

EIDG. AMT FÜR STRASSEN-UND FLUSSBAU

EIDG. AMT FÜR VERKEHR

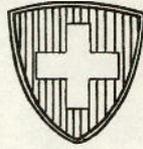
GOTTHARD BASISTUNNEL

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE
IM BEREICH DER PIORA-MULDE

von

Prof. Dr. E. Dal Vesco

März 1964



EIDG. AMT FÜR STRASSEN-UND FLUSSBAU

EIDG. AMT FÜR VERKEHR

GOTTHARD BASISTUNNEL

DIE GEOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE
IM BEREICH DER PIORA-MULDE

von

Prof. Dr. E. Dal Vesco

März 1964

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
EINFUEHRUNG UND PROBLEMSTELLUNG	1
1. Die generelle Situation	1
2. Die Problemstellung	5
3. Die neuen Untersuchungen	6
 I. TEIL: DIE PETROGRAPHIE	 7
A. DIE PHYSIOGRAPHIE DER GESTEINE IN DEN DETAILPROFILEN	8
1. Das Altkristallin am Südrand des Gotthardmassivs	8
2. Das Altkristallin am Nordrand der Lucomagno-Decke	17
3. Die triadischen Sedimente der Pioramulde	19
3.1 Die Trias am Südrand des Gotthardmassivs	19
3.2 Die Trias am Nordrand der Lucomagno-Decke	22
3.3 Die Trias im zentralen Gebiet	28
4. Die Bündnerschiefer in der Pioramulde	29
B. DIE DISKUSSION DER LITHOLOGISCHEN VERHAELTNISSE	32
1. Das Altkristallin	32
1.1 Das Altkristallin des Gotthardmassivs	32
1.2 Das Altkristallin der Lucomagno-Decke	35
1.3 Vergleich zwischen Lucomagno-Decke und Gotthardmassiv	35
2. Die mesozoischen Gesteine der Pioramulde	36
2.1 Die untere Trias	36
2.2 Die mittlere Trias	37
2.3 Die obere Trias	41
2.4 Die Bündnerschiefer	41
 II. TEIL: DIE TEKTONIK	 42
A. DIE TEKTONISCHE PROBLEMSTELLUNG	43
1. Einleitung	43

2. Die verschiedenen Interpretationen	46
3. Bemerkungen zu den verschiedenen Interpretationen	48
 B. DIE STRUKTUR DER PIORAMULDE	 52
1. Die Form der Grenzfläche der altkristallinen Unterlage	52
2. Die Strukturen der Sedimentgesteine	53
3. Die Verschuppung innerhalb der Piora-Mulde	56
4. Die Profile durch die Piora-Mulde	58
 C. ZUSAMMENFASSUNG	 59
1. Argumente, die für eine untiefe Piora-Mulde im Bereich der Tessiner-Kulmination sprechen	59
2. Argumente, die für einen tiefen Verlauf der Piora-Mulde (als Deckentrenner) sprechen	62
3. Vergleich	62a
 D. SCHLUSSFOLGERUNG	 63
1. Der beschränkte Tiefgang der Piora-Mulde als deckentrennendes Mesozoikum	63
2. Die geotechnischen Folgen, wenn die Piora-Mulde sich als mesozoischer Deckentrenner in der Tiefe nach Süden entwickeln würde	63
3. Die geotechnischen Eigenschaften der Trias in der Tiefe	64
4. Die Voraussage der Trias während des Tunnelvortriebes	64
5. Die Sondierungen	65
6. Schlussbemerkung	65

FIGUREN IM TEXT

	Seite
Fig. 1. Profile durch das südliche Gotthardmassiv im Gebiet des Lago Oscuro	8
Fig. 2. Profil durch das südliche Gotthardmassiv im Gebiet Lago Oscuro - Lago Tom	9
Fig. 3. Profil durch das südliche Gotthardmassiv im Gebiet nördlich des Lago della Miniera	10
Fig. 4. Profil durch das südliche Gotthardmassiv zwischen Lago della Miniera und Lago di Dento	11
Fig. 5. Profil durch das südliche Gotthardmassiv westlich des Pizzo dell'Uomo	16
Fig. 6. Profil durch den Nordrand der Lucomagno-Decke zwischen Pizzo Sole und Passo Sole	18
Fig. 7. Profil durch die untere und mittlere Trias des Gotthardmassivs östlich vom Lago Tom	20
Fig. 8. Profil durch die obere Trias am Gotthardmassiv zwischen Lago Tom und Lago Ritom	21
Fig. 9. Profil durch die Trias des Nordrandes der Lucomagno-Decke am östlichen Ufer des Lago Ritom	22
Fig.10. Profil durch die Trias am Nordrand der Lucomagno-Decke bei Calorescio	24
Fig.11. Profil durch die zentrale Trias am Pizzo Corumbe	28
Fig.12. Profil durch die Bündnerschiefer zwischen Lago Ritom und Lago Tom	30
Fig.13. Vergleich der verschiedenen tektonischen Interpretationen des Gebietes der Piora-Mulde in der Profilebene 704	46
Fig.14. Vereinfachte geometrische Konstruktion der Grenzflächen der Piora-Mulde	52
Fig.15. Die verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten für den tiefen Verlauf des Mesozoikums der Piora-Mulde	59

BEILAGEN

1. Strukturkarte der Piora-Mulde 1 : 10 000
2. Geologische Profile durch die Piora-Mulde 1 : 10 000

V O R W O R T

Während der Untersuchung der geologischen Verhältnisse für den Bahn-Basistunnel hat sich gezeigt, dass die Kenntnisse über die Tektonik im Süden des Gotthardmassivs ungenügend waren, um eine zuverlässige Extrapolation in die grosse Tiefe des Basistunnels zu erlauben.

Das schwierigste Problem lag in der Bestimmung des tieferen Verlaufes der mesozoischen Piora-Mulde im Bereich zwischen Gotthardmassiv und penninischen Decken. Aus diesem Grunde war die nähere Untersuchung der Verhältnisse zwischen Tessental und Lucomagno unerlässlich. Um eine sichere Unterlage zu schaffen, wurde das Gebiet geologisch im Massstab 1:10.000 neu kartiert. In dieser Feldarbeit, die im Sommer 1962 durchgeführt wurde, haben die Herren ing. geol. dipl. ETH J. Bianconi, ing. geol. dipl. ETH W. Egli und cand. geol. B. Blanc tatkräftig mitgearbeitet. Die Arbeit wurde gemeinsam durchgeführt, sodass die verschiedenen Aufnahmegebiete im Kartenbild nicht ausgeschieden werden können.

1. Die generelle Situation

Die Interpretation der tektonischen Verhältnisse im Bereich zwischen der Südflanke des Gotthardmassivs und der Nordfront der penninischen Decken, wo die mesozoischen Hüllgesteine muldenförmig eingepresst sind, erweist sich sehr kompliziert, indem die tieferen, von dem Basistunnel zu durchquerenden Stockwerke nirgends zugänglich sind. Man ist darum gezwungen, die Oberflächensituation genau zu interpretieren, um eine möglichst zuverlässige Extrapolation in die Tiefe durchführen zu können.

Trotzdem die allgemeine geologische Situation im Bericht über die "Wintersichere Strassenverbindung durch den Gotthard" (Textseiten 44-46 und Beilagen) schon erläutert wurde, scheint es zweckmässig zu sein, hier die betreffenden Abschnitte zu wiederholen:

"d) Gotthardmassiv

Das Gotthardmassiv, wiederum eines der schweizerischen Zentralmassive, weist einen alten, vorherzynischen Gesteinsbestand auf, der durch die herzynische Faltung zusammengestaucht und von dem im Zusammenhang mit dieser Faltung emporgedrungenen Magma, an verschiedenen Stellen von Granitstöcken, teils auch von Quarzporphyren, durchdrungen worden ist. Am altkristallinen Aufbau sind Para- und Orthogesteine sowie Mischbildungen beider Gesteine (in der Karte als feldspatreiche Gneise bezeichnet) beteiligt. In den Paragesteinszonen treten auch Serpentinstöcke auf, die da und dort in Talkschiefer umgewandelt sind.

Der Schnitt längs der Ordinate 692 (siehe Beilage 2) lässt deutlich die im Gotthardtunnel aufgeschlossene Geometrie des Gebirgskörpers und die Entwicklung der Gesteinsserie von den Gipfelhöhen bis auf rund 1100 Meter Höhe ü.M. erkennen. Die Beobachtungen an der Oberfläche dürfen also, wie der Bau des Gotthardtunnels erwiesen hat, ohne Bedenken auf die Tiefe übertragen werden. Unbekannt ist jedoch die Geometrie der Granitstöcke in der Tiefe. Wird der Granitkörper im Erdinnern schmaler oder breiter, und in welcher Weise verzahnt er sich mit dem Nebengestein? Im Gotthardtunnel wurden schmale Arme des Gamsbodengranitgneises weit östlich seines oberflächlichen Ostendes angeschnitten. Demnach muss zwischen dem Gamsbodengranit im Tunnel und dem sichtbaren Gesteinskörper eine Verbindung bestehen. Dies führt zur Annahme, dass lange Fortsätze dieses Granites von Westen nach Osten reichen, dass also parallel der Streichrichtung eine innige Verzahnung mit den älteren kristallinen Gesteinen besteht, während im Norden und Süden parallel der Streichrichtung eine schärfere Grenzfläche vorhanden ist.

Aehnliche Verhältnisse dürfen auch beim Medelser Protogin und beim Cristallinagranit angenommen werden, was in den Profilen längs der Ordinaten 704 und 708 (Beilage 2) zum Ausdruck kommt. Nach dieser Darstellung wird auch vermutet, dass die kleinen Granitstöcke südlich des Lukmanierpasses und im Val Vatgira mit dem Hauptgranitstock (Medelser

Protogin und Cristallinagranit) zusammenhängen. Fraglich bleibt die Grenzziehung zwischen dem Granit und den umgebenden Gneisen, und es kann deshalb nicht vorausgesagt werden, ob z.B. der Basistunnel über lange Strecken gänzlich im Granit verläuft, ob er zum grössten Teil in den Gneisen liegt oder ob er gerade einen ständigen Wechsel von Gneis und Granit antrifft.

Bei den Paragneisen des Gotthardmassivs handelt es sich vorwiegend um biotitführende Gesteine, die bautechnisch günstig beurteilt werden dürfen wie auch die feldspatreichen Gneise und die Orthogesteine. Die Granite können lokal mechanisch verschiefert sein oder durch Metamorphose in Granitgneise übergehen.

Auf der Südseite des Gotthardpasses tritt nochmals eine Zone von Mischgesteinen (Soresciagneis) auf. Ihr folgt eine Serie von Paragesteinen, die ihres besonderen Mineralinhaltes und ihrer Metamorphose wegen als Tremolaserie zusammengefasst werden. Alle in diesen Gesteinen ausgeführten Stollenbauten haben keine besonderen Schwierigkeiten verursacht.

Auch im Gotthardmassiv streichen die Gesteine und Schieferungsflächen Westsüdwest/Ostnordost und fallen, wenigstens in dem hier in Betracht zu ziehenden Abschnitt, steil ein.

Für das Aarmassiv, das Tavetscher Zwischenmassiv und das Gotthardmassiv dürften die geologischen Verhältnisse aller Tunnelprojekte einschliesslich des Basistunnels mit hinreichender Genauigkeit vorausbestimmbar sein. Schwieriger gestaltet sich die Prognose für den Abschnitt der mesozoischen Zone zwischen dem Gotthardmassiv und den südlich folgenden Tessiner Decken.

e) Mesozoikum am Südrand des Gotthardmassivs

Die Verbreitung von Trias und Bündner Schiefer zwischen dem Gotthardmassiv und den kristallinen Tessiner Decken geht aus der geologischen Karte (Beilage 1) hervor.

Ueber dem Kristallin des Gotthardmassivs beginnt die Trias an manchen Stellen mit ihrer untersten Stufe, dem Buntsandstein, der allerdings oftmals auch als Quarzit vorliegt. An der Grenze zwischen dem Kristallin der Tessiner Decken und der karbonatischen Trias tritt ebenfalls da und dort metamorpher Sandstein oder Quarzit auf.

Das Mesozoikum ist grösstenteils kompliziert gebaut. Streckenweise kann es einen ruhigen Verlauf aufweisen, um dann wieder komplex in mehrfachen Falten zusammengestaucht zu sein. Mancherorts sind in die triadischen Gesteine Bündner Schiefer eingeschaltet, und auch die für die Trias charakteristischen Quartenschiefer kommen in einer Anordnung vor, die auf schuppenartige Struktur schliessen lässt.

Die Auffassung, wonach sich die mesozoische Zone am Lukmanierpass fast aus dem Gelände heraushebt, gegen Westen zu aber immer tiefer taucht, ist in den Profilen (Beilage 2) schematisch wiedergegeben.

Die Verhältnisse lassen sich jedoch auch auf andere Weise interpretieren. So sieht beispielsweise L. Bossard, der das in Frage stehende Gebiet in den zwanziger Jahren untersucht hat, den durch das Val Piora in das Lukmaniertal streichenden mesozoischen Gesteinszug nicht als einfache Synklinalstruktur zwischen der Front der penninischen Decken und dem Gotthardmassiv. Nach ihm würde die Trias an der Grenze des Gott-

hardmassivs gegen Süden zu untertauchen und mit den begleitenden Bündner Schiefern die Basis der Leventina-Granitgneismasse bilden. Diese Grenzfläche soll unter dem Pizzo d'Era ungefähr auf Meeresniveau, also tiefer als der vorgesehene Basistunnel, liegen.

Obwohl sich die Interpretation von L. Bosshard auf die zugänglichen Tatsachen stützt, stellt sie eine mehr theoretische Auffassung dar, welche vom Vorhandensein der Verampiogesteine unter der Antigoriodecke im Bereich des Simplontunnels ausgeht. Es ist aber fraglich, ob im Gotthard-Lukmanier-Gebiet die grosstektonischen Verhältnisse ein genaues Abbild der Situation am Simplon darstellen. Neue Untersuchungen im Pioragebiet haben gezeigt, dass zwischen P. Corumbe und Lukmanierstrasse die Tektonik durch die Achsenkulmination der penninischen Decken stark beeinflusst ist und dass die Pioramulde im Bereich der Durchquerung ihre axiale Kulmination erreicht, so dass sie hier am wenigsten in die Tiefe greifen sollte. Das Auftauchen des Selva-Secca-Granitkörpers mitten in der Pioramulde zeigt zudem, dass in der Achse der Pioramulde eine Antiklinalstruktur in Erscheinung tritt, welche die Breite der Grosssynklinale stark beschränkt.

Man kann daraus mit Sicherheit schliessen, dass das angegebene Trasse des Basistunnels für die Durchquerung der Pioramulde die günstigste Lage überhaupt aufweist; beidseits wären die zu erwartenden Verhältnisse komplizierter.

Da eine Extrapolation auf eine Tiefe von mehr als 1000 Meter zwangsläufig mit einer Ungewissheit behaftet ist, könnte die Richtigkeit der einen oder anderen Interpretation nur mit einer grosszügig angelegten Bohrsondierung ermittelt werden, doch wird auch eine solche, weil sie im besten Falle einige punktförmige Aufschlüsse liefert, kaum restlos schlüssig sein. Im ungünstigsten Falle muss der Basistunnel die mesozoische Zone zwischen Gotthardmassiv und Tessiner Decken zwischen den Ordinaten 704 und 708 auf einer Strecke von rund 400 Metern queren. Genaueres lässt sich nicht aussagen.

Die Zusammensetzung des Mesozoikums ist an seiner Oberfläche gut erkennbar, und die bautechnischen Eigenschaften der Gesteine sind aus den Stollenbauten der Zuleitung der Garegna und der Verbindung Val Camadra-Lukmanier bekannt. In diesen Bauten wurden zwar die Triasgesteine nur in ihrer ungünstigeren Beschaffenheit durchquert: als aufgelöste Rauhacken und zuckerkörnige Dolomite, die stark mit Wasser durchtränkt waren. Neue Untersuchungen haben aber gezeigt, dass im Bereich Selva Secca-Corumbe die petrographischen Verhältnisse an der Oberfläche günstiger sind. In der Trias kann man vor allem die metamorphen Quartenschiefer mit den Tremolagesteinen vergleichen und bautechnisch als nicht gefährlich betrachten. Es bleibt nur die mittlere Trias mit ihren Dolomitgesteinen, die gewisse Sorgen bereiten könnte. Es handelt sich um einen leicht und unregelmässig kavernösen Rauhackedolomit, in welchem die zuckerkörnige Struktur nur in Form von Nestern und nicht als durchgehende Formation auftritt. Damit, dass die Rauhacke als Verwitterungsform eines gipsführenden Dolomites aufgefasst wird, ist nicht gesagt, dass auf dem Niveau des Basistunnels die dolomitische Trias als Rauhacke auftritt. Es wird sich eher um einen gipsführenden strukturlosen Dolomit handeln.

Die Bündner Schiefer sind als bräunliche Kalkschiefer und als graue granatführende Glimmerschiefer ausgebildet, die dünn-, mittelbankig oder schiefrig sind und keine Schwierigkeiten bereiten sollten.

f) Tessiner Decken

Auch die Interpretation der penninischen Decken (auch Tessiner Decken genannt) bereitet etwelche Schwierigkeiten. Die tiefste aufgeschlossene tektonische Einheit ist die Leventinadecke, welche eine langgestreckte Kuppelform aufweist. Die von Norden nach Süden verlaufende Achsenkulmination gelangt ins Gebiet östlich des Corumbe, so dass ihre Serie im Gebiet von Rodi-Fiesso am Talboden noch aufgeschlossen ist, um dann mit dem allgemeinen Axialgefälle der Decken gegen Osten einzutauchen. Die Leventinadecke ist allgemein für ihre in den Steinbrüchen ausgebeuteten Granitgneise bekannt. Die häufig eingeschalteten Zweiglimmerschiefer und Gneise, die Uebergänge zu den Granitgneisen aufweisen, zeigen aber, dass die Leventinadecke durchaus nicht homogen aufgebaut ist.

Es fragt sich nun, ob die Leventinadecke eine selbständige Decke mit mesozoischer Hülle darstellt oder nicht. An der Grenzfläche zwischen der Leventinadecke und den umhüllenden tektonischen Einheiten finden sich fast überall Quarzite, die linsenförmig eine maximale Mächtigkeit von etwa sechs Metern erreichen.

Der Kontakt zum darunterliegenden Granitgneis ist stellenweise scharf, teils mit Uebergängen verbunden. Abgesehen von einem eventuellen Vorkommen nördlich oberhalb Rodi, sind nirgends Dolomite oder andere mesozoische karbonische Gesteine mit den Quarziten verbunden, und es ist deshalb fraglich, ob die Quarzite im weiteren Sinne als hydrothermal-magmatische Bildungen aufzufassen sind oder ob man es mit sedimentären Ablagerungen triadischen oder vortriadischen Alters zu tun hat. Bau-technisch wäre dies ohne Belang, wenn mit dieser Frage nicht die weitere Interpretation des tektonischen Baues verknüpft wäre.

Die Umhüllung der Leventinagranitgneise (inkl. Quarzite) besteht aus den metamorphen Ortho-, Para- und Mischgesteinen der oberen Decken, die im Norden steilgestellt sind und im Süden flach über der Kuppen des Leventinagranitgneises liegen. Diese Gesteinsmassen werden von der mesozoischen Molaremulde in zwei Teile getrennt: die Lukmanierdecke im Norden und die Simanodecke im Süden, die eine ganz ähnliche Gesteinsbeschaffenheit aufweisen und nach unten an die besprochenen Quarzite grenzen. Da die Molaremulde petrographisch gleich aufgebaut ist wie die Pioramulde und tektonisch wahrscheinlich den synklinalen Teil einer überschobenen Falte darstellt, kommt man zwangsläufig zur Auffassung, dass das Molaremesozoikum die südliche Fortsetzung der Pioramulde bildet und das wahre deckentrennende Mesozoikum des Komplexes Leventina - Lukmanier - Simano also erst in der Zone Piora - Molare zu suchen ist, d.h. dass die Quarzite der Hülle der Leventinadecke höchstens eine ältere sedimentäre Zwischenschaltung darstellen können. Zu dieser Auffassung führen auch die neuesten Untersuchungen, die in der Pioramulde, im Molare- und im Campolungo-Gebiet durchgeführt wurden. Obwohl noch verschiedene Punkte offen bleiben, kommt man somit zwangsläufig zu der in den Profilen (Beilage 2) dargestellten tektonischen Lösung, gemäss welcher die Leventinadecke als älteste Unterlage, die Lukmanier- und die Simanodecke als abgeschürftes umhüllendes Altkristallin, das Piora-Molare-Mesozoikum als jüngste Hülle des Ganzen und der gesamte tektonische Komplex als südliche Fortsetzung des Gotthardmassivs aufgefasst wird. Diese tektonische Analyse der in Frage stehenden Tessiner Decken würde somit nochmals zum Resultat führen, dass die Pioramulde nur eine eingeklemmte mesozoische Hülle des Grenzgebietes zwischen dem Gotthardmassiv und der Stirn der Tessiner Decken darstellt, wobei aber eine partielle Ueber-

schiebung nicht ausgeschlossen bleibt (wie dies auch in der Molaremulde zum Ausdruck kommt). Diese Auffassung wird durch die Analogie zwischen den hornblendegesteineführenden Psammitgneisen nördlich der Tremolaserie im Gotthardmassiv und den hornblendegesteineführenden Quarzitgneisen der Lukmanierdecke noch bekräftigt.

Diese Darstellung widerspricht derjenigen von L. Bossard. Nach ihm entsprechen die Quarzite am Rande der Leventinagranitgneise der Trias und sind als Deckenscheider zu betrachten. Bossard trennt also die Leventinadecke vom umhüllenden Altkristallin ab und bezeichnet letzteres als Lukmanierdecke. Es stehen sich somit zwei grundlegend verschiedene Auffassungen gegenüber.

Weder für die geologische noch für die bautechnische Prognose sind sie jedoch von wesentlichem Belang, um so weniger, als die an der Grenzfläche Leventinamasse/Altkristallin erscheinenden Quarzite samt der von L. Bossard vermuteten Trias nur geringmächtig sind.

Das Altkristallin der Lukmanierdecke, nördlich der Leventina-Granitgneismasse, entspricht seiner Zusammensetzung nach ungefähr dem kristallinen Altbestand des Gotthardmassivs. Man findet in ihm Zweiglimmergneise, Misch- und Orthogneise, deren bautechnisches Verhalten aus Stollenbauten bekannt geworden ist und die mit ihrer steilen Lage keine Schwierigkeiten bereiten sollten. Die Leventina-Granitgneismasse entspricht den Graniten des Gotthardmassivs, doch weist sie eine abweichende Struktur auf, indem es sich im allgemeinen um bankige, schwach geschieferte, granitähnliche Gesteine handelt. Auch dort, wo der Leventinagranitgneis seine Homogenität verliert und sich mit Paramaterial vermischt, sind die petrographischen Verhältnisse als günstig zu betrachten; weniger günstig ist dagegen ihre flache Lagerung. Stollen- und Kavernenbauten im Leventinagranitgneis haben nirgends grössere Schwierigkeiten verursacht."

2. Die Problemstellung

Schon aus den publizierten Erläuterungen geht deutlich hervor, dass für die Zone zwischen dem Gotthardmassiv und den penninischen Decken zwei grundlegend verschiedene tektonische Interpretationen gegenüberstehen, nämlich:

1. Wenn man von den geologischen und tektonischen Verhältnissen im Bereich der Pioramulde ausgeht, würde man ableiten, dass die Synklinalstruktur der metamorphen mesozoischen Sedimente sich nach unten schliessen muss, so dass sie die Tiefe des Basistunnels nicht mehr, oder nur noch auf einer schmalen Zone erreicht. Auf dieser Basis wurden die Profile im generellen Bericht konstruiert.
2. Wenn man aber von der theoretischen Erwägung ausgeht, dass die oberen penninischen Decken auf dem mesozoischen Mantel der darunterliegenden eine Translation nach Norden durchgemacht haben, kommt man zum theore-

tischen Schluss, dass auch die Pioramulde die Stirn- und Biegung der Decken mitmacht und tief nach Süden, unter der Leventina-Decke, vorwiegend als mesozoische Hülle der mehr antochtonen Unterlage, greifen muss.

Zur Abklärung, ob die Prognose sich mehr auf die theoretischen Erwägungen oder mehr auf die sichtbaren Gegebenheiten stützen soll, wurde eine neue Untersuchung unerlässlich; dies auch, um die rationellste Lage für eventuelle Sondierbohrungen feststellen zu können.

3. Die neuen Untersuchungen

Zur Diskussion des allgemeinen Projektes standen nur die älteren, wenn auch vorzüglichen Untersuchungen von L.J. Krige und L. Bossard zur Verfügung. Es war darum notwendig, das kompliziert aufgebaute Gebiet neu zu untersuchen und die Phaenomenologie in einem grösseren Masstab darzustellen, um einen konkreteren Ueberblick gewinnen zu können.

Es wurden vor allem Detailprofile durch das südliche Gotthardmassiv, die mesozoischen Gesteine der Pioramulde und die Stirn der Lucomagno Decke aufgenommen, um die genaue litologische Beschaffenheit und die Zusammenhänge erkennen zu können. Auch wenn die Aufzählung der einzelnen Profile zu detailliert erscheinen könnte, stellen sie für die Erkenntnis der geologischen Lage in den eventuellen Bohrungen und im Vortrieb im Basistunnel eine unentbehrliche Unterlage dar.

Gleichzeitig wurde die geometrische Lage der Schichtung und der Schieferung und die räumliche Orientierung der Mineralien eingemessen, um möglichst eine grosse Basis für die tektonische Interpretation zu schaffen.

Die Hauptresultate dieser Untersuchung sind nun in diesem Bericht und in den Beilagen so zusammengefasst, dass auch die Sequenz der für den Basistunnel wichtigen Ableitungen zum Ausdruck kommt.

I. T E I L

D I E P E T R O G R A P H I E

A. DIE PHYSIOGRAPHIE DER GESTEINE IN DEN DETAILPROFILIEN

1. DAS ALTKRISTALLIN AM SÜDRAND DES GOTTHARDMASSIVS

Aus der Beilage 1, welche die "Geologische Uebersicht 1:10.000" darstellt, geht deutlich hervor, wie am Südrand des Gotthardmassivs die Gesteine Zonen bilden, die vom Gotthardgebiet gegen den Lucomagno ziehen, um sukzessive vom Mesozoikum schief abgeschnitten zu werden. Von Norden nach Süden können, nach der vorherrschenden Gesteinsart genannt, folgende Zonen unterschieden werden:

- a) Zone der Streifengneise
- b) Zone der quarzitischen Zweiglimmergneise
- c) Zone der Psammit- und Konglomerat-Knauer-Gneise
- d) Tremolaserie.

1. Im Profil Lage ^o Oscuro - Lago Tom (Figur 1 und 2)

a) Die Zone der südlichen Streifengneise

Im südlicheren Bereich sind die bankigen bis geplättelten Streifengneise (1) ganz hell und zeigen spindelige Fasern von Feldspat. Gegen den südlichen Kontakt ändert das Korn von mittel zu fein (2). Eine Merkwürdigkeit dieser eher monotonen Orthogesteinsreihe ist, dass auf der Schieferungsfläche die Biotitelongation senkrecht zur Achse der Spindeln steht.

b) Die Zone der quarzitischen Zweiglimmergneise

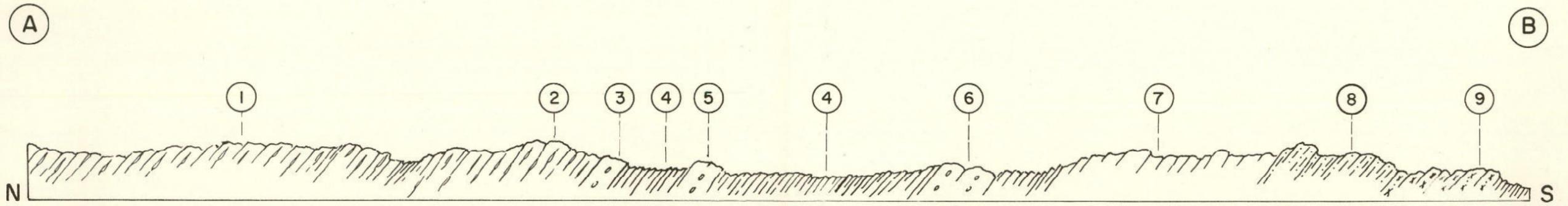
Nach einer Serie von heterogenkörnigen mesokraten Granat-Zweiglimmergneisen (3) folgt ein Komplex von feinkörnigen, dünnegeplättelten, schieferigen Zweiglimmergneisen (4). Diese führen zuerst eine Bank von Knauergneisen (5) mit augig ausgezogenen Geröllen und dann eine Folge von Konglomeratgneisen (6) mit eigrossen, linsig deformierten Geröllen aus Quarzit, Feldspat und Granit.

