

**Beiträge
zur Geologischen Karte der Schweiz**

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission
(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

**Matériaux
pour la Carte Géologique de la Suisse**

publiés par la
Commission Géologique Suisse
(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

Neue Folge, 153. Lieferung

Philippe Probst

Bern

Die Bündnerschiefer des nördlichen Penninikums zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo

Mit 32 Textfiguren und 3 Tafelbeilagen

1980

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

Vorwort der Geologischen Kommission

Herr Philippe Probst hat sich eine Reihe von Jahren mit Bündnerschiefern befasst. Mit seiner 1976 abgeschlossenen Lizentiatsarbeit über die Geologie des Val Seranastga, das auf der steilen Südflanke des Lugnez liegt, hatte er sich in die Thematik der Bündnerschiefer gründlich eingearbeitet. In seiner hier vorliegenden Dissertation blieb er dem komplexen Thema «Bündnerschiefer» treu und dehnte dabei seine Felduntersuchungen über ein grosses Gebiet aus, indem er den Bündnerschiefer-Zonen aus dem Querschnitt Lugnez–Vals nach SW nachging ins Gebiet des Val Blenio und der Leventina, wo die 1934 veröffentlichte Spezialkarte 116 (Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal 1 : 50 000) noch heute einen gerne benutzten Überblick bietet. Von der Leventina gegen Westen verfolgte Herr Probst stets dieselben Bündnerschiefer-Zonen durch die Bergketten auf der Südseite des Val Bedretto und gelangte dabei in die Gebiete, die auf Blatt 34 Basodino (1957) und auf Blatt 68 Val Bedretto (1975) des Geologischen Atlas der Schweiz 1 : 25 000 dargestellt sind.

Die Untersuchungen von Herrn Probst führten zu neuen Erkenntnissen, sowohl in paläogeographisch-stratigraphischer, als auch in tektonischer Hinsicht. An dieser Stelle sei aus der Fülle neuer Daten nur ein tektonisches Resultat hervorgehoben, nämlich die Gliederung der Bedretto-Zone in zwei Grosselemente verschiedener Herkunft: einerseits mesozoische Überdeckung der unteren tiefpenninischen Gneisregion (Zone Tremorgio–San Giacomo mit ihren Untereinheiten Formazora-Serie, Lebendun-Mesozoikum und Schuppenzone) und anderseits Bündnerschiefer weit südlicherer Herkunft, die sich über die Lugnezer Schiefer mit den mesozoischen Sedimenten der Misoxer Zone verbinden lassen.

Da die vorliegende Arbeit für die geologische Landesaufnahme in der penninischen Region unserer Alpen von Bedeutung ist, lag es nahe, an eine Veröffentlichung in den «Beiträgen» zu denken. Prof. Marcel Burri (Lausanne) übernahm als vom Doktorvater unabhängiger Experte die Begutachtung des Manuskripts, die sehr positiv ausfiel, so dass die Kommission in ihrer Sitzung vom 24. November 1979 die Drucklegung in unserer Serie der «Beiträge» beschloss.

Kurz nach seiner Ende Sommersemester 1979 abgelegten Doktorprüfung trat Herr Probst eine Stelle bei der Shell Internationale Petroleum Maatschappij an. Einige seiner Studienkollegen und Fräulein Christine Bläuer vom Geologischen Institut Bern brachten anschliessend die Illustrationen in die für die Drucklegung geeignete definitive Form, wobei insbesondere Herr H.-J. Ziegler erwähnt sei, der die mit zahlreichen Rasterkombinationen versehenen Druckvorlagen für die dreifarbige Tafel I erstellte. Die redaktionelle Betreuung übernahm mit der ihm eigenen Fachkompetenz Dr. H. Fischer, der als neuer Leiter des Büros der Kommission durch viele andere und dringendere Aufgaben in Anspruch genommen war, so dass sich die Herausgabe der vorliegenden Arbeit etwas verzögerte.

Allen Helfern bei der Drucklegung sei der beste Dank ausgesprochen, ferner aber auch der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und dem Autor für ihre finanziellen Beiträge an die Druckkosten. Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Bern, im Sommer 1980

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit wurde auf Anregung und unter Leitung von Prof. W. Nabholz am Geologischen Institut der Universität Bern durchgeführt. Die Feldarbeiten wurden in den Sommermonaten 1976–1978 verrichtet.

Zuallererst danke ich meinem verehrten Lehrer Prof. W. Nabholz ganz herzlich. Er war es, der mich in die Geologie der Bündnerschiefer einführte, und immer nahm er sich Zeit, mit mir meine Probleme zu erörtern. Seine in zahlreichen gemeinsamen Feldbegehungen und Diskussionen vermittelten Hinweise und Anregungen waren für das Entstehen der vorliegenden Arbeit unerlässlich.

Mein spezieller Dank gilt auch Herrn PD U. Gasser, der leider vor einem Jahr tödlich verunglückte, was in unserem Institut eine schmerzliche Lücke hinterliess. Mit ihm konnte ich viele Probleme besprechen, insbesondere tektonischer Natur. Frau Prof. E. Jäger, den Herren Professoren F. Allemann, M. Frey, R. Herb, Th. Hügi, A. Matter, E. Niggli und Tj. Peters sowie Herrn PD J. C. Hunziker und Herrn P. Heitzmann möchte ich für Hilfen und Hinweise in Einzelproblemen meinen Dank aussprechen. Ihre Unterstützung und Anregungen waren ausserordentlich nützlich für mich.

Danken möchte ich auch allen Angestellten des Geologischen und des Mineralogischen Institutes, insbesondere Frau E. Nellen-Regli und den Herren E. Luginbühl, V. Greco und U. Ernst. Gerne erwähne ich alle meine Studienkolleginnen und -kollegen, mit denen ich viele schöne Erlebnisse hatte, die mir in angenehmer Erinnerung bleiben werden. Insbesondere möchte ich mich bei A. Breitschmid, E. Frank, U. Gruner, Ch. Kupferschmid, Th. Lauber, A. Mojon und E. Schläppi für Hilfeleistungen und Anregungen bedanken. Mit Vergnügen erinnere ich mich auch der gastfreundlichen Bevölkerung des oberen Tessins und des Lugnez.

Ganz besonders herzlich danke ich meinen lieben Eltern, die mir mein langes Studium ermöglichten und auf deren Hilfe ich immer zählen durfte.

Der grösste Dank gilt meiner lieben Frau Michèle, die meine Arbeit mit viel Geduld und Verständnis unterstützte und auch die Reinschrift der vorliegenden Dissertation besorgte.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	3.2 Gebiet des Val Blenio	28
Vorwort des Verfassers	4	3.2.1 Luzzzone-Sosto-Dangio	28
Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln	6	3.2.2 Der Hügel von Grumascio	31
		3.3 Molare-Mulde	32
		3.4 Piora-Mulde	35
		3.5 Das Gebiet Prato-Lago Tremorgio-Campolungo	36
		3.6 Bedretto-Zone	38
1. Einleitung		4. Beschreibung der Strukturen und deren Entwicklung	
1.1 Problemstellung und geographische Übersicht	7	4.1 Einleitende Bemerkungen	42
1.2 Geologisch-tektonischer Überblick	8	4.2 Beschreibung der Strukturen östlich der Tessiner Kulmination	43
1.3 Historischer Überblick	12	4.2.1 Lunschania-Antiform	43
		4.2.2 Alpettas-Synform	44
2. Die Bündnerschiefer: Einteilung und Gesteinstypen		4.2.3 Chiera-Synform	45
2.1 Einleitung	15	4.3 Beschreibung der Strukturen der Bedretto-Zone ..	47
2.2 Petrographische Einteilung der Bündnerschiefer ..	16	4.4 Versuch der Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung	48
2.3 Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen	18	4.4.1 Zusammenfassende Betrachtungen der Deformationsabfolge	48
2.3.1 Kalkglimmerschiefer	18	4.4.2 Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse östlich der Tessiner Kulmination	50
2.3.2 Marmore	20		
2.3.3 Kalkfreie Bündnerschiefer (Tonschiefer, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Quarzite) ..	21	5. Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse des nordpenninischen Raumes	
2.3.4 Psephitische Bündnerschiefer (Dolomitbreccien und Blocklagen)	22	Zusammenfassung	59
3. Beschreibung der einzelnen Gebiete		Summary	60
3.1 Gebiet zwischen Valser Tal und Lago Luzzzone	23	Literaturverzeichnis	61
3.1.1 Misoxer Zone	23	Geologische Karten	63
3.1.2 Die Zone Piz Terri-Lunschania	24		

Verzeichnis der Textfiguren und Tafeln

Textfiguren

	Seite
Fig. 1 Geographische Übersicht der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes mit der Blatteinteilung der verwendeten Landeskarten 1:25000	7
Fig. 2 Idealisierte, zusammenfassende stratigraphische Abfolge des nördlichen Penninikums	9
Fig. 3 Tektonische Übersichtskarte der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes	10
Fig. 4 Stark vereinfachtes Deckenschema der Tessin-Simplon-Region	11
Fig. 5 Tektonisches Schema der tiefpenninischen Decken	12
Fig. 6 Einteilung der Arbeitsgebiete der wichtigsten verwendeten Publikationen mit geologisch-tektonischen Karten und Blatteinteilung der neueren publizierten geologischen Karten	14
Fig. 7 Klassifikationsschema der Bündnerschiefer	17
Fig. 8 Grobe Einordnung der Bündnerschiefer-Typen nach dem sedimentären Charakter des Ausgangsgesteins	19
Fig. 9 Die Verteilung von Bündnerschiefer-Proben im Dreieck Quarz-Karbonat-übrige Mineralien	19
Fig. 10 Schematischer Aufbau der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone	25
Fig. 11 Idealisierte Normalprofile der Terri-Gipfel-Zone/Darlun-Zone und der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone (Zone Piz Terri-Lunschania)	26
Fig. 12 Schematischer Aufbau der Schuppenzonen der Zone Piz Terri-Lunschania	27
Fig. 13 Profil entlang des Grates Forcadona-Stanga südlich Lago Luzzzone	29
Fig. 14 Sammelprofil des Gebietes Aquila-Dangio-Val Soi	30
Fig. 15 Geologische Kartenskizze und Querprofil des Hügels von Grumascio	31
Fig. 16 Profil durch die Molare-Mulde entlang des Grates zwischen Valle Leventina und Val Blenio	33
Fig. 17 Strukturelle Entwicklung der Molare-Mulde	34
Fig. 18 Idealisiertes Normalprofil der Lucomagno- und der Molare-Dangio-Bündnerschiefer	35
Fig. 19 Schematischer Aufbau der Campolungo-Muldenzone	37
Fig. 20 Idealisiertes Normalprofil der Nordpenninischen Bündnerschiefer der Campolungo-Muldenzone	38
Fig. 21 Schematischer Aufbau der Bedretto-Zone	39
Fig. 22 Stark vereinfachtes Modell der Struktur der Lebendun-Decke zwischen Bedretto- und Monte-Giove-Gebiet	40
Fig. 23 Idealisierte Normalprofile der tektonischen Einheiten der Zone Tremorgio-San Giacomo	42
Fig. 24 Schematische Darstellung einer neuen Faltung (B_4 -Faltung)	45
Fig. 25 Schematisches Sammelprofil der Strukturen östlich der Tessiner Kulmination	46
Fig. 26 Strukturprofile durch die Bedretto-Zone	49
Fig. 27 Zusammenstellung der Deformationsabfolgen in den Bündnerschiefern des nördlichen Penninikums	50
Fig. 28 Abwicklung der verfalteten Überschiebungsflächen	51
Fig. 29 Hypothetisches Entwicklungsschema des Gebietes östlich der Tessiner Kulmination	52
Fig. 30 Schematische «Abwicklung» des nordpenninischen Raumes anhand von drei Nord-Süd-Profilen	54
Fig. 31 Palinspastische Kartenskizze des nordpenninischen Ablagerungsraumes zur Lias-Zeit	55
Fig. 32 Hypothetische Profile durch den Ablagerungsraum der Nordpenninischen Bündnerschiefer	57

Tafeln

Taf. I Tektonische Übersichtskarte des nördlichen Tessins und des Gebietes Lugnez-Vals
Taf. II Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet
Taf. III Zusammenfassende Darstellung der wichtigsten Strukturelemente des Untersuchungsgebietes

1. Einleitung

1.1 Problemstellung und geographische Übersicht

Das Ziel der vorliegenden Dissertation ist die regionalgeologische Untersuchung der Bündnerschiefer-Zonen im nördlichen Penninikum zwischen Valser Tal und Passo di San Giacomo. Damit soll eine Verbindung der Schiefermassen im Norden der Adula mit denjenigen im Bedretto-Tal geschaffen werden.

In den letzten Jahren wurden die Bündnerschiefer des östlichen Teils des Untersuchungsgebietes detailliert untersucht und gegliedert (KUPFERSCHMID 1977). Dieses Gebiet haben wir im Rahmen einer Diplomarbeit gründlich kennengelernt. In gleicher tektonischer Position und ähnlicher Ausbildung finden sich im westlichen Teil die Bündnerschiefer der Bedretto-Zone. So schien es gegeben, diese beiden Gebiete petrographisch und strukturell miteinander zu vergleichen und über die Molare- und Campolungo-Tremorgio-Gegend zu verbinden. Dadurch soll eine zusammenfassende Darstellung der Bündnerschiefer des nördlichsten Penninikums gemacht werden, die eine tektonische und paläogeographische Interpretation in einem grösseren Rahmen gestattet.

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich vom Valser Tal entlang der südöstlichen Seite des Lugnez (Lumnezia). Zwischen diesen beiden Tälern bauen die Bündnerschiefer die Piz-Aul-Gruppe auf. Über das Val Stgira im hinteren Lugnez zieht die untersuchte Sedimentzone weiter zum Grat des Piz Terri, der die Grenze zwischen Tessin und Graubünden bildet. Von dort lassen sich die Bündnerschiefer

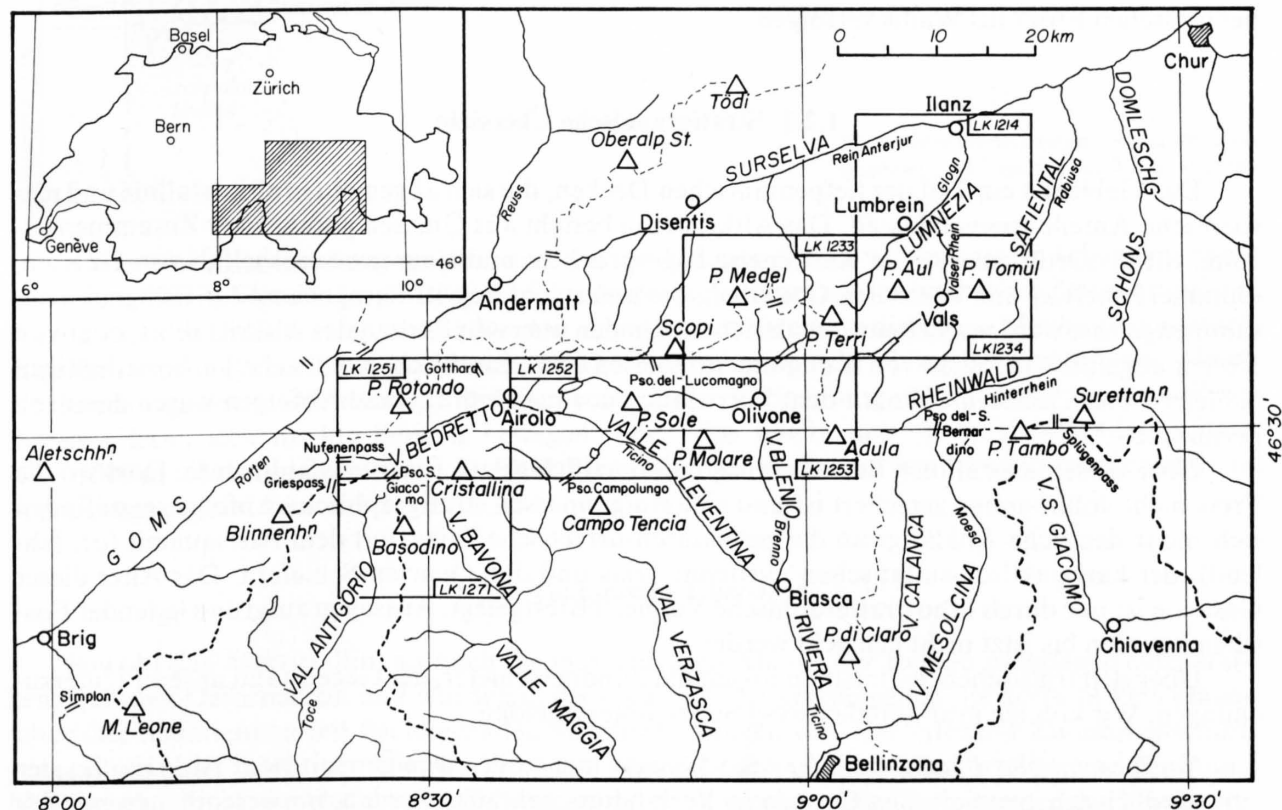


Fig. 1: Geographische Übersicht der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes mit der Blatteinteilung der verwendeten Landeskarten 1:25000.

fer über das Val Luzzzone nach Olivone hinunterverfolgen, das am Fusse des Passo del Lucomagno liegt. Dort spalten sich die mesozoischen Vorkommen in zwei Äste. Über das Valle Santa Maria ins Val Piora einerseits und über den Pizzo Molare ins Valle Leventina andererseits lässt sich die Verbindung nach Airolo herstellen. Der westliche Teil des Untersuchungsgebietes liegt an der Nordseite des Val Bedretto und endet im Gebiet des Passo di San Giacomo an der italienisch-schweizerischen Grenze.

Die Bündnerschiefer bilden den nördlichsten Teil der Adula-Alpen und der Tessiner Alpen. Sie werden oft durch Täler begrenzt, die im Streichen der geologischen Grossstrukturen angelegt sind (Lumnezia, Val Piora, oberes Valle Leventina, Val Bedretto). Wir finden aber auch quer zu den Strukturen verlaufende Einschnitte (Valser Tal, Val Stgira, Val Blenio). Durch die teilweise beträchtlichen Höhenunterschiede zwischen Tälern und Gipfelregionen (über 2 km) erhalten wir einen ausgezeichneten Einblick in den tektonischen Bau dieser Region.

Das untersuchte Gebiet wird von den Landeskarten 1:25000 Bl. 1214 Ilanz, Bl. 1233 Greina, Bl. 1234 Vals, Bl. 1251 Bedretto, Bl. 1252 Ambri-Piotta, Bl. 1253 Olivone und Bl. 1271 Basòdino abgedeckt. Sofern nicht anders vermerkt, sind sämtliche verwendeten Gelände- und Ortsnamen sowie Höhenangaben diesem Kartenwerk entnommen.

1.2 Geologisch-tektonischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet liegt tektonisch gesehen im frontalen Teil des Penninikums. Im Norden bildet das Gotthard-Massiv mit seiner Sedimentüberdeckung die Grenze, im Süden finden sich die Gneisregionen der Tessiner und Adula-Alpen. Östlich mündet die untersuchte Zone in die ausge dehnte Schieferregion Graubündens, die sich bis ins Prättigau erstreckt. An der westlichen Grenze lassen sich die Bündnerschiefer einerseits ins Gebiet der Simplon-Decken, andererseits entlang der penninischen Front ins Wallis verfolgen.

1.2.1 Stratigraphische Übersicht

Das Gebiet ist ein Teil der tiefpenninischen Decken, die sich allgemein in altkristalline und mesozoische Anteile trennen lassen. Das Altkristallin besteht aus Gneisen granitischer Zusammensetzung, oft als Orthogneise oder Kerngneise angesprochen, und einer grossen Vielfalt von Gneisen, Glimmerschiefern und basischen Gesteinen, die unter dem Begriff Paragneise oder Hüllgneise zusammengefasst werden. Stellenweise findet man in den obersten Partien des Altkristallins, oder von diesem abgelöst, Abfolgen von Konglomeratgneisen und quarzitischen, teilweise karbonathaltigen Schiefern und Gneisen, die man dem Verrucano zuordnen kann. Diese Abfolgen wären demnach permischen Alters.

Über diesen kristallinen Sockel transgredierte diskordant triasische Sedimente. Dort wo die Trias nicht vollkommen zerschert ist und eine einigermaßen stratigraphische Abfolge zeigt, finden sich meist deutliche Anklänge an die germanisch-helvetische Trias, mit dem Basisquarzit (oft fehlend), der karbonatisch-sulfatischen mittleren Trias und den Quarten-Schiefern. Das Alter dieser Gesteine ist nur durch lithostratigraphische Vergleiche festgelegt. Aussagen aufgrund leitender Fossilien konnten bis jetzt nicht gemacht werden.

Über den triasischen Sedimenten folgen die Bündnerschiefer, der Gegenstand unserer Untersuchungen. Wir können grundsätzlich zwei Serien unterscheiden:

- *Nordpenninische Bündnerschiefer*: Sie können mehr oder weniger mit dem Altkristallin der nördlichsten penninischen Decken in Verbindung gebracht werden, im wesentlichen mit der Soja- und der Lebendun-Decke. Wir unterscheiden im Osten die *Zone Piz Terri–Lunschania*, die mit den Lucomagno–Molare-Bündnerschiefern zusammenhängt, und im westlichen Teil

des Untersuchungsgebietes die *Zone Tremorgio–San Giacomo*, die den grössten Teil der Bedretto-Zone bildet. Die Gesteine der Nordpenninischen Bündnerschiefer sind im allgemeinen deutlich sandiger ausgebildet und lithologisch abwechslungsreicher als die der Misoxer Zone. Sie lassen sich, wie die dazugehörige Trias, mit der Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs vergleichen.

- *Bündnerschiefer der Misoxer Zone*: Sie stammen aus dem Rücken der Adula-Decke (Misoxer Zone) und befinden sich am Nordrand des Untersuchungsgebietes. Wir unterscheiden die *Grava-Serie*, die *Lugnezer Schiefer* und die *Sosto-Schiefer*. Diese Einheiten bestehen aus äusserst monotonen und gerade deshalb typischen Kalkglimmerschiefern. Sie sind auf die nordpenninischen Serien aufgeschoben und mit diesen verfaltet worden.

