**Zeitschrift:** Eclogae Geologicae Helvetiae

**Herausgeber:** Schweizerische Geologische Gesellschaft

**Band:** 79 (1986)

**Heft:** 3

**Artikel:** Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto-Baceno-Visp

**Autor:** Leu, Werner

**DOI:** https://doi.org/10.5169/seals-165850

**Nutzungsbedingungen**

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

**Conditions d'utilisation**

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

**Terms of use**

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

**Download PDF:** 14.12.2025

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

| Eclogae geol. Helv. | Vol. 79 | Nr. 3 | Seiten 769–824 | Basel, November 1986 |
|---|---|---|---|---|

# Lithostratigraphie und Tektonik der nordpenninischen Sedimente in der Region Bedretto–Baceno–Visp

Von WERNER LEU[1])

## ABSTRACT

Lithostratigraphy and structures of the Mesozoic cover of the Lower Pennine nappes in the area of Val Bedretto–Val Formazza–Baceno–Simplonpass–Visp have been investigated. These metasediments, strongly deformed during the Alpine orogeny separate now the gneissic cores of each nappe and are emplaced in front of them.

In the external part of the North Pennine realm (Valais trough) the following basement units with their cover extend from north to south: Gotthard Massif with the Nufenen and Termen zones, the Lebendun nappe with the Sabbione zone and the Verampio gneiss with the Teggiolo zone. The age of the metasediments is Triassic to Liassic. The Nufenen, Sabbione and Teggiolo zones have strong lithostratigraphic similarities and represent a shallow marine facies with detrital influence. In contrast the Termen zone between Nufenen and Sabbione represents a finer grained basin facies. Paleogeographic and palinspastic studies suggest the conclusion that the external basin, attaining a width of 20–50 km, was the substratum of the Helvetic Wildhorn nappe and the Ultrahelvetic slices.

The internal part of the Valais trough is formed by the Antigorio and Monte Leone nappes, which overthrust the above mentioned tectonic units. The Niesen nappe is regarded as the primary Mesozoic cover of the Antigorio gneiss, which was detached from it and transported 40 km to the northwest. In the Binntal zone, four different types of "Bündnerschiefer" lithologies have been distinguished within the Triassic to Cretaceous sequence of the Monte Leone nappe. These can be compared with the sedimentary series of the Brig–Sion–Courmayeur zone which represents the southernmost Mesozoic unit of the Valais trough.

The North Pennine sediments were affected by five phases of the Alpine deformation. Within the early Alpine period the Lebendun nappe and parts of the Gotthard Massif thrusted towards the southeast, whilst the overall movements of the Pennine nappes were northwest-directed. During the main Alpine phase ($D_2$) the whole area was strongly compressed and isoclinally refolded. The main schistosity ($s_2$) and the mineral stretching linear ($l_2$) were formed. Sedimentary pebbles show a three-dimensional deformation of 2.6:1.1:0.5, with extension parallel to $l_2$ and attenuation in $s_2$. A further, late Alpine compression ($D_3$, $D_4$), created a northern steep zone with open folds of a kilometer scale and crenulation cleavages. The Alpine metamorphism reached upper greenschist to lower amphibolite facies during and after phase $D_2$.

## ZUSAMMENFASSUNG

Die Arbeit untersucht die in der Region zwischen oberem Val Bedretto–Val Formazza–Baceno–Simplonpass und Visp liegenden frontalen Bereiche des lepontinischen Deckenstapels. Diese tiefpenninischen Einheiten tauchen im Gebiet des Basodino unter die NW–SE verlaufende Maggia-Decke, im Westen unter die Mittelpenninische Bernhard-Decke ab. Die kristallinen Deckenkerne werden von mesozoischen Metasedimenten getrennt. Das Untersuchungsgebiet kann in zwei grosstektonische Einheiten unterteilt werden:

— Im *externen, gotthardmassivisch-nordpenninischen Raum* ( = externer Walliser Trog) folgen von Norden nach Süden das Gotthard-Massiv, die Lebendun-Decke und der Verampio-Gneis, die von triasischen und liasischen Sedimenten bedeckt sind. Das gotthardmassivische Mesozoikum kann in eine detritisch beeinflusste, küstennahe Fazies der Nufenen-Zone sowie eine südlich anschliessende Beckenfazies der Zone von Termen unterteilt werden. Die Sedimente der Lebendun-Decke werden der neu definierten Sabbione-Zone zugeord-

[1]) Hart Nibbrigkade 41, 2597 XP Den Haag, Nederland.

net, das südlich folgende Mesozoikum des Verampio-Gneises und der externsten Antigorio-Decke der Teggiolo-Zone. Nufenen-, Sabbione- und Teggiolo-Zone können lithostratigraphisch miteinander korreliert werden, da grosse fazielle Ähnlichkeiten bestehen. Während des Lias wurden von einer Schwelle im Externteil der Antigorio-Decke Trias- und Kristallinkomponenten nach Norden in den Bereich von Sabbione- und Teggiolo-Zone geschüttet.

— Den *internen, nordpenninischen Raum* ( = interner Walliser Trog) bilden die Antigorio- und die Monte-Leone-Decke, die heute tektonisch auf dem externen Walliser Trog liegen. Im Gegensatz zur Antigorio-Decke, deren Mesozoikum grösstenteils in der Trias abgeschert wurde, ist die Binntal-Zone mit den Sedimenten (Trias bis Kreide) der Monte-Leone-Decke noch vollständig vorhanden. Darin können eine Rosswald-Serie mit einer monotonen Kalkglimmerschiefer-Abfolge sowie die Fäldbach-Zone mit vier definierten Bündnerschiefertypen ausgeschieden werden. Diese vier Gesteinstypen der Binntal-Zone zeigen grosse lithostratigraphische Parallelen zu den Einheiten Versoyen, Arolay, Marmontains und St-Christoph der Zone von Brig–Sion–Courmayeur, sind aber zu metamorph, um sie mit diesen Begriffen zu belegen. Die Zone von Brig–Sion–Courmayeur bildet das Mesozoikum des Lappens von Visperterminen (und evtl. der Berisal-Serie), des internsten Kristallins des Walliser Troges. Die Metabasika in der Fäldbach-Zone deuten auf eine Ausdünnung, eventuell eine teilweise Ozeanisierung der Kruste hin, die im Zusammenhang mit einer spätmesozoischen Dehnungsphase im nordpenninischen Ablagerungsraum steht.

Aus der Abwicklung der Sedimentzonen lässt sich eine primäre Breite des externen Ablagerungsraumes von 20 bis 50 km abschätzen. Dies stimmt überein mit der Ausdehnung der südlichsten helvetischen Einheiten, womit eine Beheimatung von Wildhorn-Decke und Ultrahelvetikum auf dem Lias des Gotthard-Massivs, der Lebendun-Decke und des Verampio-Gneises möglich wird. Auf der intern anschliessenden Antigorio-Decke ist die ursprüngliche Position der Niesen-Decke vor der alpinen Abscherung zu suchen.

Anhand der strukturellen Aufnahmen können fünf Deformationsabschnitte unterschieden werden, die während der alpinen Gebirgsbildung alle untersuchten Einheiten erfassten: Im Zusammenhang mit dem frühalpinen Vorrücken der höheren penninischen Decken gegen Nordwesten (oberstes Eozän) werden während einer prä-$D_1$-Phase Teile der nordpenninischen Einheiten (Lebendun-Decke, südlichstes Gotthard-Massiv) gegen Südosten auf internere Bereiche überschoben. In einem zweiten Teil der frühalpinen Phase ($D_1$) werden auch diese externen Einheiten des Walliser Troges von der gegen Nordwesten gerichteten Überschiebungs-Tektonik erfasst, und es bilden sich die kristallinen Kerne der übrigen tiefpenninischen Decken. Mit der Haupteinengung ($D_2$) werden die Sedimente isoklinal verfaltet. Dabei entstehen die Hauptschieferung ($s_2$) und das subhorizontale Mineralstrekkungslinear ($l_2$), das parallel zu den Faltenachsen ($FA_2$) liegt. Deformierte Gerölle zeigen, dass es sich bei diesen duktilen Verformungsprozessen generell um eine Plättung in $s_2$ auf 0,5 und um eine Längung parallel $l_2$ auf 2,6 handelt. Durch weitere Einengung ($D_3$ und $D_4$) werden die nördlichsten Einheiten steil gestellt, und es bilden sich offene Falten mit Crenulationsschieferungen. Die Heraushebung der Toce-Kulmination stellt den jüngsten Deformationsabschnitt dar, in dessen Zusammenhang auch die Simplon-Störung entsteht.

Der Metamorphose-Höhepunkt im Bereich der oberen Grünschiefer- bzw. unteren Amphibolitfazies fand syn- bis post-$D_2$ statt.

## INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung
1.1 Geographischer und tektonischer Überblick ..... 771
1.2 Historischer Überblick ..... 773

2. Lithostratigraphie und Gesteinstypen des Mesozoikums
2.1 Einleitung ..... 774
2.2 Sedimente des Gotthard-Massivs, der Lebendun-Decke und des Verampio-Gneises ..... 775
2.2.1 Zone von Termen ..... 775
2.2.2 Sabbione-Zone ..... 777
2.2.3 Teggiolo-Zone ..... 780
2.3 Sedimente der Binntal-Zone ..... 782
2.3.1 Allgemeines ..... 782
2.3.2 Die Trias der Binntal-Zone ..... 782
2.3.3 Fäldbach-Zone ..... 782
2.3.4 Rosswald-Serie ..... 785
2.3.5 Ursprüngliche Lithologien und die Ablagerungsmilieus in der Binntal-Zone ..... 786
2.3.6 Alter der Binntal-Zone ..... 787

3. Beschreibung der Strukturen
3.1 Allgemeines ... 788
3.2 Makro- und mesoskopische Strukturen ... 791
3.2.1 Oberes Val Formazza–Val Bedretto ... 791
3.2.2 Binntal–Alpe Dèvero ... 798
3.2.3 Saflischtal–Gebidum ... 799
3.3 Deformation der Gerölle ... 799
3.4 Kristallisation, Deformation und Metamorphose ... 806
3.4.1 Das Gefüge von Calcit und Dolomit (Ultradünnschliff-Untersuchungen) ... 806
3.4.2 Das Gefüge anderer Mineralien und die Metamorphosebedingungen ... 808

4. Synthese und Schlussfolgerungen
4.1 Paläogeographie ... 811
4.2 Entwicklung der Ablagerungsräume ... 814
4.3 Mögliche Beheimatung der helvetischen Decken und der Niesen-Decke ... 816
4.4 Kinematisches Modell ... 818

Verdankungen ... 821
Literaturverzeichnis ... 821
Kartenverzeichnis ... 824

# 1. Einleitung

## *1.1 Geographischer und tektonischer Überblick*

Das Untersuchungsgebiet (Fig. 1 und Tf. 1) zieht vom obersten Val Bedretto gegen Südwesten und teilt sich im Val Formazza in zwei Äste auf: Der Nordast liegt nördlich des schweizerisch-italienischen Grenzkammes und zieht mit seinen Sedimenten aus der Region des Passo San Giacomo und des Griespasses über den Talkessel des Lago del Sabbione hinauf zum Blinnenhorn. Von dort folgen die Gesteine parallel zum Obergoms dem Binntal und dem Saflischtal und erreichen auf der Linie Brig/Berisal den Quereinschnitt des Simplonpasses. Das westliche Ende des Arbeitsgebietes liegt in der Region von Visp, wo die untersuchten Einheiten unter die Talsohle des Oberwallis abtauchen. Der südliche Ast zieht aus dem Gebiet Val Toggia–Valle di Morasco als schmale Zone über Lago Vannino und Lago Busin in die Terrassen der Alpe Dèvero und Alpe Veglia. Isoliert vom eigentlichen Untersuchungsgebiet liegen die Aufschlüsse der Talgabelung Baceno/Premia im unteren Val Antigorio.

Grosstektonisch liegt das Untersuchungsgebiet im frontalen Penninikum der Walliser Alpen. Der Baustil der ganzen Region ist dadurch gekennzeichnet, dass die kristallinen Deckenkerne mit den dazwischenliegenden mesozoischen Sedimentbedeckungen einander tektonisch überlagern. Zudem sind alle Sedimente alpin metamorph, in Grünschiefer- bis Amphibolitfazies. Paläogeographisch liegt das gesamte Mesozoikum im Bereich des Walliser Troges und reicht generell von der Trias bis in die Kreide. In den tiefsten und nördlichsten Elementen ist das jüngere Mesozoikum über dem Lias abgeschert.

Von Norden (extern) nach Süden (intern) (Fig. 2) bilden das *Gotthard-Massiv,* die *Lebendun-Decke* und der *Verampio-Gneis* die tiefsten Einheiten des Untersuchungsgebietes, wobei letzterer nur als Fenster in der Umgebung von Baceno zutage tritt. Diese Unterlage wird überdeckt von der *Antigorio-Decke,* deren nördliche Stirnregion teilweise unter der externen Lebendun-Decke liegt. Das Dach der Deckenabfolge bildet die *Monte-Leone-Decke* mit der überlagernden *Berisal-Serie.*

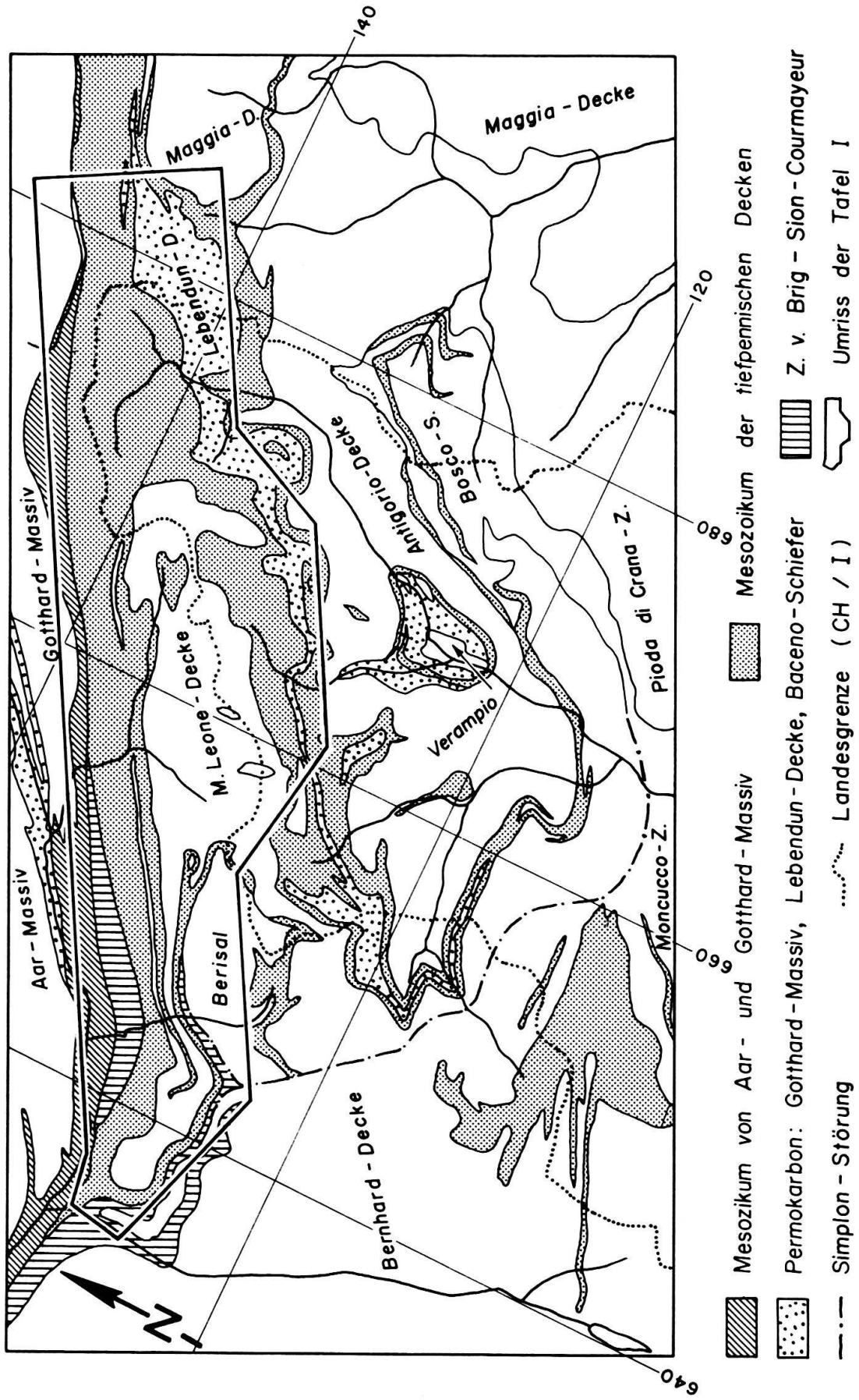



Fig. 1. Tektonische Kartenskizze der weiteren Umgebung des Arbeitsgebietes (nach SPICHER 1980 und eigenen Aufnahmen).

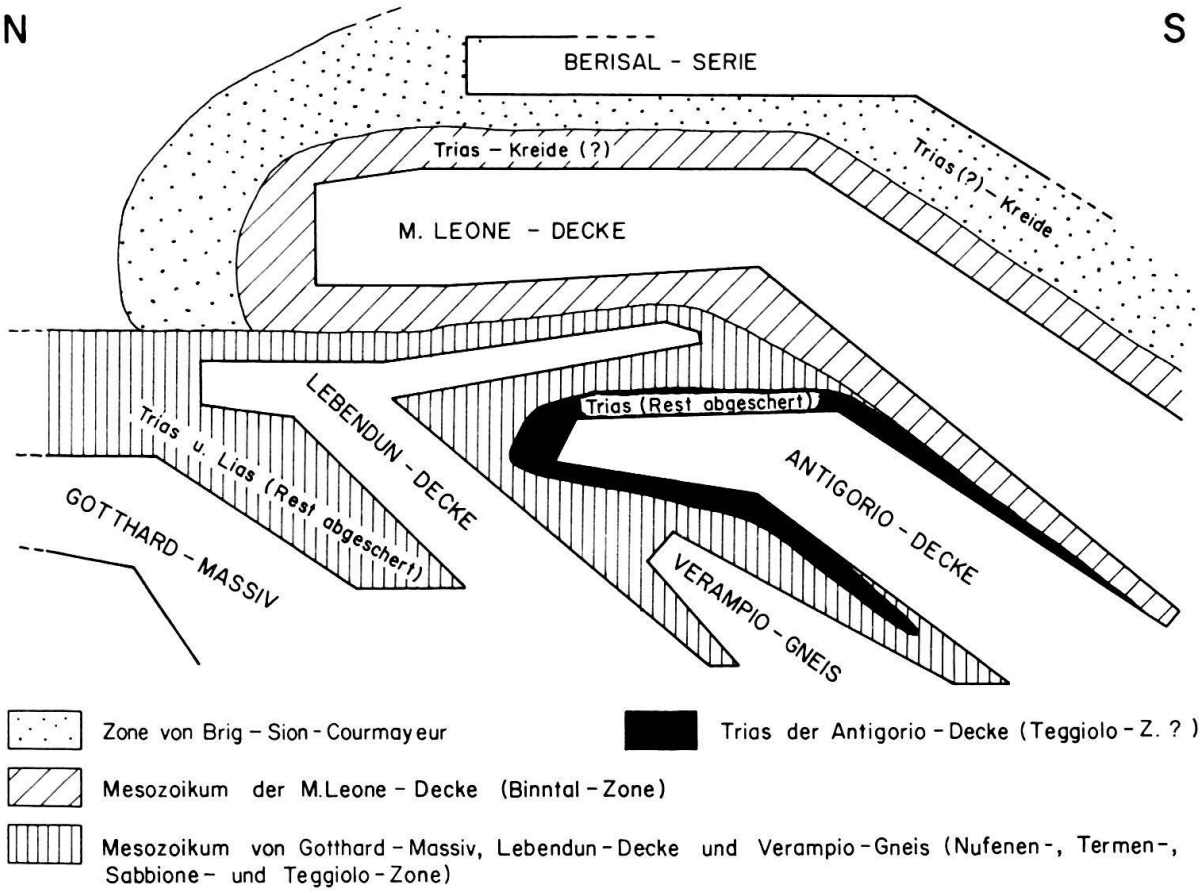



Fig. 2. Schema des Deckenstapels mit den Altern der Sedimentzonen im Querschnitt des östlichen Untersuchungsgebietes.

## *1.2 Historischer Überblick*

Bis etwa 1960 beschränkt sich die geologische Erforschung der Tessiner und Walliser Alpen hauptsächlich auf den grossräumigen Deckenbau der Region sowie die Petrographie der Gneiskörper (KÜNDIG in NIGGLI et al. 1936). Nur beiläufig werden jeweils die dazwischenliegenden Sedimente erwähnt und zusammengefasst. Die paläogeographische Stellung und Tektonik der nordpenninischen Sedimente zwischen den Westalpen und Graubünden wird speziell von BARBIER (1951) und ANTOINE (1971, 1978) bis in die Gegend der Schweizer Grenze bearbeitet. TRÜMPY (1952, 1954, 1960, 1980) postuliert einen grossen Walliser Trog als Fortsetzung dieser Ablagerungsräume bis in die Ostschweiz. Dem gegenüber postulieren NABHOLZ (1976) und PROBST (1980) kleinere Tröge mit ähnlicher Fazies. BURRI (1967, 1979) zeigt eine erste Fortsetzung der Zone von Brig–Sion–Courmayeur gegen Osten. BOLLI et al. (1980) unterteilen die Bündnerschiefer zwischen Brig und Bedrettotal und ordnen sie den Kristallin-Decken zu.

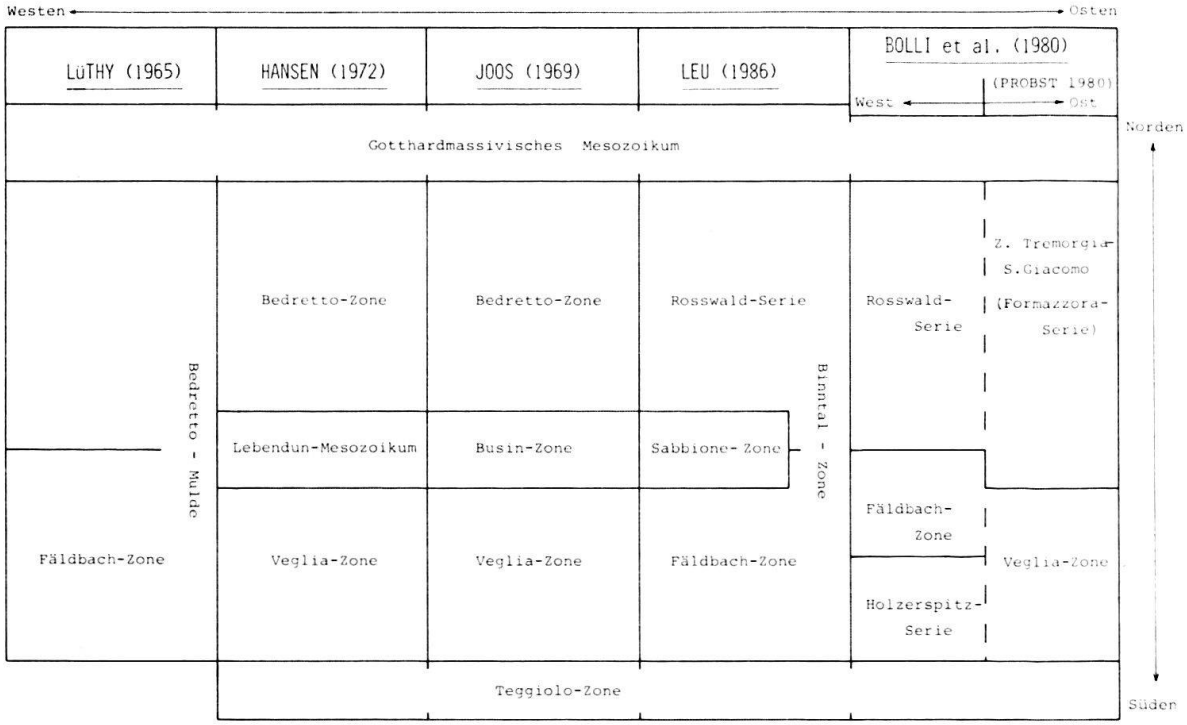
Das relativ junge Arbeitsgebiet der Strukturgeologie erbringt viele neue Aspekte, die das Verständnis der tektonischen Interpretation und der Kinematik stark fördern. Den Anfang machen PLESSMANN (1957, 1958) und HIGGINS (1964a), deren Erkenntnisse von MILNES (1964, 1968, 1969, 1973, 1974a, b, 1981), RAMSAY (in STECK et al. 1979) und MANCKTELOW (1985) verfeinert werden. Von Nordwesten her vorstossend, ergänzt STECK (1984) mit seinen Arbeiten das strukturgeologische Gesamtbild der zentralen Walliser Alpen.

## 2. Lithostratigraphie und Gesteinstypen des Mesozoikums

### *2.1 Einleitung*

Vergleichen wir die informellen Namen der nordpenninischen Sedimente südlich des Gotthard-Massivs, die seit LÜTHY (1965) verwendet werden (Tab. 1), so stellen wir fest, dass kein einheitliches Bild entstanden ist. Einerseits werden alte Begriffe, wie zum Beispiel Bedretto-Mulde, für neuinterpretierte Einheiten weiterverwendet, andererseits werden Namen von Lokalitäten gebraucht, die kaum repräsentativ sind für die damit bezeichneten Gesteinskomplexe.

Tabelle 1: *Parallelisierung der Zonenbegriffe verschiedener Bearbeiter im Nordpenninikum des Oberwallis (heutige Position der tektonischen Einheiten in Form einer schematischen Karte).*




Aufgrund einer Detailkartierung im Schlüsselgebiet zwischen Binntal und oberstem Val Formazza wird nun in dieser Arbeit der Versuch unternommen, möglichst typische und umfassende Bezeichnungen anzuwenden. Folgende Begriffe werden verwendet (Abschnitte 2.2 und 2.3):

*Nufenen-Zone:* Gotthardmassivisches Mesozoikum in küstennaher Fazies nach LISZKAY (1965).

*Zone von Termen:* Gotthardmassivisches Mesozoikum in küstenferner Fazies nach LISZKAY (1965).

*Sabbione-Zone:* Neuer Begriff für nordpenninische Sedimente, die das Mesozoikum der Lebendun-Decke bilden und heute in Form von Klippen und Fenstern im Bereich der Binntal-Zone auftreten.

*Teggiolo-Zone:* Mesozoische Sedimente zwischen Lebendun- und Antigorio-Decke bzw. im Fenster von Baceno zwischen Antigorio-Decke und Verampio-Gneis.

*Binntal-Zone:* Neuer Begriff für die Gesamtheit der mesozoischen Sedimente, die im Ablagerungsraum der Monte-Leone-Decke gebildet wurden. In dieser Zone enthalten sind die Fäldbach-Zone sowie die Rosswald-Serie.

*Fäldbach-Zone:* Mesozoische Bündnerschiefer, die direkt im Kontakt mit dem Monte-Leone-Kristallin stehen, nach LÜTHY (1965).

*Rosswald-Serie:* Abgescherte und weit nach Norden transportierte Bündnerschiefer der Monte-Leone-Decke. Vergleichbar mit den jüngsten Anteilen der Fäldbach-Zone. Erste Verwendung des Begriffs durch BOLLI et al. (1980).

*Zone von Brig–Sion–Courmayeur:* Östliche Fortsetzung der «Zone des Brèches de Tarentaise» (BARBIER 1948), die in den französischen Westalpen die nördlichste penninische Einheit darstellt.

Die vier letzten Begriffe (Binntal-Zone, Fäldbach-Zone, Rosswald-Serie und Zone von Brig–Sion–Courmayeur) beschreiben Teile des Walliser Troges (TRÜMPY 1985), der erstmals von HAUG (1909) als «géosynclinal valaisan» bezeichnet wurde.