Im Bereich (7) sind die mesokraten Zweiglimmergneise streifig, um dann quarzreicher zu werden und endlich in Quarzitgneise überzugehen.

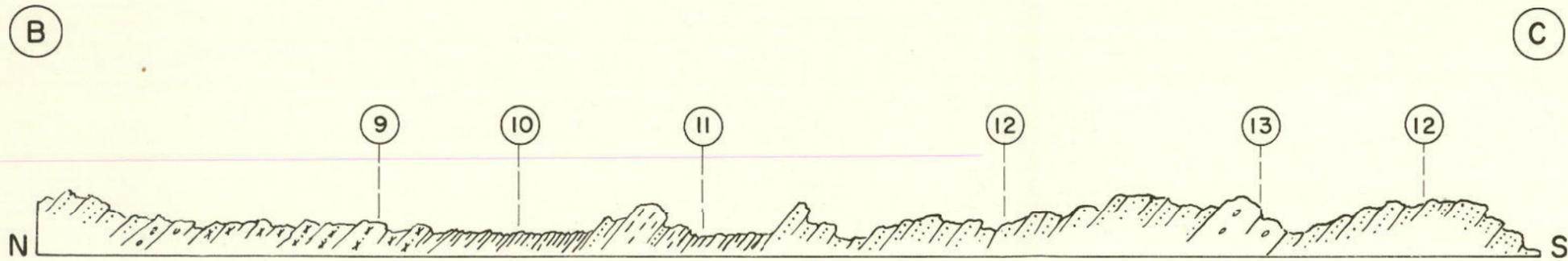
Im südlichsten Abschnitt, am Nordufer des Lago Oscuro, führen die Quarzitgneise (8) unregelmässig Granat und dann einen wechselnden Gehalt an Hornblende, um endlich Einlagerungen von Granat-Hornblendegarten-Schiefer (9) zu zeigen. Diese letzten besitzen eine chenopoditische Textur, wie sie für viele hornblendeführende Gesteine des Südrandes

Profile durch das südliche Gotthardmassiv im Gebiet des Lago Oscuro ~ 1:1000

aufgenommen von E. Dal Vesco



Profil von der Südflanke des Cadlimotales zum Lago Oscuro



Profil am Westufer des Lago Oscuro

des Gotthardmassivs typisch sein wird.

c) Die Zone der Psammit- und Konglomerat-Knauer-Gneise

Der erste Zug (10) besteht aus Zweiglimmergneisen, die stellenweise in stark gefälteten Biotitgneis übergehen können. Im unteren Teil führen sie schon linsige Knauern von etwa 3 cm Grösse.

Nach den basalen deutlich psammitischen Psammitgneisen (11), die wieder vereinzelte erbsgrosse Gerölle von runder bis ovaler Form führen, folgt eine monotone Serie von Zweiglimmerpsammitgneisen (12). Nur am Südufer des Lago Oscuro sind einzelne Bänke von Konglomeratgneis (13) eingeschaltet. In den letzten Metern weisen die Psammitgneise einen Granatgehalt auf und dann gehen sie in ziemlich massigen dünnplattigen Granatglimmerschiefer (14) über.

In den Granatglimmerschiefern (14) gesellt sich zum Granat, der immer reichlicher vertreten ist, noch Hornblende, die in einzelnen 10 cm grossen Garben ausgebildet ist. Wenn die Hornblende fast monomineralisch die einzelnen Lagen aufbaut, zeigt das Gefüge eine schöne chenopoditische Textur.

Nach dick gebankten, wenig geschiefertem Granatzweiglimmergneisen (15) werden die Gneise (16) deutlich psammitisch und heterogenkörnig (mit bis erbsengrossen Komponenten).

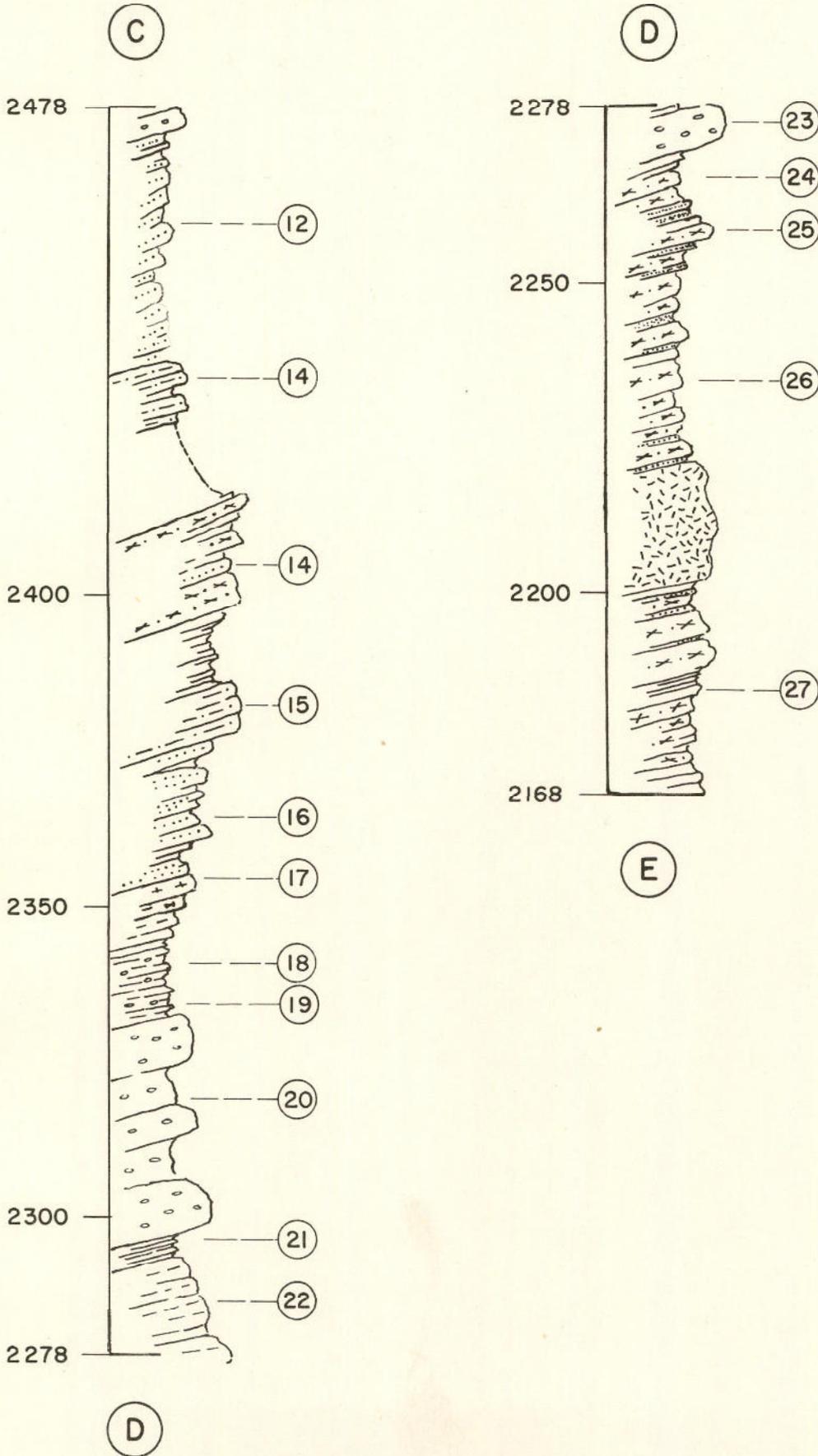
Im folgenden Abschnitt ist der Zweiglimmergneis (17) ganz leukokrat und arm an Glimmern, mit kleinen ausgezogenen Augen bis Striemen. In (18) führt dieses Gestein ovale Orthoklaseinsprenglinge, die durch die Zwillingbildung sicher diagnostizierbar sind. In (19) wird derselbe Gneis striemig, mesokrat und führt fast nur noch Biotit, der in Flecken gruppiert erscheint. Man gewinnt hier fast den Eindruck, dass Orthogneise vorliegen. Darunter folgen wieder Psammitgneise, die gut erkennbare, zum Teil granitische Gerölle enthalten, die oval deformiert sind.

Die nächsten dickbankigen Konglomeratgneise (20) führen zuerst nur eigrosse Feldspatgerölle, jedoch in einem deutlich erkennbaren psammitischen Grundgewebe. Erst vom mittleren Teil an werden die Gerölle häufiger und bestehen zum Teil aus gut diagnostizierbarem Granit mit hellrosaroten Feldspäten.

Nach einer 1,2 m mächtigen schieferigen Einschaltung (21) folgt eine Serie von Arkosenglimmerschiefern (22), die leicht streifig, mesokrat

Profil durch das südliche Gotthardmassiv im Gebiet Lago Oscuro - Lago Tom $\sim 1:1000$

aufgenommen von E. Dal Vesco



und mittelkörnig nur eine leichte Schieferung zeigen. Sie schliessen mit einer Bank von Konglomeratgneis (23) ab.

d) Die Tremolaserie

Der erste Teil wird durch die Granat-Hornblende-Schiefer (24) gebildet, die nur magere Hornblendegarben aufweisen. Ihr Grundgewebe gleicht noch demjenigen der Arkosengneise, nur dass die Körnigkeit viel homogener wird. In (25) hat man eine Wechsellagerung von Granat-Hornblende-Quarzit-schiefern (mit seltenen grossen Hornblendegarben) und monomineralischen Amphibolschiefern (mit einer ausgesprochenen chenopoditischen Textur).

Im Profil selbst weniger entwickelt, jedoch in der Wand gegen den Pizzo Taneda, schaltet sich hier eine 70 m mächtige Serie ein, die aus einer Wechsellagerung von hellen Bändern aus Granat-Hornblende-Schiefer (26) und dunklen Bändern aus Amphibolschiefer aufgebaut ist: im topographisch unteren Teil sind bis 20 m mächtige Linsen eingelagert, die nur aus Amphibolschiefer bestehen.

Das Profil unterhalb des unteren kleinen Laghetto di Taneda, bis zu den letzten Aufschlüssen des Lago Tom, besteht nur noch aus einer Wechsel-lagerung (27) von Granat-Hornblendegarben-Schiefern und chenopoditischen Amphibolschiefern.

II. Im Profil Lagozza della Miniera - Lago di dentro (Figur 3 und 4)

a) Die Zone der Streifengneise

Nördlich der Lagozza della Miniera sind die südlichsten Streifengneise wieder aufgeschlossen. Das Gestein besteht homogen aus leukokraten Zweiglimmergneisen (1), in welchen die Feldspäte streifig ausgewalzt sind.

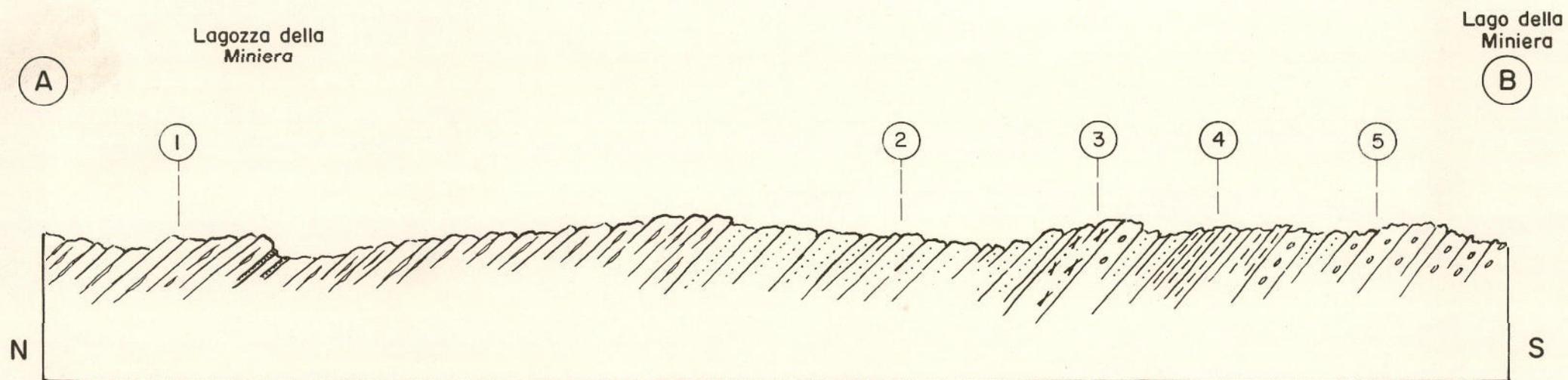
Im südlicheren Gebiet, bei der Lagozza della Miniera, sind einzelne dünne Linsen von sehr dunklem Biotitamphibolit eingeschaltet.

b) Die Zone der quarzitischen Zweiglimmergneise

Schon durch ihre grünlich-gelbe Anwitterungsfarbe unterscheidet sich diese Zone von den Streifengneisen, die eher grau erscheinen. Es sind feinkörnige, quarzitische, zum Teil granatführende Zweiglimmergneise (2), die den Biotit in Nestern angehäuft haben. Der rosarote Granat ist meist klein und unregelmässig verteilt. Der Biotit ist oft der normalen Schieferung gegenüber quergestellt auskristallisiert.

Profil durch das südliche Gotthardmassiv im Gebiet nördlich
des Lago della Miniera $\sim 1:2500$

aufgenommen von E. Dal Vesco



Auch an der Südgrenze von diesem Profil führen die Gesteine Hornblende, die unvollständige und isolierte Garben bildet. Gleichzeitig wird die Körnigkeit der Quarzitgneise gröber mit einem serizitischen Grundgewebe, das schwarze Pigmentflecken zeigt. Man geht somit zu richtigen Hornblendegarbenschiefern (3) über, die mit ihrer speziellen Textur deutliche Anklänge zu den Tremolaschiefern aufweisen.

c) Die Zone der Psammit- und Konglomerat-Knauer-Gneise

Im nördlichen Abschnitt herrschen schieferige, mesokrate Zweiglimmergneise (4) vor, die dünn geplättert ausgebildet sind. Im zweiten Abschnitt werden die Gneise (5) bankig und führen zum Teil linsige, zum Teil runde Knauern. Einzelne Knauern haben eine granitische Zusammensetzung (mit Quarz, Orthoklas und Glimmer), so dass trotz dem eher abweichenden Habitus, diese Gesteine doch als Konglomeratgneise zu taxieren sind.

Am Laghetto della Miniera werden die Zweiglimmergneise deutlich psammitisch (6) und bankig bis geplättelt. In (7) nehmen sie einen streifigen Habitus an; doch, dank dem ausgesprochen quarzitischem Charakter, können sie mit den Streifengneisen nicht verwechselt werden.

Die nächste Serie besteht aus hell und dunkel gebänderten Psammitgneisen (8). Nach einigen Bänken von deutlichem Konglomeratgneis (9) - mit nussgrossen Quarzgeröllen - führen die immer noch quarzitischem Psammitgneise (10) zwei Horizonte von feinkörnigem normalem Granatamphibolit (11). Dann hat man noch einmal eine Wechsellagerung von Konglomeratgneisen und Psammit (13).

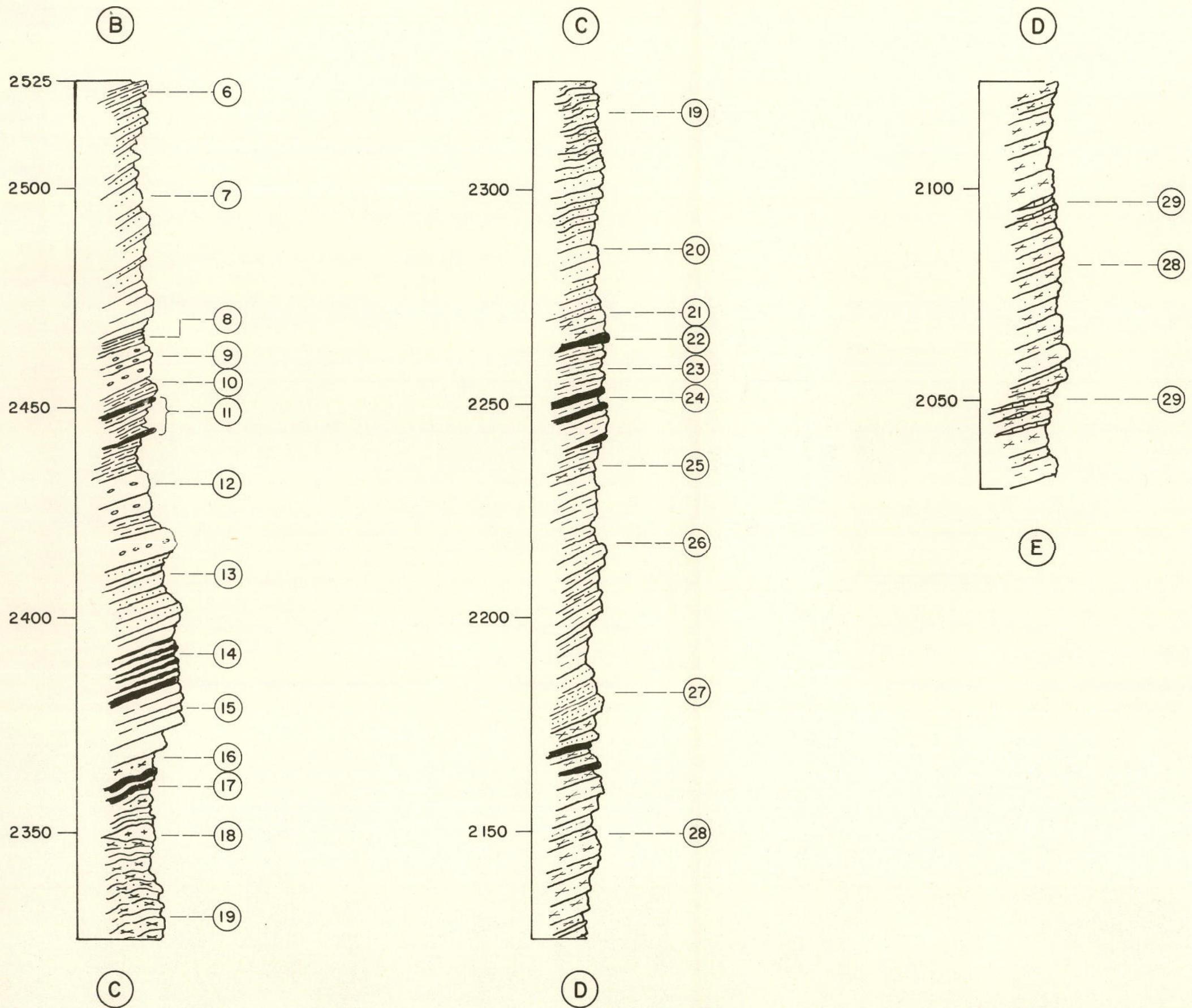
Hier fängt die Zwischenzone der hornblendeführenden Schiefer an.

Am Anfang tritt eine Wechsellagerung von hellen und dunklen, zum Teil granatführenden Amphiboliten (14) auf, die eine feinkörnige Struktur und eine fast massige Textur zeigen. Im mittleren Teil liegt ein Granatamphibolitband mit schönen Querbiotiten. Gegen Süden werden die Amphibolite homogener und mesokrat (15).

Nach den Gesteinen des Südrandes der quarzitischem Zweiglimmergneise der Zone b ist (16) die erste Bank, die wieder aus Granat-Hornblendeschiefer mit ausgesprochenem chenopoditischer Textur aufgebaut ist.

Dann hat man Amphibolite (17) mit dünnen Einschaltungen von leukokraten Lagen, die gegen Süden häufiger werden und das Gestein allein bilden:

Profil durch das südliche Gotthardmassiv zwischen Lago della Miniera
und Lago di Dentro $\sim 1:1000$
aufgenommen von E. Dal Vesco



In diesen ist eine Linse von einem weissen feinkörnigen Serizitgneis (18) eingeschlossen, der wie ein metamorpher Aplit aussieht.

Es folgt ein mächtiger Komplex von Granat-Hornblende-Schiefern (19), die weder eine chenopoditische, noch eine garbige Textur aufweisen. Wo der Granat lagenweise stark zurücktritt, reichert sich die Hornblende so stark an, dass sie fast allein das Gestein bildet (Hornblendeschiefer).

Diese Gesteine werden im Bereich des Lago di dentro, trotz dem Beihalten des Mineralbestandes, immer quarzitischer (20). Stellenweise treten wieder Knauern auf. Man hat somit die südlichste Grenze der besprochenen Zone erreicht.

d) Die Zone der Tremolaschiefer

Am Anfang hat man eine bankige Folge von Granat-Hornblende-Schiefern (21) die eine Tendenz zu einer chenopoditischen Textur aufweisen. Die nächsten monomineralischen Amphibolschiefer (22) zeigen dann eine deutliche Garbentextur.

In (23) sind helle Zweiglimmergneise: wo sie eine fast massige Textur annehmen, besitzen sie fast einen Orthohabitus. Sie führen immer Zwischenbänke von grob nematoblastischem Amphibolschiefer (24).

Gegen (25) treten wieder bankige, feinkörnige Granat-Hornblende-Schiefer auf, die südwärts einen leukokraten grobkörnigeren Habitus (26) annehmen, worin aber die typische Textur der Tremolagesteine erhalten bleibt. Sie bleiben deutlich granathaltig, doch ist die Hornblende makroskopisch nicht mehr zu erkennen.

In der nächsten Zone hat man eine Wechsellagerung (27) von schieferigen, gefalteten biotitreichen Horizonten und von quarzitischen Lagen. In ihr erkennt man cm-mächtige Schichten aus Granat-Hornblende-Schiefern mit chenopoditischer Textur (27), die dann allein alle unteren Aufschlüsse bis zum Talboden bilden (28). In ihnen kann man biotitreichere Schmitzen und Horizonte von monomineralischen Hornblendeschiefern erkennen. Sehr interessant ist noch, dass hier Lagen und Schmitzen von Karbonat führenden Hornblendeschiefern und von Marmor konkordant eingeschaltet sind (29).

III. Im Profil Foppe di Scai - Passo Corumbe (Beilage 1)

Der Granitstock von Foppe di Scai - Alpe Gana

Unmittelbar östlich von diesem Profil ist der grosse Granitstock von Foppe di Scai - Alpe Gana aufgeschlossen, der den südöstlichen Zipfel

des nach Osten abtauchenden Gotthardmassivs bildet.

Dieser Ost-West ausgezogene Granitstock besteht aus zwei Gesteinsarten. In den Zap di Gana ist das zentralere Gebiet des Stockes aufgeschlossen: es besteht aus einem leukokraten granodioritischen Biotitgranitgneis, der an der Peripherie eine strenge Anordnung des Biotites aufweist, und im Kern praktisch zu einem Biotitgranodiörnit übergeht.

Im Bereich von den Foppe di Scai bis zu den Foppe di Pertusio ist dagegen die andere Granitart aufgeschlossen, die aus einem vorwiegend massigen Granitporphyr besteht. Er bildet eigentlich das Dach des Biotitgranitgneises und zieht noch mit einer langen schmalen Apophyse längs dem Südrand des Biotitgneises selbst gegen Osten hin.

Der Granitporphyr, der oft als Medelserprotogin bezeichnet wird, zeigt eine ausgesprochene porphyrische Struktur mit grossen Feldspateinsprenglingen, die nur selten eine leichte Orientierung aufweisen. Die Ränder zwischen den zwei Granitarten sind, soweit aufgeschlossen, ziemlich scharf; nur oberhalb der Foppe di Pertusio kann man eine gewisse Verfingerung feststellen. Im Biotitgneis konnten keine Gänge festgestellt werden; im Granitporphyr, besonders in den oberen Foppe di Scai, kann man dagegen ganze Aplitschwärme und vereinzelte Lamprophyre beobachten.

Der Granitstock von Selva Secca

Es ist zweckmässig, wenn man anschliessend den Granitstock von Selva Secca kurz beschreibt, da er starke Analogien mit den vorangehenden Gesteinen aufweist und eine wichtige Stellung in der Interpretation der Piora-Mulde einnimmt.

Dieser Granitstock von Selva Secca tritt als ovaler Dom aus der triadischen Umhüllung zu Tage und wird ähnlich wie das vorangehende Vorkommen aus Biotitgranitgneis und Granitporphyr aufgebaut.

Der Biotitgranitgneis, der die Hauptmasse des Vorkommens bildet, zeigt eine grosse Aehnlichkeit mit dem entsprechenden von Alpe Gana, indem der Kern eher massig ist, um gegen den Rand zu immer stärker, jedoch unregelmässig vergneist und verschiefert wird. Im Granitgneis treten grössere Feldspäte hervor, die dem Gestein eine heterogenkörnige Struktur verleihen.

Der Granitporphyr bildet nur den Südrand des aufgeschlossenen Vorkommens. Mit seiner porphyrischen Struktur gleicht er wieder dem Medelserprotogin.

In den letzten 10 m, am äusseren Rand, geht die eher massige Textur verloren und die Intensität der Verschieferung nimmt radial zu: die sonst idiomorphen Feldspateinsprenglinge werden zu Augen und Striemen ausgezogen. Besonders gegen das Westende, bei Rondadoira, wird der vergneiste Granitporphyr eher knotig-augig und fein kristallin.

Die litologischen und geologischen Analogien zwischen den zwei granitoiden Stöcken sind offensichtlich: Sie müssen auch genetisch mit dem Cristallinagranodiorit und dem Medelsergranit zusammenhängen. Da in der Lucomagno-Decke keine äquivalenten Gesteine auftreten, kann als gesichert betrachtet werden, dass der Granitstock von Selva Secca zum Gotthardmassiv gehört. Wie die tiefere Verbindung sein kann, wird in einem späteren Abschnitt diskutiert.

Wenn man nun das Profil studiert, das man von Alpe di Croce über Toppe di Scai und vom Pizzo dell'Uomo bis zum Passo dell'Uomo aufnehmen kann, hat man sukzessive (von Norden gegen Süden):

a) Die Zone der Streifengneise

Im Gebiet von Alpe Croce trifft man den normalen leukokraten Streifengneis an, der Feldspataugen und -striemen aufweist. Im unteren Talhang, wo der Gneis in direkten Kontakt mit dem Granitporphyr von Foppe di Scai kommt, wird er mechanisch stärker geschiefert und in den letzten 30 cm ist er in Scherben aufgelöst. Auch der Granitporphyr erscheint randlich stark mechanisch verschiefert mit, in Augen ausgewalzten Einsprenglingen: doch innerhalb weniger Meter wird der porphyrische Granit total massig.

b) Die Zone der quarzitischen Zweiglimmergneise

Im Gebiet der Foppe di Scai steht diese Gesteinsserie mit dem Granitporphyr in direktem Kontakt.

Sie besteht aus einer Wechsellagerung von Quarzitgneisen, Quarziten und Zweiglimmergneisen, die im südlichen Teil wieder Granat und Hornblende führen und die typischen Hornblendegarben zeigen. Lagenweise kann die Hornblende monomineralisch das Gestein bilden.

Konkordant in den quarzitischen Zweiglimmergneisen sind zwei Aplitgänge (der grössere ist 2 m mächtig) eingeschlossen, welche die leichte Wellung der umgebenden Schichten mitmachen und zum Teil in Budins aufgelöst sind.