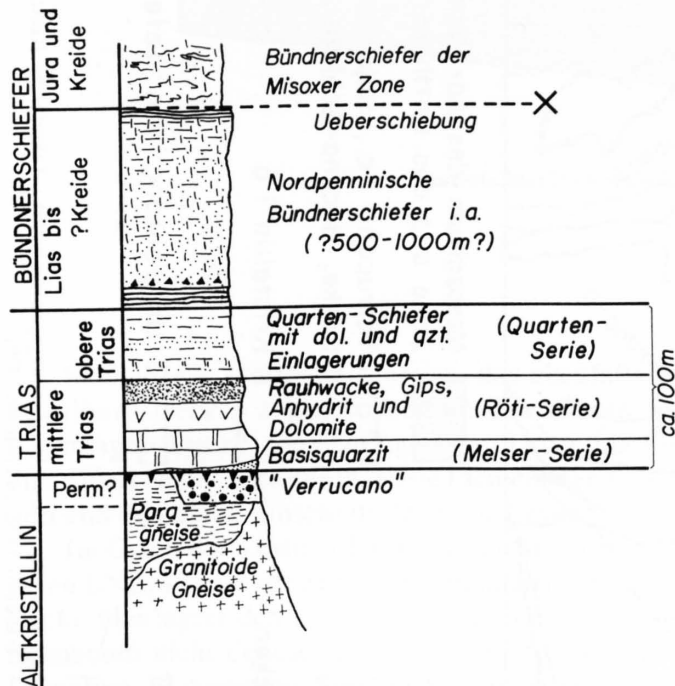


Fig. 2: Idealisierte, zusammenfassende stratigraphische Abfolge des nördlichen Penninikums.

Über Vorkommen, Petrographie und Tektonik dieser Serien werden wir im folgenden näher eintreten. Die in Figur 2 dargestellte Abfolge findet sich aufgrund der intensiven Zerschierung und Verfaltung des Gebietes nie vollständig. Aus dem gleichen Grund variieren die Mächtigkeiten stark, und ihr ursprünglicher Betrag lässt sich nicht ermitteln, umsomehr als auch primäre Unterschiede vorhanden gewesen sein dürften. Die Dicke des in die Verformung miteinbezogenen kristallinen Sockels kann sich im km-Bereich bewegen. Die Trias dürfte um 100 m, die Bündnerschiefer 500–1000 m mächtig gewesen sein. Diese Zahlen sollen nur Grössenordnungen ausdrücken und sind keineswegs absolut zu nehmen!

1.2.2 Tektonische Übersicht

Sowohl das Altkristallin, als auch die mesozoischen Anteile der Region unterlagen einer starken, duktilen Deformation und wurden in deckenartige Strukturen gelegt. Es herrscht kein klassischer Deckenfaltenbau mit flachliegenden Stirnübergängen vor. Der intensive Zusammenschub, gepaart mit einer mächtigen Überdeckung und dem entsprechenden Metamorphosegrad (Epi- und Mesozone), bewirkte mehrfache Verfaltungen und Schlingenbau. Die Deckeneinteilung beruht vor allem auf den unterscheidbaren Kristallinkörpern, wobei folgendes System üblich ist (vgl. Fig. 3 und 4 auf den S. 10 und 11):

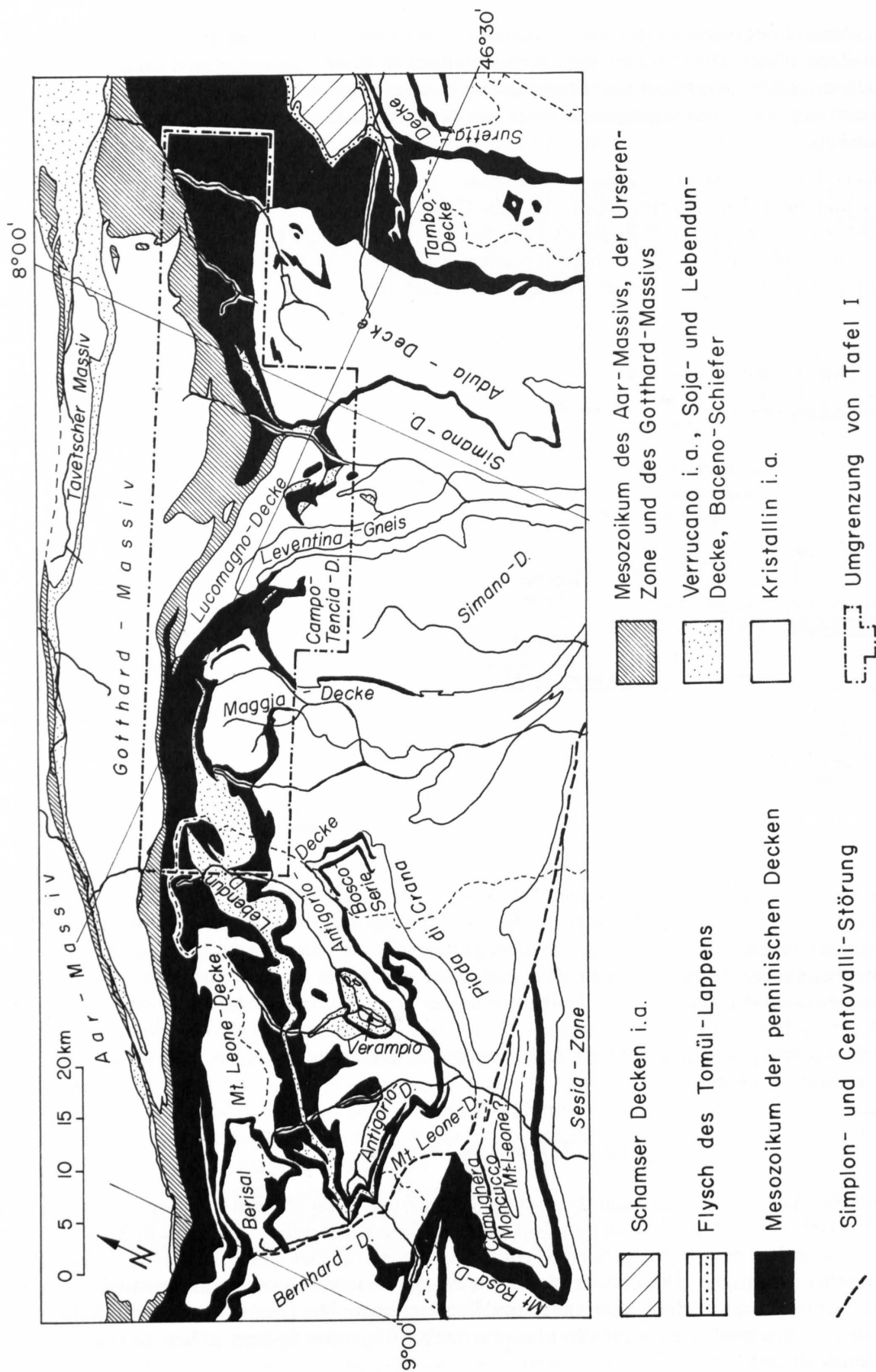


Fig. 3: Tektonische Übersichtskarte der weiteren Umgebung des Untersuchungsgebietes (nach: Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000, 1972, und MILNES 1979).

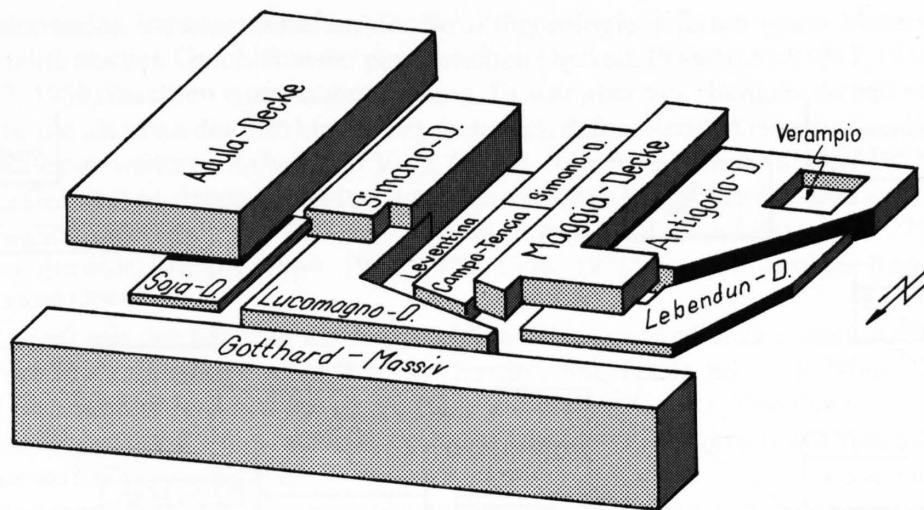


Fig. 4: Stark vereinfachtes Deckenschema der Tessin-Simplon-Region.

Südlich des Gotthard-Massivs, das ebenfalls bedeutende Verformungen erlitten hat und als «Gotthard-Decke» angesprochen werden könnte, findet sich, getrennt durch die Piora-Mulde, die Lucomagno-Decke. Sie überlagert den Leventina-Gneis, dessen Stirnregion sie bildet. Der Leventina-Gneis ist das tektonisch tiefste Element der Tessin-Region und wird durch eine Achsenkulmination und den tiefen Einschnitt des Valle Leventina freigelegt.

Im Osten der Tessiner Kulmination fallen die Achsen der Grossstrukturen ziemlich regelmässig gegen ENE, so dass wir gegen Graubünden in immer höhere Deckenelemente gelangen. Die Simano-Decke überlagert den Leventina-Gneis und die Lucomagno-Decke. Sie ist aber von diesen beiden Elementen nicht deutlich zu trennen und wird teilweise mit ihnen als eine Einheit angesehen. Der Leventina-Lucomagno-Simano-Komplex wird überlagert von der Adula-Decke. Getrennt durch die Misoxer Zone folgen darüber die mittelpenninischen Decken Graubündens: Tambo- und Suretta-Decke. Zwischen dem Leventina-Lucomagno-Simano-Komplex und der Adula-Decke findet sich das in die Bündnerschiefer eingespiessete Kristallin der Soja-Decke.

In der Simplon-Tosa-Kulmination im Westen erscheint der Verampio-Gneis als tiefstes Element der Simplon-Region. Zwischen Tessiner und Simplon-Kulmination liegt die Maggia-Querdepression mit der Decke gleichen Namens. Diese Decke befindet sich tektonisch über der Campo-Tencia-Masse (die zum Leventina-Lucomagno-Simano-Komplex zu zählen ist) im Osten und der Antigorio-Decke im Westen. Im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes nimmt die Lebendun-Decke eine ähnliche tektonische Stellung ein wie die Soja-Decke im Osten.

In neuerer Zeit schied MILNES (1974b) die Untereinheit des Subpenninikums aus, die das Gotthard-Massiv und den Leventina-Lucomagno-Simano-Campo-Tencia-Komplex umfasst. Für diese Unterteilung spricht vieles, sowohl in tektonischer, als auch in paläogeographischer Hinsicht. Allerdings müssten nach unserer Auffassung die Elemente der Lebendun- und Soja-Decke auch zum Subpenninikum gerechnet werden. Die Abgrenzung des Begriffes wird dadurch unklar, vor allem in der Simplon-Region, weshalb wir ihn vermeiden wollen.

Wir halten uns demnach an die althergebrachte Grenze zwischen Penninikum und Gotthard-Massiv, wobei wir uns aber bewusst sind, dass diese besonders im Untersuchungsgebiet keineswegs deutlich ist und aus einem fließenden Übergang besteht. Aus dem bisher Gesagten ergibt sich die in Figur 5 zusammengestellte tektonische Einteilung.

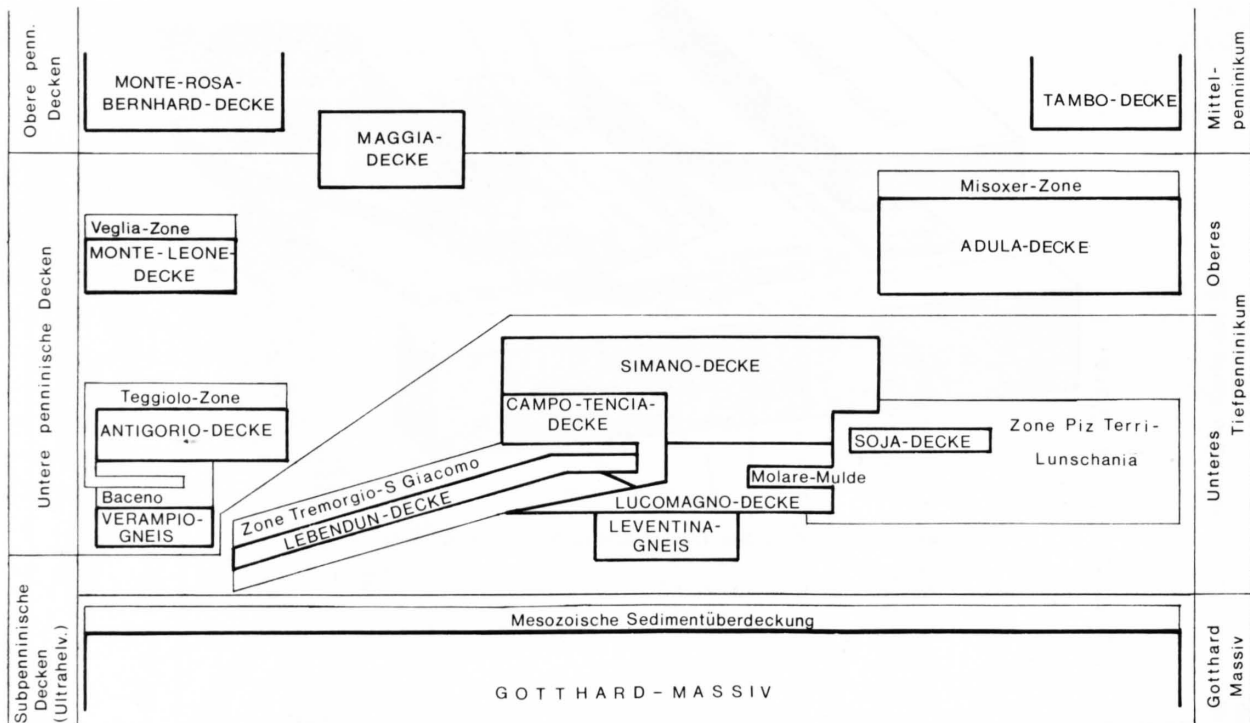


Fig. 5: Tektonisches Schema der tiefpenninischen Decken.

1.3 Historischer Überblick

Unsere Arbeit stützt sich auf Untersuchungen und Erkenntnisse, die in zahlreichen, unser Gebiet betreffenden Publikationen und Kartenwerken erschienen sind. Ohne die Vorarbeiten einer grossen Anzahl von Petrographen und Geologen wäre die Behandlung des Dissertationsthemas unmöglich gewesen.

Die Erforschungsgeschichte der tiefpenninischen Region ist besonders wechselvoll und kontrovers. Sie kann nicht als abgeschlossen betrachtet werden, denn noch ist man nicht zu einem allgemein akzeptierten geologisch-tektonischen Bild dieses Gebietes gekommen. Eine erste Phase der Erforschung wurde durch die 1934 erschienene Geologische Spezialkarte Nr. 116 der Tessiner Alpen abgeschlossen. In dem dazu herausgegebenen Beitrag von P. NIGGLI et al. (1936) hat KÜNDIG auch einen umfangreichen, historischen Überblick bis zu dieser Zeit verfasst, so dass wir auf die vorher erschienenen Arbeiten nicht eintreten. Einzig H. Preiswerk wollen wir speziell erwähnen, der grosse Teile der Tessiner Alpen geologisch aufgenommen hat und dessen Erkenntnisse auch heute noch von grundlegendem Wert sind. Im obengenannten Werk stehen sich ganz verschiedene Ansichten der tektonischen Gliederung und der Ausbildung der tiefpenninischen Decken gegenüber.

Da offenbar die klassischen Methoden der geologischen Erforschung nicht genügten, um ein allgemein befriedigendes, tektonisches Bild zu entwerfen, versuchten vor allem E. Wenk und seine Schüler mittels struktureller und petrogenetischer Untersuchungen, neue Erkenntnisse beizutragen. Im Laufe ihrer Forschungen erklärte die Basler Schule einige Kerngneise der Tessiner Decken als alpine Intrusiva, eine Idee, die vor allem aufgrund neuerer Isotopenuntersuchungen (z. B. GÜNTHER et al. 1976) kaum mehr vertreten wird.

Die zunehmenden Errungenschaften der Strukturgeologie lieferten neues Material zur Interpretation der tektonischen Geschichte der penninischen Decken. PLESSMANN (1957, 1958) und WUNDERLICH (1957, 1958) machten einen ersten Anfang. Es war aber vor allem die Arbeit von NABHOLZ & VOLL (1963), die als erste die Strukturen der mehrfach deformierten Gesteine deutlich auseinanderhielt. Neben einer weiteren Arbeit von VOLL (1976), folgten zahlreiche andere Veröffentlichungen auf diesem Gebiet, von denen besonders die Dissertationen englischer Autoren zu erwähnen sind (u. a. HIGGINS 1964, MILNES 1964, CHADWICK 1968, SIBBALD 1971 und THAKUR 1971). Aufgrund dieser Arbeiten entwarf MILNES (1969, 1973, 1974, 1976, 1978) ein tektonisches Bild der Zentralalpen.

Eng verknüpft mit der Klärung der tektonischen Situation sind viele andere Arbeiten, die der Erforschung der Metamorphose in der Region Graubünden–Tessin galten. P. Niggli, E. Wenk und E. Niggli und ihre Schüler leisteten grosse Beiträge auf diesem Gebiet. Von den neuesten Arbeiten, die die Metamorphose der Bündnerschiefer betreffen, sind vor allem diejenigen von M. FREY (1974, 1977) und FRANK (1978) zu erwähnen.

Die paläogeographischen Interpretationen des zentralalpinen Geosynklinalraumes wurden durch die Arbeiten R. TRÜMPYS (1960, 1969, 1975) geprägt. Er stellte das gesamte Tiefpenninikum in den Valais-Trog, eine Auffassung, der NABHOLZ (1976) entgegentrat.

Nach diesem allgemeinen Überblick wollen wir kurz auf die wichtigsten, von uns verwendeten Arbeiten eingehen und zwar nicht in historischer Reihenfolge, sondern nach der Lage des jeweils bearbeiteten Gebietes (vgl. Fig. 6 auf der folgenden Seite).

Im Osten ist die geologische Spezialkarte Nr. 104 der Adula von FRISCHKNECHT, JENNY & KOPP (1923) und der dazu erschienene Beitragsband zu nennen. In weiteren Arbeiten gliederte KOPP (1925, 1933) als erster die Bündnerschiefer-Massen nördlich der Adula. NABHOLZ (1945) verfeinerte östlich des Valser Rheines deren tektonische und stratigraphische Gliederung. Ergänzt durch weitere Publikationen (BOLLI & NABHOLZ 1959, NABHOLZ & VOLL 1963) erweiterte er die Kenntnisse im bündnerischen Teil des Untersuchungsgebietes. Sein Schüler KUPFERSCHMID (1973, 1977) steuerte, zusammen mit den nicht veröffentlichten Untersuchungen von A. Uhr, detaillierte Aufnahmen der Piz Aul/Piz Terri-Gruppe bei. Er befasste sich vor allem auch mit der paläogeographischen und tektonischen Entwicklung der Zone Piz Terri–Lunschania.

A. Uhr gehört zusammen mit BAUMER (1964), JUNG (1963), EGLI (1966) und J. D. FREY (1967) zu den Dissertanten aus der Zürcher Schule, die unter Leitung von Prof. R. Trümpy und A. Gansser die Region nördlich und nordwestlich der Adula inklusive der gotthardmassivischen Sedimenthülle untersuchten. AMMANN (1973) bearbeitete das Gebiet der östlichen Lucomagno-Decke mit der Molare-Mulde. Über fast dieselbe Region verfasste THAKUR (1971) seine Dissertation, in der er besonders strukturelle Untersuchungen machte und die Zusammenhänge Deformation–Metamorphose beleuchtete. Die gleiche Problematik wurde von SIBBALD (1971) am Westende des Lucomagno-Kristallins und im Val Piora behandelt.

Auf der anderen Seite des Valle Leventina verfasste BIANCONI (1971) ein umfangreiches Werk über das Gebiet Campolungo–Tremorgio. Er behandelte besonders die Thematik der triasischen Gesteine dieser Region. Sein Arbeitsgebiet deckt sich randlich mit demjenigen HASLERS (1949), der den Sambuco-Teillappen untersuchte. Die Bedretto-Zone wurde vor allem durch BURCKHARDT (1942) und GÜNTHERT (1954) bearbeitet. Sie zählen unter anderem zu den Verfassern der beiden geologischen Atlasblätter Basodino und Val Bedretto. Am Westende des Untersuchungsgebietes, in der Gegend des Passo di San Giacomo, lieferte HIGGINS (1964) wertvolle strukturelle Untersuchungen über den Bau der Lebendun-Decke und der Bedretto-Zone. JOOS (1967, 1969) beheimatete die Lebendun-Decke im nördlichsten Teil des Penninikums, während die meisten früheren Bearbeiter diese als eine von oben eingewickelte höhere Einheit (Bernhard-Decke) ansprachen.

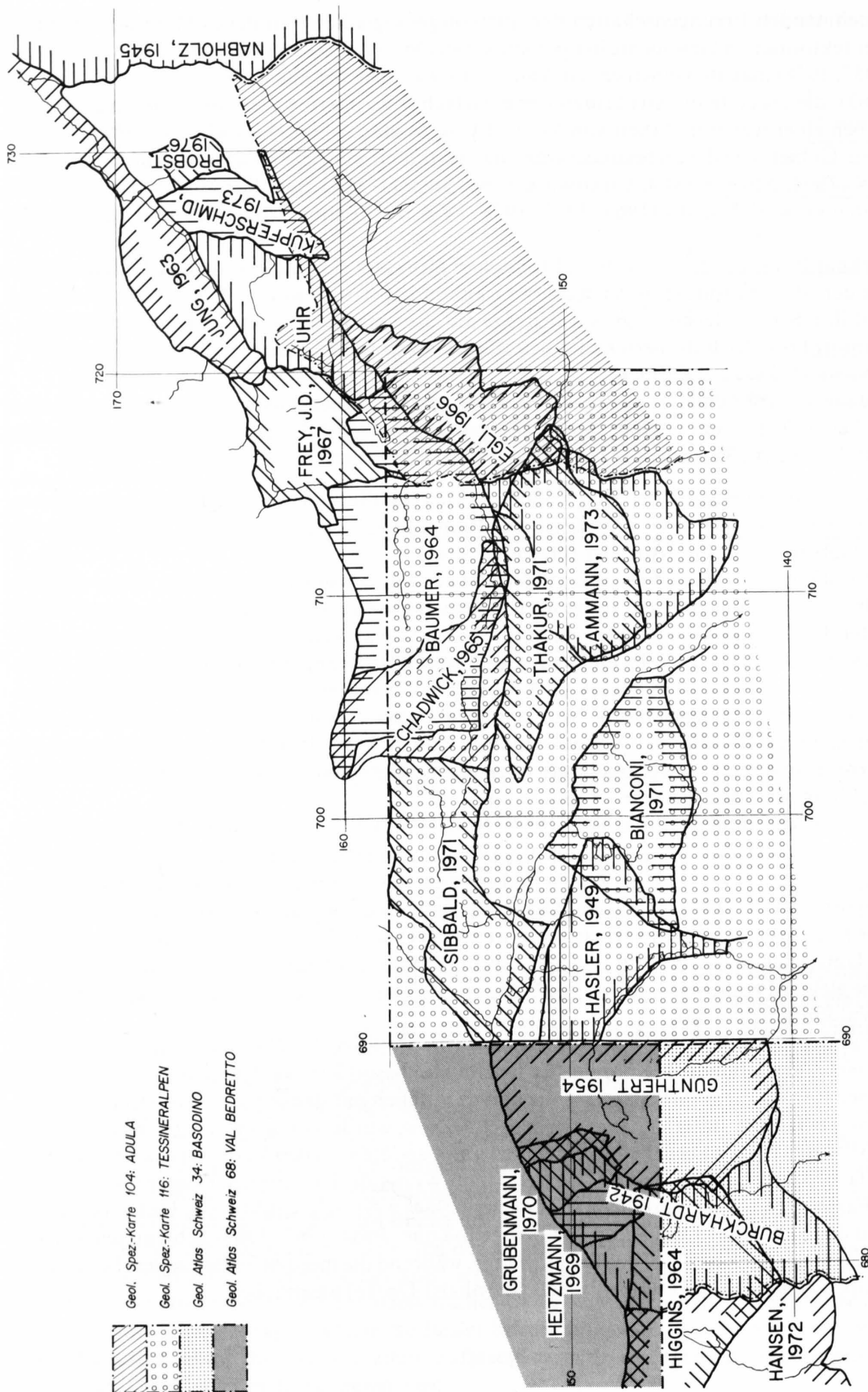


Fig. 6: Einteilung der Arbeitsgebiete der wichtigsten verwendeten Publikationen mit geologisch-tektonischen Karten und Blatteinteilung der neueren publizierten geologischen Karten.