### *2.2 Sedimente des Gotthard-Massivs, der Lebendun-Decke und des Verampio-Fensters*

#### *2.2.1 Zone von Termen*

In der küstenferneren Fazies des gotthardmassivischen Lias, der Zone von Termen (Fig. 3), trennt LISZKAY (1965) zwei Einheiten voneinander ab, die sich nach Alter und Lithologie unterscheiden: An der Basis die Termen-Kalkschiefer, im Dach die Abfolge der Termen-Tonschiefer. Die Zone ist zwischen Brig und Griessee (2 km südlich des Nufenenpasses) grossflächig aufgeschlossen, daneben treten Termen-Tonschiefer in einem Fenster 4 km südlich des Griespasses in der Valle del Gries zutage (Tf. 1). Wie aus Figur 3 ersichtlich wird, sind die Glimmerschiefer ( = metamorphe Tonschiefer) in diesem südlichen Fenster weniger monoton als in den Aufschlüssen am Griessee. Die Untergrenze dieser Abfolge bilden graue und weisse, zuckerkörnige Dolomite, Rauhwakken und metamorphe Quartenschiefer der Trias. Die jüngsten Sedimente der Glimmerschieferabfolge bilden grobdetritische Quarzitbänke, die teilweise eine gute Gradierung zeigen. ETTER (1984) nahm an, dass sich die Abfolge normal fortsetzt in die überlagernden Gesteine des Corno Mutt. Wie jedoch die Karte zeigt (Tf. 1), sind diese überlagernden Gesteine, speziell im Osten des Untersuchungsgebietes immer an das Vorkommen der Sabbione-Zone gebunden. Weiter stimmen in den Gesteinen des Corno Mutt sowie in der darunterliegenden Sabbione-Zone die Großstrukturen überein, was gegen die Annahme von ETTER spricht. Die jüngeren Sedimente der Zone von Termen sind somit über den quarzitischen Bänken abgeschert, und die Gesteine des Corno Mutt zählen wir zur Abfolge der Sabbione-Zone (Abschnitt 2.2.2).

Der hohe Gehalt an kohligem Pigment ($C_{org} > 80\%$, nach HANSEN 1972 Graphit) sowie die fast völlige Abwesenheit von Calcit in den schwarzen Schiefern (LEU 1986) deuten auf ein euxinisches Ablagerungsmilieu in einer relativ küstenfernen Position hin. Die Ammoniten von Termen zeugen von einem offenmeerischen Milieu im Schelfbereich.

Ammoniten aus der Zone von Termen (LISZKAY 1965) zeigen, dass der Übergang von den Termen-Kalkschiefern zu den Termen-Tonschiefern mit der Wende Pliensbachien/

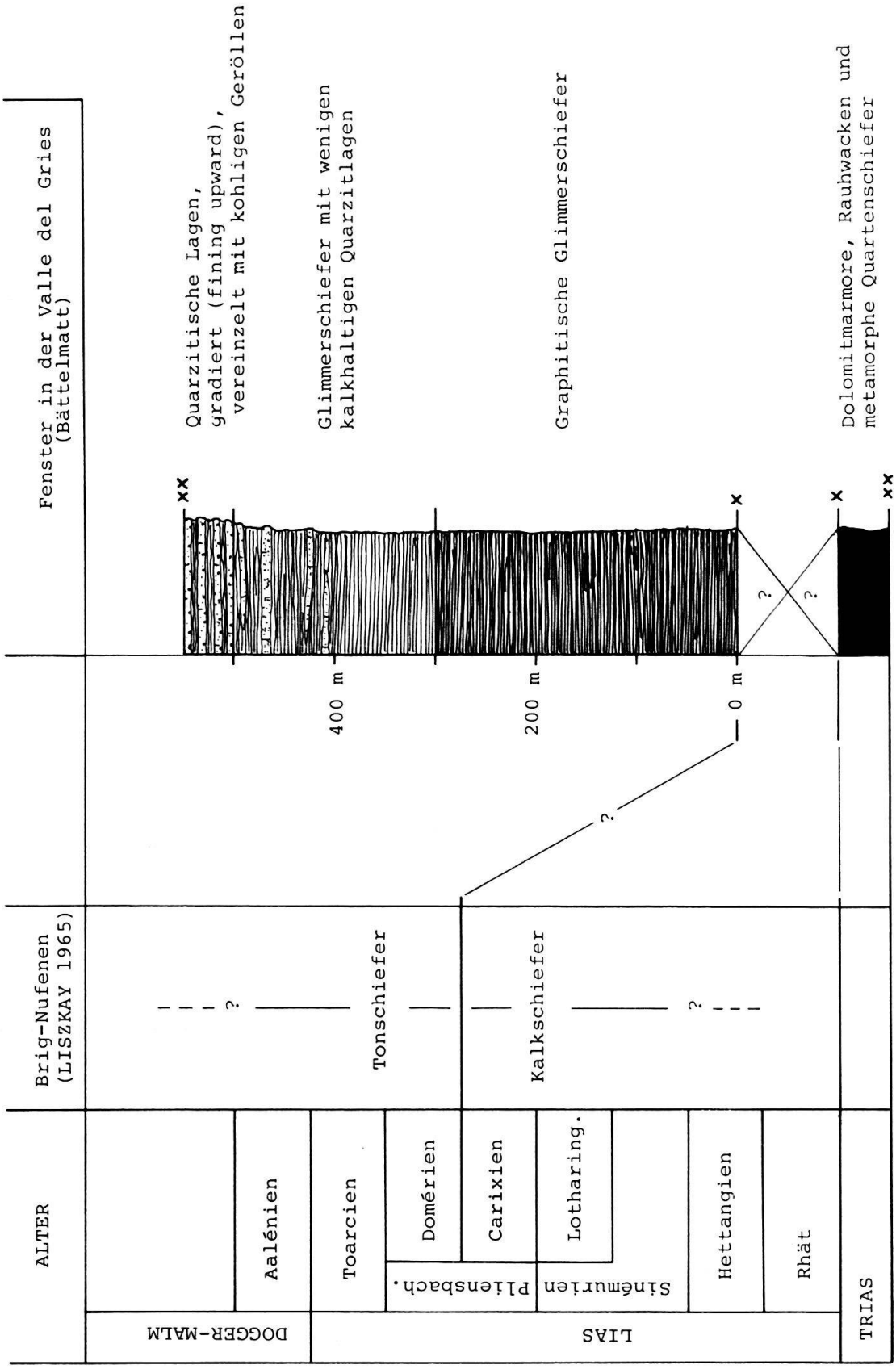



Fig. 3. Idealisiertes Normalprofil der Zone von Termen im Fenster der Valle del Gries (Val Formazza, Italien) und lithostratigraphische Parallelisierung mit der Zone von Termen aus dem Gebiet Brig–Nufenenpass.

Domérien zusammenfällt. Versuche, die metamorphen Tonschiefer mit Hilfe von Pollenanalysen zu datieren, sind misslungen, da der hohe Metamorphosegrad die Palynomorphen völlig zerstört hat. Wie aber der lithostratigraphische Vergleich zeigt (Fig. 3), dürften die Gesteine der Zone von Termen in der Valle del Gries mit grösster Wahrscheinlichkeit ebenfalls zum oberen Lias gehören.

Der Sedimentationsraum der Zone von Termen muss auf den südlichsten Teilen des Gotthard-Massivs gelegen haben. Dies wird bekräftigt durch den stratigraphischen Kontakt der Zone mit dem Kristallin westlich des Blinnentals sowie dem Vorkommen einer abgescherten Granitlinse in einer Schuppe am Passo del Corno, die vergleichbar ist mit Gesteinen aus dem Gotthard-Massiv (LEU 1985).

### *2.2.2 Sabbione-Zone*

In den mesozoischen Sedimenten, die auf einer Länge von über 50 km immer nördlich oder im Hangenden der Lebendun-Decke liegen, kann die lithostratigraphische Abfolge der Sabbione-Zone ausgeschieden werden. Für diesen neuen informellen Begriff ist die Alpe del Sabbione (2 km nordöstlich der Staumauer des Lago del Sabbione) im obersten Val Formazza namengebend, da die dortigen Aufschlussverhältnisse die repräsentativsten Detailprofile liefern. Von der Alpe del Sabbione gegen Nordosten erscheint die Zone als langes Band zwischen Passo del Corno und Val Cavagnolo, einem Seitental des Val Bedretto. Weitere grössere Vorkommen der Zone liegen im Val Toggia sowie in einer stark ausgewalzten Narbe, die sich vom Lago di Morasco über die Alpe Vannino bis in die Umgebung von Dèvero erstreckt.

Figur 4 zeigt ein idealisiertes Normalprofil der Abfolge mit einer geschätzten Mächtigkeit von über 500 m. Die Untergrenze der Sabbione-Zone wird überall durch einen Horizont triasischer Gesteine gebildet. Wie auch in der Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs, wird die Trias durch Dolomitmarmore, helle grobdetritische Quarzite, Rauhwacken (z. T. mit Gips) sowie metamorphe Quartenschiefer aufgebaut. Speziell die Arbeit von JUSTIN (1967) zeigt, dass die Quartenschieferäquivalente in ihrer petrographischen Ausbildung nahe verwandt sind mit denjenigen des Gotthard-Massivs.

Über der Trias folgen als nächste lithologische Einheit knotige Glimmerschiefer mit sehr unterschiedlichem Calcit- und Granatgehalt. Bei den Knoten handelt es sich um neu gewachsenen Plagioklas in poikiloblastischer Ausbildung. Rostig anwitternde Sandkalklagen und ein Quarzitschiefer bilden den Abschluss dieser fast schwarzen Glimmerschiefer. Im Feld nicht zu übersehen ist eine gebänderte Abfolge, bedingt durch eine Wechsellagerung von hellen Quarziten und dunklen Calcitmarmoren, die durch ihr geripptes Anwitterungsmuster auffallen.

Die sandigen Kalkschiefer bilden im Südwesten des Untersuchungsgebietes meistens den oberen Abschluss der Abfolge, da die jüngeren Elemente abgeschert wurden. Nur in den nördlichsten Aufschlüssen zwischen Alpe del Sabbione und Val Bedretto folgt mit primärem Kontakt eine über 300 m mächtige Serie von Glimmerschiefern (auf Tf. 1 mit spezieller Signatur ausgeschieden), die an der Basis stellenweise quarzitische, gradierte Bänke enthalten. Der detritische Einfluss wird in den sandig-tonigen Glimmerschiefern gegen oben bedeutender, was sich im hohen Quarzgehalt (bis zu 75%) ausdrückt. Ganz im Osten schalten sich dann die Psephitlagen und Gneisquarzite des Pizzo Grandinagia (östlich Koordinate 680, Tf. 1) ein. Die Komponenten der psammitisch bis psephitischen

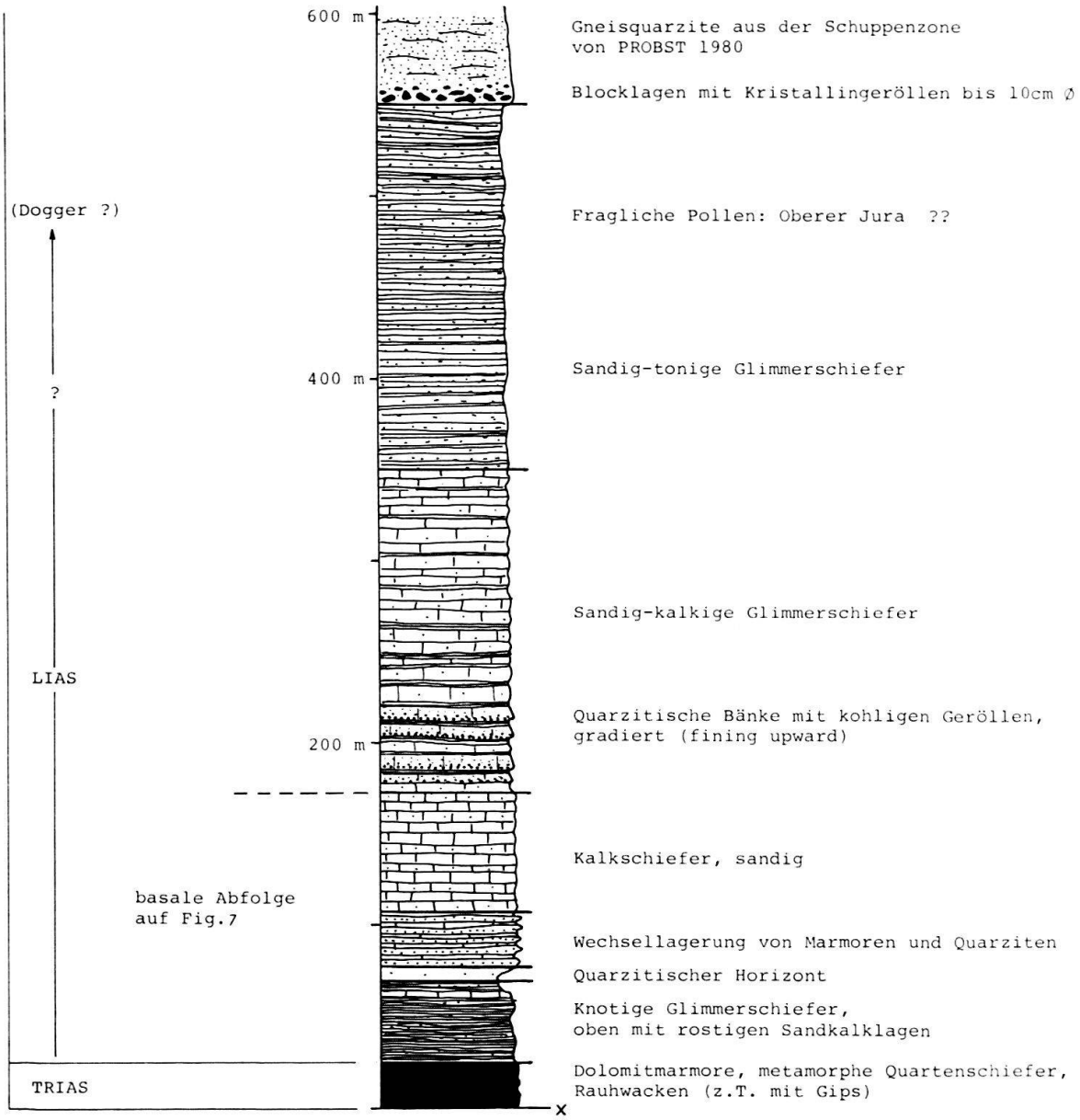



Fig. 4. Idealisiertes Normalprofil der Sabbione-Zone.

Geröllhorizonte setzen sich wie folgt zusammen: Gneise 64%, Dolomitmarmore 20%, Gangquarze 9% und Quarzite 7%. Immer ist eine normale Gradierung zu beobachten (Fig. 4).

Da sich keine bestimmbaren Fossilien finden liessen sowie alle unternommenen Datierungsversuche mit Pollen negativ ausfielen, sind wir für die Alterszuordnung der Sedimentabfolge weitgehend auf lithostratigraphische Vergleiche im weiteren Arbeitsgebiet angewiesen. Wie Tabelle 2 illustriert, eignet sich dazu die Nufenen-Zone (LISZKAY 1965) des gotthardmassivischen Mesozoikums ausgezeichnet. Der Vergleich der beiden Sequenzen (toniger Basalteil, sandig-detritischer Mittelteil und kalkig-sandiger Oberteil, vgl. auch Fig. 18) erlaubt eine sichere Parallelisierung im unteren bis mittleren Lias. Folgende Punkte sind speziell erwähnenswert:

— Die rostigen Sandkalklagen im Dach der knotigen Glimmerschiefer sowie der quarzitische Liashorizont entsprechen in der weniger deformierten Nufenen-Zone denjenigen Niveaus, in denen sich die Gryphäen und Lumachellen befinden.
— STELLA (1904) beschreibt fragliche Belemniten in der Region der Alpe del Sabbione, die höchstwahrscheinlich aus den knotigen Glimmerschiefern stammen.
— Wie bereits HIGGINS (1964b) aus der Gegend des Pizzo dei Cavagnoli (1,5 km nördlich des Lago dei Cavagnöö) beschreibt, wurden auch weiter südwestlich Überreste von Echinodermenbruchstücken und Foraminiferen gefunden. Die von organischem Pigment phantomartig erhaltenen Gebilde sind jedoch unbestimmbar.
— Die stratigraphische Obergrenze der Sabbione-Zone ist nur grob abzuschätzen, da entsprechende Bezugshorizonte fehlen. Eine Datierung von PANTIĆ & GANSSER (1977) ergab für Gesteine des Passo San Giacomo ein Alter von mittlerem bis oberem Jura. Da es sich jedoch um eine Sammelprobe handelt und zudem die Entnahmeorte nicht bekannt sind, können wir diese Altersbestimmung nicht verwenden. PROBST (1980) setzt die Psephitlagen mit den Kristallingeröllen sowie die Quarzite aus Analogiegründen in den mittleren bis oberen Lias (Gneisquarzite der Zone Piz Terri–Lunschania wurden von PANTIĆ & ISLER 1981 als oberer Lias datiert).

Tabelle 2: *Lithostratigraphische Parallelisierung von Nufenen-* (LISZKAY 1965) *und Sabbione-Zone.*

| ALTER | | | NUFENEN - ZONE FOSSILIEN | NUFENEN - ZONE (LISZKAY 1965) | SABBIONE-ZONE (LEU 1986) |
|---|---|---|---|---|---|
| LIAS | Toarcien | | | | ? ↑ |
| | Pliensbachien | Domérien | | Jüngeres Mesozoikum abgeschert | Gneisquarzite (mit Psephitlagen) |
| | | Carixien | - Echinodermenbruchstücke<br>- Foraminiferen<br>- Belemniten | ? Serie der Knotenschiefer | (sandig-tonig) Glimmerschiefer (sandig-kalkig) |
| | Sinémurien | Lotharing. | | | Sandige Kalkschiefer |
| | | | - Muschelschalen<br>- Crinoiden<br>- Ammoniten<br>- Gryphäen | Serie der Nufenen-Sandsteine | Wechsellagerung von Marmoren/Quarziten |
| | | | | | Quarzitischer Horizont (mit Sandkalklagen) |
| | | | | Obere | Knotige Glimmerschiefer |
| | Hettangien | | - Muschelschalen | Mittlere Granatschiefer-S. | |
| | Rhät | | - Muschelschalen | Untere | |

Die von JOOS (1969) ausgeschiedene Busin-Zone ist dort schlecht definiert und deshalb durch die neu definierte Sabbione-Zone zu ersetzen. Aus folgenden Gründen unterstützen wir die von JOOS & FRIZ (1965) postulierte Annahme, dass es sich bei dieser Sedimentabfolge um den mesozoischen Anteil der Lebendun-Decke handelt:

— Über die gesamte Ausdehnung kommen Lebendun-Decke und Sabbione-Zone stets zusammen vor.
— Die Aufschlüsse am Griessee zeigen in der Corno-Schuppe einen primär sedimentären Kontakt zwischen einem Konglomeratgneis – vergleichbar mit Konglomeratgneisen in der Lebendun-Decke – und basalen Teilen der Sabbione-Zone (LEU 1985).

### *2.2.3 Teggiolo-Zone*

Die Teggiolo-Zone beinhaltet alle Sedimente zwischen den drei tektonischen Elementen Lebendun-, Antigorio-Decke und Verampio-Gneis sowie diejenigen des Baceno-Fensters (Fig. 5). Leider ist der Monte Teggiolo als Typlokalität ungeeignet, da dort nur Triasgesteine der Antigorio-Decke auflagern und deren Kontakt zum Lias der Zone nicht aufgeschlossen ist. Die Aufschlussverhältnisse in der Teggiolo-Zone sind sehr schlecht, da die Sedimente zusammen mit der darüberliegenden Lebendun-Decke immer unzugängliche Steilstufen in stark bewaldetem Gebiet bilden. Zusätzliche Informationen liefert jedoch die Belegsammlung des Simplon-Bahntunnels (Fig. 5). In Baceno beginnt die Abfolge mit stark ausgewalzten Triasgesteinen, gefolgt von schwarzen, kalkführenden Granat-Glimmerschiefern mit wenigen zentimetermächtigen Marmorlagen. Letztere sind im Feld erkennbar an ihrer typischen rostigen Anwitterungsfarbe. Über einer Wechsellagerung von Marmoren und Quarziten, mit laminiertem bis gebändertem Charakter, schliessen graue, quarzhaltige Kalkschiefer den Sedimentstapel ab. Letztere enthalten Grobsandlinsen sowie stellenweise Psephitlagen mit Kristallin- und Dolomitkomponenten. Petrographisch werden die Sedimente bereits von CASTIGLIONI (1958), MILNES (1964) und NEJAND (1966) beschrieben, die jedoch keine einheitlichen Sequenzen erkennen. Hierzu sei erwähnt, dass es erst lithologische Vergleiche mit der Sabbione-Zone erlaubten, die sporadisch und isoliert aufgeschlossenen Teile der Baceno-Mulde zum Profil zusammenzufügen.

Aufschlüsse der Teggiolo-Zone, die tektonisch auf nördlichen Teilen der Antigorio-Decke liegen, zeigen gleiche Lithologien. Hier ist jedoch eine generelle Abfolge kaum erkennbar, da sandig-kalkige Glimmerschiefer über oder anstelle der quarzhaltigen Kalkschiefer treten, die Bündnerschiefern der Binntal-Zone ähnlich sind.

Direkte Altersbestimmungen oder Fossilfunde aus der Teggiolo-Zone sind keine bekannt. Der lithostratigraphische Vergleich mit Sabbione- und Nufenen-Zone erlaubt es jedoch, die Gesteine ebenfalls in den unteren bis mittleren Lias zu setzen. Jüngere lithologische Elemente fehlen in der Teggiolo-Zone und sind abgeschert.

Ein Problem bleibt die Zuordnung des ursprünglichen Untergrundes der Teggiolo-Zone. Die eindeutigsten Verhältnisse finden sich im Fenster von Baceno, wo der symmetrisch angeordnete Sedimentstapel von den Baceno-Schiefern über- und unterlagert wird. Letztere sind nach ihrer mineralogischen Zusammensetzung und tektonischen Stellung korrelierbar mit den Scisti bruni der Lebendun-Decke. Im Simplontunnel liegt die Teggiolo-Zone normal auf den Lebendun-Gneisen, wobei jedoch die gesamte Trias fehlt. Dies im Gegensatz zu den kartographischen Aufnahmen von BEARTH (1972), der eine normale Auflagerung der Teggiolo-Zone auf die Antigorio-Decke annimmt. Die Feldbegehungen zeigten aber, dass viele der auf Atlasblatt Simplon (Nr. 61) als Trias ausgeschiedenen Marmore in die Abfolge der liasischen, quarzhaltigen Kalkschiefer (Fig. 5) fallen. Wir bezweifeln deshalb, dass hier die Teggiolo-Zone, wie bis anhin angenommen, die

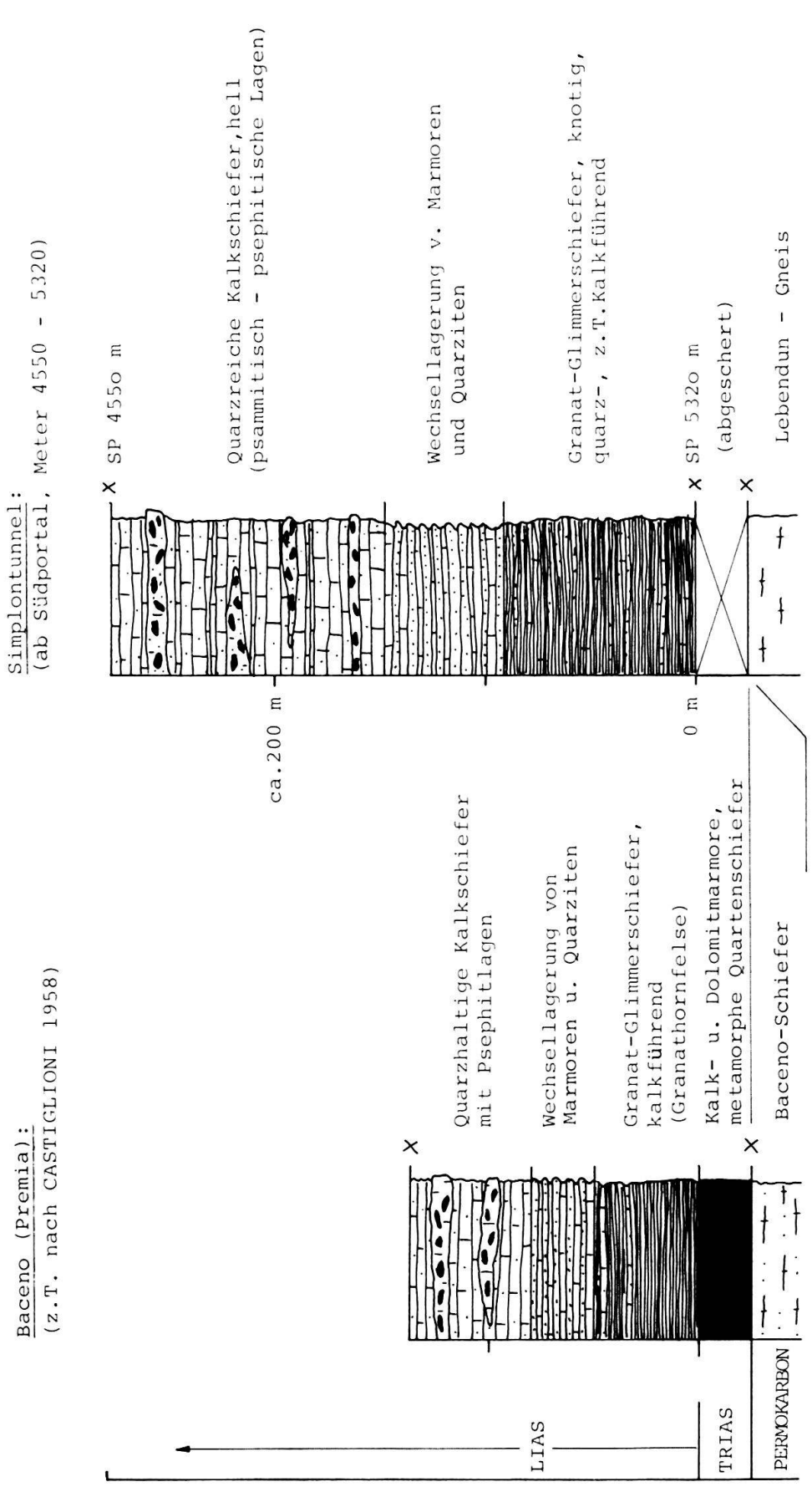



Fig. 5. Idealisiertes Normalprofil der Teggiolo-Zone in Baceno und im Simplontunnel. Letzteres wurde aus den Handstücken der Belegsammlung des Simplon-Bahntunnels, die sich im Naturhistorischen Museum Bern befindet, zusammengestellt.

mesozoische Sedimentbedeckung der Antigorio-Decke bildet (Kapitel 4), sondern vielmehr diejenige der Lebendun-Decke darstellt.

## *2.3 Sedimente der Binntal-Zone*

### *2.3.1 Allgemeines*

Weil die in der Literatur verwendeten Bezeichnungen je nach Autor verschieden interpretiert wurden, wird für die mesozoischen Sedimente im frontalen Penninikum, die im Bereich der Monte-Leone-Decke abgelagert wurden, neu der informelle Begriff Binntal-Zone (Tab. 1) eingeführt. Der Name Binntal ist deshalb geeignet, da im Tal der Binna das gesamte Spektrum an Gesteinstypen dieser Zone ansteht. Die Binntal-Zone umfasst die Gesteine der Fäldbach-Zone (LÜTHY 1965), die in direktem Kontakt zum Monte-Leone-Kristallin steht, und der Rosswald-Serie (BOLLI et al. 1980), welche von der Hauptdecke tektonisch isoliert ist und weiter extern liegt. Der Begriff Holzerspitz-Serie von BOLLI et al. (1980) sollte nicht mehr verwendet werden, da die dafür als typisch bezeichneten Schichtglieder der unteren Fäldbach-Zone im Streichen der Binntal-Zone nur sporadisch auftreten und nicht über eine grössere Distanz verfolgt werden können.

Neben triasischen Gesteinen wird die Hauptmasse der Zone durch die penninischen Bündnerschiefer (Calcescisti, Schistes lustrés, vgl. ISLER & PANTIĆ 1980) aufgebaut. Für die nachfolgenden lithologischen Beschreibungen der Bündnerschiefertypen ist der Feldaspekt massgeblich miteinbezogen worden, da mit einer rein mineralogischen Betrachtung kaum eine vernünftige Klassifikation erreicht werden kann. Die Problematik der Einteilung von Bündnerschiefern wird von PROBST (1980) eingehend diskutiert, und wir schliessen uns seiner auf dem Hauptkomponentendreieck (Quarz/Karbonat/übrige Mineralien) basierenden Nomenklatur an (LEU 1986).

### *2.3.2 Die Trias der Binntal-Zone*

Am Kontakt Monte-Leone-Kristallin/Binntal-Zone findet sich fast durchgehend eine Triasabfolge, deren Mächtigkeit normalerweise um die 20 m beträgt. In Grossfalten kann sie in stark deformierten Schenkeln jedoch völlig fehlen oder aber in Scheiteln bis zu 200 m (Hinteres Binntal, Saflischpass und Gebidum) anschwellen. Was die Lithologien betrifft, so überwiegen im ganzen Untersuchungsgebiet die Dolomitmarmore. Vereinzelt kommen Quarzite, sandige Kalkschiefer und Rauhwacken mit Gips vor. Phyllitische Gesteine, entsprechend den Quartenschieferäquivalenten im Gotthard-Massiv, fehlen fast völlig.

