieser «oberen Stufe» vorzusehen, die in unmittelbarer Nähe des rechten Mauerwiderlagers der Luzzonemauer disponiert wurde. Auch den interessanten Details der an die geologischen Bedingungen anzupassenden Trasseführung für diese Wasserzuführung Acquacalda–Val Camadra–Val Luzzzone ist unten ein beschreibender Abschnitt gewidmet.

Als eine weitere Vermehrung der Zuflüsse zum Luzzonesee wurde von Anfang an eine leicht zu bewerkstellende Überleitung der Abflüsse von Val Carassina über die niedrige Schwelle von Passo Muaz vorgesehen. Schließlich ergab sich für diese Zuleitung die Errichtung eines kleineren Wasserspeichers unter Benutzung einer bei Alpe Bolla auf 1700 gelegenen Sperrstelle als wirtschaftlich. Mit Hilfe eines Druckstollens



unter Forcadona, eines Druckschachtes und eines Siphons in der Luzzonestaumauer ließ sich auch dieser Zufluß in der Zentrale der «oberen Stufe» rationell ausnützen. Der Zufluß zu diesem Val Carassina-Strang wurde außerdem vergrößert durch eine bei 2000 m gelegene Stollenüberleitung der nach Alpe Quarnajo im obersten Val Malvaglia gehenden Gewässer der Adulasüdflanke und der in die Val Soja gehenden Abflüsse des Brescianagletschers in die oberste Val Carassina.

## B. Geologische Beschreibung der einzelnen Bauwerke

### a) Kraftwerk Biasca

Die in den allgemein flach ostfallenden Tessiner Gneisen geführten Stollen des unteren Teils des Kraftwerkes Biasca boten keine geologischen Probleme, abgesehen von der Talkkreuzung Val Pontirone und der Placierung der Staumauer Malvaglia. Erst mit der Querung der Stirnpartie der Simanodecke und von da an nordwärts begannen die geologisch-tektonischen Fragen interessant zu werden.

Die schon in der technischen Einleitung aufgezählten Anlagen dieser untersten Stufe der Blenio-Kraftwerke werden hier von oben nach unten, d. h. in der Fließrichtung des auszunützens Wassers, geologisch beschrieben.

#### 1. Freilaufstollen Sommascona – Olivone

Angesichts der Schwierigkeiten, die einer Einleitung des bei Campra zu stauenden und zu fassenden Wassers auf dem Niveau 1400 in das ganze System entgegenstanden, wurde für eine tiefere Fassung des Lucomagnobrenno auf Kote 1020, welches Niveau durch die Stauhöhe des Beckens festgelegt war, bei Sommascona entschieden.

##### 1.1. Fassungen und Freilaufstollen Sommascona – Olivone

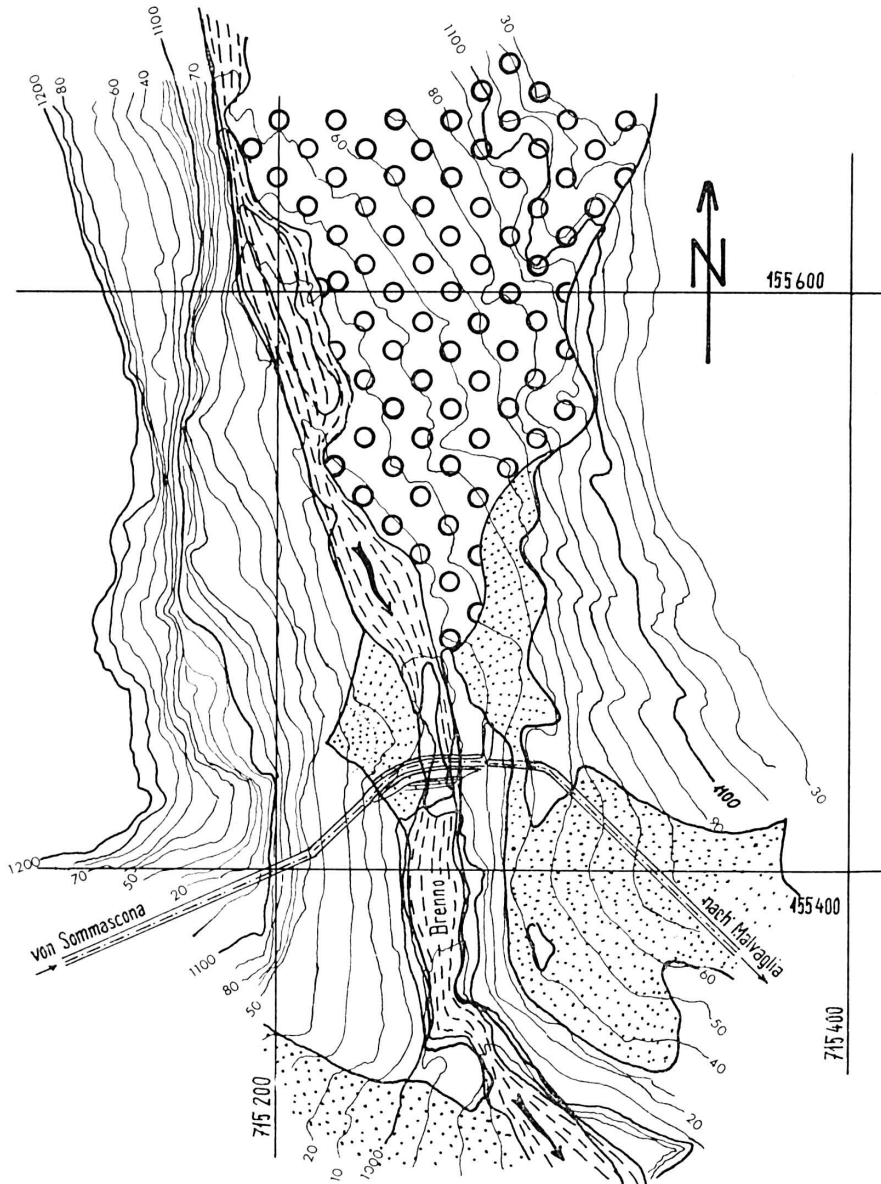
Zur Fassung des Abflusses der Valle del Lucomagno konnte noch die letzte Felsstufe des Brenno in gott-hardmassivischen Schiefern benützt werden. Unmittelbar östlich davon tauchen die letzten Reste der gotthard-massivischen Camprasynklinale axial unter die Sackung von Gualdo Maggiore unter. Von der Wasserfassung weg wird der Freilaufstollen durch den Hügelzug S Sommascona gegen N geführt. Der Stollen durchfährt dabei zuerst ca. 25 m mit Quartenschiefer verfaltete sandige Marmore und Kalkglimmerschiefer (wahrscheinlich metamorphe untere Stgirserie), danach 185 m sandige Marmore, Kalkglimmerschiefer und Granatglimmerschiefer, 65 m miteinander verfaltete Quartenschiefer und dunkle Liasschiefer und vor der Sackung am N-Hang des Hügels (60 Stollenmeter) noch 70 m Quartenschiefer.

Das breite Tal unterhalb Sommascona wird in einem in offener Baugrube erstellten, als Siphon ausgebildeten Hangkanal durchquert, in welchen noch das Wasser des gerade S Sommascona gefaßten, von Dötra kommenden Baches eingeleitet wird.

Die ersten 36 m des nun wieder unter Tag gelegten Stollens unter der Toira nordöstlich Sommascona bestanden aus versackten Lugnezerschiefern. Die danach (in Richtung Olivone) folgenden weißen Dolomit-marmore waren bautechnisch sehr günstig. Sie waren aber stellenweise von bis zu 2 m breiten, ungefähr talparallelen trockenen Hohlräumen durchzogen, die von lockerem braunem glimmerigem Sand erfüllt waren und beim Vortrieb oft recht hohe Kamine bildeten. Möglicherweise hat man es hier mit Karstphänomenen zu tun; auffallend ist, daß in der Füllung dieser Hohlräume nie Gerölle oder Gesteinsbrocken gefunden werden konnten. Innerhalb der nachfolgenden Quartenschiefer (von Kilometer 17,070 bis 16,868) trat zur verminderten Felsqualität noch Wasser, so daß Eisenringe eingebaut werden mußten, wie auch bei den vorangehenden 60 m Rauhwaacke. Ab Kilometer 16,868 bis Olivone läuft der Stollen in den Lugnezerschiefern, ohne daß bei seinem Vortrieb irgendwelche nennenswerte Schwierigkeiten aufgetreten wären.

## 1.2. Wasserrfassung und Talquerung in der Sostoschlucht

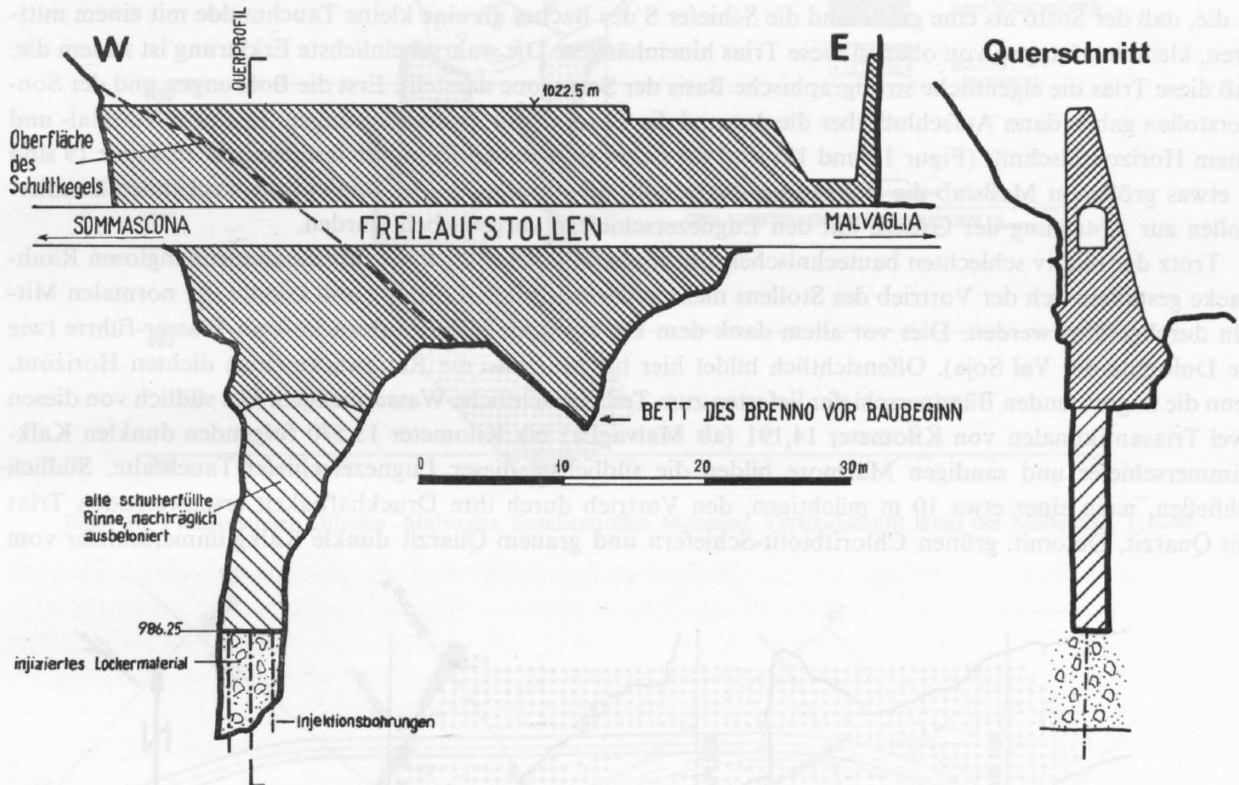
Zur Durchleitung des von Sommascona herkommenden Wassers mußte die Sostoschlucht gequert werden. Völlig durchgehender Fels ist in der ganzen Schlucht nirgends aufgeschlossen, die beiden Felswände treten sich aber etwa auf Kote 1000, wo im Bachbett durchgehend Fels aufgeschlossen war, am nächsten. Gleichzeitig war aber in diesem Engpaß entlang dem rechten Bachufer der Fels auf ca. 40 m durch einen Steinschlag-Schuttkegel verdeckt, so daß der Zusammenhang zwischen dem Fels des Bachbettes und den höheren Felswänden der Schlucht wiederum verhüllt war (Figur 15).



Figur 15. Querung der Sostoschlucht. Geologisches Kärtchen ca. 1:2700 (weiß: Sostoschiefer; punktiert: Gehängeschuttkegel, z. T. Moräne; Kreise: Bergsturz; gestrichelt: Bachschutt).

Vor allem ist aber auf der Kote, auf welcher die Querung der Schlucht hätte stattfinden sollen, die Schlucht mit verkittetem, äußerst grobem Bergsturzmateriale erfüllt. Der Tiefgang dieser Schuttfüllung und die Sohle der Schlucht sind schwer zu schätzen. Um eine Unterkreuzung der Schlucht zu vermeiden, die jedenfalls nur mit beträchtlicher Ausweichung zu bewerkstelligen war, wurde eine andere technische Lösung vorgesehen. Die Frage der Talquerung wurde mit derjenigen der Fassung des Greinabrenno kombiniert gelöst, indem durch eine etwa 20 m hohe Bogenstaumauer, die zur Aufstauung des zu fassenden Brenno dient, ein Stollen geführt wurde. Beim Aushub des Fundamentes der Mauer wurde ausgerechnet unter dem erwähnten kleinen Schuttkegel eine ungefähr 8 m breite schutterfüllte Rinne freigelegt, deren Längserstreckung ungefähr dem

Verlauf der Schlucht entsprach. Erste Schürfversuche erreichten den Felsuntergrund nicht, so daß beschlossen wurde, beim Betonieren der Staumauer diese Rinne vorläufig gewölbeartig zu überbrücken, um dann unter dem Schutz der Mauer den Aushub zu beenden. Nach 15 m wurde die weitere Ausräumung eingestellt und das restliche Material mit Zementmilch injiziert. Die Injektionsbohrungen erreichten den Felsuntergrund nach 5 bis 7 m, so daß die Gesamttiefe der Rinne auf 22 m kam, bei 4 m Breite an der Basis (Figur 16).



Figur 16. Wasserfassung in der Sostoschlucht. Epigenese des Brenno. Längs- und Querschnitt durch Staumauer und Stollen. 1 : 536.

Die vorgesehene Verlandung hinter der Staumauer war schon nach den ersten Hochwassern vollendet, so daß mit den Arbeiten zur Umwandlung der Wasserfassung in eine nach dem Prinzip der Querströmung (entsprechend den Kolken in natürlichen Flußbetten) arbeitende, geschiebefreie Fassung begonnen werden konnte.

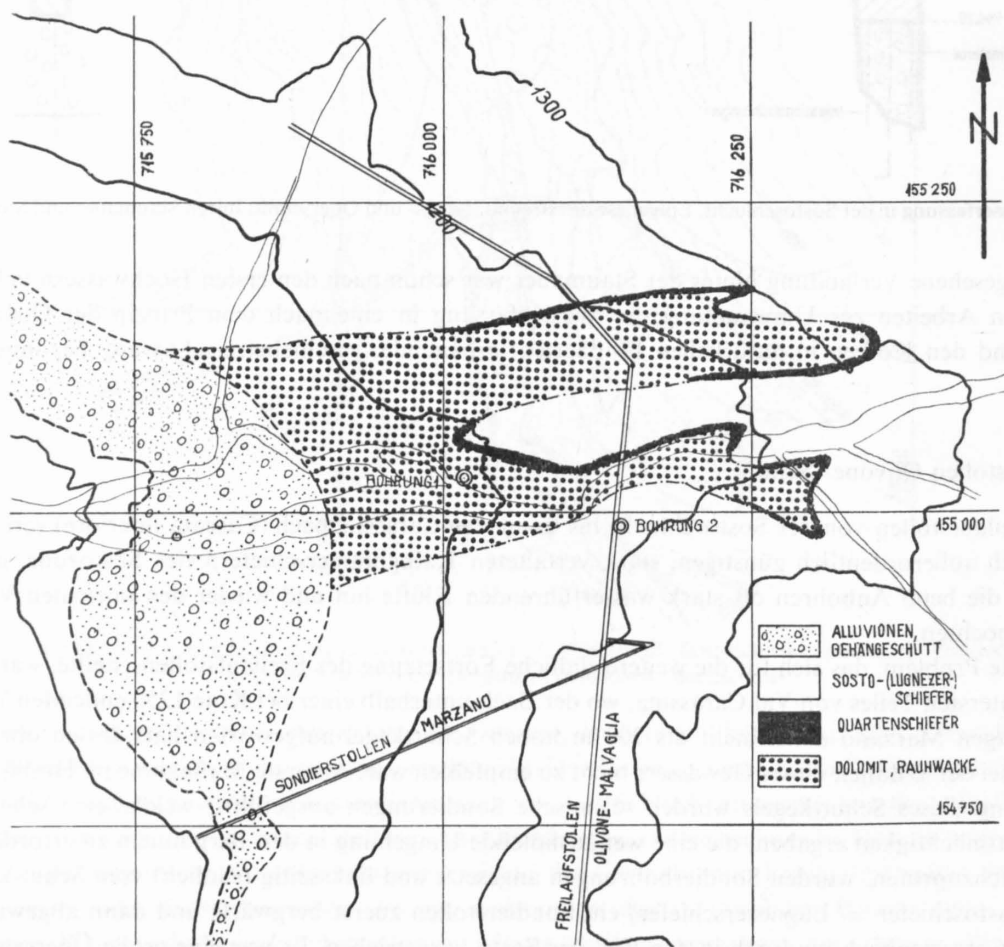
## 2. Freilaufstollen Olivone–Sallo

Der Freilaufstollen von der Sostoschlucht bis unter den Carassinabach (Cascata inferiore) verläuft in den bautechnisch außerordentlich günstigen, stark verfalteten Kalkglimmerschiefern der Sostozone, in welchen nur gerade die beim Anbohren oft stark wasserführenden Klüfte hin und wieder den normalen Vortrieb zu stören vermochten.

Das erste Problem, das sich für die weitere südliche Fortsetzung des Freilaufstollens stellte, war die Kreuzung des untersten Teiles von Val Carassina, wo der Bach unterhalb einer bei Kote 1250 endenden Wasserfall-Felsstufe gegen Marzano einen mehr als 200 m hohen Schuttkegel aufgeworfen hat, dessen oberflächliche Kreuzung bei der Wildheit dieses Gewässers nicht zu empfehlen war. Als erste Maßnahme im Hinblick auf eine Unterfahrung dieses Schuttkegels wurden seismische Sondierungen ausgeführt, welche eine scheinbar sehr große Schuttmächtigkeit ergaben, die eine weitausholende Umgehung in den Berg hinein zu erfordern schien. Um dies nachzuprüfen, wurden Sondierbohrungen angesetzt und linksseitig (südlich) vom Schuttkegel, noch im Fels (Sostoschiefer = Lugnezerschiefer) ein Sondierstollen zuerst bergwärts und dann abgewinkelt quer unter dem Carassinabach hindurch in den Fuß des Sosto vorgetrieben. Es war eine große Überraschung und eine der durch die Kraftwerkbauten gefundenen, in keiner Weise anhand irgendwelcher Oberflächenaufschlüsse

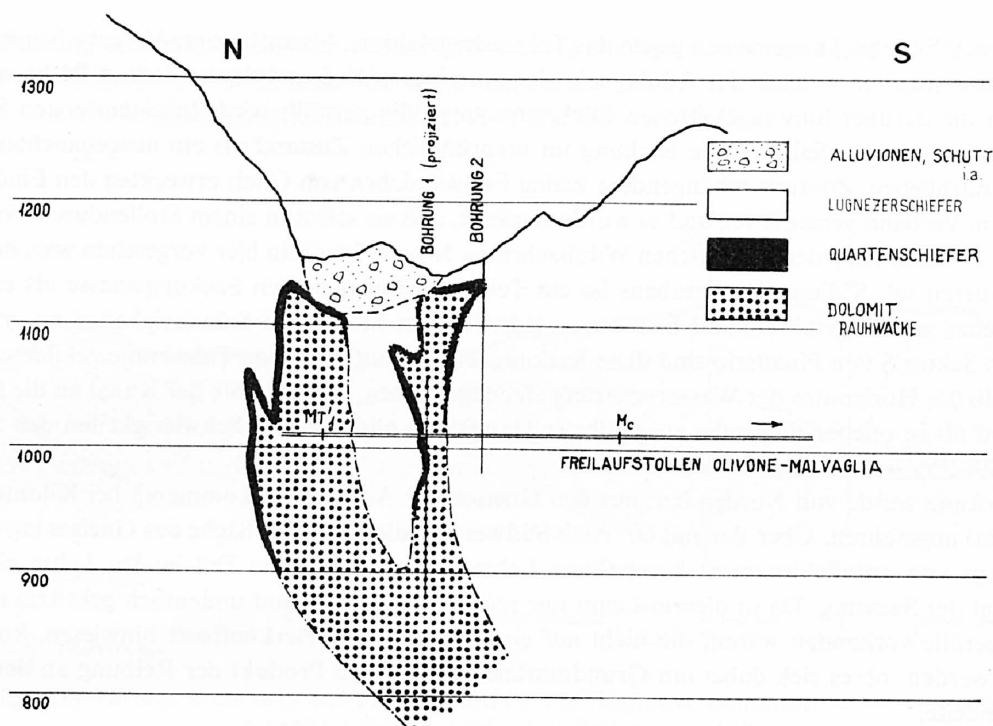
vorauszusehenden prinzipiellen geologischen Neuigkeiten für die Interpretation des Gebirgsbaues, als in diesem Durchstich in der Unterlage des Schuttkegels zwischen der Lugnezerschiefermasse S des Baches und derjenigen des Sosto zweimal Trias sehr schlechter Qualität in einer Breite von 30 und 90 m durchfahren wurde. An der oberen Spitze des Schuttkegels, d. h. am Fuß der Wasserfallstufe sind die Lugnezerschiefer der beiden Bachseiten praktisch geschlossen und es ergab sich keine Möglichkeit, diese Trias als durchlaufende Triaszüge zu interpretieren, die Schuppen von Lugnezerschiefer voneinander trennten. Die einzig mögliche Interpretation ist die, daß der Sosto als eine große und die Schiefer S des Baches als eine kleine Tauchmulde mit einem mittleren, kleineren Lappen von oben in diese Trias hineinhängen. Die wahrscheinlichste Erklärung ist zudem die, daß diese Trias die eigentliche stratigraphische Basis der Sostozone darstellt. Erst die Bohrungen und der Sondierstollen gaben dann Aufschluß über die Art und die Form dieser Triaseinfaltungen. In einem Vertikal- und einem Horizontalschnitt (Figur 17 und 18) sind die dabei gefundenen Resultate festgehalten. In Figur 19 sind in etwas größerem Maßstab die Bohrungen dargestellt, die aus dem in der Rauhwanke steckenden Sondierstollen zur Abtastung der Grenze mit den Lugnezerschiefern vorgetrieben wurden.