Die Serie wird, von unter her, vom Granitporphyr treppenartig diskordant geschnitten, so dass die einzelnen Schichten schräg in das magmatische Gestein hineinziehen. Am zugänglichen Kontakt sind die quarzischen Zweiglimmergneise kaum ungewandelt: Ein Zweiglimmergneis führt Quarzknötchen; ein Muskowitquarzit ist vielleicht ein wenig gröber in der Körnigkeit, sonst sieht er normal aus.

c) Die Zone der Psammit- und Konglomerat-Knauer-Gneise

Die Ostwand oberhalb der Foppe di Scai wird durch die nach Norden einfallenden Schichten dieser Serie gebildet, welche gleichzeitig das Hangende des Granitporphyrs darstellen. Ihre Beschaffenheit weicht hier vom üblichen Bild etwas ab, indem feinkörnige Biotitgneise vorherrschend werden. Beachtenswert ist noch, dass zwischen ihnen und den im Norden gelegenen Granat-Hornblendeschiefen eine grosse Linse eingeschaltet ist, die aus einem Hornblende-Biotitgneis (mit tonalitischem Aussehen) besteht.

Gegen den Granit zu werden auch die feinkörnigen Biotitgneise hornblendeführend und, ganz nahe am Kontakt, zeigen sie noch Feldspat-Augen.

An zwei benachbarten Stellen in den oberen Foppe di Scai kann man die Heterogenität der Kontaktverhältnisse schön studieren. An der einen Stelle sind die angrenzenden Biotitgneise innerhalb einer Zone von ca. 0,5 m plastisch stark verfaltet; die Grenzfläche selbst, die durch ein cm-breites Quarzband gekennzeichnet ist, macht das verfaltene Motiv mit. Der angrenzende grobkörnige Granitporphyr bleibt dagegen vollkommen richtungslos. Wenige Meter entfernt sieht der Kontakt ganz anders aus: Die Schichten des hier muskowitführenden Biotitgneises ziehen gewellt und gefaltet in den Granitporphyr hinein: in den letzten dm zeigen sie eine Sprossung von Feldspatknoten und -augen und dann, nach einer schmalen (wenige dm) nebulitischen Uebergangszone, die biotitreicher ist, fängt der normale, massige Granitporphyr an. Man hat sowohl eine thermische, wie stoffliche Kontaktwirkung, doch ist sie räumlich stark beschränkt.

Im Bereich des Pizzo dell'Uomo, nachdem die Granite westlich untertaucht sind, nimmt die Serie wieder den normalen Habitus an. In der Gipfelregion sind in den psammitischen Zweiglimmergneisen Zonen eingelagert, die Feldspatknuern aufweisen.

In der Wand vom Pizzo dell'Uomo bis zum gleichnamigen Pass kann wieder ein kontinuierliches Profil (Figur 5) aufgenommen werden. Topographisch von oben nach unten hat man:

Zuerst sind mesokrate Zweiglimmergneise (1) vorwiegend, die durch hellere Bänke unterbrochen sind: man kann hier die psammitische Struktur gut erkennen. Gleichfalls konkordant sind Bänke von einem dunklen feinkörnigen Amphibolit eingelagert. Nach unten werden die Gneise immer biotitreicher und führen Lagen von Biotitschiefern (2). Nach Granat-Hornblende-Biotitschiefern folgt eine Serie von Psammitgneisen (3) mit Einlagerungen von Chloritgneisen und Chloritschiefern. All diese Gesteine zeigen Querbiotite.

In (4) schalten sich wieder Granat-Hornblende-Schiefer ein, mit schön idiomorphem Granat und grossen unvollständigen Hornblendegarben. Nach unten gehen sie in Granat-Biotitgneis über.

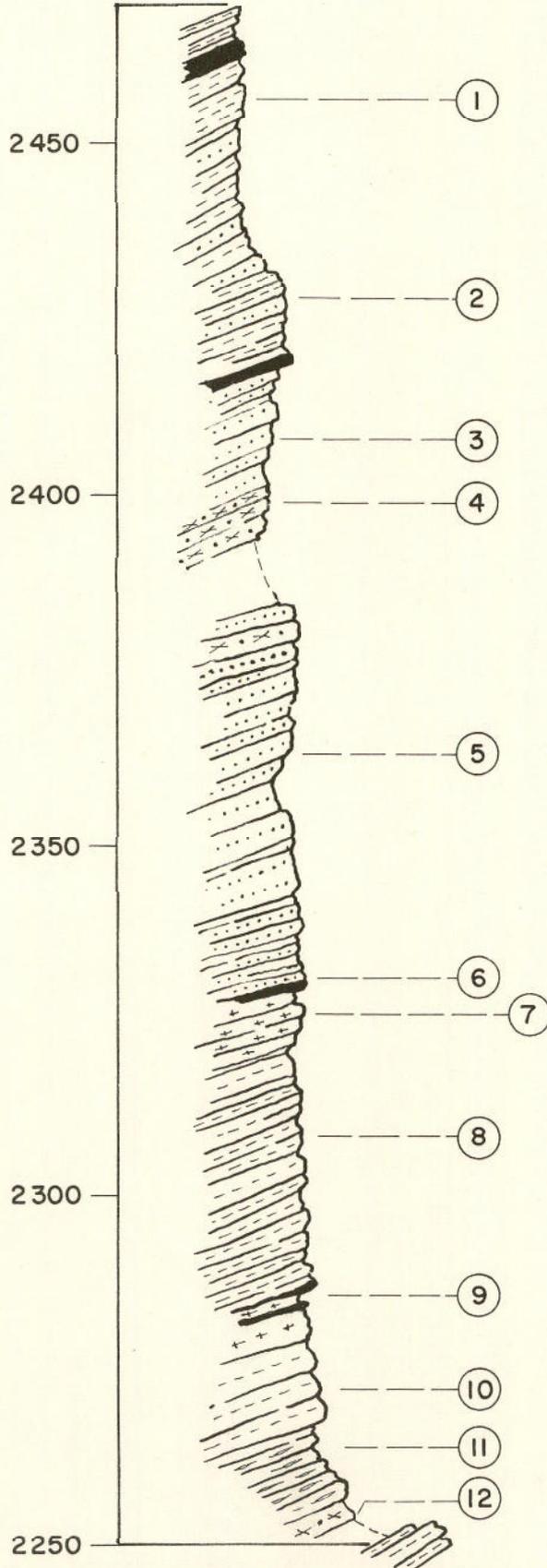
Für eine Mächtigkeit von etwa 60 m sind feinkörnige, meist granatführende Sericitquarzitgneise (5) und -schiefer vorherrschend, die stellenweise in normale Zweiglimmergneise übergehen können. Eher selten sind die Einschaltungen von Granat-Hornblende-Schiefern. Auch diese Gesteine haben Querbiotite.

Nach einer linsigen Einlagerung von Amphibolschiefer (6), folgt eine Gesteinsvergesellschaftung, die in den anderen Profilen nicht auftritt. Man hat zuerst einen nur leicht geschieferten Hornblende-Biotit-Gneis (7), der einen fast tonalitischen Habitus zeigt. Dann eine Bankfolge aus einem ganz feinkörnigen, fast massigen Zweiglimmeraplitgneis (8), der im unteren Teil gebändert wird. Nach unten wiederholt sich die gleiche Folge: Zuerst zwei linsige Horizonte von dunklem Chloritamphibolit mit Querbiotiten (und wahrscheinlich Angit); dann eine mächtigere Zone von Hornblende-Biotitgneis (9), der im zentralen Teil fast massig wird; und zum Schluss noch einmal der aplitische Zweiglimmergneis (10), der nach unten reich an Quarzstriemen wird (11).

Die letzten Aufschlüsse im Talboden bestehen aus Amphibolschiefern (12), welche, mit ihrer deutlichen chenopoditischen Textur, wieder in die Normalität der Zone fallen.

Profil durch das südliche Gotthardmassiv westlich des Pizzo dell' Uomo ~ 1:1000

aufgenommen von E. Dal Vesco



2. DAS ALTKRISTALLIN AM NORDRAND DER LUCOMAGNO-DECKE

Durch die zum Hang isoklinale Lagerung der Gesteine bedingt, ist es praktisch unmöglich, ein kontinuierliches Profil wie im Gotthardmassiv aufzunehmen. Andererseits zeigt sich der Aufbau der Stirnzone der Lucomagno-Decke derart einfach, dass man auf ein detailliertes Profil in den verschiedenen Lagen verzichten kann.

I. Im Profil Bòc di Stabiello - östlicher Lago Ritom

Südlich des östlichen Lago Ritom hat man eine monotone Serie von nach Norden einfallenden Platten, die fast ausschliesslich aus biotitführenden leukokraten Muskowitquarzitgneisen bestehen, die oft eine psammitische Struktur deutlich erkennen lassen. Stellenweise führt das Gestein kleine rosarote Granate, die nur ganz ausnahmsweise zu grossen idiomorphen Porphyroblasten anwachsen können. Das Auftreten des Granates lässt keine schichtmässige Einordnung erkennen.

Im südlichen Teil sind dünne konkordante Lagen differenzierbar, in welchen die Muskowitquarzitgneise biotitreicher werden und in Glimmerschiefer übergehen.

Zu erwähnen sind noch konglomeratische Einlagerungen im Bereich der Carà di Bos: es handelt sich um Konglomeratgneise, die Quarzitgerölle bis Quarzknuern führen. Sie bilden jedoch keine durchgehende Schicht, sondern nur nesterartige Anreicherungen im Muskowitquarzitgneis.

Am nördlichsten Rand treten dann einige konkordante Amphibolitzüge auf, die gegen Westen scharenweise angehäuft sind und die Frontalzone charakterisieren. Der südlichere Zug besteht aus einem echten feinkörnigen Biotitamphibolit, der seitlich in ein Hornblende-Plagioklas-Schiefer mit deutlicher chenopoditische Textur übergeht. In den zwei nördlicheren Zügen hat man nur einen chenopoditischen Hornblendeschiefer.

Am unmittelbaren Nordrand der Decke scheinen die biotitführenden Muskowitquarzitgneise noch quarzitischer zu werden.

II. Im Profil Pro do Roduc - Calorescio

In diesem Profil bleibt die litologische Folge ganz ähnlich, nur dass die Amphibolitzüge häufiger werden.

III. Im Profil Pizzo Sole - Passo Sole (Figur 6)

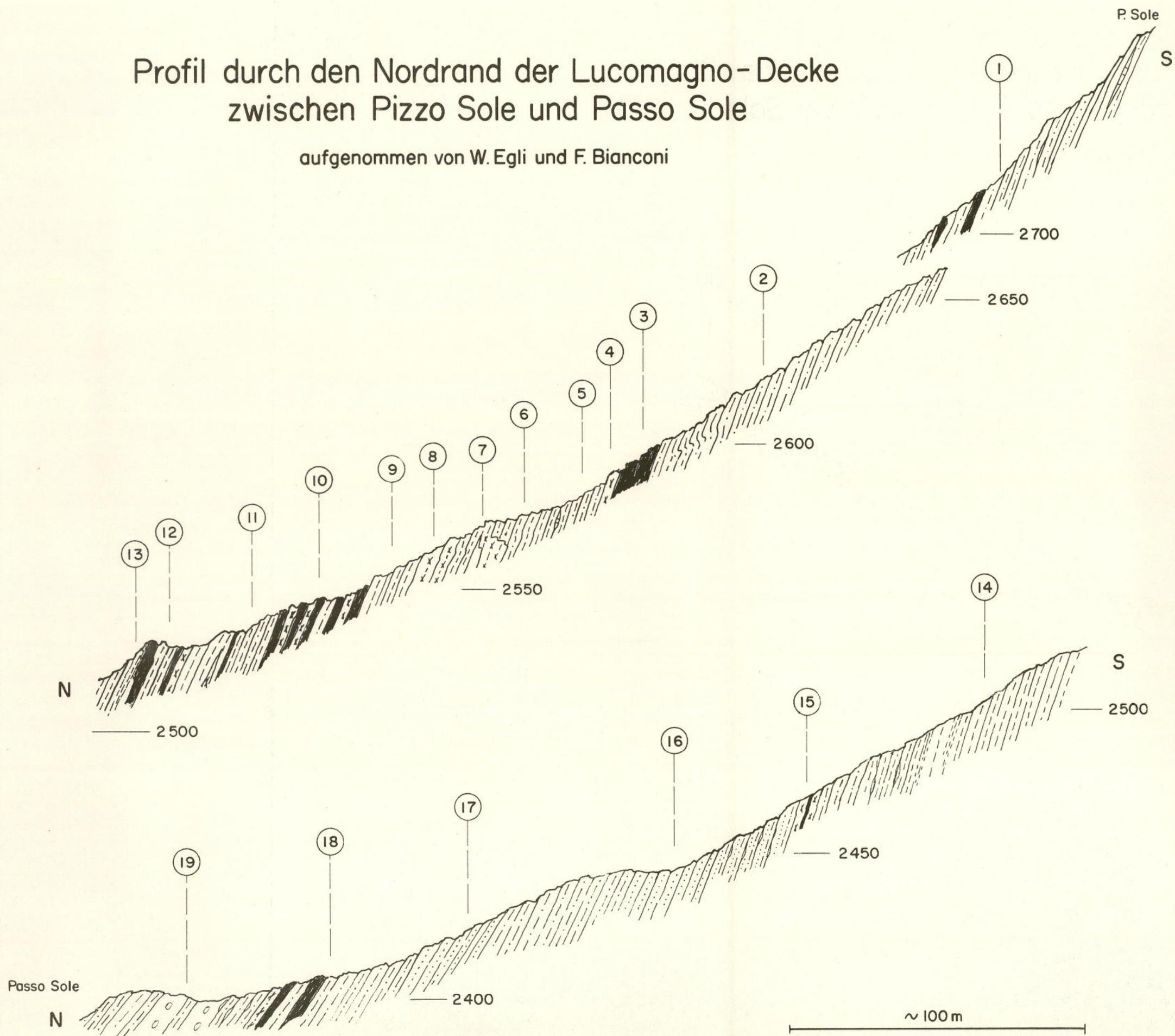
In diesem Profil kann man eine grössere Mannigfaltigkeit der Gesteine erkennen und wenn man von Süden nach Norden, der stratigraphischen Reihe gemäss, vorgeht, kann man folgende Beobachtungen machen:

Der oberste Teil des Pizzo Sole besteht aus gut gebankten, etwas quarzitischen Muskowitgneisen (1), die im topographisch unteren Teil zu mesokraten Quarzflaserführenden Zweiglimmergneisen (2) übergehen. In ihnen sind zwei Biotitamphibolitzüge eingelagert. Sie häufen sich weiter nördlich so an, dass man das Profil am besten nur in Stichworten beschreibt:

- (3) Schieferiger Biotitamphibolit, mit Granat-Biotitgneis-Bändern parallel durchzogen,
- (4) dünner Biotit-Hornblende-Gneis,
- (5) mässig gebankter Granat-Zweiglimmergneis,
- (6) granatführende bis granatfreie Zweiglimmergneise, die stellenweise Karbonatschnüre führen. Im mittleren Teil schneidet ein Biotitamphibolit (7) leicht diskordant das Nebengestein.
- (8) Mittelkörniger, gut gebankter, verschieferter Biotitamphibolit,
- (9) helle, gebankte Zweiglimmergneise,
- (10) mächtigere Amphibolitzüge mit Zwischenlagen von granatführenden Hornblende-Biotitschiefern und -gneisen,
- (11) graue, zum Teil granathaltige Biotitgneise mit dünnen Einlagerungen von Biotitamphibolit- und Amphibolschiefer. Die letzteren zeigen eine schöne Garbentextur.
- (12) Biotitgneis mit Hornblende-Biotitgneis, welcher eine Tendenz zur Garbenbildung aufweist. Dazwischen feinkörniger Biotitamphibolit.
- (13) Helle Zweiglimmergneise wechsellagern mit dunklen Biotitgneisen und Biotitschiefern: darin wieder eine linsige Bank von Biotitamphibolit.
- (14) Die hellen Zweiglimmergneise zeigen eine Anhäufung von Biotitschieferlagen im mittleren Teil.
- (15) Vormacht von granatführendem Zweiglimmerquarzitgneis, der lagenweise reichlich Quarzfasern hat. Im zentraleren Teil treten wieder (neben einem 2 m mächtigen Biotitamphibolit) Granat-Hornblende-Schiefer auf, die deutliche Hornblendegarben enthalten.
- (16) Die grobgebankten Zweiglimmerquarzitgneise werden lagenweise noch quarzitischer und zeigen einen unregelmässigen Gehalt an Granat.
- (17) Hier sind noch richtige Muskowitquarzite eingeschaltet.
- (18) Die stellenweise turmalinführenden Granat-Zweiglimmerschiefer werden hornblendehaltig, sobald sie in Kontakt mit den eingelagerten feinkörnigen Amphibolitzügen kommen und zeigen dann eine schöne Garbentextur, wie die Gesteine der Tremolaserie.

Profil durch den Nordrand der Lucomagno-Decke zwischen Pizzo Sole und Passo Sole

aufgenommen von W. Egli und F. Bianconi



- (19) Im letzten Abschnitt haben die Granat-Zweiglimmerschiefer und -gneise ein heterogeneres Korn und Quarzknollen: sie zeigen somit den Habitus eines Knauergneises.

IV. Im Profil vom Passo Predelp bis Laraset

Trotzdem das Profil ganz ähnliche Charakterzüge aufweist, kann man folgende zusätzliche Beobachtungen machen:

Im südlichen Abschnitt, das heisst auf der östlichen Fortsetzung der granatführenden Zweiglimmergneise des Pizzo Sole, ist ein neuer Horizont eingeschaltet, in dem die Zweiglimmergneise ganz feinkörnig, sehr glimmerarm und somit aplitisch werden.

Im nördlichsten Abschnitt, also unterhalb der amphibolitreichen Zone, treten innerhalb der Zweiglimmergneise Lagen auf, die reichlich Quarz- und Quarzfeldspatfasern aufweisen, die dem Gestein ein striemiges bis streifiges Aussehen verleihen.

3. DIE TRIADISCHEN SEDIMENTE DER PIORAMULDE

Die triadischen metamorphen Sedimente der Pioramulde zeigen die Dreiteilung, die für das Gebiet des südlichen Gotthardmassivs und der penninischen Decken allgemeine Gültigkeit hat. Man unterscheidet die quarzitisches Basis, die zur unteren Trias gerechnet wird; die karbonatische, vorwiegend aus Dolomit und Rauhwacke aufgebaute mittlere Zone zur mittleren Trias; und die obere Serie, die aus einer Wechsellagerung von tonigen und mergeligen Sedimenten hervorgegangen ist, zur oberen Trias (in der Literatur als Quartenschiefer bezeichnet; hier oft als Frodaleraserie benannt). Damit die Uebersicht nicht verlorenght, wollen wir diese Einteilung auch in der Beschreibung beibehalten.

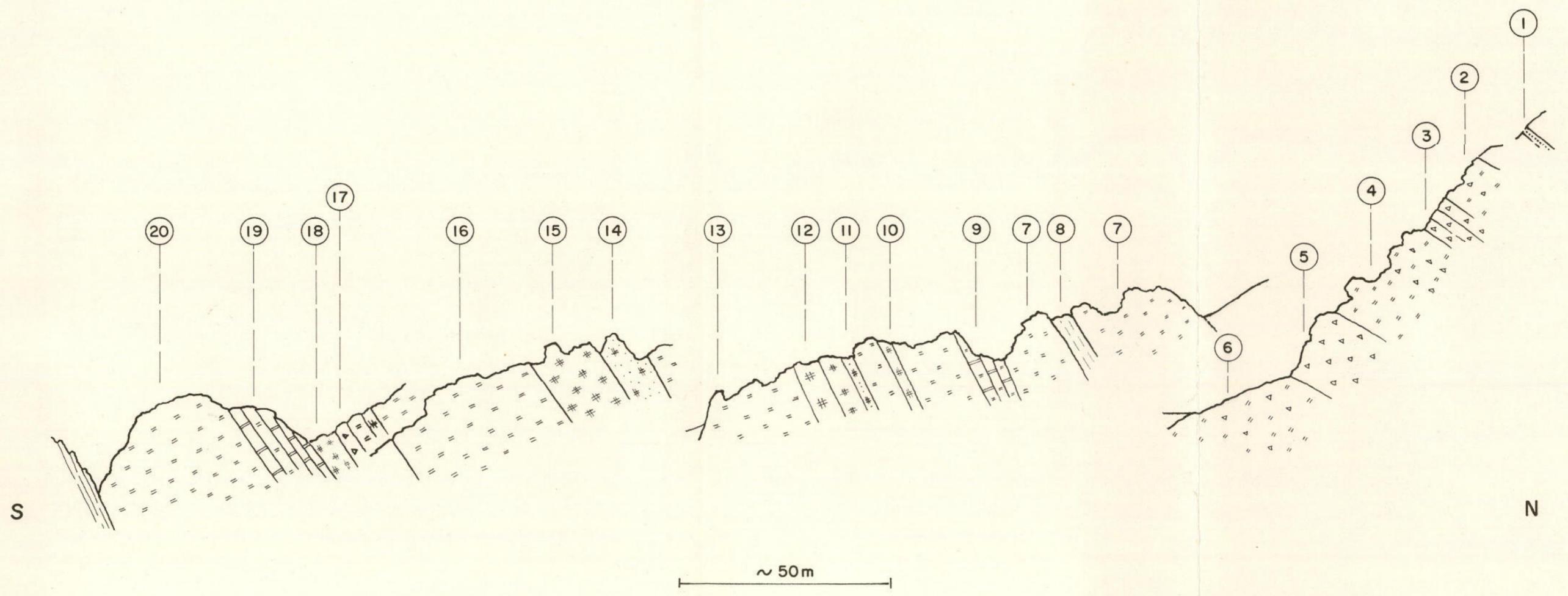
3.1. DIE TRIAS AM SUEDRAND DES GOTTHARDMASSIVS

I. Im Profil Lago Oscuro - östlicher Lago Ritom beim Lago Tom (Figur 7)

a) Der Südrand des Gotthardmassivs

Im Bereich des Lago Tom bestehen die südlichsten Aufschlüsse vorwiegend aus den Granat-Hornblende-Schiefen der Tremolaserie. Man beobachtet einen häufigen Wechsel von Lagen mit deutlicher Garbentextur und Lagen mit einer mehr chenopoditischen Anordnung der Hornblende. In einzelnen Horizonten kann die Hornblende monomineralisch das Gestein bilden.

Profil durch die untere und mittlere Trias des Gotthardmassivs östlich vom Lago Tom
aufgenommen von F. Bianconi



b) Die untere Trias

Die kristallinen Schiefer des Gotthardmassivs werden von einer dünnen Quarzitbank (1) überlagert (respektive in der jetzigen Lagerung unterlagert), die nur an ganz wenigen Stellen aufgeschlossen ist. Im Sattel zwischen Ovi della Gallina und Coita Garioni sind es dünne Bänke von einem mittelkörnigen Serizitquarzit, die eine scharfe Grenze der jüngeren Rauhacke gegenüber zeigen. Unterhalb Fontana del Bo ist sie gleichfalls schlecht aufgeschlossen und besteht wiederum aus Serizitquarzit (im Bruch weiss, jedoch rostig anwitternd). Das Gefüge ist nun grobkörnig, zum Teil stark geschiefert.

c) Die mittlere Trias

Die ersten aufgeschlossenen Schichten bestehen aus gelbgrau anwitternder, leicht geschieferter Rauhacke (2), die Glimmer und Talk in Nestern führt. Im Profil ist der untere Kontakt nicht aufgeschlossen, doch sollte das Gestein vom Quarzit weg den gleichen Charakter zeigen, wie dies in den Ovi della Gallina sichtbar ist. In der Rauhacke selbst beobachtet man verschiedene Horizonte (3), die eine brekziöse Struktur aufweisen, worin die kantigen Komponenten aus einem feinkörnigen kompakten gelben Dolomit bestehen. In (4) wird der Dolomit für eine grössere Mächtigkeit wieder rauhackig und die eingeschlossenen brekziösen Horizonte sind relativ selten und dünn.

Nach einem brekziösen Horizont (5), der trotz dem Fehlen von Talk ähnlich wie (3) aussieht, folgt eine hellgelbe, feinkörnige, kompakte, muskowitzführende Rauhacke (6), die wieder lokal brekziösen Charakter annimmt (die Komponenten bestehen diesmal aus weissem Dolomit).

Es folgt ein mächtigerer Komplex aus einer hellgrauen glimmerarmen Rauhacke (7). Im mittleren Teil liegt eine stärker geschieferte Schicht (8), die Kalzitlamellen parallel zur Schieferung führt; im oberen Teil, ein Horizont, der mehr den Charakter eines gebankten Dolomites (9) zeigt, und ein Horizont (10), der unregelmässig eine Zellenstruktur aufweist.

Die nächste Schicht zeigt eine ausgesprochene zuckerkörnige Struktur (11) und wieder eine Tendenz zellig zu werden, die dann oben viel deutlicher wird, um einen richtigen Zellendolomit (12) zu bilden. Die Grösse der Zellen ändert von 1-2 cm an der Basis zu 5-10 cm im Dach.

Nach einer normalen, etwas geschieferten Rauhacke (13) zeigen sich wieder Anklänge zu einer Zellenstruktur: Es folgt ein zuckerkörniger Dolo-

mit (14) und dann ein ausgesprochen zelliger Dolomit (15).

Wiederum tritt eine mächtigere, leicht geschieferte, hellgelbe normale Rauhwacke (16) auf, die im oberen Teil leicht zellig wird. In (17) ist die Rauhwacke brekziös mit 3-4 cm grossen Komponenten aus weissem Dolomit. Es folgt dann eine Wechsellagerung von gebanktem Dolomit: Zuerst sind die Schichten leicht zellig (18), dann werden sie leicht kavernös (19) und führen bis 2 mm grosse Quarzkörner; im oberen Teil sind wieder zellige Zwischenlagen eingeschaltet.

Der letzte Teil besteht aus einer bankungslosen glimmerführenden Rauhwacke (20).

d) Die obere Trias (Figur 8)

Wenn man im Tälchen zwischen Lago Tom und Lago Ritom, also von Norden nach Süden vorgeht, hat man wieder die normale stratigraphische Reihenfolge.

Ohne dass der Kontakt zwischen den Rauhwacken und den zu beschreibenden Gesteinen deutlich aufgeschlossen wäre, hat man in der unmittelbaren Nähe eine Serie von phyllitischen Hornblende-Zweiglimmer-Schiefern (1) mit einer hellgrauen seidenglänzenden Farbe.

Es folgt ein 3 m mächtiges Schichtpaket (2), das trotz der ähnlichen mineralogischen Zusammensetzung eine deutliche graue Färbung zeigt, was eher für die Bündnerschiefer typisch wäre. Doch sind keine Anzeichen für eine tektonische Verschuppung zu erkennen, so dass man annehmen muss, dass auch in der oberen Trias solch graue Schichten eingeschaltet sein können.