Dass der Gneis in den letzten Metern vor dem Kontakt zur Trias immer quarzreicher wird (vortriasische Verwitterung der Kristallinoberfläche) und diese Trias generell immer vorhanden ist, erhärtet unsere Ansicht, dass das Monte-Leone-Kristallin das ursprüngliche Substrat der Binntal-Zone darstellt.

### *2.3.3 Fäldbach-Zone*

Diese Einheit folgt immer über der Trias des Monte-Leone-Kristallins und ist grossflächig von der Alpe Dèvero bis an ihr Ostende im Gebiet des Corno di Ban aufgeschlossen. Verfolgt man sie von dort über die Landesgrenze gegen Westen, so verliert sie in der

Umgebung von Binn schnell an Mächtigkeit und ist bis zum Gebidum nur noch als schmaler Saum ausgebildet. Die Bezeichnung der Zone wurde erstmals von LÜTHI (1965) verwendet.

Wie bereits aus seiner Stollenbeschreibung aus der Region des Fäldbachs selbst hervorgeht, ist für diese Zone die Vielfalt an vorkommenden Lithologien ein Hauptmerkmal. Zusammenfassend können in der Zone vier Bündnerschiefertypen A bis D (Tab. 3) unterschieden werden, die eine allgemeine lithostratigraphische Abfolge innerhalb des mesozoischen Anteils der Monte-Leone-Decke darstellen; selten sind jedoch alle vier Typen vorhanden, wobei das Fehlen teils primären, teils tektonischen Ursprungs sein kann. Eine Besonderheit bilden weiter die metabasischen Gesteine, die in verschiedenen Niveaus vorkommen.

*Typ A, heterogener Blockhorizont*

Speziell gut ausgebildet ist zwischen Saflischpass und Corno di Ban als unterste Einheit über der Trias, ein sehr heterogener Blockhorizont mit einer variablen Mächtigkeit von wenigen Metern bis 200 m. Charakteristisch ist das sporadische Vorkommen dieser Schichten im Streichen. Die Grösse der Komponenten in den Blocklagen (vgl. PROBST 1980, S. 22) schwankt sehr stark zwischen Feinbreccien im mm-Bereich und Blöcken bis 50 m Länge und einigen Metern Mächtigkeit (Olistholithe).

Folgende Lithologien sind im überaus grossen Komponentenspektrum enthalten: grobkörnige, weisse Gneise (Monte-Leone-Kristallin?), grünliche, schieferige Gneise, Quarzitschiefer, Metaarkosen, Rhyolite (evtl. aus Zone 4 des Gantergneises, STRECKEISEN et al. 1978), schwarze Phyllite, graue und weisse Dolomitmarmore, bläuliche Calcitmarmore, Gips mit Rauhwacken, kohlige Phyllite sowie Metabasika (Fäldbach-Zone). Es muss sich dabei um eine primär sedimentäre Ablagerung handeln, und nicht um eine tektonische Mischzone. Dies wird durch die Tatsache unterstützt, dass viele der vorkommenden Lithologien in den Blocklagen nicht im Bereich der Monte-Leone-Decke und ihrer Sedimentbedeckung zu finden sind. In einigen Dolomitkomponenten konnten fragliche Ooide mit Hilfe der Kathodenlumineszenz festgestellt werden, die auf Relikte eines Plattformkarbonates hinweisen. Nicht vertreten unter den Komponenten sind die typischen Bündnerschieferarten der Fäldbach-Zone, was auf eine frühe Bildung dieses heterogenen Blockhorizontes hinweist. Bei der Matrix der Blocklagen handelt es sich um sandige Marmore, die sehr porös anwittern und bei grossem Feldspatanteil von LÜTHY (1965) als arkoseartig bezeichnet werden. Darin gibt es Übergänge zu dunkeln sowie hellen karbonathaltigen Glimmerschiefern, die speziell im Gebiet des Fäldbach und der Alpe Vannino dezimetermächtige Lagen von einem schwarzen Gestein, bestehend aus Granat, Quarz und organischem Pigment, enthalten. Diese schwarzen Granatschiefer kommen als Bänder, die über mehrere hundert Meter verfolgt werden können, aber auch in knolliger Ausbildung von bis zu Faustgrösse vor. Angeregt durch die Untersuchungen von FREY & MUMENTHALER (1981, 1982), wurden einige Proben dieser überaus granatreichen Schichten und Knollen röntgengraphisch untersucht, wobei eindeutig die Varietät Spessartin – im Unterschied zum sonst generell vorkommenden Almandin – identifiziert werden konnte. Dieser immer klar an der Basis des Typ A vorkommende Horizont muss sich bereits primär durch einen grossen Manganreichtum im Ablagerungsmilieu ausgezeichnet haben.

*Typ B, karbonathaltige Quarzite*

Über dem Typ A folgt eine bis zu 100 m mächtige Abfolge von grobdetritischen Kalkquarziten. Die sehr kompetente Lithologie bildet Bänke von 10 bis 30 m, die durch dunkle Granatglimmerschieferlagen voneinander getrennt werden. Die hellbeige bis rötliche Anwitterungsfarbe wie auch die plattige Textur der Kalkquarzite sind im Gelände sehr auffällig.

Der ursprünglich grosse detritische Einfluss ist gut erkennbar, obschon die Komponenten überall deformiert sind. Die Korngrösse liegt im Durchschnitt zwischen 0,5 und 1 cm, vereinzelt treten jedoch auch psephitische Horizonte, mit Gneis- oder Calcit- und Dolomitmarmorkomponenten, auf. Die Verbreitung dieser detritischen Schichten ist zur Hauptsache auf das Ost- und Westende der Fäldbach-Zone beschränkt. Speziell im Gebiet des Lago del Sabbione und der Alpe Forno (Zentrum der Zone) ist die Stellung des Typs B in der Abfolge oft unklar, da dieser tektonisch in die Typen C und D eingespiesst ist.

*Typ C, quarzitische Granatglimmerschiefer*

Dieser Lithologie-Typ bildet den weitaus grössten Anteil der Binntal-Zone und ist charakterisiert durch massige und verwitterungsresistente Gesteine, welche im Feld gut verfolgt werden können. Ist ihr Granatgehalt gering, so ist eine laminierte Wechsellagerung von stark verschieferten Quarziten und schwarzen Phylliten erkennbar.

Bei der mineralogischen Zusammensetzung ist speziell der Anteil an organischem Kohlenstoff von Interesse, der mit über 0,2 Gew.-% überdurchschnittlich vorkommt. Der daraus ableitbare, grosse Gehalt an organischem Material im Gestein ist ausschlaggebend für die schwarze Farbe dieser Lithologien.

Vereinzelt treten dezimetermächtige Lagen von Mikrobreccien auf, die stark boudiniert sind. Bei den Komponenten handelt es sich um schwarze Mikrite mit nichtidentifizierbaren Fossilresten, die durch organische Substanz phantomartig abgebildet werden. Die Mächtigkeit des Typ C variiert zwischen 10 und 300 m. Weniger ausgeprägt als im Typ D sind die Quarzsekretionen, die nur als dünne Schnüre vorkommen.

*Typ D, sandige Kalkglimmerschiefer*

Es handelt sich zur Hauptsache um Kalkglimmerschiefer mit unterschiedlichem Quarzgehalt, deren Mächtigkeit zwischen 0 und 200 m schwankt. Die Bezeichnung ist sehr allgemein und bei Betrachtungen im Zentimeterbereich meist nicht mehr zutreffend, da es sich um eine Wechsellagerung von Kalkschiefern, Quarziten und Phylliten mit wenigen Einschaltungen von Konglomeraten handelt.

Der Gehalt an organischem Pigment ist sehr unterschiedlich, was sich dann auch in helleren und dunkleren Gesteinsfarben niederschlägt. Die psephitisch-psammitischen Konglomeratlagen kommen in 0,5–1 m mächtigen Bänken vor; die Komponenten bestehen grösstenteils aus Dolomit- und Calcitmarmoren. Die Matrix ist immer sehr quarzreich und geht graduell in die kalkreicheren oder phyllitischeren Nachbarlithologien über. Eindeutige Gradierungen wurden weder in den sandigen Kalkglimmerschiefern noch in den Konglomeratlagen gefunden.

Ein weiteres ausgeprägtes Merkmal dieser Serie sind die Quarz-Calcit-Sekretionen, die in Form von stark boudinierten oder verfalteten Linsen und Schnüren auftreten. Ihre Entstehung steht zum Teil im Zusammenhang mit der Bildung von frühen Klüften, die mit zunehmender Metamorphose und Deformation progressiv zu diesen Adern umgewandelt wurden.

*Metabasische Gesteine*

Im Gebiet der ganzen Fäldbach-Zone kommen metabasische Grüngesteine vor, die speziell in drei Niveaus der Abfolge vorhanden sind: in den Typen A und C sowie im Dach der Trias (Tab. 3). Grosse Massen von Metabasika stehen im Binntal, im Fäldbach, aber auch beidseits des Lago del Sabbione an. Ausführliche petrographische Beschreibungen finden wir bei PREISWERK (1907), SCHMIDT & PREISWERK (1908), BADER (1934), LÜTHY (1965), HANSEN (1972), JEANBOURQUIN (1981) und LEU (1982). Zusammenfassend treten folgende Grüngesteine in den mesozoischen Sedimenten auf:

— Metagabbros
— Bänderamphibolite
— Serpentinite

Die grobkörnigen Metagabbros stehen im Tschampigkeller im Binntal und am Corno di Ban in bis zu 30 m mächtigen Massen an. Die Bänderamphibolite sind stark verschiefert und bilden neben kleineren Linsen ein fast durchgehendes, mehrere Meter mächtiges Band in den quarzitischen Granatglimmerschiefern des Typs C, immer nahe am Kontakt von Fäldbach-Zone und Rosswald-Serie.

*2.3.4 Rosswald-Serie*

Eine bis 2,5 km mächtige Abfolge von sandigen Kalkglimmerschiefern bildet heute den externsten Teil der Binntal-Zone. Der Südrand der Rosswald-Serie wird durch einen schmalen, oft nur 2 m mächtigen Saum von Dolomiten und Rauhwacken gegen die benachbarte Fäldbach- und Sabbione-Zone abgegrenzt. Der Nordrand liegt mit scharfem Kontakt an der Zone von Brig–Sion–Courmayeur und im Osten an der Trias der Zone von Termen. An ihrem Westende, im Val Bedretto, grenzt sie mit unscharfem Kontakt an die Sosto-Schiefer (PROBST 1980).

Lithologisch unterscheiden sich die Gesteine der Rosswald-Serie nur wenig von denen des Typ D, womit die Zuordnung zu einer der beiden Serien auf der Strecke Rosswald–Visp oft erschwert wird. Erwähnenswert sind der generell leicht geringere Gehalt an Quarz sowie die häufiger vorkommenden Konglomerat- und Breccienlagen in der Rosswald-Serie. Folgende Komponenten können in den 0,5–3 m mächtigen, grobdetritischen Bänken festgestellt werden: grobkörnige Gneise (mineralogisch vergleichbar mit dem Monte-Leone-Gneis von Lercheltini, BADER 1934, oder der Gneis-Randzone von JOOS 1969), Qz/Cc-Feinbreccien, Dolomit-Feinbreccien, feinkörnige Dolomite, helle Calcitmarmore, sandige Kalkschiefer und Quarzitschiefer. Diese groben Schüttungen sind in der Abfolge nur sehr selten anzutreffen und sind im Streichen nie mehr als einige hundert Meter zu verfolgen, bis sie auskeilen. Trotz der Vielfalt der Komponenten können nur zwei Arten von Komponentenzusammensetzungen beobachtet werden: Einerseits solche mit überwiegend Dolomitbruchstücken (Komponentengrösse etwa 4 cm), andererseits Konglomerathorizonte mit Kristallinkomponenten als Hauptanteil.

Tabelle 3: *Die Lithologie der Bündnerschiefertypen A, B, C und D der Binntal-Zone sowie deren lithostratigraphische Korrelation mit der Zone von Brig–Sion–Courmayeur.*

| FäLDBACH - ZONE: | | | | Z.v.BRIG - SION - COURMAYEUR: | |
|---|---|---|---|---|---|
| Typ | Lithologie | Primäre Lithologie/Fazies | Lage der Metabasica | Mögliche Korrelation mit der Z.v.Brig-Sion-Courmayeur | Alter |
| D | Sandige Kalkglimmerschiefer: Rostig braun anwitternd, im dm-Bereich sehr inhomogen: Wechsellagerung von Kke.Schiefern, Quarziten und Phylliten. Reich an Calcit- und Quarzsekretionen. Wenige Konglomeratlagen mit Karbonatkomponenten. Qz:40% Cc:35% ÜM:25% | Sandige Kalke mit tonigen Zwischenlagen, einige Konglomeratlagen. ——— Turbiditische Ablagerung, relativ landnah oder im Zusammenhang mit submarinen Schwellen. | | Couches de St.Christoph | Maestrichtien (ev. Paläozän): ANTOINE (1971) Oberkreide: BURRI (1958) TRÜMPY (1954) |
| C | Quarzitische Granatglimmerschiefer: Laminierung von schwarzen, granatreichen Phylliten und hellen Quarziten. Massig. Vereinzelt dunkle, mikritische Feinbreccien. (org.C>0.2%) Qz:60% Cc:5% ÜM:35% | Wechsellagerung von schwarzen Tonen und Feinsandsteinen oder biogenen Silexlagen (Radiolarite?) ——— Pelagische Tone mit Quarzsandlagen. Abgeschlossenes, Becken, wenig Sedimentation (CCD?) | | Couches des Marmontains | Maestrichtien: ANTOINE (1971) Albien - Turonien: BURRI (1958,1967) TRÜMPY (1954) |
| B | Karbonathaltige Quarzite: Weiss bis beige, rötlich anwitternd, massig. Häufig m-mächtige Psammit- und Psephitlagen mit Dolomit-, Kalk-, Quarzit- und Gneiskomponenten Qz:55% Cc:30% ÜM:15% | Kalkige Sandsteine und Arkosen mit Breccien- und Geröllagen ——— Letzte Phase einer grobdetritischen Trogauffüllung im Zusammenhang mit einem Riftsystem | | Couches de l'Arolay | Turonien-Campanien: ANTOINE (1971) Barrémien - Aptien: TRÜMPY (1952,1954) |
| A | Heterogener Blockhorizont: Dunkler, feinkörniger Kalkglimmerschiefer mit Konglomeratlagen und Gesteinslinsen (1m-50m) von: Dolomit, grauen Kalkmarmoren, hellen Kalkschiefern, schwarzen Tonschiefern, rötlichen Quarzitschiefern, Metaarkosen, Rhyoliten, Gneisen, kohligen Phylliten und Metabasica. | Bildung von Olistholiten, Breccien und Konglomeraten in einem Riftsystem mit starkem Relief. Ablgerung z.T. in manganreiche Sedimente. (Manganknollen ?) | | Couches du Versoyen | Jura (?) - mittl. Kreide: ANTOINE (1971) |
| Trias | Vorwiegend grobkörnige Dolomitmarmore (wenig Kalkschf.) | | | | Trias |

### *2.3.5 Ursprüngliche Lithologien und die Ablagerungsmilieus in der Binntal-Zone*

Trotz den Mineralumwandlungen und den metamorphen Neubildungen kann aus den heutigen Lithologien weitgehend auf das sedimentäre Ausgangsgestein und dessen Ablagerungsmilieu geschlossen werden; Tabelle 3 fasst diese Interpretationen stichwortartig zusammen. Hierzu einige Ergänzungen:

*Typ A.* Für die Bildung dieses Olistholithorizontes mit den Breccien und Konglomeraten muss ein sehr akzentuiertes Relief verantwortlich gewesen sein. Der Ablagerungsraum war offenbar zu Beginn sehr tief, mit einer Mangelsedimentation, so dass es zur Entstehung der manganreichen Horizonte mit den möglichen Mangankonkretionen kommen konnte. Starke Bewegungen am Schelfabhang oder in der Nähe von Schwellen im Zusammenhang mit synsedimentärer Bruchbildung führten zu einer raschen Auffüllung der Becken.

*Typ B.* Bei dieser detritisch stark beeinflussten Gesteinsserie handelt es sich primär um kalkige Sandsteine und Arkosen mit Breccien- und Geröllagen. Die überwiegend psammitischen Bildungen sprechen für recht grosse Distanzen zwischen Liefergebiet und Ablagerungsraum. Als Quelle der Schüttung kommen Küstenregionen wie auch untiefe, subaquatische Schwellen in Frage.

*Typ C.* Diese mächtige Wechsellagerung von schwarzen Tonen mit viel organischem Material einerseits und Quarzlagen andererseits muss in einem tiefen, landfernen Becken abgelagert worden sein, das schlecht durchlüftet war. Bezüglich der Karbonatarmut können Sedimentationsverhältnisse unter der Kalkkompensationstiefe (CCD) angenommen werden. Wie jedoch ISLER & PANTIĆ (1980) und KELTS (1981) bereits erläutern, sind heute Fixierungen von Wassertiefen im Bündnerschiefermilieu mit der CCD kaum möglich. Am Grenzbereich Ton-/Quarzlagen wurden in einigen Dünnschliffen kleine schwarze Kügelchen mit einem Durchmesser von 0,3 mm beobachtet. BURRI (1967) deutet solche Relikte in gleichen Lithologien der Zone von Brig–Sion–Courmayeur als mögliche Radiolarien. Im Zusammenhang mit diesen Erscheinungen wäre zum Teil auch eine biogene Genese der Quarzlagen durch Radiolarien möglich. Die dunklen mikritischen Feinbreccien dürften von kleinen Karbonatplattformen geschüttet worden sein, die mit Bruchtreppen umsäumt waren.

*Typ A und Rosswald-Serie.* Die Bankmächtigkeit sowie dies Art der Wechsellagerung in diesen Gesteinen ergeben das Bild einer turbiditischen Ablagerung mit Sandkalken unterschiedlicher Korngrösse sowie pelagisch-tonigen Zwischenschichten. Es handelt sich dabei um einen relativ landnahen Schelfabhang, da der detritische Anteil im Sediment recht gross ist. Als Liefergebiet der zum Teil gerundeten Karbonatkomponenten in den Konglomeratlagen kommen primär submarine Schwellen in Frage, die teilweise bis über den Brandungsbereich aus dem Wasser ragten. In der etwas karbonatreicheren Rosswald-Serie muss der detritische Einfluss geringer gewesen sein, obschon die Konglomeratlagen und Breccienhorizonte an einigen Orten von einem stärkeren Relief zeugen.

*Metabasika.* Das einfache Spektrum der Grüngesteine in diesem externen Teil des Walliser Troges gibt das Bild von sehr atypischen Ophiolithsequenzen, die nicht im Zusammenhang mit einer ausgedehnten ozeanischen Kruste entstanden sind. Neben der späten tektonischen Einschuppung sind zwei primäre Lagerungsarten der Metabasika im Nebengestein zu beobachten:

a) Intrusionen in Form von Sills ins noch unverfestigte Sediment, wobei Reaktionsränder mit Mineralumwandlungen entstehen. Rezente Beispiele solcher Lagerung beschreibt KELTS (1982) aus dem Golf von Kalifornien.
b) Extrusionen mit Bildung von Hyaloklastiten und submarinen Tuffen (DIETRICH 1975, LEU 1982).

Beide Typen wären miteinander möglich bei der Entstehung von vulkanischen Rükken im Ablagerungsraum der Bündnerschiefer, wie dies ISLER & PANTIĆ (1980) beschreiben. Ähnliche Ablagerungen werden in den Westalpen von LOUBAT (1984) als embryonale Ozeanisierung an Kontinentalrändern interpretiert. Sie gehen zusammen mit der Ablagerung der Sedimente in einem sich schnell entwickelnden Trogkomplex, im Zusammenhang mit einem möglichen Riftsystem. Teile der Metabasika werden dabei sicher auch in aufgearbeiteter Form als Olistholithe im Bündnerschiefertyp A sedimentiert.

### *2.3.6 Alter der Binntal-Zone*

Die fraglichen Radiolarien im Bündnerschiefertyp C sowie mögliche Foraminiferenreste in Dolomitkomponenten des Typs A sind nicht bestimmbar. Wie im Mesozoikum von Gotthard-Massiv und Lebendun-Decke wurden auch in der Binntal-Zone Pollenanalysen vorgenommen. Waren solche Untersuchungen (PANTIĆ & GANSSER 1977,

PANTIĆ & ISLER 1978, 1981) in gleichen Einheiten östlich unseres Untersuchungsgebietes teilweise erfolgreich, so fielen bei uns alle Resultate negativ aus. Das heisst, Metamorphose (bis etwa 550 °C) und Deformation waren zu intensiv, so dass die Palynomorphenreste stark oxydiert und zerstört wurden.

Es lassen sich jedoch gute lithostratigraphische Parallelen zwischen der Binntal-Zone und der benachbarten Zone von Brig–Sion–Courmayeur ziehen, wobei schon BURRI (1979) die mesozoische Bedeckung des Gebidum in der Region Visp (Binntal-Zone) mit den südlich anschliessenden Sedimenten des Lappens von Visperterminen vergleicht. Zu den möglichen Korrelationen (Tab. 3) sind folgende Ergänzungen nötig:

— Die *Couches du Versoyen* werden von ANTOINE (1971) in den Zeitraum Néocomien–Mittlere Kreide gesetzt. Diese Eingabelung beruht auf der Festlegung der Unter- und Obergrenze. Der heterogene Blockhorizont (Type A) der Binntal-Zone wurde unmittelbar auf der Trias sedimentiert. Lias- oder Doggersedimente sind nicht vorhanden, wie dies teilweise in den Westalpen der Fall ist. Sie blieben jedoch als fragliche Komponenten erhalten. Der Blockhorizont A ist eine kondensierte Abfolge, die möglicherweise den gesamten Jura in aufgearbeiteter Form enthält.

— Die *Couches de l'Arolay,* die mit den karbonathaltigen Quarziten (Typ B) zu parallelisieren sind, wurden von TRÜMPY (1954) mit Barrémien–Aptien datiert (Orbitolinen).

— Die *Couches des Marmontains* konnten von BURRI (1958, 1967) ins Albien–Turonien gestellt werden. Diese Alter beruhen auf Datierungen (Radiolarien, Präglobotruncanen) aus der Region von Sion und Brig. TRÜMPY (1954) wagt den Vergleich mit einer Gault-Fazies aus dem Penninikum des Bündnerlandes. Die quarzitischen Granatglimmerschiefer (Typ C) sind aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung sowie nach dem Feldaspekt eindeutig mit diesen Schichten der Zone von Brig–Sion–Courmayeur gleichzusetzen.

— Die *Couches de St-Christoph,* die wir mit den sandigen Kalkglimmerschiefern (Typ D) korrelieren, haben nirgends brauchbare Fossilien geliefert. Der jedoch überall zu beobachtende, allmähliche Übergang aus den darunterliegenden Couches des Marmontains bewog schon TRÜMPY (1954) und BURRI (1958), diese Schichtfolge mit einem Oberkreideflysch zu vergleichen.

Weitere Datierungen von ANTOINE (1971) in den Westalpen ergeben für die Couches de l'Arolay, des Marmontains und de St-Christoph etwas jüngere Alter (Tab. 3). Die Rosswald-Serie kann einerseits mit der Lithologie D korreliert werden, womit sie ebenfalls in die Oberkreide (evtl. Paläozän nach ANTOINE 1971) zu stellen ist. Gegen das Westende des Untersuchungsgebietes wird die Rosswald-Serie von den Sosto-Schiefern abgelöst, die von PANTIĆ & GANSSER (1977) und PANTIĆ & ISLER (1981) mit Oberjura bzw. Unterkreide datiert wurden. Diese Heterochronie ist ein Hinweis, dass es sich beim Walliser Trog um einen Komplex von kleineren Sedimentbecken handelt, in denen ähnliche Fazies zu verschiedenen Zeiten zur Ablagerung kamen.

## 3. Beschreibung der Strukturen

### *3.1 Allgemeines*

Es wurden speziell die alpinen Deformationsstrukturen der Sedimentzonen detailliert untersucht, im Nordostteil des Arbeitsgebietes auch diejenigen des Kristallins.

Folgende Begriffe und Abkürzungen werden in dieser Arbeit verwendet: $D_{1,2,3...}$ = Deformationsphasen; $s_0$ = Schichtung; $AF_{1,2,3...}$ = Achsenflächen; $s_{1,2,3...}$ = Schieferungen; $FA_{1,2,3...}$ = Faltenachsen; $l_{1,2,3...}$ = Lineare.

Die strukturellen Untersuchungen zeigen, dass sich über das ganze Arbeitsgebiet eine generelle Deformationsabfolge abzeichnet. Es kann dabei durchaus sein, dass an einer Lokalität nicht alle Deformationsphasen ausgebildet oder dass die Strukturen einer Phase von Ort zu Ort nicht gleichzeitig entstanden sind. Ferner ist eine Zeitbestimmung von Beginn und Ende einer Phase oft nicht möglich.

Generell können die einzelnen Deformationsabschnitte wie folgt umrissen werden (Fig. 6):

*Prä-$D_1$*. Dieser erste Teil der frühalpinen Bewegungen ist gekennzeichnet durch eine Transportrichtung gegen Südosten, in deren Zusammenhang Teile der Lebendun-Decke und überlagerndes Mesozoikum auf die interneren Ablagerungsräume zu liegen kommen. Mögliches Relikt dieser durch Überschiebungen gegen Südosten geprägten Tektonik ist die Südvergenz des liegenden Hauptschenkels der Lebendun-Decke (Fig. 8).

*$D_1$*. Der zweite Teil der frühalpinen Bewegungen ist gekennzeichnet durch Transportrichtungen gegen Nordwesten. Eine Überschiebungstektonik dominiert, wobei der bestehende (Prä-$D_1$), einfache Deckenstapel erfasst wird. Bei dieser Bewegung wird das Mesozoikum teilweise mit dem Kristallinuntergrund zusammen, andererseits auch unabhängig davon, überschoben. Es entstehen isolierte Pakete (z. B. Verschuppung in der Fäldbach-Zone an der Punta di Morasco oder der Marmore in den Scisti bruni der Lebendun-Decke) und Einspiessungen der Gneise in die Sedimente (z. B. Stirn der Monte-Leone-Decke im Fäldbach und Eisten-Gneis, Fig. 7). Eine vereinzelt auftretende, penetrative Schieferung ($s_1$) deutet darauf hin, dass die Verformung am Ende dieser Phase duktiler wird.

*$D_2$*. Dieser Deformationsabschnitt, die Hauptphase der alpinen Verformung, ist charakterisiert durch eine zunehmende Einengung des ganzen Gebietes bei steigender Temperatur im Zusammenhang mit der alpinen Metamorphose. Es bilden sich die kristallinen Decken (Verampio-, Antigorio- und Monte-Leone-Decke), und die dazwischenliegenden Sedimentmulden werden isoklinal verfaltet. Auch die Bildung der Lebendun-Falte (MILNES 1974a und unser Profil 9 in Fig. 8) ist hier einzuordnen. Es bildet sich die penetrative Hauptschieferung ($s_2$) mit einem subhorizontal liegenden, im allgemeinen NE–SW orientierten Streckungslinear ($l_2$). Die Faltenachsen ($FA_2$) dieser isoklinalen Strukturen liegen parallel zum Massentransport in $l_2$ (siehe Geröllldeformationen in Abschnitt 3.3).

*$D_3$*. In einer ersten Phase von spätalpinen Bewegungen im existierenden Deckenstapel entstehen im interneren Teil des Untersuchungsgebietes offene Falten mit Achsenebenen ($FA_3$), die steil gegen Südosten einfallen ($D_3$ in Fig. 6, 11 und 12). Selten ist damit eine schwache Crenulationsschieferung ($s_3$) erkennbar. Die Faltenachsen ($FA_3$) verlaufen generell in NE–SW-Richtung und sind nur im Gebiet des Lago Vannino in eine N–S-Richtung abgelenkt. Die Dèvero-, Forno- und Nefelgiù-Falten von MILNES (1974a) entsprechen gesamthaft diesen in Tafel 2 dargestellten Strukturen. Die zeitliche Einordnung der Wandfluhhorn-Falte (HUNZIKER 1966, HALL 1972), die sicher post-$D_2$ gebildet wurde, ist unklar.