2. Die Bündnerschiefer: Einteilung und Gesteinstypen

2.1 Einleitung

Über die Entstehung des Begriffes Bündnerschiefer (*schistes lustrés*, *calcescisti*¹⁾) und die Probleme seiner Definition findet sich in der Arbeit von BOLLI & NABHOLZ (1959) eine ausführliche Abhandlung. Eine einfache, allgemein gültige Begriffsbestimmung ist kaum zu geben. Folgende Merkmale werden für die Bündnerschiefer als charakteristisch angesehen und je nach Region und Autor unterschiedlich stark gewichtet:

- Bündnerschiefer sind jünger als Trias (Jura und Kreide);
- relativ monotone, dunkle, fossilarme bis fossilleere, meist kalkige Schieferabfolgen, die hauptsächlich detritischer Herkunft sind, aber keinen deutlichen Flysch-Charakter aufweisen;
- pelagische Sedimentation in Geosynklinalräumen, sowohl in Miogeosynklinalen (ohne Ophiolithe) als auch in Eugeosynklinalen (mit Ophiolithen);
- Beschränkung auf den penninischen Raum.

Die meisten Bündnerschiefer sind mehr oder weniger metamorph, so dass die Metamorphose teilweise auch als Kriterium genannt wurde. Wir meinen aber, dass der Begriff «Bündnerschiefer», der einen Abschnitt der geosynklinalen Sedimentation charakterisieren soll (wie die Ausdrücke «Flysch» und «Molasse»), nicht mit der Metamorphose verknüpft werden soll.

Aus den oben genannten Charakteristika ersieht man die Schwierigkeiten der genauen Bestimmung des Ausdruckes «Bündnerschiefer». Die stratigraphisch untere Abgrenzung ist meist ohne Schwierigkeiten zu machen, handelt es sich doch um die Grenze zwischen Trias und Bündnerschiefern, die relativ leicht festzustellen ist. Einige Unklarheiten bestehen lediglich in der älteren Literatur. So zählen z. B. KRIGE (1918) und BOSSARD (1929) die Quarten-Schiefer (vgl. Fig. 2) zu den Bündnerschiefern, was aber durchaus unüblich ist, denn die Quarten-Schiefer und die Bündnerschiefer lassen sich meist deutlich unterscheiden. Die Bündnerschiefer sind vielfach von ihrem Untergrund abgesichert oder mit jüngerer ozeanischer Kruste verknüpft (piemontesischer Faziesraum) und weisen deshalb keine Verbindung mit triasischen Gesteinen auf. In diesen Fällen bilden aber meistens bedeutende Überschiebungszonen die Basis der Bündnerschiefer. Viel schwieriger und problematischer ist die Abgrenzung gegen oben, denn der Übergang von der Bündnerschiefer-Sedimentation zum Flysch ist äusserst unklar und fließend.

Auch das Kriterium der pelagischen Sedimentation ist nicht absolut, denn nach den sicher flachmeerischen bis terrestrischen Ablagerungen der Trias mussten erst die pelagischen Bedingungen durch Absinken des Sedimentationsraumes geschaffen werden, so dass zumindest die Basis der Bündnerschiefer von eher flachmeerischen, neritischen Ablagerungen gebildet wird. Dies ist beispielsweise bei den Nordpenninischen Bündnerschiefern unseres Untersuchungsgebietes der Fall.

Teilweise wurde der Begriff «*schistes lustrés*», der dem deutschen «Bündnerschiefer» entspricht, auf eugeosynklinale Bildungen mit Ophiolithen beschränkt. Dies ist für den südwestlichen Teil des Alpenbogens verständlich, sind doch dort Bündnerschiefer tatsächlich nur im piemontesischen Faziesraum vorhanden. Aus diesem Grund benannte TRÜMPY (1958) die Schieferserien der «Zone valaisanne» als Präflysch, ein Begriff, der auch für den Übergangsbereich von den Bündnerschiefern zum Flysch gebraucht wurde. ANTOINE (1972) zählt die Schieferserien der «Zone valaisanne» zum Flysch, während die als Präflysch bezeichneten Serien in Graubünden eher den Bündnerschiefern zugerechnet werden (vgl. BOLLI & NABHOLZ 1959, PANTIĆ & GANSSER 1977 und

¹⁾ Neuerdings wurde von AMMANN (1973) der Vorschlag gemacht, im italienischen Sprachgebrauch den rein lithologischen Ausdruck «*calcescisti*» durch die allgemeinere und zutreffendere Übersetzung «*scisti grigioni*» zu ersetzen.

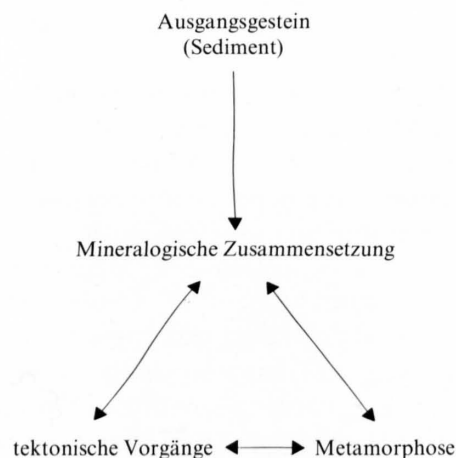
PANTIĆ & ISLER 1978). Der Präflysch-Begriff wird also einerseits dem Flysch, andererseits den Bündnerschiefern untergeordnet. In ganz anderem Sinne gebraucht AUBOUIN (1965) den Ausdruck Präflysch. Er versteht darunter *alle* geosynklinalen Sedimente vor der Flyschbildung. Die Bündnerschiefer wären demnach nur ein Teil des Präflyschs (vgl. auch READING 1978).

Das letztgenannte Kriterium zur engeren Fassung des Begriffes «Bündnerschiefer», die Beschränkung auf den penninischen Raum, ist ebenfalls nicht unumstritten. Wenn man, wie schon erwähnt, mit den Bündnerschiefern einen Abschnitt des orogenen Sedimentationszyklus charakterisieren will, ist es sicher falsch, den Begriff mit einer tektonischen Zone zu verbinden. Aus der Beschränkung auf das Penninikum ergeben sich aber auch andere Probleme, besonders im nördlichen Tessin. Die Unsicherheiten der Abgrenzung des Penninikums gegenüber dem Gotthard-Massiv haben wir schon im vorhergehenden Kapitel erwähnt (S. 11). Ferner schafft uns diese Einengung eine Trennung zwischen den Nordpenninischen Bündnerschiefern und den Sedimenten des gotthardmassivischen Lias. Diese beiden Einheiten können aber durchaus miteinander in Verbindung gebracht werden. Die Sedimente des Gotthard-Massivs wurden vielfach auch als Bündnerschiefer bezeichnet. Da sie aber besser gliederbar sind und mehr Fossilien enthalten, wurde von BOLLI & NABHOLZ (1959) vorgeschlagen, sie nicht mehr den Bündnerschiefern zuzuordnen.

Übereinstimmend mit der Mehrzahl der früheren Bearbeiter und um Begriffsverwirrungen zu vermeiden, möchten wir im folgenden unter dem Namen «Bündnerschiefer» die Gesamtheit der posttriasischen, metamorphen Sedimente zusammenfassen, die nicht der gotthardmassivischen Sedimentüberdeckung angehören. Diese Definition ist aber nur in unserem Untersuchungsgebiet gültig, das keine eigentlichen Flyschserien aufweist. Auf eine allgemeine und umfassende Begriffserklärung wollen wir aufgrund der oben angedeuteten Schwierigkeiten verzichten.

2.2 Petrographische Einteilung der Bündnerschiefer

Das Aussehen eines heute vorliegenden Gesteins wird durch verschiedene, sich gegenseitig beeinflussende Faktoren bestimmt. In einem einfachen Schema lässt sich das folgendermassen darstellen:



Da diese Faktoren innerhalb des Untersuchungsgebietes grosse Veränderungen zeigen, ist die Vielfalt der einzelnen Gesteinstypen gross, und es fällt schwer, eine über das ganze Gebiet gültige, sowohl im Felde, als auch im Dünnschliff brauchbare Klassifikation zu erstellen. Fast alle früheren Bearbeiter haben eine eigene, für ihren Arbeitsbereich passende Einteilung der Bündnerschiefer ver-

wendet (vgl. Fig. 9), wobei sie sich meist auf die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine gestützt haben. Naturgemäss unterscheiden sich diese Einteilungen je nach Lage des Gebietes beträchtlich.

Es ist wenig sinnvoll, eine Klassifikation aufgrund aller wichtigen Mineralien zu erstellen, finden wir doch etwa 20 als Hauptgemengteile (> 10%) vorkommende Mineralien, die miteinander kombiniert eine Unzahl von verschiedenartigen Gesteinstypen bilden. So ist es mit Dünnschliffuntersuchungen durchaus möglich, in einem im Felde einheitlich erscheinenden Gesteinshorizont bis zu zehn petrographisch verschiedene Lithologien zu unterscheiden.

Wir haben deshalb versucht, die Bündnerschiefer aufgrund der beiden häufigsten Mineralarten zu unterteilen: nach dem Quarz- und dem Karbonatgehalt (meist Calcit). Diese bilden zwei Spitzen in einem Konzentrationsdreieck. Die dritte Spitze repräsentiert demnach alle übrigen Mineralien, von denen aber nur die Silikate und opakes Pigment mengenmässig von Bedeutung sind. Geordnet nach Häufigkeit sind folgende Mineralien in den Bündnerschiefern (neben Quarz und Calcit) wichtig (siehe Fig. 7):

- *Phyllosilikate*: Muskowit–Phengit, Biotit, Chlorite, Paragonit, Margarit, Chloritoid;
- *Feldspäte*: überwiegend Plagioklase verschiedenster Zusammensetzung, Kalifeldspat;
- *übrige, metamorph gebildete Mineralien*: Zoisit-Mineralien (Zoisit–Pseudozoisit, Klinozoisit–Epidot), Granat, Disthen, Staurolith, tschermakitische Hornblende, Skapolith;
- *opakes Pigment*: zum grössten Teil aus graphitischem Material bestehend.

In nicht metamorphen Gesteinen würde das in Figur 7 dargestellte Dreieck ungefähr dem Sand–Karbonat–Ton-Dreieck entsprechen. Um dieser sedimentpetrographischen Klassifikation einigermaßen gerecht zu werden, wurden die sicher detritischen Kalifeldspäte dem Quarzanteil zuge-

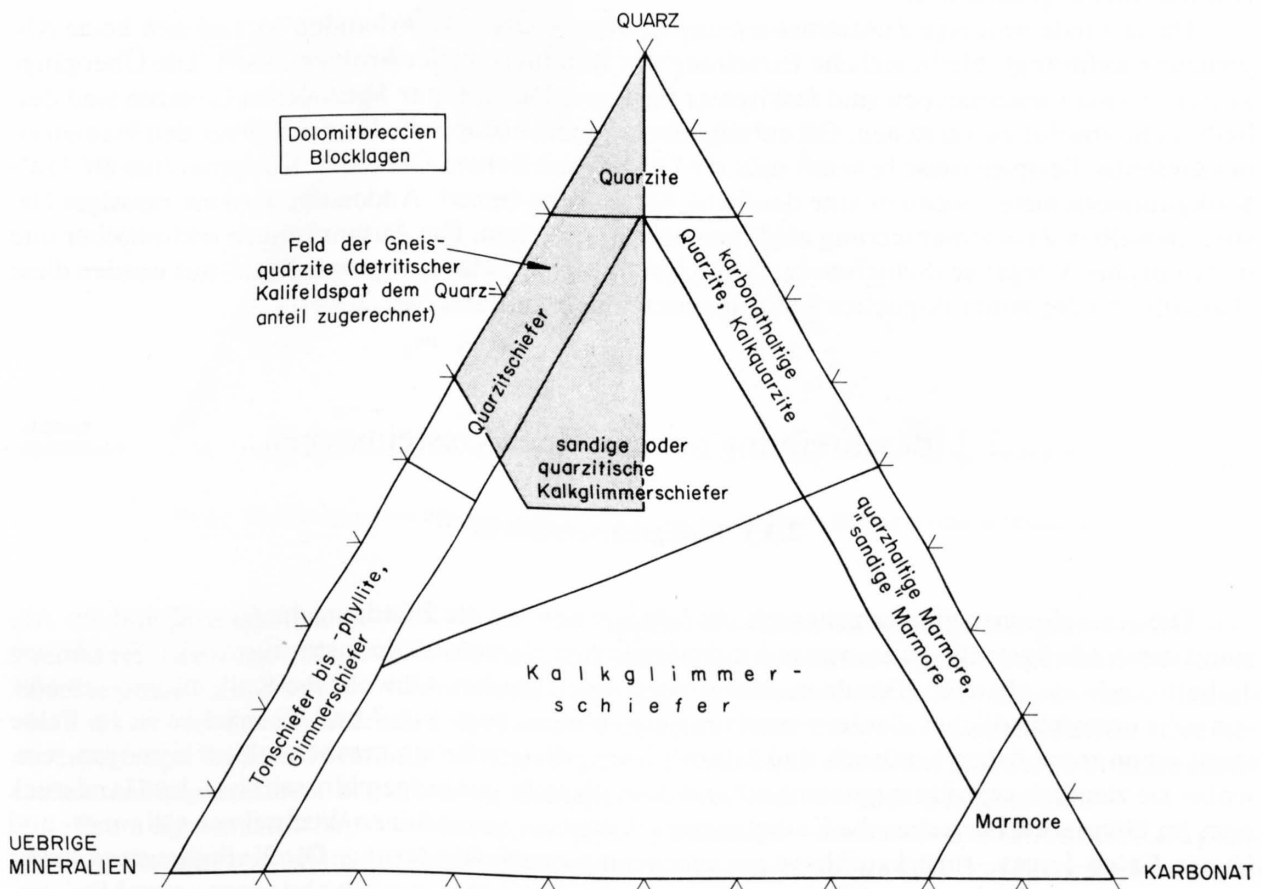


Fig. 7: Klassifikationsschema der Bündnerschiefer.

rechnet und die psephitischen Gesteine nicht berücksichtigt. Wir sind uns bewusst, dass in metamorphen Gesteinen das Dreieck nur bedingte sedimentpetrographische Gültigkeit hat. Quarz und Karbonat werden durch Mineralreaktionen verbraucht oder gebildet, was bedeutende Verschiebungen im Dreieck zur Folge haben kann. Ferner sind Korngrössen-Bestimmungen sinnlos, da durch Rekristallisationsvorgänge, Neubildungen und Deformationserscheinungen das Korngefüge vollkommen verändert wird. Dennoch sind sedimentäre Tendenzen ersichtlich. So weist z. B. ein hoher Quarzgehalt sicherlich auf einen vermehrten Sandgehalt hin, und Gesteine mit wenig Quarz und Calcit sind wahrscheinlich pelitischer Herkunft.

Für die Bezeichnung eines Gesteines spielt also der Gehalt an Karbonat und Quarz eine hervorragende Rolle. Im Felde lassen sich der Quarz- und Calcit-Gehalt einigermaßen abschätzen. Es ist sehr wichtig, die Gesteine im Felde ansprechen zu können, sind doch relativ einheitlich erscheinende Bündnerschiefer-Serien im kleinen äusserst inhomogen, so dass Dünnschliffe nicht unbedingt repräsentativ sind. Auch werden bei der Probeentnahme und der Schliffherstellung vielfach die härteren, d. h. meist kalk- und quarzreicheren Partien bevorzugt.

Die Einteilung auf Figur 7 hat ausserdem den Vorteil, dass sich die verwendeten Gesteinsnamen auch grob in die sedimentpetrographische Klassierung nach der Korngrösse des Ausgangsgesteines einfügen lassen, wie dies Figur 8 zeigt.

Wenn wir nun die Verteilung von im Dünnschliff untersuchten Proben im Dreieck Quarz–Karbonat–übrige Mineralien betrachten (Fig. 9), fällt auf, dass sie praktisch über das ganze Feld streuen. Die Auswahl der Proben repräsentiert natürlich nicht die Häufigkeit der Gesteine. So ist z. B. die Massierung der karbonatfreien Proben nicht darauf zurückzuführen, dass diese Lithologie einen besonders grossen Anteil der Bündnerschiefer ausmacht. Vielmehr zeigen kalkfreie Gesteine die grösste Variation an Mineralien und sind oft feinkörnig, so dass man für ihre Untersuchung auf Dünnschliffe angewiesen ist.

Da fast jede beliebige Zusammensetzung in diesem Dreieck vorhanden ist und sich keine Abgrenzung aufdrängt, bleibt jegliche Einteilung der Bündnerschiefer problematisch. Die Übergänge zwischen zwei Gesteinstypen sind fast immer fließend. Die in Figur 7 gezogenen Grenzen sind deshalb nicht absolut zu verstehen. Oft entscheidet der makroskopische Eindruck über den Namen eines Gesteins. Beispielsweise benennt man ein Gestein mit hohem Gehalt an Karbonat (um 80%) als Kalkglimmerschiefer, wenn es eine deutliche Schieferung besitzt. Andererseits wird ein massiges Gestein derselben Zusammensetzung als Marmor angesprochen. Die Auswirkungen tektonischer und metamorpher Vorgänge (Schieferung, Drucklösung) spielen also eine grosse Rolle, nur werden diese ebenfalls von der mineralogischen Zusammensetzung beeinflusst (vgl. 2.3.1).

2.3 Beschreibung der einzelnen Gesteinstypen

2.3.1 Kalkglimmerschiefer

Die Kalkglimmerschiefer gelten als charakteristisch für die Bündnerschiefer und sind mit Abstand deren häufigste Gesteine, was sich im italienischen Namen «calcescisti» ausdrückt. Sie können deshalb auch als «banale» Bündnerschiefer bezeichnet werden. Obwohl die Kalkglimmerschiefer von sehr unterschiedlicher Zusammensetzung sein können (vgl. Fig. 7 und 9), machen sie im Felde meist einen monotonen Eindruck und können über grössere Serien gesehen relativ homogen sein, wobei sie ziemlich verwitterungsresistent und deshalb recht gut aufgeschlossen sind. Im Handstück oder im Dünnschliff bestehen die Kalkglimmerschiefer aus einem feinen Wechsel von Glimmer- und Quarz–Calcit-Lagen, zurückzuführen auf eine metamorphe Bänderung. Die Kalkglimmerschiefer reagieren relativ gleichartig auf Deformation, was sie, zusammen mit den oben genannten Merkmalen, zu ausgezeichneten «Leithorizonten» für strukturelle Untersuchungen macht.

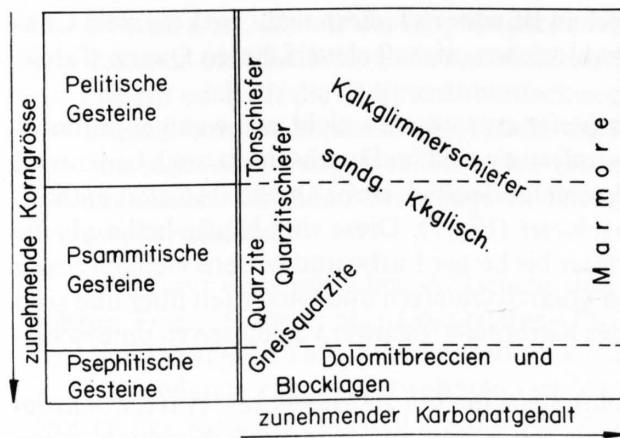


Fig. 8: Grobe Einordnung der Bündnerschiefer-Typen (vgl. Fig. 7) nach dem sedimentären Charakter des Ausgangsgesteins.