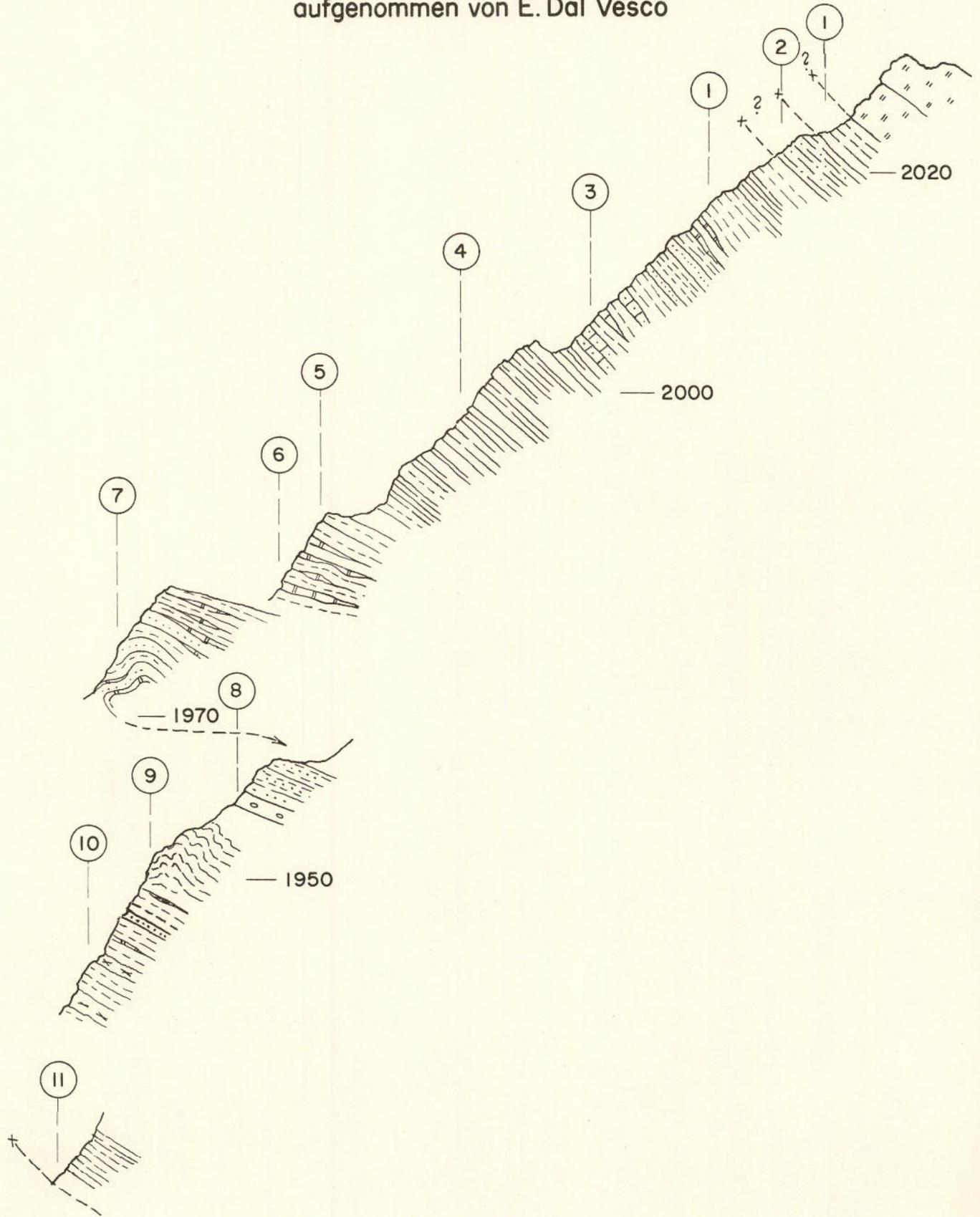
Gegen oben kehren wieder die hellgrauen phyllitischen Hornblende-Zweiglimmerschiefer zurück: zuerst schalten sich Quarzit- und Dolomitbänke (3) ein, dann mehrere sandige Kalkmarmore, die oft rostig anwittern. Zu oberst hat man eine feine Wechsellagerung von Schiefern und Karbonat.

Nach einer mächtigeren, mehr uniformen Zone von phyllitischem Chlorit und hornblendeführenden Zweiglimmerschiefern (4) folgt eine Wechsellagerung von Serizitschiefern und Zweiglimmergneisen (5). Die hornblendehaltigen Gesteine zeigen eine chenopoditische Textur und die Serizitschiefer oft Querbiotite.

Dann wird die Schichtfolge wieder heterogen, indem die jetzt disthenhaltigen Hornblendeschiefer (6) häufig Dolomitschmitzen führen.

Profil durch die obere Trias am Gotthardmassiv zwischen Lago Tom und Lago Ritom

aufgenommen von E. Dal Vesco



In (7) werden die Zweiglimmergneise immer quarzitischer bis sie fast Quarzite werden. Konkordante Dolomiteinschaltungen sind immer noch vorhanden, trotzdem sie mengenmässig abnehmen. Diese Serie wird von einer quarzitischen Bank (8) überlagert, die ausnahmsweise eine deutliche konglomeratische Struktur aufweist.

Die nächste verfältelte Serie besteht aus grauschwarzen Phylliten (9), die aber immer noch eine feine Lamellierung von Dolomit zeigen. Auch hier, wie schon in (2), wäre die grauschwarze Farbe für die Bündnerschiefer typisch, doch zeigen die Dolomiteinschaltungen, dass man immer noch in der Frodaleraserie liegt.

Ohne tektonische Diskontinuität, folgt eine Serie von Hornblende-Zweiglimmerschiefern (10) mit deutlicher chenopoditischer Textur, und Glimmerschiefern mit häufigen Querbiotiten. Im unteren Teil sind monomineralische Biotitlagen und eine Bank von weissem Quarzit eingeschaltet.

Der untere Abschluss besteht aus einer mehr homogenen Glimmerschieferserie (11), die immer die hellgraue seidengänzende Schieferungsfläche zeigt. Dann folgt eine tektonische Störung, welche die Grenze zu den Bündnerschiefern darstellt.

In den anderen Profilen ist die Trias nur unvollständig aufgeschlossen und wird in einem späteren Abschnitt besprochen.

3.2 DIE TRIAS AM NORDRAND DER LUCOMAGNO-DECKE

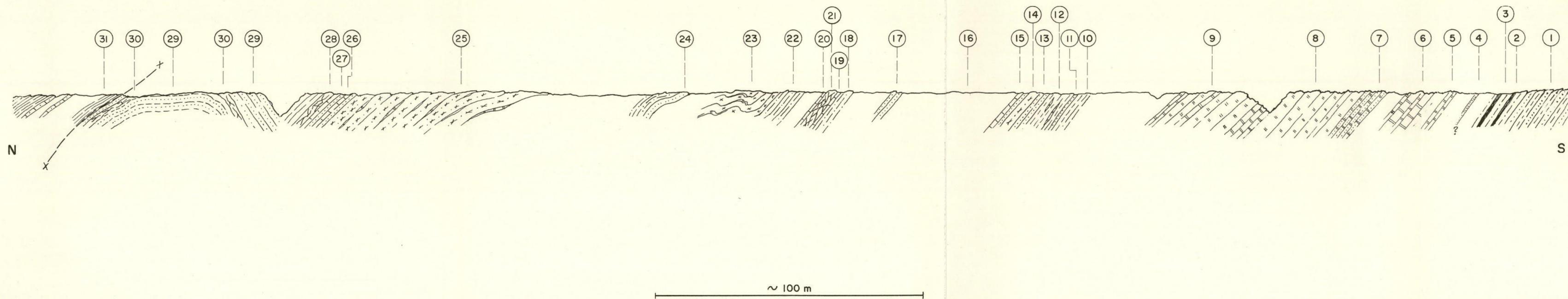
I. Im Profil östlicher Lago Ritom - Lago Oscuro (Figur 9)

a) Der Nordrand der Lucomagno-Decke

(1) Der Nordrand der Lucomagno-Teildecke besteht vorwiegend aus quarzitischen biotitführenden Muskowitgneisen, welche oft einen deutlichen psammitischen Charakter zeigen. Die ganz hellen Varietäten führen häufig Quarzknuern, die sowohl aus Quarzitgeröllen, wie aus Quarzadern entstanden sein können. Die Schieferigkeit schwankt mit dem Quarzgehalt bzw. mit dem Glimmergehalt, doch zeigen sie meistens eine Absonderung nach dm-Platten bis 1 m-Bänken.

(2) Gegen den Rand zu sind zwei konkordante Amphibolitzüge eingeschaltet, die sich dann weiter nach Osten mit anderen gesellen. Meistens sind es grobkörnige, leicht garbige Hornblendeschiefer mit wenig Plagioklas. Zwischen den Amphibolitzügen führt der helle Zweiglimmergneis noch Granat (3).

Profil durch die Trias des Nordrandes der Lucomagno-Decke am östlichen Ufer des Lago Ritom
aufgenommen von E. Dal Vesco



b) Die untere Trias

(4) Der Kontakt zwischen der Unterlage und den mesozoischen Sedimenten ist nur stellenweise und selten direkt beobachtbar. Beim Lago Calorescio ist folgendes Profil aufgeschlossen: An der Basis ist eine 1 m mächtige Quarzitbank von deutlicher sandiger Struktur. Darüber folgt eine wenige Meter mächtige Serie von dünnen Platten eines reinen dichten Quarzites, die oben mit einer wahrscheinlich tektonischen Grenze abschliesst.

c) Die mittlere Trias

(5) Die ersten aufgeschlossenen Dolomite sind deutlich muskowitzführend und dünn geschichtet. Gegen oben werden sie (6) grobbankiger und nehmen langsam einen Rauhwarkecharakter an. In (7) ist der Dolomit weiss, serizitführend und wird leicht zuckerkörnig, um dann wieder den vorangehenden Charakter einer Rauhwarke anzunehmen (8). Meistens ist er undeutlich und grob gebankt, doch können stellenweise deutlich dünn geschichtete, mehr dolomitische Schichten (9) eingeschaltet sein, die in den anderen Profilen besser erkannt werden können.

d) Die obere Trias

Nach einer Lücke von 70 m, in der keine Aufschlüsse mehr vorhanden sind, ist man in der oberen Trias, die durch Glimmerschiefer gekennzeichnet ist. Die ersten Aufschlüsse im Profil, welche schon von der unteren Grenze ziemlich entfernt liegen, bestehen aus einer Wechsellagerung von hellen chenopodischen Glimmerschiefern (10), hellen Dolomitlagen (12) und Quarzitlagen (11). Als Kennzeichen dieser Glimmerschiefer kann der Quermuskowit gelten.

Es folgt eine mehr quarzitisches Serie (13), worin, und zwar im oberen Teil, einige Bänke von Granat-Hornblende-Schiefern (14) eingeschaltet sind, die ein chloritisches Grundgewebe besitzen. Der Abschluss wird von einem Horizont (15) von graublauem Marmor (mit Echinodermen?) gebildet.

Das Profil ist dann auf einer längeren Strecke nicht mehr aufgeschlossen, doch müssen hier Granat-Biotit-Schiefer mit Tremola-Struktur (16) vorwiegend sein.

Das erste wieder aufgeschlossene Gestein ist ein grün-schwarzer Quarzit (17), der weiss und glimmerhaltig nach oben abschliesst.

Granat-Biotit-Schiefer (18) wechsellagern dann mit Granat-Hornblende-Schiefern, welche eine deutliche chenopoditische Textur zeigen: Nach oben werden sie quarzitischer. (19) und (20) sind zwei karbonatische, feingeschieferete Bänke, die eisenschüssig rot anwittern. Sie schliessen eine Quarzitbank (21) ein, welche einen besonderen Charakter aufweist: sie scheint brekziösen Habitus zu haben mit grau-grünlichen quarzitischen Komponenten und einer weissen, gleichfalls quarzitischen Füllmasse, die aderartig anmutet (Quarzitvenit).

Die nächste Serie (22) besteht vorwiegend aus Granat-Staurolith-Serizit-Schiefern, in welchen der Staurolithgehalt stark variieren kann.

Im oberen Teil (23) führen die ähnlichen Schiefer, immer mit einer deutlichen Tremolertextur, Dolomit in Linsen und Lagen, die hellbraun bis braunrosig anwittern. In den mittleren Horizonten sind noch weisse, gewellte Serizitquarzite (24) eingeschaltet, die aber immer noch Hornblende-Serizit-Lagen führen. Nach oben hat man die Schiefer (25), welche einen ähnlichen Charakter wie an der Basis (23) aufweisen.

Dann folgt eine Wechsellagerung von groben Bänken und Marmor (26) und Quarzit (27), welche nach Dolomitschmitzen eingelagert haben.

Nördlich tritt wiederum eine venitische Quarzitbank (28) auf, die wie (21) aussieht. Der Abschluss der oberen Trias wird durch eine quarzitisches und gebankte Serie (29) gebildet, die auch zwei venitische Quarziteinlagerungen (30) aufweist. Nach einer antiklinalen Falte, wohl durch eine tektonische Störung getrennt, folgen die mausgrauen Bündnerschiefern (31).

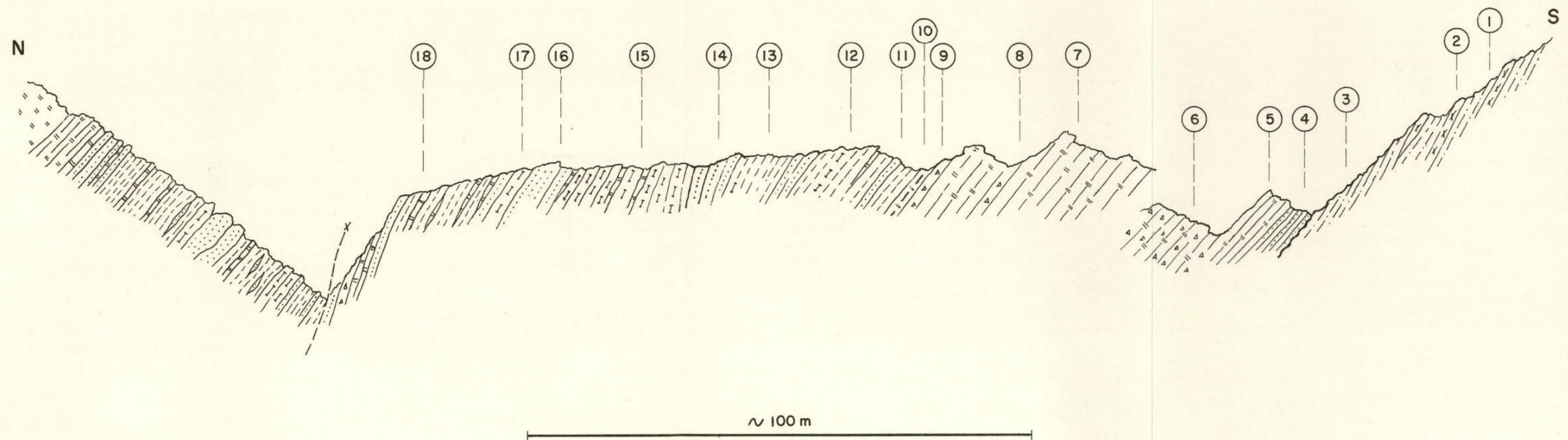
Leicht östlich vom Profil findet man zwischen der beschriebenen Serie der oberen Trias und den mausgrauen Phylliten eine Bank, die praktisch nur aus Staurolith besteht. Nach Krige sollte diese Trennschicht eine weitere Verbreitung haben.

II. Im Profil Calorescio - Lago della Miniera (Figur 10)

a) Der Nordrand der Lucomagno-Decke

Der Rand besteht aus eher biotitreichen Granatglimmergneisen (1), mit einer stark geschieferten Textur. Die Hornblendegesteine (2), welche als Züge oder Linsen eingeschaltet sind, zeigen immer einen Habitus, der zwischen den garbigen Hornblendeschiefern vom Tremolatyp und Amphibolit liegt. Am nächsten Rand nimmt der Biotitgehalt der Gneise ab und das Gestein geht zu einem Granatmuskowitschiefer über (3).

Profil durch die Trias am Nordrand der Lucomagno-Decke bei Calorescio
aufgenommen von W. Egli



b) Die untere Trias

Zwischen der schieferigen Unterlage und den mesozoischen Sedimentgesteinen schaltet sich ein 5 m mächtiger Quarzit (4) ein, der deutlich Spuren einer tektonischen Beanspruchung zeigt.

c) Die mittlere Trias

Es folgt konkordant eine Dolomitlage (5), die stark verschiefert, gelblich und muskowitzführend ist. Gegen oben nimmt die Schieferung ab und die Struktur wird langsam rauhwackig: die Glimmerschüppchen sammeln sich dann in Schnüren und Nestern an.

Nach einer Bank von etwas kompakterem gelbem Dolomit (6) tritt die mächtige Rauhwacke auf (7), welche eine kavernöse Struktur aufweist. Die Schieferung nimmt deutlich ab und die Glimmer bilden Nester und Schnüre. Stellenweise unten, jedoch häufiger im oberen Teil, sind Horizonte eingeschaltet, in der die Rauhwacke, wohl durch mechanische Beanspruchung, stark geschiefert und brekziös wird (8). Auch der abschliessende Horizont besteht aus einer brekziösen Rauhwacke (9), die Bruchstücke von Gesteinen aus der Frodalera- oder Tremolaserie und eine Kittmasse aus Rauhwacke aufweist.

d) Die obere Trias

Die Serie fängt mit karbonathaltigen quarzitischen Muskowitschiefern an (10), die in einen hellen Zweiglimmerschiefer übergehen. Nach einem rötlichen karbonathaltigen Quarzit (11) hat man wieder eine Wechselserie von Muskowitquarzitschiefern (12) mit Einschaltungen von Karbonatbänken. Die Biotite liegen hier quer zur allgemeinen Schieferung und in Lagen tritt noch Disthen als Nebengemengteil auf. Es folgen wieder Zweiglimmerquarzitschiefer (13), die nach oben mit Quarzit- und z.T. gefältelten Dolomithorizonten wechsellagern.

Die Serie wird von einer fast reinen, jedoch glimmerführenden Quarzitbank (14) überlagert. Es wiederholt sich dann die Wechsellagerung von disthenführendem Quarzit und Karbonathorizonten (15), die gleichfalls von einem fast reinen, grobkörnigen, hellgrau anwitternden Quarzit überlagert werden (16).

Nach mehr homogenen Disthen-Zweiglimmer-Quarzitschiefern (17) folgt wieder eine Wechsellagerung von disthenführenden Quarziten (weisser Disthen z.T. in Garben angeordnet) und Dolomiten (18). In der Reihenfolge hat man:

- Wechsellagerung von quarzreichem Dolomit und grauem Dolomit;
- Wechsellagerung von quarzitischen Zweiglimmerschiefern und Dolomit;
- Brekziöse Rauhwanke mit Komponenten aus Frodalerer- od. Tremolagesteinen;
- Feinkörniger Quarzit.

Nach dieser Serie kann man eine tektonische Störung beobachten, so dass die nördlich gelegenen Gesteine, die zwar immer noch zur Frodaleraserie gehören, am zweckmässigsten mit den mittleren Serien beschrieben werden.

III. Im Profil Pizzo Sole - Foppe di Scai

a. b. c.) Vom Nordrand der Lucomagno-Decke bis zur mittleren Trias

Der Nordrand der Lucomagno-Decke besteht aus muskowitzführenden Biotitgneisen und -schiefern (1), die reichlich Quarzfasern enthalten. Einzelne Horizonte führen Granat, untergeordnet Staurolith und lokal auch Disthen. Es fehlen dagegen hier die Hornblendeschiefer am Kontakt.

Die quarzitischen Basisgesteine und die Rauhwanke der unteren und mittleren Trias sind in diesem Bereich, wohl durch eine stärkere mechanische Beanspruchung bedingt, nur in Scherben vorhanden, so dass man kein kontinuierliches Profil aufnehmen kann.

d) Die obere Trias

Die Frodaleraserie fängt südlich mit Zweiglimmerschiefern (2) an, welche lokal stark geschiefert und verfälscht sein können. Nach oben sind konkordante Karbonathorizonte eingeschaltet.

Die nächsten Schichten bestehen aus grobkörnigem Quarzit (3), der gleichfalls nach oben karbonatführend wird.

Ein Zweiglimmerschieferkomplex wird dann von einem grobkörnigen Quarzit (5) in zwei getrennt: währenddem der untere Teil eine normale Ausbildung hat, ist der obere deutlich disthenführend (6); Disthen, der lokal eine ausgesprochene Garbentextur aufweisen kann. Gegen oben werden die disthenführenden Schiefer quarzitischer und von Quarzitbänken unterbrochen. Sobald im nördlicheren Teil Hornblendeschiefer (7) in Linsen und Lagen auftreten, werden die Glimmerschiefer wieder disthenfrei und dafür karbonatführend.

Im nördlicheren Bereich sind biotitreiche, disthenführende Zweiglimmerschiefer (8) vorwiegend. Sie grenzen mit groben Quarzitbänken (9) an die Rauhwancken der mittleren Trias. Die Quarzitbänke sind zuerst noch

mit z.T. disthenführenden Zweiglimmerschiefern wechsellagernd, um dann fast rein zu werden.

Mit den letzten Schichten kehrt man zwangsläufig zur Basis der oberen Trias zurück. Die Frage ist aber, ob diese nördliche Grenze tektonischer Natur ist oder nicht. Wäre der Kontakt normal, dann müsste man versuchen die Lage der Faltenebene der synklinalen Struktur festzulegen. Dieses Problem kann erst gelöst werden, nachdem man die Situation bei Frodalera untersucht hat. Diese Frage kann erst beantwortet werden, nachdem noch die Situation bei Frodalera selbst untersucht ist.

Im Profil von Frodalera nach Bronich können folgende Beobachtungen gemacht werden, wobei vorausgesetzt werden kann, dass hier eine sichere synklinale Struktur vorliegt, indem die jüngeren Bündnerschiefer im Kern eindeutig erkannt werden können.

Nach den Rauhacken der mittleren Trias, die am Brenno aufgeschlossen sind, findet man die ersten Disthenzweiglimmerschiefer (1) (mit einem leicht bläulichen Disthen), welche Querbiotite und Karbonat aufweisen. Dann nimmt der Disthengehalt plötzlich ab, und nach einem Horizont, der viel Pyrit aufweist, zeigen die Glimmerschiefer zuerst einen reichlichen Granatgehalt (2), um dann in einen reinen Quarzit (3) überzugehen.

Die Granatzweiglimmerschiefer (4) führen abermals Karbonateinschaltungen, die zuletzt eine grössere Dolomitschmitze bilden. Es folgt eine Wechsellagerung von Dolomit und Disthenzweiglimmerschiefern, zu welchen sich Lagen von Hornblendeschiefern gesellen.

Nach dieser Serie treten wieder quarzitisches Bänke (5) auf.

Zuletzt hat man eine Serie von Granat-Disthen-Staurolith-Zweiglimmerschiefern (6), die lagenweise den Disthen- oder Staurolithgehalt verlieren. Hornblende kann noch hinzu kommen und in der Garbentextur auskristallisiert sein (wie in den Tremolaschiefern).

Im zentralen Gebiet sind nun mausgraue Granatphyllite (7) vertreten, die mit ihrer Farbe und phyllitischen Ausbildung deutlich von den anderen, mehr seidenglänzenden Schichten abweichen. Sie gehören zweifellos zu den Bündnerschiefern und sie beweisen somit die synklinale Struktur dieses Frodaleraabschnittes.

Westlich der Granatphyllite folgen stark verfaltete Granat-Disthen-Staurolith-Zweiglimmerschiefer (8): wo der Disthen- und Staurolith-

gehalt zurücktritt, erscheint wieder die Hornblende (9), die in Schnü-
ren und Lagen angereichert ist. Mit dem Auftreten der Hornblendegestei-
ne werden die Karbonatzwischenlagen auch häufiger.

Die letztaufgeschlossenen Schichten bestehen aus normalen Disthen-
Zweiglimmerschiefern (10) mit Einschaltungen von Quarzithorizonten.

Da in einer synklinalen Struktur eine annähernde Symmetrie der Schicht-
folge zu erwarten wäre, zeigt dieses Beispiel von Frodalera sehr schön,
wie die Ablagerungen während der oberen Trias auf kleineren Distanzen
stark wechseln konnten.

3.3. DIE TRIAS IM ZENTRALEN GEBIET (Figur 11)

Die Trias des mittleren Gebietes, das heisst nicht unmittelbar am Kri-
stallin angrenzend, ist im Pizzo Corumbe des Profils Passo Predelp -
Foppe di Scai schön aufgeschlossen. Wenn man rein topographisch von Sü-
den nach Norden vorgeht, kann man folgendes beobachten:

Unter der südlichen Frodaleraserie schliesst sich stratigraphisch eine
stark geschieferte, zum Teil talkhaltige Rauhwaacke (1) an, die mm-grosse
Quarzknollen führt. Es folgt eine bankungslose Masse von orange-gelber
Rauhwaacke (2), die stellenweise eine zellige Struktur zeigt.

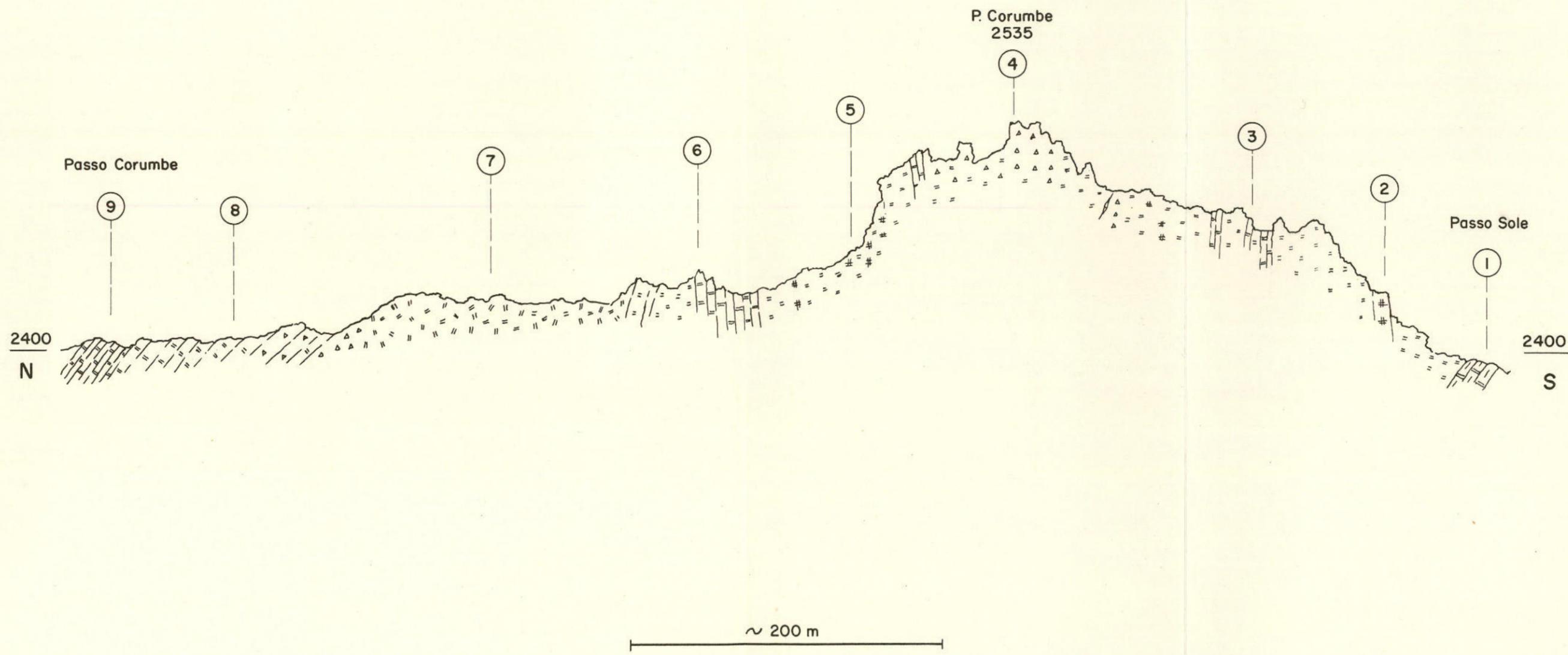
In (3) ist eine Schichtserie eingeschaltet, die weniger kavernös ist
und zu dichtem Dolomit tendiert.

Im zentralen Bereich (4) wird das dolomitische Gestein wieder bankungs-
los und rauhwaackig. Nur stellenweise hat man eine Andeutung zu einer
schichtigen Struktur und dann wieder einen brekziösen Habitus, in wel-
chem die kantigen Komponenten vorwiegend aus einem weissen, leicht
zuckerkörnigen Dolomit gebildet sind. Man gewinnt immer mehr den Ein-
druck, dass die Brekzien aus tektonisch zerbrochenen Lagen von Zucker-
dolomit entstanden sind. Nördlich kehren wieder die unregelmässig zelli-
gen Rauhwaacken (5), die meistens mit den zuckerkörnigen Horizonten ver-
gesellschaftet scheinen, zurück.