*$D_4$*. Den Schluss der spätalpinen Bewegungen bildet eine erneute NW–SE-Einengung, die im externen Teil des Untersuchungsgebietes zur Steilstellung der Einheiten bzw. zur

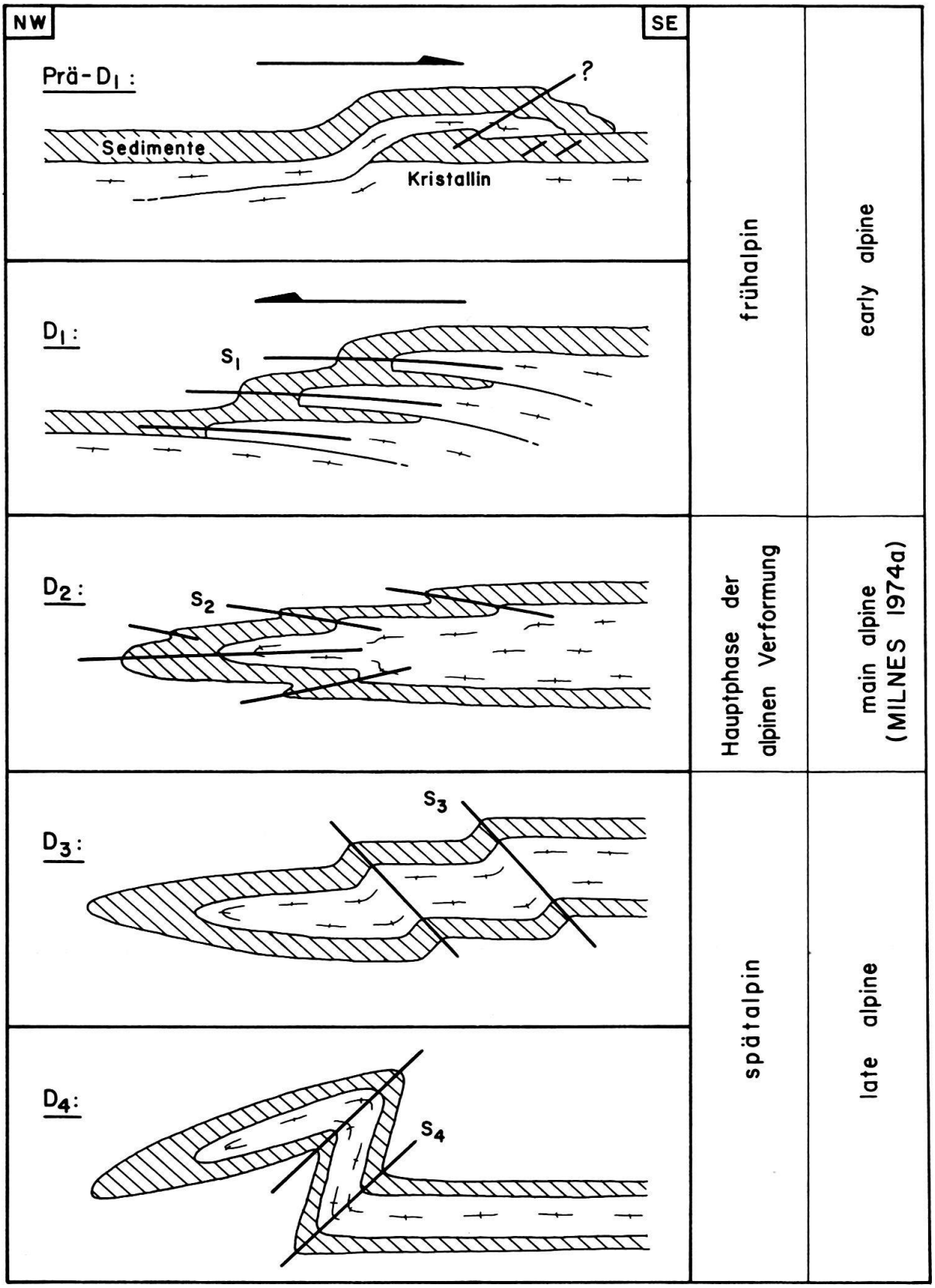



Fig. 6. Deformationsphasen und ihre entsprechenden Schieferungen im Untersuchungsgebiet.

Rückfaltung führt. Dabei entstehen die auf Tafel 2 gezeichneten Großstrukturen der Glishorn-Antiform, der Berisal-Synform (STECK 1984) und die Cervandone-Rebbio-Synform (MILNES 1974a). Begleitet werden diese Deformationen von einer flach gegen Norden einfallenden Crenulationsschieferung ($s_4$). Die $D_4$-Strukturen werden durch die Aufwölbung der Toce-Kulmination nur noch schwach verformt.

### *3.2 Makro- und mesoskopische Strukturen*

#### *3.2.1 Oberes Val Formazza–Val Bedretto* (Tf. 2, Fig. 7: Profile 1–4)

Dieser östliche Teil des Arbeitsgebietes wird einerseits durch die Großstruktur der Lebendun-Decke geprägt und andererseits durch den strukturellen Knotenpunkt am Lago di Morasco, wo die Fäldbach-Zone ihr Ostende hat. Die Form der Lebendun-Decke wird eingehend von HIGGINS (1964a), MILNES (1974a) und PROBST (1980) beschrieben. Wohl bestätigen sich grösstenteils die bestehenden Vorstellungen einer Lebendun-Falte ($D_2$) im Basodino-Gebiet, wir sind jedoch (JOOS 1967, LEU 1985) der Ansicht, dass die Lebendun-Decke nicht wurzellos in den penninischen Sedimenten schwimmt, wie dies PROBST (1980) und HUBER-ALEFFI et al. (1982) postulieren, sondern dass sie in Verbindung steht mit dem kristallinen Untergrund zwischen Gotthard-Massiv und Verampio-Gneis (Fig. 7 und 8). Bei den Konglomeratgneis-Aufschlüssen im Ri di Valeggia und in den Cornoschuppen handelt es sich um frontale Keile der Lebendun-Decke. Die kilometergrossen $D_2$-Falten der liegenden Synklinal- und Antiklinalstruktur sind wegen der Topographie nur lokal im Basodino zu beobachten. Erst im Querschnitt der Alpe Veglia (Fig. 8, Profil 9) ist wieder der obere Schenkel der liegenden Lebendun-Falte aufgeschlossen (MILNES 1973). Die Entstehung dieses gegen Süden auftauchenden und in der Tiefe an Mächtigkeit zunehmenden Lebendun-Hauptkörpers sehen wir im Zusammenhang mit prä-$D_1$-Bewegungen, die mit einem relativen Schub gegen Südosten verbunden sind.

Im Gebiet des Passo San Giacomo und des Val Toggia ist die gesamte Abfolge durch isoklinale $D_2$-Falten geprägt (Fig. 9). In den Schenkeln der Isoklinalfalten liegt $s_2$ immer subparallel zur Stoffbänderung. Nur in kompetenten Lagen ist eine schwache Diskordanz zwischen $s_2$ und $s_0$ bzw. $s_1$ zu beobachten. Es muss erwähnt werden, dass im ganzen Untersuchungsgebiet die ursprüngliche Schichtung ($s_0$) immer parallel zu einer möglichen ersten Schieferung ($s_1$) verläuft, so dass diese beiden Elemente nur selten auseinandergehalten werden können. Das Mineralstreckungslinear $l_2$ und die Faltenachsen $FA_2$ tauchen beide mit 30–50° gegen Nordosten ein. $D_2$-Sekundärfalten (Fig. 10, sowie GRECO 1984) am Lago Nero lassen dies klar erkennen.

Als einzige $D_1$-Strukturen existieren in der Sabbione-Zone am Pizzo San Giacomo enggepresste Trias-Einfaltungen, die von $D_2$ und $D_4$ verfaltet werden.

Die nördlichste Synklinale in der Sabbione-Zone verläuft aus dem Gebiet der Alpe di Formazzora (Fig. 9) gegen Westen und taucht nördlich des Lago di Morasco (Fig. 11) unter den liegenden Schenkel der Monte-Leone-Stirnregion ab. Der nördlich anschliessenden Antiklinale ist mit tektonischem Kontakt die Zone von Termen aufgelagert. Diese Überschiebung einer nördlichen Einheit auf eine südlichere ist ein weiteres Relikt der prä-$D_1$-Phase.

Diese alten Strukturen werden von der Basodino-Rückfalte ($D_4$) überprägt, wobei Anzeichen einer zugehörigen $D_4$-Antiform nördlich des Corno Brunni in den Termen-Tonschiefern vorhanden sind (ganz im Norden des Profils von Fig. 11).

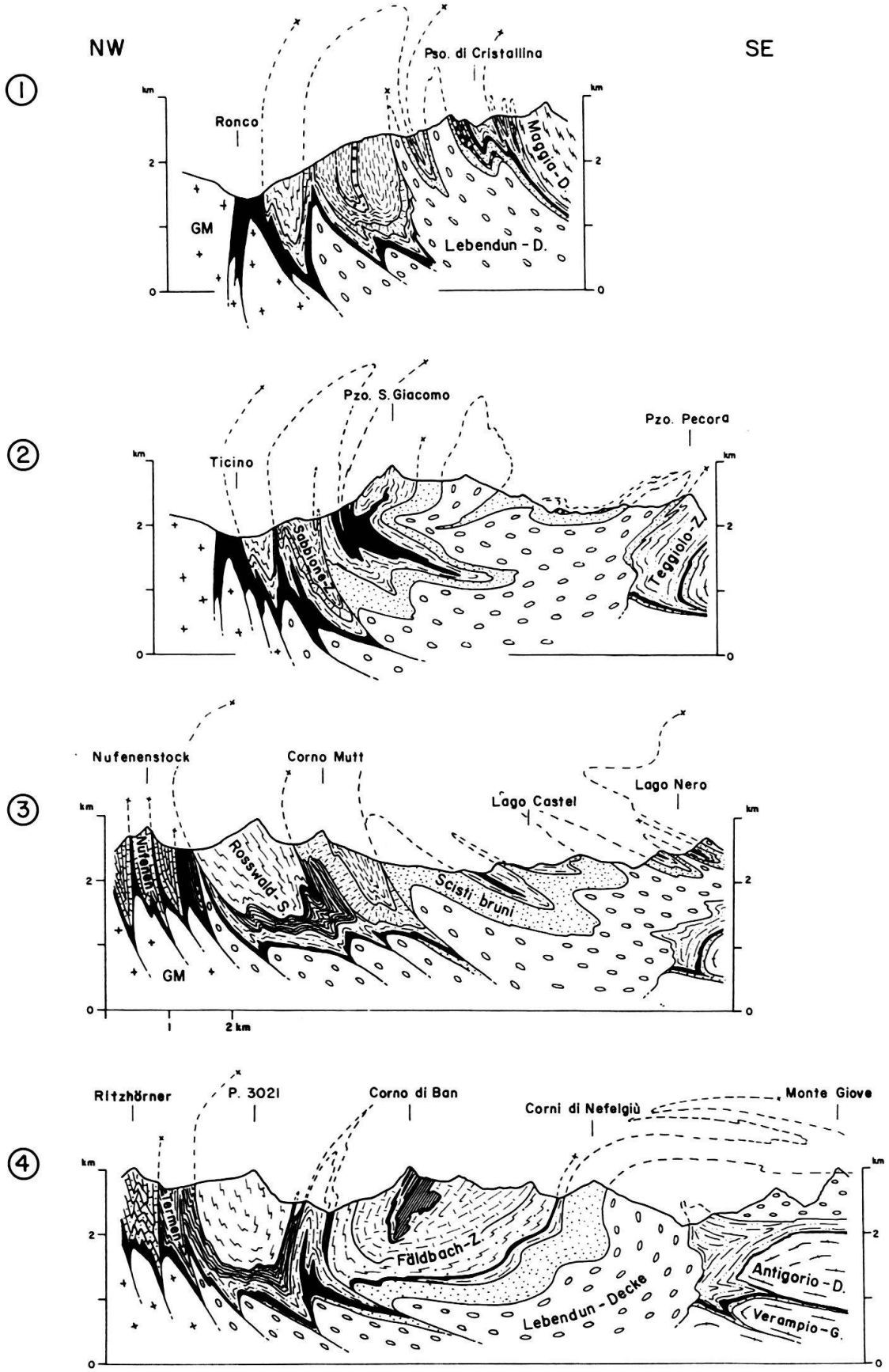



Fig. 7. Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet: Profile 1 bis 4. Legende siehe Profil 13.

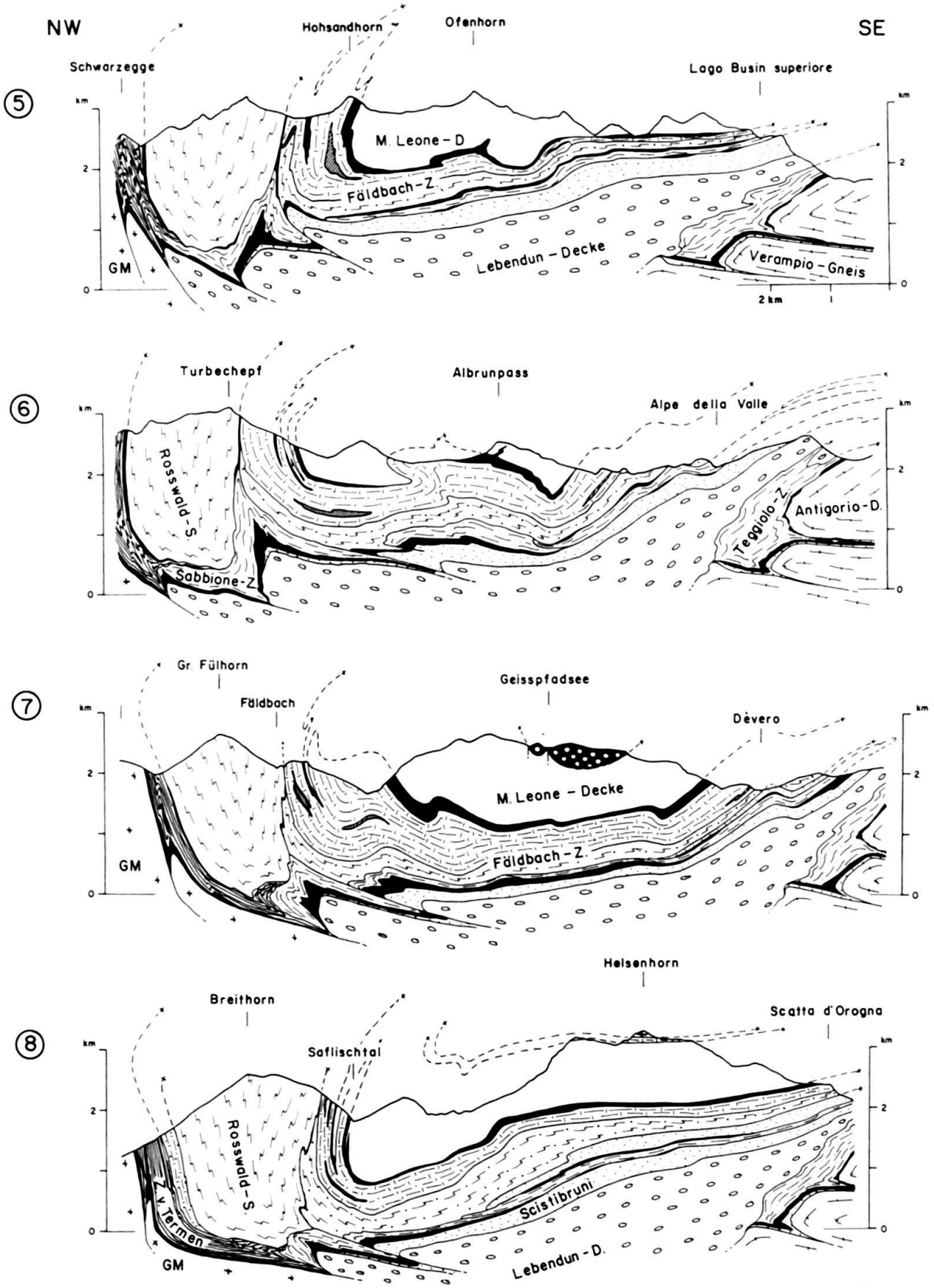



Fig. 7. Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet: Profile 5 bis 8. Legende siehe Profil 13.

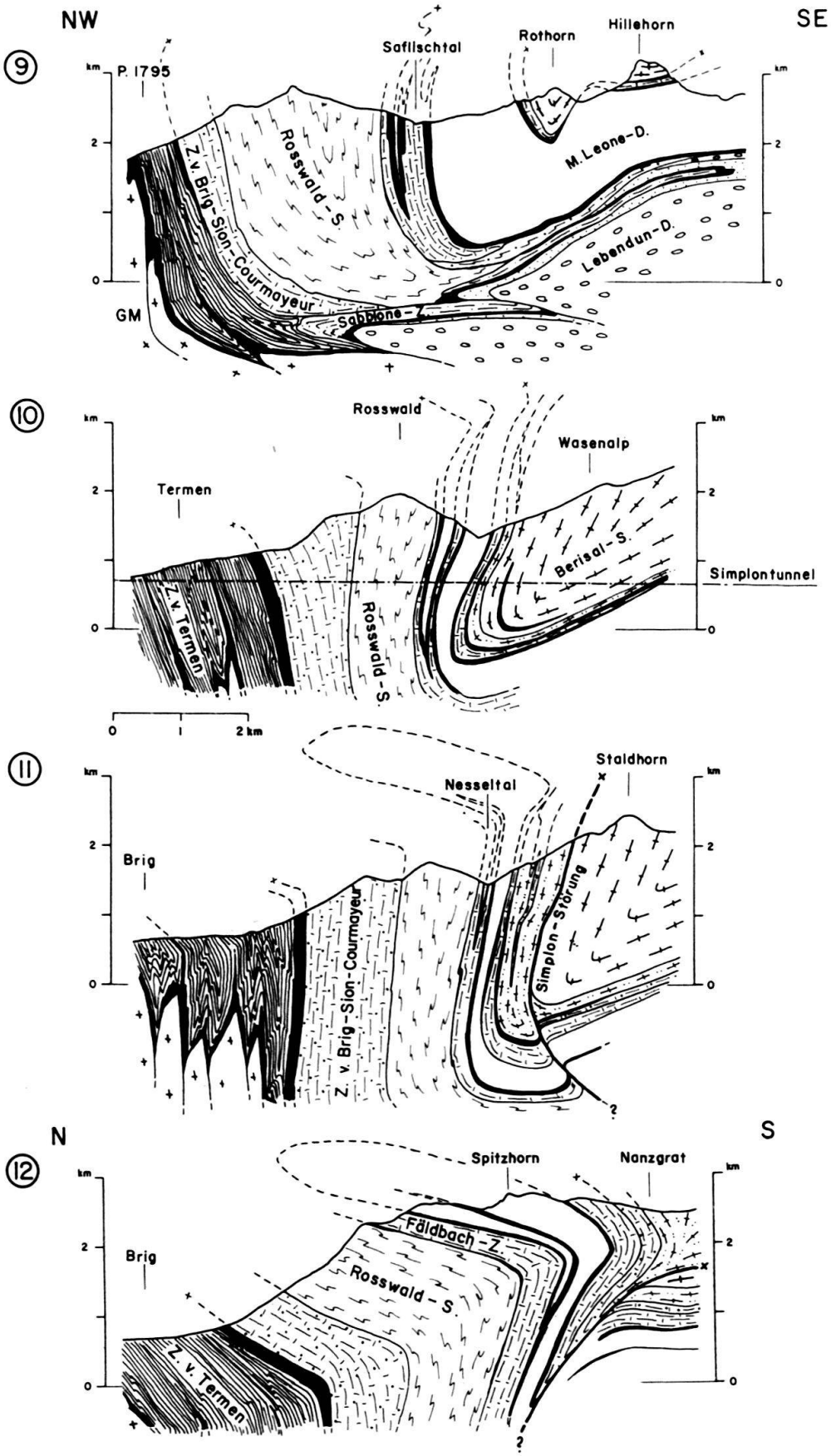



Fig. 7. Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet: Profile 9 bis 12. Legende siehe Profil 13.

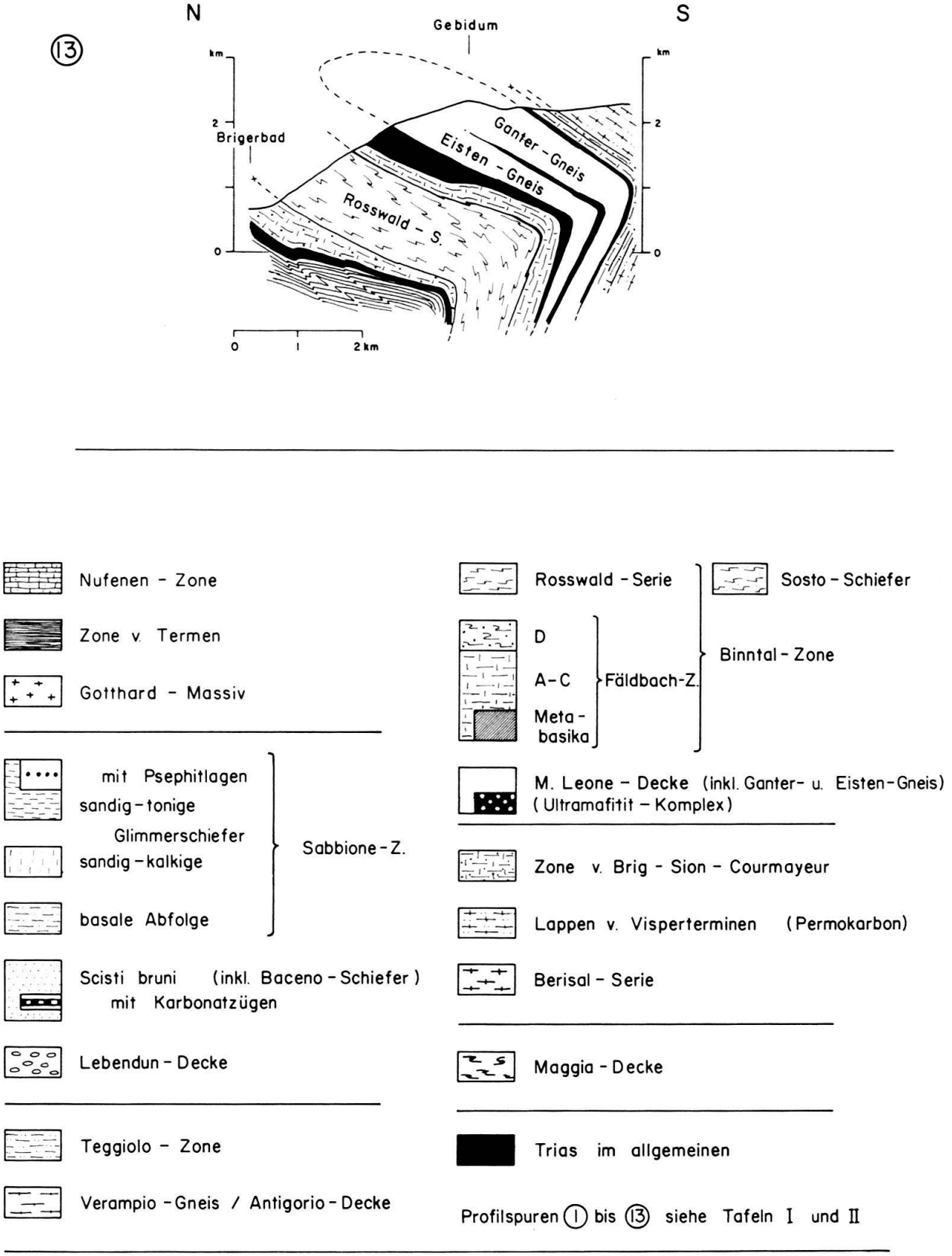



Fig. 7. Geologisch-tektonischer Profilschnitt durch das Untersuchungsgebiet: Profil 13 und Legende.

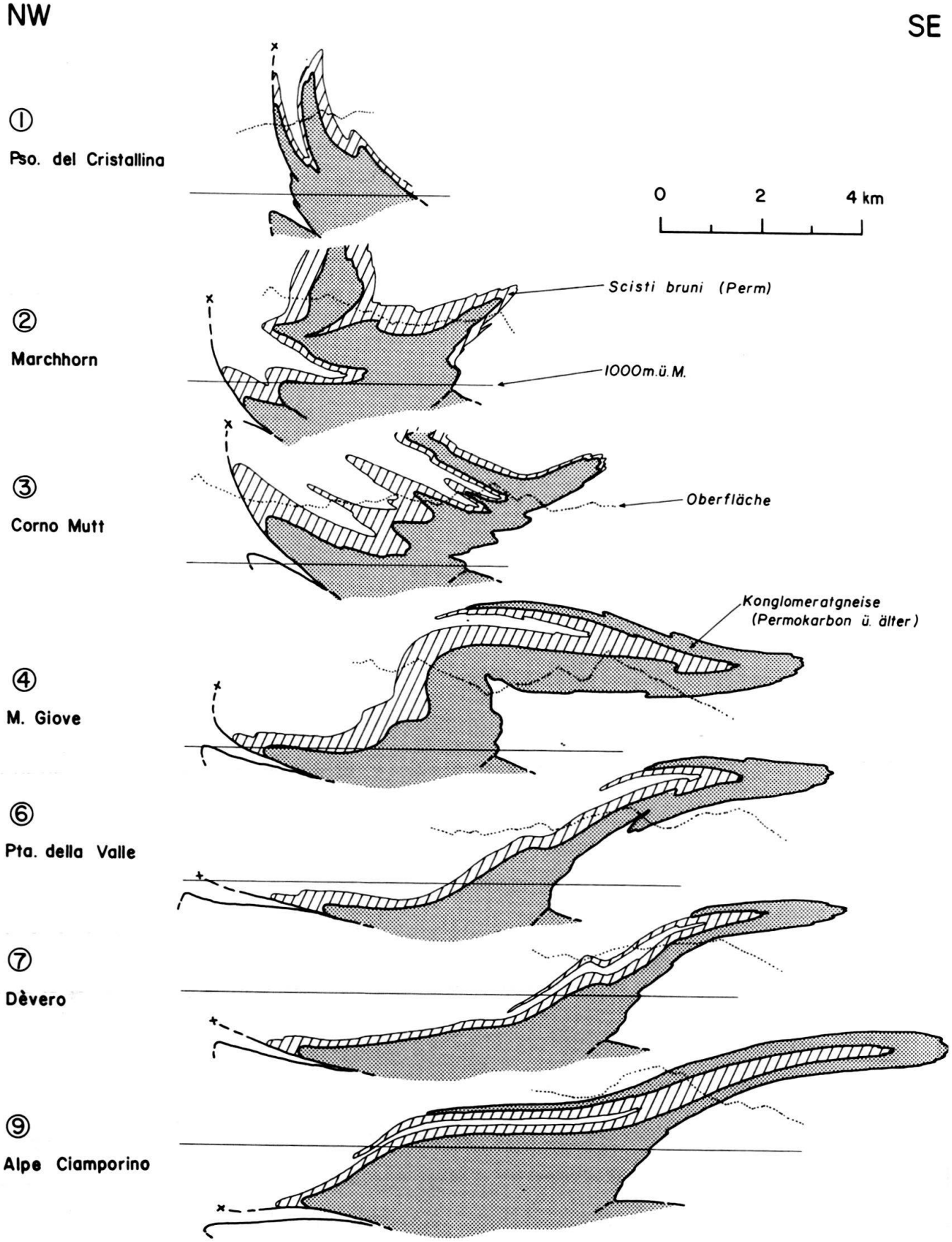



Fig. 8. Die Struktur der Lebendun-Decke zwischen Val Bedretto und Alpe Veglia. Spuren der Profilschnitte siehe Tafeln 1 und 2.