Trotz der relativ schlechten bautechnischen Eigenschaften dieser teilweise fast zusammenhanglosen Rauhwanke gestaltete sich der Vortrieb des Stollens nicht außerordentlich schwierig und konnte mit normalen Mitteln durchgeführt werden. Dies vor allem dank dem Umstand, daß die Rauhwanke kein Wasser führte (wie die Dolomite der Val Soja). Offensichtlich bildet hier bei Marzano die Rauhwanke einen dichten Horizont, denn die angrenzenden Bündnerschiefer lieferten zum Teil beträchtliche Wassermengen. Die südlich von diesen zwei Triasantiklinalen von Kilometer 14,191 (ab Malvaglia) bis Kilometer 13,570 folgenden dunklen Kalkglimmerschiefer und sandigen Marmore bilden die südlichste dieser Lugnezerschiefer-Tauchfalte. Südlich schließen, nach einer etwa 10 m mächtigen, den Vortrieb durch ihre Druckhaftigkeit erschwerenden Trias mit Quarzit, Dolomit, grünen Chloritbiotit-Schiefen und grauem Quarzit dunkle Kalkglimmerschiefer vom

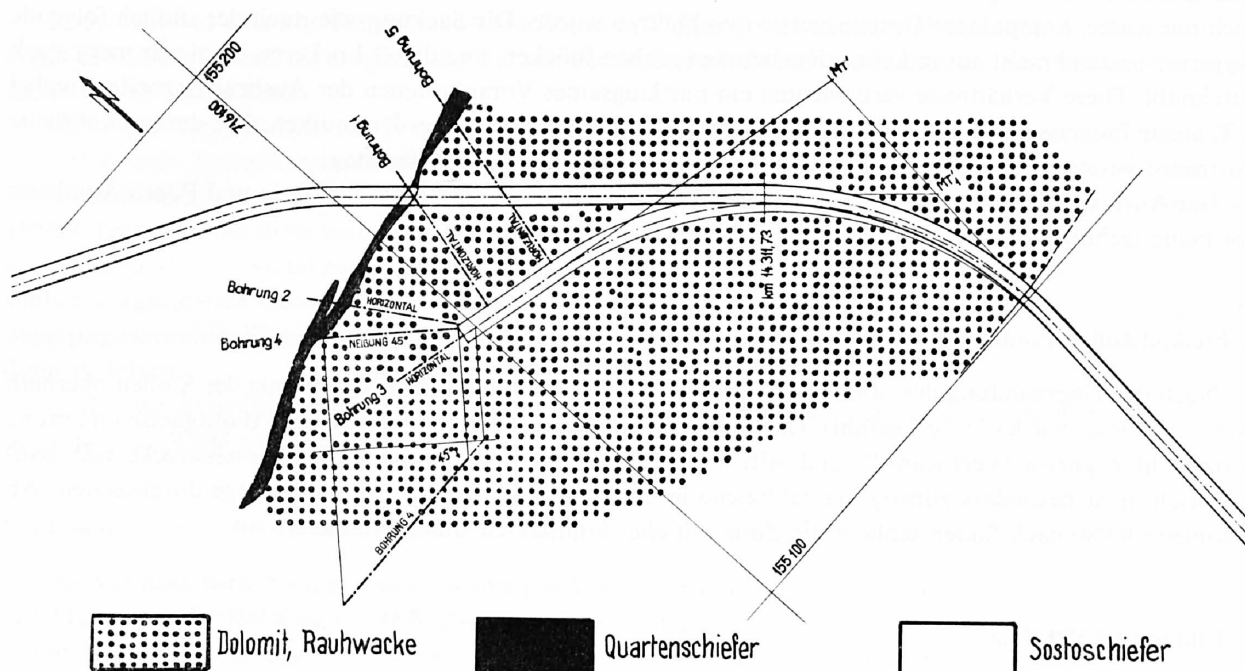


Figur 17. Freilaufstollen Olivone-Malvaglia, Sondierstollen Marzano. Horizontalschnitt auf Kote 1010 m. 1:6250.





Figur 18. Freilaufstollen Olivone–Malvaglia. Sondierstollen Marzano. Vertikalschnitt längs der Stollenaxe. 1:6250.



Figur 19. Freilaufstollen Olivone–Malvaglia. Sondierstollen Marzano. Sondierungen zur Ermittlung des Verlaufs der Nordgrenze des Triaszuges; Horizontalschnitt auf Kote 1010 m. 1:1000.

Typus der Adulablündernschiefer an. Von Kilometer 13,420 bis 13,310 quert der Stollen grünliche Schiefer («Verrucano»?) bevor die Gneise der Aduladecke erreicht werden. Bei Kilometer 12,679 beginnt die unten zu beschreibende Sackung von Pinaderio.

### 3. Querung der Sackungsmasse von Pinaderio

Schon in der «Geologischen Karte der Adula» von J. G. FRISCHKNECHT, H. JENNY und J. KOPP sind die Lockermassen, welche zwischen Sallo und Ponto Aquileseo an Stelle einer inneren Stollenführung oberflächlich zu überkreuzen waren, ziemlich richtig dargestellt. Aus einer Ausbruchsnische an der Colma di Pinaderio

sind hier beträchtliche Sackungsmassen gegen das Tal niedergefahren. Als auslösende Ursache ist ohne Zweifel die Trias anzusehen, von welcher der Adulagneis hier unterlagert wird und deren Verlauf Richtung Olivone gerade durch die darüber hinweggefahrenen Lockermassen völlig verhüllt wird. In einem ersten Sektor unmittelbar talauswärts von Sallo ist die Sackung im ursprünglichen Zustand als ein ausgebauchter Bergvorsprung stehengeblieben. Zusammenhängendere kleine Felswändchen von Gneis erweckten den Eindruck, daß diese Partie im Verband versackt sei, und es wurde erwartet, daß sie selbst in einem Stollendurchstich, welcher zwecks einer Unterfahrung der gefährlichen Wildbachrinne N von Pinaderio hier vorgesehen war, noch relativ einfach zu queren sei. S dieses Bachgrabens ist ein Teil der ursprünglichen Sackungsmasse als eigentlicher Bergsturz weiter zu Tal gefahren, und hier waren jedenfalls im Stollenbau Schwierigkeiten zu erwarten. In einem letzten Sektor S von Pinaderio sind diese Sackungsmassen auf einer von Talmoräne gebildeten Terrasse noch oberhalb des Horizontes der Wasserzuleitung stehengeblieben. Hier konnte der Kanal an die Oberfläche austreten und als in offener Baugrube ausgeführter Hangkanal ohne weitere Schwierigkeiten den Stolleneingang oberhalb Ponto Aquileasco erreichen.

Diese Sackung wurde von Norden her, aus den Gneisen der Aduladecke kommend, bei Kilometer 12,679 (ab Malvaglia) angefahren. Über der mit 60° nach Südwesten fallenden Oberfläche des Gneises lag eine 2–3 m mächtige Lage von grünlichbraunem kompaktem Lehm und darüber, zum Teil in den Lehm eingeknetet, Blockmaterial der Sackung. Da in diesem Lehm nur schlecht gerundete und undeutlich gekritzte Gneis- und Amphibolitgerölle vorhanden waren, die nicht auf einen bestimmten Herkunftsort hinwiesen, konnte nicht entschieden werden, ob es sich dabei um Grundmoräne oder um ein Produkt der Reibung an der Basis der Sackung handelte.

Offenbar ist, wenigstens in dieser Sackung, das Vorkommen von größeren, im Zusammenhang versackten Gneispaketen eine ausgesprochen oberflächliche Erscheinung, da bei der Unterfahrung der Sackung keine auch nur kurze, kompaktere Gesteinspartie durchfahren wurde. Die Sackung wie auch der südlich folgende Bergsturz bestand meist aus in Lehm eingebetteten groben Blöcken, und dieses Lockermaterial war meist stark durchnäßt. Diese Verhältnisse verursachten ein nur langsames Vorankommen der Ausbruchsarbeiten, wobei z. T. sogar Entwässerungsstollen kleinsten Durchmessers vorgetrieben werden mußten. Die durchschnittliche Vortriebsleistung in Bergsturz und Sackung betrug ungefähr 2 m pro Arbeitstag.

Der Ausbruch des offenen Hangkanals auf der Moränenterrasse zwischen Pinaderio und Ponto Aquileasco bot keine technischen Schwierigkeiten.

#### 4. Freilaufstollen Ponto Aquileasco–Val Soja

Nach der Überwindung der oben beschriebenen Lockermassen von Pinaderio wurde der Stollen oberhalb Ponto Aquileasco wieder in Fels geführt. Dabei wurden bis Kilometer 9,980 Amphibolite, Biotitgneise und grüne Serizit-Chloritgneise (Verrucano?) und Altkristallin der Sojadecke gequert. Diese Gneisstrecke war bautechnisch nicht besonders günstig, da zahlreiche tektonische Störungen das Stollengebirge durchsetzten. Ab Kilometer 9,980 nach Süden schließt die Zone mit eher kompakten Bündnerschiefern an.

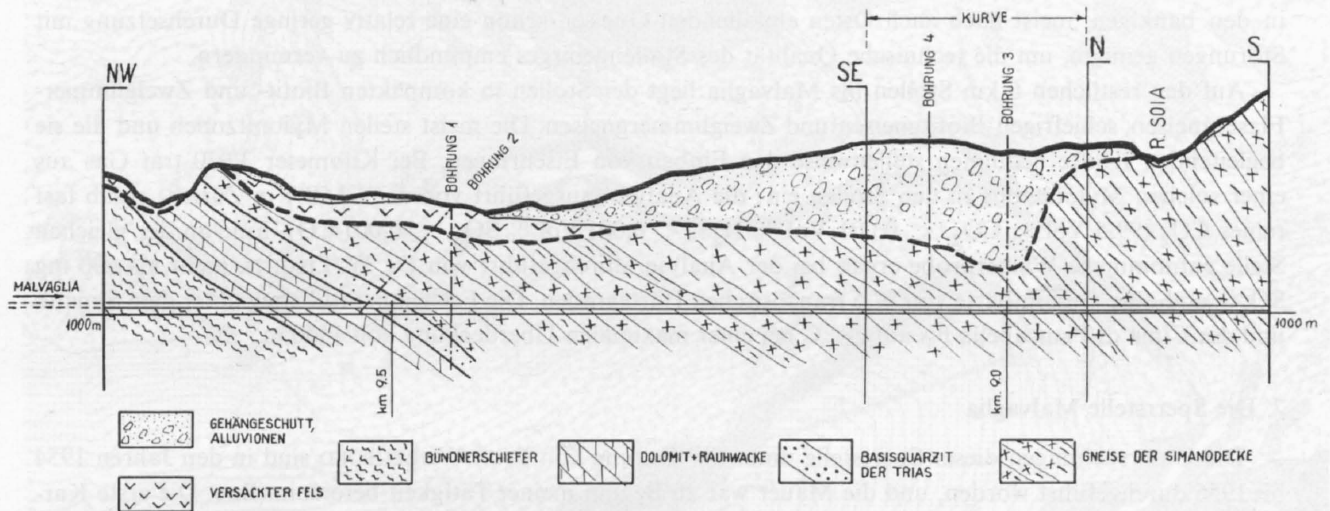
#### 5. Talquerung Val Soja

Die Kreuzung der Val Soja mit dem Freilaufstollen stellte zwei geologische Probleme, da neben der Tiefe der schutterfüllten Rinne des Sojabaches auch der Verlauf der Triaszone an der Stirn der Simanodecke zu ermitteln war.

Im ganzen Sojatal findet man vom Hintergrund bis zur Einmündung in den Brenno nirgends eine Felschwelle, welche die Lage des wahren Felstalbodens angibt. Das kurze Felsschlüchtchen bei der Schokoladefabrik in Dangio ist eine Epigenese. Ebenso fließt der Bach beim Brücklein auf Kote 960 auf einige Dutzend Meter in einem Felsbett, aber auch diese Stelle hat alle Merkmale einer epigenetischen Schlucht, neben welcher unter einem gewaltigen Wildbachschuttkegel ein bedeutender älterer Lauf verborgen sein könnte.

Eine oberflächliche Führung des Stollens als Hangkanal kam nicht in Frage, da gerade auf dem Niveau, auf welchem die Val Soja gekreuzt werden mußte, von Norden her ein verheerender Wildbach regelmäßig den rechten Talhang auf recht große Breite verwüstet.

Zur Abklärung der Verhältnisse wurde diese Talkkreuzung mit Bohrungen und Seismik untersucht, um das Verbleiben des Stollens im anstehenden Fels zu gewährleisten. Die dabei erhaltenen Resultate sind aus dem beigelegten, von Dr. W. LIECHTI konstruierten Profil (Figur 20) ersichtlich.



Figur 20. Talquerung Val Soja. Profil längs dem Freilaufstollen Olivone–Malvaglia. Konstruiert 1957/1958 von Dr. W. LIECHTI und ergänzt durch den Befund im Stollen. Ca. 1:6250.

In der Tat war eine alte Talung von beträchtlichem Tiefgang vorhanden, und nach den Sondierresultaten ergab es sich schließlich als möglich, das Tal mit dem epigenetischen Schlüchtchen bei der Alp Moncurou als Zielpunkt zu unterfahren.

Dabei querte der Stollen von N her zwischen Kilometer 9,980 und 9,614 dunkle, stark verfaltete, zum Teil granatführende Kalkglimmerschiefer vom Typ Grumascio-Aquila und ab Kilometer 9,614 befand sich der Stollen auf 100 m Länge in gelben, fast dichten bis körnigen Dolomiten mit einem Schichtfallen von ungefähr 150/32. Technisch bot diese karbonatische Trias nicht die anfänglich befürchteten Schwierigkeiten. Dies konnte vor allem auf den Umstand zurückgeführt werden, daß diese Zone fast trocken war, ganz im Gegensatz zu den südlich vorgelagerten Quarziten und Gneisen. Auf diese Weise gelang es, den Stollen auf dem ganzen Profil ohne provisorischen Einbau jeweils 15 bis 20 m vorzutreiben und dann erst mit der definitiven Betonverkleidung zu folgen.

Nach etwa 30 m Quarziten wurde die Grenze zwischen den basalen Triasquarziten und dem Simanogneis bei Kilometer 9,484 angefahren.

## 6. Freilaufstollen Val Soja–Malvaglia

Die Val Soja wird noch in den stirnwärtigen Gneisen der Simanodecke gequert, und der Freilaufstollen durchfährt von der Val Soja an bis Malvaglia auf eine Länge von 9,48 km diese Gneise der Simanodecke, die an der Stirn der Decke noch steilstehende Bankung aufweisen. Diese Bankung geht nach Süden in eine flachere Lagerung über. Die ganze Stirnpartie der Simanodecke ist mit z. T. leicht klaffenden Klüften durchsetzt, und im Stollen war daher von Norden bis zu Kilometer 6,0 (Kilometrierung ab Malvaglia) der Einbau von Eisenringen erforderlich.

Oberhalb des Dorfes Torre wurde, wegen der vorauszusehenden schwierigen Talkkreuzung bei Val Soja, eine Fensterattacke angelegt. Schon aus der Oberflächenaufnahme war zu ersehen, daß der ganze Gneishang vom Ausgang der Val Soja bis in die Nähe von Acquarossa wenigstens äußerlich Lockerungserscheinungen zeigte. Beim Vortrieb des Fensterstollens erwies es sich, daß eine Zerspaltung des Gesteins und eine Öffnung der Klüfte viel weiter bergewärts reichte als vorgesehen. Eine in der Nähe des Stollenfensters gelegene Quelle, welche Torre versorgte, stand ab. Dafür traten starke und stets dem Vortrieb folgende Quellen auf. Bei der Einmündung des Fensterstollens in den Hauptstollen und in diesem selbst hielten diese Zerreißungserscheinungen an. Man befand sich dort schon beträchtlich hinter der gegen Torre gerichteten Felswand, so daß es sich

nicht mehr um eine eigentliche Sackung oder um Hakenwurf handeln konnte. Zweifellos hängt dieser Zustand des Gneisgebirges damit zusammen, daß sich die Gneise der Simanodecke, deren Stirnumbiegung in der Val Soja deutlich sichtbar ist, auf der Trias des Verkehrtsschenkels durch Auslaugung dieser karbonatischen Gesteine langsam «setzen», ohne dabei eine horizontale Ortsveränderung zu erleiden. Dabei erwies sich, daß in den bankigen, meist flach nach Osten einfallenden Gneisen schon eine relativ geringe Durchsetzung mit Störungen genügte, um die technische Qualität des Stollengebirges empfindlich zu vermindern.

Auf den restlichen 6 km Stollen bis Malvaglia liegt der Stollen in kompakten Biotit- und Zweiglimmer-Flasergneisen, schiefrigen Biotitgneisen und Zweiglimmergneisen. Die meist steilen Mylonitzonen und die sie begleitenden Klüfte bedingten stellenweise den Einbau von Eisenringen. Bei Kilometer 3,020 trat Gas aus einer solchen Mylonitzzone in den Stollen ein; die Analyse (ausgeführt von der EMPA in Zürich) ergab fast reines  $\text{CO}_2$  (99,5 Vol. %  $\text{CO}_2$ ,  $< 0,001$  Vol. %  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $< 0,001$  Vol. %  $\text{SO}_2$ ,  $< 0,001$  CO). Eine an der gleichen Stelle entnommene Wasserprobe ergab bei der Analyse, durchgeführt von Dr. W. LIECHTI, mehr als 600 mg  $\text{SO}_4/1$  und eine Gesamthärte von 77,5 französischen Härtegraden. Die Felstemperatur stieg unter dem Simano und der Cima di Piancabella bis auf  $28^\circ \text{C}$  bei einer maximalen Überdeckung von 1550 m.

## 7. Die Sperrstelle Malvaglia

Die Untersuchungen dieser Sperrstelle unter der Leitung von Prof. W. LEUPOLD sind in den Jahren 1954 bis 1956 durchgeführt worden, und die Mauer war zu Beginn meiner Tätigkeit bereits im Bau. Die erste Kartierung hat W. RÜEFLI besorgt, und es fanden seismische Untersuchungen und Bohrungen zur Bestimmung der Mächtigkeit der Schuttbildungen statt, von denen praktisch etwa 90% der Sperrstelle verhüllt waren. Spätere Aufnahmen während der Sondierung mit Stollen und der Eröffnung der Baugrube haben W. RÜEFLI, R. WEGMANN und R. FREI ausgeführt.

Die Sperrstelle Malvaglia befindet sich bereits bachaufwärts vom oberen Ende der von der Stufenmündung des Tales rückwärts erodierten Felsschlucht, d. h. schon in einem Bereiche, wo das Tal von rechts her auf die größte Länge durch sehr ausgedehnte Sackungsmassen erfüllt ist. An einer Stelle jedoch tritt aus diesen eine anstehende rundhöckerige Felsschulter sehr begrenzter Ausdehnung hervor, welcher Stelle in der Höhe der Mauerkrone linksseitig ebenfalls anstehender Fels gegenüberliegt. Nach genauer Absondierung der Felsoberfläche unter den mächtigen Blockschutthalde, welche das Talquerprofil an dieser Stelle erfüllte, ergab sich die Disposition einer Bogenmauer als möglich. Weitere technische Einzelheiten zu diesem Objekt hat C. MOMBELLI 1960 veröffentlicht, aus welcher Publikation auch das geologische Kärtchen der Sperrstelle mit den eingezeichneten Sondierungen (Figur 21) stammt.

Da die Installation der Aufbereitungs- und Einbringungsanlagen aus zeitlichen Gründen vor der Beendigung der Sondierarbeiten begonnen werden mußte, wurde erstmals in der Schweiz die Einbringung des Betons mittels Derricks (spezielle Turmdrehkrane) vorgesehen, um für die endgültige Placierung der Staumauer noch freie Hand zu haben.

Die in den Jahren 1956–1958 erbaute Staumauer erreicht eine maximale Höhe von 92 m und staut ein Nutzvolumen von 4,1 Millionen Kubikmeter auf.

## 8. Druckstollen Biasca

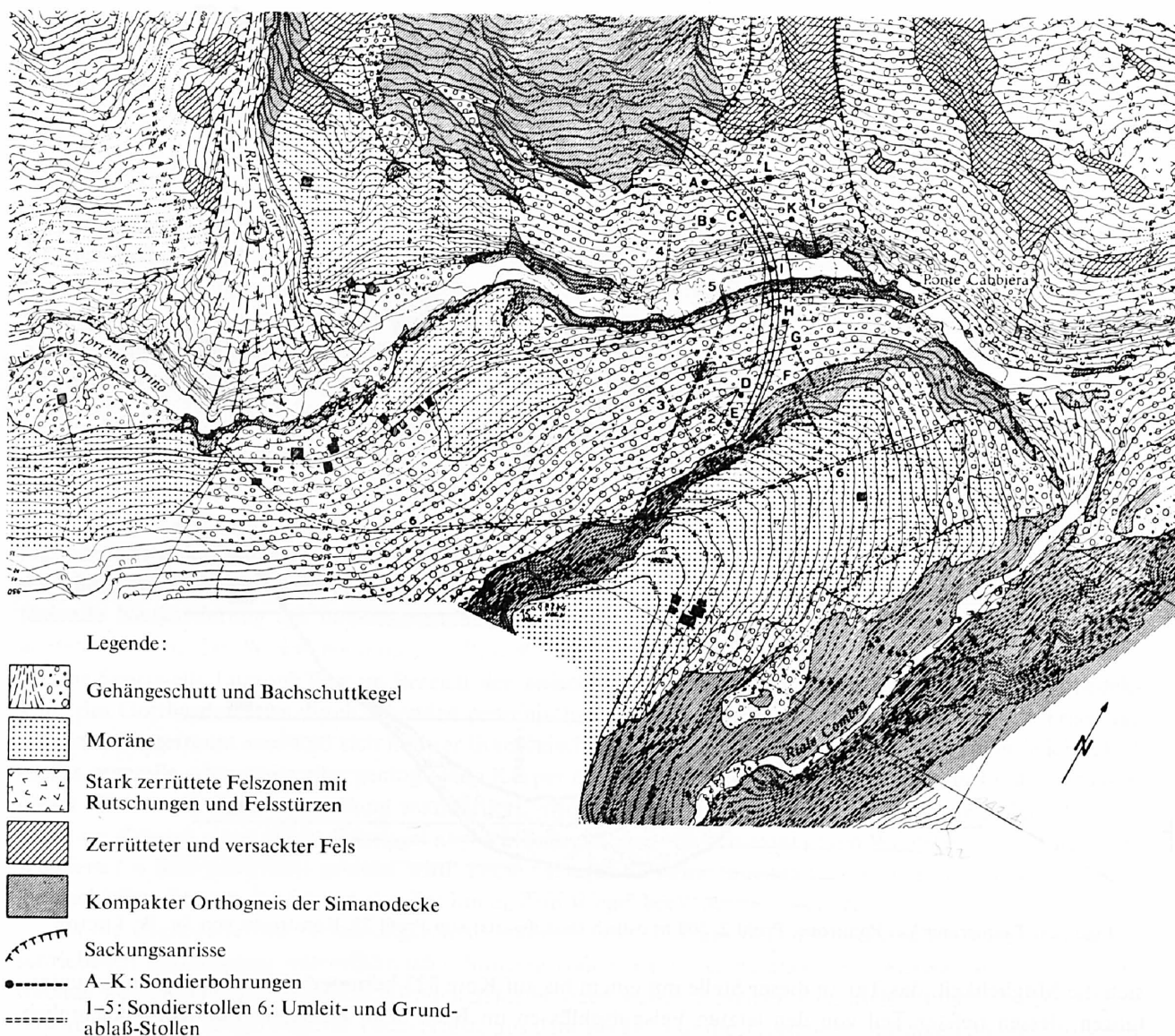
### 8.1. Druckstollen Malvaglia–Pontirone

Der auf dem Niveau 935 (Malvaglia) bis 918 (Pontirone) verlaufende Druckstollen quert die flach E bis ENE fallenden, geklüfteten und mit Ruschelzonen durchsetzten Augengneise und Zweiglimmergneise, mit eher spärlicher Wasserführung, durchsetzt von einzelnen Pegmatit- und Lamprophyrgängen. Nur gerade nach dem Beginn des Stollens bei Malvaglia ist eine ausgesprochene Zerhackung des Gesteins durch Verwerfungen festzustellen.

### 8.2. Die Talkreuzung Val Pontirone

In diesem Seitental fällt eine Kreuzung des Talbodens auf dem Niveau des Druckstollens an der Terrainoberfläche schon sehr weit taleinwärts zurück. Die rückwärtserodierte Felsschlucht des Talausganges findet ihr oberes Ende bei einer in der Landeskarte eingetragenen kleinen Brücke unterhalb der Häuser des Dörfchens Pontirone in Kote 820. Oberhalb wird der Talboden durch die wilde Blockebene des äußerst viel und äußerst grobes Material transportierenden Baches erfüllt. Die katastrophalen Ausbrüche der Leggiuna, welche



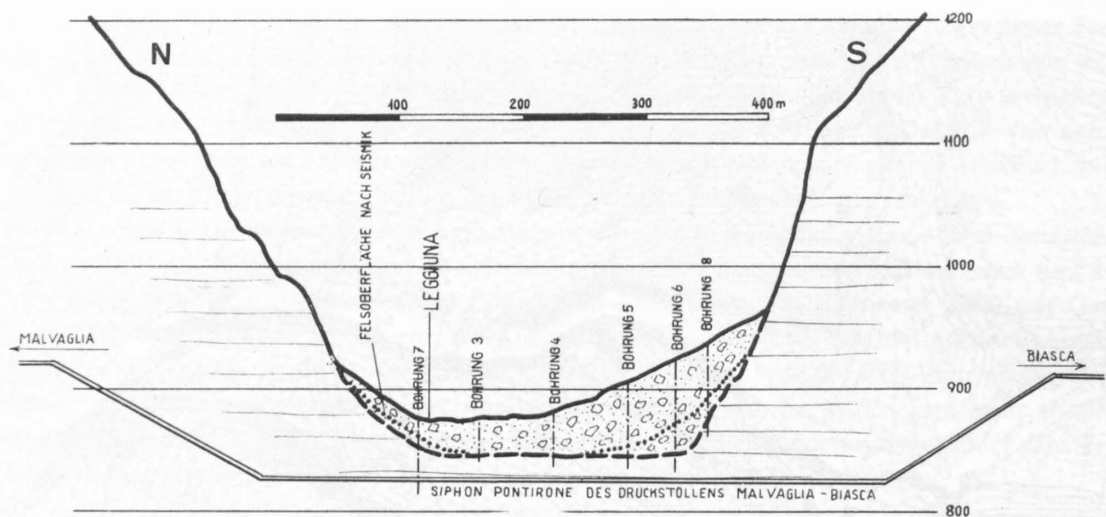


Figur 21. Sperrstelle Malvaglia. Geologisches Kärtchen 1:5000 mit den ausgeführten Sondierarbeiten. Reproduziert aus C. MOMBELLI (1960): «Notizie sulla costruzione della diga di Malvaglia.» Riv. tecn. della Svizzera Italiana. Genn. 1960.