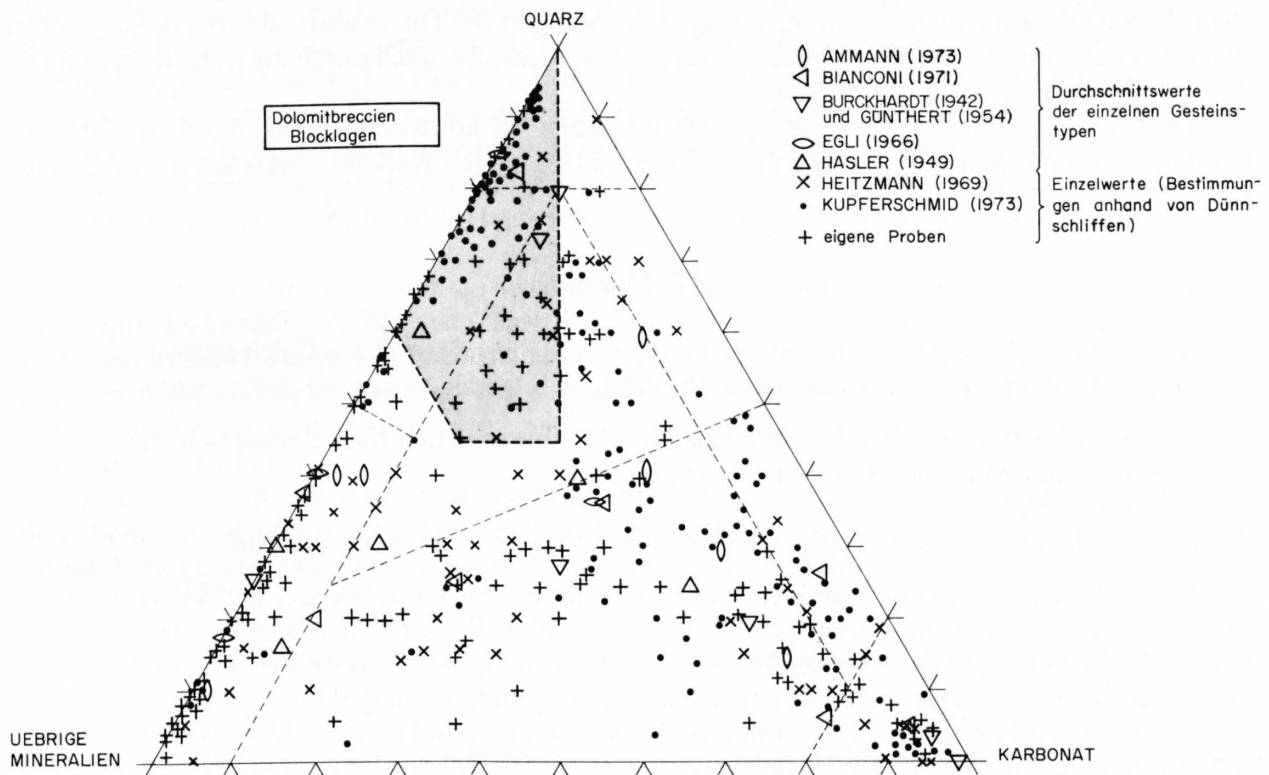


Fig. 9: Die Verteilung von Bündnerschiefer-Proben im Dreieck Quarz–Karbonat–übrige Mineralien.

Als Ausgangsgestein für die Kalkglimmerschiefer muss man sich sandige Mergel vorstellen, wobei sowohl der Karbonat-Gehalt als auch die detritische Beeinflussung sehr unterschiedlich sind. Solche Ablagerungen geben wenig Anhaltspunkte über das Sedimentationsmilieu, umso mehr als eventuell vorhandene sedimentäre Strukturen ausgelöscht sind. Einige rare Echinoidenreste und Radiolarien (vgl. BOLLI & NABHOLZ 1959) weisen auf ein marines Milieu hin, und der stets vorhandene Gehalt an Pyrit und/oder organischem Pigment deutet auf reduzierende Bedingungen.

Trotz der einheitlichen Ausbildung – oder gerade deshalb – sind es unter anderem die Kalkglimmerschiefer, die uns helfen, die Nordpenninischen Bündnerschiefer und die Bündnerschiefer der Mixoxer Zone auseinanderzuhalten. Lugnezer und Sosto-Schiefer bestehen nämlich fast ausschliesslich aus dunklen, bläulichen, braungrau anwitternden Kalkglimmerschiefern, wie sie in derartiger

Mächtigkeit und Monotonität in den Nordpenninischen Bündnerschiefern nicht vorkommen. Charakteristisch für jene Abfolgen sind ausserdem die zahlreichen, mehrfach verfalteten Quarz–Calcit-Gänge.

Die Gesteine der Nordpenninischen Bündnerschiefer entstammen nicht nur weniger monotonen Abfolgen als die Lugnezer und Sosto-Schiefer, sondern sie sind im Durchschnitt auch bedeutend sandiger, d. h. quarzreicher. Wenn ein Kalkglimmerschiefer deutlich mehr Quarz als Calcit enthält, fällt er in die Kategorie der *sandigen Kalkglimmerschiefer* (Fig. 7). Diese sind häufig heller als die eigentlichen Kalkglimmerschiefer und von braungrauer bis beiger Farbe und wittern vielfach rostig an. Sie leiten ohne erkennbaren Unterschied zu den Quarzitschiefern und Quarziten über und sind vor allem in stark verwitterten Partien (Weglösung des Karbonats!) schwer von diesen zu unterscheiden.

Ebenfalls fließend ist der Übergang von Kalkglimmerschiefern zu Marmoren. Auf die Schwierigkeiten der Unterscheidung der einzelnen Gesteinstypen haben wir im vorigen Abschnitt schon hingewiesen (S. 18). Obwohl Glimmerlagen in den Kalkglimmerschiefern vorkommen, ist paradoxerweise die Abgrenzung gegenüber Tonschiefern und Glimmerschiefern meist deutlicher zu machen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass grössere Mengen von Quarz und Calcit die rheologischen Eigenschaften eines Gesteins grundlegend verändern, wahrscheinlich durch die hohe Rekristallisationsfähigkeit dieser beiden Mineralien.

In den tonreicheren Kalkglimmerschiefern können bei höherer Metamorphose Granate vorkommen, so dass man eine Untergruppe der granatführenden Kalkglimmerschiefer ausscheiden kann.

2.3.2 Marmore

Als Marmore bezeichnen wir massige Gesteine, die überwiegend aus Calcit und aus einem geringen Anteil von Phyllosilikaten bestehen. Wir können folgende Typen unterscheiden:

- graublaue, vielfach sandige Marmore als Einschaltungen in den Kalkglimmerschiefern;
- fossilführende Marmore, Crinoidenmarmore;
- Aul-Marmore;
- beige bis hellgraue, stark sandige bis psephitische Marmore bis Kalkquarzite.

Ferner finden sich in den Bündnerschiefer-Zonen helle bis schneeweiße, grobkristalline Marmore mit beiger Anwitterungsfarbe, die häufig fast ausschliesslich aus Calcit bestehen, teilweise auch einen gewissen Quarzgehalt aufweisen können. Die Zuordnung dieser Marmore ist verschieden. Von einigen Autoren werden sie zu den Bündnerschiefern, von anderen zu der Trias gezählt.

Diese sehr typischen Gesteine wurden von BURCKHARDT (1942) und GÜNTHER (1954) als normale Einschaltungen in den Bündnerschiefern angesehen und als solche kartiert. Es ist nun interessant, dass PREISWERK (1918) die grösseren Vorkommen dieser weissen Marmore als Trias ausgeschieden hat. Eine ähnliche Kontroverse entwickelte sich bei den weissen Marmoren an der Basis des Aul-Lappens (Marmore von Bucarischuna), wobei sich aber sämtliche neueren Bearbeiter für die triasische Natur dieser Gesteine aussprachen (KOPP 1933, NABHOLZ 1945, KUPFERSCHMID 1977).

Wir zählen die oben beschriebenen, weissen Marmore eindeutig zur Trias, wobei uns folgende Argumente zu dieser Ansicht verhelfen:

- Wenn die genau gleichen Gesteine mit zweifelsfreien Trias-Vorkommen verknüpft sind, werden sie von allen Bearbeitern ohne Zögern zur Trias gestellt. In der Tat kann man oft beobachten, dass die weissen Marmore an Dolomitmarmore, quartenschieferähnliche Phyllite, Trias-Quarzite, Rauhwacken oder auch Gneisschürflinge angrenzen.
- Vielfach finden sich diese Gesteine an der Grenze zwischen Gneis und Bündnerschiefer, also dort, wo man Trias erwarten kann. Auch dort wird von sämtlichen Autoren Trias ausgeschieden.

- Überall dort, wo wir die ursprüngliche Abfolge mit einiger Sicherheit rekonstruieren können, kommen innerhalb der Bündnerschiefer-Ablagerungen keine derartigen Marmore vor (das gleiche gilt auch für die Sedimentüberdeckung des Gotthard-Massivs).
- Diese Marmore kommen oft in eindeutig tektonisch gestörten Zonen vor, und zwar im Bereich von mehr oder weniger bedeutenden Überschiebungen und Schuppengrenzen, die sich aus mechanischen Gründen bevorzugt an Gleitflächen innerhalb oder an der Basis der Trias-Sedimente befinden.

Aufgrund ihres typischen Aussehens und den oben angeführten Argumenten können wir die weissen Trias-Marmore als «Leitgesteine» für tektonische Abgrenzungen benützen. Die grösseren Vorkommen sind in Tafel I als Trias ausgeschieden.

Die anderen, eingangs erwähnten vier Marmortypen zählen wir zu den Bündnerschiefern. Evident ist das besonders bei den graublauen Marmorbänken, die eigentlich nur kalkreiche, tonarme Variationen der Kalkglimmerschiefer sind, in denen sie sich als Einschaltungen finden.

Eine besondere Gruppe stellen die *fossilführenden Marmore* und deren Äquivalente dar. Es sind dunkle, harte, sandige Kalke, die rostig anwittern. In ihnen finden sich relativ häufig Überreste von Bivalven, Echinoiden und Belemniten. Ferner wurden Ammonitenreste, Seeigel, Bryozoen und Kleingastropoden beschrieben (KUPFERSCHMID 1977). Durch die Gryphäen und Ammoniten stellen diese Kalke den *einzigsten biostratigraphisch gesicherten Bezugshorizont* dar, den wir ins *Sinemurien* stellen müssen. Diese Gesteine beschränken sich auf den Ostteil des Untersuchungsgebietes und finden sich im Tomül-Lappen, in der Grava-Serie (NABHOLZ 1943, 1945) und in der Zone Piz Terri-Lunschania, wo sie schon von ALB. HEIM (1891) beschrieben wurden (vgl. auch KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1976).

Die *Crinoidenmarmore*, auch als Spatkalke bezeichnet, sind oft mit fossilführenden Marmoren verknüpft. Es handelt sich bei jenen Gesteinen um fast reine, hellgraue Marmore mit dunkeln Tüpfeln, die zweifellos Reste von Echinoiden sind. Neben den oben erwähnten Zonen finden sie sich auch im Aul-Lappen, wo sie einen Teil der *Aul-Marmore* bilden, einer mächtigen Serie von beige-grauen, bräunlich-beige anwitternden Marmoren bis Kalkschiefern, die den grössten Teil des oberen Aul-Lappens aufbauen.

Der letzte Typ, die stark sandigen bis psephitischen Marmore bis Kalkquarzite, die teilweise detritischen Kalifeldspat enthalten, beschränkt sich auf die Zone Tremorgio–San Giacomo und ist oft mit Dolomitbreccien, Blocklagen und Gneisquarziten verknüpft.

2.3.3 Kalkfreie Bündnerschiefer (Tonschiefer, Glimmerschiefer, Quarzitschiefer, Quarzite)

Wie auf Figur 9 ersichtlich ist, besteht zwischen den reinen Tonschiefern, bzw. Glimmerschiefern und den Quarzitschiefern ein fließender Übergang. Die Tonschiefer sind meist schwarz, bedingt durch einen hohen Anteil an opakem Pigment. Sie sind typisch für die Nordpenninischen Bündnerschiefer und zeigen im Felde auffällige Veränderungen mit zunehmender Metamorphose. In der Epizone handelt es sich meist noch um weiche, zurückwitternde Gesteine, die im Gelände deutliche Depressionen bilden. Ungefähr mit dem Eintritt in die Mesozone wird vielfach Granat gebildet, und die Gesteine werden hart und fast massig («hornfelsartig» nach PREISWERK 1918), was auf die vermehrten Feldspat-Neubildungen zurückzuführen ist. Sie werden dadurch relativ verwitterungsresistent und bilden Rippen. Die Erscheinungsform eines Gesteines kann sich also je nach Metamorphosegrad grundlegend ändern. Auffällig sind auch andere Mineralbildungen. Neben dem schon erwähnten Granat, der bis über 3 cm grosse, idiomorphe Porphyroblasten bilden kann, sind Disthen, Staurolith und Hornblende makroskopisch erkennbar (teilweise auch in tonigen Kalkglimmerschiefern).

Als ursprüngliche Gesteine müssen wir uns für die Tonschiefer–Quarzitschiefer-Reihe rein detritische, feinkörnige Sedimente vorstellen, die in einem reduzierenden Milieu abgelagert wurden. Sie werden wohl am besten mit dem englischen Ausdruck «black shales» charakterisiert. Die detriti-

sche Natur zeigt sich auch durch den im Dünnschliff sichtbaren Schwermineralgehalt, mit gerundeten Zirkonen, mit Turmalinen, die oft einen detritischen (andersfarbigen) Kern aufweisen und mit detritischen Rutilkörnern. Diese Schwermineralien sind durchschnittlich umso häufiger und grösser, je höher der Quarzgehalt eines Gesteins ist. Wir können also annehmen, dass quarzreichere Schiefer auch ursprünglich gröbere Korngrößen aufwiesen.

Die Gesteine werden heller und schieferiger, wenn der Quarzgehalt zunimmt, da sich ein Wechsel von Quarz- und Glimmerlagen bildet (ähnlich den sandigen Kalkglimmerschiefern, zu denen ein kontinuierlicher Übergang besteht, vgl. 2.3.1). Als *Quarzite* bezeichnen wir Gesteine, die – ähnlich wie Marmore – massig sind. In den Bündnerschiefern kommen echte Quarzite gewöhnlich in relativ dünnbankigen Zwischenlagerungen vor.

Ein spezieller Typ der Nordpenninischen Bündnerschiefer sind die *Gneisquarzite*, die sich in den Schuppenzonen der Zone Piz Terri–Lunschania besonders gut entwickelt finden. Typisch für die Gneisquarzite ist ihr Gehalt an detritischen Kalifeldspäten. Es handelt sich bei diesen Gesteinen um mittel- bis grobkörnige Sandsteine, die durch metamorphe und tektonische Überprägung eine gneisartige Struktur erhielten. Über ihre Zugehörigkeit zu den Bündnerschiefern bestehen keine Zweifel (vgl. NABHOLZ 1945, KUPFERSCHMIED 1977).

Die Gneisquarzite zeigen Übergänge zu Dolomitbreccien, Blocklagen, Kalkglimmerschiefern, Quarzitschiefern und Quarzmarmoren, so dass ihre mineralogische Zusammensetzung stark schwanken kann (vgl. Fig. 7 und 9). Durch den verschieden grossen Gehalt an opakem Pigment kann die Farbe von hellbeige bis fast schwarz variieren. Mit den detritischen Kalifeldspäten, die in der niedrigeren Metamorphose fast unbeeinflusst sind, lassen sich grobe Korngrößenbestimmungen machen und dadurch Schüttungsrichtungen ermitteln.

2.3.4 Psephitische Bündnerschiefer (Dolomitbreccien und Blocklagen)

Wir unterscheiden in den Bündnerschiefern zwei verschiedene Typen psephitischer Einlagerungen, zwischen denen Übergänge existieren und die deshalb nicht scharf voneinander zu trennen sind:

- Dolomitbreccien
- Blocklagen

Unter *Dolomitbreccien* (in der Literatur oft auch Lias-Dolomitbreccien genannt) verstehen wir feine bis mittelgrobe Breccien, deren Komponenten fast ausschliesslich aus dunklen und hellen, meist dichten Dolomiten bestehen, wobei die dunklen Dolomitmikrite deutlich dominieren. Diese Komponenten sind meist in einem hellen, stark rekristallisierten Quarzmarmor bis Kalkquarzit eingebettet, der teilweise detritischen Kalifeldspat führt, wodurch die Matrix den Gneisquarziten stark gleichen kann. Wie schon erwähnt, sind ein Teil der Dolomitbreccien ja auch mit diesen Gesteinen verknüpft.

Die *Blocklagen* sind polymikte, grobpsephitische Gesteine, deren Vorkommen sich auf die Zone Tremorgio–San Giacomo beschränken. In der Literatur werden sie oft als «Konglomeratlagen» bezeichnet (u. a. BURCKHARDT 1942, GÜNTHER 1953). Als Komponenten finden sich:

- | | |
|--|--------------------|
| – beige bis dunkle Dolomite (wie in den Dolomitbreccien), | } Kristallin Trias |
| – weisse bis blaugraue Marmore, | |
| – weisse bis beige Quarzite (teils etwas Calcit führend), | |
| – Biotit-Glimmerschiefer, | |
| – Gneise verschiedenster Art (helle, quarzitisches Gneise, Augengneise, granitische Gneise, Hornblendegneise). | |

Sehr selten findet man auch dunkelgraue bis schwarze, teils kalkige «Tonflatschen», die man als Bündnerschiefer-Komponenten ansehen muss (auch in den Dolomitbreccien enthalten). Es ist nicht zu entscheiden, ob diese in verfestigtem oder unverfestigtem Zustand in das Sediment gerieten.

Die Komponenten sind überall deformiert, wobei die Art und Intensität der Deformation stark von der jeweiligen Petrographie abhängen. Je nach Aufschluss und Gestein haben die Komponenten ganz verschiedene Abmessungen. Gneisblöcke können über 1 m gross werden. Ob es sich bei den Blocklagen um Konglomerate oder Breccien handelt, ist infolge ihrer starken Deformation nicht leicht zu entscheiden. Wir glauben aber, dass sie eher brecciöser Natur sind, da die Grössen der Komponenten im gleichen Aufschluss sehr heterogen sein können. Sicher sind wir uns aber, dass diese Psephite sedimentären und nicht tektonischen Ursprungs sind. Abgesehen vom Feldeindruck spricht vor allem die Matrix dafür, die Übergänge zu andern in den Bündnerschiefern vorkommenden Gesteinstypen zeigt (z. B. Gneisquarzite).

Für die Entstehung dieser psephitischen Gesteine denken wir deshalb weniger an Küstenkonglomerate (vgl. BURCKHARDT 1942 und GÜNTHER 1954), als vielmehr an Breccien, die sich infolge tektonischer Bewegungen entlang von Bruchzonen (Schwellenrändern) gebildet haben (Slope-Breccien), wobei man sich durchaus auch eine subaquatische Entstehung vorstellen kann. Die Bildung der Gesteine müssen wir aufgrund des Komponentenbestandes und der Stellung innerhalb der Abfolge in den Lias stellen.

3. Beschreibung der einzelnen Gebiete

3.1 Gebiet zwischen Valser Tal und Lago Luzone

3.1.1 Misoxer Zone

Für die Beschreibung dieses Gebietes stützen wir uns im wesentlichen auf die Arbeiten von NABHOLZ (1945, 1967), KUPFERSCHMID (1971, 1973, 1977) und PROBST (1976). Die Bündnerschiefer dieser Region unterscheiden sich in einigen Punkten von den Gesteinen des übrigen Untersuchungsgebietes. Sie sind deutlich weniger metamorph (Epizone) und haben deshalb ihren sedimentären Charakter besser erhalten. Ausserdem bestehen grosse Teile der Bündnerschiefer aus Einheiten der Misoxer Zone. Es sind dies (vgl. Taf. I):

- Tomül-Lappen
- Grava-Serie und Lugnezer/Sosto-Schiefer
- Aul-Lappen
- Obere und Untere Valser Schuppen

Diese Einheiten stammen aus dem Rücken der Adula-Decke und führen im Gegensatz zu den Nordpenninischen Bündnerschiefern basische Gesteine (in der Literatur häufig «Ophiolithe» genannt), die heute vorzugsweise als Prasinite, selten als Serpentinite und gabbroide Gesteine vorliegen (vgl. GANSER 1937, NABHOLZ 1945, KUPFERSCHMID 1977). Das Vorkommen dieser Grünschiefer ist ein ganz deutlicher Hinweis, dass es sich bei den Bündnerschiefern der Misoxer Zone um einen andern Ablagerungstrog handelt, als bei den vollkommen grünschieferfreien Serien der Nordpenninischen Bündnerschiefer.

Entgegen früheren Ansichten (z. B. KOPP 1925, NABHOLZ 1945) verbindet man heute die Lugnezer Schiefer mit der Grava-Serie. Die Lugnezer Schiefer, bzw. die Sosto-Schiefer stellen demzufolge eine von oben eingewinkelte Einheit dar und können nicht den tiefsten Tessiner Decken zugeschrieben werden. Diese Erkenntnis verdanken wir vor allem den Untersuchungen VOLLs (1976), obwohl diese Idee nicht neu ist und schon verschiedentlich geäussert wurde (z. B. WINTERHALTER 1930, STAUB 1958, BAUMER 1964). Wie wir auf Tafel II sehen können (Profilschnitt Uors–P. Tomül), bildet die Serie der Grava/Lugnezer Schiefer eine Antiform über der Zone Piz Terri–Lunschana, und nördlich davon lässt sich eine Synklinalstruktur erkennen. Wir können diese Strukturen als dritte Falten (B_3) ansprechen (vgl. Abschnitt 4).

Die Hauptmasse der Grava-Serie zieht vom Rheinwald unter dem Tomül-Lappen in nördlicher bis nordöstlicher Richtung gegen Chur. Bei Bucarischuna im Valser Tal zweigt ein schmaler Zug nach Südwesten ab, der um die Stirnpartien des Aul-Lappens und der Oberen Valser Schuppen gewickelt ist. Er lässt sich zwischen dem Aul-Lappen und der Zone Piz Terri–Lunschania bis zur Alp Scharboda verfolgen, wo er umbiegt und in den Leiser Heubergen sein Ende findet (vgl. Taf. I). Die Lugnezer Schiefer sind durch den ganzen Gebietsabschnitt mit beachtlicher Mächtigkeit zwischen der Zone Piz Terri–Lunschania und dem gotthardmassivischen Mesozoikum vertreten.

Die Grava-Serie und der Tomül-Lappen zeigen eine sehr ähnliche stratigraphische Entwicklung, was weiter nicht verwunderlich ist, stellt doch die Grava-Serie nur einen von der Basis aus abgescherten und überfahrenen Teil des Tomül-Lappens dar. Beide Einheiten lassen sich in einen basalen, differenzierten Teil (mit Dolomitbreccien, Fossilarmorenen, Kieselschnur-Bänderkalken und Quarziten) und eine relativ monotone obere Schieferserie (ab Bärenhorn-Schiefer im Tomül-Lappen) unterteilen. Die basischen Gesteine beschränken sich auf die untere Serie. Während im Tomül-Lappen diese Abfolge einigermaßen beisammen blieb, wurde die Grava-Serie viel intensiver zerschert. Abgesehen von einigen Schürflingen an tektonischen Grenzen zu anderen Einheiten, blieben die basalen Anteile weitgehend zurück, während die oberen Schieferserien abgeschert wurden und heute als Lugnezer und Sosto-Schiefer zu finden sind.

Die Altersbeziehungen dieser Serien wurden in neuester Zeit durch pollenanalytische Bestimmungen ergänzt (PANTIĆ & GANSSER 1977, PANTIĆ & ISLER 1978). Folgende Resultate sind für uns wichtig:

- Die Basis der Grava-Serie und des Tomül-Lappens ist durch die seit langem bekannten Gryphäen als Lias (Sinémurien) bestimmt (NABHOLZ 1943, 1945).
- Im Gebiet des San Bernardino zeigen die mit Grünschiefern verknüpften Bündnerschiefer der Misoxer Zone mittelmurassisches Alter.
- Bei Rhäzüns ergaben Kalkglimmerschiefer, die der Grava-Serie zugesprochen werden können, ein Unterkreide-Alter.
- Die Nolla-Kalkschiefer (von JÄCKLI 1976 noch als Malm angesprochen) konnten als Cénomani datiert werden.