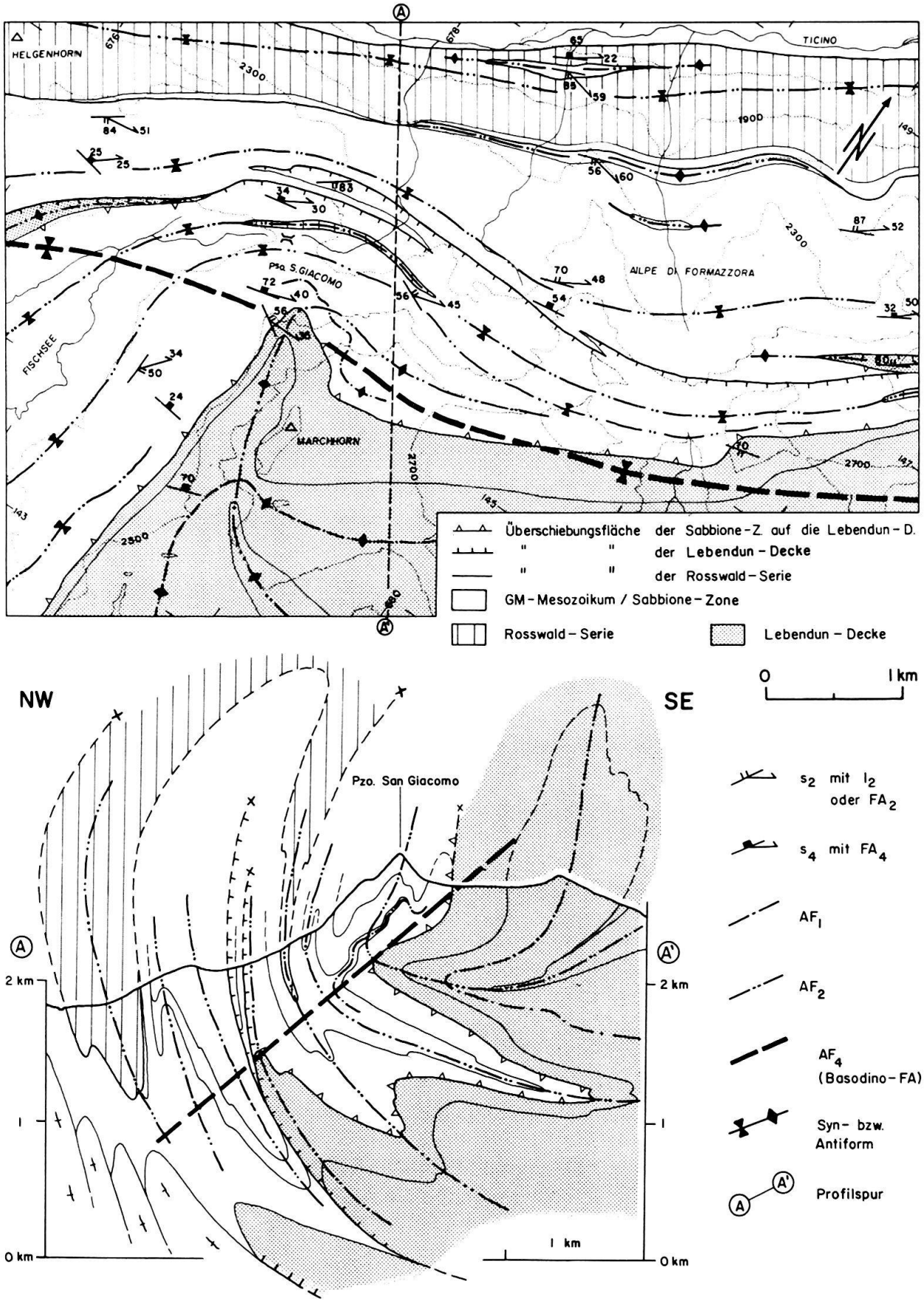



Fig. 9. Strukturkarte und Profil des Gebietes Passo San Giacomo–Alpe di Formazzora.

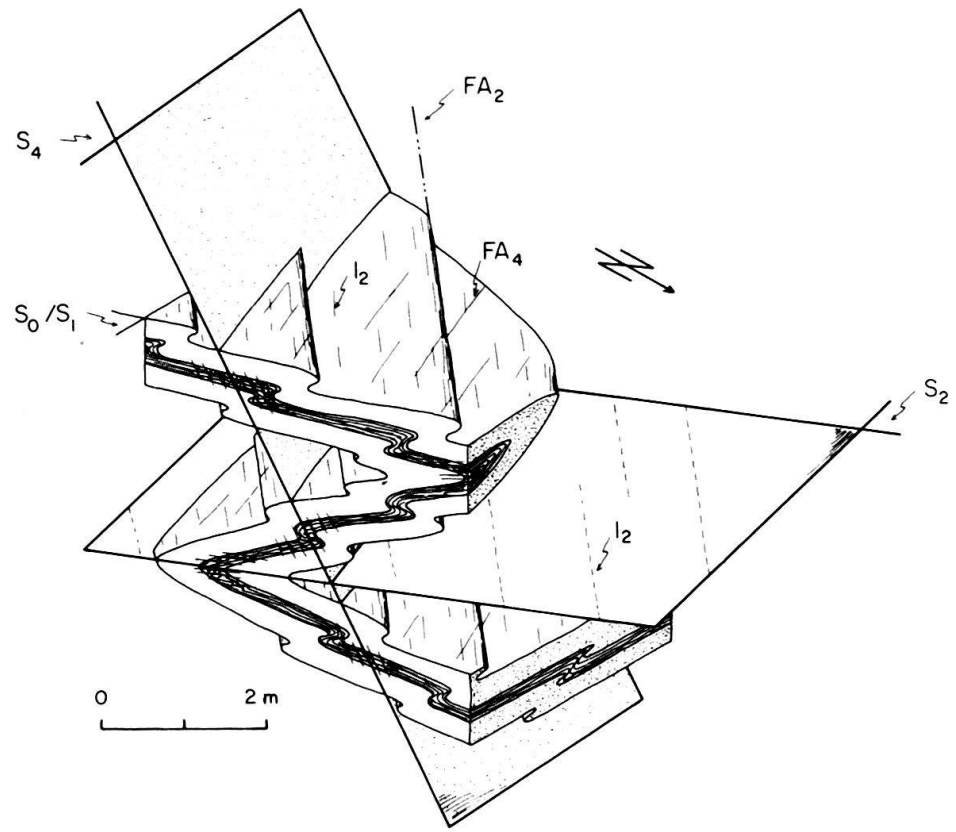



Fig. 10. $D_2$-Sekundärfalte in Granatglimmerschiefern der Sabbione-Zone am Lago Nero, Val Formazza.

Bei den Corni di Nefelgiù ist eine offene Grossfalte der Nefelgiù-Antiform stark ausgebildet (Fig. 7: Profil 4), deren Achsenflächenspur ($AF_3$) von der Alpe Vannino über die Corni di Nefelgiù bis in die Gegend von Morasco verfolgt werden kann. Dass diese $D_3$-Umbiegung auch wirklich älter als die $D_4$-Rückfaltung ist, zeigen Interferenzstrukturen südlich des Passo di Nefelgiù, wo $D_3$-Faltenachsen von $D_4$ verfaltet werden. Der Nordwestschenkel der Nefelgiù-Antiform ist gegen Süden bis in die Region Passo Busin–Punta Glogstafel zu verfolgen; dort werden isoklinale $D_2$-Falten und die dazugehörige flach liegende Hauptschieferung ($s_2$) von $D_3$ so verbogen, dass sie steil gegen Osten ansteigen.

### *3.2.2 Binntal–Alpe Dèvero (Tf. 2, Fig. 7: Profile 5–8)*

Das gegen Südwesten flach abtauchende Kristallin der Monte-Leone-Decke ist zum ersten Mal in der Umgebung von Ofenhorn und Hohsandhorn aufgeschlossen. Gneise bauen zum grössten Teil den flach liegenden, unteren Schenkel der Monte-Leone-Decke ($D_2$-Struktur) auf, der nördlich der Linie Heiligkreuz–Ofenhorn in eine saigere bis überkippte Lage übergeht. Bei den Gneisen, die den Gipfel des Ofenhorns bilden, handelt es sich möglicherweise bereits um den normal liegenden, oberen Schenkel. Eindeutige $D_1$-Strukturen sind die bis über 200 m grossen Falten am Kontakt Monte-Leone-Gneis/Triasdolomit (Fig. 12, ganz im Norden). Diese Falten (Tf. 1, an der Punta Lebendun, am Hohsandhorn und nördlich davon in den Strahlgrät) sind immer asymmetrisch, wobei sich im verscherten Schenkel liasische Sedimente und Gneise berühren (Fig. 6). Ebenfalls als Fragmente solcher Strukturen betrachten wir die isolierten Gneislamellen am Holzer-

spitz und bei Giessen östlich Binn. Die Faltenachsen ($FA_1$) ondulieren stark zwischen horizontalem und steilem Einfallen gegen Nordwesten. Das Fenster nördlich des Albrunpasses, wo Sedimente der Binntal-Zone von Monte-Leone-Gneisen umrahmt werden, entsteht durch Interferenzen von $D_1$-, $D_2$- und $D_4$-Falten. Südlich des Albrunpasses kommt es zu einer Überlagerung von $D_3$-Falten (nach MILNES 1974a = Dèvero-Falten) durch offene $D_4$-Rückfaltungsstrukturen. Die Forno-Falten (nördlich Lago di Dèvero) von MILNES (op. cit.) sind Interferenzerscheinungen, die durch horizontale, N–S-verlaufende Achsen gekennzeichnet sind. Eine ähnliche Situation findet sich im Längtal (südlich Heiligkreuz), wo der mit $D_3$-Falten treppenartig absteigende Monte-Leone-Gneis abrupt in die $D_4$-Synklinale am Meiggerhorn (KRAMERS 1970) übergeht. Die Achsenflächenspuren der $D_4$-Rückfaltung sind grossräumig verfolgbar (Tf. 2).

In den sandigen Kalkglimmerschiefern der Rosswald-Serie, am Ausgang der Binnaschlucht (Fig. 13), sind neben $D_2$- und $D_4$-Falten auch zentimeter- bis metermächtige Kinkbänder zu beobachten, die ein konjugiertes, mit 45° gegen Nordwesten einfallendes System bilden. Letzteres muss im Zusammenhang mit einer jungen, horizontalen Dehnung aktiviert worden sein.

### *3.2.3 Saflischtal–Gebidum* (Tf. 2, Fig. 7: Profile 8–13)

Die Strukturen westlich des Saflischtales wurden in dieser Arbeit nicht zusammenhängend im Detail untersucht, und wir verweisen deshalb teilweise auf die Synthese von STECK (1984). Folgendes möchten wir ergänzen:

— Die steil nach Nordwesten einfallenden Achsen im Gebiet der Saflischpasshöhe in den Sedimenten sowie im Gantergneis (KRAMERS 1970) können als $D_1$-Strukturen interpretiert werden. Gleiches trifft für den Eistengneis, den frontalen Span des Gantergneises zu.

— Bei der Achsenflächenschieferung der Synklinale in der Zone von Brig–Sion–Courmayeur am Grat östlich des Tochuhorns (Fig. 14) handelt es sich um die Hauptschieferung ($s_2 = s_3$ von STECK 1984), die ihrerseits von der Glishorn-Antiform ($D_4 = D_6$ von STECK 1984) überprägt ist.

— In bezug auf den Verlauf der Simplon-Störung sprechen die Verhältnisse im Gebiet südöstlich des Tochuhorns eindeutig für die Interpretationen von MANCKTELOW (1985), wonach diese Störung in der Umgebung von Rielti (südlich des Tochuhorns) gegen Norden abbiegt und weiter im Streichen der Einheiten verläuft (Fig. 7, Profile 11–13).

## *3.3 Deformation der Gerölle*

Bei den deformierten Geröllen liegt die längste Achse parallel zum Mineralstreckungslinear $l_2$ und die kürzeste senkrecht zur Hauptschieferung $s_2$ (vgl. Fig. 13). Die oft asymmetrische Form der Komponenten (Calcit- und Dolomitmarmore, Gneise) belegt eine Scherung während $D_2$ mit einer Scherrichtung parallel zum Streckungslinear $l_2$, das mit 20–60° gegen Südosten einfällt. Der dextrale Schersinn liegt in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von STECK (1984) bezüglich seines $D_{II}$-Linears.

Unter den Annahmen, dass

— es sich bei den deformierten Geröllen um *ursprünglich elliptische* Objekte handelt,

— die Verformung im Messbereich *homogen* ist und

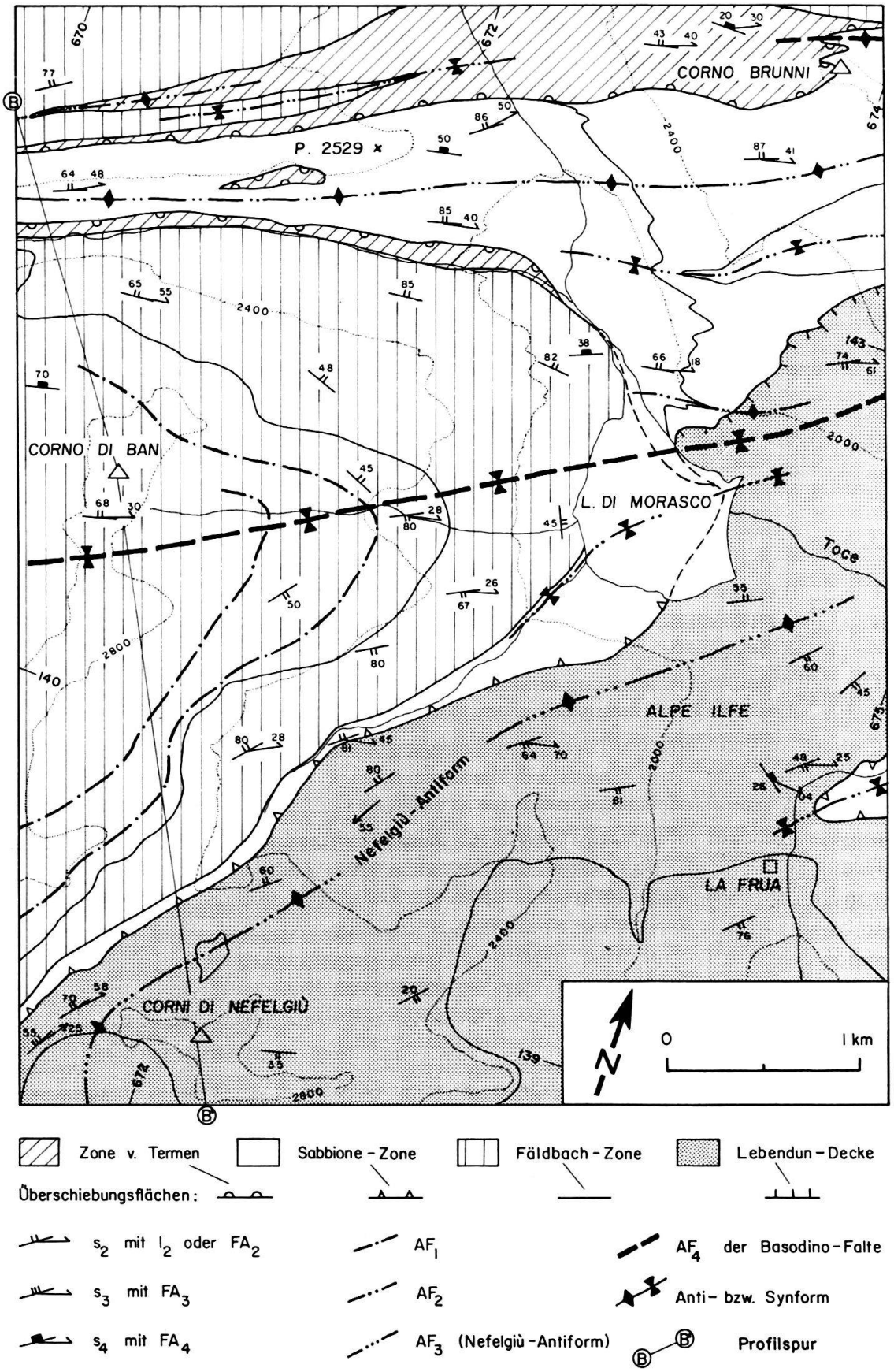
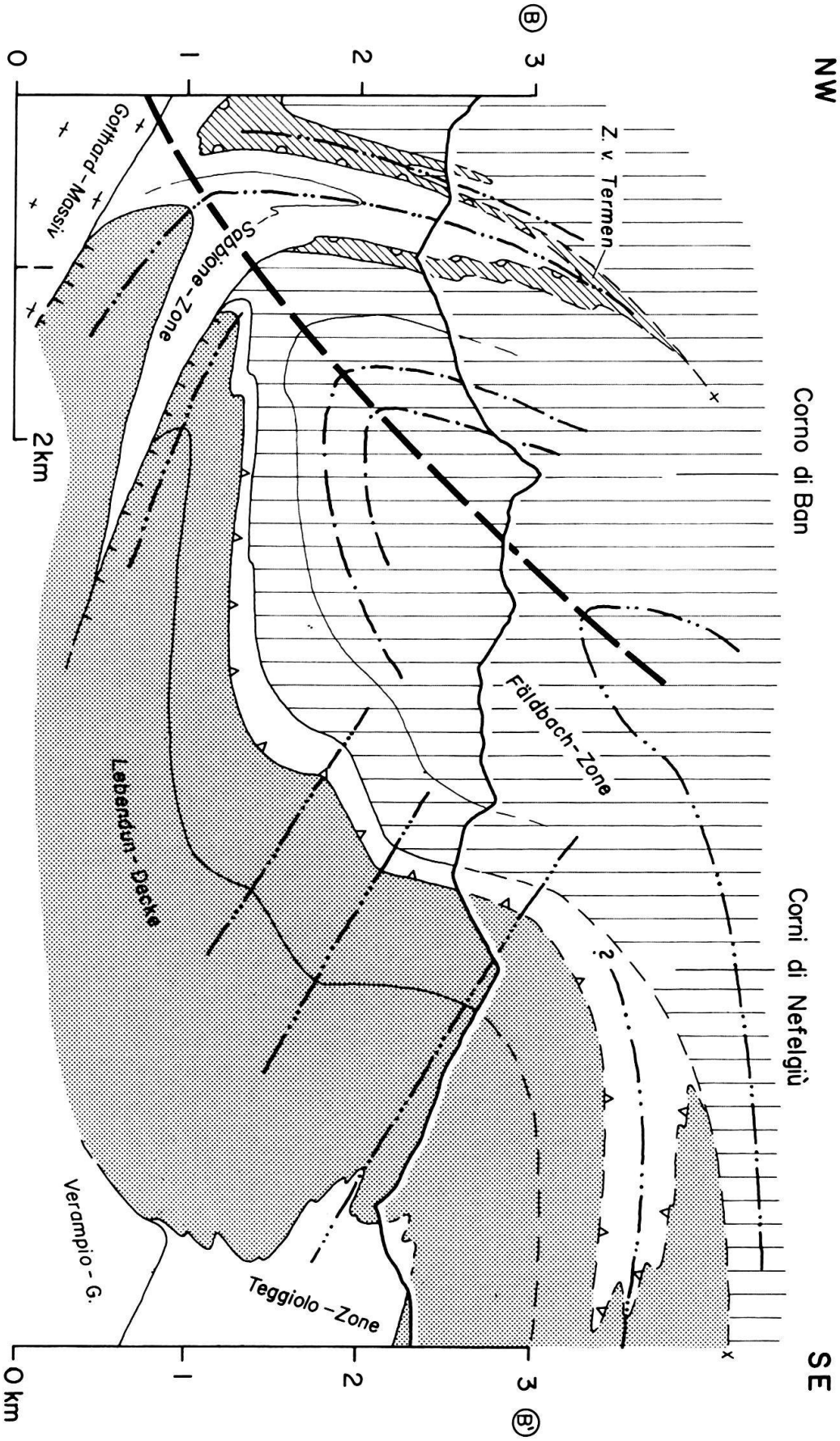



Fig. 11. Strukturkarte und Profil der Umgebung des Lago di Morasco (Val Formazza). Profil B–B′ gegenüber.


NW
SE
Corno di Ban
Corni di Nefelgiù
Z. v. Termen
Gotthard-Massiv
Sabbione-Zone
Fäldbach-Zone
Lebendun-Decke
Teggiolo-Zone
Verampio-G.
Ⓑ
Ⓑ'
0
1
2
3
2 km
0 km

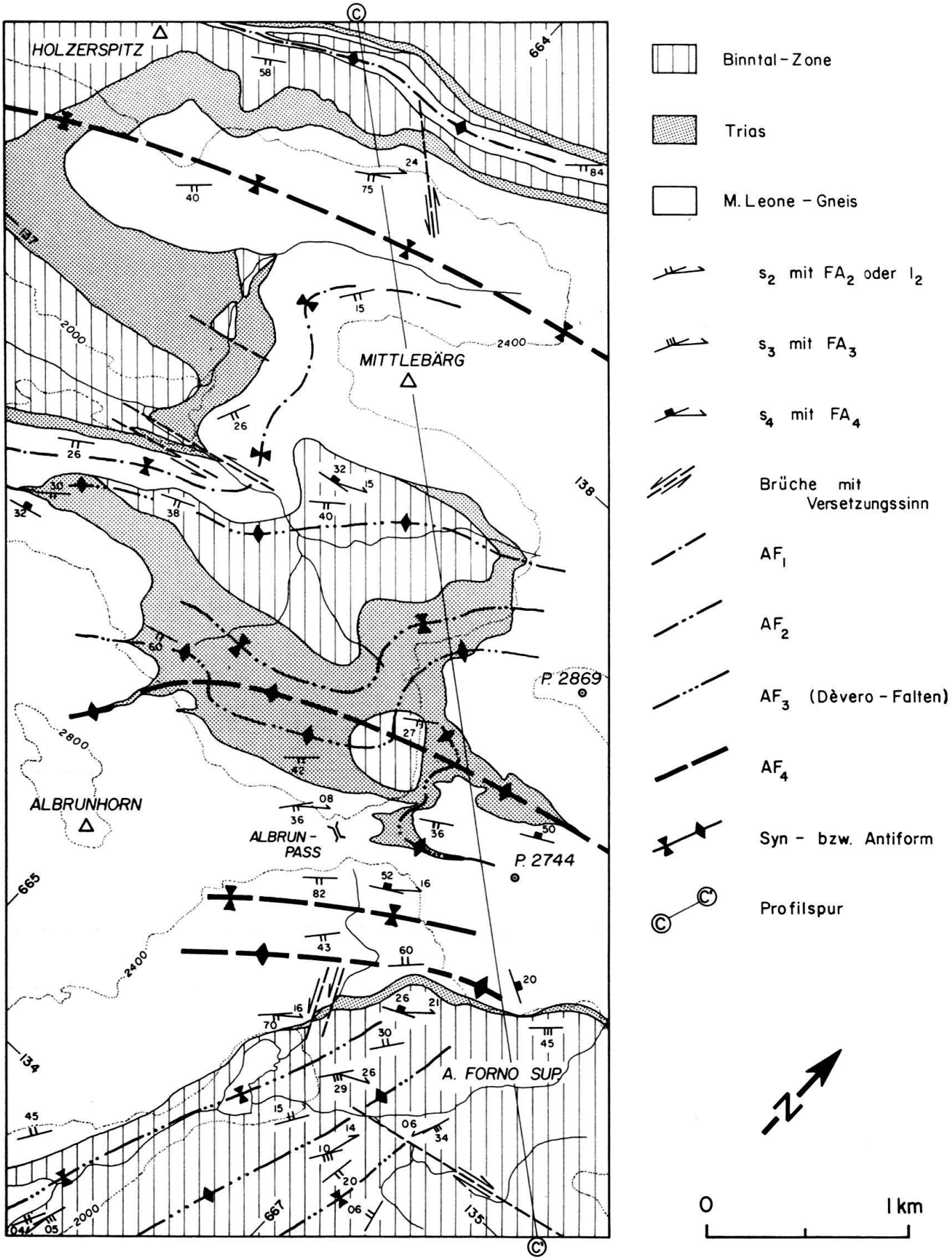
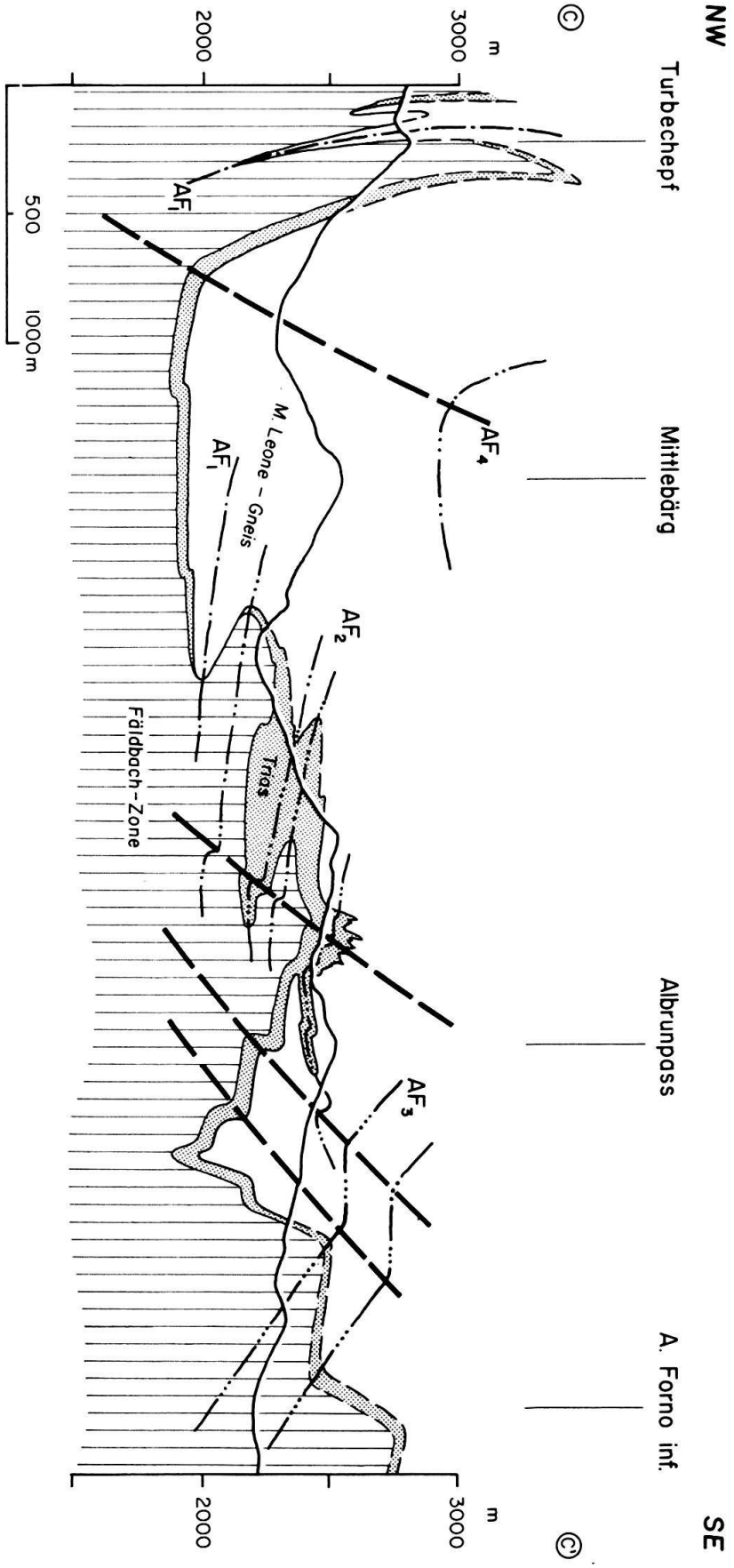



Fig. 12. Strukturkarte und Profil der Umgebung des Albrunpasses. Profil C–C′ gegenüber.


NW
SE
Turbechepf
Mittlebärg
Albrunpass
A. Forno inf.
m
3000
2000
500
1000 m
AF1
AF2
AF3
AF4
M. Leone - Gneis
Trias
Fäldbach-Zone

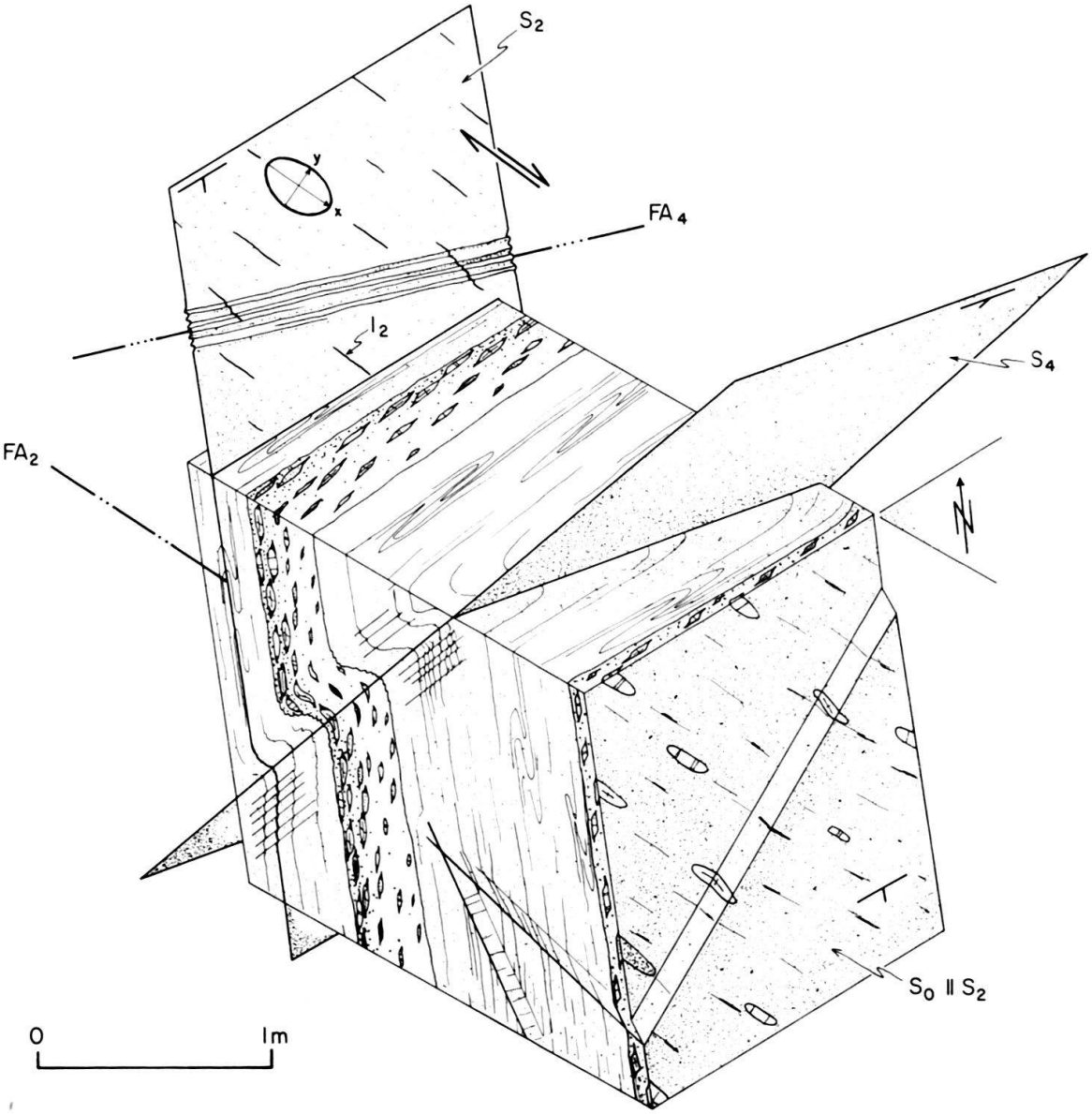



Fig. 13. Die Strukturen der Rosswald-Serie in der Twingi, Binna-Schlucht.