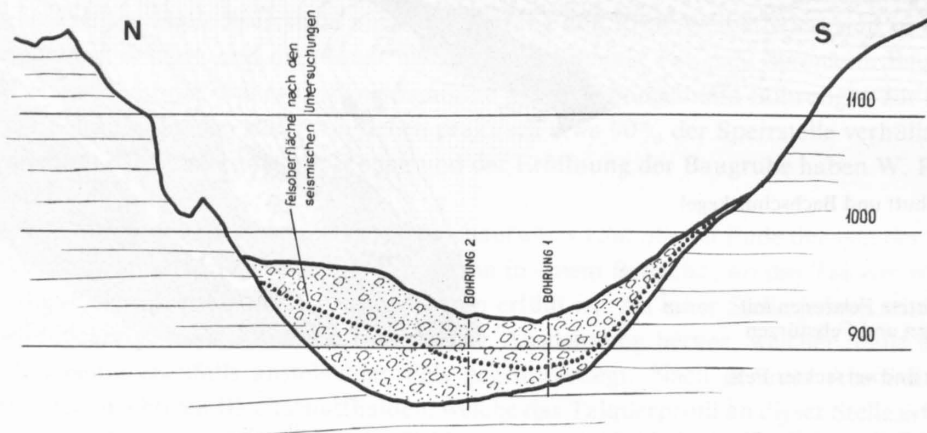
dieses Material durch ihre steile Ausgangsschlucht in die Talebene des Brenno hinauswirft, sind bekannt und rufen schon lange einer radikalen Sanierung.

Der Schutt wird von einer ungeheuren, bis an die Berggräte des «Pizzo delle Streghe» hinaufgreifenden Sackung geliefert, welche in fortdauernder Bewegung begriffen ist und vom Bach an ihrem vorrückenden Fuß angeschnitten wird. Es bestand ein Projekt, diesem Zustand dadurch ein Ende zu bereiten, daß der Bach durch den dem Sackungsfuß gegenüberliegenden anstehenden Felshang im Stollen umgeleitet werden sollte.

Der Stollenhorizont, an dieser Stelle in Kote 918, liegt nun derart, daß eine oberflächliche Talkreuzung bereits in den Bereich der untersten Ausläufer der Sackungsmasse gefallen wäre. Eine erste Serie von Sondierungen unmittelbar abwärts von der äußersten talabwärtigen Spitze der versackten Masse zeigt das in Figur 23 enthaltene Profil, aus dem man den Schluß ziehen mußte, daß eine Unterfahrung des Tales im Felsgrund unter der Sackung kaum in Frage kommen konnte. Eine taleinwärtige Ausweichung, derart, daß die Sackung mit Sicherheit unterfahren worden wäre, hätte den Stollen zu weit in den Talhintergrund geführt und zudem ohne entsprechende kostspielige Sondierungen nicht ins Auge gefaßt werden können. Es wurde deshalb die Lösung studiert, das Tal an geeigneter Stelle mit einem Stollensiphon mit zwei Schrägschächten als Anschluß auf den normalen Stollenhorizont zu unterfahren. Es wurde an der günstigsten Stelle ein weiteres Querprofil (Figur 22) absondiert, das eine ganz außergewöhnliche Asymmetrie des Talprofiles ergab. Es zeigte



Figur 22. Talquerung Val Pontirone. Profil 1 (ungefähr längs der Axe des Druckstollens). 1:6250, konstruiert von Dr. W. LIECHTI.



Figur 23. Talquerung Val Pontirone. Profil 2, 500 m östlich (talaufwärts) von Profil 22. Konstruiert von Dr. W. LIECHTI.

sich die Möglichkeit, das Tal an dieser Stelle mit einem bis auf Kote 823 herunterreichenden Siphon zu unterfahren, dessen tiefster Teil von den letzten Felsaufschlüssen im Bach beim Dörfchen Pontirone zugänglich gemacht und entwässert werden konnte. Die Unterfahrung des Felstalbodens im horizontalen Siphonteil, der durch spezielle Studien zudem in einem besonders soliden Gesteinsstreifen disponiert war, konnte ohne Schwierigkeit und ohne besonderen Wasserandrang durchgeführt werden.

### 8.3. Druckstollen Pontirone–Biasca

Der ca. 5 km lange Druckstollen läuft in Zweiglimmergneisen und Augengneisen in flach E-fallender Lagerung. Bei Kilometer 3,7 (ab Biasca) werden die Augengneise von einem Lamprophyrgang durchschlagen und bei Kilometer 3,6 sind die Gneise durch eine Serie von Verwerfungen versetzt. Zwischen Kilometer 3,0 und 2,5 queren mehrere Mylonitzonen den Stollen und es treten häufige Wassereintritte auf. Bei Kilometer 1,6 treten noch einige Ruschelzonen auf, die eine Gunitverkleidung dieses Stollenstücks bedingten. Die flache Lagerung des bankigen Gesteins hatte die Ablösung von Platten aus dem Stollengewölbe zur Folge, zu deren Sicherung Ankereisen versetzt werden mußten. Zusammen mit den meist dominierenden Zweiglimmergneisen (ohne Pegmatite) treten Biotitgneise und -schiefer auf, mit flachem Ost- bis Nordostfallen, und die letzten 500 m des Druckstollens bestehen aus Zweiglimmergneisen und Zweiglimmeraugengneisen mit Pegmatitgängen.

### 8.4. Zentrale Biasca und Druckschacht

Die Zentrale Biasca und der mit 80% Neigung angelegte Druckschacht liegen in bankigem Zweiglimmergneis («Tessiner Gneis») mit mehreren Pegmatitgängen. Die Schichtung (Bankung) ist flach gegen Osten geneigt und nur im oberen Teil des Druckschachtes spielt die Klüftung eine allerdings untergeordnete Rolle.

Die Angaben über die Petrographie und Geologie in den Stollen des untern Teils des Kraftwerkes Biasca entnahm ich den im Auftrag der Blenio-Kraftwerke AG von Prof. E. DALVESCO und H. MÜLLI aufgenommenen Stollenprofilen.

## b) Kraftwerk Olivone

Sämtliche Anlagen des Kraftwerks Olivone (Staumauer Luzzzone, Druckstollen, Druckschacht und Zentrale Olivone) befinden sich vorwiegend in den hier Sostoschiefer genannten Lugnezerschiefern. Vom geologischen Standpunkt aus ging es bei der Projektierung darum, den Störungszonen, die hier nie große Breite erreichen, aber meistens stark wasserführend sind, auszuweichen oder sie möglichst querschlägig zu durchfahren. Im ganzen zeigten aber die Sostoschiefer eine ganz ausgezeichnete bauliche Qualität, die vor allem auf der intensiven Verfaltung und der nachträglichen Durchtränkung mit Quarzkalzit-Mobilisat beruht.

### 1. Staumauer Luzzzone

Zur ersten geologischen Beurteilung der Sperrstelle Luzzzone stand an publizierten Karten nur die «Geologische Karte der Adula» Geol. Spez. Karte Nr. 104 1:50000, von 1923 zur Verfügung. Darin ist aber nur der Südhang des Tales dargestellt. Daher mußte schon in der Vorbereitungsphase der Projektierung eine umfassende Neukartierung des interessierenden Gebietes durchgeführt werden, deren Ergebnisse in den Gutachten von Prof. Dr. W. LEUPOLD dargestellt und interpretiert sind.

Die Sperrstelle Luzzzone liegt im Bereich der zwischen der Stirn der Aduladecke und der Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs durchziehenden penninischen Bündnerschiefer, die durch meist schmale Triaszüge voneinander getrennt sind und sich in ihrer lithologischen Ausbildung unterscheiden. Von großer Wichtigkeit ist das generelle Abtauchen aller geologischen Körper nach ENE, das sich auch im Innern der Gesteinsmassen durch Klein- und Kleinstverfaltung manifestiert. Dieses Verhalten der Faltenachsen hat zur Folge, daß das Luzzonetal durch einen engen Felsriegel abgeschlossen ist, der von den axial gegen W ansteigenden Lugnezerschiefern (= Sostoschiefern) gebildet wird. Diese härteren Gesteine tauchen talauswärts unter den weicheren Terrischiefern hervor, in welchen das Tal hinter dem Riegel beckenartig erweitert ist.

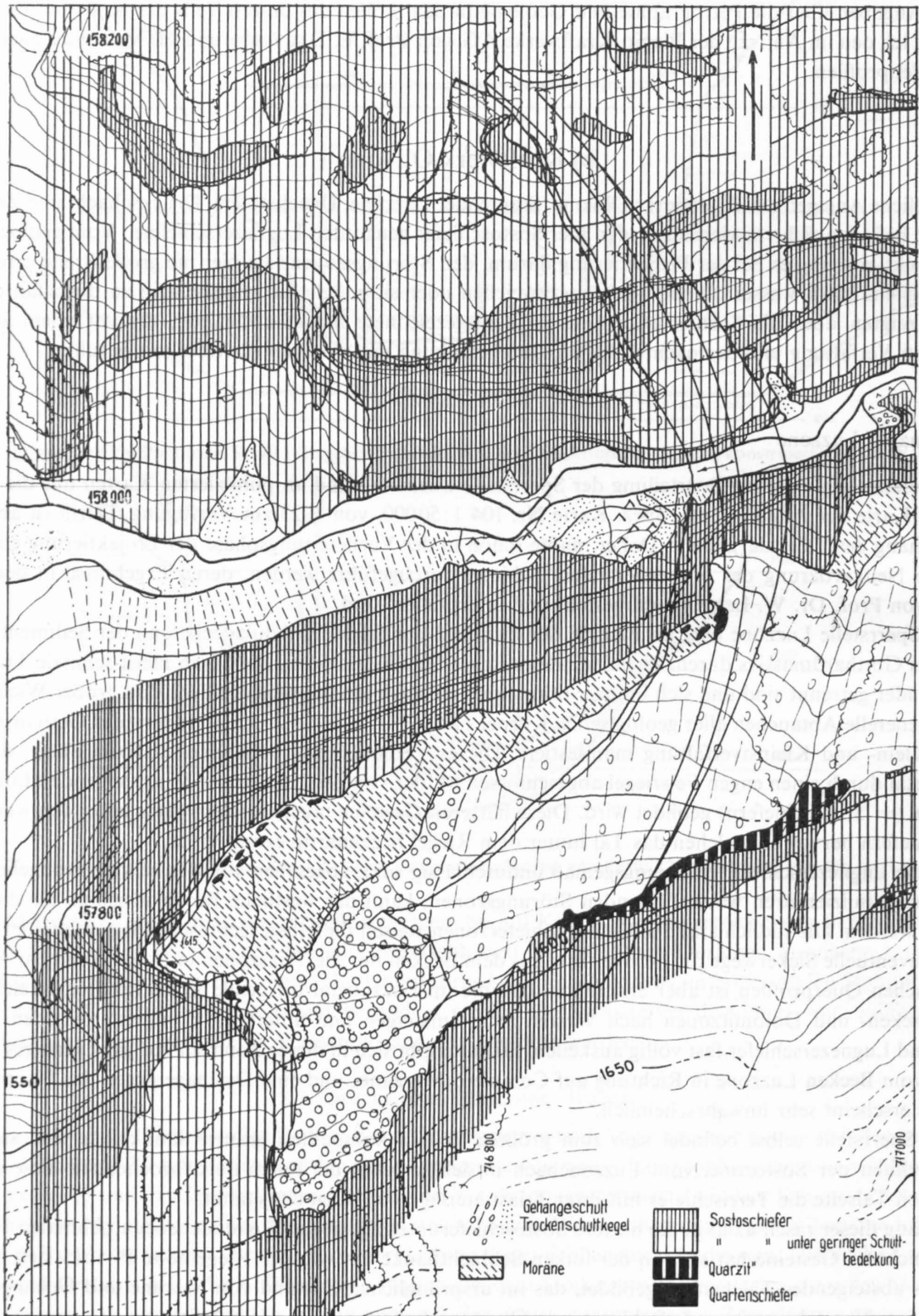
Da die Lugnezerschiefer erfahrungsgemäß undurchlässig sind, abgesehen von den schon vorangehend beschriebenen injizierbaren wasserführenden Störungszonen, kann der westliche Beckenabschluß als dicht betrachtet werden. Die südlich anschließenden Schieferzonen weisen dieselben technischen Eigenschaften auf, so daß als eventuelle Sickerwege für Fernverluste aus dem Becken nur die Triaszonen in Frage kommen. Aus den geologischen Querprofilen ist aber ersichtlich, daß die im Luzzonetal oft große Mächtigkeiten erreichenden Rauhwacken- und Dolomitizonen nach Westen axial aufsteigen und unterhalb Compieto zwischen Aduladecke und Lugnezerschiefer fast völlig auskeilen. Damit ergibt sich in dieser Zone ein nur ganz geringes Sickergefälle vom Becken Luzzzone in Richtung auf Compieto/Marzano, und eine Drainage gegen das Haupttal bei Olivone erscheint sehr unwahrscheinlich.

Die Sperrstelle selbst befindet sich zum größten Teil in kompakten grauen Sandkalken und sandigen Kalkphylliten der Sostozone, vom Luzzzonebach in der Schlucht bei Forca durchbrochen. In diese sind an der linken Talseite die Terrischiefer mit ihrer Triasunterlage von oben eingefaltet.

Entlang dieser rasch axial in die härtere Sostoschieferunterlage gegen E eintauchenden, schmalen Einlagerung weicherer Gesteine hat sich an der linken Schluchtflanke ein von der Riegelhöhe P. 1615 steil becken- einwärts absteigendes Tälchen ausgebildet, das im ursprünglichen Zustand von Moräne und Gehängeschutt erfüllt war. Nur sehr geringe Aufschlüsse von Quartenschiefern am Rande der Schuttrinne verrieten etwas von der hier unter der Schuttfüllung verborgenen Komplikation, wie sie sich dann aus den Sondierungsarbeiten ergab, die auf Grund dieser Andeutungen angesetzt wurden.

Die morphologische Konfiguration des Riegels ließ der Einpassung einer Bogenmauer nicht allzugroßen Spielraum. Talauswärts weichen die Felswände wieder stark auseinander, und taleinwärts taucht die eingefaltete Trias der Terrizone rascher gegen Osten ab als der topographische beckenwärtige Riegelabfall, so daß in dieser Richtung mit einem progressiven tieferen Eintauchen und einer entsprechenden Verbreiterung der Einlagerung schlechter Gesteine zu rechnen war.



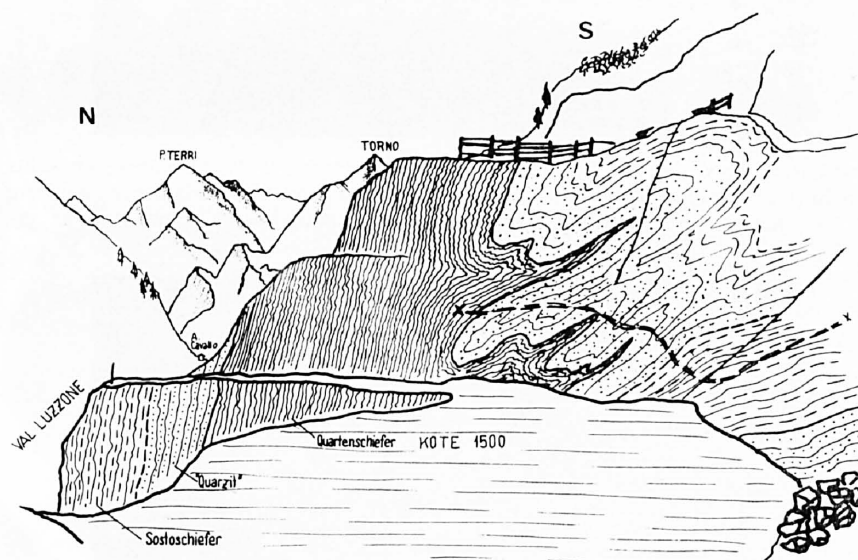


Figur 24. Sperrstelle Luzzone. Geologisches Kärtchen 1:3000 mit den Aufschlüssen vor Baubeginn (aufgenommen von W. RÜEFLI, R. WEGMANN und R. FREI).

Um nun genaueren Aufschluß über die Struktur dieser linksseitigen Mulde zu erhalten, wurde zuerst eine Serie von Sondierbohrungen angesetzt (seit 1955) und später (1957) ein Sondierstollen auf Kote 1510 vortrieben. Die daraus gewonnenen Resultate wurden zu Strukturkurvenkarten und Profilen ausgewertet, und auf Grund dieser Angaben konnte das erste Mauerprojekt berechnet und konstruiert werden. Aus den Sondierungen ging hervor, daß die Mauer nur auf den Lugnezerschiefern oder den sie begleitenden hellen karbona-



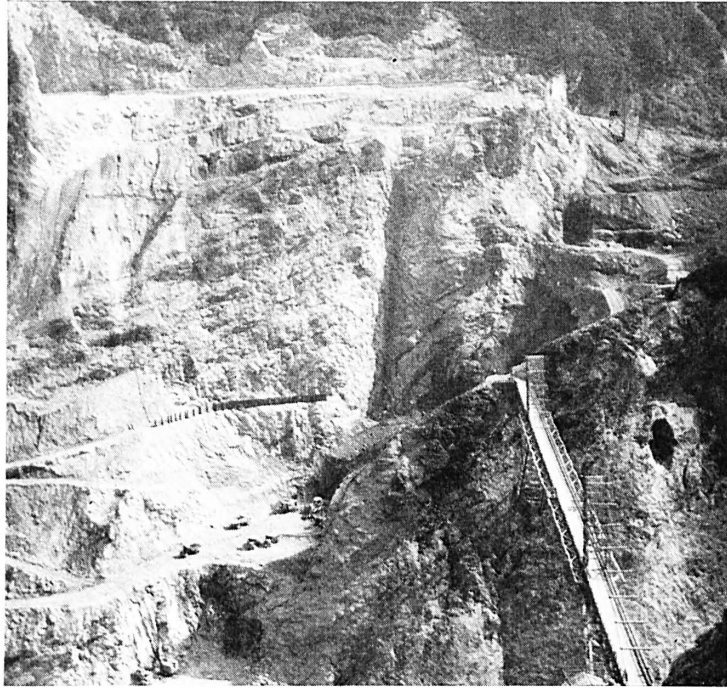
tischen Quarziten fundiert werden konnte, und die darüber liegenden Quartenschiefer und «Rauhwacken» ausgeräumt werden mußten. Daneben erwies sich die Form dieser Mulde durch die intensive Verfaltung von Quartenschiefer, Quarzit und Lugnezerschiefer als sehr kompliziert, wobei aber zweifellos die Quartenschiefer und Quarzite den Lugnezerschiefern auflagerten. Die ganze Struktur konnte tatsächlich nur als von oben hereinhängende Einfaltung interpretiert werden. Da die Terrischiefer den Lugnezerschiefern im Prinzip deckenartig aufgeschoben sind, so mußte auch hier die zwischenliegende Überschiebungsfläche durch nachfolgende Deformation intensiv mitverfaltet sein. 1958 wurde der Sondierstollen durch weitere Querschläge ergänzt und aus diesem Stollen eine große Zahl von Sondierbohrungen zur Abklärung der Detailtektonik vorgetrieben. Der erwähnte Strukturkurvenplan erwies sich dabei als prinzipiell richtig, das Bild der Detailstruktur komplizierte sich aber mit jeder neuabgeteufte Bohrung. Die schon angefangenen Aushubarbeiten setzten weiteren Sondierungen ein Ende, und es galt nun, die durch den Aushub geschaffenen neuen Aufschlüsse geologisch aufzunehmen, was meist mit Hilfe des Meßtisches und zum Teil auch auf Grund von photographischen Aufnahmen geschah. Die Profile und Strukturkurvenkarten wurden laufend den neuen Ergebnissen angepaßt. Mit dem Fortschreiten der Aushubarbeiten bestätigte sich die konstruierte Form der Quartenschiefer-«Mulde»; die einzelnen, durch die Detailverfaltung gebildeten Teil-«Mulden» endeten aber



Figur 25. Staumauer Luzzone, linkes Widerlager. Ansichtsskizze der wasserseitigen Böschung des noch unvollendeten Aushubs, Blickrichtung talaufwärts (gegen Osten) ungefähr in der Richtung der Faltenaxen. Ungefähre Breite der Aushubterrasse Kote 1500, 15 m.

in schmalen apophysenartigen Keilen in der prognosegemäß aus «Quarzit» und Lugnezerschiefer bestehenden bergwärtigen Felswand. An der Wasserseite des Fundaments lagen diese am Fuß der großen Steilwand, und mit dem axialen Aufsteigen gegen Westen gelangten sie talauswärts bis auf Kronenhöhe. Ihre geringe Mächtigkeit ließ eine nicht allzugroße Eindringtiefe in die Felswand annehmen. Das von Prof. A. STUCKY in Lausanne ausgearbeitete neue Mauerprojekt vom Januar 1959 berücksichtigte diese Gegebenheiten und sah bereits die Ausbildung des linken Widerlagers zu einem Schwergewichtskörper vor.

Die im Laufe des Jahres 1959 durchgeführten Aushubarbeiten legten die Fundamentfläche dieses Schwergewichtskörpers bis auf die Quarzitunterlage frei. In der Nacht vom 3./4. Dezember löste sich nach einer längeren Regenperiode ein Teil der bergwärtigen Felswand und rutschte in die schon seit mehreren Tagen verlassene tiefe Fundamentgrube, ohne irgendwelchen weiteren Schaden anzurichten. Die sofort nach dem Absturz der etwa 100000 m<sup>3</sup> umfassenden Masse einsetzenden Untersuchungen zeigten, daß die Ablösung längs einer steil nordfallenden Kluftfläche im Inneren der Wand stattgefunden hat. Diese Kluft war vorher bei ihrem Ausstreichen überall schuttbedeckt und mündete am Fuß der Felswand in die oben erwähnten Quartenschieferzüge. Offensichtlich führte dann die Unterschneidung durch den Aushub, die langandauernde Durchnässung und eventuell auch Frostwirkung zum Auslösen der Bewegung. Um das weitere Verhalten der stehengebliebenen Felswand zu kontrollieren, wurden Sondierstollen vorgetrieben und verschiedene Apparaturen zur



Figur 26. Staumauer Luzzzone, linkes Widerlager. Zustand des Aushubs im Herbst 1959. Die Felsmassen rechts (talseitig) der ausgeschossenen Nut rutschten an den deutlich sichtbaren, von oben rechts nach unten links verlaufenden dunkleren Quartenschieferzügen und einer hangparallelen Kluft entlang in die Baugrube ab (Photo Peyer).



Figur 27. Detailaufnahme am linken Widerlager der Staumauer Luzzzone. Nach links (ENE) axial einfallende Tauchfalte von Lugnezerschiefern und Quarzit mit dünnen Quartenschieferzügen. Bei den mit Pfeilen bezeichneten Stellen ziehen die becken-einwärts abtauchenden apophysenartigen Quartenschieferzüge durch.

Feststellung von eventuellen weiteren Bewegungen versetzt. Über die Disposition und das Funktionieren dieser Meßgeräte publizierte H. SCHMIDT (1963) in der Schweiz. Bauzeitung.