Die nächste Serie besteht aus einer Wechsellagerung (6) von einem etwas
kompakteren, weniger rauhwaackigen, muskowitzführenden Dolomit und einer
mässig geschieferten Rauhwaacke. Diese Serie kann am ehesten mit der Se-
rie (3) verglichen werden, auch wenn dort der Muskowitzgehalt weniger

Profil durch die zentrale Trias am Pizzo Corumbe

aufgenommen von P. Bianconi und W. Egli



ausgeprägt ist.

Es folgt der letzte grössere Komplex von strukturloser helloranger Rauhwanke (7), die im nördlichsten Teil noch leicht zellig wird. Darüber kommt eine tieforange stark verschieferte Rauhwanke (8) mit lokalem brekziösem Charakter. Als Abschluss, vor der nördlichen Frodaleraserie, hat man noch eine geschieferte glimmerreiche Rauhwanke (9), wie sie auch am Anfang dieses Profils angetroffen wurde.

4. DIE BÜNDNERSCHIEFER IN DER PIORAMULDE

Für den südlichen Teil des Gotthardmassivs wird die eher monotone Schichtfolge der Bündnerschiefer von posttriadischem Alter (nach R. Eichenberger, H.M. Huber, L. Bossard) wie folgt eingeteilt:

Obere Bündner-	(Knotenschiefer
schiefer	(Wechselagerung von Tonschiefern und Kalkbänken
Untere Bündner-	(Vormacht von Quarziten mit tonigen Zwischenlagen
schiefer	(Wechselagerung von sandigen glimmerreichen Tonschiefern, Marmorbänken, Spatkalken und Quarziten

Wie man weiter unten sehen wird, kommen im untersuchten Gebiet nur die unteren Serien vor. Im westlichen Teil fangen sie als schmale Zone bei dem Motto delle Giubine an, um dann gegen Pizzo Fongio - Cima di Camoghè breiter zu werden. Zuletzt, gegen Airolo, bilden sie wieder einen schmalen Streifen. Im östlichen Teil treten sie nur als schmaler Kern der Frodalerasyklinalklinalstruktur auf.

Wo die Bündnerschiefer im Kartenbereich grössere Massen bilden, zeigen sie einen sehr komplizierten Aufbau, indem sie eine Anhäufung von meistens verschuppten Synklinalkernen darstellen, so dass praktisch unmöglich ist, mindestens im Rahmen der jetzigen Untersuchung, unterscheiden zu wollen, was dem Gotthardmassiv und was den penninischen Decken gehört. Wir wollen darum hier nur einzelne Beispiele erwähnen.

Wenn man von der antiklinalen Struktur der oberen Trias im nördlichen Teil des Ostufers des Ritomsees ausgeht, hat man folgende Situation:

Zuerst findet man dünnschieferige grauschwarze Granatphyllite mit Bänken von sandigem Marmor und hellem Kalk an der Basis, die oft in dünnen langen Linsen ausgezogen sind. Zwischen den Kalkmarmoren ist ein Horizont dunkel, schwarz, und führt Crinoiden-Bruchstücke.

Auf der Cadagnostrasse, zwischen dem Lago Ritom und der Kapelle von S. Carlo, hat man wieder die Granatphyllite, dann schwarz zebrierte Marmore, grauschwarze Phyllite, sandige Kalkbänke mit ovoider Struktur und Crinoiden und zuletzt graue Phyllite mit schwarz zebriertem Kalkmarmor und rostig anwitternden sandigen Bänken. Nach einer tektonischen Störung erscheinen im Kern einer liegenden Falte die Gesteine der oberen Trias und abermals weisse Quarzitbänke, schwarze Kalkschichten mit brekziösem Charakter; Granatphyllite mit sandigen Kalken und rostigen Quarziten; graue Kalkphyllite. Nach einer weiteren Störung: Quarzitbank; grau-grünlich zebrierte Marmore; sandig-kalkiger Quarzit; Granatphylliten. Nochmals nach einer weiteren Störung erscheinen die gleichen Quarzite mit einer Ueberlagerung von einem Konglomerat, das erbsengrosse, zu Augen ausgezogene Komponenten führt. Zuletzt bei der Kapelle von S. Carlo sind graue Phyllite mit schwarzgrünen sandigen Kalkmarmoren.

Schon bei diesem Beispiel sieht man, wie die Verbandsverhältnisse innerhalb der Bündnerschiefer äusserst kompliziert sind: Neben dem Schichtwechsel treten noch zahlreiche Verfaltungen und Verscherungen auf.

Trotz den Komplikationen kann man aber erkennen, dass hier die Bündnerschiefer der unteren Serie vertreten sind und, dass sie, auch wenn sie unmittelbar auf der Trias der Lucomagno-Decke liegen, den für den Südrand des Gotthardmassivs typischen Charakter aufweisen.

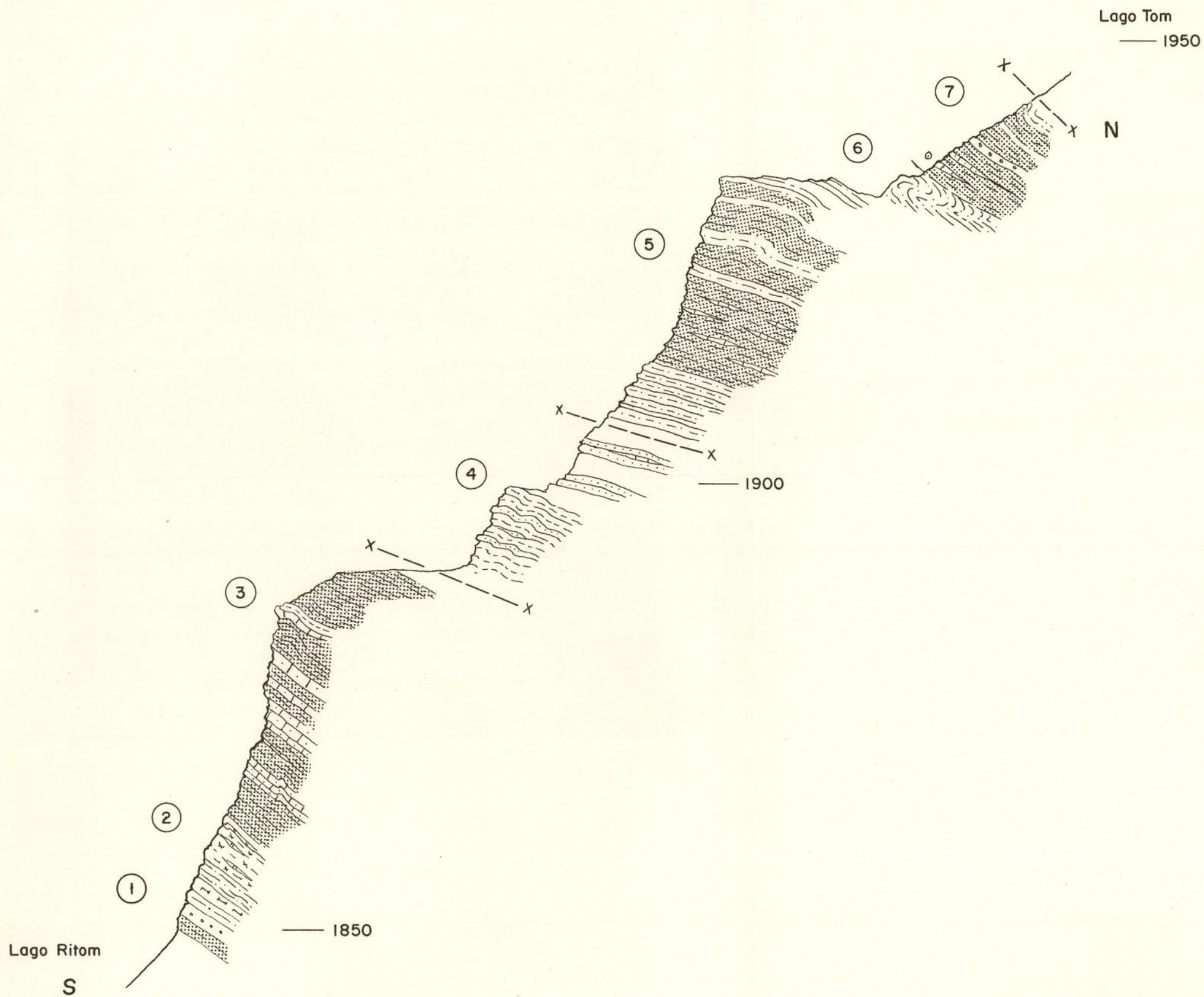
Trotzdem verschiedene Detailsprofile im Gebiet zwischen Fongio und Cima di Camoghè aufgenommen worden sind, sei hier nur noch ein Profil zwischen Alpe di Ritom und Lago Tom von Süden nach Norden näher beschrieben (Beilage 12):

(1) Zu unterst sind grau-schwarze Granatphyllite aufgeschlossen, dann kalkige ovoide Schiefer und kalkige Granatschiefer.

(2) Weisse Disthenschiefer und Hornblendeglimmerschiefer mit Dolomitschnitzen bilden eine Zwischenlage, die sowohl eine Schuppe von der Frodaleraserie, wie eine normale Schichteinschaltung in den Bündnerschiefer darstellen können (im Bedrettal hat man z.B. auch solche Einschaltungen, die eine deutliche konglomeratische Struktur mit Dolomitgeröllen aufweisen).

(3) Grau-schwarze Granatphyllite mit Zwischenlagerungen von rostig anwitternden, grau-grün zebrierten sandigen Marmoren und rötlichen sandi-

Profil durch die Bündnerschiefer zwischen Lago Ritom und Lago Tom
 aufgenommen von E. Dal Vesco



gen Kalkmarmoren. Im oberen Teil sind schwarze Granatphyllite mit Zwischenlagen von weissem Granatserizitschiefer mit Hornblende- (und evt. Biotit) -porphyroblasten.

(4) Verfaltene sichere Einschaltung von Gesteinen der oberen Trias: unten, Zweiglimmerschiefer (mit Querbiotiten) mit Lagen von weissem Quarzit; oben, Granatglimmerschiefer.

(5) Diese Bündnerschiefer bestehen aus schwarz-grauen Phylliten mit Marmorschmitzen. An der Basis sind ovoide Quarzitschiefer mit Karbonatschmitzen und -lagen. Im Dach helle Granatserizitphyllite fast ohne graphitoidem Pigment mit quarzitischen Lagen.

(6) Der nächste Aufschluss zeigt Schiefer der oberen Trias, die nach oben durch eine tektonische Störungsfläche abgeschnitten werden.

(7) Im letzten Abschnitt, der unten von der vorangehenden Störung und oben mit einer anderen abgegrenzt ist, hat man grau-schwarze Granatphyllite mit bräunlichen sandigen Kalkmarmoren (eine kalkige Linse führt hinzu Crinoiden): dazwischen liegt wiederum eine Schicht mit ovoider Struktur.

Dieser letzte Abschnitt grenzt an die obere Trias, die unmittelbar auf dem Gotthardmassiv liegt, so dass er die Basis der Bündnerschiefer darstellen sollte. Vergleicht man diese Bündnerschiefer mit denjenigen, die auf der oberen Trias der Lucomagno-Decke liegen, dann sieht man, dass, trotz der Verschuppungen, die gleichen Schichtglieder vorkommen. Man hat somit keine Unterschiede zwischen den nördlichen und südlichen Bündnerschiefern.

B. DIE DISKUSSION DER LITHOLOGISCHEN VERHAELTNISSE

Diese Detailprofile wurden dort aufgenommen, wo die Aufschlussverhältnisse eine möglichst kontinuierliche Gesteinsfolge studieren liessen. Die anderen, aufgenommenen, aber hier nicht beschriebenen Profile, zeigen nur Ausschnitte von diesen Serien, doch fügen sie sich normal in diese ein, so dass man die vorangehende Beschreibung als genügende Unterlage für die Diskussion betrachten kann.

Die erste Aufgabe ist nun der Vergleich der Profile innerhalb der einzelnen tektonischen Einheiten um die Gesetzmässigkeiten im lithologischen Aufbau derselben erkennen zu können. Der zweite Schritt besteht in der Untersuchung der Affinitäten und der Abweichung zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten, sowohl in ihrem kristallinen Altbestand, wie in ihrer mesozoischen Sedimenthülle.

Die schematische Situation geht aus der Beilage 1 hervor.

I. DAS ALTKRISTALLIN

1.1. DAS ALTKRISTALLIN DES GOTTHARDMASSIVS

Aus den Detailprofilen geht deutlich hervor, dass der Südrand des Gotthardmassivs einen relativ einfachen Aufbau aufweist, indem er aus parallelen, nach Norden steil einfallenden Gesteinszonen besteht, die erstaunlich konstant, sowohl petrographisch wie tektonisch, vom Gotthardgebiet bis zum Lucomagno ziehen, um erst in der Ostflanke des Pizzo dell'Uomo "axial" in die Tiefe zu sinken. In Bezug auf den Tunnelbau heisst das, dass am Südrand des Gotthardmassivs die gleichen Gesteinszonen durchquert werden, wie sie im bestehenden Bahntunnel angetroffen wurden.

Die nördlichste Zone des untersuchten Gebietes wird von den Streifengneisen gebildet, welche den Kern einer steilen Antiklinalstruktur innerhalb des Massivs darstellen. Sie haben eine noch viel grössere Verbreitung im Norden des Kartengebietes. Diese alten Orthogneise be-

stehen aus bankigen hellen Zweiglimmergneisen, die leukokrate Striemen und Flasern führen, welche ausgewalzte Einsprenglinge darstellen. In der ganzen Zone zeigen sie eine grosse Konstanz in der Ausbildung.

Südlich, scheinbar konkordant, schliesst sich die Zone der quarzitischen Zweiglimmergneise an, die vorwiegend aus feinkörnigen, quarzitischen, muskowitzführenden Paragneisen bestehen. In ihnen können noch Streifengneise und konglomeratische Lagen als linsige Einschaltungen auftreten. Interessant ist die südliche Grenze, die überall durch das Vorhandensein von hornblendeführenden Gesteinen mit chenopoditischer Textur gekennzeichnet ist, so dass sie leicht erkannt werden kann.

Die nächste Zone besteht aus Psammit-Konglomerat-Knauergneisen, die im mittleren Bereich eine Zwischenzone von hornblendeführenden Gesteinen eingeschaltet hat. Die Psammitgneise sind zum grössten Teil gebankte heterogenkörnige Zweiglimmergneise mit häufigen Uebergängen zu Quarzitgneisen. Die Heterogenität des Kornes lässt eine Entstehung aus Sandsteinen erkennen, die durch das Auftreten von Konglomeratgneisen unterstrichen wird. Oft entstehen Schwierigkeiten in der Diagnose der Konglomeratgneise: wenn sie stellenweise richtige granitische Gerölle führen, dann ist ihre Entstehung klar; doch können sie auch nuss-grosse Feldspatknauer enthalten, dann könnten sie auch durch die tektonische Lamination von porphyrischen Orthogesteinen entstanden sein. In unserer Betrachtung spielt aber diese Differenzierung eine geringere Rolle, indem die zwei Gesteinsarten ähnliche strukturelle und textuelle, damit auch geotechnische Eigenschaften aufweisen.

Im mittleren Teil sind konkordante Bänke von normalen Granatamphibolit eingeschaltet. Sie sind von Granat-Hornblende-Schiefern begleitet, welche oft die Hornblende in Garben oder in der chenopoditischen Anordnung führen, so dass die Gesteine den typischen Habitus der Tremolaschiefer zeigen.

Als südlichst aufgeschlossene Zone hat man die vorwiegend aus Granat-Hornblende-Schiefern aufgebaute Tremolaserie. Diese Wechsellagerung von Granat-Hornblendeschiefern, Hornblendeschiefern, Zweiglimmerschiefern ist so fein, dass man die Zone als Einheit betrachten muss, die immer durch die Garben- oder Chenopodittextur gezeichnet ist.

Aus dem Kartenbild geht deutlich hervor, dass diese Gesteinszone nach Osten sukzessive vom Südrand des Altkristallins schief abgeschnitten werden: zum Beispiel am Lago Tom grenzen die Tremolagesteine an; am Pizzo dell'Uomo, die Gesteine der Psammitgneiszone.

Ob diese leichte Diskordanz, die lang übersehen blieb, primär, indem die triadischen Sedimente sehr diskordant abgelagert wurden, oder sekundär ist, indem die mesozoische Hülle durch die tektonischen Vorgänge leicht drehend abgeschert wurde, kann hier noch nicht entschieden werden.

Im Bereich des Lucomagnopasses treten die Granitstöcke von Foppe di Scai und Alpe Gana auf. Sie haben eine domförmige Ausbildung und liegen diskordant durch die Zone der Streifengneise, der quarzitischen Zweiglimmergneise und der Psammitgneise. Der granodioritische Stock von Alpe Gana ist vergneist, währenddem die jüngere porphyrische Granitmasse der Foppe di Scai nur am Südrand des ersteren stark verschiefert, sonst schön massig ist. Diese magmatischen Gesteine sind mit den grösseren Vorkommen des porphyrischen Medelserprotogin und dem Cristallina-Granodiorit zu vergleichen und stellen die karbonischen Granitintrusionen im Bereich des Gotthardmassivs dar.

Im, ganz mit Mezoikum umhüllten Vorkommen von Selva Secca hat man wieder die analoge Kombination: die Hauptmasse besteht aus einem vergneisten Granodionit und der südlich anliegende Streifen aus vergneistem Granitporphyr, genau wie im nördlicheren Vorkommen, das direkt mit dem Gotthardmassiv verbunden ist. Es steht somit ausser Zweifel, dass das Vorkommen von Selva Secca genetisch zum Vorkommen von Alpe Gana gehört und damit, dass es ein Teil des Gotthardmassivs darstellt, das mitten in der Pioramulde wieder zu Tage kommt. Anders ausgedrückt würde das heissen, dass die altkristalline Unterlage im östlichen Bereich der Pioramulde nicht tief sein kann.

Die schon beschriebenen Kontaktverhältnisse zwischen der Trias und der granitischen Unterlage zeigen hinzu, dass trotz der mechanischen Beanspruchung, der Kontakt mit der unteren Trias sedimentären Ursprung hat.

1.2. DAS ALTKRISTALLIN DER LUCOMAGNO-DECKE

Die Stirn der Lucomagno-Decke zeigt einen einheitlichen petrographischen und tektonischen Aufbau. Die gleichmässig nach Norden einfallenden Platten bestehen vorwiegend aus hellen, quarzitischen, biotitführenden Muskowitgneisen, die oft eine deutliche psammitische Struktur zeigen. Zonenweise, konkordant in Nestern, sind auch konglomeratische Gneise eingelagert, so zum Beispiel im östlichen und mittleren Teil des Südufers des Lago Ritom. Die makroskopisch ähnlichen Gesteine am Westufer dagegen, die Feldspatknollen und -knauern führen, aber stellenweise Uebergänge zu porphyrischem Granitgneis zeigen, sind möglicherweise aus Orthogesteinen hervorgegangen.

Vom Ostende des Lago Ritom gegen Osten treten immer mehr konkordante Einlagerungen von Amphibolitgesteinen auf. Sie zeigen den normalen Biotit-amphibolithhabitus und sind von Granat-Hornblende-Schiefern begleitet, welche die Garben- oder Chenopodittextur aufweisen.

Zusammenfassend hat man somit im Süden ein Vorwiegen der quarzitischesammitischen Gneise mit Konglomeratgneis und Knauergneiseinlagerungen und im Norden eine Zone, wo Amphibolite und Granat-Hornblendeschiefer stark vertreten sind. Interessanterweise ziehen diese zwei Zonen von Westen nach Osten und schneiden leicht schief die Nordgrenze des Altkristallins: darum tritt die amphibolitreiche Zone östlich des Lago Ritom immer mächtiger auf.

1.3. VERGLEICH ZWISCHEN LUCOMAGNO-DECKE UND GOTTHARDMASSIV

Versucht man einen petrographischen Vergleich zwischen der Nordstirn der Lucomagno-Decke und dem Gotthardmassiv durchzuführen, da werden die Analogien zwischen den Gesteinen der Lucomagno-Decke und die nördlichen Zonen der quarzitischen Zweiglimmergneise und der Psammitgneise offensichtlich. An beiden Orten hat man quarzitisches Zweiglimmergneis mit Anzeichen für eine psammitische Struktur; Psammitgneis mit Konglomeratgneiseinlagerungen; Knauergneis, die mindestens zum Teil aus porphyrischen Orthogesteinen hervorgegangen sind; das schwierige Erkennen von ausgewalzten Feldspateinsprenglingen und von Geröllen; das unregelmässige Auftreten von Granat; das Vorherrschen von Muskowit auf Biotit; die konkordanten Einlagerungen von richtigen Amphiboliten; die Granat- und Hornblendegneise und -Schiefer mit der ähnlichen (zwar alpinen) Garben- und Chenopodittextur; die gleiche Folge der Zonen von Norden nach Süden

im Gotthardmassiv wie von Süden nach Norden in der Stirn der Lucomagno-Decke; der gleiche räumliche Verlauf der verschiedenen Gesteinszonen.

Die Aehnlichkeit im Habitus dieser Gesteine zeugt für eine grosse Analogie in der Bildungsfolge, in der chemischen Zusammensetzung der ursprünglichen Ablagerungen, in der Geschichte und Intensität der Metamorphose während der prealpinen und alpinen Orogenesen. Diese enge genetische Verwandtschaft der Gesteine macht eine Verbundenheit der zwei Entstehungsräume sehr wahrscheinlich. Man würde dagegen diese Verwandtschaft nicht verstehen, wenn zwischen den zwei Räumen eine ganze Deckenlänge, gleich der Leventina-Decke von zirka 40 km, gewesen wäre.

2. DIE MESOZOISCHEN GESTEINE DER PIORAMULDE

Damit die Uebersicht nicht verloren geht, kann man auch hier wie in der Beschreibung der Detailsprofile vorgehen.

2.1 DIE UNTERE TRIAS

Am Südrand des Gotthardmassivs ist sie leider nur in ganz wenigen und schlechten Aufschlüssen sichtbar.

Oestlich des Pizzo Corumbe hat man nur ein wenig dm breites Quarzitband, das mit in Schärben aufgelösten Hornblendeschiefern der Psammitgneiszone in Kontakt kommt.

Auch im Bachbett westlich des Passo Corumbe hat man zuerst eine Wechsellagerung von Hornblendegneis und Quarzit, dann glimmerarme weisse Quarzite mit dünnen Serizitquarzitlagen und am Schluss eine Wechsellagerung von Quarzit und Dolomit. Dieser kleine Aufschluss zeigt gleichfalls eine tektonische Beanspruchung.

Bei Ovi della Gallina am Lago Tom ist die untere Trias als 2 m mächtige Serie von stark geschiefertem bis lokal gebanktem Serizitquarzit. Auch unterhalb Fontana di Bò zeigen die Serizitquarzite eine ganz ähnliche Ausbildung.

Trotz sorgfältigem Suchen hat man keine anderen und besseren Aufschlüsse am Südrand des Gotthardmassivs gefunden und die sollten nun die Verhältnisse zwischen Trias und kristalliner Unterlage abklären. Ueberall sind die dünnen Quarzite mechanisch beansprucht und sie zeugen für eine differentielle Bewegung zwischen Sedimenthülle und Unterlage. Doch gewinnt man das Gefühl, dass die Quarzite noch mindestens zum Teil an der Unterlage haften.

Am Nordrand der Lucomagno-Decke sind die noch spärlicheren Aufschlüsse ganz ähnlich. In der Bachrinne von Fontanella sind einzelne Serizitquarzitaufrschlüsse vorhanden, doch ohne dass man den Kontakt beobachten könnte.

Im Profil am Lago Calorescio wird das Altkristallin (quarzitischer Granatmuskowitschiefer) nach einer 5 cm mächtigen konkordanten Mylonitzone von zirka 3 m mächtigen, zum Teil geschieferten, zum Teil gebankten, weissen Serizitquarziten überlagert.

Am Südrand des Granitstockes von Selva Secca kann man eine einzige, ein paar Meter lange Stelle finden, wo der Kontakt sichtbar ist. Der Granitporphyr ist stark mechanisch beansprucht, so dass die Feldspateinsprenglinge zu gewellten Fasern ausgezogen sind. Es folgt ein 1 cm mächtiges Serizitquarzitband und dann ein talkführender Dolomit, die eine konforme Wellung aufweisen. Die Bewegung ist sichtbar, doch kann die differentielle Dislokation nicht gross gewesen sein, sonst könnte man die Konformität in der mechanischen Wellung des Gesteins nicht verstehen.

Vergleicht man zuletzt die untere Trias, darin erkennt man eine petrographische Identität zwischen den Ablagerungen am Gotthardmassiv und an der Stirn der Lucomagno-Decke. Diese Identität bedeutet leider nicht viel, da die quarzitische untere Trias im Raum des unteren Penninikums gleich ausgebildet ist: doch spricht diese grössere Verbreitung nicht gegen die Ableitung, die für die altkristalline Unterlage möglich war, dass zwischen dem Südrand des Gotthardmassivs und der Stirn der Lucomagno-Decke während des Mesozoikums kein grösserer Zwischenraum lag.

2.2 DIE MITTLERE TRIAS

Zwischen der mittleren Trias, die direkt am Gotthardmassiv, und derjenigen, die an der Stirn der Lucomagno-Decke liegt, bestehen keine wahrnehmbaren Unterschiede. Wir können darum die Betrachtung gesamthaft durchführen.

Die mittlere Trias ist überall, soweit sie der Beobachtung zugänglich ist, ähnlich aufgebaut: an der Basis hat man geschieferte bis gebankte, jedoch geringmächtige Dolomite; im mittleren Teil fast ausschliesslich Rauhwaacke und im Dach, eine Wechsellagerung von Glimmerschiefern und Dolomitbänkchen, die eigentlich schon zu der Frodaleraserie überführen. Die Gesamtmächtigkeit dieser, für den Tunnelbau wichtigen Serie sollte

ungefähr 100 - 120 m betragen. Man muss aber beobachten, dass die Schätzung in überall tektonisch beeinflussten Serien gemacht werden muss. Sie liegt jedoch im Rahmen der Mächtigkeit der penninischen Trias: Zum Beispiel am Campolungo, wo sie besser erfassbar ist, beträgt sie nur 80 m; im Bereich der benachbarten Scopi Mulde wird sie auf 80 - 150 m (Van Holst) oder auf 50 - 200 m (H.M. Huber) geschätzt. Für den Piz Tgietschen gibt weiter H.M. Huber eine beobachtbare Mächtigkeit von 100 m an. Unsere Bewertung, die sich vorwiegend auf die Verhältnisse südlich des Granitstockes der Selva Secca stützt, liegt somit im Rahmen der normalen Mächtigkeiten, die südlich des Gotthardmassivs geschätzt oder direkt gemessen werden können.

Wenn man nun die drei Stufen der mittleren Trias noch kurz untersucht, hat man:

Die untere Stufe ist eigentlich fast nur dort aufgeschlossen, wo man auch den Basisquarzit hat, also an ganz wenigen Stellen. Sie besteht sowohl am Gotthardmassiv (inkl. Selva Secca) wie an der Lucomagnostirn aus geringmächtigem (wenige Meter) Muskowit und talkführendem Dolomit bis Dolomitschiefer, der stellenweise schon rauhwackig wird.

Die mittlere Stufe wird fast ausschliesslich von der Rauhacke gebildet. Diese gelbgrau bis gelb-orange anwitternde Rauhacke ist im Detail nicht homogen. Wo sie eine fein- bis mittelkörnige Körnigkeit aufweist, dann ist sie eher kompakt; wo sie grobkörnig wird, eher stärker kavernös. Diese Variationen sind weder geographisch noch stratigraphisch erfassbar: sie gehen horizontal und vertikal unregelmässig ineinander über.

Diese Variation der Körnigkeit und der Kavernosität überschneidend, ist noch eine Variation der Schieferigkeit zu beobachten. Die schieferige Rauhacke führt meistens Lagen und Nester blätteriger Mineralien: wohl Muskowit, Chlorit und Talk. Sie kommt vorwiegend im unteren und oberen Teil vor, währenddem in der Mitte eher die massige Rauhacke vorherrscht.