— der Kompetenzunterschied zwischen Matrix und Komponenten nicht allzu gross ist, wurden an 11 Proben (Tf. 2) mit der $R_f/\varnothing$-Methode (RAMSAY 1967) absolute Verformungswerte gemessen und unter der Voraussetzung von Volumenkonstanz die Achsenverhältnisse des finiten Verformungsellipsoides berechnet.

Aus dem mittleren Verformungsverhältnis

$$\bar{x}:\bar{y}:\bar{z} = 2.66:1.1:0{,}45$$

lässt sich eine generelle Deformation während $D_2$ vom Typ «ebene Verformung» (plain strain) mit einem k-Wert von 0,99 ableiten. Aus dem Flinn-Diagramm (Fig. 15) wird ersichtlich, dass die Verformung in karbonatischer Matrix (Proben 4b und 8) viel stärker ist als in einer quarzfeldspatreichen. Von den östlichen zu den westlichen Proben ist ein Trend von Zigarrenbildung (constriction) zu reiner Plättung (flattening) beobachtbar. Es

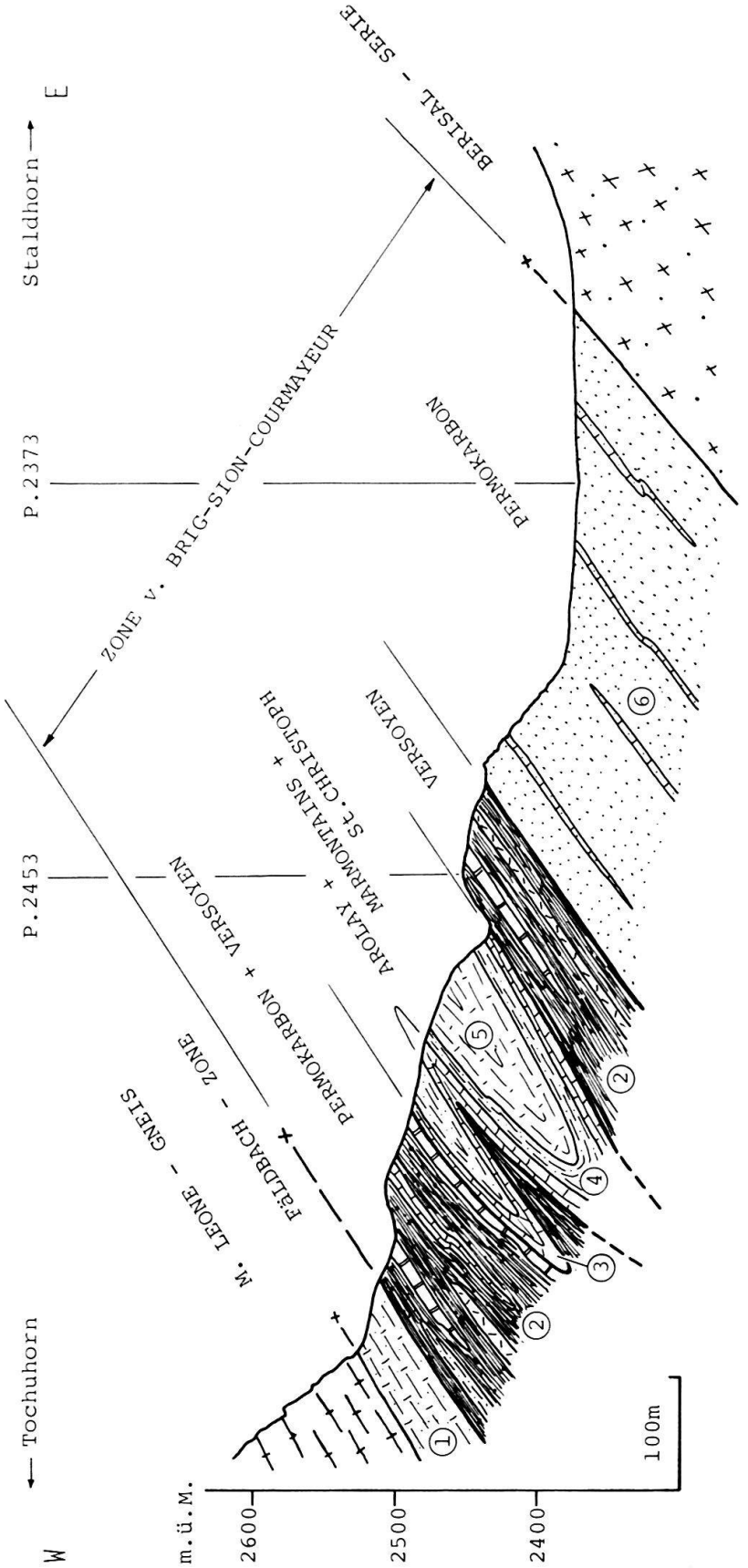
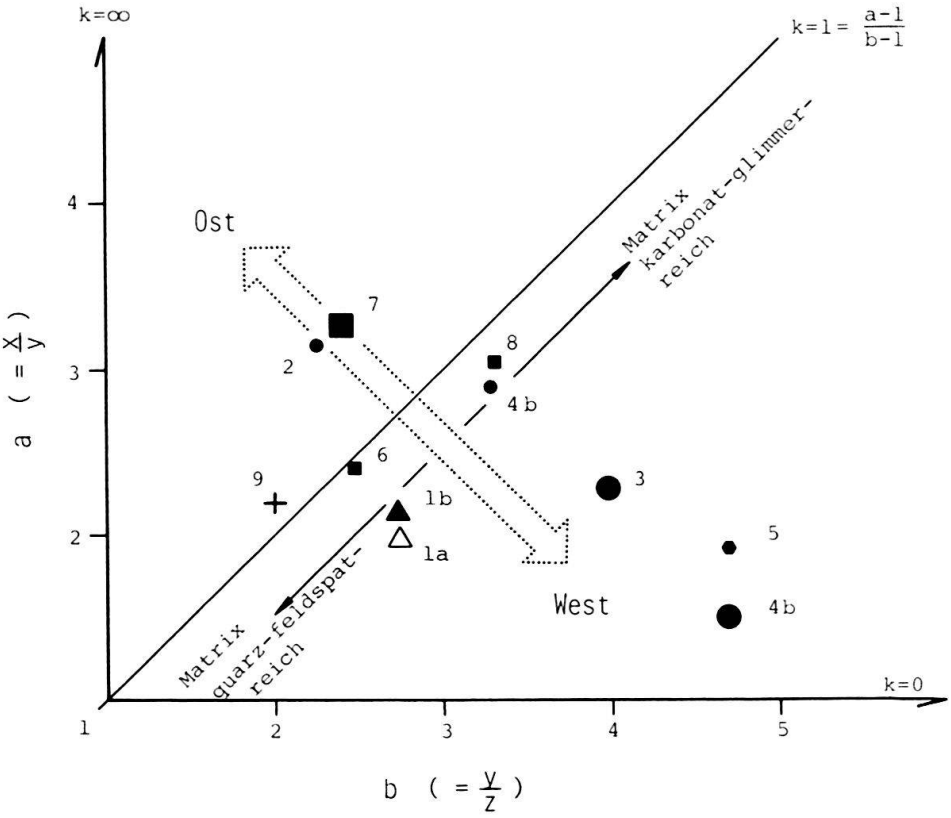



Fig. 14. Geologisches Detailprofil durch die Sedimente zwischen Ganter-Gneis und Berisal-Serie entlang dem Grat Tochuhorn–Staldhorn.




| Sedimente Komponentengrösse 2-15 cm | 2 cm | Gneise | Tektonische Einheit |
|---|---|---|---|
| ▲ | | △ | Sabbione-Zone |
| ● | • | | Rosswald-Serie |
| | • | | Z.v.Brig-Sion-Courmayeur |
| ■ | ▪ | | Fäldbach-Zone |
| | | + | M.Leone-Gneis |

Fig. 15. Deformation der Gerölle (Flinn-Diagramm) in Abhängigkeit der geographischen Lage und der Matrix-Zusammensetzung.

zeigt sich klar, dass im westlichen Untersuchungsgebiet eine zusätzliche, horizontale Dehnungsrichtung vorhanden ist (Fig. 16). Diese unterschiedlichen Verformungstypen können folgende Ursache haben:

— Die drei obengenannten Annahmen gelten nicht überall, womit der Trend keine Aussagen ermöglicht.

— Die Deformation wurde von der Metamorphose nicht überall gleich beeinflusst.

### *3.4 Kristallisation, Deformation und Metamorphose*

#### *3.4.1 Das Gefüge von Calcit und Dolomit (Ultradünnschliff-Untersuchungen)*

An 23 Proben von karbonatischen Gesteinen (vgl. Tf. 2) wurde mit Hilfe von Ultradünnschliffen das Gefüge von Dolomit und Calcit untersucht. Um Verformungsunter-

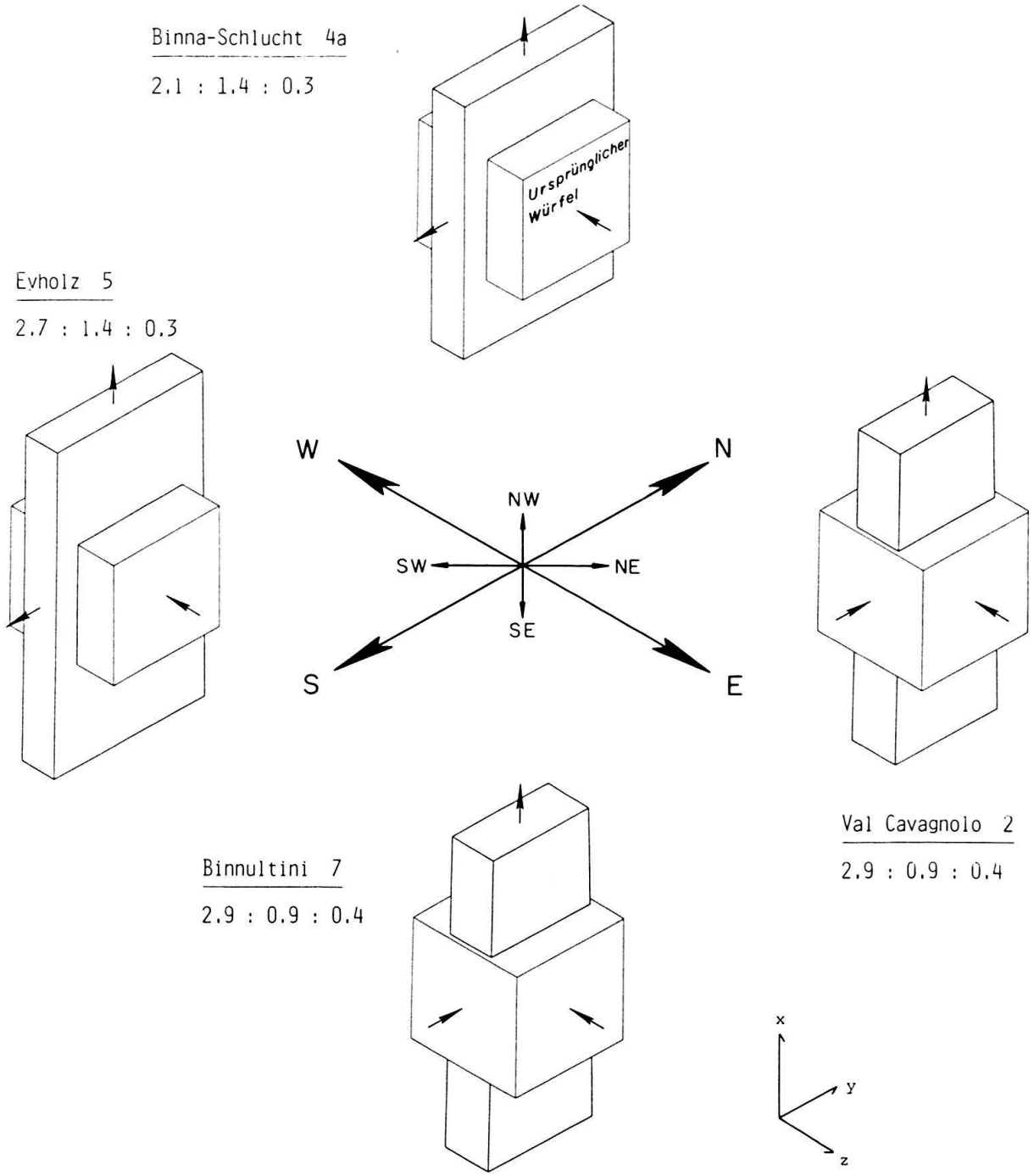



Fig. 16. Die absoluten Deformationsbeträge als verformte Kuben im regionalen Umfeld dargestellt (x, y und z = Achsen des Deformationsellipsoides).

schiede im regionalen Rahmen festzuhalten, werden die Resultate in thematischen Gruppen beschrieben.

*Dolomitkomponenten der Konglomeratlagen.* Die heutige Korngrösse des Dolomites liegt immer unter 0,01 mm und ist stark abhängig vom Gehalt an organischem Material oder sonstigen Fremdmineralien. Das Dolomitgefüge ist durch scharfe Korngrenzen, eine ausgeprägte Subkornbildung und eine gute Kornformorientierung (Plättung in $s_2$, Längung parallel $l_2$) charakterisiert. Als Verformungsmechanismus kommt in erster Linie

Dislokationskriechen in Frage. Wie bereits WYSS (1985) in den Sedimenten der Urseren-Zone beschreibt, sind die Dolomitkomponenten verglichen mit Calcitkomponenten überdurchschnittlich stark deformiert. Dies widerspricht dem rheologischen Verhalten von Dolomit, der sich bei Temperaturen zwischen 400 und 500 °C, wie sie im Bereich der oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies herrschen, spröder verhalten sollte (NICOLAS & POIRIER 1976). Die Verformbarkeit im duktilen Verformungsbereich kann dadurch erklärt werden, dass es sich um ein primär feinkörniges Gestein (Mikrit) handelt, welches leichter verformbar ist (SCHMID 1982). Die Korngrenzen wurden nach der Verformung durch Fremdmaterial fixiert und eine sekundäre Rekristallisation verhindert.

*Regionale Unterschiede im Gefüge.* Über das Untersuchungsgebiet hinweg sind folgende Tendenzen im Gefüge der Calcitmarmore zu beobachten:

— *Unterschiede von Nordwest nach Südost:*

| | *Nordwest* | *Südost* |
|---|---|---|
| Kornformorientierung | stark | schwach |
| Gitterregelung | gut | keine |
| Subkörner | vorhanden | keine |
| Zwillingslamellen | vorhanden | keine |

Dieser Befund zeigt, dass die Gesteine im interneren Bereich (Südost) statisch besser rekristallisiert sind, da dort die Temperaturen höher waren.

— *Unterschiede von Südwest nach Nordost (im Streichen):* Die Calcitmarmore der Fäldbach-Zone und der Zone Brig–Sion–Courmayeur zeigen im Streichen Gefügeunterschiede, die wie oben beschrieben mit dem Unterschied der Metamorphosebedingungen im Zusammenhang stehen. Generell ist die Rekristallisation im Südwesten schwächer als im Nordosten, und es sind bis zu drei Generationen von Zwillingslamellen vorhanden, wobei sie westlich der Linie Brig–Simplonpass oft verbogen oder geknickt sind.

### *3.4.2 Das Gefüge anderer Mineralien und die Metamorphosebedingungen*

Auf Tabelle 4 sind die für die Deformation und Metamorphose wichtigsten Mineralien aufgeführt. Da die Metamorphose im Arbeitsgebiet von verschiedenen Autoren eingehend beschrieben wird (siehe Abschnitt 1.2), sind im folgenden nur Ergänzungen in bezug auf Mineralwachstum in den verschiedenen Deformationsphasen aufgeführt.

*Plagioklas* kommt in den Metasedimenten immer als poikiloblastische Überwachsung eines bestehenden Gefüges vor. Die Hauptbildung ist während und nach $D_2$ zu beobachten, selten auch noch zu Beginn von $D_3$. Als Besonderheit gelten eingeschlossene Schieferungsgefüge, die $D_1$ zugeordnet werden müssen; oft handelt es sich dabei um 0,5 cm grosse, isoklinale Falten, die als Spur von organischem Material im Plagioklas abgebildet sind (Fig. 17a).

*Biotit* ist von Nordosten her kommend bis in die Gegend des Simplonpasses weit verbreitet, kann aber weiter westlich nur noch selten beobachtet werden. Gegen Süd-

westen kommen in zunehmendem Masse auch Biotite mit grünlichem Pleochroismus vor, wie dies LISZKAY (1965) bereits aus dem gotthardmassivischen Lias beschreibt. Die Biotite haben sich mit $D_2$ neu gebildet (Fig. 17b) oder überwachsen prä-$D_3$ als Querglimmer $D_2$-Gefüge. Während $D_3$ und $D_4$ werden die Biotitporphyroblasten nur noch verbogen oder geknickt.

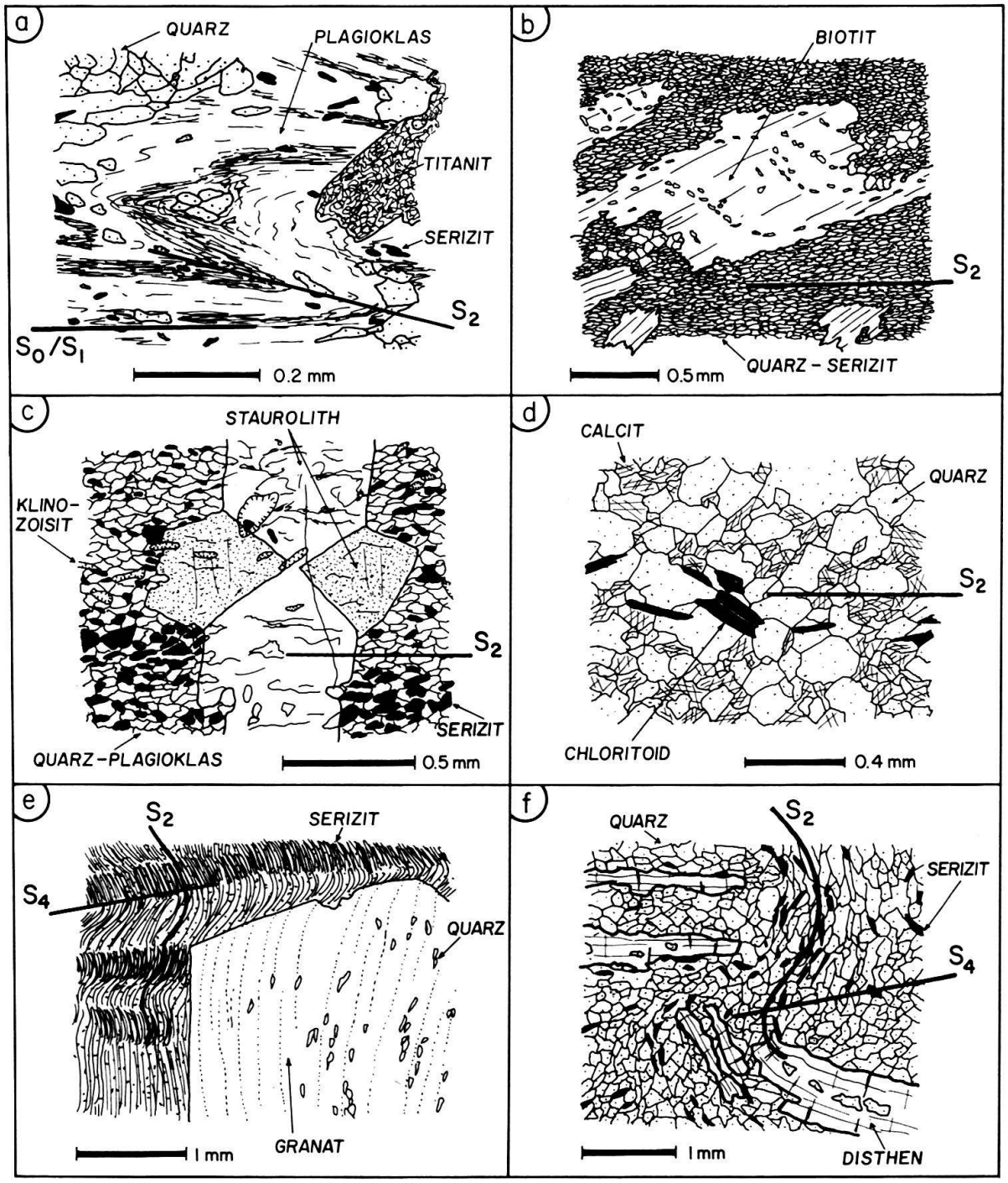



Fig. 17. Die Beziehung zwischen Mineralwachstum und Deformation für a) Plagioklas, b) Biotit, c) Staurolith, d) Chloritoid, e) Granat, f) Disthen.

*Staurolithe* in der Zone von Termen der Valle del Gries überwachsen in Form gekreuzter Zwillinge die $D_2$-Schieferung (Fig. 17c) und werden anschliessend von $D_4$ nur noch passiv rotiert ($D_3$ ist dort nicht vorhanden).

*Chloritoid* wurde nur im Lias der Sabbione-Zone auf der Alpe del Sabbione gefunden. In einem feinkörnigen, karbonathaltigen Quarzit liegen längliche Chloritoidleisten subparallel in der Kristallisationschieferung $s_2$ (Fig. 17d). Der Zeitpunkt der Bildung ist fraglich, da die Kristalle zu klein sind, um eine eindeutige Beziehung zum bestehenden Gefüge abzuleiten.

*Granat* ist ein Durchläufer, der meistens in Form rotierter, idiomorpher Porphyroblasten vorliegt. Einschlußspuren von Quarz, Ilmenit und Zoisit bilden oft das überwachsene Gefüge ab. Erste Neubildungen sind während $D_2$ möglich, wobei helizitische Einschlussgefüge entstehen. Von $D_3$ und $D_4$ werden die Granate vielerorts passiv rotiert (Fig. 17e), selten ist aber auch ein Mineralwachstum bis post-$D_4$ zu beobachten (Val Toggia).

*Distene* kommen als einschlussreiche Stengel in $S_2$ vor, die sich syn- bis post-$D_2$ gebildet haben. Von $D_3$ und $D_4$ werden sie verbogen oder rotiert (Fig. 17f) und brechen dabei entlang der guten Spaltbarkeit parallel 001 auseinander.

Die Problematik der absoluten Datierung des Metamorphosehöhepunktes erläutert FRANK (1979) im Querschnitt des Simplonpasses. Er berechnet maximale P-T-Bedingungen von 2–3 kb/400 °C für Brig und 5–7 kb/580 °C für Verampio. Auch die Verbindung von Kristallisation/Deformation der Hauptmineralien mit den publizierten Metamorphosealtern (JÄGER et al. 1967, HUNZIKER 1969) gibt nur bedingt Auskunft über den Zeitpunkt der Metamorphose während der Deformationsabfolge, weil die Strukturen einer Phase heterochron entstanden sein können. Unter Berücksichtigung der wichtigsten Mineralneubildungen im Deformationsablauf (Tab. 4) muss jedoch für den Metamorphosehöhepunkt der Zeitraum syn- bis post-$D_2$ angenommen werden.

Tabelle 4: *Deformation/Kristallisations-Beziehungen für die wichtigsten Mineralien.*

| | $D_1$ | | $D_2$ | | $D_3$ | | $D_4$ | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Calcit/Dolomit | - - - - | | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— |
| Plagioklas | - - - - | | ——— | ——— | - - | | | |
| Biotit | | | ——— | ——— | | | | |
| Hellglimmer | | | ——— | ——— | - - - - | - - - - | - - | |
| Amphibole | | | ——— | ——— | | | | |
| Staurolith | | | | ——— | - - - | ——— | ——— | |
| Chloritoid | - - - - | | ——— | ——— | | | | |
| Disthen | | | ——— | ——— | | | | |
| Epidot-Gruppe | | | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— | |
| Granat | | | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— | ——— |
| Metamorphose-Höhepunkt | | | XXXXX | XXXXXX | | | | |

## 4. Synthese und Schlussfolgerungen

### *4.1 Paläogeographie*

In den bestehenden paläogeographischen Rekonstruktionen des penninischen Ablagerungsraumes im Walliser Querschnitt (NABHOLZ 1976, TRÜMPY 1980, DEBELMAS et al. 1983) wurde bis jetzt immer der weitgreifende Ausdruck «Valais-Trog» für das nordpenninische Becken zwischen südhelvetischem Schelf und der Briançonnais-Schwelle verwendet. Einige Resultate der vorliegenden Arbeit lassen nun jedoch gewisse Rückschlüsse in bezug auf eine detailliertere Paläogeographie des nordwestlichen Lepontins zu.

Ein erster Schritt zur Rekonstruktion der Ablagerungsräume ist die Abwicklung der kristallinen Decken (Fig. 21, Profil a). Für die Plazierung der Lebendun-Decke unmittelbar am Südrand des Gotthard-Massivs sprechen die tektonischen Resultate dieser Arbeit (siehe Abschnitt 3.2.1) und die Verhältnisse in den Corno-Schuppen am Griessee (LEU 1985).

Eine detaillierte Abwicklung der vorhandenen Sedimente ist speziell für die tiefsten Einheiten (Gotthard-Massiv bis Verampio-Gneis) möglich, da die Aufschlussverhältnisse in den Taleinschnitten nördlich und westlich Domodossola einen guten Einblick in den Gebirgsaufbau geben. Hinzu kommen die geologischen Aufnahmen aus dem Simplon-Bahntunnel. Wie die lithostratigraphische Korrelation der idealisierten Normalprofile (Fig. 18 und Abschnitt 2.2) von Nufenen-, Sabbione-, Baceno- und Teggiolo-Zone zeigt, handelt es sich um einen einheitlichen Lias-Ablagerungsraum.

Mit Hilfe der kurvimetrischen Ausmessung in den konstruierten Profilen (Fig. 7 und zwei Profile von PROBST 1980) konnte die Karte (Fig. 19) der abgewickelten Einheiten gezeichnet werden. Die Abwicklung gilt somit für das Gebiet zwischen Maggia-Querdepression und dem Ostrand der Bernhard-Decke. Als fixe Basis wurde der heutige, aufgeschlossene Südrand von Aar- und Gotthard-Massiv (begradigte Linie) gewählt. Die Konstruktion erfolgte unter den Annahmen:

a) bei der Abscherung der jüngeren Sedimente der Lias durchgehend auf dem Substrat zurückblieb
b) die Längung während der Deformation in Sabbione- und Teggiolo-Zone in der Transportrichtung etwa 30% beträgt.

Folgende Konsequenzen können aus der Abwicklung hergeleitet werden:

— Die Zone von Termen bildet eine zentrale Trogfazies, die als Golf im obersten Val Bedretto gegen Nordosten endet und im Westen schief über das Gotthard-Massiv läuft. WYSS (1985) verbindet die nördlichsten Aufschlüsse der Zone von Termen (Massa-Schlucht) mit der Urseren-Zone.
— Die Abnahme der Komponentengrösse in beiden psephitischen Niveaus des Lias der Sabbione-Zone (Abschnitt 2.2.2) von Süden nach Norden belegt eine Schüttungsquelle am Internrand des Ablagerungsraumes. Als Schwelle kommen ursprünglich nördliche Teile der Antigorio-Decke in Frage. In deren Fortsetzung gegen Osten beschreibt PROBST (1980) in der Schuppenzone analoge Verhältnisse und postuliert eine Schwelle, die er mit Fragezeichen der Adula-Schwelle zuordnet.
— Zwischen dieser südlichen Schwelle und dem heutigen Südrand des Gotthard-Massivs lassen sich minimale Ablagerungsbreiten von 15 km im Osten und 40 km im Westen abschätzen.