Es scheint sich also bei den Abfolgen der Grava-Serie und des Tomül-Lappens um eine «Série compréhensive» zu handeln, wobei aber die Kreide-Anteile bedeutend mächtiger sind. Die Grünschiefer führenden Serien beschränken sich offenbar auf den Jura, so dass der Übergang Jura-Kreide zwischen den Bärenhorn-Schiefern und den Nolla-Kalkschiefern zu suchen ist. Aufgrund dieser Resultate können wir annehmen, dass die Lugnezer und Sosto-Schiefer ein Alter von Oberjura–Unterkreide haben.

Die anderen Einheiten der Misoxer Zone (Aul-Lappen, Valser Schuppen) berühren unser Untersuchungsgebiet nur randlich und enden im Gebiet des Val Stgira. Für Einzelheiten konsultiere man die eingangs dieses Kapitels erwähnten Arbeiten.

3.1.2 Die Zone Piz Terri–Lunschania

Nördlich der Adula-Einheiten findet sich die Zone Piz Terri–Lunschania, die wir zu den Nordpenninischen Bündnerschiefern zählen. Sie bildet im Prinzip eine in sich kompliziert gebaute Antiform über dem Soja-Verrucano und erstreckt sich vom Lago Luzzzone in nordöstlicher Richtung über den Grat Piz Scharboda–Piz Terri–Piz Güida ins Lugnez, wo sie sich über den Lugnezer Schiefer bis zur Pala da Tgiern verfolgen lässt. Dort taucht sie endgültig unter die Grava-Serie / Lugnezer Schiefer. Die Zone Piz Terri–Lunschania wurde von KUPFERSCHMID (1977) mit Einbezug der Untersuchungen von A. Uhr (nicht veröffentlicht) sehr detailliert beschrieben. Er unterscheidet folgende tektonische Einheiten:

- Terri-Gipfel-Zone
- Darlun-Zone
- Nördliche und Südliche Schuppenzone

Die Terri-Gipfel-Zone bildet mit einer Antiklinalstruktur (B_3 -Falte) den zentralen Teil und ist von der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone umgeben. Durch die Alpettas-Synform (eine B_4 -Struktur, vgl. Abschnitt 4.2.2) lässt sie sich mit der Darlun-Zone verbinden, die früher (KOPP 1933) als «Bündnerschiefer über der Soja-Decke» ausgeschieden wurde. KUPFERSCHMID (1977) zählte sie aus guten Gründen zur Zone Piz Terri–Lunschana. Sie lässt sich in drei Untereinheiten trennen, deren nördlichste eine Antiklinalstruktur bildet. Das mittlere Element wird von einer enggepressten, zerscherten Antiform gebildet, deren Verkehrt-Schenkel unter die Adula-Decke zieht (vgl. Fig. 13). Südlich schließt eine stark verschuppte Zone an, die den Übergang zur Adula-Decke bildet (Fig. 10).

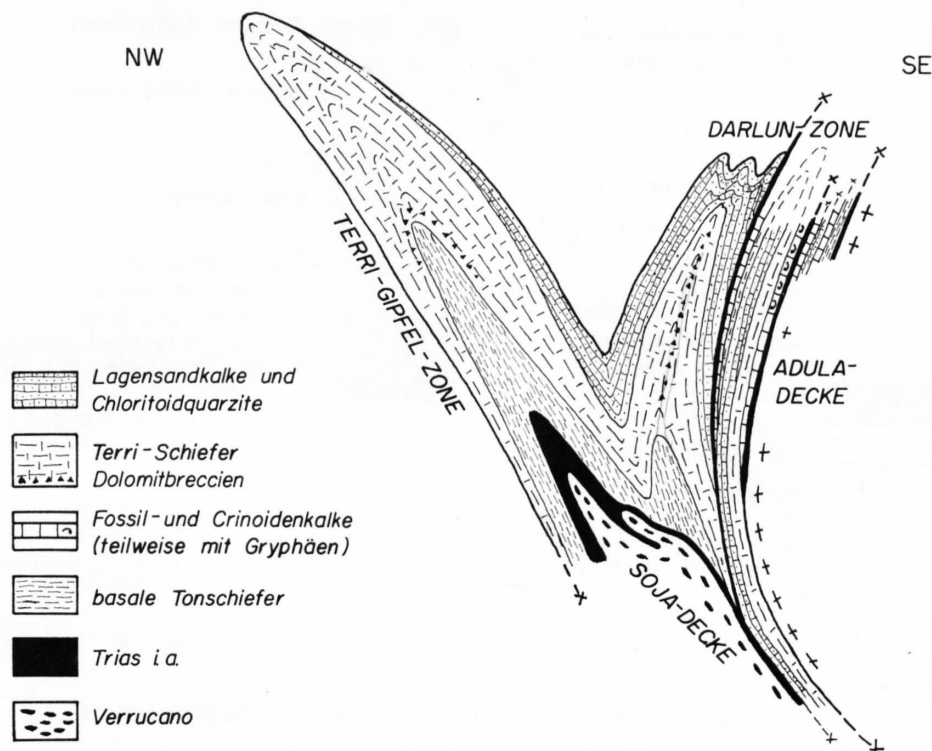


Fig. 10: Schematischer Aufbau der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone (nicht massstabsgetreu).

Die Terri-Gipfel-Zone und das nördlichste Element der Darlun-Zone stellen die direkte sedimentäre Überdeckung des Soja-Verrucanos dar. Man kann deshalb relativ sicher eine stratigraphische Abfolge rekonstruieren (vgl. Fig. 11). Über der Trias finden sich schwarze, kalkfreie Tonschiefer, die von den Terri-Schiefen überlagert sind. Diese bestehen aus einer relativ mächtigen, monotonen Abfolge von mehr oder weniger sandigen Kalkglimmerschiefen mit einzelnen dm-mächtigen Marmorbänken. In der Terri-Gipfel-Zone zeichnen diese Schiefer sehr schön die B_3 -Antiklinale ab. Im Antiklinalkern des nördlichsten Elementes der Darlun-Zone und in der Terri-Gipfel-Zone finden sich geringmächtige, stark tektonisierte Dolomitbreccien. Auf den Terri-Schiefen folgt eine Serie, die sich aus einem feinen Wechsel von kalkigen und quarzitischen Lagen aufbaut. Sie wurde von KUPFERSCHMID (1977) als «Serie der Lagensandkalke» benannt. Typisch für die quarzitischen Anteile ist der Chloritoid-Gehalt, der möglicherweise auf einen ehemaligen Kaolinit-Gehalt dieser Gesteine hinweist (vgl. M. FREY 1974, 1977). Die «Serie der Lagensandkalke» ist in der Darlun-Zone besonders mächtig entwickelt und lässt sich an der Südgrenze der Terri-Gipfel-Zone nach Nord-

osten weiter verfolgen. Sie wird immer dünner und undeutlicher, wobei die kalkigen Lagen zusehends verschwinden. Sie keilt im Val Serenastga aus und besteht dort nur noch aus einzelnen, Chloritoid führenden Quarzitbänken.

Im südlichen Teil der Darlun-Zone finden sich neben Lagensandkalken und Terri-Schiefern auch Marmore, die im Val Stgira Gryphäen enthalten. Sie entsprechen genau den Fossilmarmoren, die in den Schuppenzonen vorkommen. Die mit diesen Gesteinen verknüpften Crinoidenmarmore sind ebenfalls in der südlichen Darlun-Zone vertreten. Diese Schuppen bilden also einen Übergang zwischen den verschieden ausgebildeten Sedimentationsräumen der Terri-Gipfel-Zone und den Schuppenzonen.

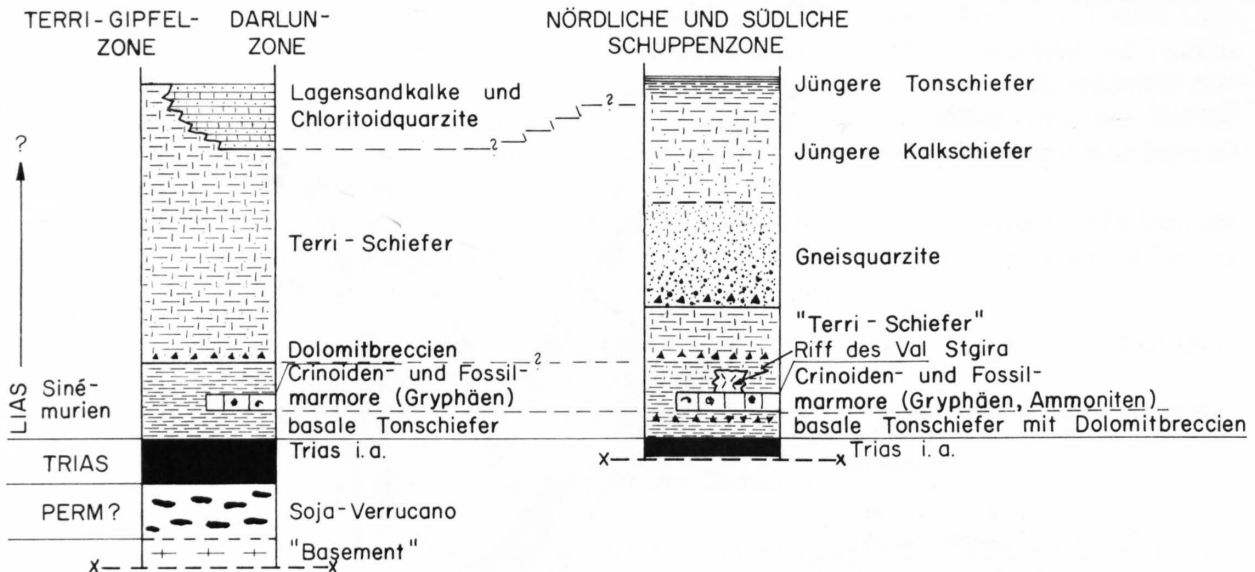


Fig. 11: Idealierte Normalprofile der Terri-Gipfel-Zone/Darlun-Zone und der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone (Zone Piz Terri-Lunschania).

Die Nördliche und die Südliche Schuppenzone kann man als eine Einheit auffassen, ist doch ihr Gesteinsinhalt praktisch identisch. Sie stellen den ursprünglich südlichen Teil der Zone Piz-Terri-Lunschania dar und liegen als überschobener «Deckel» auf der Terri-Gipfel-Zone. Sie sind intern stark verschuppt und verfaltet. KUPFERSCHMID (1977) versuchte die einzelnen Einheiten in ihrer räumlichen und zeitlichen Abfolge in Beziehung zu bringen. Im Grossen sind wir mit seiner Rekonstruktion einverstanden, gelangten aber im Bereich der Schuppenzonen zu einigen anderen Ansichten, die wir in Figur 12 schematisch zusammengefasst haben:

- Die in den Einheiten VI und X beschriebenen Chloritoidquarzite rechnen wir zur Terri-Gipfel-Zone, bzw. zur Darlun-Zone. Diese Vorkommen liegen alle in unmittelbarer Nähe des Kontaktes und können gut als Einfaltungen interpretiert werden. Dadurch bildet die «Serie der Lagensandkalke» eine zusammenhängende Gesteinseinheit, wodurch die Rekonstruktion sinnvoller wird (vgl. Fig. 6, KUPFERSCHMID 1977). Ferner nehmen wir an, dass diese Serie mindestens gleich alt oder jünger ist als die Serie der Gneisquarzite (vgl. Fig. 11 und 33).
- Wir gehen einig mit der Ansicht von KUPFERSCHMID, dass die Südliche Schuppenzone im Prinzip von einer zerscherten liegenden Falte gebildet wird. Aufgrund unserer Untersuchungen müssen wir aber annehmen, dass die südlichste Schuppe (Untereinheit X) nicht den Normal-schenkel, sondern den Überkipptschenkel darstellt (vgl. Fig. 10 und 13 in PROBST 1976).

- Wir bezweifeln die Rekonstruktion der räumlichen Abfolge der einzelnen Schuppen. Es scheint uns, dass die mächtigen Gneisquarzit-Vorkommen der Untereinheit V mit den beiden im Süden beheimateten Schuppen IX und X in Verbindung gebracht werden müssen, da die Gneisquarzite als ein einheitliches Schichtglied betrachtet werden können. Wir denken dabei eher an eine Verschuppung entlang verschiedener stratigraphischer Niveaux (eventuell sogar im Sinne einer Divertikulation?). Wir müssen aber eingestehen, dass es uns nicht gelungen ist, ein in allen Punkten befriedigendes und überzeugendes Konzept zu entwerfen.

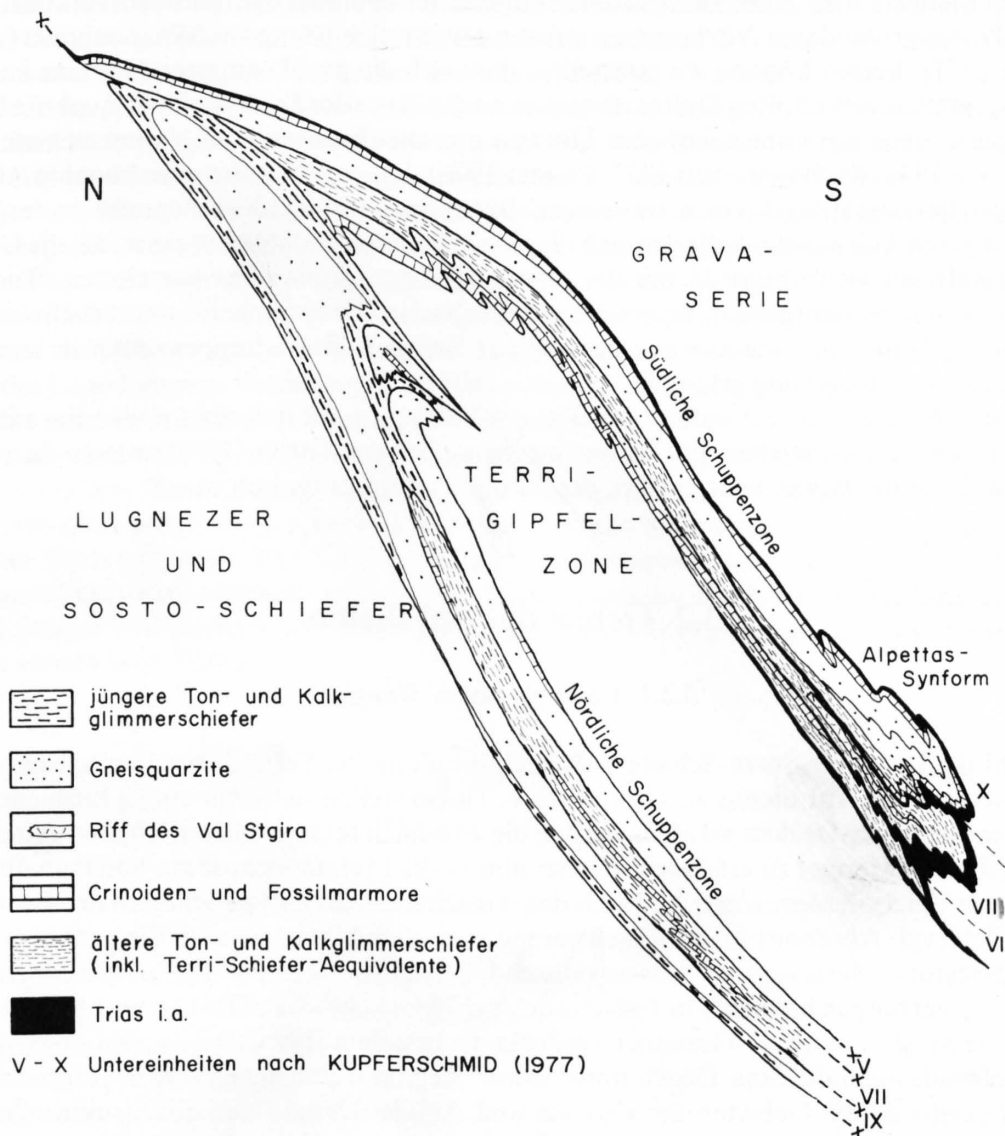


Fig. 12: Schematischer Aufbau der Schuppenzonen der Zone Piz Terri-Lunschania (nicht massstabsgetreu).

Trotz dieser Schwierigkeiten lassen sich doch einige wichtige Folgerungen ziehen. Im Felde fallen die Schuppenzonen vor allem durch ihre teils mehrere 100 m mächtigen, Kalifeldspat führenden Gneisquarzite auf. Weiter sind die Schuppenzonen durch das Fehlen von mächtigen, monotonen Kalkglimmerschiefer-Serien charakterisiert, die die Terri-Gipfel-Zone aufbauen. Ganz allgemein ist die Sedimentation differenzierter und im Durchschnitt grobkörniger als in der Terri-Gipfel-Zone, was zumindest zeitweise auf eine proximalere Fazies schließen lässt.

In Figur 11 haben wir versucht, eine idealisierte Normalabfolge der Schuppenzonen zu rekonstruieren. Dazu muss bemerkt werden, dass in den einzelnen Schuppen oft Schichtglieder fehlen.

Diese Lücken sind teilweise sicher durch die intensive Zerschierung entstanden, denn oft findet man noch kümmerliche Reste des fehlenden Schichtgliedes. Sicher müssen wir aber auch primäre Mächtigkeitsunterschiede und Lücken annehmen, aber es ist nicht zu entscheiden, wie gross ihre Bedeutung war. Bestimmungen von ursprünglichen Mächtigkeiten sind nicht möglich.

Wie schon in Abschnitt 2.3.3 erwähnt, können wir in den Gneisquarziten anhand der detritischen Kalifeldspäte grobe Abschätzungen der ursprünglichen Korngrössen vornehmen. Die größten Gneisquarzite, oft mit Dolomitbreccien vergesellschaftet, finden sich beim Piz Alpettas und in der Fuorcla Blengias, also in den südlichsten Schuppen der «Paläogeographischen Rekonstruktion» (vgl. Taf. II). Aufgrund dieser Vorkommen müssen wir eine Schüttung aus SW annehmen (vgl. KUPFERSCHMID 1977). Ferner können wir feststellen, dass sich die grobkörnigsten Gesteine und die mit den Gneisquarziten verknüpften Dolomitbreccien an der Basis der Serie der Gneisquarzite befinden, während gegen oben ein kontinuierlicher Übergang in die jüngeren Kalkglimmerschiefer besteht (vgl. NABHOLZ 1945, KUPFERSCHMID 1977, PROBST 1976). Es zeigt sich also eine Abnahme der Korngrössen gegen (stratigraphisch) oben, was einem «fining upward»-Zyklus entspricht. In der höchsten Serie der jüngeren Tonschiefer befinden sich die einzigen Gesteine der Schuppenzone, die Chloritoid führen, weshalb wir sie in Figur 11 mit der «Serie der Lagensandkalke» korrelieren. Beide Serien bilden die obersten Schichtglieder, wobei sich ein Wechsel in den Sedimentationsverhältnissen anzudeuten scheint, da hier, im Gegensatz zu den unteren Serien, in den Schuppenzonen die feinkörnigeren Sedimente zur Ablagerung gelangen.

Noch ein Wort zu den Riffkalcken des unteren Val Stgira, die in ihrer Art eine Besonderheit in den Bündnerschiefern darstellen. Sie wurden in neuerer Zeit von GEYER (1977) untersucht und als ein Bioherm der Lithiotis-Fazies interpretiert, die für den Unterjura typisch ist.

3.2 Gebiet des Val Blenio

3.2.1 Luzzzone–Sosto–Dangio

Sowohl die Lugnezer/Sosto-Schiefer, als auch die Zone Piz Terri–Lunschania, bzw. die Soja-Decke, lassen sich ins Val Blenio weiter verfolgen. Dabei stellen sich aber einige Probleme. Da die Zonen unter die Adula-Decken geraten, werden die einzelnen tektonischen Einheiten extrem ausgedünnt und sind schwieriger zu erkennen. Ferner nimmt die Metamorphose zu, und man überschreitet die Grenze Epizone/Mesozone, wodurch das Aussehen und die Eigenschaften der Gesteine verändert werden (vgl. Abschnitt 2.3.3). Erschwerend tritt noch hinzu, dass wir die gut aufgeschlossenen Gebirgsregionen verlassen, so dass uns durch Überwachsung und Alluvionen viele direkte Zusammenhänge verborgen bleiben. Die Ostseite des Val Blenio zwischen Olivone und Aquila ist durch eine versackte Masse aus Adula-Gesteinen verdeckt. Es bestehen aber kaum Zweifel, dass sowohl die Sosto-Schiefer als auch die Soja-Decke unter dieser Region durchziehen – dies aufgrund lithologischer Vergleiche in den Gebieten um Olivone und Aquila–Dangio und aus strukturellen Gründen, verläuft doch in diesem Abschnitt eine ausgeprägte, spätalpine Synklinalstruktur (Chiera-Synform nach MILNES 1976, vgl. Abschnitt 4 und Taf. III).

Die Lugnezer/Sosto-Schiefer – wir nennen sie ab hier nur noch *Sosto-Schiefer* – sind im Gebiet nördlich Olivone besonders mächtig und eindrucklich entwickelt. Von der Staumauer des Lago Luzzzone ziehen sie mit einer Mächtigkeit von teilweise über 2000 m gegen den Sosto. Dieser Berg bedarf einer besonderen Erwähnung. Die den Talgrund um mehr als 1000 m überragende Felspyramide besteht ausschliesslich aus monotonen, intensiv verfalteten Kalkglimmerschiefern ohne jegliche Gliederungsmöglichkeit. Hier kann man sich den Typus der Sosto-Schiefer am besten einprägen.

Vom Sosto zieht die Hauptmasse dieser Schiefer gegen die Mulde von Dötra, die in der Gegend von Croce Portera ihr Ende findet. Bedingt durch die Tessiner Kulmination streicht die Mulde der Sosto-Schiefer in die Luft hinaus und taucht am Westende der Piora-Mulde beim Lago Ritom wie-

der ein (vgl. Abschnitt 3.4). Ein aus Sosto-Schiefer bestehender, schmaler Ast zieht ins Val Blenio und ist zwischen Aquila und Dangio wieder aufgeschlossen (vgl. Fig. 14). Er lässt sich bis Grumo verfolgen (vgl. Abschnitt 3.2.2).