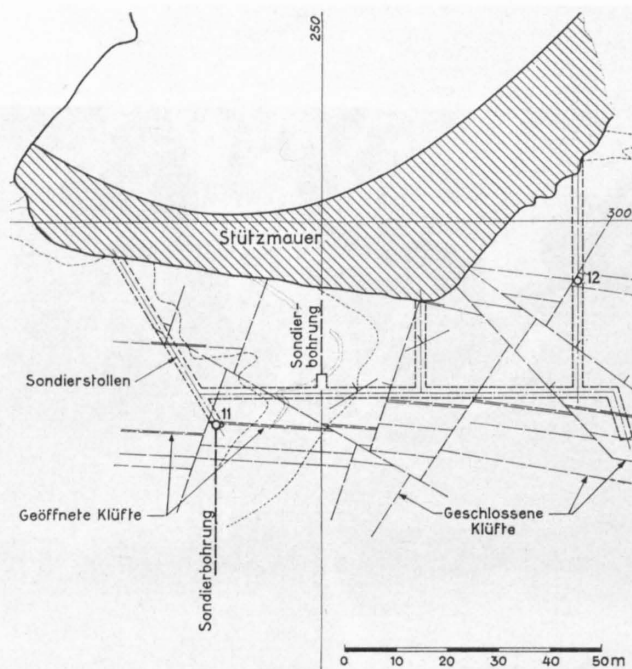
Das geologische Interesse galt nun einer sorgfältigen Aufnahme aller Rupturen und ihrer systematischen Einordnung, um eventuelle Zusammenhänge mit der W–E verlaufenden Scherfläche, die als Rutschbahn für den Felssturz diente, abzuklären. Die Resultate sind in den Horizontalschnitten der Figur 29 dargestellt. Vor allem die hangparallelen Klüfte zeigten bis in eine gewisse Tiefe ein Klaffen und je nach der Witterung starke



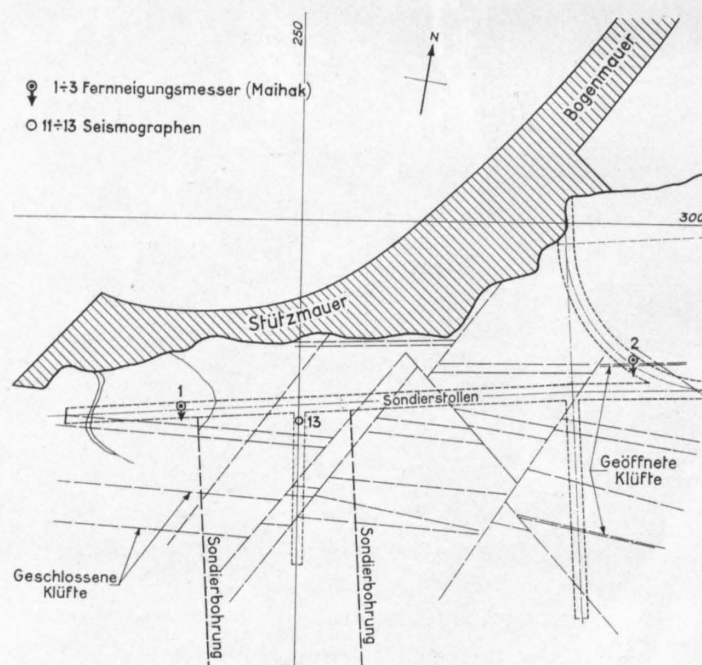
Figur 28. Staumauer Luzzone, linkes Widerlager. Zustand der Baugrube nach dem Felssturz vom 3. 12. 1959. Die dem Betrachter zugeneigte, z. T. benetzte Fläche über dem Schuttkegel bildete die bergseitige Ablösungszone (Photo Peyer).



Figur 29a



Figur 29b



Figur 29 (a + b). Darstellung der Ausbruchsnische des Felssturzes vom 3. 12. 1959 und der im Anschluß vorgenommenen Sondierungen am linken Widerlager. Horizontalschnitte auf Kote 1560 und 1590.

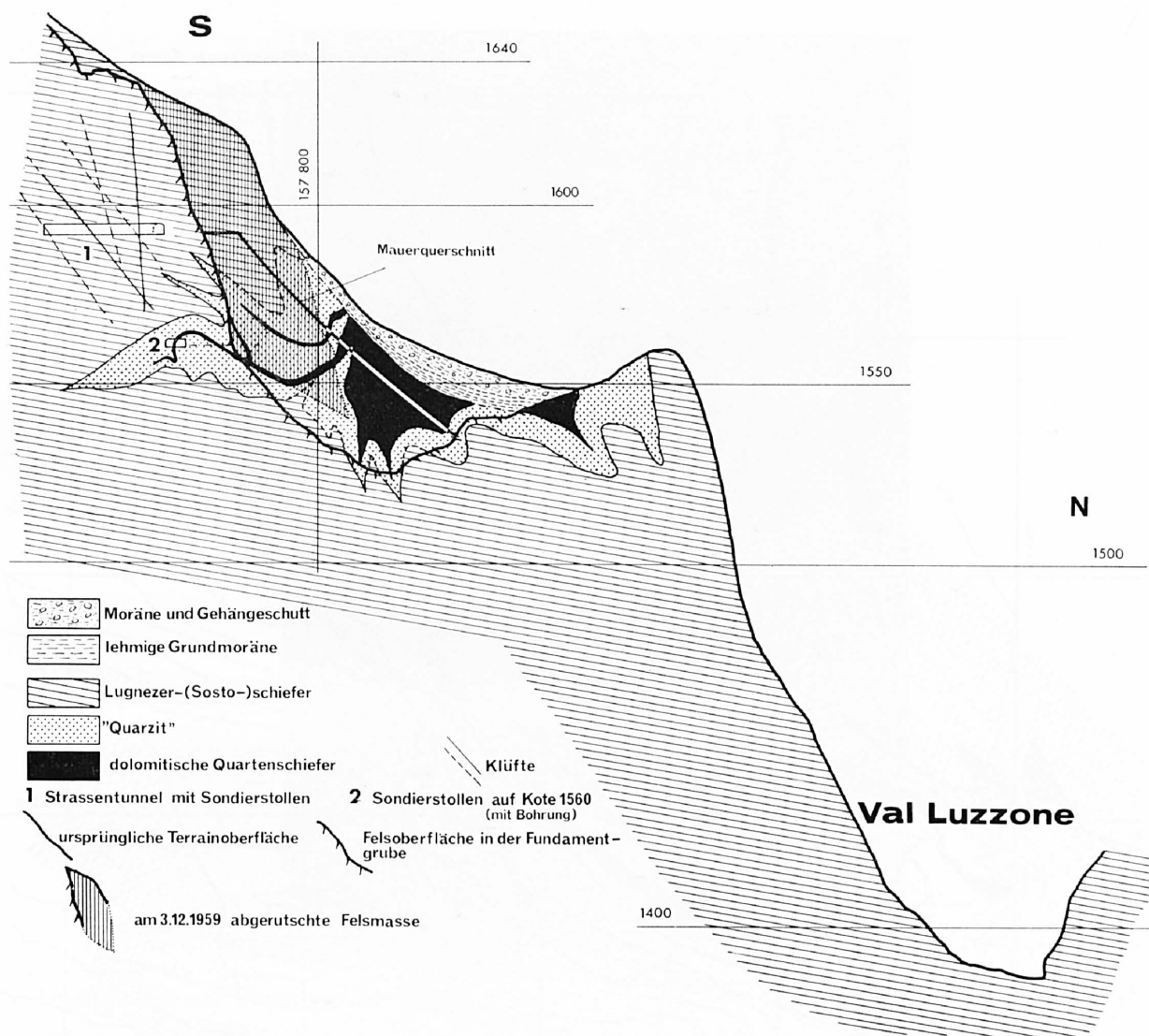
Abgedruckt aus H. SCHMIDT (1963) Schweiz. Bauzeitung 81/48

Wasserführung. In den tiefer im Berginnern gelegenen Sondierstollen und -bohrungen waren sie aber meist als geschlossene glatte tektonische Scherflächen ausgebildet.

Gleichzeitig mit der Räumung der Baugrube vom Schutt des Felssturzes wurde die geologische Aufnahme schrittweise weitergeführt, da in den freigelegten Teilen mit der Erstellung des linken Mauerflügels begonnen wurde. Die geologischen Verhältnisse am linken Widerlager vor Betonierbeginn sind in Figur 31 dargestellt.

Da die Sondierungen bis ungefähr 30 m hinter der Felswand noch leicht geöffnete Klüfte angetroffen haben, erschien es nicht mehr angezeigt, auf diesen Teil des Widerlagers noch wesentliche Bogenschübe einwirken zu lassen. Daher verstärkte Prof. A. STUCKY den Schwergewichtsteil am linken Widerlager dermaßen, daß die lateralen Schübe in das solide Fundament abgeleitet wurden.



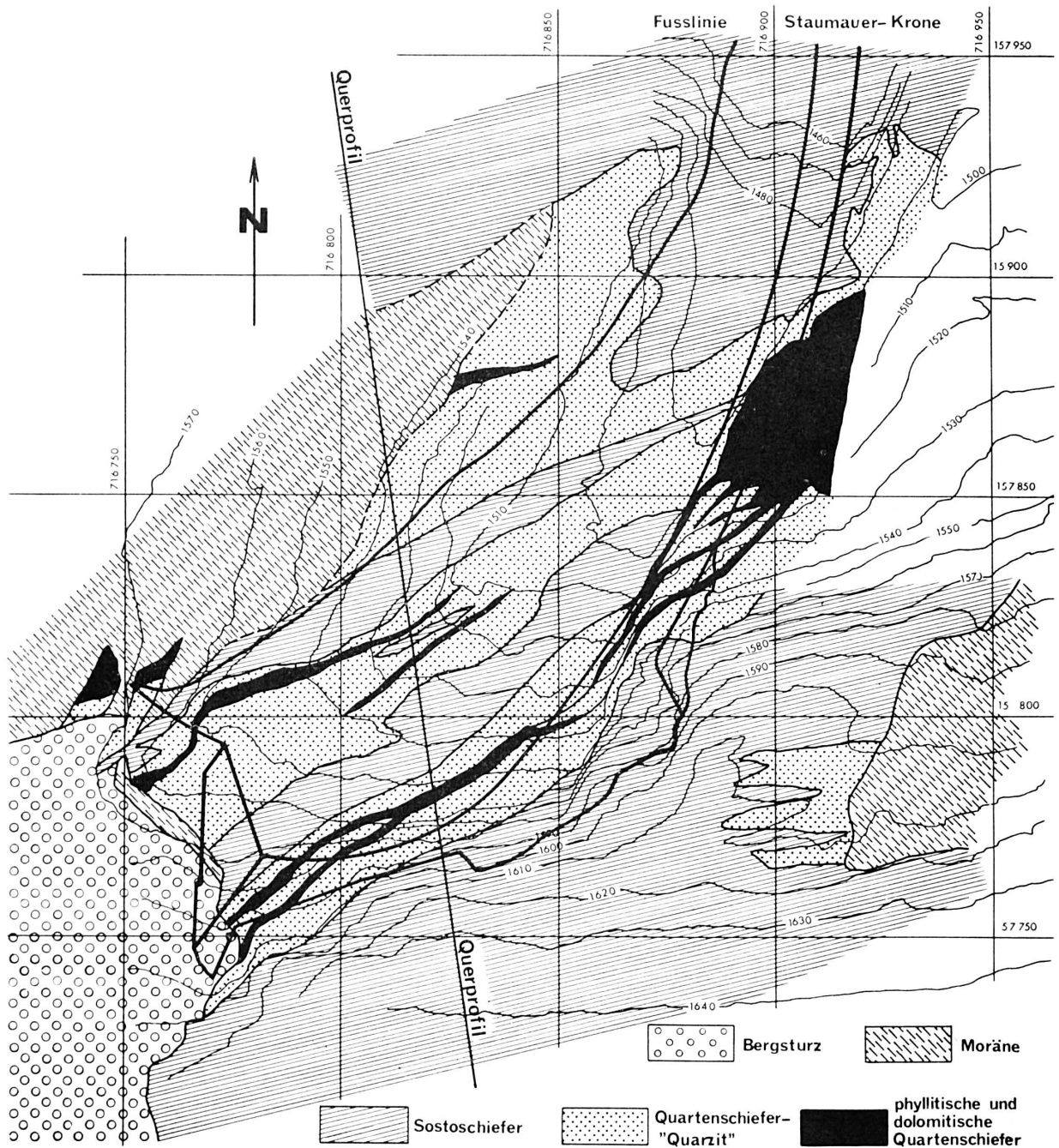


Figur 30. Querschnitt durch das linke Widerlager der Staumauer Luzzone. 1:2000 (Profilverlauf siehe Figur 31).

Der untere Teil des linken und das ganze rechte Widerlager befindet sich in den kompakten Lugnezer-schiefern. Die topographische Konfiguration des rechten Widerlagers zeigte schon vor dem Bau drei schutterfüllte talparallele Rinnen, wovon die höchste gerade über Kronenhöhe durchzog und beim Vortrieb des Zu-leitungsstollens des durch die Mauerkrone geführten Carassinawassers in Erscheinung trat. Die mittlere Rinne, knapp unterhalb der Mauerkrone, wurde beim Aushub ausgeräumt. Später erwies es sich als notwendig, auch ihre luftseitige Fortsetzung freizulegen. Diese führte hinunter zu der ebenfalls ausgeräumten dritten Furche, die vom früheren Weg in die Val Luzzone benützt wurde und hinter dem Felskopf am Nordende der Dienst-brücke durchzieht. Am Schnittpunkt dieser Rinnen («Kluftgassen»), die alle durch mehr oder weniger talparal-lele Störungen vorgezeichnet waren, lag unter dem Schutt luftseits der Mauer ein recht tiefer Kolk mit einer talauswärtigen Felsschwelle. Möglicherweise handelt es sich hier um die fossilen Rinnen von Seitenbächen eines Gletschers der Val Luzzone, die die an und für sich unbedeutenden Störungszonen\* herausarbeiteten. Diese luftseitigen Hohlformen mußten zur Sicherung der Festigkeit des Widerlagers mit Beton aufgefüllt werden.

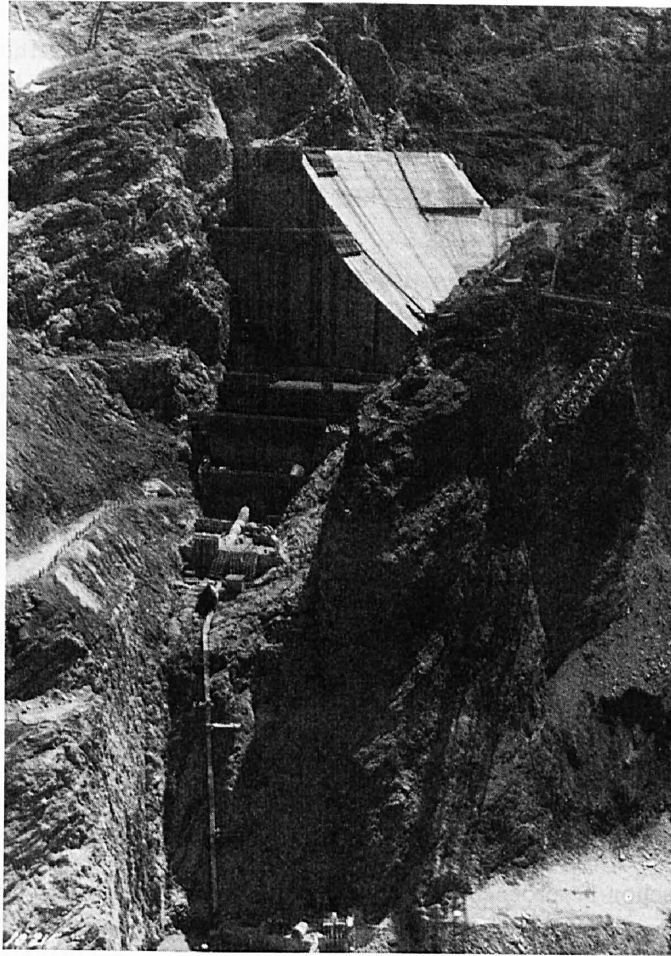
Zur Gewinnung der Zuschlagstoffe für die große Betonmenge, die die Erstellung einer Staumauer dieser Dimensionen erfordert, wurden verschiedene Möglichkeiten in Betracht gezogen. Eine erste Lösung stellte

\* Die Verlängerungen dieser Störungszonen konnten ebenfalls in der ausgeschossenen Nut des eigentlichen Widerlagers be-obachtet werden und stellen dort noch knapp erkennbare glatte Scherflächen dar.



Figur 31. Geologisches Kärtchen des freigelegten Fundaments des linken Widerlagers der Staumauer Luzzone. Ca. 1:1500.

die Gewinnung von Material in einem Steinbruch in den dickbankigen Sandkalken der Lugnezerzone an der rechten Talflanke oberhalb und etwas taleinwärts der Staumauer dar, mußte jedoch wegen ihrer Kostspieligkeit fallengelassen werden. Dann wurden die großen Schuttvorkommen der Val Scaradra untersucht; der Transport des dort gewonnenen Materials hätte jedoch die Erstellung einer langen Zufahrtsstraße bedingt. Die besten Resultate bei den Druckwürfelproben ergab aber das aus dem Kristallin des Gotthardmassivs stammende Material von Pian Giairett am Fuß des Greinapasses. Zu dessen Transport konnte der mit einem Förderband versehene Zuleitungsstollen Camadra–Luzzone benützt werden, der durch einen Schrägschacht mit Pian Giairett verbunden wurde. Bei der Kiesgewinnung auf Pian Giairett mußte lediglich darauf geachtet werden, daß die stark schiefri gen, von den Schiefer n S der Greina stammenden Einschwemmungen ausgelassen wurden.



Figur 32. Staumauer Luzzzone, linkes Widerlager. Bauzustand Ende Juni 1961. (Photo Peyer).

## 2. Druckstollen und Druckschacht

Die Projektierung dieser beiden Bauwerke war geologisch recht unproblematisch. Die Eigenschaften der Sostoschiefer waren bekannt, ebenso die räumliche Stellung der Kluftsysteme und der Verwerfungsflächen. Nicht abzuschätzen waren hingegen die Wassermengen, die durch die einzelnen Klüfte in die Stollen einfließen sollten, und die Mächtigkeiten der Ruschelzonen.

Tatsächlich bildete das Wasser den wichtigsten Störungsfaktor beim Ausbruch des Druckschachtes. Die größten Wassermengen pflegten beim Anschießen einer Kluft aufzutreten. Die aus diesen Klüften austretenden Quellen nahmen dann, beim weiteren Vortrieb des Stollens, meist an Stärke ab und versiegten zum Teil vollständig.

Neben diesen wasserführenden Klüften traten im Druckstollen Luzzzone–Olivone an zwei Stellen wasserschluckende Risse auf, in die das Rigolenwasser versickerte. Die allerdings seltenen Mylonitzonen störten die Vortriebsarbeiten vor allem bei starker Durchnässung und mußten mit Eisenringen gesichert werden.

## 3. Zentrale Olivone

Die Zentralenkaverne Olivone gelangte in Verbindung mit der Erhöhung des Horizontes des Freilaufstollens auf 1020 m in den S-Fuß des Sosto oberhalb des Dorfteiles Marzano. Spätere Stollensondierungen für die Kaverne haben gezeigt, daß sich hier für die Zentrale eine geeignete Lage finden ließ, und daß eher die Herstellung des wintersicheren Zuganges am Fuß der Steilhänge des Sosto gewisse Anpassungen erforderte. Zur genauen Lokalisierung des in der Ausschreibung der Baulose nur ungefähr angegebenen Standortes der Zentralenkaverne wurde senkrecht zum Freilaufstollen ein Sondierstollen in der Achse des vorgesehenen Unterwasserkanals vorgetrieben und darin eine vollständige Aufnahme sämtlicher Klüfte und Verwerfungen vorgenommen. Unter der Annahme, daß diese Störungszonen sich im engeren Bereich ebenflächig fortsetzen, wurde

aus Plexiglas ein Modell hergestellt, das gestattete, einen, die Zentralenwölbung darstellenden Halbzylinder über den Klüften so zu verschieben, daß die optimale Lage für die Kaverne gefunden werden konnte. Der Befund in der ausgebrochenen Zentrale bestätigte dann die auf Grund des Modells gemachten Prognosen, und die Aushubarbeiten begegneten keinen Schwierigkeiten, abgesehen von lokalen Plattenablösungen im First des Gewölbes, die mit kurzen Felsankern gesichert werden mußten. Einige der Klüfte brachten, wie auch im Sondierstollen, etwas Wasser, das vor der Verkleidung abgedämmt werden mußte.

### c) Kraftwerk Luzzone

In der kleinen Zentrale Luzzone werden die Höhenunterschiede zwischen dem Niveau der Zuleitungsstollen und dem jeweiligen Seespiegel im Stausee Luzzone ausgenützt. Die von Norden herkommenden Zuflüsse vom Lukmanier, Val di Campo und Val Camadra werden dieser Zentrale direkt über einen Schrägschacht zugeleitet, während der aus der Val Carassina kommende Druckstollen zuerst durch die Staumauer, knapp unter der Krone, durchgeführt werden muß.

Geologisch gesehen erfassen die Anlagen des Kraftwerkes Luzzone sämtliche zwischen Gotthardmassiv und Aduladecke durchziehenden tektonischen Einheiten: Kristallin des Gotthardmassivs, autochthone und parautochthone Sedimente, Sostozone, Terrizone/Sojadecke und Mesozoikum der Aduladecke, welche im 1. Hauptteil der vorliegenden Arbeit behandelt worden sind.

#### 1. Zuleitung Lucomagno–Camadra–Luzzone

##### 1.1. Freilaufstollen Lucomagno–Val di Campo

Auf Grund der oben schon besprochenen Disposition der Wasserzuleitungen (Freilaufstollen) des Kraftwerkes Luzzone ergab sich für die Fassungshöhe des Brenno di Lucomagno eine Kote von 1720 m. Die Fassungsstelle des Ri di Lareccio befindet sich auf der S-Seite der Selva Secca bei Stabbio Vecchio und die Fassung des Brenno di Lucomagno liegt kurz unterhalb des Ospizio Acquacalda am Rande des Selva Secca-Granithöckers. Bei der Querung des dazwischenliegenden Selva Secca-Kristallins wurden verschiedene steile ESE-streichende Ruschelzonen angetroffen.

Im gegenüberliegenden östlichen Steilhang mußte unter oberflächlicher Versackung mächtige Trias anwesend sein. Um diesen Hang zu vermeiden, wurde das Wasser zunächst in einem Hangkanal mit Siphon talauswärts bis an eine Stelle unter dem Päßchen Croce Portera geleitet, wo die Schieferbedeckung der Trias, Quartenschiefer und hangende Liasschiefer, so weit herabgestiegen war, daß ein Stollen nach kurzer Passage durch anstehende Trias in diese Schiefer übergehen mußte.

Zwischen diesem Punkt und dem Kreuzungspunkt mit Val di Campo konnte, wie aus den Oberflächenaufnahmen von R. WEGMANN und den von demselben für den Stollenhorizont konstruierten Horizontalschnitten ersichtlich ist, keine gradlinige Tracéföhrung in Frage kommen. Das hier vorliegende tektonisch-geometrische Problem geht aus der tektonischen Karte (Tafel 1) und noch deutlicher aus einem Horizontalschnitt auf dem Stollenhorizont (Tafel 5) hervor, der auf Grundlage der späteren Stollenaufschlüsse erstellt worden ist, aber im Prinzip eine Übereinstimmung mit den Prognose-Horizontalschnitten zeigt, auf Grund welcher das Projekt zunächst wie folgt studiert wurde:

Die Tafel 5 zeigt, daß der Stollendurchstich nur mit einem speziell angepaßten Tracé derart geführt werden konnte, daß er, wie erwünscht, auf größtmöglicher Länge innerhalb der gotthardmassivischen Liasschiefer des S-Schenkels der Campoantiklinale, resp. N-Schenkel der Dötramulde verblieb, ohne mit der gegen E eintauchenden Triasbasis der überschobenen Sostozone zu interferieren. Um die Durchführbarkeit eines dementsprechend entworfenen polygonalen Stollentracés zu kontrollieren, wurden über diesem Tracé drei ziemlich tiefe Sondierbohrungen ausgeführt, deren Bohrprofile nachstehend zusammengestellt sind. Sie bestätigten die Möglichkeit, durch eine entsprechend geknickte Tracéföhrung sowohl eine längere Passage in der karbonatischen Trias im Liegenden der gotthardmassivischen Quartenschiefer wie auch mit der hangenden Trias der Sostobasis zu vermeiden.