Eine weitere Komplikation im Aufbau der Rauhacke wird durch die scheinbare konkordante, jedoch nicht kontinuierliche Einschaltung von dm - m mächtigen Lagen, die eine brekziöse Struktur aufweisen. Es handelt sich um Brekzien verschiedener Natur: die einen haben Komponenten aus gelblichem kompakterem Dolomit oder aus zuckerkörnigem Dolomit; die anderen Bruchstücke aus schieferigem Gestein vom Typus Frodalera oder Tremola. Für die Genese dieser Brekzien kommen verschiedene Möglichkeiten in Betracht:

- a) Wenn die Komponenten und die Matrize aus Rauhwanke bestehen, dann stellen sie wahrscheinlich tektonische Zerreibungsbrckzien dar. Nicht ausgeschlossen wäre jedoch mindestens für einen Teil davon, eine syn-sedimentäre Genese.
- b) Wenn die Bruchstücke aus Plättchen von zuckerkörnigem weissen Dolomit bestehen und die Matrize aus Rauhwanke, dann können sie aus dem Zerbrechen von cm - dm mächtigen Lagen von zuckerkörnigem Dolomit hervorgegangen sein. Stellenweise können sie in Nestern angehäuft vorkommen und eine zuckerige Verwitterung zeigen. In der Nähe dieser Horizonte wird die Rauhwanke oft zellig, was primär für eine Aenderung der Sedimentation sprechen würde und die geschilderte Erklärung unterstützen. Diese Rauhwanke kann Zellen von mm - cm Grösse aufweisen, wobei die Zellenwände vorwiegend aus Kalzit aufgebaut sind.
- c) Für die Bildung der Brekzien aus Schieferkomponenten können verschiedene Ursachen in Frage kommen: Die Altkristallinbrekzien können primär sedimentär oder sekundär durch Verschuppung zwischen Rauhwanke und altkristalliner Unterlage verursacht sein. Die Brekzien mit Frodalergesteinen können tektonischer Natur, oder durch die Zerbrechung von metamorphen tonig-sandigen Zwischenablagerungen in der Rauhwanke verursacht worden sein.

Zum Abschluss muss man wieder zur Rauhwanke zurückkehren, da sie die Hauptmasse der für den Tunnelbau wichtigen Trias darstellt. Da man nicht annehmen kann, dass die kavernöse und zellige Rauhwanke in diesem undichten Zustand die orogenetischen Phasen durchmachen konnte, kann die Struktur nur als sekundäre, postorogene Erscheinung interpretiert werden. Die Hohlräume könnten somit durch das Auslaugen von einem leichtlöslichen Mineral bedingt sein, und zwar im Tiefenbereich der zirkulierenden Wasser: Als lösliches Mineral, das mit Dolomit genetisch verbunden ist, kommt Gips (oder Anhydrit) in Frage, so dass man annehmen muss, dass die Rauhwanke ursprünglich im gipsführenden Dolomit war. Eine Bestätigung dafür konnte im Cambleostollen der Maggia-Kraftwerke und im Sojastollen der Bleniokraftwerke gefunden werden: Im ersten Fall hatte man einen sehr schönen Dolomitmarmor mit cm-grossen Gipskristallen und im zweiten einen vergrusteten, feuchten, gipsführenden Phlogopitmarmor wenige m unter dem Aufschluss einer ausgesprochenen Rauhwanke. Bautechnisch betrachtet, würde dies heissen, dass in der Tiefe die Rauhwanke in einen gipsführenden Dolomit übergehen würde.

Das Vorhandensein von dispersem Gips bringt die Frage mit sich, ob nicht grössere Gips-(oder Anhydrit)massen in der mittleren Trias zu erwarten sind. Im Bereich der Pióra-Mulde konnten keine Gipsvorkommen festgestellt werden, doch ist eine grosse Masse im Val Canaria und ein weiteres Lager am Passo Lucomagno, östlich Pertusio aufgeschlossen. Im Val Canaria scheinen die Aufschlüsse dafür zu sprechen, dass die Gips-Anhydritlinsen im unteren Teil der Rauhwaçke liegen; am Lucomagno eher im mittleren Teil. Die Gipsablagerung scheint somit nicht auf einen Horizont der mittleren Trias beschränkt zu sein. Doch gestaltet sich die Problematik komplizierter, indem bekanntlich die Salzlager selbständig im Rahmen der sedimentären Ueberdeckung diapyrisch wandern können.

Wie schon gesagt, hat man im Bereich der Pióra-Mulde keine Gipslagerstätten feststellen können: Erst östlich und westlich davon treten sie auf. Ob dies auf eine Verschiedenheit in den primären faziellen Bedingungen im Sedimentationsraum zurückzuführen ist, kann nicht festgestellt werden.

Aehnliches gilt auch für das Auftreten der bautechnisch ungünstigen Zuckerdolomite. Im Raume der Pióra-Mulde hat man nur die schon erwähnten dünnen brekziösen Horizonte gefunden, die Bruchstücke von Zuckerdolomit aufweisen (und gelegentlich Nester bilden). Grössere und kontinuierliche Schichten, wie sie im Stollen der Blenio-Werke im Val Campo angetroffen wurden, konnten an der Oberfläche nicht gefunden werden: Es ist darum anzunehmen, dass der Zuckerdolomit nie in grösserer Mächtigkeit im Raum der Pióra-Mulde abgelagert worden ist.

2.3 DIE OBERE TRIAS

Die Frodalera-Serie stellt die metamorphe Facies der obertriadischen Quartenschiefer dar. Sie besteht vorwiegend aus Granat, Disthen, Stauroolith und Hornblende führenden Zweiglimmerschiefern und Quarziten. Wenn diese Gesteine keine Dolomitschmitzen führen, dann kann man sie kaum vor den petrographisch entsprechenden Gesteinen des Gotthardmassivs und der Lucomagno-Decke unterscheiden: Mit ihnen haben sie die mineralogische Zusammensetzung, die Struktur und Textur gemeinsam, was die gleichzeitige und gleich intensive Metamorphose unterstreicht. Auch geotechnisch sollten sich diese Gesteine von denjenigen des Altkristallins kaum unterscheiden.

Die Frodaleraserie ist für uns hauptsächlich in der Erkennung der Grossstrukturen wichtig. Innerhalb der Piora-Mulde zeigt sie einen so starken lateralen Wechsel (quarzitischer im mittleren Teil und Hornblende reicher - also toniger - im östlichen Teil), dass sich ein Vergleich zwischen derjenigen am Gotthardmassiv und derjenigen an der Lucomagno-Front erübrigt. Sie lassen sich aber trotzdem gut vergleichen indem ihre Variation nicht grösser als die laterale Faciesänderung ist.

2.4 DIE BÜNDNERSCHIEFER

Von den Frodalera-Gesteinen unterscheiden sich deutlich die mausgrauen Granatphyllite der Basis der Bündnerschiefer. Man findet sie sowohl in der nördlichen Synklinale westlich von Lago Cadagno, wie im Kern der südlichen Synklinale bei Alpe Frodalera. Sie werden als typische gotthardmassivische Bündnerschiefer betrachtet. Nur in der nördlichen Synklinale westlich vom Lago Tom findet man höhere Schichten der Bündnerschiefer mit Marmorbänken und Quarzitzwischenlagerungen. Sie treten nur dort auf, wo der Tiefgang der Struktur durch das achsiale Gefälle grösser wird. Ob die Marmorserie der kalkigen Bündnerschiefer am Pizzo Camoghè noch als normale Schichtfolge betrachtet werden kann, soll hier nicht weiter untersucht werden, indem sie für die Interpretation der Tektonik der Piora-Mulde eine untergeordnete Rolle spielt.

II. T E I L

D I E T E K T O N I K

A. DIE TEKTONISCHE PROBLEMSTELLUNG

1. Einleitung

Bevor das Hauptproblem von neuem analysiert wird, scheint es zweckmässig zu sein, nochmals die Grundzüge der an der Oberfläche beobachtbaren Tektonik (wie sie in der geologischen Karte des Schlussberichtes der Studiengruppe Gotthardtunnel dargestellt ist) zusammenzufassen:

1.1 Die Pioramulde erweist im Bereiche zwischen Airolo und Selva Secca eine Breite von 1-2 km und erreicht ihre schmalste Stelle leicht östlich vom Pizzo Columbe. Sie besteht aus metamorphen Sedimenten, worunter die triadischen Ablagerungen die Vormacht haben und die Bündnerschiefer mehr oder weniger verschuppte Synklinalkerne bilden. Das allgemeine Streichen der Strukturen verläuft Ost-West und das allgemeine Fallen ist nach Norden.

1.2 Das relativ autochtone Gotthard-Massiv grenzt nördlich an die Pioramulde und zwar längs einer diskordanten Grenzfläche, indem seine Gesteinszonen in einem schiefen Winkel abgeschnitten werden. Von Westen nach Osten werden darum immer nördlicher gelegene Gesteinszüge von der Grenzfläche abgeschnitten.

Das Streichen der altkristallinen Gesteinszone bleibt im grossen Ost-West und das Fallen mittelsteil nach Norden.

Zwischen Pizzo Columbe und Selva Secca zeigt auch das Gotthard-Massiv die Einwirkung der Kulmination der Tessiner Decken. Nach Osten fällt das Massiv mit den Decken konform nach Osten ein und zwar in Stufen, die immer stärker nach Norden in das Massiv eingreifen. Die erste dieser Stufen ist diejenige von S. Maria-Casaccia und verläuft parallel zur Linie der Deckenkulmination und östlich davon, auf der gleichen Höhe wie das Altkristallin, sind die mesozoischen Hüllgesteine des Gotthard-Massivs und der mittleren penninischen Decken vorhanden.

1.3 Die Lucomagno-Decke grenzt südlich an die Piöra-Mulde an. Im Frontalgebiet besteht sie aus einem Altkristallin, das ähnlich aussieht wie dasjenige des Gotthard-Massivs. Von Westen nach Osten tauchen sukzessive Tremola-ähnliche Gesteinszonen auf, deren Mächtigkeit paral-

1.1 der Abnahme der Tremolaserie an der Südgrenze des Gotthard-Massivs abnimmt. Das Streichen der Zonen ist in den grossen Zügen Ost-West und das Fallen mittelsteil bis steil nach Norden, so dass eine deutliche Isoklinalität mit den Strukturen im südlichen Gotthard-Massiv besteht.

1.4 Der Granit von Selva Secca, der am Ostende mitten in der Piora-Mulde auftaucht, nimmt eine besondere Stellung ein. Er besteht aus den gleichen herzynischen granitisch bis quarzdioritischen magmatischen Gesteinen wie das Vorkommen von Alpe di Gana am südöstlichen Ende des Gotthard-Massivs, das wieder eine grosse Analogie mit dem grossen Pluton von Christallina-Medels aufweist. Da diese petrographische Analogie nur mit einer homologen Entstehungsart verstanden werden kann, muss man mit P. Niggli annehmen, dass der Selva-Secca-Granit zum Gotthard-Massiv gehört und dass er durch eine tektonische Aufwölbung oder Verschuppung mitten in der Piora-Mulde zu Tage tritt.

1.5 Die Leventina-Decke bildet die tektonische Unterlage der Lucomagno-Decke und ist nur bis zum Dazio Grande in der Talsohle des Leventinatalles aufgeschlossen. Sowohl die Leventina - wie die Lucomagno-Decke - tauchen nach Westen langsam und nach Osten schneller unter die mittleren penninischen Decken und dies in Funktion der axialen Deckenkulmination, die ungefähr in der Richtung Bodio-Pizzò dell'Uomo verläuft.

Es ist gerade diese axiale Kulmination, welche die tektonische Interpretation des Gebietes sehr erschwert, indem die Leventina-Decke nur mit ihrem Rücken und nirgends mit ihrer Unterfläche aufgeschlossen ist.

Dies sind nun ganz kurz zusammengefasst die tektonischen Elemente, welche am Aufbau unseres Gebietes beteiligt sind. Für den Bau des Basis-tunnels wesentlich wäre eigentlich nur der tiefere Verlauf der Piora-Mulde mit ihren geotechnisch wichtigen Triassedimenten. Da aber dieser Verlauf nicht direkt beobachtbar ist, kann man ihn nur auf dem Wege der allgemeinen regionalen Tektonik indirekt ableiten. Diese tektonische Analyse ist ihrerseits von der geologischen Bewertung der einzelnen tektonischen Elemente abhängig, die natürlich subjektiv ausfallen muss, indem ihre wahre Natur verborgen bleibt.

Die verschiedenen Möglichkeiten der subjektiven Bewertung der einzelnen tektonischen Elemente können darum zu ganz anderen Resultaten für den möglichen Tiefgang der Piora-Mulde führen. Wenn man diese Möglichkeiten nun zusammenfasst, hat man:

a) Die Lucomagno-Decke könnte die mehr oder weniger nach Norden vorgeschobene altkristalline Hülle der Leventina-Decke oder auch eine selbständige Decke darstellen, die vom ursprünglichen südlichen Bereich der Leventina-Decke nach Norden disloziert worden ist. Diese zwei Möglichkeiten lassen sich analysieren auf Grund der Bewertung der Quarzite und der damit verknüpften Gesteine am Rande der Leventina-Decke: Wenn sie in normaler Lagerung zum altkristallinen Bestand gehören, dann würde die Lucomagno-Einheit die Hülle der darunterliegenden Leventinamasse darstellen, sonst würde der zweite Fall eintreffen.

b) Für die Leventina-Granitgneismasse stellt sich die äquivalente Frage: Sie könnte sowohl die südliche Fortsetzung des Gotthard-Massivs wie eine selbständige Decke (mit oder ohne Lucomagno-Hülle) darstellen, die auf einer mesozoischen Unterlage nach Norden verfrachtet worden ist. Für die objektive Bewertung der Leventina-Masse findet man leider keinen sicheren Anhaltspunkt, indem die mögliche Unterfläche derselben überall unterhalb der Talsohle bleibt.

c) Es ist zuletzt noch zu prüfen, ob die Lucomagno-Decke und die Leventina-Decke gemeinsam oder getrennt überhaupt als südliche Fortsetzung des Gotthard-Massivs in Frage kommen. Die Frage kann nur indirekt beantwortet und nicht eindeutig bejaht werden, wenn die Gesteinsbeschaffenheit und der Metamorphosengrad in den drei tektonischen Elementen mindestens ähnlich, wenn nicht gleich sind oder Uebergänge zeigen.

In den ersten zwei Fällen müssten die mesozoischen Gesteine der Piora-mulde in der Tiefenachse nach Süden biegen, um die Hülle oder Unterlage oder beides der Leventina-Decke zu bilden: Es würde aber noch offen bleiben, in welcher Tiefe diese Umbiegung nach Süden liegt. Im dritten Fall könnten sie nur eine wahre, tektonisch mehr oder weniger gestörte Mulde bilden, für welche aber der Tiefgang noch nicht bestimmt ist.

2. Die verschiedenen Interpretationen

Durch die Beschränktheit der beobachtbaren Aufschlüsse gestaltet sich die tektonische Problematik sehr kompliziert und die Lösung wird zwangsläufig einen subjektiven Charakter aufweisen. Es scheint uns darum vernünftig, die Aussichten der verschiedenen Autoren, die das Gebiet selbst oder die regionalen Verhältnisse südlich des Gotthard-Massives untersucht und interpretiert haben, chronologisch zu studieren:

2.1 L.J. Krige hat 1918 mit seiner Dissertation "Petrographische Untersuchungen in Val Piora und Umgebung" die Piora-Mulde vortrefflich untersucht. Trotzdem seine petrographischen Zonen mit unseren praktisch genau übereinstimmen, nimmt er einen einfacheren tektonischen Stil an, indem die Synklinal- und Antiklinalstrukturen nicht als verschuppt betrachtet werden. Durch Ablehnung der Analogien, die zwischen den Gesteinen der Lucomagno-Decke (von ihm, Massiv genannt) und des Gotthard-Massivs vorhanden sind, kommt er zum Schluss, dass die Piora-Mulde einen beträchtlichen Tiefgang haben muss. Der Betrag wird aber nicht angegeben und seine Profile erreichen nur eine Tiefe von etwa 300 m.

2.2 Albert Heim 1919 entwirft für den Südrand des Gotthard-Massivs ein tektonisches Profil, das an unser Profil angepasst, in der Figur 13 dargestellt ist. Alb. Heim lässt in der Tiefe die Piora-Mulde nach Süden umbiegen und teilt sie dann als Hülle und Unterlage der Leventina-Decke auf, wobei man sich auch hier erinnern muss, dass dies nur auf Grund theoretischer Ueberlegungen durchgeführt ist, zwar unter der Annahme, dass Leventina- und Lucomagno-Decke getrennt von Süden her nach Norden disloziert worden sind.

Die theoretische Erwägung, dass die Leventina-Decke eine mesozoische Unterlage hat, ist wohl aus den Verhältnissen im Simplontunnel abzuleiten, indem die der Leventina-Decke entsprechende Antigorio-Decke noch die Verampio-Decke als Unterlage aufweist.

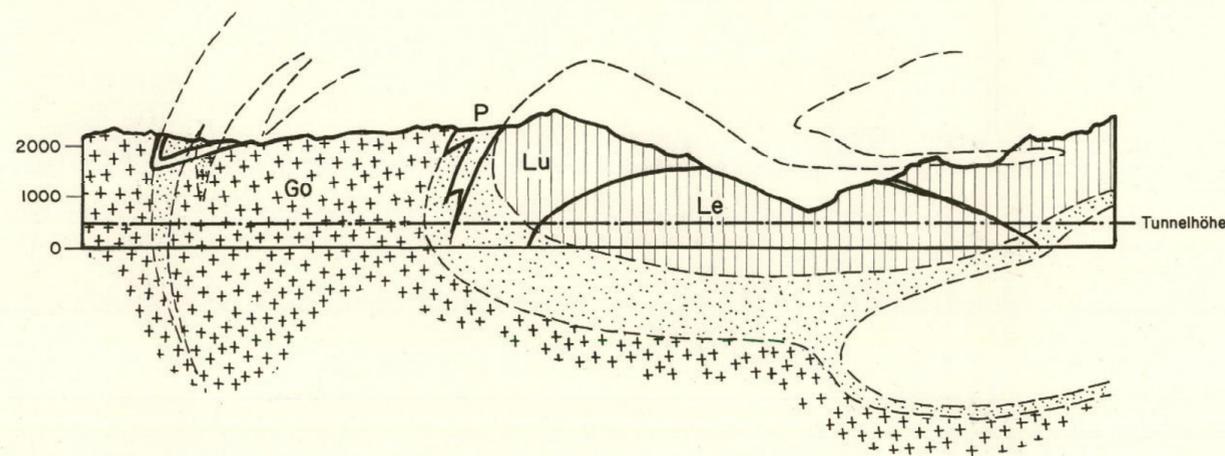
2.3 L. Bossard 1925 publiziert in seiner Dissertation "Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio" das Nord-Südprofil durch das von uns untersuchte Gebiet, wo er das Profil von Alb. Heim

Vergleich der verschiedenen tektonischen Interpretationen des Gebietes der Piora - Mulde in der Profilebene 704

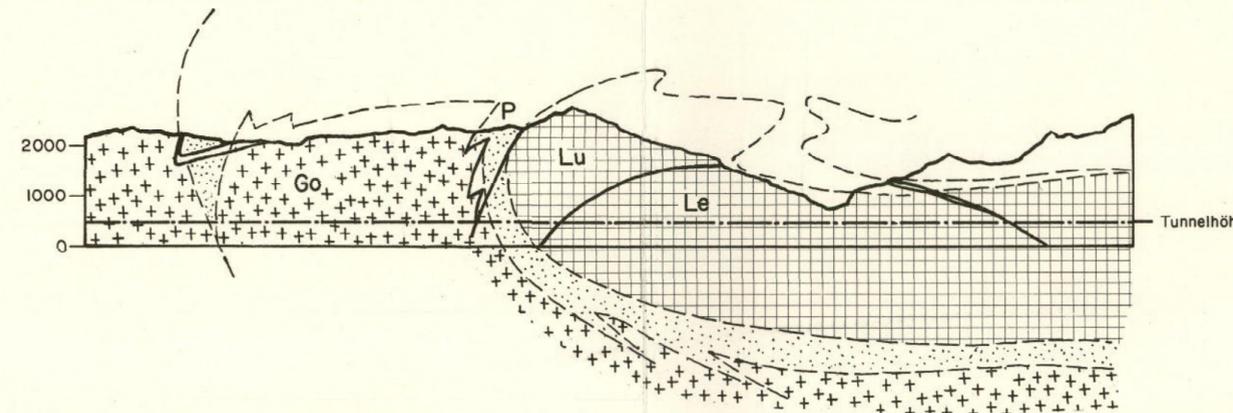
1:10 000

(Die Interpretationen sind an die Aufschlüsse in der Profilebene angepasst.)

nach Alb. Heim 1919



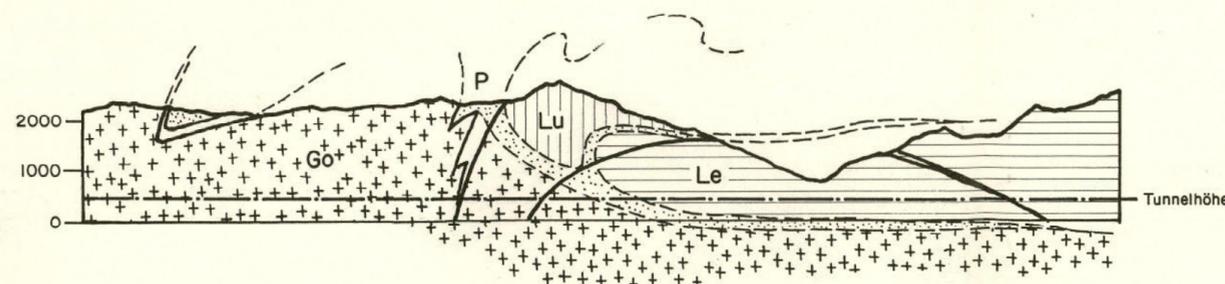
nach R. Staub 1926



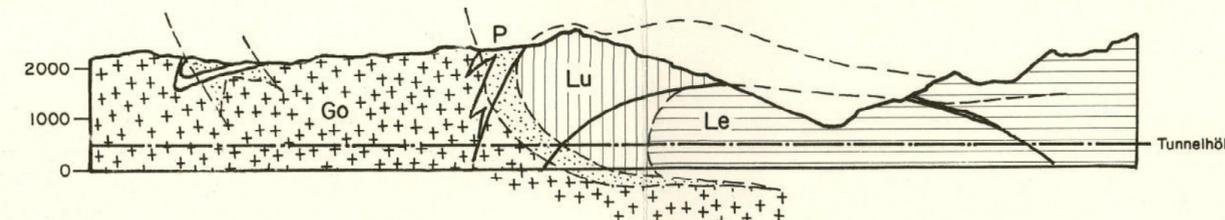
nach R.U. Winterhalter und E. Dal Vesco

- Begrenzung der tektonischen Einheiten
- P = Piora - Mulde
- Lu = Lucomagno - Decke
- Le = Leventina - Decke
- Go = Gotthardmassiv

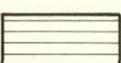
nach L. Bossard 1934



nach W.K. Nabholz 1954



nach den verschiedenen Autoren

- - - - - Begrenzung der tektonischen Einheiten
-  Mesozoikum
-  Lucomagno - Decke
-  Leventina - Decke
-  Gotthardmassiv
-  nicht differenziert

qualitativ übernimmt. Die gleiche Auffassung vertritt er nochmals in der von P. Niggli geleiteten Publikation "Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia und Bleniotal", so dass man diese Interpretation gemeinsam betrachten kann.

2.4 Hr. Preiswerk, einer der besten Kenner der penninischen Alpen vom Simplon bis zum Gotthard, veröffentlicht in den Schweiz. Miner. Petr. Mitteilungen Bd. VI des Jahres 1926 "Die Bemerkungen zu L. Bossard: Der Bau der Tessinerkulmination". Am besten übertragen wir wörtlich die das Problem interessierenden Stellen:

"Diese Arbeit ist unter dem Titel: Geologie des Gebietes zwischen Val Leventina und Val Blenio" mit zwei weiteren Tafeln als Dissertationsauszug in Zürich erschienen und befasst sich mit einem Gebiet, über das ich mich in tektonischer Hinsicht ebenfalls schon geäußert habe. So glaube ich nicht, der Aufforderung des Redaktors der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen darüber zu berichten, mich entziehen zu sollen, weil ich hoffe, zur Klärung der Anschauungen über dieses wichtige und schwierige Alpengebiet dadurch beitragen zu können, dass ich in der Arbeit Bossards die Punkte hervorhebe, in denen unsere Resultate harmonieren, dagegen diejenigen Ansichten zurückweise, die mit meinen Beobachtungen in Widerspruch stehen.

Die Ausführungen Bossards stützen sich auf die geologische Spezialaufnahme der Gebirgsmasse zwischen Val Leventina und Val Blenio nebst Begehungen im Gebiet der Deckenkulmination im Tessin- und Tosatal. Seine tektonische Karte umfasst dieses ganze Gebiet und hat den Zweck, die Parallelisierung der Decken der Simplonregion mit denen der Tessinerregion zu erläutern.

In dem aufgenommenen Gebiet werden folgende Einheiten hervorgehoben:

1. Das Gotthardmassiv. Das Auftauchen eines Gewölbes gotthardmassivischer Gesteine aus den mesozoischen Sedimenten (gemeint ist zweifellos die Selva Secca bei Acquacalda) da, wo die Tessinerkulmination das Gotthardmassiv trifft, veranlasst Bossard zu dem Schluss, dass das Gotthardmassiv den Sockel der südwärts folgenden Decken, zunächst der Lucomagnodecke bilde. Wenn man nur die auf Spezialkarte

No 81 dargestellten Verhältnisse in Betracht zieht, so scheint mir ein solcher Schluss nicht zwingend zu sein. Das Auftreten des Selva-seccagranites deutet vielmehr auf die geringe Tiefe der Pioramulde an dieser Stelle und lässt vermuten, dass Gotthard- und Lucomagno-Massiv durch keine tiefgreifende tektonische Trennungsfläche geschieden sind, wofür auch die völlige Uebereinstimmung der Gesteine im Durchschnitt Scai-Pizzo Sole spricht.

2. Die Leventinadecke. Diese bildet eine NW-SE langgestreckte, domförmige, allseits zur Tiefe tauchende Granitgneismasse. Sie wurde bisher meist als der Kern des Lucomagnomassivs aufgefasst. Die Aufnahme Bossards führt jedoch dazu, im Dach der Leventinadecke eine tektonische Grenzfläche anzunehmen, welche den Granitgneis der Leventinadecke von der mehr aus Paragesteinen bestehenden Lucomagnodecke trennt und ihn weiter südwärts in wechselnde Berührung bringt mit dem Stiel der Lucomagnodecke, mit der Simanodecke und mit den Triasgesteinen, die einander über dieser Grenzfläche ablösen. Der Rücken der Leventinadecke unter der Grenzfläche ist in Falten gelegt, die nach Süden schauen. Dies spricht für eine Nordwärtsbewegung der Leventinadecke, während Teile der Lucomagnomasse eine relative Bewegung nach Süden ausgeführt hätten. Mehrfach finden wir im Gebirgsbau der Tessiner-Tosa-Region Hinweise darauf, dass die flachliegenden, grossen Granitdecken eine von den oft steil aufgerichteten höheren Paradecken unabhängige Bewegung ausgeführt haben.

3. Die Lucomagnodecke. Stratigraphisch bedeutsam ist ein charakteristischer Horizont von kohligen, magnetitführenden Granatphylliten, die zum Karbon gestellt werden. Die "Lucomagnodecke" wird durch die mesozoische Molaremulde in zwei Teile geteilt. Das Ende dieser Mulde im Süden lässt sich auf dem Terrain nachweisen. Der Nordteil des Lucomagnomassivs zeigt ausgeprägt antiklinalen Aufbau. Doch wird derselbe von Bossard nicht als primäre Antiklinale, sondern als Deckenbiegung aufgefasst. Ich halte dafür, dass das Lucomagnomassiv analog dem Gotthardmassiv gebaut sei. Der Auffassung überkippter Deckenstirne steht m.E. das Untertauchen der Enden des Lucomagnokristallins im Osten und Westen unter die Sedimenthülle entgegen."