Auch die Äquivalente der Zone Piz Terri–Lunschania, hier aufgrund des kristallinen Kerns *Soja-Decke* genannt, lassen sich ins Val Blenio verfolgen. Das Kristallin besteht aus konglomeratischen Gneisen und quarzitischen Glimmerschiefern, die als Verrucano bezeichnet werden, und aus Zweiglimmergneisen mit seltenen Amphibolith-Linsen, die als Anteile von altkristallinem «Base-ment» angesehen werden können. Die Verrucano-Gesteine enthalten oft verfaltete quarzitisches Schlieren, die man gut als ehemalige Gerölle interpretieren kann. BAUMER (1964) beschrieb daneben auch Gneiskomponenten im Verrucano. Der Aspekt dieser Gesteine erinnert sehr stark an zerscherte Teile der Lebendun-Decke, die einen kontinuierlichen Übergang zu den eindeutigen Konglomeratgneisen bilden. Offenbar besteht der Verrucano der Soja-Decke unter anderem aus stark tektonisierten Konglomeratgneisen, die hauptsächlich Quarzit-Komponenten führen. Dies bestätigt sich im weniger zerscherten Verrucano der Lucomagno-Decke, der zum grossen Teil aus Konglomeraten mit überwiegend Quarzit-Komponenten und wenigen Gneis-Komponenten besteht.

Von Osten herkommend, treffen wir bei Garzora auf den Verrucano der Soja-Decke, der sich im Kern der Antiklinalstruktur der Terri-Gipfel-Zone befindet und von einer massigen, dolomitischen Trias umhüllt ist (vgl. Fig. 10 und Taf. II). Sowohl der Verrucano als auch die Trias zeigen westlich des Lago Luzone Verfaltungen im 100 m-Bereich. Gegen Westen streichen die Gesteine der Soja-Decke zum Grat zwischen Forcadona und Stanga, wo das Profil von Figur 13 aufgeschlossen ist. Über den Sosto-Schiefern findet sich eine stark verfaltete Grenztrias aus hellen, quarzitischen Quarten-Schiefern. Dann folgen kalkfreie Tonschiefer, die wir als basale Tonschiefer-Serie der Terri-Gipfel-Zone ansprechen. Der Soja-Verrucano ist auf beiden Seiten von relativ mächtiger, dolomitischer Trias umgeben. Die Trias unterhalb des Verrucanos und die basale Tonschiefer-Serie keilen gegen Compietto ziemlich rasch aus, was auch durch die Beschreibung des Druckstollens Carrassina–Luzone von BAUMER (1964) bestätigt wird. Unterhalb Compietto grenzen die Sosto-Schiefer direkt an den Soja-Verrucano.

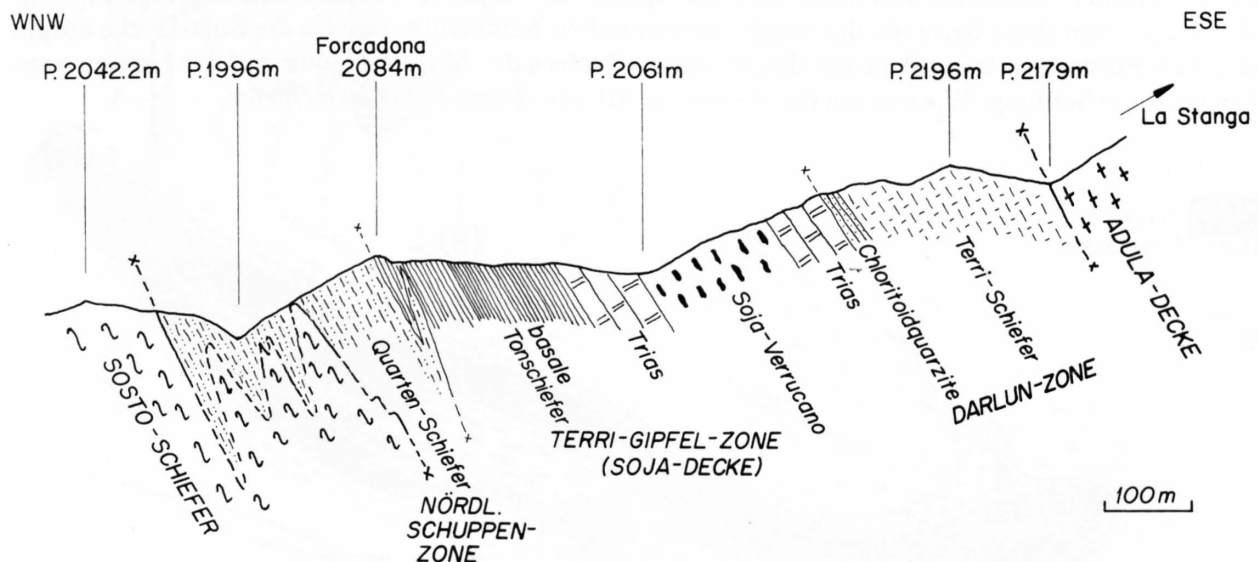


Fig. 13: Profil entlang des Grates Forcadona–Stanga südlich Lago Luzone.

Über dem hangenden Triaszug des Soja-Verrucanos liegen typische chloritoidführende Quarzite der «Serie der Lagensandkalke», die von Kalkglimmerschiefern überlagert werden und den Aspekt der Terri-Schiefer haben. Diesen Teil müssen wir als eine verkehrtliegende Serie der Darlun-Zone («Bündnerschiefer über der Soja-Decke») interpretieren (vgl. Fig. 10). Die Grenze zu den

Gneisen der Adula-Decke besteht aus einem tektonischen Kontakt ohne Trias. Die Abfolge Soja-Verrucano–dolomitische Trias–Darlun-Zone–Adula-Gneise lässt sich fast bis Olivone hinunterverfolgen, wo sie unter der oben erwähnten Sackungsmasse verschwindet.

Südlich des Ri della Foppa, oberhalb Aquila, tritt das Kristallin der Soja-Decke mit einer Mächtigkeit von über 200 m wieder zu Tage. Ein bedeutender Teil des Kristallins lässt sich als Rückfaltung ins Val Soi verfolgen (vgl. Fig. 14). Im Gegensatz zu den frontalen Partien finden sich hier neben Verrucano auch «Basement»-Anteile. EGLI (1966) hat dieses Gebiet sehr detailliert aufgenommen und wir möchten für Einzelheiten auf diese Arbeit verweisen.

Zwischen der Soja- und der Adula-Decke liegt eine mächtige Trias mit einem eingefalteten Bündnerschiefer-Zug. Sie besteht vor allem aus hellen Dolomiten, hat aber, im Gegensatz zu den frontalen Trias-Vorkommen der Soja-Decke, einen gut entwickelten Basisquarzit an der Grenze zur Adula-Decke. Dieser liegt teilweise auch auf dem Kristallin der Soja-Decke, keilt aber bei Prador aus. Diese Zone unter der Adula-Decke bildet eine N-vergente, überkippte Synform, weshalb wir alle Trias-Anteile zur Adula-Decke zählen (vgl. Fig. 14). Die Bündnerschiefer im Kern dieser Synform gehören zu den Molare–Dangio–Bündnerschiefern (vgl. unten), welche ohne Trias an das Soja-Kristallin grenzen. Die der Soja-Decke direkt aufliegenden mesozoischen Anteile (Terri-Gipfel-Zone / Darlun-Zone) sind hier nicht mehr vertreten.

Die unter der Soja-Decke liegenden Bündnerschiefer grenzen ohne Trias an das Kristallin und lassen sich in zwei Einheiten unterteilen, die örtlich durch Trias-Einschaltungen getrennt sind. Die untere Serie ist an der Strasse zwischen Aquila und Dangio und im Soja-Bach unterhalb der Brücke der Lukmanierstrasse aufgeschlossen. Sie besteht aus monotonen, stark verfalteten und gestreckten Kalkglimmerschiefern, die in ihrem Aussehen und ihrer Lithologie den Sosto-Schiefern entsprechen, mit denen wir sie in Verbindung bringen.

Die obere Serie, die an das Soja-Kristallin grenzt, ist differenzierter und im Durchschnitt deutlich sandiger als die Sosto-Schiefer. Es finden sich sandige Kalkglimmerschiefer, Quarzitschiefer, dunkle Granatphyllite (die den Tonschiefern entsprechen), Marmore und Dolomitbreccien. Diese Bündnerschiefer lassen sich unterhalb der Soja-Decke ins Val Soi verfolgen, wo sie die Rückfaltung des Kristallins mitmachen und in die Adula-Trias über der Soja-Decke eingefaltet sind (vgl. Fig. 14). Wir betrachten diese Serie als diejenigen mesozoischen Sedimente, auf die die Soja-Decke aufgeschoben wurde, und bringen sie mit den Bündnerschiefern der Molare-Mulde und der Lucomagno-Decke in Verbindung. Wir nennen diese Serie die *Molare–Dangio–Bündnerschiefer*.

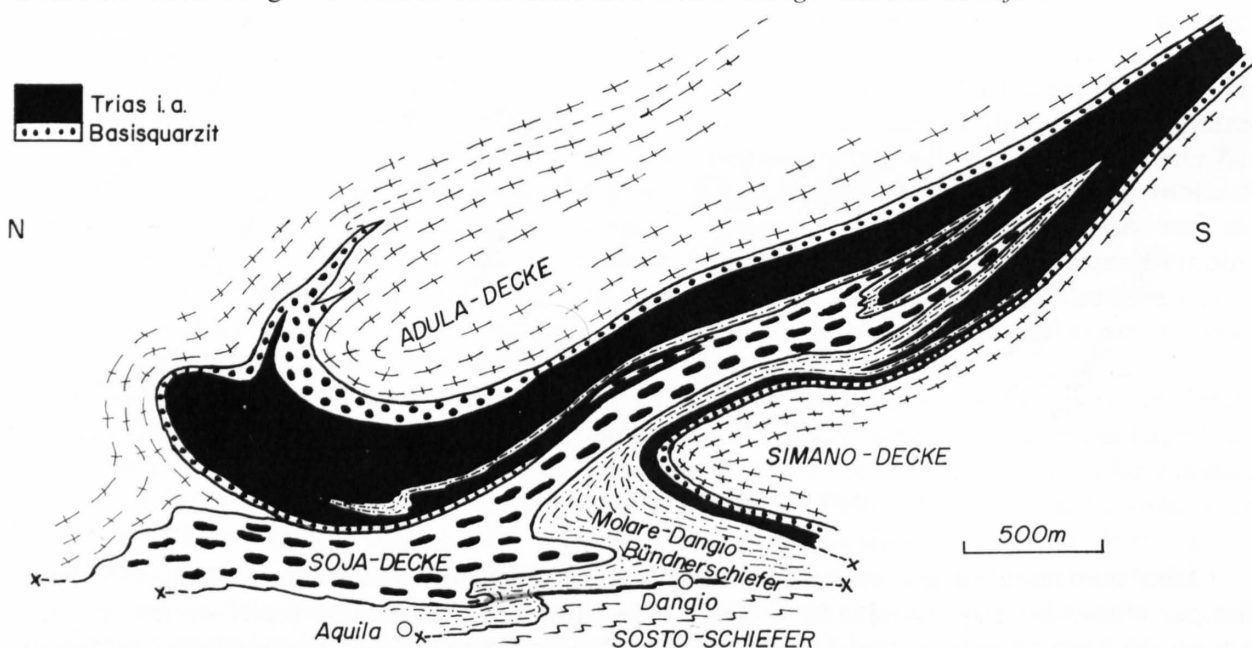


Fig. 14: Sammelpprofil des Gebietes Aquila–Dangio–Val Soi (nach EGLI 1966, mit Abänderungen).

3.2.2 Der Hügel von Grumascio

Zwischen Brenno und Torre liegt der Hügel von Grumascio (vgl. Fig. 15), der mit seinen über 200 m hohen Abstürzen die südlichsten Bündnerschiefer-Aufschlüsse im Val Blenio bildet. Die Bündnerschiefer liegen zwischen dem Kristallin der Lucomagno- und der Simano-Decke. Das Soja-Kristallin ist nicht mehr vorhanden. Auf dem Lucomagno-Kristallin liegt eine Trias, bestehend aus Rauhwacke und Dolomiten. Über dieser Trias folgt ein Übergang in die untersten Bündnerschiefer des Grumascio-Hügels, wobei die untersten, hellen, quarzitischen Schiefer der Quarten-Serie entsprechen dürften. Darauf liegt eine etwa 100 m mächtige Abfolge, die sich im unteren Teil aus Bänderkalken und quarzitischen Gesteinen, gegen oben aus dunklen Granat-Glimmerschiefern und kal-

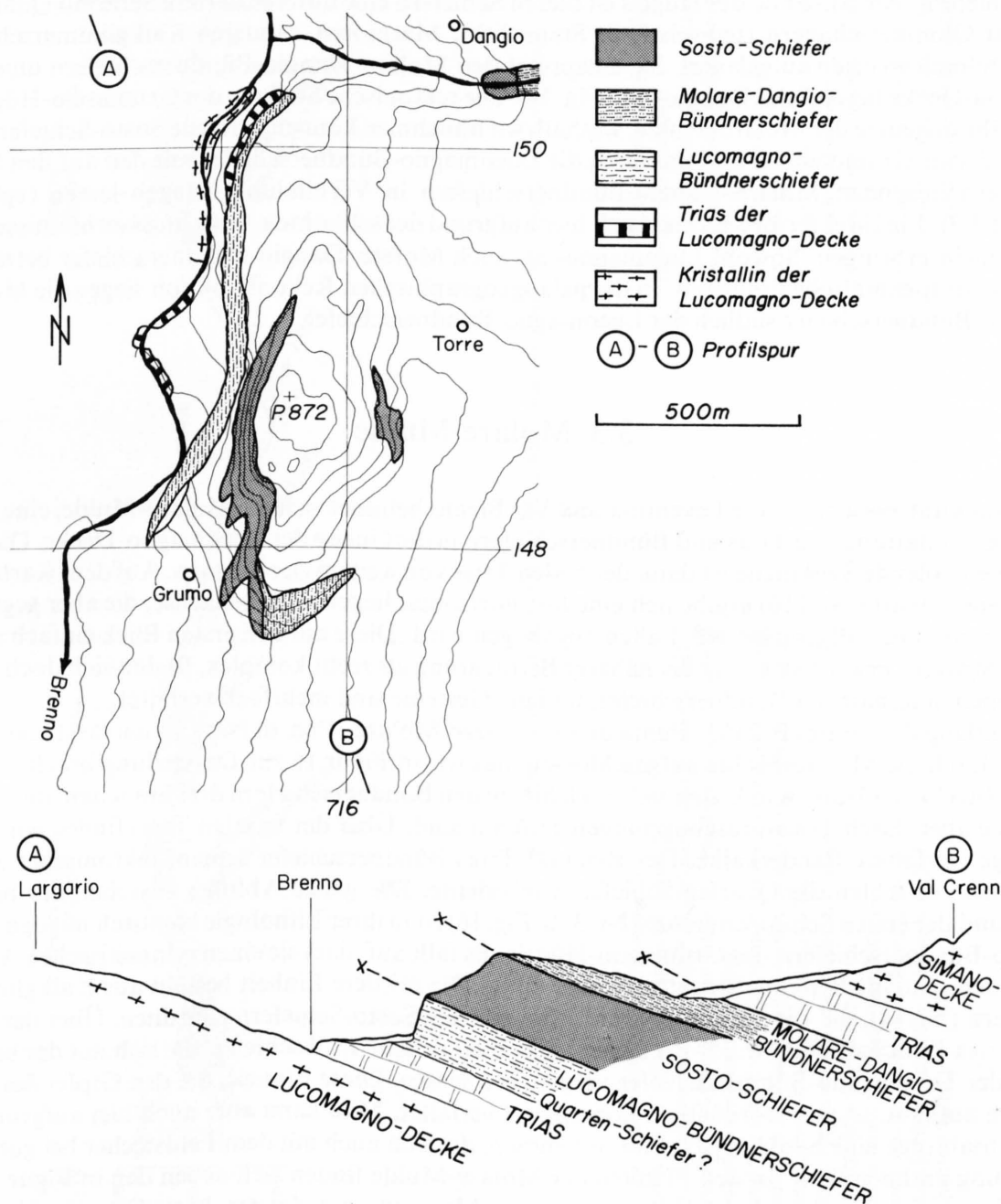


Fig. 15: Geologische Kartenskizze und Querprofil des Hügels von Grumascio.

kigen Lagen zusammensetzt. Wir betrachten diese Serie als die der Lucomagno-Decke «autochthon» aufliegenden, mesozoischen Sedimente. Wir nennen sie deshalb *Lucomagno-Bündnerschiefer*. Sie lassen sich gut mit den Gesteinen vergleichen, die in einem Steinbruch südlich von Olivone aufgeschlossen sind (Bündnerschiefer an der Stirn der Lucomagno-Decke von BAUMER 1964; vgl. auch AMMANN 1973). Ferner ist diese Serie mit dem unteren Teil der Molare-Mulde praktisch identisch. Die Lucomagno-Bündnerschiefer bilden die untere Steilwand des Grumascio-Hügels, und sie lassen sich auf der linken Seite des Brenno-Bachbettes nördlich Grumo gut anschlagen. Dort kann man auch sehr schöne, spätalpine Faltenstrukturen beobachten, die in diesen Bündnerschiefern besonders deutlich entwickelt sind (vgl. Abschnitt 4.2.3).

Über der «autochthonen» Serie liegen 150–200 m mächtige Sosto-Schiefer, die den grössten Teil des Grumascio-Hügels aufbauen. Wie überall bestehen sie aus grauen, eintönigen Kalkglimmerschiefern. Am SE-Ende des Hügels ist diesen Schiefern eine differenziertere Serie mit Quarziten, Granat-Glimmerschiefern (teilweise mit Staurolith), Marmoren, sandigen Kalkglimmerschiefern und Dolomitbreccien aufgelagert. Sie entspricht den Molare-Dangio-Bündnerschiefern unterhalb der Soja-Decke bei Aquila-Dangio (vgl. Fig. 14). Die tektonische Stellung des Grumascio-Hügels ist ungefähr diejenige der Molare-Mulde, weshalb wir annehmen können, dass die Sosto-Schiefer in der Gegend von Grumo enden und dass sich die Lucomagno-Bündnerschiefer mit den auf den Sosto-Schiefern liegenden Molare-Dangio-Bündnerschiefern in Verbindung bringen lassen (vgl. Abschnitt 3.3). Ein direkter Beweis lässt sich hier aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse allerdings nicht erbringen. Sowohl Lucomagno- als auch Molare-Dangio-Bündnerschiefer betrachten wir als nordpenninische Einheiten. In der paläogeographischen Rekonstruktion liegen die Molare-Dangio-Bündnerschiefer südlich der Lucomagno-Bündnerschiefer.

3.3 Molare-Mulde

Am Grat zwischen Valle Leventina und Val Blenio befindet sich die Molare-Mulde, eine grossräumige Einfaltung von Trias und Bündnerschiefern in die Gneise der Lucomagno-Decke. Die nach Süden einfallende Synklinale ist dank der hellen Trias von weitem zu erkennen. Auf dem Kartenbild (z. B. Spezialkarte Nr. 116) ergibt sich eine fast horizontal liegende Faltenachse, die aber gegen das Val Blenio in das allgemeine NE-Fallen abgebogen wird. Diese auf den ersten Blick einfach anmutende Struktur erweist sich aber bei näherer Betrachtung als recht komplex, finden sich doch Triasschuppen innerhalb der Bündnerschiefer, und die Gesteine sind mehrfach verfaltet.

Entlang des Grates P. 2469–Punta di Stou–Pizzo Molare–Pne. di Nara ist ein fast lückenloses Profil durch die Molare-Mulde aufgeschlossen, das wir in Figur 16 zur Darstellung brachten. Wie beim Hügel von Grumascio lassen sich auch hier in den Bündnerschiefern drei Einheiten unterscheiden, die aber durch Trias-Einschuppungen getrennt sind. Über der basalen Trias finden wir dünnbankige, verfaltete Bänderkalke. Der Kontakt Trias/Bündnerschiefer scheint tektonischer Art zu sein, denn es fehlen die Quarten-Schiefer-Äquivalente. Die ganze Abfolge zwischen der basalen Trias und der ersten Schuppengrenze (Nr. 3–8, Fig. 16) ist in ihrer Lithologie identisch mit den Lucomagno-Bündnerschiefern des Grumascio-Hügels. Es fällt auf, dass sie einen symmetrischen Aufbau zeigt, den man als Synklinalstruktur deuten kann. Die mittlere Einheit besteht aus Kalkglimmerschiefern (Nr. 14), die wir aufgrund ihrer Lithologie den Sosto-Schiefern zuordnen. Über der nächsten Trias-Einschaltung (Nr. 15–17) liegen helle, quarzitisches Kalkschiefer, die sich mit der basalen Serie der Lucomagno-Bündnerschiefer vergleichen lassen. Diese Einheit, die den Gipfel des Pizzo Molare aufbaut, ist ausserordentlich kompliziert verfaltet. Man kann aber auch hier aufgrund der Gesteinsabfolge eine Synklinalstruktur annehmen, die sich auch mit dem Feldstecher bei guter Beleuchtung erahnen lässt. In den Flanken der Molare-Mulde finden sich neben den in Figur 16 beschriebenen Gesteinen auch dunkelgraue, massige Marmore und violette, harte Quarzite bis Quarzitmarmore mit hohem Feldspat-Gehalt.

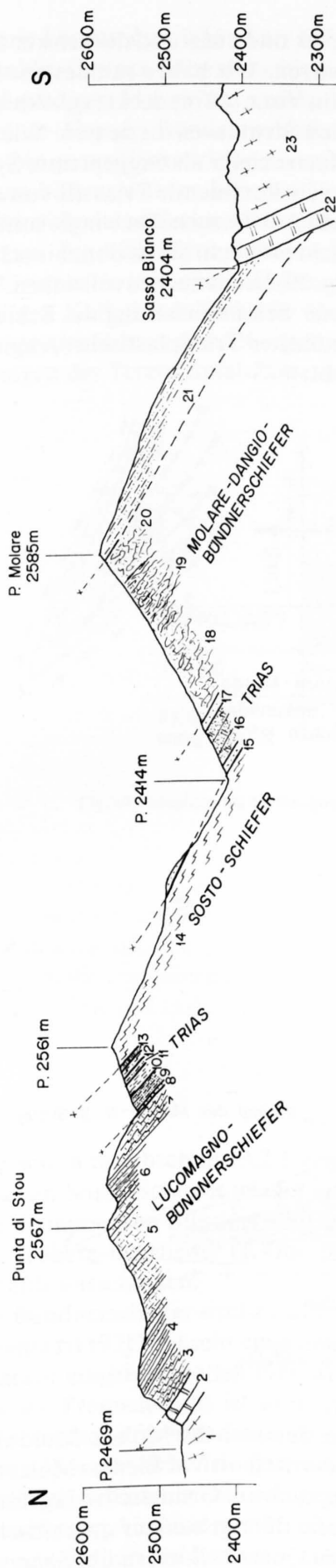


Fig. 16: Profil durch die Molare-Mulde entlang des Grates zwischen Valle Leventina und Val Blenio.