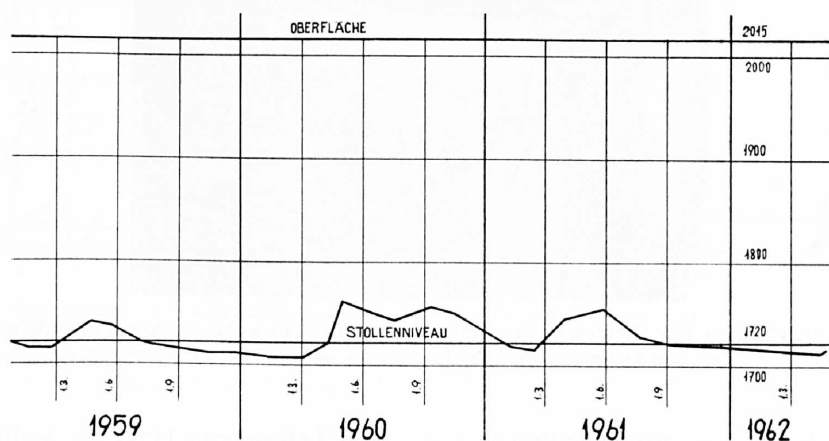


- Bohrung 1:** Croce Portera  
Koord. x 708405, y 154718, H. 1908,10  
0,00 m– 3,70 m Verwitterungsschutt  
3,70 m– 92,00 m Kieselkalke, Sandkalke, Kalkphyllite, Kalksandsteine und Quarzite  
92,00 m–135,00 m Tonschiefer, Phyllite, Granatphyllite (Knotenschiefer)  
135,00 m–220,05 m Grünliche Phyllite, Glimmerschiefer, Serizitquarzite
- Bohrung 2:** Koord. x 708819.5, y 155089.4, H. 1963,00  
0,00 m– 1,00 m Verwitterungsschicht  
1,00 m– 20,00 m Sandige Marmore und Kalkphyllite  
20,00 m–117,15 m Quarzreiche Marmore, Kalkphyllite, sandige Kalke, Quarzite  
117,15 m–155,04 m Granatphyllite, kieslige Kalkschiefer, Quarzite  
155,04 m–300,50 m Quarzite, Sandkalke, quarzitisches Kalkphyllite und Marmore, Granatphyllite (Knotenschiefer)
- Bohrung 3:** Pian Com  
Koord. x 709100.7, y 155455.3, H. 2015,10  
0,00 m– 90,80 m Sand mit Blöcken von Bündnerschiefern, Quarzit, Knotenschiefern  
90,80 m– 93,17 m Hellgraue und grünlichgraue kalkige Schiefer (Quartenschiefer)  
93,17 m–125,99 m Graue bis blaugraue marmorisierte sandige Kalke (Infernoserie)  
125,99 m–128,33 m Gelblich- bis schneeweißer, z. T. karbonatischer Quarzit mit grünen Phylliten (= obere Stgirserie)  
128,33 m–185,85 m Blaugraue Sandkalke, Kalkphyllite, Quarzite, Knotenschiefer  
185,85 m–330,03 m Granatphyllit, Kalkphyllite, Sandkalke, Quarzite

Die drei Bohrungen hatten außerdem noch eine andere Funktion zu erfüllen. Das Hochplateau in deren Umgebung ist außergewöhnlich wasserarm und zeigt außerhalb der Schneeschmelze wenig laufende Gewässer, und in der Gegend von Croce Portera sind eigentliche Dolinen zu beobachten. Es bestand deshalb der Verdacht, daß um so mehr Wasser in den klüftigen Liasschiefern im Untergrund angetroffen werde.

Schon bei der Ausführung der Bohrungen ergab sich die merkwürdige Tatsache, daß ein ausserordentlich tief unter der Oberfläche liegender Grundwasserspiegel vorhanden ist, der nur knapp über dem Niveau des benachbarten Pian Segno liegt. Tatsächlich scheinen die Liasschiefer durch die unterliegende Trias nach Pian Segno drainiert zu sein.

In Bohrung 3 wurden während mehr als drei Jahren regelmäßige Wasserstandsmessungen durchgeführt, deren Ergebnisse auf Figur 34 zusammengestellt sind. Im besonderen ist darauf hinzuweisen, daß vor allem in den Wintermonaten der Wasserspiegel bis mehr als 300 m (Kote 1705) unter Terrainoberfläche absinken konnte, während die gemessenen Höchststände bei ca. Kote 1750, d. h. 260 m unter der Oberfläche, lagen. Daraus ergab sich, daß der von Pian Segno her vorgetriebene Stollen im allgemeinen nur im Herbst und Winter trockene Verhältnisse vorfinden werde, daß jedoch zur Zeit der Schneeschmelze und der Frühsommerregen mit zum Teil beträchtlichem Wasserandrang gerechnet werden muß. Tatsächlich begannen im genügend weit vorgetriebenen Stollen aus den bisher zum Teil wasserschluckenden Klüften zur Zeit der ersten Schneeschmelze (Anfang Mai 1962) immer kräftiger werdende Quellen auszutreten und den Stollen (fallender Vortrieb!) zu überfluten.



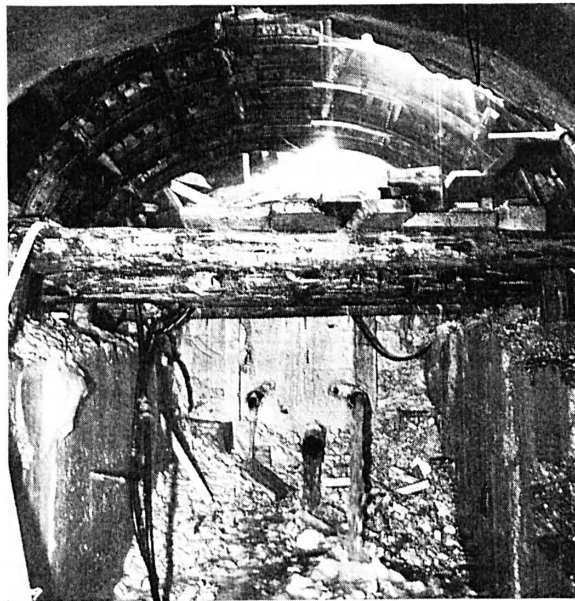
Figur 33. Bohrung 3 Pian Com/Dötra. Schwankungen des Grundwasserspiegels.

Dieser von Pian Segno herkommende Stollen durchfuhr unter Croce Portera zuerst etwas über 20 m Sackungsschutt, dann 275 m standfesten Dolomit und Rauhacke und etwa 300 m verfaltete Quartenschiefer

bevor die erste Einfaltung von Unterlias erreicht wurde. In dieser verblieb der Stollen auf 520 m, und die nördliche anschließende Quartenschieferfalte wurde nach 400 m wieder verlassen. Erwähnenswert ist dabei vor allem die relativ gute bautechnische Qualität der karbonatischen Trias, die stellenweise sogar ohne Einbau durchfahren werden konnte. Auf der ganzen unter der Costa verlaufenden Strecke liegt der Stollen in den Schiefern der Stgirserie.

### 1.2. Die Querung der Val di Campo

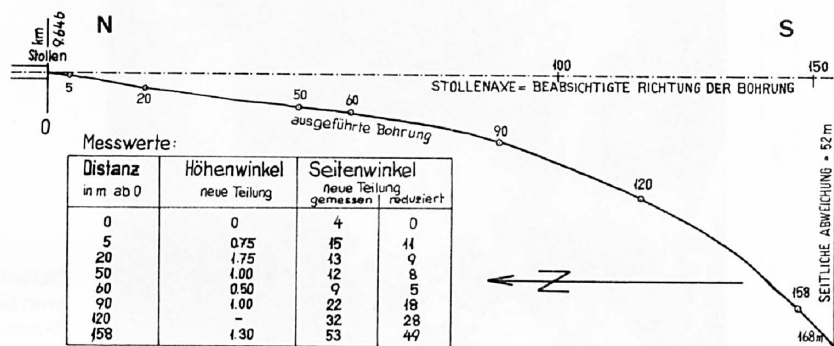
Um mit dem Stollen von Croce Portera in das Camadratal zu gelangen, muß zwangsläufig die breite Zone karbonatischer Trias der Val di Campo gequert werden. Die Stollenführung wurde auf Grund des schon erwähnten, von R. WEGMANN konstruierten Horizontalschnittes so festgelegt, daß die Triaszone möglichst senkrecht, auf dem kürzesten Wege durchfahren werden konnte. Die Tracierung wurde so gewählt, daß die morphologisch auffallende Steilstufe oberhalb Alpe Predasca unterfahren wurde, in der Annahme, daß die Dolomite und Rauhwacken an dieser Stelle etwas kompakter seien. Zur Bewältigung dieser als schwierig vorausgesehenen Stollenstrecke wurde N Alpe Predasca auf Kote 1715 eine Fensterattacke in den Quartenschiefern des N-Schenkels der Val Campo-Antiklinale angesetzt. Der in Richtung N-S verlaufende Hauptstollen erreichte nach der Querung einer Zone mit engverfalteten Quartenschiefern und Schiefern des Unterlias bei km 9,580 (ab Luzzzone) die karbonatische Trias. Die ersten 10 m mit Dolomit und Rauhwacke konnten ohne große Schwierigkeiten ausgebrochen werden. Bei km 9,590 wurde eine wasserführende Zone von Mehdolomit angefahren, die die Abstützung der Stollenbrust nötig machte. Mit einem Minimalstollen und nachfolgender Ausweitung konnte bei erheblicher Erschwerung der Arbeiten diese allerdings nur 2–3 m mächtige Störung in der Rauhwacke bezwungen werden. Die nachfolgenden 50 m südfallenden Dolomite und Rauhwacken wurden bei trockenem Gebirge mit Einbau von Eisenringen gequert. Bei km 9,646 erzwang eine weitere, stark durchnäßte Mehdolomitzone die vorläufige Einstellung des Vortriebs. Trotz chemischen Injektionen und schwerstem Einbau gelangen keine weiteren Fortschritte (Figur 34).



Figur 34. Talquerung Val di Campo. Der Vortrieb ist in vollständig durchnäßigem, kohäsionslosem Mehdolomit steckengeblieben. Von hier an mußte der Schild eingesetzt werden (Photo Peyer).

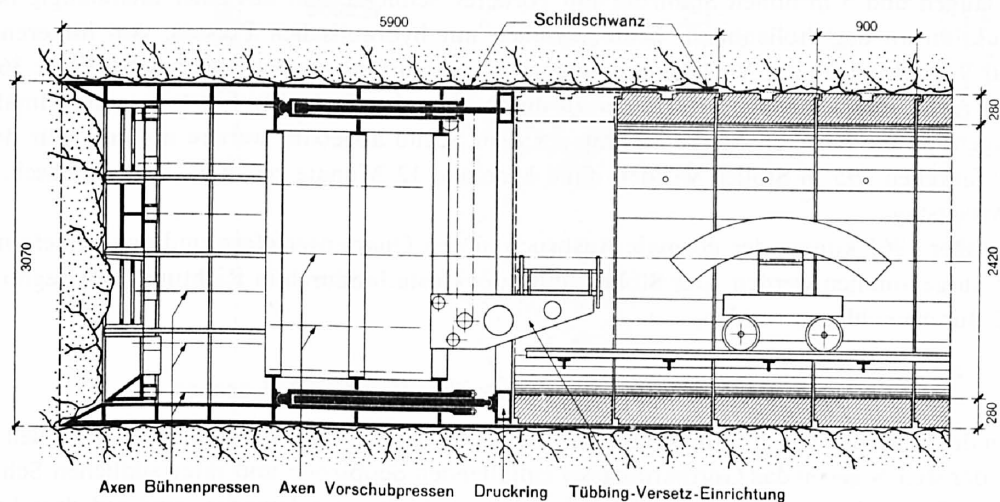
Zur Abklärung der geologischen Verhältnisse wurde anschließend eine längs der Stollenaxe nach Süden verlaufende horizontale Sondierbohrung angesetzt, die bis auf 168 m Länge vorgetrieben wurde und dabei, abgesehen von einigen Brocken von Dolomit und Rauhwacke, nur Dolomitmehl zu Tage förderte. Da Zweifel am geradlinigen Verlauf dieser Bohrung bestanden, wurden Kontrollmessungen angeordnet. Nach beendiger Bohrung wurden diese Messungen mit einer in einer Glasröhre in warmer Gelatinelösung schwimmenden

Kompaßnadel an der Spitze des Bohrgestänges durchgeführt. In vorgängigen Versuchen mußte jeweils das richtige Mischungsverhältnis zwischen warmem Wasser und Gelatinepulver ermittelt werden, um ein Erstarren der Masse im richtigen Moment zu gewährleisten. Das Koagulieren und damit die Fixierung der Kompaßnadel mußte nach erfolgtem Einschieben des Bohrgestänges auf die gewünschte Länge und vor dessen Rückzug stattfinden. Um den richtigen Zeitpunkt des Rückzuges festzulegen, wurde gleichzeitig ein Glasröhrchen mit der gleichen Mischung im Wasser, das aus der Bohrung floß, gekühlt und dessen Verhalten laufend beobachtet. Da der Stollen auf dem Meridian 711 396 genau N-S verläuft, entspricht die Messung am Anfang des Bohrloches mit 4<sup>s</sup> (neue Teilung) ungefähr dem Wert der für diese Gegend gültigen magnetischen Deklination. Sie wurde auf Null reduziert und alle andern Resultate um ebenfalls 4<sup>s</sup> vermindert.



Figur 35. Zuleitungsstollen Lucomagno–Luzzzone. Talquerung Val di Campo. Verlauf der horizontalen Sondierbohrung durch die karbonatische Trias. 1:1500.

Die aus der graphisch ermittelten Kurve (Figur 35) ersichtliche horizontale Abweichung von der vorgesehenen Axe ist beträchtlich und erreicht am Endpunkt, bei 168 m, einen Betrag von 52 m. Auffallend ist dabei die nur sehr geringe Abweichung in vertikaler Richtung. Sie war so klein (durchschnittlich 1<sup>s</sup>), daß sie bei der vorliegenden Konstruktion vernachlässigt werden konnte. Der Grund dieser «Rechtsabweichung» kann kaum



Figur 36. Talquerung Val di Campo. Skizze der Schildkonstruktion zur Durchfahrung druckhafter oder schwimmender Gesteinszonen. (Klischee in verdankenswerter Weise vom Schweiz. Wasserwirtschaftsverband zur Verfügung gestellt.)

in der Schichtstellung gesucht werden, da diese ungefähr senkrecht zur Stollenaxe verläuft. Es besteht hingegen die Möglichkeit, daß in diesem weichen und kohäsionslosen Material das rechtsrotierende Gestänge, d. h. vor allem das Kernrohr an der Spitze, nach rechts abrollte. Die größten Abweichungen treten denn auch nach 60 m auf, gerade dort, wo keine nennenswerten härteren Bänke mehr durchfahren werden.



(Klischee freundlicherweise vom Schweiz. Wasserwirtschaftsverband zur Verfügung gestellt.)

Figur 37. Talquerung Val di Campo. Vortriebsarbeiten mit dem Schild in nicht vollständig zerfallenem Dolomit (Photo Peyer).

Zur ungefähren Bestimmung des südlichen Randes der Triaszone wurden zwei Sondierbohrungen von der Oberfläche her vorgetrieben. Die erste, senkrechte Bohrung erreichte sehr bald die karbonatische Trias, während die zweite, unter 45° nach Süden geneigt, ständig in den Quartenschiefern verblieb. Ihre Resultate sind im Stollenlängsprofil 1:5000, Figur 38, enthalten.

Auf Grund der Ergebnisse der Sondierungen und des Befundes im Stollen wurde beschlossen, den weiteren Vortrieb in der Strecke mit karbonatischer Trias mit einem Schild auszuführen. Dieser besteht aus einem ungefähr 6 m langen und 3 m hohen Stahlrohr mit vorderer Schneide und aus einer unabhängig beweglichen Stahlkonstruktion an der Stollenbrüst, beide versehen mit hydraulischen Pressen. Am hinteren Ende des Schildes sind Vorrichtungen zur Versetzung von vorfabrizierten Betonringen angebracht (Figur 36+37).

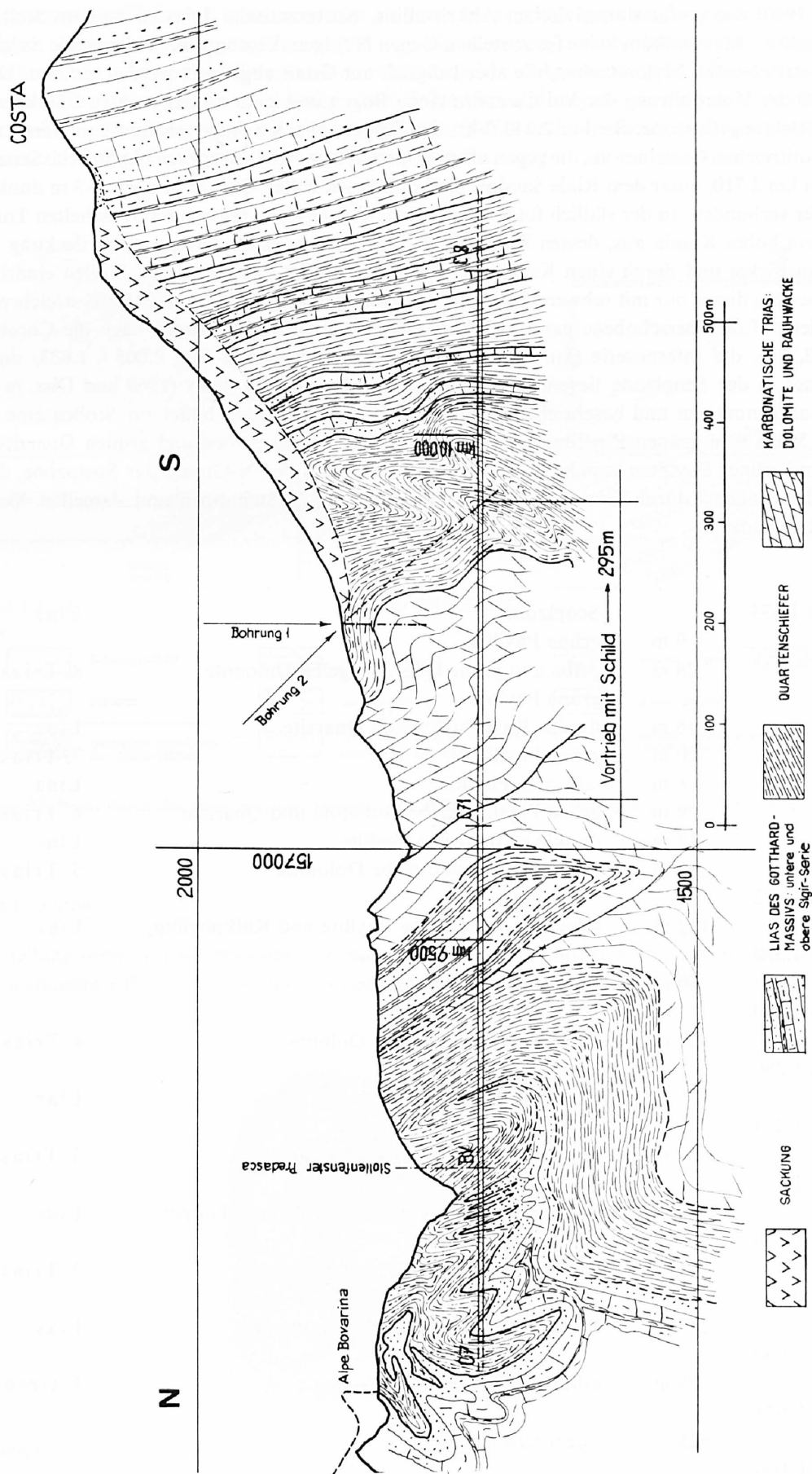
Die meist recht unterschiedliche Härte der zu durchfahrenden Dolomite führte zu unregelmäßigen Vortriebsleistungen, da die härteren Bänke separat vor dem Schild abgebaut werden mußten. Für die mit dem Schild durchfahrenen 295 m Stollen wurden ohne Montage 12 Monate benötigt, d. h. durchschnittlich pro Meter ein Arbeitstag.

Im November 1961 konnte der normale Ausbruch in den Quartenschiefern und den Schiefern der Stigirserie wieder aufgenommen werden. Der Stollen unter der Costa hindurch in Richtung Pian Segno konnte im Herbst 1962 durchgeschlagen werden.

### 1.3. Freilaufstollen Val di Campo – Camadra – Luzzone

Zwischen der Trias der Val di Campo und dem Kristallin des Gotthardmassivs liegt der Stollen im Bereich der Schiefer der steil N gegen das Gotthardmassiv einfallenden Scopizone und ihrer südlichen Schuppen. Die zwischen km 9,580 und km 8,900 eng verfalteten Quartenschiefer und Unterlias sind auf dem Längsschnitt durch den Stollen Val di Campo (Figur 38) dargestellt. In dieser Strecke war häufig die Sicherung durch Einbau von Eisenringen nötig. Von Süden kommend trifft man bei km 8,710 auf den letzten dünnen Quartenschieferzug, der aber technisch nicht von Bedeutung ist. Nach der Querung der Scopizone, d. h. der Stigirserie und der Infernosserie (die Coroiserie fehlt hier) wird bei km 4,955 die steile Aufschubungszone des Parautochthons durchfahren ohne größeren bautechnischen Schwierigkeiten zu begegnen. Nach 30 m dunklen Quarziten und schwarzen Tonschiefern des autochthonen Unterlias trifft der Stollen unter dem Graben des Riale Presciuà zuerst auf einige Meter helle Quarzite und anschließend auf die «Zone der biotitreichen Gesteine»



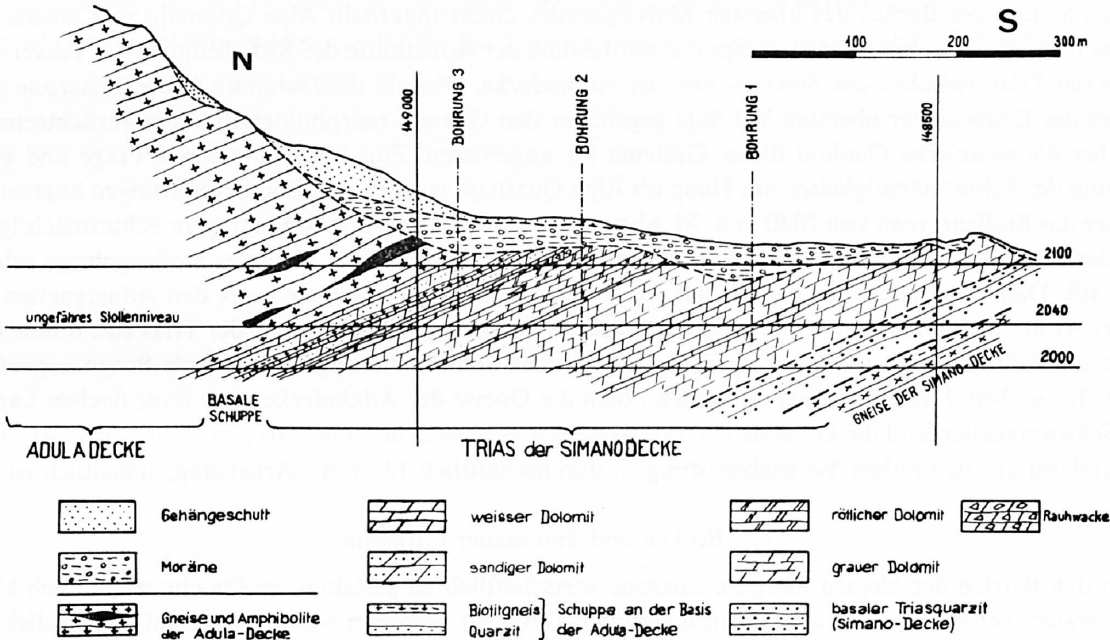


Figur 38. Querprofil durch die Val di Campo längs der Stollenaxe. 1:6250.

(J. D. FREY, 1960) des gotthardmassivischen Altkristallins. Karbonatische Trias ist hier im Stollen an der Grenze Kristallin – Mesozoikum keine festzustellen. Gegen N folgen Augengneise, stellenweise durchsetzt von steilen ENE-streichenden Mylonitzonen, die aber lediglich mit Gunit abgedeckt werden mußten. Der Stollen beschreibt bei der Unterfahrung der Val Camadra einen Bogen und zieht an der rechten Flanke wieder talwärts in Richtung Luzzzone. Bei km 2,940 fährt der Stollen, aus den Augengneisen kommend, wieder die «Zone der biotitreichen Gesteine» an, die gegen oben, d. h. nach S, in helle graugrüne phyllitische Serizitquarzite übergeht. Bei km 2 710, unter dem Riale Sassina, sind mit diesen hellen Quarziten noch 2–3 m dunkle quarzitischeschiefer verbunden. In der südlich folgenden steilen Störungszone mit stark verruscelten Tonschiefern bildete sich ein hohes Kamin aus, dessen Einbruch sich wegen der relativ geringen Überdeckung bis an die Oberfläche auswirkte und durch einen Krater das Wasser des Riale Sassina in den Stollen eindringen ließ. Nach der Querung dieser nur mit schwerem Einbau zu bewältigenden, 2–3 m breiten ENE-streichenden Zone traf der Stollen auf die überschobene parautochthone Scopizone, in der der Reihe nach die Coroisserie (von km 2,702 – 2,586), die Infernosserie (km 2,586 – 2,005) und die Stgirserie (km 2,005 – 1,633) durchfahren wurden. Dieses in der Scopizone liegende Stollenstück wurde von J. D. FREY (1960 und Diss. in Vorbereitung) genau aufgenommen und beschrieben. Den Südrand der Scopizone bildet im Stollen eine Trias, die von N nach S aus 9 m grünen Phylliten, 28 m Wechsellagerung von gelben und grünen Quarziten, gelben Dolomiten und grünen Phylliten besteht. Zwischen dieser Trias und der N-Grenze der Sostozone, der Grenztrias, quert der Stollen 7 durch Triaszüge voneinander getrennte Liasschuppen und -lamellen. Von N nach S folgen nacheinander:

N			
	km 1,633	Scopizone	Lias
	9 m	grüne Phyllite	
	28 m	gelbe und grüne Quarzite, gelbe Dolomite, grüne Phyllite	8. Trias
	36 m	dunkle Kalkphyllite und Quarzite	Lias
	20 m	grüne Phyllite	7. Trias
	8 m	schwarze Phyllite	Lias
	29 m	grüne Phyllite, gelbe Dolomite und Quarzite	6. Trias
	18 m	dunkle quarzitischeschiefer	Lias
	13 m	grüne Phyllite und gelbe Dolomite	5. Trias
	km 1,472		
	122 m	schwarze quarzitischeschiefer und Kalkphyllite	Lias
	km 1,350		
	50 m	gelbe und graue Dolomite	
	km 1,300		
	20 m	grüne Phyllite und gelbe Dolomite	4. Trias
	km 1,280		
	66 m	schwarze phyllitische Schiefer	Lias
	km 1,214		
	4 m	grüne Phyllite und gelbe Dolomite	3. Trias
	km 1,210		
	320 m	Liasschiefer (wahrscheinlich 2. Piancaschuppe)	Lias
	km 0,890		
	5 m	helle Quarzite, grüne Phyllite	2. Trias
	km 0,885		
	235 m	Liasschiefer (südlichste Piancaschuppe)	Lias
	km 0,650		
	25 m	grüne Phyllite, gelbe Dolomite	1. Grenztrias
	km 0,625		
	625 m	Lugnezerschiefer	
S	km 0,000		

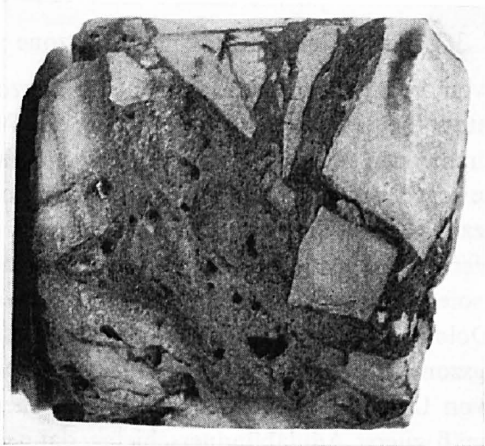
Die eingeschuppten Triaszüge bereiteten beim Vortrieb meist große Schwierigkeiten, die aber immer mit herkömmlichen Mitteln, Einbau von Eisenringen und Marciavanti-Vortrieb, überwunden werden konnten. Nur die bei km 0.625 angetroffene Grenztrias verzögerte die Vortriebsarbeiten in größerem Ausmaß und erforderte wegen ihres sehr schlechten bautechnischen Zustandes und wegen der starken Durchnässung starken Einbau auf eine Länge von etwa 15 m. Die Lugnezerschiefer und vor allem die Liasschiefer der ersten Schuppen sind durchsetzt von steilen W-E-streichenden Mylonitzonen.