2.5. R. Staub 1926 vereinigt in seinen Profilen die Lucomagno- und die Leventinamasse in eine einzige Decke, wobei der ganze Komplex auf einem verschuppten mit Mesozoikum belegten Grundgebirge ruht, das als südliche Fortsetzung des Gotthard-Massivs aufzufassen ist. Im Gegensatz zu den graphischen Interpretationen der anderen Autoren kommen in seinem Profil die Schuppenstruktur des Südrandes des Gotthardmassivs und die Rückfaltungen im Rücken der Lucomagnodecke deutlich zum Ausdruck. Auch der Selvasecca-Granit wird als vom Gotthard abgeschürfte und nach Süden zurückgestülpte Schuppe interpretiert.

2.6. W.K. Nabholz 1954 vereinfacht in den Erläuterungsprofilen zur Geologischen Karte der Schweiz Blatt 7 den Bau der unteren penninischen Decken. Er vereint Lucomagno- und Leventinamasse in eine Decke, die eine differentielle Bewegung der oberen Masse aufweist, und lässt im Frontalgebiet die Piora-Mulde nach Süden bald auskeilen indem er offenbar nur eine geringe Dislokation nach Norden auf der aufgewölbten Unterlage annimmt.

3. Bemerkungen zu den verschiedenen Interpretationen

Wenn man von den Bemerkungen von W. Preiswerk absieht, der sicher einer der besten Kenner der ganzen Frontalregion der penninischen Decken am Südrand des Gotthard-Massivs war, gehen eigentlich alle Interpretationen auf diejenige von Alb. Heim zurück, der eine Deckennatur der Leventinagneismasse postuliert hat. Wir möchten aber noch einmal betonen, dass die Unterfläche dieser, im Bereich der Tessiner Kulmination tiefsten Decke nirgends aufgeschlossen ist. Der einzige Anhaltspunkt für diese These ist nämlich die petrographische Analogie zwischen Leventina-Masse in der Tessiner Kulmination und Antigorio-Decke in der Tosa-Kulmination: Diese letzte zeigt im Bereich des Verampioales noch eine tiefere tektonische Einheit als Unterlage und zwar die Verampio-Masse.

Die Verampio-Masse besteht hier aus einem granitischen Kern, einer altkristallinen Hülle, die von mesozoischen Gesteinen überlagert ist, welche die Unterlage der Antigorio-Decke bilden. Die altkristalline

Hülle wird von flaserigen, zum Teil quarzreichen Glimmergneisen und - Schieferen gebildet, die mit Granatamphiboliten bis Granatdioriten begleitet sind. Die mesozoische Hülle besteht aus einer, einige Meter mächtigen Triasbank (zuckerkörniger Dolomit), welcher von den Bündnerschiefern überlagert wird. Die Bündnerschiefer selbst bestehen vorwiegend aus sandhaltigen Marmoren.

Auch die porphyrischen Granitgneise der Antigoris-Decke werden von Marmoren umhüllt, gleich wie an der Stirn der Antigorio-Decke im Bereich des Bavonatales, wo noch rauhwackige Dolomite eingeschaltet sind.

Lehrreich ist auch noch die Situation in der Antigorio-Decke im Maggialtal, wo ich sie durch die Stollenbauten der Maggia-Kraftwerke ziemlich gut kenne (die Arbeit darüber wird vermutlich nächstes Jahr publiziert werden). Die Antigorio-Decke bildet den granitoiden Kern und die altkristalline Hülle besteht vorwiegend aus Glimmergneisen und - Schieferen, die zonenweise Amphibolitzüge aufweisen. Die Grenzen zwischen dem granitoiden Dom und den Hüllgesteinen ist magmatischer Natur: Stellenweise konnte die Bildung von Quarziten beobachtet werden. Auf diesen zwei Gesteinsmassen sind die mesozoischen Gesteine diskordant abgelagert worden, wie dies im Frontalgebiet zwischen Val Bavona und Val Peccia gut erkennbar ist. Ganz wichtig ist nun die tektonische Situation die sich nach Westen, gegen das Verampio-Fenster entwickelt. Der granitoide Kern der Antigorio-Decke bildet hier ein selbständiges Deckenelement und die kurz beschriebene altkristalline Hülle wird stärker abgeschürft und nach Norden disloziert, bis sie die selbständige Monte-Leone-Decke bildet. Gegen den Simplon zu zeigen somit die Decken einen viel stärkeren tektonischen Zusammenschub und gerade hier in der Tosa-Kulmination hat man auch das Auftreten der Verampio-Unterlage. Interessant ist noch festzustellen, dass die aufgeschlossene Süd-Nord Ausdehnung der Verampio- und der Antigorio-Decken zusammen ungefähr der Ausdehnung der Antigorio-Decke im Maggialtal entspricht.

Wenn man zu dem Komplex der Leventina- und Lucomagno-Decken zurückkehrt, erkennt man verschiedene Analogien mit der meist parallelisierten Decken im Westen. Die Quarzite zwischen den zwei Decken, die ich an mehreren Stellen untersucht habe, zeigen eine Mächtigkeit, die 5 - 6 m erreichen kann. Mit denjenigen des Antigiorandes verglichen, sind

sie verschiefter und führen mehr helle Glimmer, doch sind aber die Hüllgesteine hier viel quarzitischer als dort. Nirgends erkennt man eine Vergesellschaftung mit Dolomiten, die für ein triadisches Alter sprechen würde. Auch die Aufschlüsse an der Stirn der Leventina-Gneise zwischen Freggio und Sompredi, die in der Karte von L. Bossard als Trias angegeben sind, bestehen aus einer wenige Meter ausgedehnte Bank von grobkörnigem Kalzitmarmor, der mit den mesozoischen Marmoren von Peccia vergleichbar ist. Andererseits kann man nicht mit Sicherheit feststellen ob die Marmorbank in den quarzreichen Schiefern der Lucomagno-Decke oder noch in der Leventina-Decke liegt. Dazu muss man denken, dass in der Lucomagno-Decke selbst, einzelne Hornblende führende Horizonte Kalzit- und sogar Dolomitgehalte von 25 % aufweisen, ohne deswegen triadisch zu sein. Es ist darum nicht ausgeschlossen, dass das Lucomagno-Altkristallin auch Linsen von Marmor führen kann. Der in der Nähe der Marmorbank gefundene Baryt wird wohl genetisch mit dem herzynischen Magmatismus der Leventinagranite verbunden sein.

Es existieren somit keine Belege, die eindeutig für eine mesozoische Hülle der Leventina-Decke sprechen würden. Leider hat man aber auch keinen Beweis, dass die vorhandenen Gesteine tatsächlich ein höheres Alter besitzen. Alb. Heim und L. Bossard interpretieren diese Gesteine als mesozoische Hülle der Leventina-Decke; H. Preiswerk, R. Staub und W.K. Nabholz, als alte Einlagerungen zwischen granitoidem Kern und altkristalliner Hülle. Im Vergleich mit den Verhältnissen im Maggialtal neige ich zur Annahme, dass diese Gesteine alte Einlagerungen darstellen und, dass die Piöra-Mulde dadurch nicht unbedingt in der Tiefe weiter nach Süden gehen muss.

Die Piöra-Mulde kann sich aber noch als Unterlage der Leventina-Decke entwickeln. Die meisten Autoren (Alb. Heim, L. Bossard, R. Staub, partiell auch W.K. Nabholz) nehmen eine solche Fortsetzung an, doch die Analogie mit dem Simplon-Gebiet ist kein genügender Beweis, dass diese Situation wirklich eintreffen muss. Eine mesozoische Unterlage der Leventina-Decke ist auch keine theoretische Notwendigkeit, indem die ganze Phänomenologie auch ohne eine Deckennatur der Leventina-Decke erklärt werden kann. Es folgt daraus, dass diese mesozoische Unterlage nur aus der Ueberzeugung entstanden ist, dass die beobachtbaren tekto-

nischen Massen alle richtige Decken darstellen. Das Fehlen von mesozoischen Gesteinen an der Front der Leventina-Masse (zwischen dieser und der Lucomagno-Decke) und die starke Verfältelung der Leventina-Granitgneis an der nördlichen Stirn (die für einen harten Widerstand der vorgelagerten Massen spricht) deuten eher für das Fehlen einer mesozoischen Unterlage. Dazu wäre noch zu bemerken, dass der petrographische Aufbau der Leventina-Lucomagno-Masse und derjenige des Gott-hardmassivs ganz ähnlich sind. Auf diesem Wege der Vergleiche kommt man leider zu keinem sicheren Schluss. Man muss eher probieren aus der Phänomenologie der Piora-Mulde selbst all die Hinweise zu überprüfen, die für oder gegen einen Tiefgang der mesozoischen Gesteinsserien sprechen.

B. DIE STRUKTUR DER PIORA-MULDE

1. Die Form der Grenzfläche der altkristallinen Unterlage

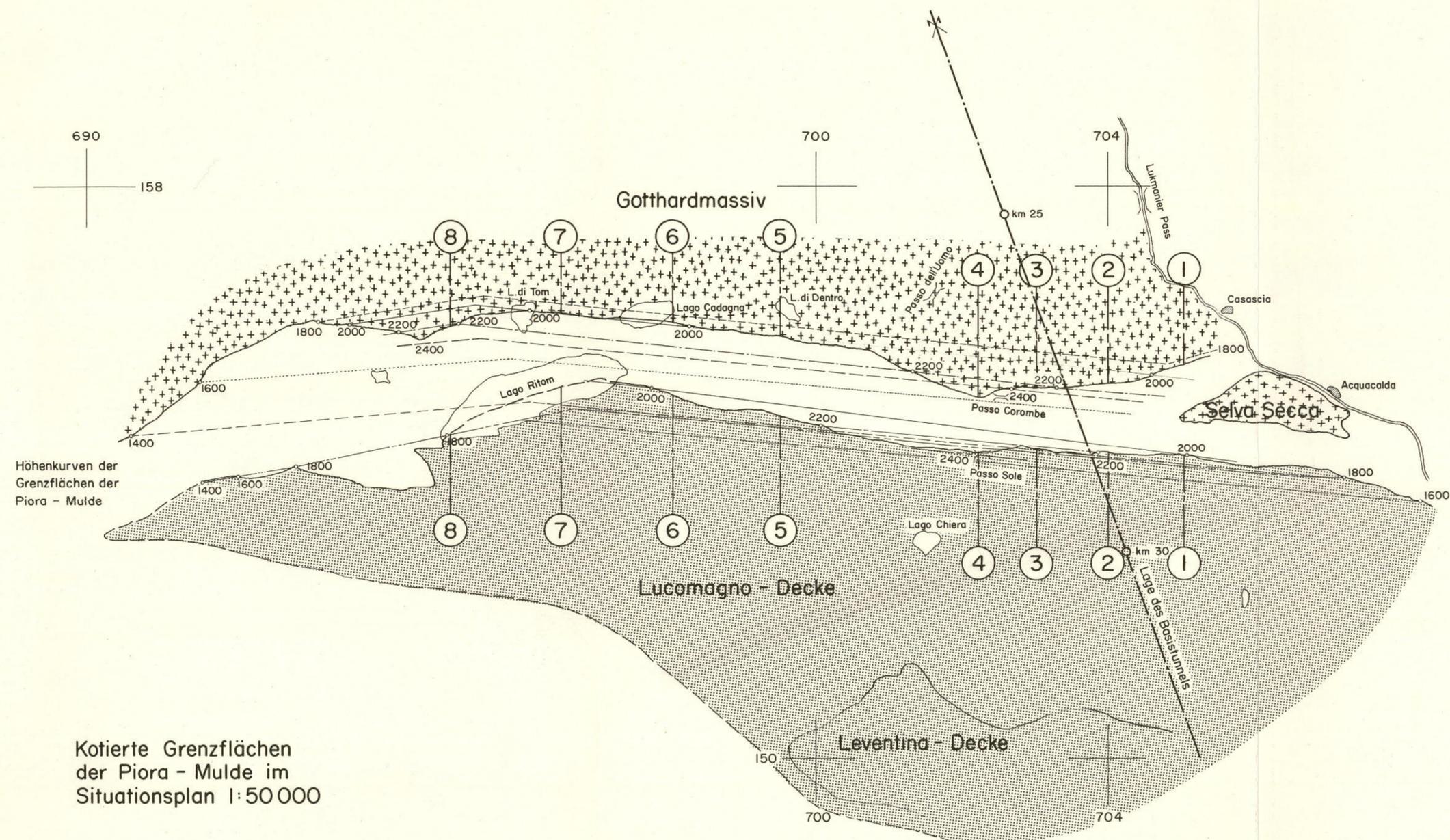
Wenn man von aussen her die Konfiguration der Grenzfläche zwischen Mesozoikum und altkristallinen Unterlage im Abschnitt zwischen Airolo und Lucomagno-Pass zu erfassen versucht, probiert man am besten die kotierte Fläche grob zu konstruieren. Es ist uns a priori wohl bewusst, dass diese Konstruktion nur eine grobe Annäherung darstellen kann und um den Eindruck einer grösseren Genauigkeit nicht vorzutäuschen, hat man die Höhenlinien nur als Geraden dargestellt. Das Resultat dieser geometrischen Konstruktion ist in der Figur 14 dargestellt.

Trotzdem die Skizze nur die groben Züge darstellen kann, sieht man, dass die Südgrenze des Gotthardmassivs zuerst konform der Schichtlagerung nach Norden einfällt um dann gegen Süden in einen relativ flachen Boden überzugehen. Die Nordgrenzfläche der Lucomagno-Decke zeigt zuerst eine der Schichtung konforme frontale Ausbuchtung nach Norden um dann steil zu werden. Mit dieser graphischen Ableitung kann man nicht sagen ob der flache Boden, der dann südlich wieder steiler wird, und die steile Nordfläche der Lucomagno-Decke sich vereinigen oder nicht, also ob noch ein Weg für den Tiefgang offen bleibt oder nicht.

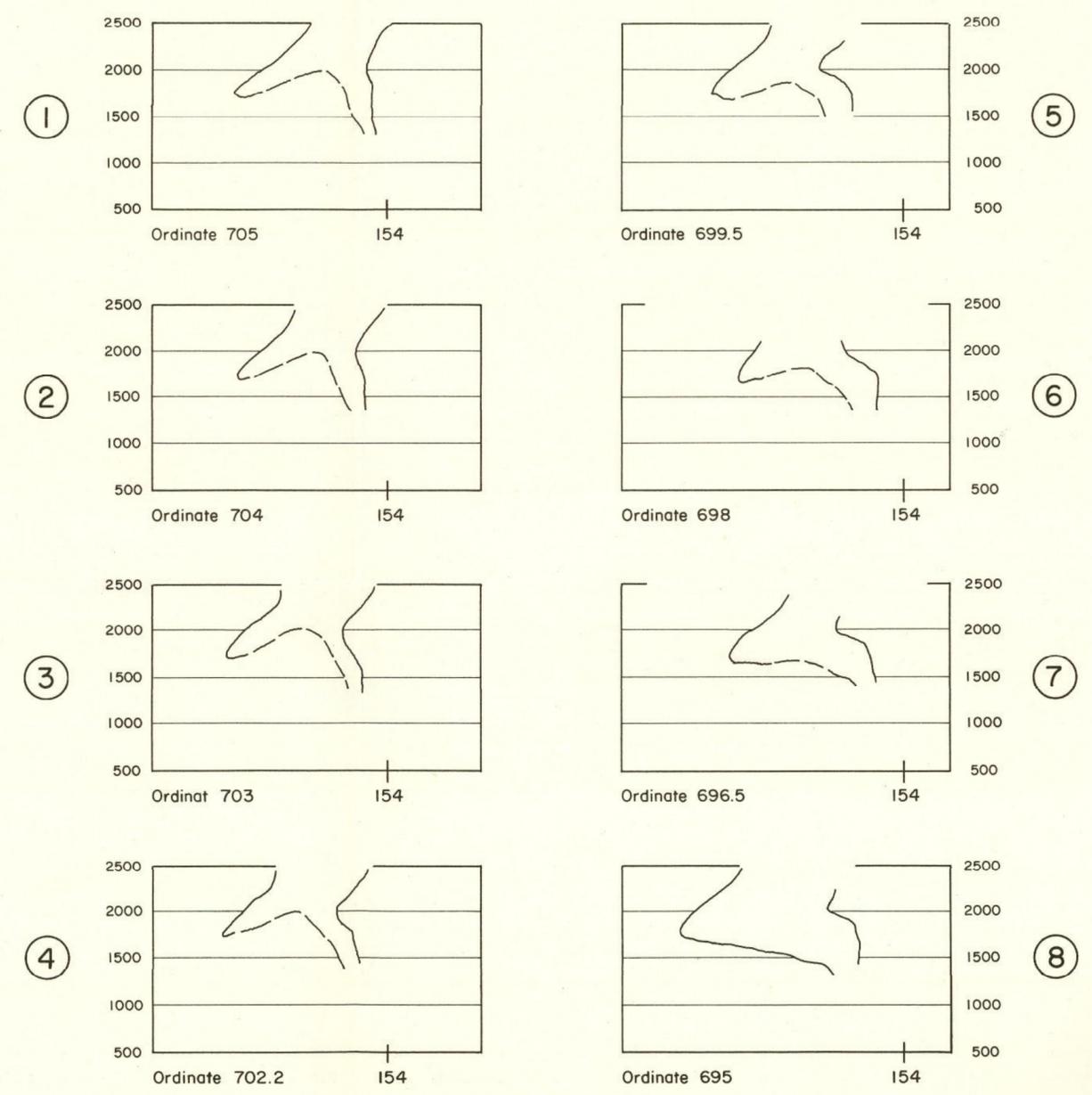
Für den Verlauf des "Bodens" der Mulde spielt der Aufschluss der granitoiden Gesteine von Selva Secca, mindestens im Bereich der Deckenkulmination (östlich des Pizzo Columbe), eine beträchtliche Rolle. Unabhängig ob diese granitoide Masse eine Antiklinalstruktur oder eine grössere Schuppe des Gotthardmassivs darstellt, Tatsache bleibt, dass sie im aufgeschlossenen Bereich innerhalb der Pioramulde eine Kote von zirka 2000 m erreicht. Ihre Scheitellinie sollte gegen die Deckenkulmination zu noch steigen, um dann wieder nach Westen zu sinken.

Ihr kotierter Verlauf in den absoluten Werten scheint nun in bezug auf die grosse Tiefe des Basistunnels; weniger wichtig zu sein, als das Vorhandensein der Masse selbst, welche die Piora-Mulde unterbricht. Schon auf Grund der Aufschlüsse kann man annehmen, dass der Selva Secca-

Vereinfachte geometrische Konstruktion der Grenzflächen der Piora-Mulde



Querprofile durch die Piora - Mulde 1:50 000



Granit bis leicht westlich von Pizzo Columbe eine Aufwölbung der triadischen Schichten bedingt, also dass er eine Aufwölbung des Muldenbodens darstellt, wobei noch offen bleiben soll, ob dies durch eine antiklinale Hebung oder durch eine Verschuppung des Altkristallins bedingt ist. Gegen Osten taucht die ganze Struktur mit dem allgemeinen östlichen Axialgefälle der Decken und des Gotthardmassivs in die Tiefe und wird von den jüngeren Sedimenten der mittleren penninischen Decken überlagert.

Aus dieser geometrischen Analyse geht somit hervor, dass die Grenzfläche Mesozoikum/Altkristallin im Bereich der Pioramulde eine Synklynalform aufweist, die einen flachen antiklinal aufgewölbten Boden zeigt. Die grosse Synklynalstruktur wird dadurch, im östlichen Gebiet bis und mit der Kulmination, durch eine Antiklynalstruktur in zwei Teilsynklynalen aufgedreht: Die nördliche, unmittelbar am Rand des Gotthardmassivs verlaufende resultiert geometrisch geschlossen; die südliche, an der Lucomagno-Stirn, kann geometrisch nicht genau erfasst werden und könnte sich doch nach unten weiterentwickeln.

2. Die Strukturen der mesozoischen Sedimentgesteinen

Wenn man die geometrischen Betrachtungen verlässt und die beobachtbaren Strukturen im Bereich der mesozoischen Schichten und zwar ganz unabhängig von den vorangehenden Schlussfolgerungen analysiert, kommt man auf die Situation, die in der beigelegten Strukturkarte 1:10 000 (eine vereinfachte Zusammenfassung der neuen Aufnahmen) dargestellt ist.

Wenn man von lokalen Störungen und Komplikationen absieht, hat man vor allem sowohl am Gotthard-Massiv, wie in der Lucomagno-Front eine normale stratigraphische Folge der mesozoischen Hüllgesteine: Zuerst die Basisquarzite, dann sukzessive die Dolomite, die die Hauptmasse bildende Rauhwaacke, wieder die Dolomite und die Frodaleraserie, welche keine merkliche Differenz aufweisen ob sie am Nordrand oder am Südrand liegen. Die Aufliegefläche der Trias auf dem Altkristallin ist in den wenigen sichtbaren Aufschlüssen meistens tektonisch gestört indem die jüngeren Sedimente von der ursprünglichen Unterlage abgeschürft

sind. Wie gross der Betrag der differentiellen Bewegung ist, kann man nicht feststellen, doch kann sie nicht beträchtlich sein. Die triadischen Sedimente könnten als quasi autochton bezeichnet werden. Diese petrographische Korrespondenz und die Quasiautochtonie der triadischen Gesteine würden für die Ränder einer richtigen Mulde sprechen.

2.1 Untersucht man jetzt die Strukturen im östlichen Teil (zwischen Pizzo Columbe und Brenno), da kann man folgendes feststellen:

Längs der Front der Lucomagno-Masse hat man einen schmalen, tektonisch unterbrochenen Streifen von Rauhacke; dann die Frodaleraserie und wieder Rauhacke in mächtiger Ausbildung. Diese Symmetrie stellt eine (gestörte) Synklinalstruktur dar, die mit der südlichen Teilsynklinale der Unterlage zusammenfallen würde.

Diese letzten Rauhacken, welche den Nordschenkel der Synklinale aufbauen, umhüllen gleichzeitig die südliche Flanke des Selva-Secca-Granites, wo sie eine gestörte Granitaufwölbung entsprechende Antiklinalstruktur aufweisen. An einem einzigen Aufschluss konnte man feststellen, dass die Quarzite und die Dolomite normal auf dem Granit liegen, was bezeugen würde, dass der granitoide Körper von Selva-Secca nicht einfach als fremder Span in die Trias tektonisch hineingeschürft wurde, sondern dass er die ursprüngliche Sedimentationsunterlage der Trias gebildet hat.

Zwischen dem Granit von Selva-Secca und demjenigen von Alpe di Gana (an der südöstlichen Spitze des Gotthard-Massivs) kommt wieder eine synklinale Struktur zum Ausdruck, indem im zentralen Teil der Rauhacke ein Streifen von jüngeren Frodaleragesteinen auftritt. Sie sind jedoch nur für eine kurze Strecke vorhanden, da offensichtlich die Synklinalachse lokal ziemlich steil nach Westen steigt und Wellungen aufweist.

Man hat somit im Grossen die gleichen Strukturen in den mesozoischen Sedimenten, welche der auf anderem Wege abgeleiteten Form der Grenzfläche des Altkristallins ganz gut entsprechen. Dass diese Strukturfolge innerhalb der östlichen Pioramulde einer Tatsache entspricht, kann auch am gegenüberliegenden, östlichen Hang des Lucomagnotales direkt kontrolliert werden.

Innerhalb des östlichen Bereiches ist das Streichen der Schichten generell Ost-West in allen tektonischen Einheiten, also im Altkristallin und im Mesozoikum. Auch das Fallen bleibt generell nach Norden gerichtet mit einem Winkel von $45 - 75^{\circ}$. Das zeigt, dass die beschriebenen Strukturen innerhalb der Pióra-Mulde Faltebenen haben, die ähnlich orientiert sind, was die Untersuchung der Achsen der Kleinfältelungen bestätigt wird. Diese sind innerhalb der verschiedenen Gesteinskomplexe praktisch Ost-West orientiert (leicht nach Südosten) mit einem Fallen gegen Osten, das zwischen 6 und 25° schwankt.

2.2 Im zentralen Bereich, also am Pizzo Columbe, ist die Pióra-Mulde deutlich schmaler. Entsprechend werden die Rauhwacken viel steiler und zeigen zum Teil ein steiles Südfallen. Die beschriebenen internen Strukturen kommen durch die Vergesellschaftung der Sedimentschichten immer noch deutlich zum Ausdruck. Der Pizzo Columbe selbst besteht aus einer verfalteten Antiklinalstruktur von Rauhwacke, die im Scheitel noch eine interne synklinale Einbiegung zeigt. Diese maximale und steile Aufwölbung liegt immer noch auf der Fortsetzung der Selva Secca Granitmasse und stellt den äusseren Ausdruck der Tessiner-Deckenkulmination dar. Dieses grosstektonische Verhalten drückt sich auch in der Achselage der Kleinfältelung in der Frodaleraserie und im Altkristallin aus: Es vermischen sich hier Faltenachsen, die nach Osten, nach Westen fallen oder horizontal bleiben.

2.3 Im westlichen Bereich, zwischen Pizzo Columbe und Westende des Lago Ritom, wird der strukturelle Stil der Pióra-Mulde einfacher. Die Rauhwacken und die Frodaleraserie, welche die südliche Teilsynklinale am Rand der Lucomagno-Stirn bilden, werden immer flacher, und durch das Ausflachen der zentralen Antiklinale ziehen sie in die nördliche Teilsynklinale ein, um dann nur noch eine, jedoch verschuppte, mehr zentral gelegene Synklinale zu bilden. Diese Struktur zieht nun bis ins Canariaital hinüber, wo im südlichen Teil wieder eine Antiklinal-synklinale Struktur bemerkbar macht: die neuen strukturellen Komplikationen können auch mit dem Auftreten von Gips- und Anhydritmassen verbunden sein.

Trotzdem der allgemeine Verlauf der Pióra-Mulde immer noch Ost-West ist (mit einem leichten Umbiegen nach Südwesten), verhalten sich in diesem Bereich die Faltenachsen ganz anders: Die Achsen der Kleinfältelung sind hier, sowohl im Altkristallin, wie in den mesozoischen Gesteinen, Nord-Süd gerichtet und fallen mittelsteil nach Norden ein. Diese Faltenachsen liegen nicht mehr in der Faltungsrichtung der Pióra-Mulde, son-

dern quer dazu, und zwar \pm parallel zur Tessiner-Deckenkulmination. Da die Fältelung gleichzeitig mit der Metamorphose geschah, müssen zu dieser orogenetischen Phase gleichzeitig ein Druck von Süden her und einer in der Ost-West Richtung gewirkt haben.

Da die Fältelung gleichzeitig mit der Metamorphose geschah und die Metamorphose regionalen Charakter aufweist, muss man annehmen, dass orogenetische tangentialer Druck mehr oder weniger gleichzeitig von Süden nach Norden und in Ost-West-Richtung gewirkt hat: Die Ost-West Wirkung ist somit mit der Aufwölbung der Tessiner-Deckenkulmination zu verbinden. Leider lassen sich daraus keine Schlüsse ableiten, die für die Lösung unseres Problems nützlich sein können. Trotzdem kann man sehen, dass die Muldengesteine genau das gleiche Schicksal wie der altkristalline Rahmen durchgemacht haben.

3. Die Verschuppung innerhalb der Piora-Mulde

Wie man bereits gesehen hat, sind die Grenzen zwischen Altkristallin und Trias oft gestört, was wohl für eine differenzielle postmetamorphe mechanische Beanspruchung spricht. Innerhalb der Rauhacke findet man häufig mehr oder weniger parallel zur Schichtung verlaufende Störungen, die aber in der Karte nicht eingezeichnet worden sind, indem ihr Verlauf nur mit Schwierigkeit festgestellt werden kann. Oft fallen sie mit Dolinen-Lineationen zusammen.