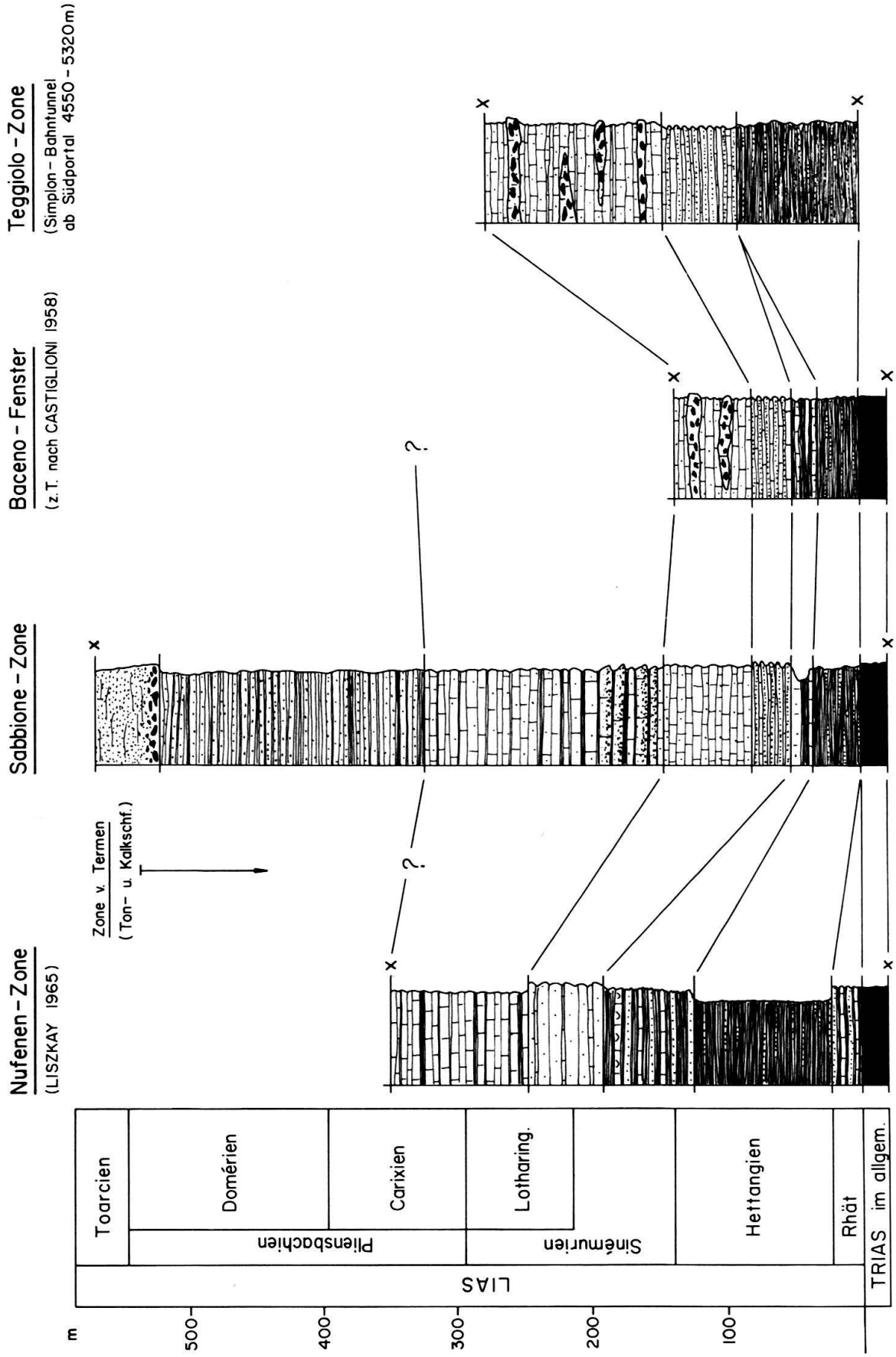



Fig. 18. Korrelation der Lias-Abfolgen im externen nordpenninischen Ablagerungsraum.

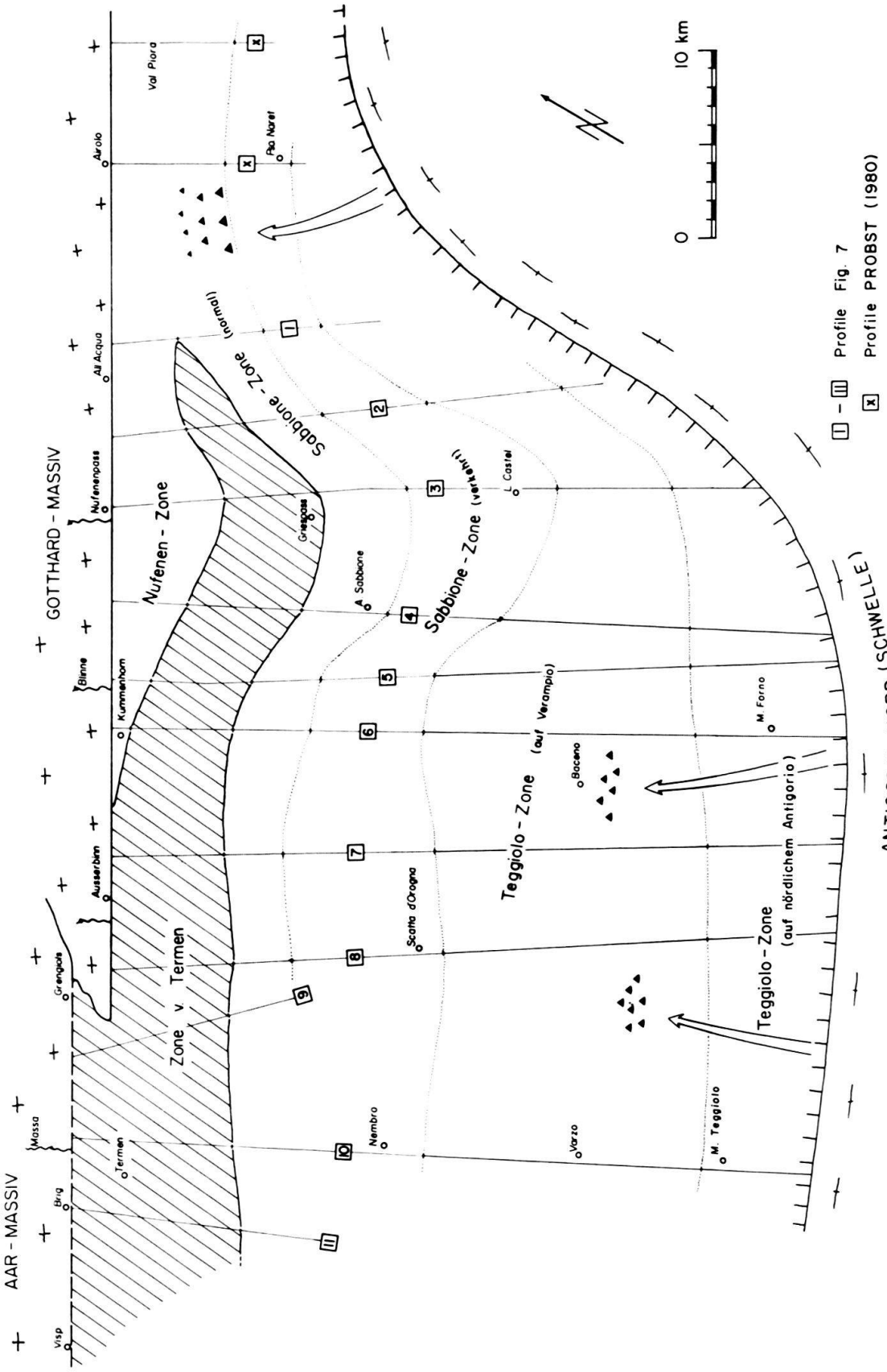



Fig. 19. Abwicklung des Lias im externen nordpenninischen Raum (um die Deformation auszugleichen, wurden die Sabbione- und die Teggiolo-Zone auf etwa 70% verkürzt).

Abwicklungen der weiter südlich gelegenen Einheiten sind sehr hypothetisch, da die Deformationen gegen die internen Bereiche immer intensiver werden. Hinzu kommen Großstrukturen wie die Wandfluhhorn-Falte, deren tektonische Bedeutung bis heute nicht geklärt ist. Trotzdem wurde der Versuch unternommen, eine palinspastische Kartenskizze des gesamten nordpenninischen Ablagerungsraums darzustellen (Fig. 20). Südlich an die oben besprochenen Lias-Einheiten (auf Gotthard-Massiv, Lebendun-Decke, Verampio-Gneis und nördlichste Partien Antigorio-Decke) folgt der Hauptbereich der Antigorio-Decke, wo heute nur noch fragliche Reste von Triasgesteinen liegen (Abschnitte 2.2.3 und 4.3). Auf der Monte-Leone-Decke beheimaten wir die Binntal-Zone, deren Sedimente von der Trias bis in die Kreide reichen (Abschnitt 2.3).

### *4.2 Entwicklung der Ablagerungsräume*

Indizien für die Entwicklung der Ablagerungsverhältnisse im nordpenninischen Trog (Walliser Querschnitt) sind in den Sedimentzonen nur spärlich vorhanden, genügen jedoch, um ein hypothetisches Bild herzuleiten (Fig. 21). Dies kann wie folgt skizziert werde:

— *Oberpaläozoikum.* Ein Permtrog erstreckt sich in SW–NE-Richtung aus dem Gebiet des Glarnerlandes (TRÜMPY 1966) entlang dem Gotthard-Massiv bis Grengiols, wo letzteres gegen Westen abtaucht. Ob das Permokarbon der Lebendun-Decke damit in Verbindung steht oder einen interneren Trog bildet, bleibt unklar. Ähnliche Tröge verlaufen achsenparallel dazu im Bereich der Monte-Leone-Decke und des mittelpenninischen Lappens von Visperterminen (Stalden inférieur). Von vulkanischer Tätigkeit im Zusammenhang mit dieser Grabenbildung zeugen rhyolitische Effusiva und Tuffe permischen Alters in den Gneisen der Monte-Leone-Decke (STRECKEISEN et al. 1978). Solche rhyolitischen Gesteine – im Lappen von Visperterminen oder der Monte-Leone-Decke – könnten das Liefergebiet für Quarzporphyr-Gerölle in der Fäldbach-Zone oder im Dogger der Préalpes médianes sein, die nach FURRER (1979) von extern nach intern geschüttet wurden.

— *Trias.* Im ganzen nordpenninischen Ablagerungsraum sind triasische Gesteine vorhanden, wobei die Abfolge generell von extern nach intern monotoner, d. h. karbonatischer, wird. Sind auf dem Gotthard-Massiv Basisquarzit, dolomitisch-sulfatische Mitteltrias sowie Quartenschiefer zu unterscheiden, so fehlen bereits im Bereich der Lebendun-Decke oft die basalen detritischen Ablagerungen. Südlich der Lebendun-Decke kommen dann auch die phyllitischen oder fein detritischen Sedimente der Quartenschieferäquivalente nicht mehr vor. Konglomeratbildungen in der dolomitischen Trias der Monte-Leone- und Lebendun-Decke deuten bereits auf schwache Bewegungen im Untergrund hin mit teilweiser Emersion (gerundete Trias- und Kristallingerölle).

— *Lias.* Mit der Dehnung des Ablagerungsraumes wird die Subsidenz im Bereich der nördlichen Einheiten (Gotthard-Massiv und Lebendun-Decke) verstärkt. Verschiedene Horizonte von grobdetritischen Schüttungen weisen auf eine Schwelle im Bereich der nördlichen Antigorio-Decke (fragliche Adula-Schwelle von PROBST 1980) hin, wo die Erosion bis hinunter auf den kristallinen Untergrund greift. Im Pliensbachien senkt sich dieser nördliche Trog im Zentrum weiter stark ab, so dass es zur Ablagerung der pelagischen Termen-Tonschiefer kommt. Auf der Monte-Leone-

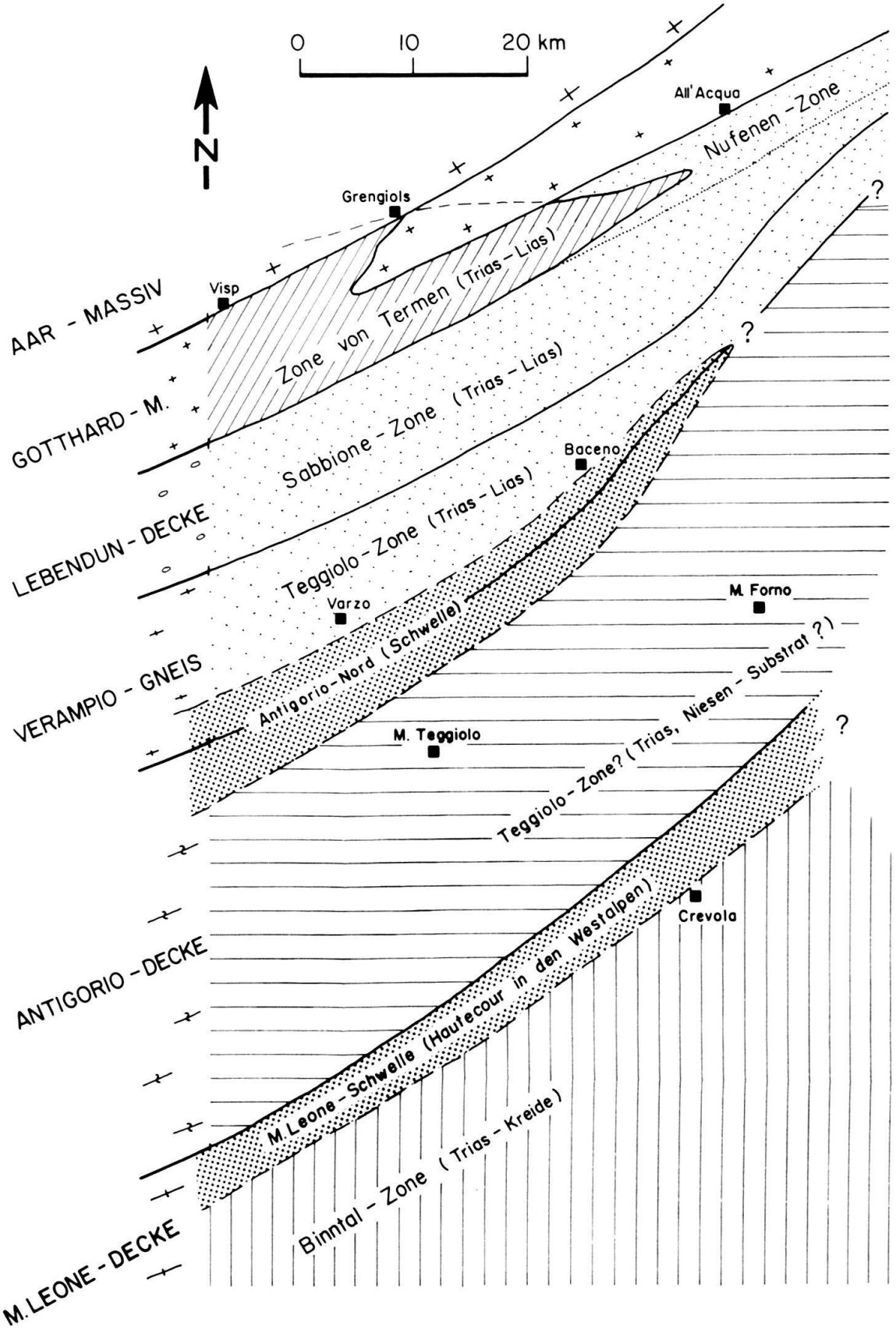



Fig. 20. Palinspastische Kartenskizze der tektonischen Einheiten im nordpenninischen Ablagerungsraum (Walliser Trog).

Decke wurde möglicherweise lokal ein geringmächtiger, schieferiger Lias abgelagert, wovon vereinzelte Olistholithe in den ältesten Bündnerschiefern der Binntal-Zone zeugen.

— *Mittlerer und Oberer Jura.* Sedimente dieses Alters sind nur noch reliktisch in aufgearbeiteter Form in der Binntal-Zone vorhanden. Olistolithe von möglichen Dogger- und Malmlithologien (Oolithe) liegen im Typ A der Fäldbach-Zone.

— *Kreide.* Im Zusammenhang mit einer Dehnungstektonik beginnt nun auch im zentralen Teil des Walliser Troges eine starke Subsidenz. Die grössten Bewegungen scheinen in der Unterkreide stattgefunden zu haben, so dass es zur Bildung der Olistholithe an beiden Schelfabhängen des Troges kommt. Der grobklastische Einfluss (Abschnitt 2.3.5) wird gegen die Oberkreide hin schwächer, und der Trog wird zunehmend von flyschartigen Sedimenten (Typ D der Fäldbach-Zone und Rosswald-Serie) aufgefüllt. Dass der Trog jedoch während der ganzen Kreide von verschiedenen Brüchen unterteilt wird, beweisen die zufällig und lokal beschränkt vorkommenden, groben Schüttungen. Im Zusammenhang mit diesen Bewegungen scheinen auch die Intrusionen und Extrusionen der metabasischen Gesteine zu stehen. Diese Grüngesteine sind in der Binntal-Zone in jüngere Sedimente als in der Zone von Brig–Sion–Courmayeur eingedrungen. Die Vielfalt der Faziestypen auf engem Raum erklärt KELTS (1981) mit grossen dextralen E–W-Bewegungen, die ein stark akzentuiertes Relief mit vielen kleinen Krustenschollen erzeugen.

### *4.3 Mögliche Beheimatung der helvetischen Decken und der Niesen-Decken*

In Richtung des alpinen Hauptschubes (gegen Nordwesten) liegen in rund 30 km Entfernung von unerem Arbeitsgebiet die Sedimentdecken des Berner Oberlandes. Auf die Lage des nordpenninischen Raumes zwischen Visp und Bedrettotal bezogen, muss die Beheimatung der Wildhorn-Decke, des Ultrahelvetikums (im tektonischen Sinn) und der östlichsten Niesen-Decke diskutiert werden. Eine mögliche Einordnung dieser Elemente in den nordpenninischen Ablagerungsraum ist in Figur 21 (Profil c) dargestellt. Paläogeographisch kann ein externer Teil (Gotthard-Massiv bis Antigorio-Decke) und ein interner Teil (Monte-Leone-Decke und unterer Staldener Lappen) des nordpenninischen Walliser Troges unterschieden werden. Nicht verwendet werden sollten in diesem Zusammenhang die tektonisch definierten Begriffe «Infrapenninikum» (TRÜMPY 1980) oder «Subpenninikum» (MILNES 1974b) für den externen Teil. Für unsere Lösung zur Beheimatung der helvetischen Decken, wie sie übrigens bereits ähnlich von MASSON (in TRÜMPY 1980) diskutiert wird, sind die folgenden Ergänzungen zu berücksichtigen:

— *Wildhorn-Decke.* Die Faziesuntersuchungen von WYSS (1985) zeigen, dass die Randketten- und Wildhorn-Elemente an die Urseren-Zone südlich anschliessen, d. h., sie kommen auf das Gotthard-Massiv und internere Teile zu liegen. MOSER (1985) vergleicht den südlichsten Lias der Wildhorn-Decke im Rawil-Querschnitt mit den Tonschiefern der Zone von Termen. Da diese Faziesgrenze jedoch in E–W-Richtung quer über Aar- und Gotthard-Massiv verläuft, kommen die südlichsten Teile der Wildhorn-Decke im hier beschriebenen Querschnitt Fiesch–Baceno bereits auf den nördlichsten Bereich der Lebendun-Decke zu liegen. Die Abschätzungen der abgewickelten Ablagerungsräume von gotthardmassivischem Lias und der Wildhorn-Decke stimmen in ihrer Grössenordnung überein. PILLOUD (mündl. Mitt.) kommt bei

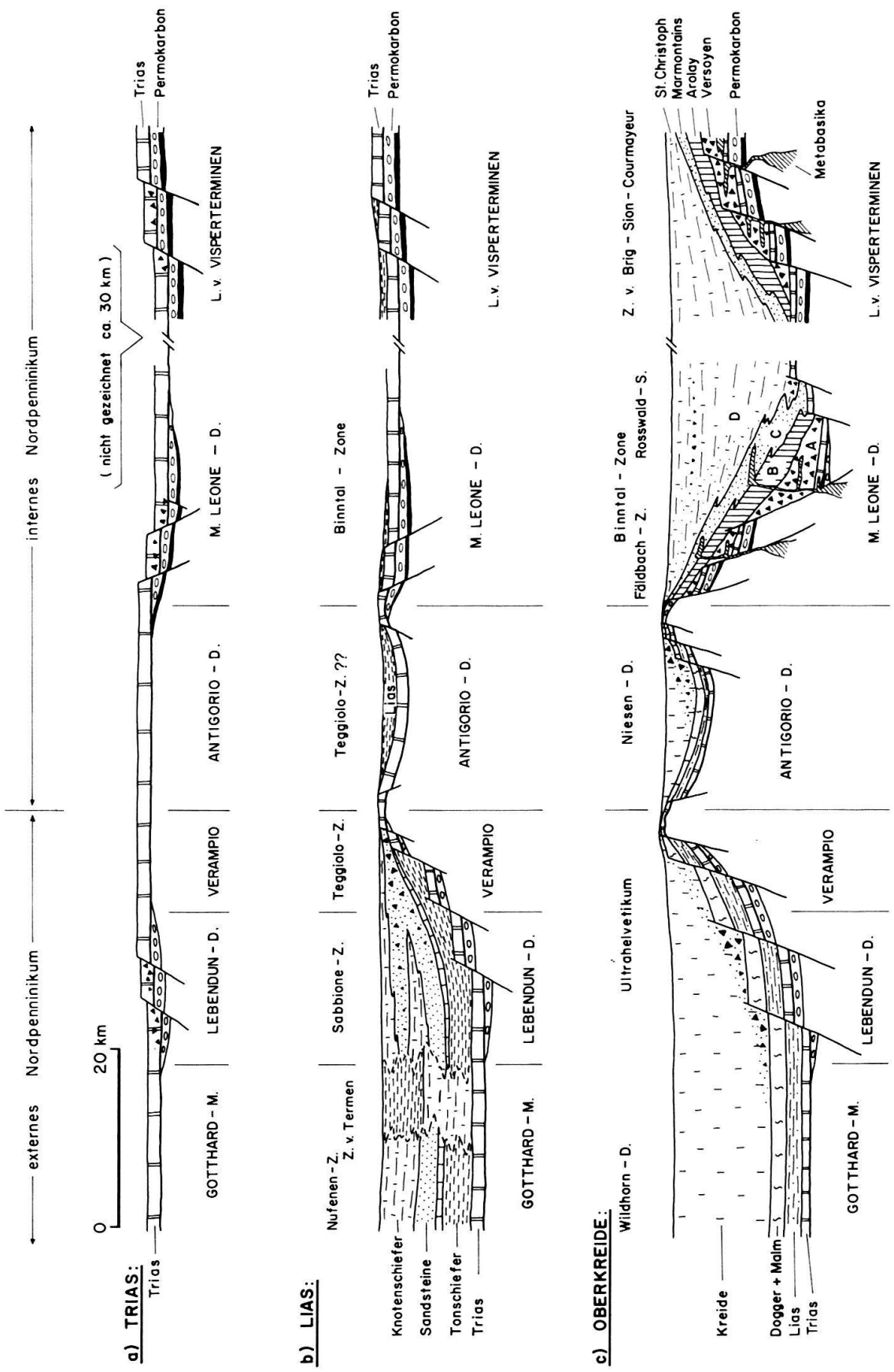



Fig. 21. Hypothetische Profile durch den Ablagerungsraum der nordpenninischen Einheiten im Walliser Querschnitt.

seiner Abwicklung der Wildhorn-Decke im Brienzersee-Gebiet auf eine Breite von etwa 35 km. In unserer Abwicklung des Lias (Fig. 19) kämen somit 10–15 km davon südlich des heutigen Südrandes des Gotthard-Massivs zu liegen. Mit wenigen Ausnahmen (Lias von Erschwanden, Westende des Brienzersees) scheint der Lias der Wildhorn-Decke im nordpenninischen Bereich zurückgeblieben zu sein.

— *Ultrahelvetikum.* Als ursprüngliche Unterlage dieser tektonischen Einheit betrachten wir den Bereich von Sabbione- und Teggiolo-Zone, die ihrerseits auf der Lebendun-Decke und dem Verampio-Gneis liegen. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass der abgewickelte Ablagerungsraum dieser Zonen gegen Nordosten immer schmaler wird und möglicherweise auskeilt. Dies würde mit den heutigen Aufschlüssen des Ultrahelvetikums im Berner Oberland übereinstimmen, die östlich des Thunersees nur noch fraglich vorhanden sind. Die Stratigraphien von Ultrahelvetikum (fragliches Kristallin, Trias bis Tertiär) und externen, nordpenninischen Einheiten (Kristallin, Trias und Lias) lassen sich gut miteinander korrelieren. FERRAZZINI (1981) und HOMEWOOD et al. (1984) nehmen für die Kreide- und Tertiäranteile der ultrahelvetischen Einheiten eine Schwelle im Süden an. Auch MOSER (1985) beschreibt detritische Sedimente im Ultrahelvetikum, die von einer internen Schwelle beeinflusst werden. Diese scheint nun bereits im Lias vorhanden gewesen zu sein (mit Erosion bis auf den kristallinen Untergrund), wie die Konglomeratlagen in Sabbione- und Teggiolo-Zone belegen (Abschnitt 4.2). Ob die Schwelle im Querschnitt Brienzersee–Nufenenpass nach dem Lias auch noch aktiv war, ist unklar, in der Wildhorn-Decke sind diesbezüglich keine Andeutungen vorhanden.

— *Niesen-Decke.* Für eine Beheimatung der Niesen-Decke, deren Liasfazies (LOMBARD 1971) mit derjenigen der Sabbione-Zone zu vergleichen ist, bleibt in unserem Querschnitt nur noch die gesamte Breite der Antigorio-Decke (Fig. 20 und 21). Über der dort vorhandenen Trias könnte der Sedimentstapel mit der Abfolge der Niesen-Decke (ACKERMANN 1984), die eine Stratigraphie vom Kristallin bis ins Tertiär (oberstes Eozän) umfasst, ergänzt werden. HOMEWOOD et al. (1984) und ACKERMANN (1984) postulieren aufgrund sedimentologischer Untersuchungen für den Niesentrog eine interne (kretazische) und eine externe (tertiäre) Schwelle. Indirekt sind nun auch in unserem Querschnitt eine externe Schwelle (südliches Ultrahelvetikum) am Übergang Verampio–Antigorio und eine interne im Bereich der nördlichsten Monte–Leone-Decke abzuleiten. Die Abwicklung (Fig. 20) des nordpenninischen Raumes scheint weiter Hinweise für eine NE–SW-Achse des Niesenbeckens zu geben, wie dies auch ACKERMANN beschreibt. Er erklärt sich diese Orientierung mit grossräumigen E–W-Dextralbewegungen, die vom Mesozoikum bis in die Kreide aktiv waren.

Mit einem zylindristischen Modell liesse sich weiter der Monte-Leone-Nordteil mit dem am Externrand des Subbrinçonnais gelegenen Kristallin von Hautecour (ACKERMANN 1984) in Verbindung bringen. Dies würde jedoch bedeuten, dass sich gegen Westen die Fazies der Fäldbach-Zone mehr und mehr derjenigen der Zone von Brig–Sion–Courmayeur angleichen würde (ANTOINE 1971).