Figur 39. Profil durch die Trias zwischen Simano- und Aduladecke längs Ordinate y = 721 388. Ca. 1:7500.

## 2. Zentrale Luzzone

Die Erstellung dieses kleindimensionierten Bauwerkes in den kompakten Lugnezerschiefern stellte keine geologisch-technischen Probleme und der Vortrieb des Druckschachtes stieß nirgends auf Hindernisse.



Figur 40. Bohrkern aus der Rauhwaacke im Triaszug zwischen Simano- und Aduladecke bei A. Quarnajo. Bohrung 2 19,6–19,7 m (Photo Mainardi).

### 3. Zuleitung Adula–Carassina–Luzzone

Durch einen auf über 2000 m liegenden Stollen von Alpe Quarnajo in der obersten Val Malvaglia zur Adulahütte SAC wird dem Carassinatal neben der Rückgewinnung früher durch Anzapfung an die Val Soja verlorengegangener Abflüsse des Brescianagletschers noch weiteres Wasser beigelegt, das in einem kleinen Ausgleichsbecken unterhalb Alpe Bolla wieder gefaßt und durch einen Druckstollen der Zentrale und dem Stausee Luzzone zugeführt wird.

#### 3.1. Überleitung Alpe Quarnajo–Adula

Die Fassung des Baches des obersten Malvagliatales direkt unterhalb Alpe Quarnajo und dessen Überführung in das Carassinatal mit Stollenportal nordöstlich der Adulahütte des SAC bedingte die Traversierung der breiten Trias zwischen der Simano- und der Aduladecke. Obwohl die Dolomite dieser Triaszone an den Wänden des Grabens der obersten Val Soja gegenüber den Gneisen morphologisch kaum zurücktreten, war man über die technische Qualität dieser Gesteine im ungewissen. Zur Abklärung dieser Frage und zur Bestimmung der Schuttmächtigkeiten am Hang ob Alpe Quarnajo wurden drei Sondierbohrungen angesetzt, die bis unter das Stollenniveau von 2040 m ü. M. abzuteufen waren. Diese ergaben geringere Schuttmächtigkeiten als in der Prognose befürchtet wurde, und die Qualität der Bohrkerne ließ auf gutes Stollengebirge schließen (Figur 40). Dabei war aber die Qualität der Kerne in Bohrung 3 unmittelbar unter den Adulagneisen etwas geringer. Unter dem Kristallin der Aduladecke wurde in dieser Bohrung innerhalb der Trias eine dünne Gneislamelle angefahren. In Figur 39 ist das auf Feldaufnahmen und Sondierungen basierende Prognoseprofil dargestellt. Im soeben durchgeschlagenen Stollen boten die Gneise der Aduladecke trotz ihrer flachen Lagerung keine Schwierigkeiten und die Gesteine der Triaszone erwiesen sich für einmal als ganz besonders günstig, was unter anderem aus den hohen Vortriebsleistungen, durchschnittlich 13 m pro Arbeitstag, ersichtlich ist.

#### 3.2. Becken und Staumauer Carassina

Um den Betrieb der kleinen Zentrale Luzzone wirtschaftlich zu gestalten, mußte ein, wenn auch kleiner, Speicherraum auf dem Niveau der Zuleitungsstollen (1700 m) gefunden werden. Das anfänglich diskutierte Becken Rifugio im hintern Luzzonetal mußte wegen zu kostspieliger Zuleitungsstollen fallengelassen werden. Bei der nun angestrebten Lösung mit einem Becken im untern Carassinatal konnte nur ein Riegel mit beidseitig anstehendem Fels gefunden werden, dessen Nachteil aber in der Lage nahe beim Wasserfall und der Talstufe zum tiefer liegenden Compieto bestand. Das Gestein der Sperrstelle (Bündnerschiefer der Aduladecke) erwies sich im allgemeinen als kompakt mit denselben Eigenschaften wie die Sostoschiefer. Das linke Widerlager war allerdings von einzelnen Lehmklüften durchsetzt und die obersten Partien waren recht tiefgründig verwittert. Die in den Injektionsbohrungen vorgenommenen Wasserabpreßversuche ergaben bis auf das Niveau des unterliegenden Talbodens recht beträchtliche Wasserverluste. Bei der Injektion mit Zementmilch trat vereinzelt Injektionsgut aus den Felswänden der Talstufe aus. Nachdem nun im Bereich der Sperrstelle ein ausgedehntes Injektionsprogramm durchgeführt wurde, scheint die Dichtigkeit des Beckenabschlusses gewährleistet.

#### 3.3. Druckstollen Carassina – Luzzone

Zur Überleitung des Wassers vom Becken Carassina zur Zentrale Luzzone standen zwei Projektvarianten zur Diskussion: Eine erste Variante sah eine oberflächliche Führung des Wassers am breiten Hang zwischen dem von «La Stanga» herunterkommenden Bach und dem Grat Forcadona–Passo Muaz vor, um den durch die Aufschlußlosigkeit dieser Zone gegebenen Unsicherheiten auszuweichen. Die zweite Variante eines geradlinig zwischen Carassina und Luzzone verlaufenden Stollens basierte auf der Annahme, daß der Hauptteil dieser Zone von den Bündnerschiefern der Aduladecke und dem Verrucano der Sojadecke eingenommen werde, und daß die karbonatische Trias, sofern sie größere Mächtigkeit erreichen sollte, hauptsächlich aus bankigen, mehr oder weniger kompakten Dolomiten bestehe. Am Südrand der Sostoschiefer (Lugnezerschiefer) war eine stark gestörte Überschiebungszone innerhalb der karbonatischen Trias zu erwarten. Der Stollen dieser zweiten Variante wurde sowohl von Luzzone wie auch von Carassina her in Angriff genommen. Von der Südseite her wurden prognosegemäß zuerst Adulabündnerschiefer, dann eine unbedeutende Trias und ein gegenüber der Prognose etwas mächtigerer Verrucano durchfahren, an welchen sich unerwarteterweise nach einer sehr dünnen Trias nochmals Bündnerschiefer anschloß. Die Zone der plattigen Dolomite der Forcadona



mußte in dem an der Oberfläche von der Moräne bedeckten Bereich zwischen Verrucano und den nördlich folgenden Bündnerschiefern (der Terrizone) auskeilen. Auf die Bündnerschiefer folgte die recht stark angeschwollene Überschiebungszone der Sojadecke auf die Lugnezerschiefer mit vollständig zerriebenen Dolomiten und Rauhwacken. Von Luzzone her erreichte der Stollen an der vorhergesehenen Stelle die Grenze zwischen Lugnezer- und Quartenschiefern und geriet dann innerhalb der Überschiebungszone in vollständig durchnäßtes, druckhaftes Material. An dieser Stelle wurde der in der Val Campo nicht mehr benützte Schild eingesetzt und die verbleibenden 66 m mit diesem durchfahren. Auch hier, wie in der Val Campo, zeigte es sich, daß dasselbe Material, das im trockenen Zustand noch bedingt bauwürdig ist, schon bei geringer Durchnässung jede Kohäsion verliert und nur noch mit speziellen Methoden durchörtert werden kann.

Der übrige Stollen bis Luzzone verlief in den Lugnezerschiefern und bereitete keine Schwierigkeiten.

## Riassunto

Le estese e dettagliate ricerche geologiche che erano alla base della progettazione degli impianti delle Officine Idroelettriche di Blenio sono risultate assai fruttuose per le nostre conoscenze sulla geologia della Valle di Blenio. Così il Prof. Dr. W. LEUPOLD che ha diretto le ricerche, unitamente alla direzione della Blenio S. A. ha considerato opportuna l'idea di pubblicare questi risultati. Con l'aggiunta di una prima parte principale che illustra uno studio sulla stratigrafia e sulla tettonica della zona sedimentaria tra il massiccio del Gottardo e i ricoprimenti pennidici, questa pubblicazione è stata presentata e successivamente accettata come tesi di laurea della Scuola Politecnica Federale di Zurigo. Nello stesso periodo durante il quale è stato eseguito questo lavoro, le zone limitrofe sono state oggetto di studi particolareggiati da parte dei signori W. EGLI, J. D. FREY, W. JUNG e A. UHR (vedi fig. 2), tra i quali si è creata una profiqua collaborazione.

Le nostre ricerche nella zona dell'involucro sedimentario meridionale del massiccio del Gottardo, i successivi paragoni della qui elaborata colonna stratigrafica con la stratigrafia del Lias glaronese di R. TRÜMPY (1949) e i confronti con la zona mesozoica Urseren-Garvera e con il Lias del Nufenenstock e del Torrenthorn ci hanno costretto ad attribuire la coltre sedimentaria meridionale del massiccio del Gottardo alla zona ultra-elvetica e ad abbandonare la teoria che questo involucro mesozoico sia ancora in posizione normale sulla base cristallina. È risultato invece che, ad eccezione di rimanenze autoctone sottili, le rocce mesozoiche sovrapposte ai gneiss del massiccio del Gottardo («zona dello Scopi») si trovano in posizione inversa, formando la parte frontale di una coltre «parautoctona». Questa teoria sta in netto contrasto con le idee di W. K. NABHOLZ, il quale basandosi su un profilo stratigrafico lungo il fiume Glogn (Lumnezia, Grigioni) lo considera in posizione normale, pur ammettendo dei forti cambiamenti di facies verso ovest.

I primi risultati sono stati raccolti in una pubblicazione comune (A. BAUMER, J. D. FREY, W. JUNG e A. UHR «Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez», *Eclogae geol. Helv.* Vol. 54, Nr. 2, 1961), mentre il materiale dettagliato che serve a consolidare questa nuova teoria viene esposto nel presente lavoro e lo sarà soprattutto nelle tesi di W. JUNG (1963) e di J. D. FREY.

Nell'involucro mesozoico meridionale del massiccio del Gottardo, che così si divide in una coltre autoctona ridotta e una estesa coltre parautoctona, il Trias inferiore è rappresentato dai quarziti basali (solo nella parte autoctona), il Trias medio da dolomia, dolomia cariata, dolomia farinosa, dolomia saccaroida e gesso, mentre il Trias superiore (Quartenschiefer) consiste in scisti filladici grigi e verdi, quarziti e intercalazioni di dolomia giallastra. Le rocce giurassiche si suddividono nelle seguenti serie stratigrafiche: (dal basso verso l'alto) «Stgirserie», «Infernoserie» e «Coroiserie». La «Stgirserie» inferiore è rappresentata da quarziti grigio-scuri talvolta in banchi assai spessi, da scisti filladici neri, da scisti calcarei neri, da calcarei e da calcarei oolitici. Litologicamente si può constatare una grande assomiglianza con i «Cardinien-schichten» e la «Prodkammserie» del Lias glaronese (R. TRÜMPY, 1949). I resti di fossili trovati (coralli, frammenti di conchiglie di molluschi e frammenti di echinodermi) confermano la correlazione da cui risulta l'età della «Stgirserie» inferiore: **Hettangiano** e **Sinemuriano inferiore**. Nella «Stgirserie» superiore prevalgono i quarziti e i calcarei arenacei. Uno strato fossilifero vicino al limite superiore ha fornito diverse Cardinie e una *Chemnitzia*?, mentre W. JUNG (1963) nel medesimo orizzonte ha trovato ammoniti (probabilmente *Arnioceras*) e *Isocrinus tuberculatus*. Nel Lias glaronese la «Spitzmeilen-Serie» superiore mostra un aspetto litologico molto simile a quello della «Stgirserie» superiore e R. TRÜMPY (1949) le attribuisce un'età del **Sinemuriano superiore** fino al **Lotharingiano superiore**. La «Infernoserie» è composta da calcarei grigi alternati con calcarei marnosi, quest'ultimi trasformati dalla metamorfosi in scisti nodulari con albite e zoisite. Nella parte media della «Infernoserie» questi scisti nodulari dominano e verso il limite superiore della serie si trasformano lentamente in scisti filladici neri. Nella parte superiore questo sviluppo è interrotto brevemente da una intercalazione terrigena composta da quarziti, ooliti e calcarei arenacei con frammenti di echinodermi («Runcaleidaserie», W. JUNG, 1963). In tutta la serie si trovano numerosi belemniti che furono determinati già da CH. MAYER-EYMAR (in A. HEIM, 1891) come *Passaloteuthis* sp. del Liassico medio e superiore. Seguendo la zona dell'involucro mesozoico meridionale del massiccio del Gottardo verso ovest, nella regione del Nufenenstock, nella stessa posizione tettonica e stratigrafica si trovano delle rocce che litologicamente assomigliano moltissimo alle parti inferiori e medie della «Infernoserie». Di lì, un collegamento con la zona ultraelvetica è senz'altro possibile. Basandosi sulle indicazioni circa l'età della «Infernoserie»

forniti dai fossili e dal paragone con formazioni simili della zona ultraelvetica, si può supporre un'età del **Piensbachiano** fino als **Toarciano**. Infine la serie più recente dell'involucro mesozoico meridionale del massiccio del Gottardo è formata dagli uniformi scisti filladici neri della «Coroiserie», i quali raggiungono uno spessore notevole e mancano completamente di fossili o tracce di essi. Formazioni con una litologia analoga attribuite allo **Aaleniano** si trovano nelle regioni dei ricoprimenti elvetici e ultraelvetici. Sedimenti più recenti dell'Aaleniano non si trovano nell'involucro mesozoico meridionale del massiccio del Gottardo. Molto probabilmente essi dapprima sono stati spinti verso N sotto l'azione dei ricoprimenti pennidici e successivamente erosi.

La conseguenza immediata della nuova interpretazione della stratigrafia è l'ipotesi di uno spostamento di una parte dell'involucro sedimentario del massiccio del Gottardo verso il nord, sotto l'influsso dell'avanzamento dei ricoprimenti pennidici basali. La continuazione del movimento verso nord ha provocato un ulteriore corrugamento della coltre parautoctona assieme ai calcescisti pennidici (Bündnerschiefer) sovrapposti. La coltre parautoctona è stata così divisa in diversi elementi tettonici, dei quali le assi delle pieghe sono inclinate di ca. 20°–30° verso E e NE (come d'altronde è il caso per tutti gli elementi tettonici della zona): al nord lungo il massiccio del Gottardo la «zona dello Scopi», seguita verso sud dalla «anticlinale di Val di Campo», dalla «sinclinale di Dötra», dalla «anticlinale di Pian Segno» e dalla «sinclinale di Campra». La parte frontale del «ricoprimento del Lucomagno» forma il limite meridionale del mesozoico del massiccio del Gottardo. Verso est la struttura di questi elementi tettonici cambia aspetto: sotto l'influsso del potente «ricoprimento dell'Adula» si trasformano da pieghe in scaglie, separate tra di loro da lastre sottili di rocce triassiche (per lo più «Quartenschiefer»). Persiste invece il gran problema concernente l'origine, l'età e la stratigrafia dei calcescisti pennidici al sud dell'involucro mesozoico del massiccio del Gottardo. Dei «calcescisti del Sosto» (o Lugnezerschiefer) che rappresentano i sedimenti pennidici più settentrionali si conosce unicamente la struttura esteriore, ossia una sinclinale sovrapposta dall'alto sulla «sinclinale di Dötra» prolungata verso l'est (dove questi calcescisti sono oggetto di studio di A. UHR) oltre la Lumnezia. Si sa inoltre che il contatto con il Trias che si trova alla base di questi calcescisti del Sosto sembra essere stratigraficamente normale, cosicché si può supporre un'età liassica almeno per le parti inferiori di questo complesso. Nella nostra area di studio dei «Terrischiefer» esistono solo lastre molto strette e tettonicamente laminate; vien così impedito uno studio stratigrafico. Di questi sedimenti provenienti dal dorso del ricoprimento dell'Adula e del ricoprimento Soja si occuperanno A. UHR e W. EGLI nelle loro tesi di laurea. I calcescisti che accompagnano il fronte del ricoprimento Lucomagno appaiono solamente in un giacimento molto ridotto al sud-ovest di Olivone e per il momento non permettono ulteriori correlazioni.

La seconda parte del presente lavoro è dedicata alla descrizione dei problemi geologici che si presentarono durante la costruzione degli impianti idroelettrici della Blenio S. A. In primo luogo viene discusso il problema dell'adattamento di un impianto idroelettrico a diverse cadute alla morfologia di una valle alpina. In seguito, oltre alla descrizione generale della geologia interessante tutti gli impianti, sono esposte in dettaglio delle particolarità geologiche incontrate durante l'esecuzione dei lavori e considerate di interesse generale. In modo speciale la descrizione si sofferma sul passaggio della galleria di sondaggio di Marzano nelle dolomie cariate del Trias, sull'impostazione della diga ad arco di Luzzone in una zona tettonicamente assai complessa e sul problema di tracciamento della galleria a pelo libero Lucomagno – Val di Campo – Val Camadra.

# Verzeichnis der unveröffentlichten Arbeiten sowie der Rapporte und Gutachten zuhanden der Blenio-Kraftwerke AG

- EGLI, W. (1961): Geologie der Sojaschuppe südlich Olivone. Diplomarbeit an der Abteilung X der ETH.
- FREY, J. D. (1960): Geologie der Zone zwischen Val Camadra und Val Cavallasca nördlich der Val Luzzzone. Diplomarbeit an der Abteilung X der ETH.
- LEUPOLD, W. (1943): Die geologische Situation der projektierten Blenio-Kraftwerke. Datiert 14. 8. 1943.
- LEUPOLD, W., und R. STAUB (1944): Allgemeines Gutachten über die geologischen Grundlagen einer Ausnützung der Wasserkräfte des Bleniotales. Datiert 14. Juli 1944.  
Übersetzung ins Italienische: Perizia generale sulle basi geologiche per lo sfruttamento delle forze idriche della Val Blenio.
- LEUPOLD, W., und R. STAUB (1946): Wasserkräfte des Val Blenio, Stausee Campra. Geologisches Gutachten über die Staumöglichkeit. Januar 1946.
- LEUPOLD, W. (1948): Geologische Begutachtung der Projektdispositionen für eine Ausnützung des Speichers auf der Greina nach dem Rheingebiet. 10. Januar 1948.
- LEUPOLD, W., und R. STAUB (1948): Staubecken Greina – Bericht über die an Bohrung I im Greinabecken 1946 und 1947 durchgeführten Färbungsversuche. 17. Februar 1948.
- LEUPOLD, W. (1954): Geologisches Gutachten zur Akkulieranlage im Luzzonetal. 11. März 1954.
- LEUPOLD, W. (1954): Zur Frage der Wasserüberleitung von Pian Segno nach Camadra. August 1954.
- KNECHT, H., und A. SÜSTRUNK (1954): Bericht über seismische Sondierungen im Bleniotal 1954 (Luzzzone, Campo-Blenio, Marzano, Dötra, Malvaglia). 31. 12. 1954.
- LEUPOLD, W. (1957): Stollen Acquacalda–Val di Campo auf Kote ca. 1700 m. Geologische Begutachtung. 25. November 1957.
- LEUPOLD, W. (1958): Die geologischen Eigenschaften der Sperrstelle Luzzzone und Begutachtung der Mauerlage. Projekt Prof. A. Stucky, April 1957. Locarno, April 1958.
- LEUPOLD, W. (1960): Staumauer Luzzzone – Geologischer Bericht zum Ausführungsprojekt Mai 1960. Locarno, 1. Oktober 1960.
- WEGMANN, R. (1957): Bemerkungen zum Horizontalschnitt 1:5000 auf der Kote 1700 im Bereich von Compieto – Val Carassina – Val Scaradra – Rifugio – Val Cavallasca – Val Luzzzone. Den Haag, 19. November 1957.



# Karten

- ARGAND, E. (1912): Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales 1:500000.
- v. FRITSCH, K. (1873): Geognostische Karte des Sankt Gotthard 1:50000. Geol. Sp. Karte Nr. 6.
- GEOLOGISCHE GENERALKARTE DER SCHWEIZ 1:200000 (1955): Herausgegeben von der Schweiz. Geol. Kommission. Blatt 7 Ticino.
- GSCHWIND, M., F. DE QUERVAIN, R. U. WINTERHALTER (1938): Geotechnische Karte der Schweiz 1:200000 Bl. 4: Bellinzona – St. Moritz.
- HEIM, ALB. (1885): Geologische Karte der Schweiz in 1:100000, Blatt XIV. Schweiz. Geol. Kommission.
- HERRMANN, F. (1938): Carta geologica delle Alpi nordoccidentali 1:200000.
- JENNY, H., G. FRISCHKNECHT, J. KOPP (1924): Geologische Karte der Adula 1:50000. Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. Liefg. 51.
- PREISWERK, H. (1912): Geologische Karte des obern Tessin- und Maggiagebietes 1:50000. Beitr. geol. Karte Schweiz Liefg. 26/II. 1918 (Geol. Sp. 81).
- PREISWERK, H., L. BOSSARD, O. GRÜTTER, P. NIGGLI, E. KÜNDIG, E. AMBÜHL (1936): Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio 1:50000 – Spezialkarte Nr. 116. Schweiz. Geol. Kommission.
- STAUB, R. (1916): Tektonische Karte der südöstlichen Schweizer Alpen 1:250000 – Beitr. geol. Karte Schweiz N. F. Liefg. 46/I 1916 (Geol. Sp.-Karte 78).
- STAUB, R. (1924): Tektonische Karte der Alpen 1:100000. Geol. Spezialkarte Nr. 105A.
- STAPFF, F. M. (1885): Geologische Übersichtskarte der Gotthardbahnstrecke km 38–149 (Erstfeld–Castione) 1:25000.
- Unveröffentlichte Karten, im Auftrag der Blenio-Kraftwerke seit 1943 unter der Leitung von Prof. W. LEUPOLD aufgenommen von: Prof. W. LEUPOLD, W. NABHOLZ, W. RÜEFLI, R. WEGMANN und R. FREI.