- 1 = helle, quarzitische Gneise (Verrucano?)
- 2 = hellbeige, dolomitische Trias mit Rauhwaacke
- 3 = helle, stark verfaltete, sandige Kalkglimmerschiefer bis Bänderkalke
- 4 = dunkle, kalkfreie Serie von schwarzen Phylliten, Granat-Glimmerschiefern und Quarzitschiefern
- 5 = sehr wechselvolle Abfolge, hauptsächlich aus sandigen Kalkglimmerschiefern bestehend, mit Einlagerungen von quarzitischen Marmorbänken und dunklen Glimmerschiefern
- 6 = Band von dunklen Granat-Glimmerschiefern
- 7 = kalkige Schiefer, ähnlich 3
- 8 = heller, massiger Trias-Quarzit (Quarten-Serie)
- 9 = quarzitischer Quarten-Schiefer mit Disthen
- 10 = dunkle Glimmerschiefer (Bündnerschiefer)
- 11 = Quarten-Schiefer
- 12 = Kalkglimmerschiefer (siehe 14)
- 13 = Quarten-Schiefer
- 14 = bläulich-graue, relativ massige Kalkglimmerschiefer mit vereinzelt sandigen und phyllitischen Lagen: Sosto-Schiefer
- 15 = wie 8
- 16 = gelbe Trias-Rauhwaacke
- 17 = wie 8
- 18 = stark verfaltete Serie von beige-grauen, sandigen Schiefern bis quarzitischen Marmoren
- 19 = graue, stark verfaltete, sandige Kalkglimmerschiefer
- 20 = wie 18
- 21 = Quarten-Schiefer mit hellen Quarzitbändern
- 22 = gelbe Rauhwaacke und Dolomite: Trias
- 23 = massige Quarzite (Basisquarzit oder Verrucano?)

- 12 = Kalkglimmerschiefer (siehe 14)
- 13 = Quarten-Schiefer
- 14 = bläulich-graue, relativ massige Kalkglimmerschiefer mit vereinzelt sandigen und phyllitischen Lagen: Sosto-Schiefer
- 15 = wie 8
- 16 = gelbe Trias-Rauhwaacke
- 17 = wie 8
- 18 = stark verfaltete Serie von beige-grauen, sandigen Schiefern bis quarzitischen Marmoren
- 19 = graue, stark verfaltete, sandige Kalkglimmerschiefer
- 20 = wie 18
- 21 = Quarten-Schiefer mit hellen Quarzitbändern
- 22 = gelbe Rauhwaacke und Dolomite: Trias
- 23 = massige Quarzite (Basisquarzit oder Verrucano?)

Der innere Aufbau der Molare-Mulde ist äusserst komplex und aufgrund der schwer zugänglichen oder schlecht aufgeschlossenen Flanken kaum zu entwirren. Wir haben mindestens fünf Faltungen feststellen können, was sich mit den Erkenntnissen von VOLL (1976) deckt (vgl. Abschnitt 4). Gleichwohl haben wir den Versuch gemacht, die vorliegenden Strukturen zu deuten. Wie oben erwähnt, kann man die unterste Einheit der Lucomagno-Bündnerschiefer als enggepresste Synklinale deuten. AMMANN (1973) erklärte die in den Bündnerschiefern vorkommende Trias als von oben eingefaltet und konstruierte zwei über der Molare-Mulde liegende Antiformen. Da wir die mittlere Einheit zu den Sosto-Schiefern zählen, ist diese Konstruktion nicht möglich. Sie ist ohnehin schwer verständlich und im Ablauf der tektonischen Ereignisse (vgl. Fig. 29) kaum nachzuvollziehen. Wir nehmen viel eher an, dass sich die Trias-Schuppen im Zuge einer Sekundärfaltung des Schieferkerns gebildet haben, der gegenüber dem Kristallin und der dolomitischen Trias plastischer reagierte. Unsere Vorstellungen haben wir in Figur 17 darzustellen versucht.

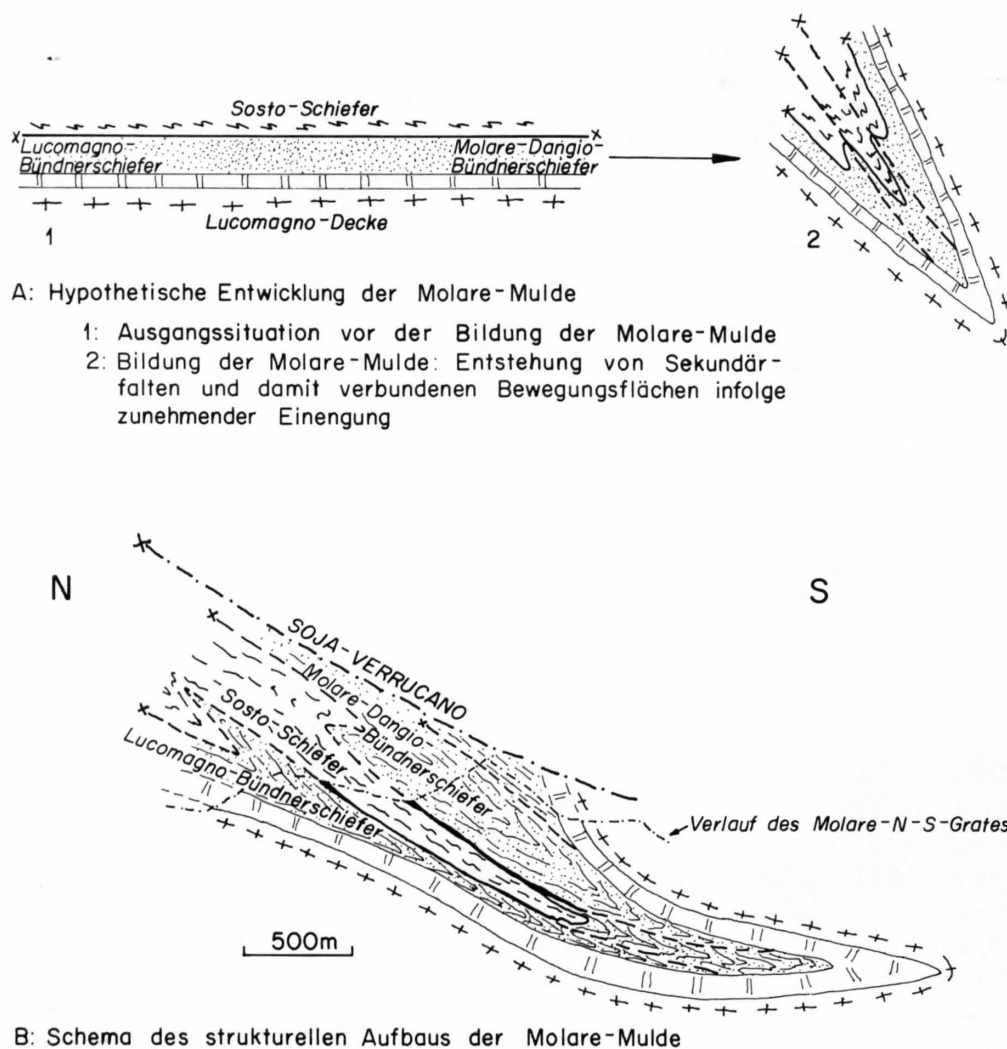


Fig. 17: Strukturelle Entwicklung der Molare-Mulde.

Aus dem im Abschnitt 3.2 Besprochenen und anhand der Serien in der Molare-Mulde lässt sich ein Bild der stratigraphischen Abfolge der Bündnerschiefer der Region Val Blenio-Molare entwerfen, die in Figur 18 dargestellt ist. Sowohl am Pizzo Molare als auch am Grumascio-Hügel stellen wir in den Lucomagno-Bündnerschiefern über der Trias eine Serie dünngebänkter quarzitischer Marmore fest, die von hellen, sandigen Kalkglimmerschiefern bis Quarzitschiefern überlagert werden.

Diese Serie könnte dem Rhät oder Infralias entsprechen (vgl. Abschnitt 5, S. 56). Darüber folgt eine Serie dunkler Granat-Glimmerschiefer (basale Tonschiefer), die gegen oben mit Kalkglimmerschiefern und sandigen Marmoren wechsellagern. Schwieriger ist die Abfolge in den südlich anschliessenden Molare-Dangio-Bündnerschiefern aufzustellen. Wir nehmen an, dass die hellen, sandigen Schiefer bis quarzitischen Marmore (Nr. 18 und 20, Fig. 16) die in der Molare-Mulde zurückgebliebene Basis bilden, während die bei Torre, Dangio und im Val Soi vorkommenden Bündnerschiefer die darüberfolgenden Serien bilden dürften, die durch die Abscherung der Soja-Decke mitgeschleppt wurden (vgl. Fig. 17b). Eine sichere Abfolge lässt sich infolge der intensiven Tektonik nicht eruieren. Die bei Grumascio und oberhalb Dangio vorkommenden Dolomitbreccien dürften sich an der Basis der sandigen Kalkglimmerschiefer über den Tonschiefern befinden. Die Molare-Dangio-Bündnerschiefer repräsentieren den Übergang vom Sedimentationsraum der Lucomagno-Bündnerschiefer in denjenigen der Terri-Gipfel-Zone.

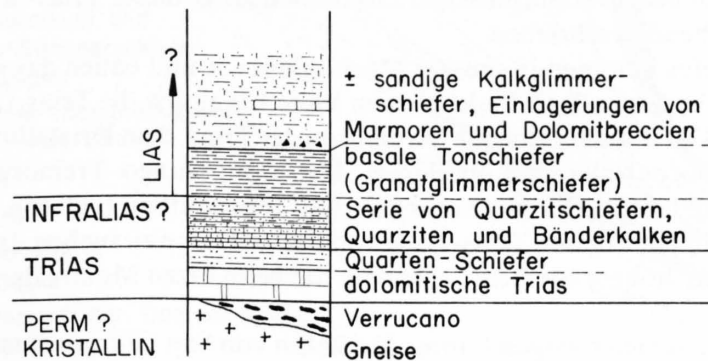


Fig. 18: Idealisiertes Normalprofil der Lucomagno- und der Molare-Dangio-Bündnerschiefer.

3.4 Piora-Mulde

Wie schon in Abschnitt 3.2.1 erwähnt, tauchen die bei Dötra in die Luft hinausstreichenden penninischen Sosto-Schiefer wieder westlich des Lago Ritom in die Piora-Mulde ein. Diese Einfaltung der penninischen Bündnerschiefer wurde zuerst von GANSSER & DAL VESCO (1964) mitgeteilt, während frühere Bearbeiter (KRIGE 1918, KVALE 1957) nur gotthardmassivische Sedimente in der Piora-Mulde ausschieden.

Die Bündnerschiefer sind zusammen mit den gotthardmassivischen Sedimenten mehrfach verfaltet. SIBBALD (1971) hat sehr eingehend die Strukturen des Val Piora beschrieben, weshalb wir nicht näher darauf eingehen wollen (vgl. auch Fig. 26 und Taf. II). Die Bedeutung der Piora-Mulde als tektonisches Trennelement ist umstritten, sie dürfte aber nach Untersuchungen von DAL VESCO (1964) nicht allzu tiefgreifend sein, da die Lucomagno-Decke und das südliche Gotthard-Massiv beiderseits der Piora-Mulde viele Gemeinsamkeiten aufweisen.

Die Sosto-Schiefer lassen sich gegen Westen ins Val Canaria verfolgen, wo sie entlang der rechten Talseite gegen Airolo hinunterziehen. Hier lässt sich eine Verbindung dieser Bündnerschiefer mit der untersten Einheit der Bedretto-Zone herstellen (vgl. Abschnitt 3.6).

3.5 Das Gebiet Prato–Lago Tremorgio–Campolungo

Westlich des Valle Leventina wird der tektonische Baustil des Gebirges wesentlich komplizierter, da die bislang konstant in nordöstlicher Richtung fallenden Grossachsen zu streuen beginnen und in den verschiedensten Richtungen verlaufen können. Dieser Effekt ist weniger der erhöhten Duktilität der Gesteine, als vielmehr der Wirkung der Maggia-Querdepression zuzuschreiben. Der Aufbau und die Herkunft der Maggia-Decke darf nicht als geklärt angesehen werden. Durch diese Komplikation wird die Interpretation der geologischen Verhältnisse wesentlich erschwert, und sie ist denn auch mit grösseren Unsicherheiten belastet.

Das Campolungo–Tremorgio-Gebiet bildet ein wichtiges Bindeglied zwischen der Region Valser Tal–Molare im Osten und der Bedretto-Zone im Westen. Es ist vor allem durch seine spektakulären Trias-Vorkommen bekannt, die eine grosse Anzahl seltener Mineralien enthält (vgl. GÜBELIN 1939). Die tektonischen und stratigraphischen Zusammenhänge dieser Trias-Sedimente wurden von BIANCONI (1971) eingehend beschrieben.

Die Bündnerschiefer kommen in grosser Mächtigkeit vor und bauen das ganze Gebiet um den Lago Tremorgio auf. An deren Basis findet sich im Valle Leventina die Trias-Überdeckung des Lucomagno-Kristallins. Die Bündnerschiefer werden von der Trias, dem Kristallin der Campo-Tencia-Decke und dem Sambuco-Teillappen überlagert. Die Campolungo–Tremorgio-Region bildet im Prinzip eine grosse Muldenstruktur mit kompliziertem Innenaufbau (vgl. Fig. 19). Das Pendant zu der Molare-Mulde ist in der unteren Trias-Zone von Prato–Dalpe zu suchen. Im Gebiet Campolungo–Tremorgio sind aber höhere Elemente erhalten, die beim Pizzo Molare der Erosion anheim fielen.

Das in die Bündnerschiefer eingeschuppte Kristallin von San Giorgio entspricht in der tektonischen Stellung der Soja-Decke im Osten und der Lebendun-Decke im Westen. Es besteht, wie die Soja-Decke und der Verrucano des Molare-Gebietes, aus hellen, quarzitischen Gneisen mit Quarzitkonglomerat-Einlagerungen. Das San Giorgio-Kristallin scheint lithologisch mit der Campo-Tencia-Decke in Verbindung zu stehen, da dort ebenfalls Verrucano-ähnliche Gesteine vorkommen. Wir nehmen an, dass es aus der Mulde von Alpe di Géra stammt und von dort abgeschert wurde. Die deutliche Störungslinie des Valle Piumogna können wir als Abscherungsfläche interpretieren. Das zur Maggia-Decke gehörende Kristallin des Sambuco-Teillappens ist die höchste Einheit des Campolungo–Tremorgio-Gebietes und wurde von oben in die Bündnerschiefer eingefaltet.

Die Bündnerschiefer lassen sich in zwei deutlich verschiedene Gesteinseinheiten trennen: eine mächtige, graue Kalkglimmerschiefer-Serie unten und variationsreichere, grösstenteils sandige Bündnerschiefer oben. Aus tektonischen und lithologischen Gründen müssen wir die untere Serie zu den Sosto-Schiefen zählen, die den «Penninischen Bündnerschiefen» nach MILNES (1976) entsprechen würden. Die obere Serie stellen wir zu den Nordpenninischen Bündnerschiefen der Zone Tremorgio–San Giacomo, die einerseits der Campo-Tencia-Decke, andererseits dem San Giorgio-Kristallin (bzw. der Lebendun-Decke) angehören. Sowohl Sosto-Schiefer, als auch Nordpenninische Bündnerschiefer lassen sich entlang des Valle Leventina und des Val Bedretto fast lückenlos verfolgen.

Im Campolungo–Tremorgio-Gebiet setzen sich die Bündnerschiefer der Zone Tremorgio–San Giacomo zum überwiegenden Teil aus graubeigen, stark sandigen Kalkglimmerschiefen zusammen, die in helle orange-beige Quarzitschiefer übergehen können. Daneben finden sich dunkle Granat-Glimmerschiefer (teilweise kalkig) und quarzitische Marmorbänke. Selbst die im Val Bedretto so typischen Psephitlagen fehlen nicht. Sie sind hier aber sehr schwach entwickelt und enthalten Komponenten bis maximal 5×50 cm, meist jedoch zwischen 2–10 cm. Diese Breccien sind äusserst stark gelängt und nur in einzelnen, nicht allzustark verwitterten und tektonisierten Aufschlüssen als solche erkennbar, weshalb sie wohl auch von BIANCONI (1971) übersehen wurden. Die Blocklage zwischen Passo Campolungo und Pizzo Meda enthält Quarzit- und Dolomit-Komponenten, während die anderen Vorkommen sich aus Dolomitbreccien zusammensetzen (vgl. Taf. I, wo die Breccien-Vorkommen angegeben sind).

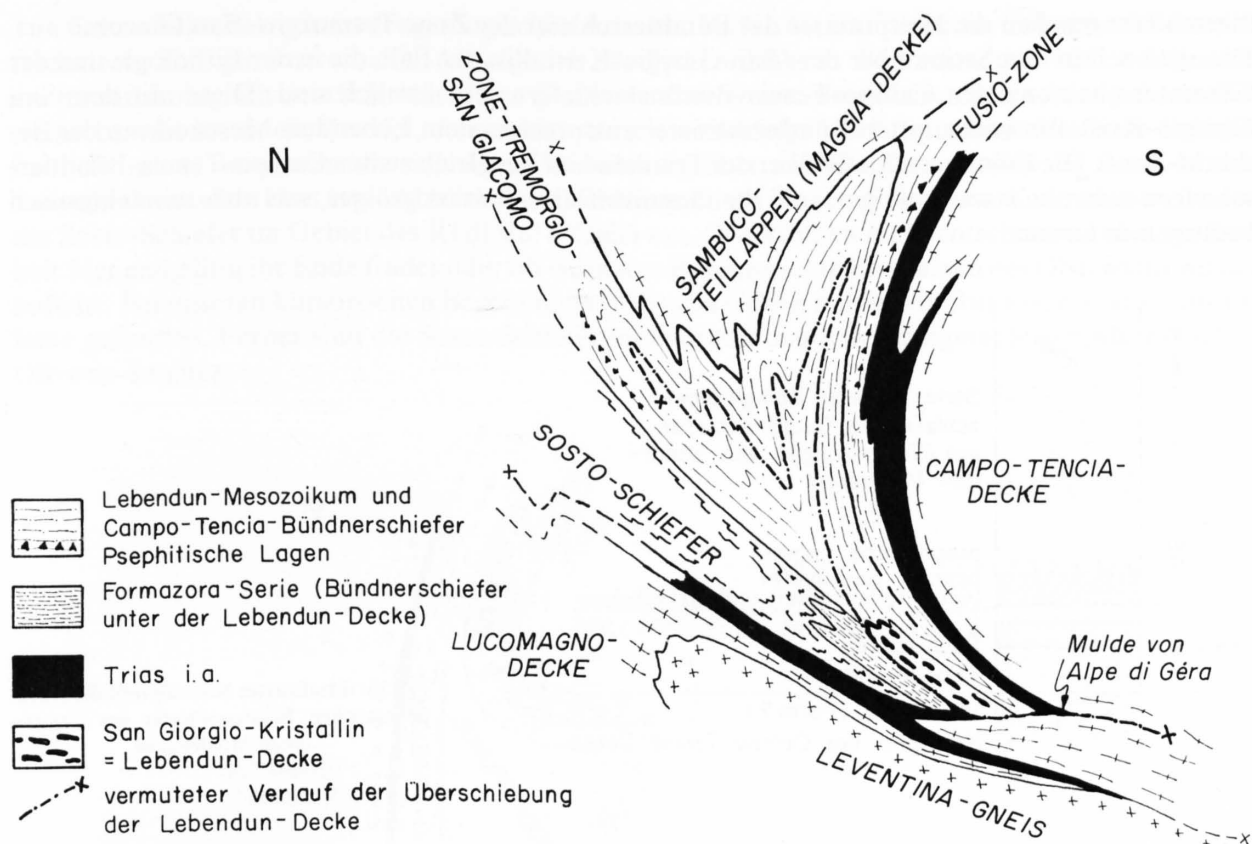


Fig. 19: Schematischer Aufbau der Campolungo-Muldenzone (vgl. auch Fig. 21).

In Figur 19 haben wir versucht, die tektonischen Zusammenhänge in einem schematischen Sammelprofil darzustellen. Da die Achsen der Strukturen verschieden einfallen, ergibt sich zusammen mit der akzentuierten Topographie in Wirklichkeit ein anderes Bild (vgl. Taf. I und II). Deshalb sollte Figur 19 wirklich nur als Schema aufgefasst werden und nicht als Profilschnitt! Aus dem Schema können wir aber doch einige Schlüsse ziehen.

Die südlichste Bündnerschiefer-Schuppe stellt eine dem Campo-Tencia-Kristallin normal aufliegende Serie dar, mit der Abfolge Kristallin–Trias–Bündnerschiefer. Zwischen der dolomitischen Trias der Campolungo-Zone (nach BIANCONI 1971) und den nördlich anschliessenden Bündnerschiefern finden sich helle, quarzitischeschiefer und Glimmerschiefer, die – im Vergleich zu den Abfolgen in der Lucomagno-Decke und im südlichen Gotthard-Massiv – als Äquivalente der Quarten-Schiefer angesprochen werden müssen. Den gleichen Gesteinstypus finden wir z. B. beim Lago Ritom in der Piora-Mulde oder auch in den Quarten-Schiefern des Grumascio-Hügels und der Molare-Mulde. Am besten sind sie im Profil zwischen Passo Venett (auch Passo Cadonighino) und der Cima di Filo aufgeschlossen, wo sich auch die von BIANCONI (1971) beschriebenen und von uns zu den Quarten-Schiefern gezählten Amphibolite befinden. Auch die von HASLER (1949) beschriebenen «Gneiseinfaltungen» im Gebiet der Alpe Campolungo werden von uns als Quarten-Schiefer betrachtet (diese Gesteine entsprechen den «Micascisti fino gneiss scistosi bruni a due miche e granato» von BIANCONI 1971).

Da die mesozoische Abfolge offenbar der Campo-Tencia-Decke direkt aufgelagert ist, lässt sich das in Figur 20 abgebildete Normalprofil aufstellen. Über den Quarten-Schiefern liegt eine dünne Serie von Granat-Glimmerschiefern, denen helle, sandige Kalkglimmerschiefer bis Quarzitschiefer folgen, an deren Basis sich die Dolomitbreccien und Blocklagen befinden. Die sandigen Kalkglim-

merschiefer machen die Hauptmasse der Bündnerschiefer der Zone Tremorgio–San Giacomo aus. Dies ist auch in den Serien über dem San Giorgio-Kristallin der Fall, die in der Lithologie und der Gesamterscheinung den Campo-Tencia-Bündnerschiefern sehr ähnlich sind. Diese mit dem San Giorgio-Kristallin verknüpften Bündnerschiefer entsprechen dem Lebendun-Mesozoikum der Bedretto-Zone. Die Glimmerschiefer über der Trias sind im Vergleich zu den Campo-Tencia-Bündnerschiefern teilweise etwas kalkiger, und die Gesamtmächtigkeit ist grösser, was aber rein tektonisch bedingt sein könnte.