### *4.4 Kinematisches Modell*

Eine mögliche Kinematik ist auf Figur 22 skizziert. Im Bereich zwischen Niesen-Decke und Ultrahelvetikum geben Flyschalter (MATTER et al. in TRÜMPY 1980) Hinweise

für erste Bewegungen in der Zeit mittleres–oberes Eozän. Zu den einzelnen Skizzen a bis e in Figur 22 gilt folgendes:

a) Nach dem obersten Eozän wird der nordpenninische Ablagerungsraum von den interneren Einheiten (Préalpes, Bernhard-Decke usw.) überfahren und die Sedimentation unterbrochen. Im Zusammenhang mit grossräumigen Bewegungen höherer Elemente (Transportrichtung gegen Nordwesten) werden untergeordnet externe, tiefere Einheiten über interne aufgeschoben (Transportrichtung gegen Südosten). Solche prä-$D_1$-Bewegungen beschreibt LAUBSCHER (1983) in grosstektonischem Rahmen zu Beginn der alpinen Orogenese. Er postuliert südvergente Aufschiebungen südlich des Gotthard-Massivs, allerdings im Zusammenhang mit einer «flower structure», die er sich über einer nördlichen Subduktionszone im Übergangsbereich Helvetikum–Nordpenninikum vorstellt. Zu ähnlichen Schlüssen kommt ESCHER (in DEBELMAS et al. 1983), der zu Beginn des Oligozäns eine Rückfaltungsphase postuliert, in der helvetische auf penninische Einheiten überschoben werden.
Neben den strukturellen Argumenten (Abschnitt 3.1) ist hier die Tatsache zu erwähnen, dass auf der Sabbione-Zone heute Teile der externeren Zone von Termen liegen. Im Rahmen dieser Südostbewegungen wird die Lebendun-Decke über den Verampio–Antigorio-Komplex sowie Teile der Sabbione-Zone (und evtl. die Niesen-Decke) auf die Binntal-Zone überschoben. Solche gegen Südosten gerichtete Bewegungen scheinen sich im Hangenden des Lias der helvetischen und ultrahelvetischen Decken nicht abgespielt zu haben, da in diesen bis heute keine diesbezüglichen Beobachtungen beschrieben werden. Ob die Niesen-Decke und das Ultrahelvetikum auch von diesen südvergenten Bewegungen erfasst und wie unten beschrieben erst in Phase 2 nach Norden transportiert wurden oder bereits zu Beginn von der Hauptschubrichtung erfasst wurden, kann in unserem Arbeitsgebiet nicht rekonstruiert werden.

b) Eine ausgedehnte Abscherungs-Tektonik mit einer generellen Transportrichtung gegen Nordwesten ergreift auch das Stockwerk der tiefpenninischen Decken, wobei diese zusammen mit Ultrahelvetikum und Wildhorn-Decke abgeschert und passiv unter dem «traîneau écraseur» der höheren penninischen Decken über die zurückgebliebenen Elemente hinweggeschleppt werden. In dieser Phase müssen auch die Niesen-Decke und die südlichsten Teile des Ultrahelvetikums ihre anchi- bis epimetamorphe Überprägung erhalten haben (Fig. 22a).

c) Der hauptalpine Deformationsabschnitt («main alpine» nach MILNES 1974a) beginnt mit der Bildung der kristallinen Deckenkerne des Lepontins. Die Rosswald-Serie wird über die Fäldbach-Zone geschoben, während sich letztere mit dem Monte-Leone-Gneis verfaltet ($D_2$). Dabei werden die südlichsten Teile der Sabbione-Zone (während Phase a gegen Südosten überschoben) mit dem Verkehrtschenkel der Fäldbach-Zone in eine invertierte Lage gebracht. Eine intensive Einengung des ganzen nordpenninischen Raumes setzt ein, wobei die noch normal liegende Sabbione-Zone isoklinal verfaltet wird und die verkehrt liegenden Teile wieder auf die Lebendun-Decke geschoben werden.

d) Der südlichste Teil der Lebendun-Decke wird nach Nordwesten verfaltet (Lebendun-Falte, Abschnitt 3.2.1), und die übrigen Decken werden bis in die heutige Position geschoben. Die Rosswald-Serie und die Zone von Brig–Sion–Courmayeur kommen bis auf das gotthardmassivische Mesozoikum zu liegen. Der externe kristalline Untergrund (Gotthard-Massiv, Lebendun-Decke) wird durch Aufschiebungen verschuppt

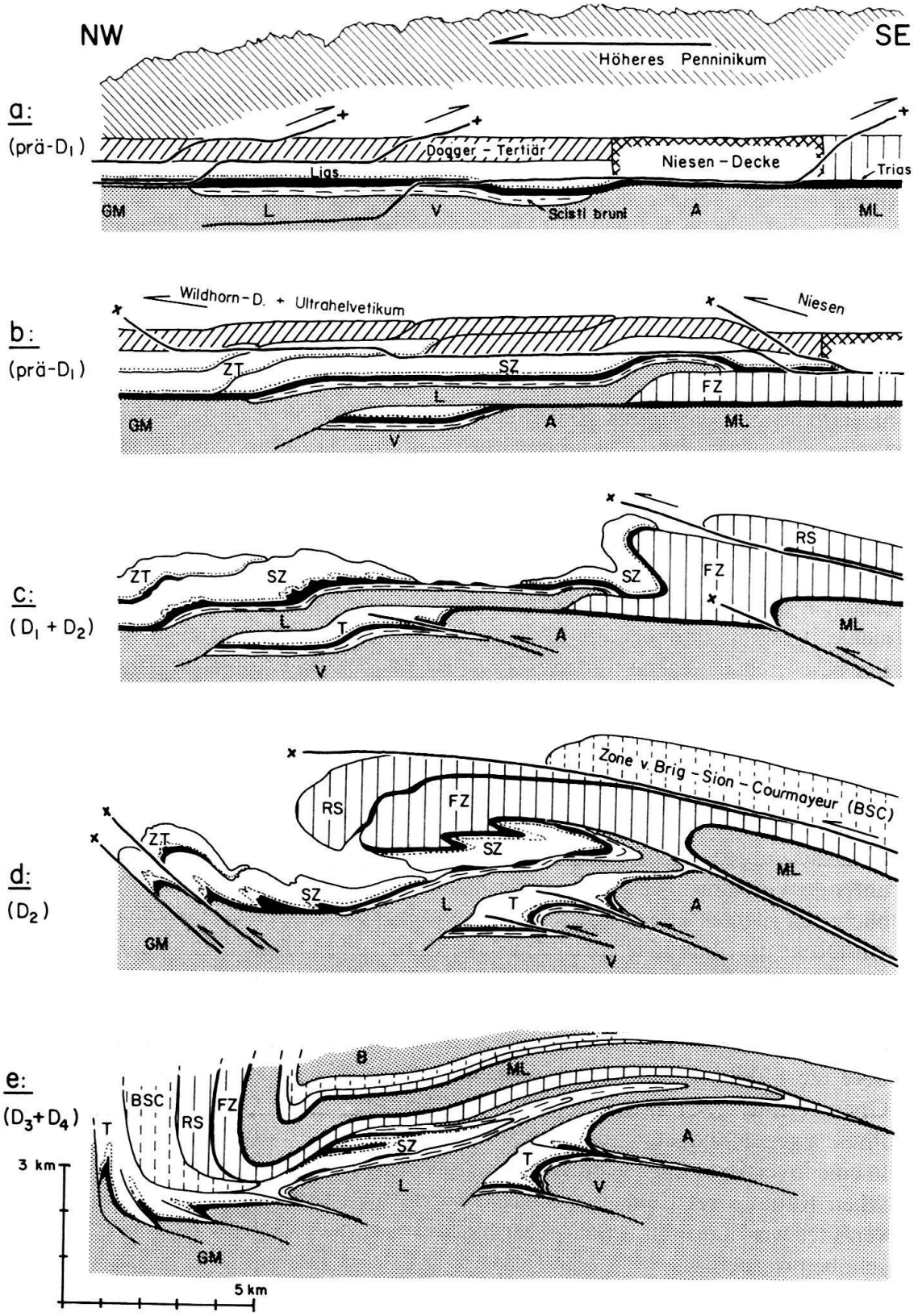



Fig. 22. Kinematisches Modell der tiefpenninischen Einheiten im Walliser Querschnitt (GM: Gotthard-Massiv, L: Lebendun-Decke, V: Verampio-Gneis, A: Antigorio-Decke, ML: Monte-Leone-Decke, B: Berisal-Serie, ZT: Zone von Termen, SZ: Sabbione-Zone, T: Teggiolo-Zone, FZ: Fäldbach-Zone, RS: Rosswald-Serie, BSC: Zone von Brig–Sion–Courmayeur).

und teilweise steil gestellt. Zu diesem Zeitpunkt darf auch etwa der Metamorphosehöhepunkt (syn-post-$D_2$) angenommen werden.

e) Erst im mittleren Oligozän (STECK 1984) wird der gesamte Deckenstapel ein letztes Mal stark eingeengt, und es entsteht die grossräumige Rückfaltung (Abschnitte 3.1 und 3.4.2).

## Verdankungen

Die vorliegende Arbeit ist ein Auszug aus meiner Dissertation (LEU 1986), die unter der Leitung von Prof. W. K. Nabholz in den Jahren 1982–1986 am Geologischen Institut in Bern erarbeitet wurde. Speziell ihm möchte ich an dieser Stelle für seine Unterstützung herzlich danken. Die kritische Durchsicht des Manuskripts übernahmen P. Brack, M. Burri, P. Heitzmann und A. Steck.

## LITERATURVERZEICHNIS

ACKERMANN, T. (1984): Le flysch de la Nappe du Niesen. – Diss. Univ. Fribourg.

ANTOINE, P. (1971): La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse. – Mém. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *9*.

— (1978): Idées nouvelles sur la structure de la région de Moûtier (Savoie). – Géol. alp. (Grenoble) *54*, 5–14.

BADER, H. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Gesteine und Minerallagerstätten des Binntals. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *18*, 320–433.

BARBIER, R. (1951): La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse. – Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble *29*, 3–46.

BOLLI, H., BURRI, M., ISLER, A., NABHOLZ, W., PANTIĆ, N., & PROBST, PH. (1980): Der nordpenninische Saum zwischen Westgraubünden und Brig. – Eclogae geol. Helv. *73*, 779–797.

BURRI, M. (1958): La zone de Sion–Courmayeur au Nord du Rhône. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *105*.

— (1967): Prolongation de la zone de Sion dans le Haut-Valais. – Eclogae geol. Helv. *60*, 614–617.

— (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. – Eclogae geol. Helv. *72*, 789–802.

CASTIGLIONI, G. B. (1958): Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola–Alpi Leopontine). – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *20*, 1–80.

DEBELMAS, J., ESCHER, A., & TRÜMPY, R. (1983): Profiles through the Western Alps. – Geodyn. Ser. *10*, 83–96.

DIETRICH, V., & OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-Lawen des Vispertales. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *55*, 79–87.

ETTER, U. (1984): Die Geologie zwischen Valle del Gries und Val Toggia (Novara, Italien). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. – Diss. Univ. Bern.

FRANK, E. (1979): Metamorphose mesozoischer Gesteine im Querprofil Brig–Verampio: Mineralogisch-petrographische und isotopengeologische Untersuchungen. – Diss. Univ. Bern.

FREY, A., & MUMENTHALER, TH. (1981): Spessartin aus dem Binntal. – Schweiz. Strahler *5*, 530–531.

— (1982): Spessartin aus dem Binntal. – Schweiz. Strahler *6*, 110–113.

FRIZ, C. (1965): Lineamenti geologici della zona circostante alla cascata della Toce (alta Val. Formazza). – Atti Accad. naz. Lincei, Rend. Cl. Sci. fis. mat. nat., ser. 8, *37*, 468–474.

FURRER, U. (1979): Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes (Stockhorn-Gebiet zwischen Blumenstein und Boltigen, Kt. Bern). – Eclogae geol. Helv. *72*, 623–672.

GRECO, A. (1984): Analisi strutturale delle falde di ricoprimento pennidiche Antigorio e Lebendun e del Mesozoico del Teggiolo in Val Formazza, Novara, IT. – Diplomarb. ETHZ (unpubl.)

HALL, W. D. M. (1972): The structural geology and metamorphic history of the Lower Pennine nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. – Diss. Univ. London.

HANSEN, J. W. (1972): Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *52*, 109–153.

HAUG, E. (1909): Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. – C.R. Acad. Sci. France *148*/24, 1637–1639.

HEIM, M. (1972): Die Geologie des Albrun-Gebietes im hinteren Binntal (Kt. Wallis). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

HEITZMANN, P. (1969): Die Bündnerschiefer zwischen Val Piana und Val Cassinello (Val Bedretto). – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

HIGGINS, A. K. (1964a): The Structural und Metamorphic geology of the area between Nufenenpass und Basodino, Tessin, Switzerland. – Diss. Univ. London.

— (1964b): Fossil Remains in Staurolite–Kyanite Schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer. – Eclogae geol. Helv. *57*, 151–156.

HOMEWOOD, P., ACKERMANN, T., ANTOINE, P., & BARBIER, R. (1984): Sur l'origine de la nappe du Niesen et la limite entre les zones ultrahelvétique et valaisanne. – C.R. Acad. Sci. Paris *299*/15, 1055–1059.

HUBER-ALEFFI, A., HUBER, M., KLAPER, E. M., & RAMSAY, J. G. (1982): Excursions G & H, Northern Lepontine Nappes. – Int. Conf. Planar and Linear Fabrics of deformed rocks, Zürich 1982.

HUNZIKER, J. M. (1966): Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Prov. di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *46*, 473–552.

— (1969): Rb–Sr-Altersbestimmungen aus den Walliseralpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. – Eclogae geol. Helv. *62*, 527–542.

ISLER, A., & PANTIĆ, N. (1980): «Schistes-lustrés»-Ablagerungen der Tethys. – Eclogae geol. Helv. *73*, 799–822.

JÄGER, E., NIGGLI, E., & WENK, E. (1967): Rb–Sr-Alterbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *134*.

JEANBOURQUIN, P. (1981): Géologie et Pétrographie dans la région du Simplon. – Diplomarb. Univ. Lausanne (unpubl.).

JOOS, M. G. (1967): Über die Herkunft der Lebendunserie. – Eclogae geol. Helv. *60*, 151–155.

— (1969): Zur Geologie und Petrographie der Mte. Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplongebiet (Novara, Italia). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *49*, 277–323.

JUSTIN-VISENTIN, E. (1967): Metamorfismo dei terreni del Trias superiore nel ricoprimento Lebendun (Val Formazza). – Mem. Ist. Geol. Mineral. Univ. Padova *26*, 1–28.

KELTS, K. (1981): A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin. – Eclogae geol. Helv. *74*, 317–338.

— (1982): Petrology of hydrothermally metamorphosed sediments at deep sea drilling site 477, Southern Guayamas Basin Rift, Gulf of California. In: CURRAY, J. R., MOORE, D. G., et al.: Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. *64*, 1123–1136.

KRAMERS, J. D. (1970): Die Stirnpartie der Monte-Leone-Decke zwischen Heiligkreuz (Längtal bei Binn) und dem Gantertal (Simplonstrasse). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

LAUBSCHER, H. P. (1983): Detachement, shear and compression in the central Alps. – Mem. geol. Soc. Amer. *158*, 191–211.

LEU, W. (1982): Geologie und Tektonik der Bündnerschiefer-Serien in der Umgebung des Lago del Sabbione (südlich des Griespasses, Italien). – Diplomarb. Univ. Bern (unpubl.).

— (1985): Geologie der Sedimentzüge zwischen Griessee und Passo del Corno (Nufenengebiet, Wallis). – Eclogae geol. Helv. *78*, 537–544.

— (1986): Die penninischen Sedimente in der Region Bedretto–Baceno–Visp. – Diss. Univ. Bern.

LISZKAY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – Eclogae geol. Helv. *58*, 901–965.

LOMBARD, A. (1971): La nappe du Niesen et son flysch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *141*.

LOUBAT, H. (1984): Considérations préliminaires sur la configuration horizontale de l'édifice subvolcanique du Versoyen (Alpes franco-italiennes) analogue aux bassins en distension du type Golfe de Californie. – Géol. alp. (Grenoble) *60*, 37–44.

LÜTHY, H. J. (1965): Geologie der gotthardmassivischen Sedimentbedeckung und der penninischen Bündnerschiefer im Blinnental, Rappental und Binntal (Oberwallis). – Diss. Univ. Bern.

MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: A major displacement zone in the western Lepontine Alps. – Eclogae geol. Helv. *78*, 73–96.

MASSON, H., HERB, R., & STECK, A. (1980): Exkursion Nr. 1: Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book, part B (S. 109–120). – Wepf, Basel.

MATTER, A., & HOMEWOOD, P. (1980): Exkursion No. 5: Flysch and Molasse of Western and Central Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, a guide-book, part B (S. 261–294). – Wepf, Basel.

MILNES, A. G. (1964): Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy). – Diss. Univ. Basel.

— (1968): Strain analysis of the basement nappes in the Simplon region, northern Italy. – Rep. 23rd int. geol. Congr. Prague *3*, 61–76.

— (1969): On the Orogenic History of the Central Alps. – J. Geol. *77*, 108–112.

— (1973): A structural reinterpretation of the classic Simplon tunnel section of the Central Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *84*, 269–274.

— (1974a): Post-Nappe Folding in the Western Lepontine Alps. – Eclogae geol. Helv. *67*, 333–348.

— (1974b): Structure of the Pennine Zone (Central Alps): A new working Hypothese. – Bull. geol. Soc. Amer. *85*, 1727–1732.

MILNES, A. G., GFELLER, M., & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. – J. struct. Geol. *3*, 411–420.

MOSER, H. J. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-Depression. – Diss. Univ. Bern.

NABHOLZ, W. (1976): Die Bündnerschiefer im Alpen-Querprofil durch das Tessin. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*, 605–613.

NEJAND, S. (1966): Geologie des Fensters von Verampio. – Diplomarb. ETH Zürich (unpubl.).

NICOLAS, A., & POIRIER, J. P. (1976): Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks. – John Wiley & Sons, London.

NIGGLI, P., & PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., & KÜNDIG, E., (1936): Geologische Beschreibung der Tessineralpen zwischen Maggia und Bleniotal. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *71*.

PANTIĆ, N., & GANSSER, A. (1977): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern. – Eclogae geol. Helv. *70*, 59–81.

PANTIĆ, N., & ISLER, A. (1978): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II). – Eclogae geol. Helv. *71*, 447–465.

— (1981): Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (III). – Eclogae geol. Helv. *74*, 1027–1063.

PILLOUD, A. (in Vorb.): Die Hochstollen-Formation (Dogger) des Berner Oberlandes. – Diss. Universität Bern.

PLESSMANN, W. (1957): Zur Tektonik und Metamorphose der Bündner-Schiefer am SW-Rand des Gotthard-Massivs. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (IIa) *1957*/1, 18–31.

— (1958): Tektonische Untersuchungen an Randteilen des Gotthard- und Montblanc-Massivs sowie an der Grenze Penninikum–Helvetikum. – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (IIa) *1958*/7, 153–188.

PREISWERK, H. (1907): Die Grünschiefer in Jura und Trias des Simplongebietes. – Beitr. geol. Karte Schweiz *26*.

PROBST, Ph. (1980): Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passi Di San Giacomo. – Beitr. geol. Karte Schweiz. [N.F.] *153*.

RAMSAY, J. G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. – McGraw-Hill, New York.

SCHMID, S. M. (1982): Microfabric studies as indicators of Deformation Mechanisms and flow laws operative in mountain building Processes. in: HSÜ, K. J. (Ed.): MOuntain building Processes (S. 95–110). – Academic Press, London.

STECK, A., RAMSAY, J. G., MILNES, A. G., & BURRI, M. (1979): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse et la Société Suisse de Mineralogie et Pétrologie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. – Eclogae geol. Helv. *72*, 287–311.

STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales (transversale Aar–Simplon–Ossola). – Eclogae geol. Helv. *77*, 55–100.

STELLA, A. (1904): Sulla geologia della regione ossolana contigua al Sempione. – Boll. Soc. geol. ital. *23*, 84–89.

STRECKEISEN, A., KRAMERS, J., HUNZIKER, J. C., & FRANK, E. (1978): Gantergneis und Eistengneis im Simplongebiet. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *58*, 396–400.

TRÜMPY, R. (1952): Sur les racines helvétiques et le «Schistes lustrés» entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Region de la Pierre Avoi). – Eclogae geol. Helv. *44*, 338–347.

— (1954): La Zone de Sion–Courmayeur dans le Haut Val Ferret valaisan. – Eclogae geol. Helv. *47*, 315–359.

— (1960): Paleotectonic Evolution of the Central and Western Alps. – Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843–908.

— (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes Suisses. – Atti symp. Verrucano, Pisa, Sept. 1965.

— (1980): Geology of Switzerland, Part A. – Wepf, Basel.

— (1985): Die Plattentektonik und die Entstehung der Alpen. – Vjschr. natf. Ges. Zürich, *129*/5, 1–47.

WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.

*Geologische Karten*

(Dieses Verzeichnis enthält nur jene verwendeten Karten, die nicht schon im Literaturverzeichnis aufgeführt sind.)

BEARTH, P. (1972): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 61: Simplon, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

— (1978): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 71: St. Niklaus, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

BURKHARDT, C.E. & GÜNTHERT, A. (1957): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25000, Blatt 34: Basodino, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

CHRIST, P. (1942): Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 6: Sion, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

CHRIST, P., & NABHOLZ, W.K. (1955): Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200000, Blatt 7: Ticino, mit Erläuterungen. – Schweiz. geol. Komm.

HAFNER, S., GÜNTHERT, A., BURKHARDT, C.E., STEIGER, R.H., HANSEN, J.W., & NIGGLI, C.R. (1975): Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25000, Blatt 68: Val Bedretto. – Schweiz. geol. Komm.

HERMANN, F. (1938): Carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali 1:750000, mit Erläuterungen. – R. Uff. geol. Italia.

NOVARESE, V., & STELLA, A. (1913): Carta geologica d'Italia 1:100000, Foglio 15: Domodossola. – R. Uff. geol.

PREISWERK, H. (1918): Geologische Karte des oberen Tessin- und Maggia-Gebietes 1:50000. Geol. Spez.-Karte 81. – Schweiz. geol. Komm.

SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplongruppe 1:50000. Geol. Spez.-Karte 48. – Schweiz. geol. Komm.

SPICHER, A. (1972): Tektonische Karte der Schweiz 1:500000. – Schweiz. geol. Komm.

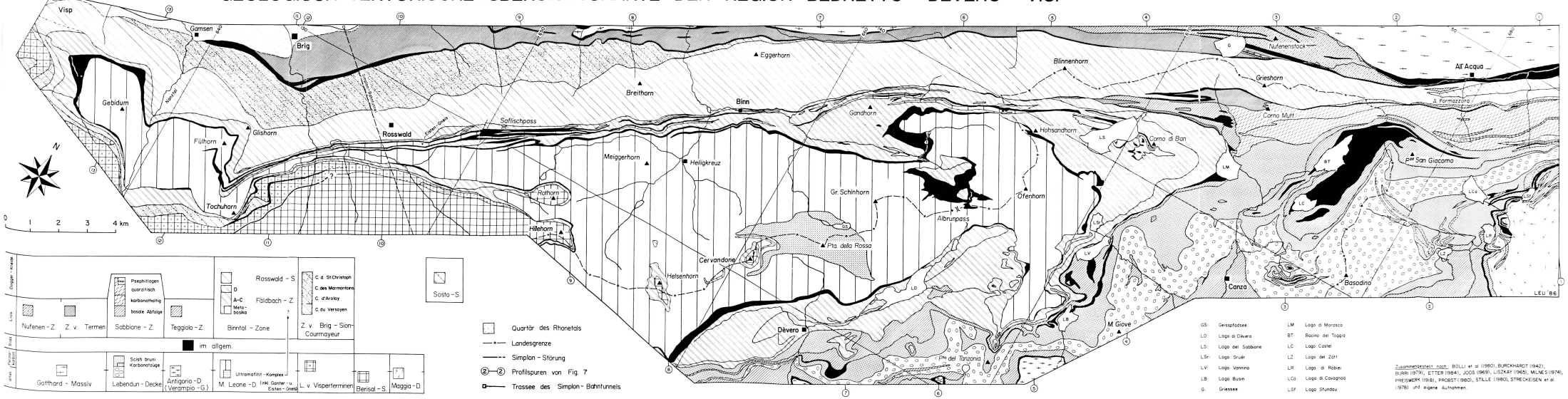
STELLA, A. (1913): Carta geologica d'Italia 1:100000, Foglio 5: Val Formazza. – R. Uff. geol.

WERENFELS, A. (1924): Geologische Karte des Vispertales 1:25000. Geol. Spez.-Karte 106. – Schweiz. geol. Komm.

Manuskript eingegangen am 27. Februar 1986
angenommen am 5. Mai 1986

# GEOLOGISCH-TEKTONISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER REGION BEDRETTO – DÈVERO – VISP






| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| Dogger - Kreide | | Psephitogen quarzitisch karbonathaltig basale Abfolge | Rosswald - S<br>D<br>A-C Meta-basika<br>Fäldbach - Z. | C. d. St. Christoph<br>C. des Marmontains<br>C. d'Arolay<br>C. du Versoyen | |
| Lias | Nufenen - Z. Z. v. Termen | Sabbione - Z. | Teggiolo - Z. | Binntal - Zone | Z. v. Brig - Sion - Courmayeur |
| Trias | im allgem. | | | | |
| Kristallin Paläozoikum | Gotthard - Massiv | Lebendun - Decke | Antigorio - D. (Verampio - G.) | M. Leone - D. (inkl. Ganter - u. Eisten - Gneis) Ultramafitit - Komplex | L. v. Visperterminen |
| Alter | | | | | Berisal - S Maggia - D. |

Sosto - S.

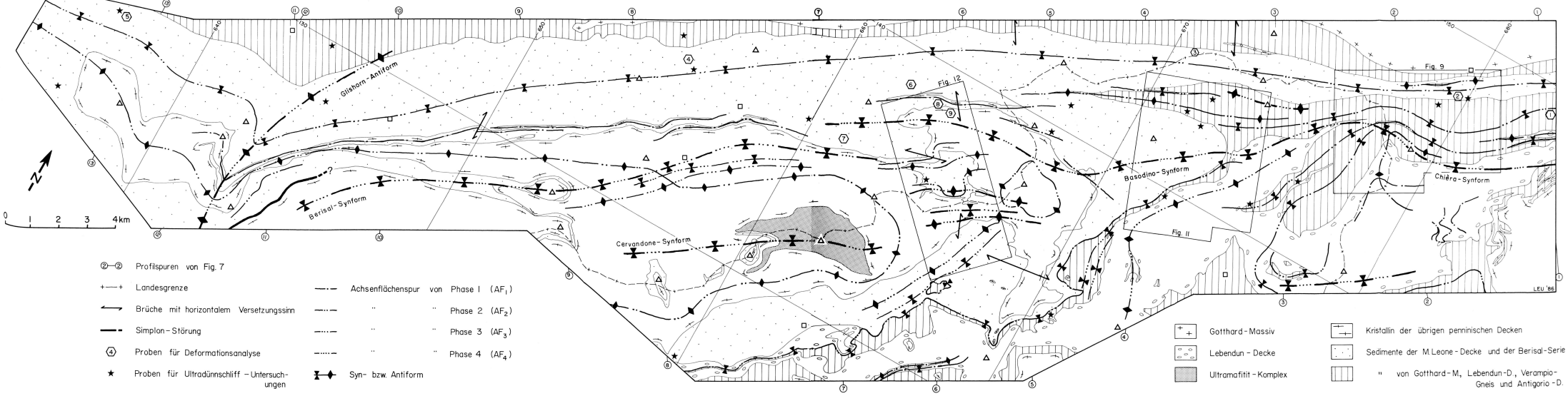
Quartär des Rhonetals
Landesgrenze
Simplon - Störung
② — ② Profilspuren von Fig. 7
Trassee des Simplon - Bahntunnels

| | | | |
|---|---|---|---|
| GS: | Geisspfadsee | LM: | Lago di Morasco |
| LD: | Lago di Dèvero | BT: | Bacino del Toggia |
| LS: | Lago del Sabbione | LC: | Lago Castel |
| LSr: | Lago Sruèr | LZ: | Lago del Zütt |
| LV: | Lago Vannino | LR: | Lago di Robiei |
| LB: | Lago Busin | LCo: | Lago di Covagnò |
| G: | Griessee | LSf: | Lago Sfundau |

Zusammengestellt nach: BOLLI et al (1980), BURCKHARDT (1942), BURRI (1979), ETTER (1984), JOOS (1969), LISZKAY (1965), MILNES (1974), PREISWERK (1981), PROBST (1980), STILLE (1980), STRECKEISEN et al (1978) und eigene Aufnahmen.

# STRUKTURKARTE DER REGION BEDRETTO – DÈVERO – VISP






- ②—② Profilspuren von Fig. 7
- +—+ Landesgrenze
- Brüche mit horizontalem Versetzungssinn
- Simplon-Störung
- ④ Proben für Deformationsanalyse
- ★ Proben für Ultradünnschliff-Untersuchungen
- Achsenflächenspur von Phase 1 ($AF_1$)
- " " Phase 2 ($AF_2$)
- " " Phase 3 ($AF_3$)
- " " Phase 4 ($AF_4$)
- Syn- bzw. Antiform
- Gotthard-Massiv
- Lebendun-Decke
- Ultramafitit-Komplex
- Kristallin der übrigen penninischen Decken
- Sedimente der M. Leone-Decke und der Berisal-Serie
- " von Gotthard-M., Lebendun-D., Verampio-Gneis und Antigorio-D.