# Literaturverzeichnis

- ARBENZ, P. (1916): Der Deckenbau der Alpen. Mitt. d. Natf. Ges. in Bern, 1916.
- (1930): Crinoidenfunde im Lias der Dent-Blanche-Decke am Mont Dolin bei Arolla und in den Bündnerschiefern der Alp Motterascio südlich der Greina (Kt. Tessin). *Eclogae geol. Helv.* 23/2, 1930.
- ARGAND, E. (1911): Sur la répartition des roches vertes mésozoïques dans les Alpes Pennines avant la formation de grands plis couchés. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.* 47, 1911.
- (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. *Mat. carte géol. Suisse N. S.* livr. 31, 1911.
- (1915): Sur les plis transversaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional. *Soc. Sc. nat. es Neuchâtel, séance du 4 juin 1915, Feuille d'avis de Neuchâtel; Extr. Suisse libéral* 9. 6. 1915.
- (1916): Sur l'arc des Alpes occidentales. *Eclogae geol. Helv.* 14, 1916, S. 145–191.
- (1918): Die Tektonik des Val Blegno. *Eclogae geol. Helv.* 14, 1918, S. 685–686ff.
- BAUMER, A., D. FREY, W. JUNG und A. UHR (1961): Die Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs zwischen oberem Blenio und Lugnez (Vorläufige Mitteilung). *Eclogae geol. Helv.* 54/2, 1961, S. 478–491.
- BERNOULLI, W. (1943): Ammoniten im Bündnerschiefer von Termen bei Brig. *Eclogae geol. Helv.* 35/2, 1942, S. 116–118.
- BINGGELI, V. (1961): Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno (Lukmanierbrenno, Ticino). *Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie* Nr. 12.
- BOLLA, G. (1931): La storia di Olivone. *Tipografia Leins e Vescovi Bellinzona*, 1931.
- BOLLI, H. M., und W. K. NABHOLZ (1959): Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien. *Eclogae geol. Helv.* 52/1, S. 237–270.
- BOSSARD, L. (1925): Der Bau der Tessiner Kulmination. Mit tekt. Übersichtskarte. *Eclogae geol. Helv.* 19, S. 504–521, 1925.
- (1925): Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio. *Eclogae geol. Helv.* Vol. XIX Nr. 2, 1925.
- (1929): Zur Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiet der Tessiner Kulmination. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* IX B, S. 47–106, 1929.
- (1929): Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiete der Tessiner Kulmination. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* IX, S. 107–160, 1929.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite. *Eclogae geol. Helv.* Bd. 34, S. 117, 1941.
- BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. *Diss. Univ. Zürich*.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* XXII, 1942.
- CADISCH, J. (1943): Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. *Verh. Natf. Ges. in Basel* 54, S. 32–58.
- (1944): Die Geologie im Dienste des alpinen Kraftwerkbaues. *Techn. Rundschau* Nr. 31, 1944.
- (1946): On some problems of Alpine Tectonics. *Experientia* 2, S. 18–23.
- (1953): Geologie der Schweizer Alpen, 2. Auflage Basel und Zürich, 1953. Wepf & Co., Basel.
- (1959): Geologische Beobachtungen vor und während der Errichtung der Staumauer in Zervreila (bei Vals, Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* 52/2.
- CORNELIUS, H. P. (1925): Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. *Geologische Rundschau* XVI 5/6.
- (1927): Über tektonische Breccien, tektonische Rauhacken und verwandte Bildungen. *Centralbl. Min. Geol. Paläont. Abt. B* (1927), S. 120.
- (1941): Über einige zu wenig beachtete Gefahren für den Bau von Wasserkraftanlagen in den Alpen. *Deutsche Wasserwirtschaft* Jg. 36, 1941, H. 8, S. 386–388.
- DEECKE, W. (1912): Die alpine Geosynklinale. *N. Jb. für Min. Geol. und Paläontologie. Beilage-Band XXXIII*, S. 831–858.
- Die Trias der Schweizer Alpen und damit zusammenhängende Fragen. *Centralbl. für Min. Geol. und Pal.*, 1917.
- DESOR, E. (1865): Der Gebirgsbau der Alpen. Wiesbaden 1865.
- (1865): Sur la disposition des massifs cristallins des Alpes. *Bull. Soc. géol. France* XII, 1865, p. 384ff.
- DIENER, C. (1888): Geologische Studien im südwestlichen Graubünden. *S. Ber. Akad. Wiss. Wien, Math.-Nat. Kl. Abt. I*, XCVII, 1888.
- EGLI, W. (1961): Geologie der Sojaschuppe südlich Olivone. Diplomarbeit an der Abt. X der ETH (unveröffentlicht).
- EICHENBERGER, R. (1924): Geologisch-petrographische Untersuchungen am SW-Rand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). *Diss. Basel* 1924/ *Eclogae geol. Helv.* 18/3, S. 451–483.
- FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavràgia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrèin (Gotthardmassiv-Ostende). *Schweiz. min. petr. Mitt.* Bd. 36, H. 2, 1956.
- FREUDENBERG, W. (1908): Über das mesozoische Alter des Adulagneises. *Ber. Vers. Oberrhein. geol. Ver.*, 1908.
- FREY, J. D. (1960): Geologie der Zone zwischen Val Camadra und Val Cavallasca nördlich der Val Luzzzone. Diplomarbeit an der Abt. X der ETH (unveröffentlicht).
- FRISCHKNECHT, G. (1923): Die zwei Kulminationen Tosa und Tessin und ihr Einfluß auf die Tektonik. *Eclogae geol. Helv.* 17, S. 522–531, 1923.
- VON FRITSCH, K. (1873): Das Gotthardgebirge, mit Spezialkarte 6. *Beitr. geol. Karte der Schweiz*, Liefg. 15, 1873.

- GANSSE, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. Geologische und petrographische Untersuchungen zwischen San Bernardino und Splügenpaß. Schweiz. min. petr. Mitt. 17, 2, S. 291–523.
- GEOLOGISCHER FÜHRER DER SCHWEIZ (1934): Im besonderen Fasc. II K. P. NIGGLI: Das Gotthardmassiv; Fasc. III M. H. PREISWERK und M. REINHARD: Geologische Übersicht über das Tessin; Fasc. III N. R. STAUB: Übersicht über die Geologie Graubündens; Fasc. XI P. NIGGLI und R. U. WINTERHALTER: Exkursion 63 Lukmaniergebiet. Wepf & Co. Basel, 1934.
- GESCHÄFTSLEITUNG DER BLENIO-KRAFTWERKE AG (1961): Die Kraftwerkgruppe Blenio. Wasser- und Energiewirtschaft 1961, Nr. 8/9, Zürich.
- GERLACH, H. (1868/69): Die penninischen Alpen. N. Denkschr. der SNG Band XXIII, 1868/69.
- GIGNOUX, M., und R. BARBIER (1955): Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. Paris, Masson et Cie.
- GIORDANO, F. (1872): Esame geologico della catena alpina del San Gottardo. Mem. R. Com. geol. ital., Firenze, 1872.
- GRUBENMANN, U. (1888): Über die Gesteine der sedimentären Mulde von Airolo. Mitt. Thurg. natf. Ges., H. VIII, 1888.
- GRÜTTER, O. (1931): Über einige Ergebnisse der geologischen Untersuchung der Kraftwerkanlage Monte Piottino. Eclogae geol. Helv., 24, 1931, S. 1–21.
- HEIM, ALB. (1878): Über die Entstehung der Zentralmassive. Verh. schweiz. natf. Ges., 1878, S. 218.
- HEIM, ALB., und C. SCHMIDT (1890): Bericht über die Exkursion der schweiz. geol. Gesellschaft im Gebiet der Bündnerschiefer. Eclogae geol. Helv. 2, 1890.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, Lfg. 25, 1891.
- (1904): Geologische Begutachtung der Greinabahn. V.j.schr. natf. Ges. Zürich 51, 2/3, S. 378–396.
- (1906): Über die nordöstlichen Lappen des Tessiner Massivs – Geol. Nachlese Nr. 17. V.j.schr. natf. Ges. Zürich 51, 1906, S. 394–402.
- (1922): Geologie der Schweiz. II, Leipzig, 1922.
- HENNY, G. (1918): Sur la zone du Canavese et la limite alpino-dinarique. Bull. des lab. de géol., géogr. etc. de l'Univ. de Lausanne.
- (1920): Essai sur la tectonique du Tessin. Pr. verb. de la Soc. vaud. Sc. nat. 1920.
- HEZNER, L. (1908): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der S-Seite des St. Gotthard (Tremolaserie). Neues Jb. für Mineralogie Beil. Bd. 27, 1908.
- (1909): Der Peridotit von Loderio. V.j.schr. natf. Ges. Zürich 54, 1909.
- VAN HOLST-PELLEKAAN, W. (1913): Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi. Diss. Univ. Zürich, 1913.
- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. min.-petr. Mitt., Band XXIII, H. 1, 1943, S. 72–260.
- IRVING, A. (1890): On the Airolo schists. Geological Magazine, June 1890.
- JÄCKLI, H. (1959): Strukturelemente penninischer Deckengebiete in ihren gegenseitigen räumlichen und zeitlichen Beziehungen. Eclogae geol. Helv. 52/2, S. 563–576.
- JENNY, H. (1922): Bau der unterpenninischen Decken im Nordosttessin. Eclogae geol. Helv. 17, 1922, S. 296–310.
- (1923): Über Bau und Entstehung der penninischen Decken. Eclogae geol. Helv. 17, 1923, S. 501–521.
- JENNY, H., G. FRISCHKNECHT, J. KOPP (1923): Geologie der Adula – Spezialkarte 104. Beitr. geol. Karte der Schweiz, NF, Lfg. 51, 1923, S. 1–123.
- JENNY, H. (1924): Die alpine Faltung. Berlin, 1924.
- JUNG, W. (1963): Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthardmassivs (zwischen Plaun la Greina und Versam). Eclogae geol. Helv. 56/2 1963, S. 653–754.
- KARL, F. (1952): Über einige tektonische und petrographische Beobachtungen im Gotthard- und Aarmassiv und nördlich Bellinzona. Verh. der geol. Bundesanstalt, 1952.
- KLEMM, G. (1904–1907): Bericht über Untersuchungen an den sogenannten «Gneisen» und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. S. Ber. Preuß. Akad. Wiss. I (1904), II (1905), III (1906), IV (1907).
- (1911): Über die genetischen Verhältnisse der Tessiner Alpen. Z. Dtsch. Geol. Ges. 63, M. Ber. 8/10, 1911, S. 519.
- KOBER, L. (1923): Bau und Entstehung der Alpen. Berlin, 1923.
- KÖNIGSBERGER, J. (1908): Über Kohle in Granatglimmerschiefern des Gotthard. Eclogae geol. Helv. X, 1908, S. 526–531.
- (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessiner Massiv. Eclogae geol. Helv. X, 1909, S. 852–896.
- (1912): Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer. c. r. XI. Congr. géol. intern., 1910.
- KOPP, J. (1925): Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg. Eclogae geol. Helv. Vol. XIX, 1925.
- (1933): Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnez- und Valsertal. Eclogae geol. Helv. Vol. 26, 1933.
- KRIGE, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Eclogae geol. Helv. 14, 1918, S. 519–654.
- KVALE, A. (1957): Gefügestudien im Gotthardmassiv und den angrenzenden Gebieten (vorläufige Mitteilung). Schweiz. min.-petr. Mitt. 37.
- LAUTENSACH, H. (1912): Die Übertiefung des Tessingebietes. Geogr. Abh., herausgegeben von A. Penk, Berlin, 1912.
- MAISSEN, P. F. (1948): Lukmanierstraße Disentis/Muster–Olivone–Acquarossa. PTT Bern, 1948.
- MEIER, P., und W. K. NABHOLZ (1950): Die mesozoische Hülle des westlichen Gotthardmassivs im Wallis. Eclogae geol. Helv. 42/2, 1949, S. 197–214.
- MOMBELLI, C. (1960): Notizie sulla costruzione della diga di Malvaglia. Rivista tecnica della Svizzera italiana, Gennaio 1960.

- MÜLLER, R. O. (1958): Petrographische Untersuchungen in der nördlichen Adula. Diss. Univ. Bern / Schweiz. min.-petr. Mitt. 38, S. 403.
- NABHOLZ, W. (1943): Gryphäenfunde in den Schistes Lustrés-Serien Bündens und des Wallis. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 36, 1943, S. 224–226.
- (1945): Geologie der Bündnerschiefer-Gebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 37, 1–119.
- (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. *Eclogae geol. Helv.* 41, S. 245–268.
- (1948): Notiz über das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. *Verh. Schweiz. natf. Ges.* 125, Vers. St. Gallen, 1948, S. 135–137.
- (1951): Beziehungen zwischen Fazies und Zeit. *Eclogae geol. Helv.* 44, S. 131–158.
- (1953): Das mechanische Verhalten der granitischen Kernkörper der tieferen penninischen Decken bei der alpinen Orogenese. c. r. congr. geol. intern. Alger, 1952, Section III, Alger, 1953.
- (1954): Gesteinsmaterial und Gebirgsbildung im Alpenquerschnitt Aarmassiv–Seengebirge. *Geol. Rundschau* 42, 1954.
- NICKEL, E. (1960): Ein fraglicher Belemnit in den Frodaleralgneisen vom Lukmanier. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* Bd. 40, H. 1, 1960.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. *Schweiz. petr. Mitt.* 24/1 + 2, S. 58–301.
- (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magnatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* Bd. XXVIII, H. 1, 1948, S. 165–177.
- NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordostrande des Gotthardmassivs. *Beitr. Geol. Karte d. Schweiz, N. F.* 36, S. 17–94.
- NIGGLI, P., und W. STAUB (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. *Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F.* 55/3, S. 43–77.
- NIGGLI, P., und R. U. WINTERHALTER (1934): Gotthardpaß, Lukmaniergebiet. *Geol. Führer d. Schweiz, Fasc. XI*, 1934.
- NIGGLI, P. (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am S-Rande des Gotthardmassivs. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* Bd. IX, 1929, S. 160–187.
- (1934): Das Gotthardmassiv. *Geol. Führer der Schweiz, Fasc. II*, 1934.
- NIGGLI, P., H. PREISWERK, O. GRÜTTER, L. BOSSARD, E. KÜNDIG (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. *Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F.* 71, Lfg., 1936.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. *Schweiz. min.-petr. Mitt.* 35/2, S. 320–409.
- OMBONI, G. (1864): Relazione sulle condizioni geologiche di Splügen, Septimer e Lukmanier. *Atti soc. ital. sc. nat., Milano*, 1864.
- PAPA, E. (1932): Note geologiche sul cantone Ticino. *Bellinzona*, 1932.
- PERRIN, R., und M. ROUBAULT (1950): Metamorphism of the Trias in the Alps. *Geological Magazine* Vol. L XXXVII, Nr. 2, March-April 1950, S. 89–101.
- PLESSMANN, W. (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum-Helvetikum. *Nach. d. Akad. d. Wiss., Göttingen*, 1958/7.
- PREISWERK, H. (1912): Die Struktur der nördlichen Tessiner Alpen. *Eclogae geol. Helv.* 12, 1912, S. 169–172.
- (1913): Die metamorphen Triasgesteine im Simplontunnel. *Verh. Natf. Ges. Basel* XXIV, 1913, 1.
- (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen, II. Teil – Spezialkarte 81. *Beitr. geol. Karte der Schweiz, Lfg.* 26. 2. 1918.
- (1921): Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. *Eclogae geol. Helv.* 16, 1921, S. 485–496.
- (1925): «Tessiner Gneis». *Eclogae geol. Helv.* 19, 1925, S. 177–187.
- (1925): Vom Gestein im Tessin. *Die Alpen, Monatsschrift SAC* 1, 1925, 441.
- (1933): Historischer Überblick über die geologische Erforschung des Kantons Tessin bis 1920. *Boll. soc. ticinese, Sc. nat.* 1933.
- PREISWERK, H., und M. REINHARD (1934): Geologische Übersicht über das Tessin. *Geol. Führer der Schweiz, Fasc. III*, 1934.
- REINHARD, M. (1935): Über die Gesteinsmetamorphose in den Alpen. *Jb. van de Mijnbouwkundige Ver. te Delft*, 1934–1935.
- ROLLE, F. (1882): Das südwestliche Graubünden und nordöstliche Tessin enthalten auf Blatt XIX des eidgenössischen Atlas. *Beitr. geol. Karte der Schweiz, Lfg.* 23, 1882.
- ROOTHAAN, H. PH. (1918): Tektonische Untersuchungen im Gebiet der nordöstlichen Adula, mit Bemerkungen zur Tektonik und Orogenese der penninischen Decken überhaupt. *V.j.schr. natf. Ges. Zürich* 63/1 + 2, S. 250–292.
- ROTHPLETZ, A. (1895): Über das Alter der Bündnerschiefer. *Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., Jahrg.* 47, 1895.
- (1900): Geologische Alpenforschungen, I. Das Grenzgebiet zwischen den E- und W-Alpen und die rhätische Überschiebung. *München*, 1900.
- RÜEFLI, W. H. (1956): Ein Aufschluß von Aalénien-Schiefen im eingewickelten Glarner Flysch. *Eclogae geol. Helv.* 49/2, S. 486 bis 494.
- RÜGER, L. (1934): Zur Altersfrage der Bewegung und Metamorphosen im Penninikum der Tessiner Alpen. *Geol. Rundschau* XXV, 1934.
- SOLLE, G. (1952): Die Entstehung der Alpen als Beispiel für eine neue Synthese der Gebirgsbildung. *Umschau*, 1952, H. 20.
- SCHARDT, H. (1898): Die exotischen Gebiete, Klippen und Blöcke am N-Rande der Schweizer Alpen. *Eclogae geol. Helv.*, S. 233 bis 1898.



- SCHARDT, H. (1906): Die modernen Anschauungen über den Bau und die Entstehung des Alpengebirges. Mit Karte und Profil-tafel. Verh. Schweiz. natf. Ges. St. Gallen, 1906.
- SCHMIDT, C. (1891): Beiträge zur Kenntnis der im Gebiete von Blatt XIV der geol. Karte der Schweiz in 1:100000 auftretenden Gesteine. Anhang zu HEIM, ALB., «Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein». Beitr. Geol. Karte der Schweiz, Bl. XIV, 25. Lfg., 1891.
- (1894): Geologische Exkursionen durch die zentralen Schweizer Alpen. Livret-guide géol., Paris-Lausanne, 1894, p. 136–142.
- (1906): Alpine Probleme. Rede, gehalten am Jahresfeste der Universität Basel am 9. November 1906. Sonntagsblatt der Basler Nachrichten, 11. und 18. November 1906.
- SCHMIDT, H. (1963): Dauermessungen mit Maihak-Fernmeßgeräten bei der Staumauer Luzzzone. Schweizerische Bauzeitung, 81. Jahrgang, H. 48, S. 843–847.
- STAUB, R. (1917): Über Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizer Alpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F., 46. Lfg., 3. Abt., 1917.
- (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz, N. F. 52.
- (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden und Deutung der Urserenmulde. Eclogae geol. Helv., Bd. 31, 1938, S. 351.
- (1942): Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer, Fortsetzung II. Der Deckenbau der Westalpen. V.j.schr. natf. Ges. Zürich, Jg. 87, 1942.
- (1942): Über die Gliederung der Bündnerschiefer im Wallis. Eclogae geol. Helv., Vol. 35/2, 1942, S. 112–115.
- (1958): Klippendecke und Zentralalpenbau – Beziehungen und Probleme. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 103, Lfg. 1958.
- STUDER, B. (1851–1853): Geologie der Schweiz. Bd. I und II. Bern und Zürich, 1851–1853.
- TADDEI, C. (1937): Dalle Alpi Lepontine al Ceneri. Bellinzona, 1937.
- THEOBALD, G. (1860): Zur Kenntnis des Bündnerschiefers. Jahresber. d. natf. Ges. Graubündens, N. F. 5, Jahr. Chur, 1860.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Denkschr. Schweiz. natf. Ges. 79/1.
- (1957): Quelques problèmes de paléogéographie alpine. Bull. Soc. géol. France (6), 7, p. 443–461.
- (1958): Remarks on the Pre-Orogenic History of the Alps. Geologie en Mijnbouw 10, N. S., Okt. 1948, 20e jg.
- (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. Bull. Geol. Soc. America, Vol. 71.
- WENK, E. (1948): Ostalpinen und penninisches Kristallin. Schweiz. min.-petr. Mitt. 28.
- (1953): Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Eclogae geol. Helv., Vol. 46, Nr. 1, 1953.
- (1955): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. Schweiz. min.-petr. Mitt., Bd. 35, H. 2, 1955.
- (1960): Über metamorphe Psephite der Lebendunserie und der Bündnerschiefer im NW-Tessin und Val d'Antigorio, Eclogae geol. Helv. 53/1, S. 179–188.
- WILCKENS, O. (1907): Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Zbl. Mineral. etc., 1907, S. 341–348.
- (1909): Über die Existenz einer höhern Überschiebungsdecke in der sogenannten Sedimenthülle des Aduladeckmassivs. Z. deutsche geol. Ges. 1909.
- (1910): Über Faltung im Adulagebirge. N. Jb. Mineral. etc., B.-Band, 1910.
- (1920): Beiträge zur Geologie des Rheinwalds und von Vals. Geol. Rundschau XI, S. 44–193, 1920.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Diss. ETH, Zürich, 1930.
- WITSCHI, R. (1957): Morphologie und Hydrologie der oberen Bleniotäler. Diss. Univ. Bern.
- WUNDERLICH, H. (1957): Tektonik und Metamorphose der Bündnerschiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs. Nachr. Ak. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., 1957/1, 18–31.
- (1958): Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens. Nachr. Ak. d. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. IIa, math.-phys.-chem. Abt., 1958/7, S. 116–151.

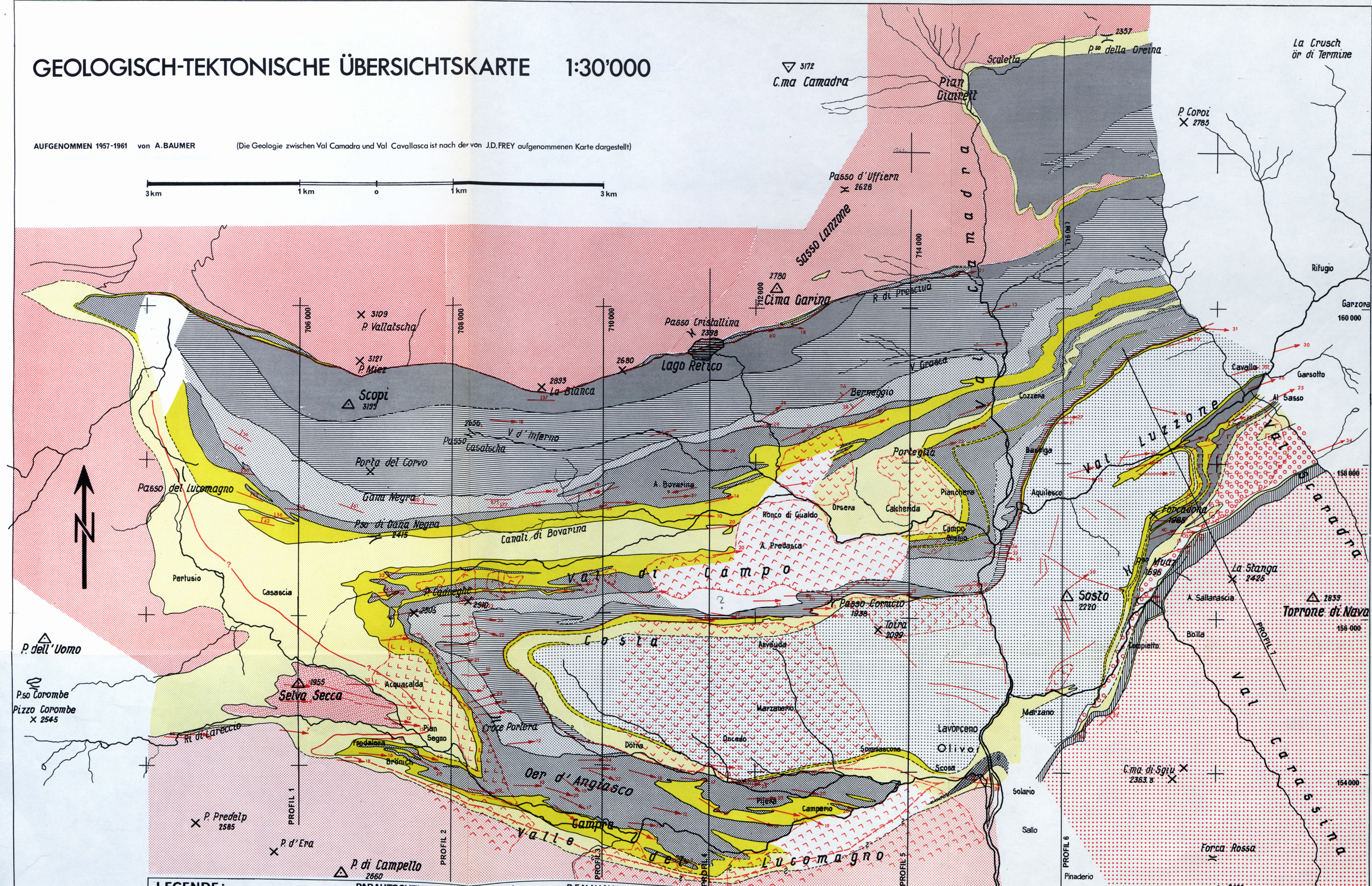


## GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE 1:30'000

AUFGENOMMEN 1957-1961 von A. BAUMER

(Die Geologie zwischen Val Camadra und Val Cavallasca ist nach der von J.D. FREY aufgenommenen Karte dargestellt)