Dazu findet man noch Rauhackehorizonte, die eine brekziöse Struktur aufweisen. Die enthaltenden Fragmente bestehen aus Altkristallin, Frodaleragestein, Dolomit und Marmor, also Gesteine, die eng mit der Rauhacke verbunden sind (Bündnerschiefer wurden dagegen nicht beobachtet). Diese Horizonte stellen offensichtlich Zerreibungsbrekzien dar und müssen jünger als die Metamorphose und mit den erwähnten Störungslinien genetisch verbunden sein. Trotzdem die Messungen schwierig durchzuführen sind, scheinen die Zerreibungsbrekzien subparallel mit den normalen Rauhacken zu verlaufen. Dass sie Gesteinsfragmente führen, welche die gleichen Mineralien und Texturen wie die Tremolagesteine zeigen, beweist, dass die Störungsflächen bis in die alt-

kristalline Unterlage greifen und dass sie nicht sehr tief sein kann. Das scheinbare Fehlen von Bündnerschiefern (es wurden keine solche Fragmente gefunden) könnte ein Hinweis sein, dass in der Tiefe keine Bündnerschiefer mehr vorhanden sind, also dass keine grössere tektonische Komplikationen in der Tiefe der mesozoischen Gesteine vorhanden sein sollten.

Diese Ableitung, dass die Piora-Mulde postmetamorphe \pm parallele Störungsflächen aufweist, die bis zur altkristallinen Unterlage greifen und die mit einer Schuppenstruktur verbunden sein müssen, stimmt übrigens mit der bekannten Schuppenstruktur des Südrandes des Gotthardmassivs überein, wie es R. Staub in seinen Profilen zum Ausdruck bringt. Damit verbunden sind wohl auch die Ruschelzonen innerhalb des Gotthardmassivs, die oft mit den Grenzflächen Orthogneis- Paragneis und mit den Amphibolitzügen zusammen fallen. In das gleiche strukturelle Motiv passen auch die Einschuppung von Mesozoikum in das Gotthardmassiv westlich von S. Maria und die altkristallinen Schuppen innerhalb des Mesozoikums am Nufenenpass. Die Lucomagno-Decke blieb auch nicht davon verschont, wie man dies am Grat nördlich der Molare-Mulde beobachten kann, wo verschiedene Triasfetzen im Altkristallin eingekeilt sind.

Die scherende Kraft, welche zur Schuppenbildung geführt hat, war vorwiegend postmetamorph im ganzen Gebiet wirksam, doch hat sie schon während der Metamorphose angefangen, wie dies durch die Streckung der Glimmer dokumentiert ist. Die Messungen der räumlichen Lage der gestreckten Biotite hat folgende Resultate gegeben:

- Im östlichen Bereich:	Lucomagno-Decke	25/65
	Selva Secca-Granit	25/50
- Im mittleren Bereich:	Gotthardmassiv	352/34
	Lucomagno-Decke	358/68
- Im westlichen Bereich:	Gotthardmassiv	312/36, 351/20, 0/33, 12/37
	Piora-Mulde	25/48, 4/45
	Lucomagno-Decke	347/55, 350/48 15/35 7/30

Auch wenn gewisse Streuungen vorhanden sind (zum Teil auch durch die Ungenauigkeit der Messung selbst bedingt), zeigen die Elongationen der Biotite eine generelle Orientierung mit einem Einfallswinkel von $30 - 40^\circ$ nach Norden. Man entdeckt somit immer mehr Eigenschaften, die für die drei tektonischen Elemente gemeinsam sind. Zusammenfassend hat man also eine scherende Kraft gehabt, die vorwiegend postmetamorph wirksam war, doch schon während der Metamorphose angefangen hat, Metamorphose, die wohl gleichzeitig mit den Rückfaltungen im Rücken der Lucomagno - und der Leventinadecke stattgefunden hat. Mit dem würde die Verschuppung die normale Fortsetzung der Rückfaltung sein, also vorwiegend mit einer nach oben und Süden gerichtete Differentialbewegung der nördlicheren Schuppen verbunden sein.

4. Die Profile durch die Piöra-Mulde

Auf Grund der Oberflächenaufschlüsse und der kurz geschilderten Ueberlegung konnten die Profile der Beilage gezeichnet werden. Zu den Profilen selbst müssen noch folgende Bemerkungen hinzugefügt werden:

In den Profilen längs der Ordinaten 705, 704, 403 und 702 sind die Verhältnisse dargestellt, wie sie bereits geschildert worden sind. Die frontale Umbiegung der Lucomagno-Decke wurde nicht auf Grund der lokalen Messungen dargestellt, sondern von der Umbiegung auf der Alp Frodalera abgeleitet. Die südliche Synklinalstruktur wurde nach unten nicht abgeschlossen, indem der untere Abschluss nirgends beobachtbar ist.

Die Granitmasse von Selva Secca wurde als verschuppte Antiklinale dargestellt. Die Zahl und die Form der altkristallinen Schuppen im Untergrund der Piöra-Mulde kann nur im schematischen qualitativen Sinn bewertet werden: Sie konnten nur auf Grund der Lagerung und der Mächtigkeit der Rauhwacke grob abgeleitet werden.

Für die Profile 699 und 696 ist man vorwiegend von der Situation am Ostende des Ritomsees ausgegangen, wo man das Flachwerden der Frodaleraserie der südlichen Synklinalstruktur direkt beobachten kann.

Das Profil 695 wurde dagegen nach den Gegebenheiten am Südosthang des Canariatales konstruiert.

C. ZUSAMMENFASSUNG

Leider lassen die direkten Beobachtungen im Bereich der Piora-Mulde und im angrenzenden Altkristallin nur schwer die tektonische Struktur der Piora-Mulde ableiten. Trotzdem man all die strukturellen und petrographischen Gegebenheiten möglichst genau untersucht hat, konnte man nur die Profile zeichnen, die aber nur eine geometrische Konstruktion darstellen, welche ihrerseits mit einer subjektiven Interpretation verbunden ist. Wenn man auch von einer noch starken Variationsmöglichkeit der Tiefe der altkristallinen Unterlage absieht, bleibt immer noch die Kardinalfrage offen, ob, trotz jedem Anschein eine geschlossenen Mulde, das Piora-Mesozoikum doch nicht in der Tiefe weiter nach Süden greifen kann.

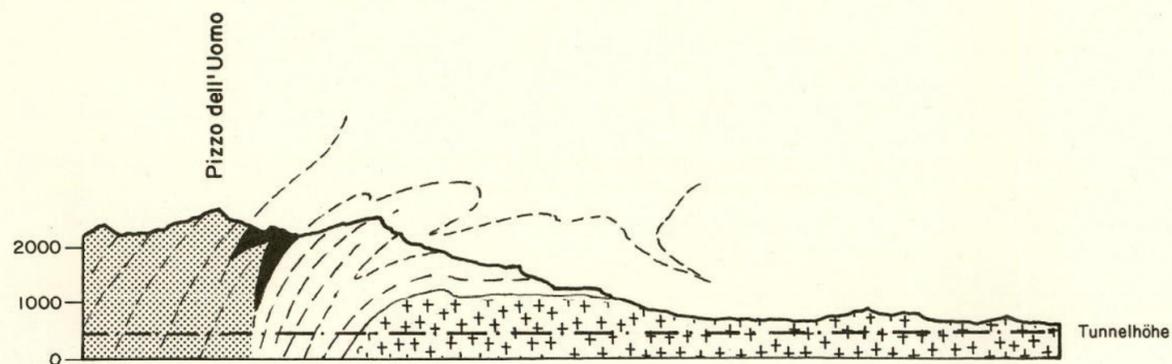
Damit nichts unterlassen bleibt, wollen wir noch einmal das Problem von Grund auf durchdenken. Ganz kurz formuliert lautet die Hauptfrage: Ist die Struktur der Piora-Mulde qualitativ im Sinn der Profile aufgebaut oder kann sie trotz dem Anschein der Geschlossenheit, doch noch weiter nach Süden greifen und die Hülle oder Unterlage der Leventina-Decke bilden ?

1. Argumente, die für eine untiefe Piora-Mulde im Bereich der Tessiner-Kulmination sprechen.

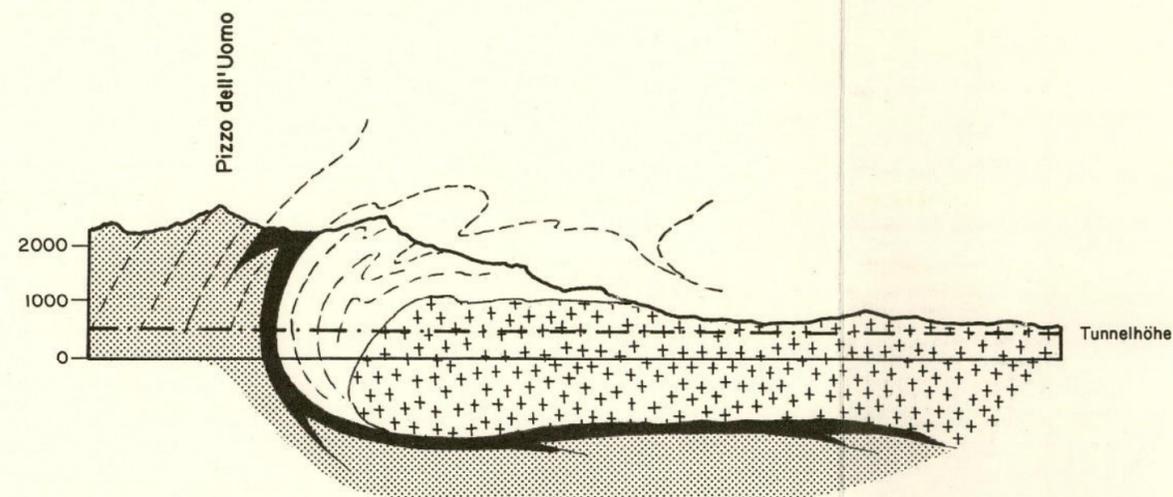
- Die Gleichheit, oder mindestens die grosse Aehnlichkeit, welche die mesozoischen Gesteine am Südrand des Gotthard-Massivs und am Nordrand der Lucomagno-Decke aufweisen. Im ursprünglichen Sedimentationsraum könnten aber trotzdem einige km dazwischen gelegen sein, wie dies durch die aequivalenten Gesteine in der Molare-Mulde zum Ausdruck kommt. Es muss aber noch speziell unterstrichen werden, dass das Lucomagno-Mesozoikum und das gotthardmassivische keine erkennbare Faciesunterschiede aufweisen.

- Die Grenze zwischen Trias und altkristallinen Unterlage ist, trotz den lokalen Störungen, im allgemeinen die primär sedimentäre, so dass die soeben beschriebene Ueberlegung doch Gültigkeit hat.

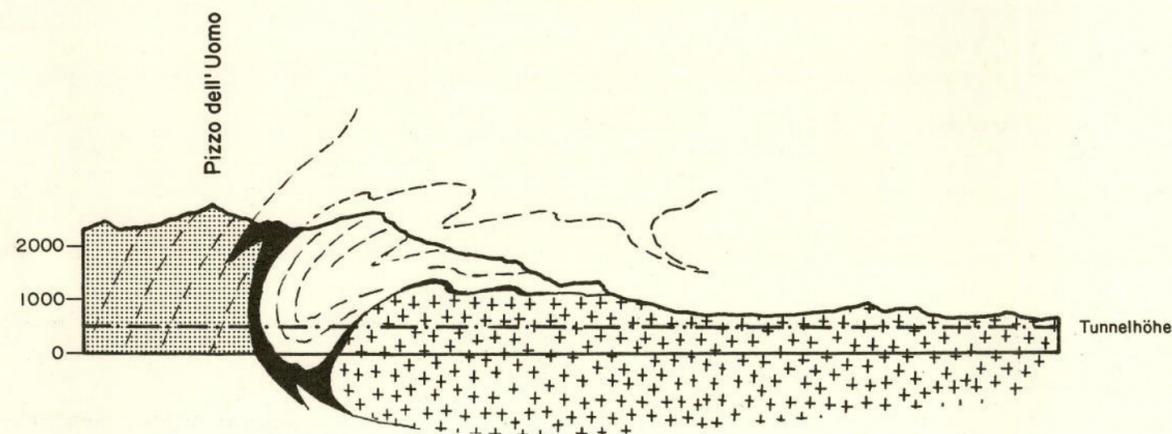
Die verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten für den tiefen Verlauf des Mesozoikums der Piora-Mulde



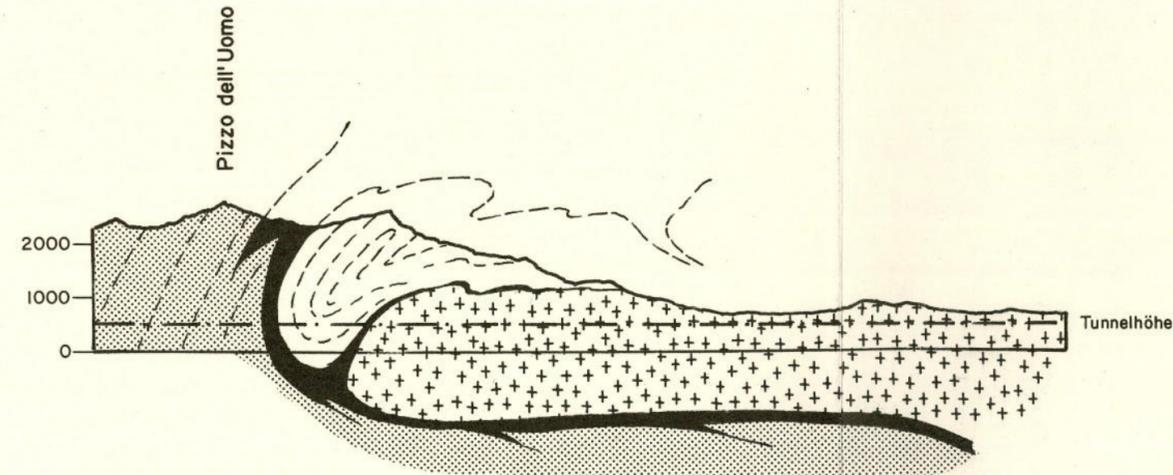
1. Die Piora - Mulde als geschlossene, verschuppte mesozoische Mulde.



3. Die Piora - Mulde setzt sich in der Tiefe nach Süden als mesozoische Hülle der Unterlage der Leventina - Decke fort. Lucomagno - und Leventina - Decke bilden eine tektonische Einheit.

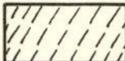
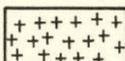


2. Die Piora - Mulde setzt sich in der Tiefe nach Süden als mesozoische Hülle der Leventina - Decke fort. Die Leventina - Decke bildet mit der Unterlage eine tektonische Einheit.



4. Die Piora - Mulde setzt sich in der Tiefe nach Süden sowohl als Hülle wie als Unterlage der Leventina - Decke fort.

Legende:

-  Mesozoikum
-  Lucomagno - Decke
-  Leventina - Decke
-  Gotthard - Massiv

- Das Auftreten der Selva Secca-Granitmasse, welche urzweideutige Analogien mit den gotthardmassivischen granitoiden Stöcken von Alpe di Gana, Medels und Cristallina aufweist, trennt intern die Piora-Mulde und kann nur mit der tieferen südlichen Fortsetzung des Gotthardmassivs zusammen hängen. Diese verschuppte Antiklinärstruktur setzt sich nach Westen fort, bis ins Gebiet des Pizzo Columbe, so dass mindestens im Zentralgebiet die altkristalline Unterlage nicht tief liegen kann.

- Die Altkristallin führenden Zertrümmerungsbrekzien in der Rauhacke zeigen gleichfalls, dass die Unterlage westlich des Pizzo Columbe nicht tief liegen kann.

- Zum Abschluss sei noch eine Tatsache näher erläutert, die bis jetzt in der tektonischen Analyse nie richtig zur Sprache gekommen ist, trotzdem sie schon in den Profilen berücksichtigt wurde.

Die petrographischen Zonen des Gotthard-Massivs werden von der Triasunterfläche, die wohl ursprünglich Transgressionsfläche war, in einem ganz spitzen Winkel diskordant abgeschnitten, so dass von Westen nach Osten zuerst die südlichen Zonen und dann sukzessive die nördlicheren abgeschnitten werden. Dieses Verhalten ist besonders schön für die Tremolaserie zu beobachten.

Eine analoge Situation findet man auch an der Grenzfläche der Lucomagno-Decke: Die Gesteinszonen, die starke Analogien mit denjenigen des Gotthardmassivs aufweisen, werden gleichfalls in einem ganz spitzen Winkel abgeschnitten und von Osten gegen Westen verschwinden sukzessive immer südlicher gelegene Schichten. Im östlichen Bereich tauchen Hornblende führende Gesteine auf, die mit der Tremolaserie ganz ähnlich sind. Diese Aehnlichkeit bezieht sich nicht nur auf die mineralogische Zusammensetzung, sondern auch auf die Struktur und die Textur.

Die äussere Grenze der Hornblende führenden Gesteine musste ursprünglich eine Trennfläche zwischen zwei Formationen verschiedener chemischer Zusammensetzung gewesen sein. Da dieses Altkristallin schon mindestens die herzynische Orogenese und Metamorphose durchgemacht hat, muss sie noch älter sein. Die durch die Erosion geschaffene Oberfläche wurde dann voralpin transgressiv durch die mesozoischen Sedimente

überdeckt und das Ganze während der alpinen Orogenese gefaltet. Trotz all diesen Umwälzungen verläuft diese Grenze in der Richtung (zwar versetzt) durch das Gotthardmassiv und die Lucomagno-Front und wird von der Piora-Mulde praktisch unter dem gleichen spitzen Winkel geschnitten. Neben diesem räumlichen Verlauf der Grenzen ist auch noch die Gesteinsbeschaffenheit des südlichen Gotthardmassivs und der nördlichen Lucomagno-Decke auffallend analog, so dass die Hornblende führenden Gesteine der östlichen Lucomagno-Front, mit grösster Wahrscheinlichkeit die Fortsetzung der Tremolagesteine des südlichen Gotthardmassivs darstellen.

Vorausgesetzt, dass die Ableitung korrekt ist, kann man untersuchen was sie für Folgen in der Abklärung der Deckennatur der Leventina- und Lucomagno-Massen hat. Wenn man sich modellhaft die Deckendislokation vorstellt, hat man drei Möglichkeiten:

1. Es sei zuerst angenommen, dass die Leventina-Decke quasi autochton gewesen ist, dann müsste die Lucomagno-Decke für 20 - 40 km nach Norden disloziert worden sein. Dass die altkristalline Unterlage gerade die gleiche Zusammensetzung sowohl im Bereich des jetzigen Gotthard-Massivs, wie im 20 - 40 km weiter südlich gelegene Ursprungsort der Lucomagno-Decke hatte und dass sie nach der alpinen Faltung gerade vis-à-vis mit parallelen Grenzflächen zu liegen gekommen sind, scheint uns äusserst wahrscheinlich.
2. Wenn die Leventinagranitgneise einen richtigen Deckencharakter aufweisen würden, der mit einer deutlichen Dislokation nach Norden verbunden wäre und die Lucomagnomasse nur die altkristalline Hülle der Leventinagesteine darstellen würde, dann wäre die Situation analog. Würde aber dazu noch die Lucomagno-Decke eine beträchtliche Dislokation nach Norden erlitten haben, dann wären die Ursprungsorte unserer Gesteine noch entfernter gewesen und die beobachtbare Korrespondenz am Rande der Piora-Mulde noch unwahrscheinlicher.
3. Wenn man aber annimmt, dass die Lucomagno-Leventina-Decken nur eine geringe Annäherung an das Gotthardmassiv erlitten hätten, dass sie also in bezug auf das Gotthardmassiv noch quasi autochton sind, dann wäre die heutige Situation an der Piora-Mulde am besten verständlich.

2. Die Argumente, die für einen tiefen Verlauf der Piora-Mulde
(als Deckentrenner) sprechen

- Die theoretische Ansicht, dass die in der Tessiner Kulmination tiefste aufgeschlossene Leventina-Decke eine wirkliche, nach Norden dislozierte Decke darstellt, kann begründet werden, indem die Leventina-Granitgneise die Spuren einer mechanischen Durchbewegung von alpinem Charakter aufweisen. In der Leventina-Decke gibt es aber auch Stellen, zum Beispiel in der Zentrale von Biasca, wo die Textur vollkommen massig ist. Dass dieses tektonische Stockwerk eine gewisse Dislokation nach Norden erlitten hat, bleibt ausser Zweifel, wie dies deutlich in der verscherten Kleinfältelung an der Stirn (beim Dazio Grande) zum Ausdruck kommt. Doch könnte diese dynamische Metamorphose auch durch ein Eingreifen der Wirkung der Dislokation der oberen Decken verursacht werden, ohne dass die Leventina-Decke teilweise oder total auf einer mesozoischen Unterlage nach Norden disloziert sein muss.

- Die zweite Ueberlegung betrifft die Lucomagno-Decke. Es können wieder zwei Fälle unterschieden werden. Wäre sie eine selbständige Decke im üblichen Sinn, dann müsste sie von Süden her nach Norden gegliitten sein und die quarzitischen Gesteine im Rücken der Leventina-Granitgneise müssten ein mesozoisches Alter haben. Aber wie schon mehrmals gesagt wurde, ist das Alter dieser Quarzite und des Marmors bei Freggio absolut nicht sicher.

- Angenommen, dass die Lucomagno-Decke die altkristalline Hülle der Leventinagranitgneise darstellt, hat sie trotzdem eine sichtbare differentielle Dislokation nach Norden erlitten. Folgen davon sind die nach Norden überkippte und verscherte Molare-Mulde und die südvergente Falten im Rücken. Das Problem verschiebt sich somit auf den Betrag der Nordbewegung, die im Frontalgebiet eine Einwölbung und eine Ueberkipfung der Lucomagno-Decke in den Bereich der Piora-Mulde bedingen kann. Leider lässt sich dieser Betrag nicht feststellen.

3. Vergleich

Von den beschriebenen Gegebenheiten ausgehend, sind die verschiedenen Interpretationsmöglichkeiten für den tektonischen Bau des mit dem Basistunnel zu durchquerenden Gebietes in der Figur 15 dargestellt.

Wenn man nun die Argumente pro und contra einen Tiefgang der Piora-Mulde als Decken trennendes Mesozoikum erwägt, taucht noch ein letzter Zweifel auf, ob es eventuell nicht möglich wäre, dass die in unseren Profilen der Beilage 2 dargestellte Geschlossenheit der Piora-Mulde nur durch die Verschuppung bedingt ist und dass das Mesozoikum weiter unten noch einsetzen und sich als Deckentrenner weiter entwickeln kann. Trotzdem diese Verschnürung theoretisch und mechanisch möglich wäre, scheinen uns die Argumente, die gegen einen Tiefgang der Piora-Mulde sind, schwerwiegender als diejenigen, die dafür sprechen (die übrigens auch eine andere verfechtbare Erklärung finden können).

Durch all diese Untersuchungen und Ueberlegungen kommt man zur Ueberzeugung, dass die Wahrscheinlichkeit für einen Tiefgang der Piora-Mulde als Deckentrenner sehr gering ist.

D. SCHLUSSFOLGERUNG

1. DER BESCHRAENKTE TIEFGANG DER PIORA-MULDE ALS DECKENTRENNENDES MESOZOIKUM

Auf Grund der ganzen Untersuchung und der Ueberlegungen, die wir kurz zusammenzufassen versucht haben, kommt man zum Schluss, dass die grösste Wahrscheinlichkeit besteht, dass die Piora-Mulde sich nicht als Deckentrenner in der Tiefe gegen Süden entwickeln sollte.

Die Piora-Mulde stellt ein verschupptes, im Detail kompliziert aufgebautes mesozoisches Synklinorium, das im Bereich der Deckenkulmination (östlich des Pizzo Columbe) eine interne Antiklinale (Selva Secca) aufweist, welche zwei partielle Synklinalen bedingt: Eine nördliche zwischen Selva Secca und Gotthardmassiv, die nur einen sehr geringen Tiefgang haben muss, und eine südliche zwischen Selva Secca und Lucomagno-Decke, die eine beträchtliche Tiefe erreichen kann. Wie gross ihre Tiefe ist, kann von der äusseren Phaenomenologie nicht direkt abgeleitet werden. Sie sollte aber die Tiefe des Tunnels nicht, oder nur auf einer kurzen Strecke erreichen, so dass die Angaben im Schlussbericht der Studiengruppe Gotthardtunnel immer noch Gültigkeit haben, wobei zu bemerken ist, dass im Schlussbericht selbst die neuen Resultate schon berücksichtigt worden sind.

2. DIE GEOTECHNISCHEN FOLGEN, WENN DIE PIORA-MULDE SICH ALS MESOZOISCHER DECKENTRENNER IN DER TIEFE NACH SUEDEN ENTWICKELN WUERDE.

Sollten sich die Argumente, welche für eine Geschlossenheit der Piora-Mulde, als trügerisch erweisen, dann müsste eine der Möglichkeiten 2, 3 oder 4 der Figur 15 eintreffen. Aus geometrischen Gründen würde aber die Umbiegung nach Süden erst tiefer als der Basistunnel möglich sein und das in Uebereinstimmung mit den früher erwähnten Autoren (Figur 14). Dies würde aber bedeuten, dass die zu durchquerende Triasstrecke immer noch von der ähnlichen Länge sein muss, wie sie im Schlussbericht postuliert wurde.

An der Front der Leventina-Decke wäre dann noch eine gewisse Anstauung von Trias theoretisch möglich, doch ist sie an der Oberfläche nirgends beobachtbar.

3. DIE GEOTECHNISCHEN EIGENSCHAFTEN DER TRIAS IN DER TIEFE

Man spricht immer von geotechnisch ungünstiger Trias, doch sind die theoretisch ungünstigen Formationen auf die mittlere Trias beschränkt, die im allgemeinen eine Mächtigkeit von 100 - 120 m nicht überschreiten. Besonders gefürchtet ist der zuckerkörnige Dolomit, der im Bereich der Piora-Mulde nirgends als kontinuierliche Schichtfolge gefunden worden ist: Man hat nur einzelne Nester beobachten können. Ungünstig wird auch die Rauhacke betrachtet, doch muss bemerkt werden, dass in grosser Tiefe die Rauhacke aus Druckfestigkeitsgründen nicht existieren kann: Sie geht mit grösster Wahrscheinlichkeit in einen Gips (Anhydrit) führenden Dolomitmarmor über, der geotechnisch viel günstiger sein muss.

4. DIE VORAUSSAGE DER TRIAS WAEHREND DES TUNNELVORTRIEBES

Von grösster Wichtigkeit ist auch die Erkenntnis des genauen geologischen Standortes während des Vortriebes, so dass man sich für den nächsten Vortrieb möglichst vorbereiten kann. Die Detailprofile, die in dem angrenzenden Altkristallin des Gotthardmassivs und der Lucomagno-Decke aufgenommen und hier nur zum Teil beschrieben worden sind, werden unentbehrlich sein, wenn man sich an die kritische Strecke nähert, wo die Trias der Piora-Mulde auftreten könnte. Für diese kritische Strecke wäre es auch denkbar und ratsam, wenn man von der Tunnelbrust aus eine Horizontalsondierung vortreiben würde, damit man genau orientiert ist, ob und wie die Trias eintreten wird und damit man noch rechtzeitig die rationellsten Massnahmen treffen kann.

5. DIE SONDIERUNGEN

Eine bessere und sicherere Konstruktion der Verhältnisse im Bereich zwischen Gotthardmassiv und Tessiner Decken kann nur noch mit Tiefsondierungen und geophysikalischen Untersuchungen erreicht werden. Die Sondierungen sollten besonders die Tiefe der nördlichen Synklinalstruktur zwischen Gotthardmassiv und Selva Secca-Antiklinale und die südliche Umbiegung der Front der Lucomagno-Decke überprüfen. Sie könnten gleichzeitig über die Aenderung der Rauhwaacke mit der Tiefe Auskunft geben.

6. SCHLUSSBEMERKUNG

Dieser Bericht war im März 1964 beendet. Wegen der Diskussion im Arbeitsausschuss der Eidg. Kommission für Bahntunnel durch die Alpen konnte er erst im Herbst 1964 definitiv abgegeben werden.