3 km 1 km 0 1 km 3 km



## LEGENDE:

## GOTTHARDMASSIV

- autochthone Sedimente i.a.
- karbonatische Trias (Dolomit, Rauhwacke, Gips)
- basaler Triasquarzit
- Kristallin i.a.
- Kristallin der Selva Secca

## PARAUTOCHTHON (ULTRAHELVETISCH)

- Coroi-Serie
- Inferno-Serie
- obere Stgir-Serie
- untere Stgir-Serie
- Quartenschiefer
- karbonatische Trias (Dolomit, Rauhwacke, Gips)

## PENNINIKUM

## SOSTO-ZONE

- Lugnezerschiefer
- Quartenschiefer
- karbonatische Trias (Marmor, Dolomit, Rauhwacke)

## TERRI-ZONE/ SOIA-DECKE

- Terri-Schiefer
- Quartenschiefer
- Trias i.a.
- Chlorit-Serizit-Gneise, Konglomerat-Gneis = Verrucano

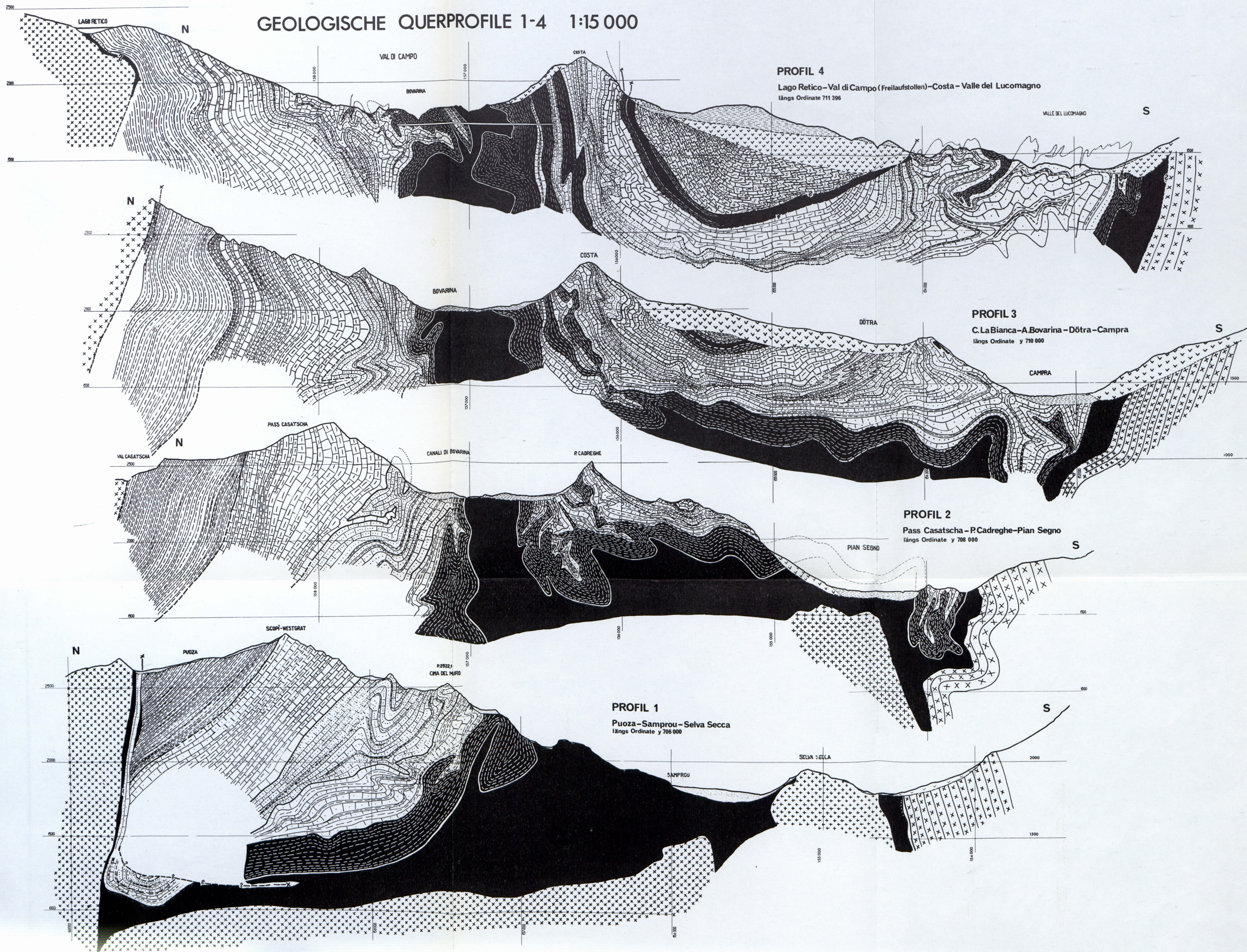
## ADULADECKE

- Bündnerschiefer
- Trias i.a.
- "Verrucano" + Kristallin
- LUCOMAGNODECKE
- Bündnerschiefer
- Trias i.a.
- Kristallin i.a.

- Einfällen von Faltenachsen
- Falten der Schichtflächen (alle Winkel in 90° Teil.)
- aufgeschlossene geol. Grenzen
- hypothetischer Verlauf geologischer Grenzen
- Sackung mit Abrissrand und Umgrenzung
- Störungszone (Brüche, Verwerfungen, Klüfte)
- Ausbisslinie der Überschiebungsfäche des Parautochthons
- Grenze zwischen gotthardmassivischen und penninischen Elementen



## GEOLOGISCHE QUERPROFILE 1-4 1:15 000





## LEGENDE

Mesozoische Sedimenthülle  
des GOTTHARDMASSIVS

- Coroi-Serie
- Inferno-Serie
- obere Stgir-Serie
- untere Stgir-Serie
- Quartenschiefer
- karbonatische Trias
- basaler Triasquarzit
- Kristallin des Gotthardmassivs  
im allg.
- Kristallin der Selva Secca

## PENNINISCHE DECKEN

## Lugnezer-Zone

- Lugnezerschiefer (Sosto-  
schiefer)
- Quartenschiefer
- karbonatische Trias

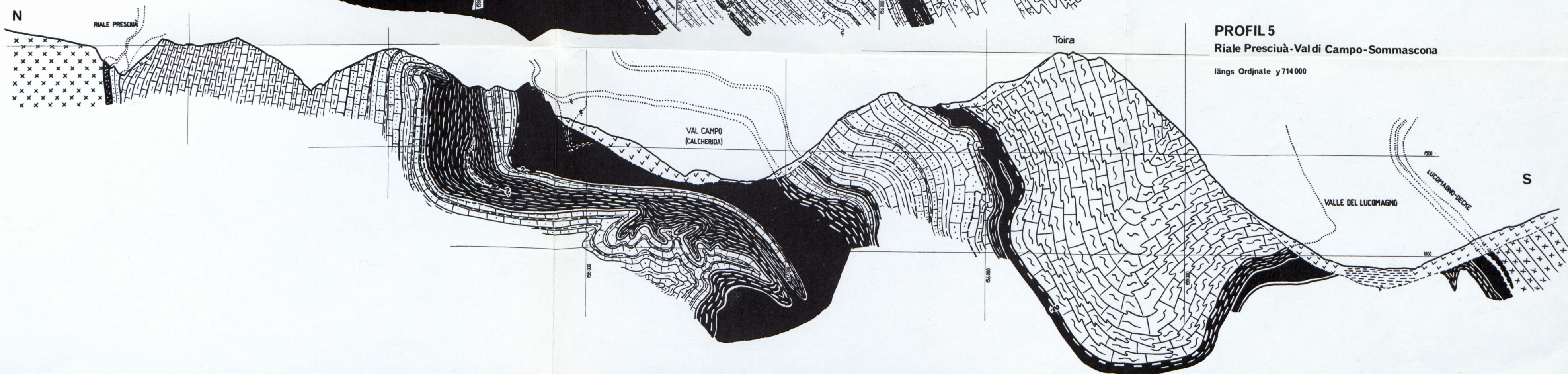
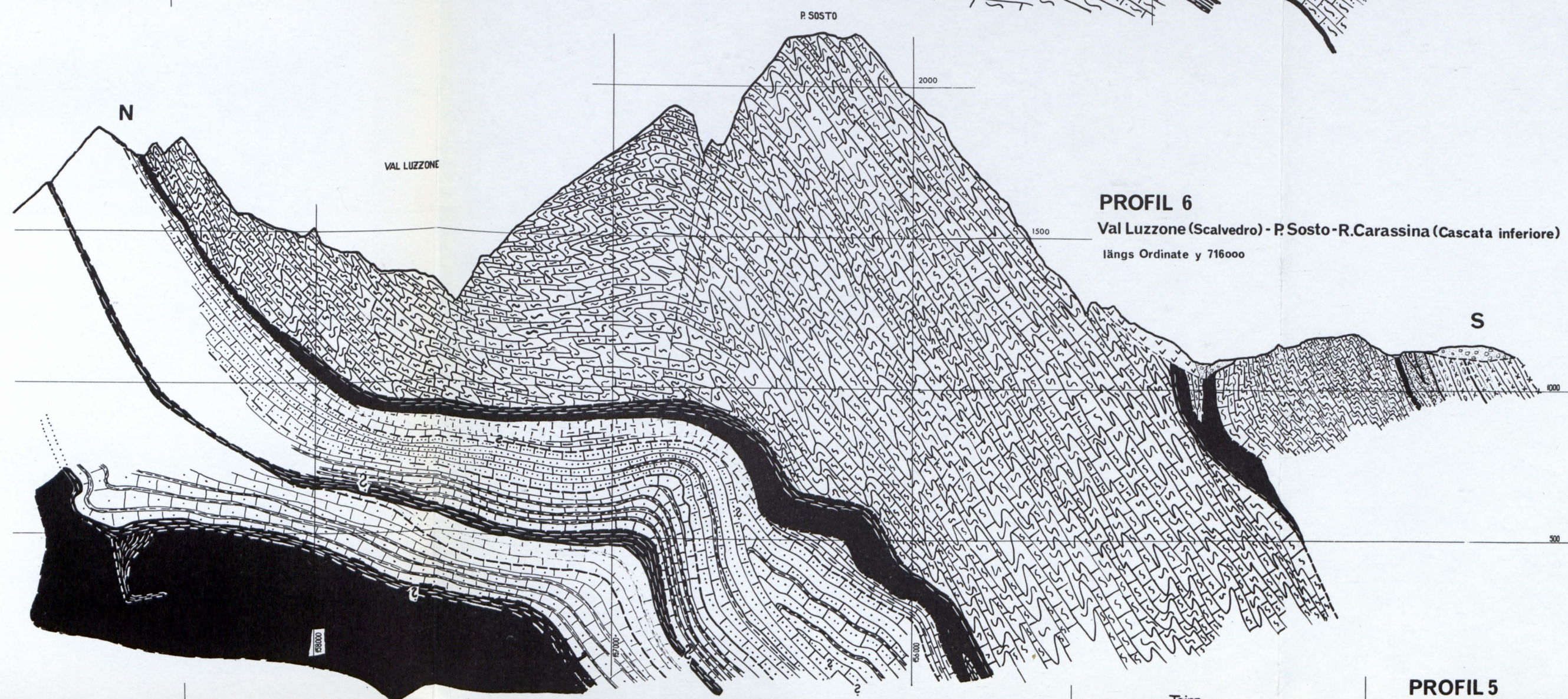
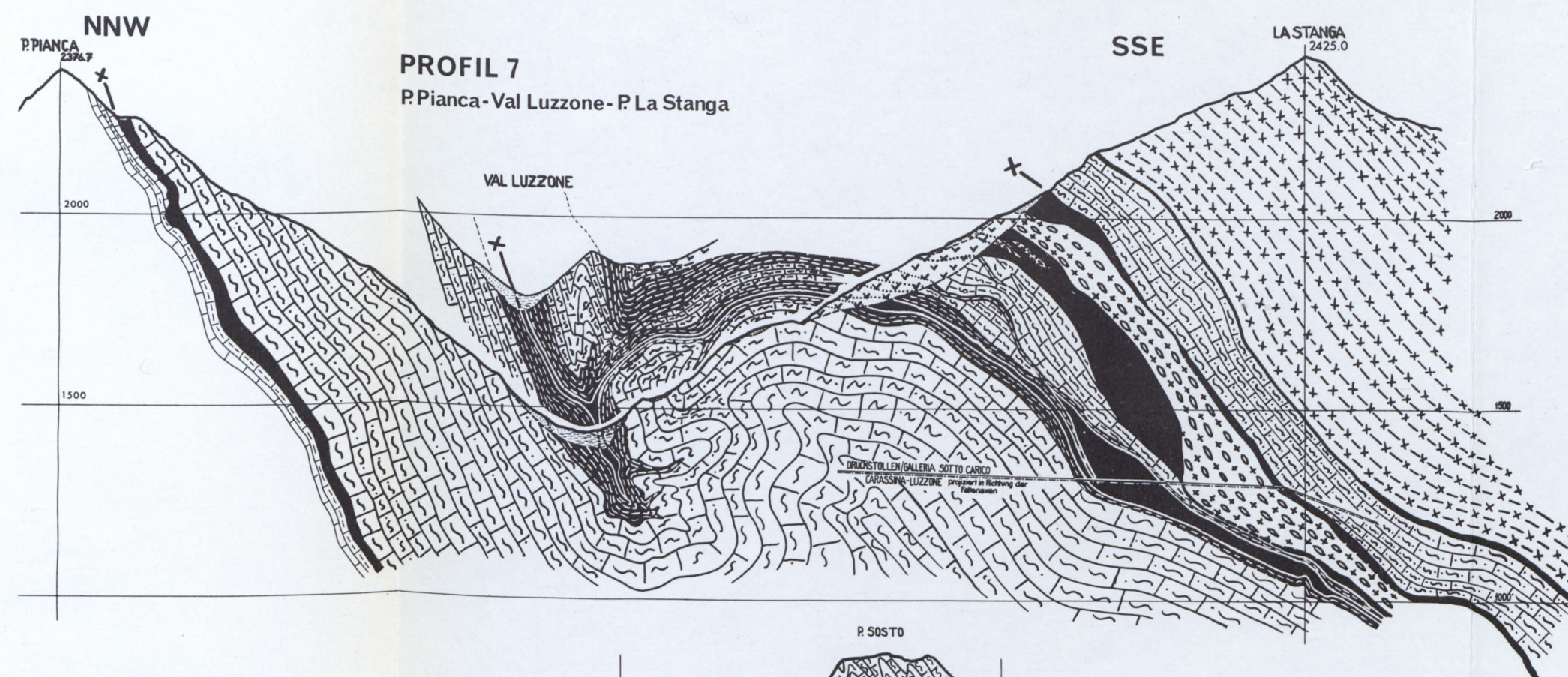
## Terri-Zone / Soia-Decke

- Terrischiefer
- Quartenschiefer
- karbonatische Trias

## Aula-Decke

- Bündnerschiefer
- Trias im allg.
- Verrucano und Kristallin

## GEOLOGISCHE QUERPROFILE 5-7 1:15 000



## TIEFPENNINIKUM

## Lucomagno-Decke

- Bündnerschiefer
- Quartenschiefer
- karbonatische Trias
- basaler Triasquarzit
- Kristallin

## LOCKERMASSEN

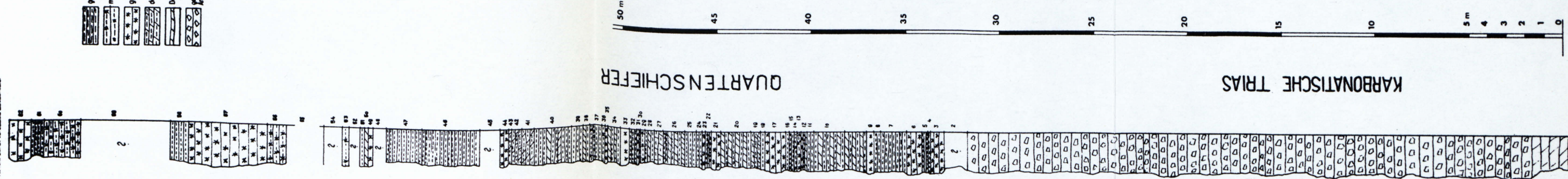
- Alluvionen
- Gehängeschutt
- Blockschutt
- Moräne
- Bergsturz
- Sackung



Stratigraphisches Profil durch die Kon-takt-Zone karbonatische Trias/Quarten-schiefer 1:200

aufgeschlossen SW A. Predasca Koord. 711 370/156850 H 1810-1830

die Fortsetzung nach oben ist verliert durch Verwitterung (Lias)

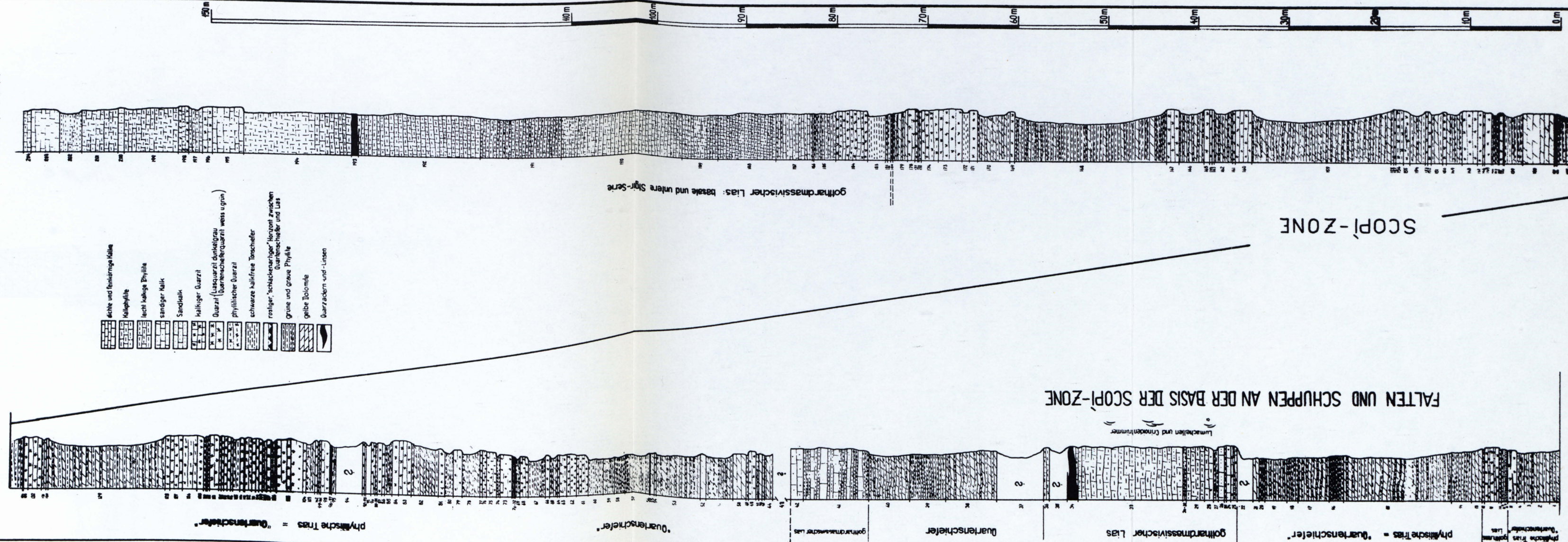


- grün und grüne Phyllite
- meist grau-grüne sandige Phyllite
- grüne und weisse Quarzite
- dolomitische Phyllite
- Dolomitlagen in den Phylliten
- gelblich-weiße Sandsteine beim Anreihen meist zerfallend

TAFEL 4

Stratigraphisches Profil durch den verschuppten Grenzbereich Quartenschiefer - Unterlias der Scopi-Zone 1:400

Profilaufnahme längs der vom Grot Verzara kommenden Wildbachtrunse östlich von Trsera (Val di Campo)



- dichte und feinkörnige Kalksteine
- Kalkphyllite
- leicht kalkige Phyllite
- sandiger Kalk
- Sandkalk
- kalkiger Quarzit
- Quarzite (Liasquarzite) dunkelgrau
- Quarzite (Liasquarzite) weiss u. grün
- phyllitischer Quarzit
- schwarze kalkfreie Tonschiefer
- roter, 'schalenariger' Horizont zwischen Quartenschiefer und Lias
- grüne und graue Phyllite
- gelbe Dolomite
- Quarziten und -Linsen

FALTEN UND SCHUPPEN AN DER BASIS DER SCOPÏ-ZONE

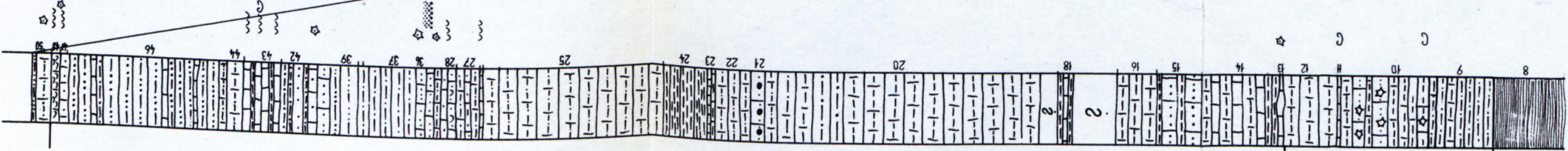
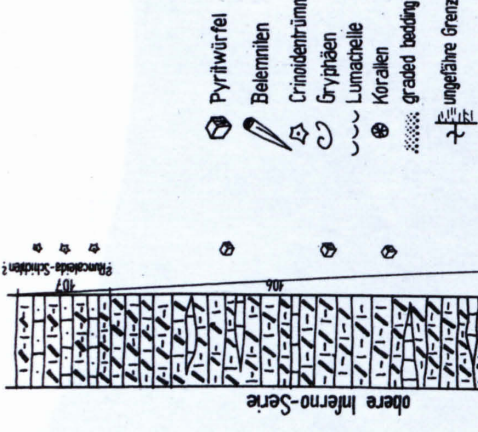
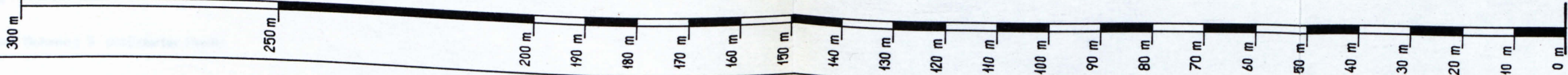
SCOPÏ-ZONE

gotthardmassivischer Lias: basale und untere Stigir-Serie



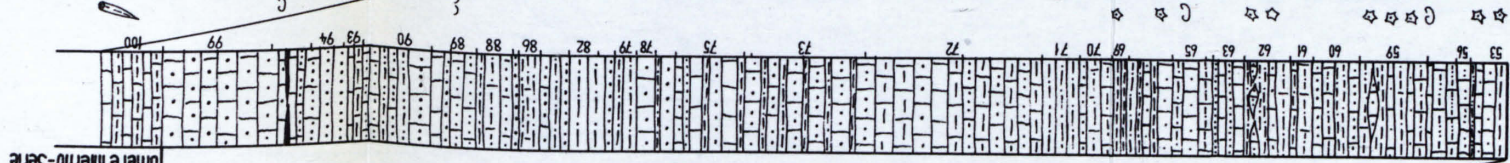
Stratigraphisches Profil durch die SCOPI-ZONE  
längs dem Riale Retico (Val di Campo)

1:1000



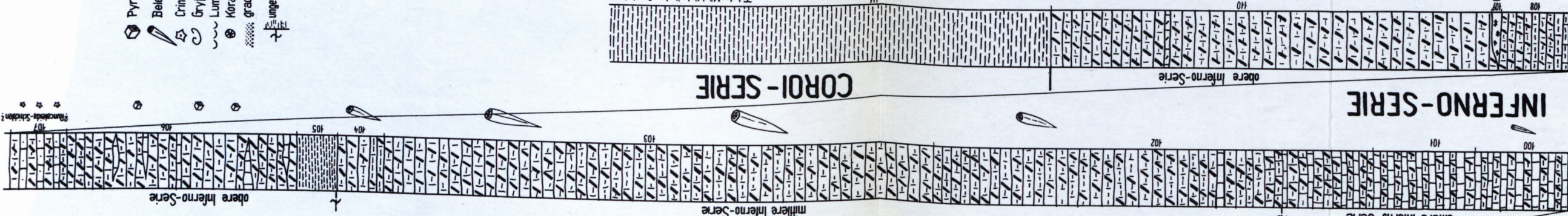
UNTERE STGIR-SERIE

QUARTENSCHIEFER  
BASALE STGIR-SERIE



untere Inferno-Serie

OBERE STGIR-SERIE



INFERNO - SERIE

COROI-SERIE

INFERNO-SERIE

Totale Mächtigkeit der Coroi-Serie ca. 480 m bis zum  
tektonischen Kontakt am Lago Retico

Quarz-Linse



**1:15'000**