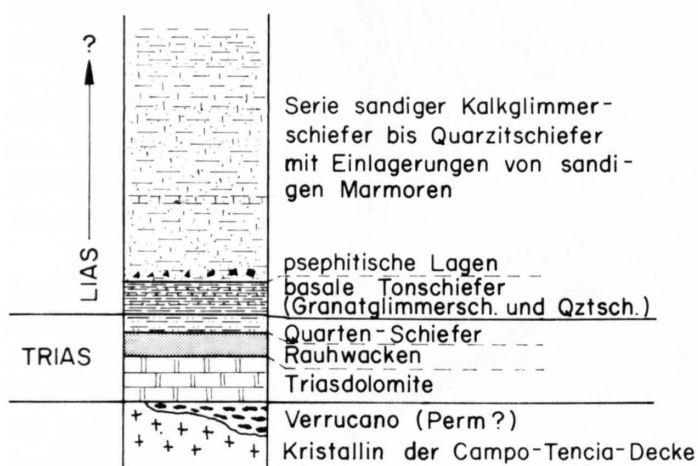


Fig. 20: Idealisiertes Normalprofil der Nordpenninischen Bündnerschiefer der Campo-lungo-Muldenzone.

Unter dem San Giorgio-Kristallin liegen Bündnerschiefer, die einen etwas anderen Aspekt aufweisen und im Ri di Foch aufgeschlossen sind. Sie bestehen aus fast kalklosen, durchwegs dunklen, d. h. stark pigmenthaltigen Gesteinen, in denen BIANCONI (1965) Fossilreste gefunden hat. Interessant ist nun der Zusammenhang mit den fossilführenden Schiefern bei San Giacomo, die von HIGGINS (1964) beschrieben wurden. Es zeigen sich dabei frappante Ähnlichkeiten. Bei beiden Gesteinen handelt es sich um einen schwarzen, kalkfreien Granat-Glimmerschiefer. Auch ist die tektonische Position beider Vorkommen die gleiche, liegen sie doch direkt unterhalb der Lebendun-Decke, respektive des San Giorgio-Kristallins, an die sie ohne Trias angrenzen. Aus Analogie zu den Erkenntnissen in der Bedretto-Zone nehmen wir an, dass es sich hier um die vom San Giorgio-Kristallin (bzw. Lebendun-Decke) überfahrenen Sedimente handelt (Formazora-Serie, vgl. Abschnitt 3.6). Sie entsprechen demnach in der tektonischen Position den Molare–Dangio-Bündnerschiefern im Osten.

3.6 Bedretto-Zone

Die Bedretto-Zone erstreckt sich auf der rechten Talseite des Ticino-Flusses vom Passo di San Giacomo bis zum Lago Tremorgio. Sie liegt zwischen der Maggia-Decke oben, dem Gotthard-Massiv und der Lucomagno-Decke unten. Die oft verwendete Bezeichnung Bedretto-Mulde sollte vermieden werden, handelt es sich doch um eine komplex aufgebaute Zone, bestehend aus verschiedenen tektonischen Einheiten, die keinen Muldencharakter aufweisen. Ein bestimmendes Strukturelement der Bedretto-Zone ist die Lebendun-Decke, die – vergleichbar mit der Soja-Decke – zum grössten Teil aus abgescherten Verrucano-Gesteinen («Kristallin» der Lebendun-Decke) und den dazugehörigen Sedimenten besteht.

Schon beim Betrachten des geologischen Atlasblattes Nr. 68, Val Bedretto, fällt einem die undifferenzierte Kalkglimmerschiefer-Abfolge im nördlichen Teil der Bedretto-Zone auf, welche sich auch morphologisch deutlich durch eine Steilstufe abzeichnet. Bei näherer Betrachtung dieser Gesteine besteht kaum ein Zweifel, dass es sich bei dieser Abfolge um Äquivalente der *Sosto-Schiefer* handeln muss, umso mehr als sich deren Verbindung über das Val Canaria und die Piora-Mulde zwanglos herstellen lässt (vgl. Abschnitt 3.4). Bedingt durch die Simplon-Tosa-Kulmination, keilen die Sosto-Schiefer im Gebiet des Ri di Val d'Oglia aus. Wir können nicht entscheiden, ob diese Einheit hier endgültig ihr Ende findet oder ob sie in den Bündnerschiefer-Massen des Oberwallis wieder auftritt. Bei unseren kursorischen Begehungen in diesem Gebiet haben wir aber keine Sosto-Äquivalente gefunden. Ferner sind die Sosto-Schiefer im Bedretto deutlich geringmächtiger, als im Gebiet Olivone-Lugnez.

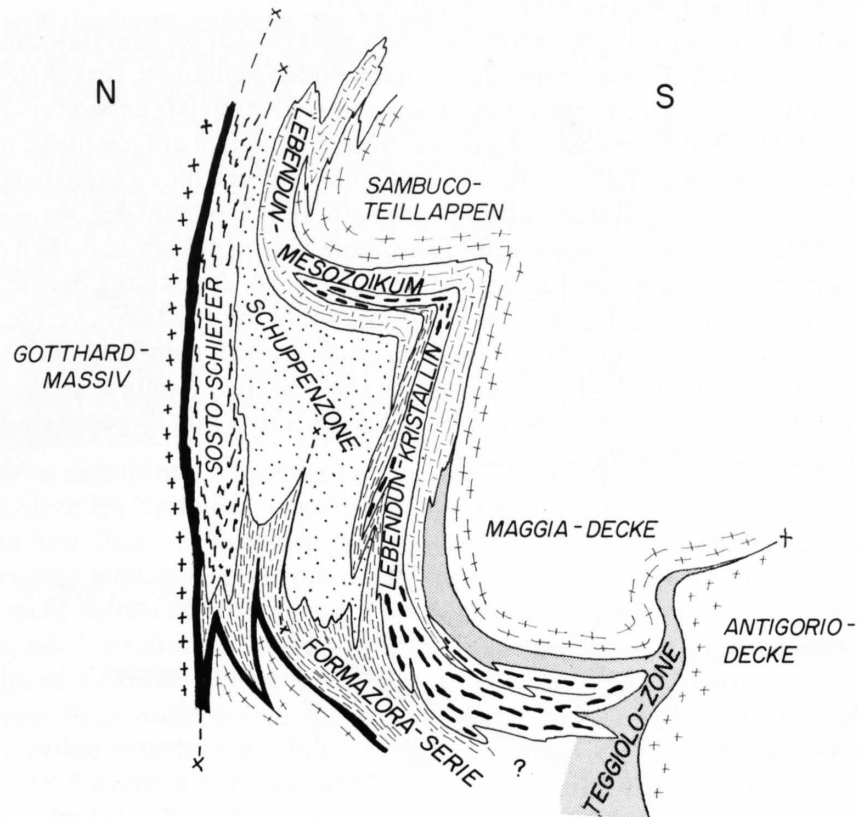


Fig. 21: Schematischer Aufbau der Bedretto-Zone.

Die zwischen den Sosto-Schiefen und der Maggia-Decke liegenden mesozoischen Gesteine nennen wir die *Zone Tremorgio-San Giacomo*, die den östlichen Teil der Nordpenninischen Bündnerschiefer bildet. In ihr treten viele verschiedene Gesteinstypen auf, die von mehreren Autoren eingehend beschrieben wurden. Wir möchten auf die Arbeiten von BURCKHARDT (1942), HASLER (1949), GÜNTHER (1954), HEITZMANN (1969) und GRUBENMANN (1970) verweisen (vgl. auch Abschnitt 2.3). Wie die Profile in Tafel II zeigen, können wir innerhalb der Zone Tremorgio-San Giacomo verschiedene tektonische Untereinheiten ausscheiden, die teils durch Trias-Züge, teils durch charakteristische Gesteinsabfolgen abgetrennt wurden. Folgende Untereinheiten wurden auseinandergehalten:

- Die direkt mit dem Lebendun-Kristallin verbundenen mesozoischen Gesteine: *Lebendun-Mesozoikum*.
- Eine *Schuppenzone* zwischen Sosto-Schiefern und Lebendun-Decke, deren Kennzeichen grobe Blocklagen sind.
- Die von der Lebendun-Decke und der Schuppenzone überfahrenen Bündnerschiefer: *Formazora-Serie* (benannt nach der Alpe di Formazora über All'Acqua, wo diese Einheit am vollständigsten aufgeschlossen ist).

Um die Zusammenhänge der einzelnen tektonischen Einheiten in der Bedretto-Zone besser aufzeigen zu können, haben wir in Figur 21 ein stark vereinfachtes tektonisches Schema dargestellt. Die tatsächlichen Verhältnisse sind durch zusätzliche Verfaltungen mit wechselnden Achsenrichtungen und Zerschörungen bedeutend komplizierter (vgl. dazu Taf. I bis III). Im übrigen gelten für Figur 21 die gleichen Einschränkungen wie für Figur 19 (vgl. S. 37).

Die Struktur der Lebendun-Decke wurde von MILNES (1974a) bis zum Basodino-Gebiet untersucht. Er erkannte eine als Antiform ausgebildete, nach Süden gerichtete, verkehrte Synklinalstruktur, die zwischen Antigorio- und Monte-Leone-Decke eingeklemmt ist (Lebendun-Falte). Zwischen Monte Cazzola und dem Val Formazza ist nur der untere Schenkel aufgeschlossen, der im Prinzip normalliegend gegen Norden einfällt. Im Basodino-Gebiet legt sich die Achsenebene der Lebendun-Falte flach und wird von einer späteren Faltung verbogen. Hier erscheint der obere Schenkel, der im Gebiet des Lago Sfundau wieder verschwindet. Der untere Schenkel kommt östlich des Marchhorns wieder zum Vorschein und bildet den Teil der Lebendun-Decke, der entlang der Bedretto-Zone unter den Sambuco-Teillappen zieht. Diese Auffassung, die wir in Figur 22 stark vereinfacht dargestellt haben, begründet sich unter anderem darauf, dass das Lebendun-Kristallin an der Nordgrenze zwischen Pizzo Cavagnö und Lago del Forna mit einem tektonischen Kontakt an die schwarzen Granat-Glimmerschiefer der Formazora-Serie grenzen. An der Südgrenze dagegen sind fast durchwegs normal aufliegende Trias-Sedimente vorhanden.

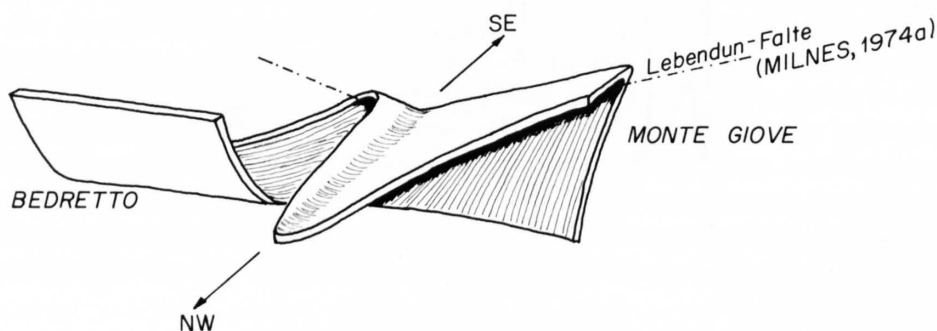


Fig. 22: Stark vereinfachtes Modell der Struktur der Lebendun-Decke zwischen Bedretto- und Monte-Giove-Gebiet.

In der Campo la Torba wird die Lebendun-Decke durch die Sambuco-Antiform (vgl. Abschnitt 4.3) erneut verbogen, und das Kristallin lässt sich über den Pizzo Mezzodi bis Castello oberhalb der Alpe Ravina verfolgen. In dieser Gegend ist es beiderseits von Trias-Sedimenten umgeben und von einer, direkt zur Lebendun-Decke gehörenden, antiklinal aufgebauten Bündnerschiefer-Zone überlagert, dem *Lebendun-Mesozoikum*. Dieses lässt sich entlang des Nordrandes des Sambuco-Teillappens bis in das Campolungo-Tremorgio-Gebiet verfolgen, wo das Lebendun-Kristallin in den Gneisen von San Giorgio wieder auftaucht (vgl. Abschnitt 3.5). Es ist möglich, dass einzelne der isolierten Gneislamellen an der Front des Sambuco-Teillappens der Lebendun-Decke angehören.

Am Nordrand der Lebendun-Decke finden sich die oben erwähnten, schwarzen, kalkfreien Granat-Glimmerschiefer der *Formazora-Serie*, in denen HIGGINS (1964b) Fossilreste beschrieben hat und die mit den fossilführenden Gesteinen der Campolungo-Muldenzone verglichen werden können (vgl. Abschnitt 3.5, S. 38). Diese Granat-Glimmerschiefer lassen sich mit den quarzitischen Schiefern des Passo di San Giacomo verbinden, die bei Alpe Formazora eine enggepresste Antiklinalstruktur mit einem Trias-Kern bilden. Die Fazies und die Abfolge der Formazora-Serie zeigt deutlich Anklänge an die gotthardmassivische Sedimentüberdeckung. So besteht der oben erwähnte Trias-Zug zum Teil aus quartarschieferähnlichen Phylliten, die in der Bedretto-Zone sonst nur noch im Campolungo-Gebiet auftreten. Die Bündnerschiefer enthalten im Durchschnitt mehr organisches Pigment, wodurch die Formazora-Serie deutlich dunkler erscheint als die Schuppenzone und das Lebendun-Mesozoikum. An Gesteinen treten neben den schon erwähnten, gut entwickelten Tonschiefern, bzw. Granat-Glimmerschiefern, eine quarzitische Abfolge mit Dolomitbreccien an der Basis, dunkle Kalkglimmerschiefer bis Marmore und gebänderte Serien auf, welche aus einer Wechsellagerung von kalkigen und phyllitischen Lagen im cm-Bereich bestehen und nur in der Formazora-Serie vorkommen (vgl. Fig. 23).

Die Formazora-Serie ist vielfach durch Trias von der tektonisch überliegenden *Schuppenzone* abgegrenzt. Beim Pizzo San Giacomo lässt sich die Auflagerung der Trias in Form einer deutlichen Synform direkt beobachten (vgl. HIGGINS 1964a). Der grösste Teil der Zone Tremorgio–San Giacomo wird von sandigen Kalkglimmerschiefern bis Quarzitschiefern der Schuppenzone aufgebaut. Die bemerkenswertesten und charakteristischsten Gesteine dieser Zone sind aber wohl die Blocklagen. Wie schon im Abschnitt 2.3.4 erwähnt, stellen wir diese in den unteren Teil der Bündnerschiefer-Abfolge. Schon PREISWERK (1918) fiel auf, dass die psephitischen Lagen oft in der Nähe von triasischen Gesteinen vorkommen, die häufig aus weissen Marmoren bestehen und die von BURCKHARDT (1942) und GÜNTHERT (1954) als Bündnerschiefer ausgeschieden wurden. Die Argumente für ein triasisches Alter dieser Gesteine haben wir im Abschnitt 2.3.2 dargelegt. Zwischen der Trias und den Blocklagen schalten sich dünne Abfolgen von quarzitischen Schiefern und dunklen, granatführenden Glimmerschiefern bis Kalkglimmerschiefern ein (vgl. Fig. 23).

Wir konnten drei Züge von Psephitlagen ausscheiden. Das Verfolgen dieser Züge gestaltet sich oft schwierig, da in stark tektonisierten oder verwitterten Aufschlüssen psephitische Gesteine als solche kaum oder nicht mehr erkennbar sind. Die Zusammenhänge werden auch durch tektonische Komplikationen, wie Verfaltungen und Verschuppungen, unsicher. Der westlichste Psephitzug ist am besten verfolgbar. Er bildet beim Pizzo Grandinagia eine Synklinalstruktur, die auf den Schiefern der Formazora-Serie aufliegt (vgl. Taf. II). Begleitet von Trias-Marmoren zieht er bis in die Gegend von Pian Milan unterhalb des Pizzo Folcra. In diesem Zug sind die grössten und mächtigsten Breccien im Val Casinello aufgeschlossen, die Quarzit- und Gneiskomponenten enthalten.

Eine weitere Blocklage streicht vom Val Torta über den Madone zum Val Marcia, wo sie die Umbiegung der Sambuco-Antiform mitmacht und um die Pn. di Vespero gegen Sasso della Boggia zieht. Diese Lage lässt sich am weitesten unter den Sambuco-Teillappen verfolgen. Die östlichsten Aufschlüsse haben wir im Tobel des Calascia-Baches auf Kote 1500 m beobachtet. Die grössten Komponenten finden sich nach der Beschreibung von PREISWERK (1918) und GÜNTHERT (1954) im Val Marcia mit über m³-grossen Blöcken (leider waren diese Aufschlüsse im Sommer 1978 weitgehend von Schnee bedeckt!). Beim Madone enthält die Lage Gneis-, Biotitglimmerschiefer-, Quarzit- und Dolomit-Komponenten, während sich bei Calascia vorwiegend Dolomit mit wenig Quarzit als Komponenten finden. Auch diese Lage ist von Trias begleitet. Ferner sind die mit den Breccien verknüpften, schönen Gneisquarzite typisch.

Der nördlichste Psephitzug bildet im westlichen Teil eine Synklinalstruktur, die sich vom Brücklein über den Ri di Cristallina auf Kote 1536 m, über den P. 1736 (südlich Villa) und Stabiello wiederum zum Ri di Cristallina (1650–1720 m) verfolgen lässt, wo die Blocklage in einer Mächtigkeit von über 200 m vorzüglich aufgeschlossen ist. Die Breccien ziehen nach Piano di Sella weiter, und die Verbindung zu den Vorkommen bei Alpe di Pesciüm lässt sich durch mehrere kleine Aufschlüsse oberhalb Misura und bei Motto di Pian Pizzo herstellen. Das Besondere der im Ri di Cri-

stallina aufgeschlossenen Breccien sind die bis mehrere Meter grossen Gneisblöcke, zu denen auch die vieldiskutierte «Gneislamelle» an der Strasse zur Alpe Cristallina gehören dürfte (vgl. PLESSMANN 1957, WENK & GÜNTHER 1960, GRUBENMANN 1970). Dies ist die grösste Blocklage der Schuppenzone. Auch die Vorkommen bei Alpe di Pescium enthalten noch Komponenten, die über 1 m gross sind.

Die Blocklagen zeigen, stratigraphisch gegen oben, einen Übergang in quarzitisches Gesteine (auch Gneisquarzite), die in sandige Kalkglimmerschiefer überleiten. Aufgrund unserer Untersuchungen ist es nicht gelungen, die drei beschriebenen Psephitzüge untereinander in Verbindung zu bringen, weshalb wir sie als einzelne, verfaltete Schuppen ansehen. Mit GÜNTHER (1954) nehmen wir an, dass diese Blocklagen von einer südlichen Schwelle stammen müssen. Die Gneiskomponenten sind mit dem Maggia-Kristallin vergleichbar. Gegen eine Schüttung vom Gotthard-Massiv (also von Norden) spricht das vollständige Fehlen ähnlich grober Gesteine in den Serien des gotthardmassivischen Mesozoikums. Eine Schüttung von Süden ergibt sich aber auch aus tektonischen Überlegungen. Da die Schuppenzone durch Trias von der Formazora-Serie getrennt ist, wurde sie höchstwahrscheinlich von Süden auf diese geschoben. Ferner finden sich die grössten Breccien innerhalb der Schuppenzone in der nördlichsten Schuppe, die das oberste und damit primär südlichste Element darstellen dürfte. Auch die schematischen Normalprofile der einzelnen Einheiten der Zone Tremorgio-San Giacomo (Fig. 23) sprechen deutlich für eine Schüttung von Süden. Die Formazora-Serie ist im ganzen aus bedeutend feinkörnigeren Sedimenten zusammengesetzt als die Schuppenzone, die ja auch die groben Blocklagen und Gneisquarzite enthält. Das Lebendun-Mesozoikum bildet das Übergangsglied zwischen diesen beiden Zonen.

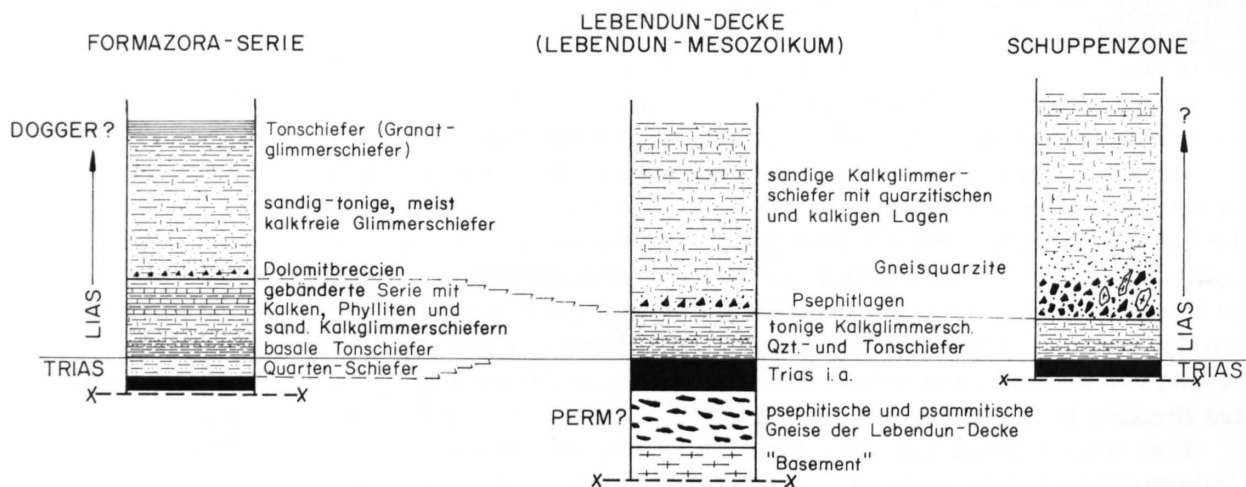


Fig. 23: Idealisierte Normalprofile der tektonischen Einheiten der Zone Tremorgio-San Giacomo.

4. Beschreibung der Strukturen und deren Entwicklung

4.1 Einleitende Bemerkungen

Das ganze Untersuchungsgebiet wurde von einer intensiven Deformation erfasst, wobei die Gesteine durchwegs mehrfache Verfaltungen erlitten. Vor der Besprechung der einzelnen Strukturen wollen wir folgende, uns wichtig erscheinenden Punkte erwähnen:

- Die Bündnerschiefer und die Trias sind sicher jünger als die variszische Gebirgsbildung. Im Gegensatz zum Kristallin haben sie deshalb ausschliesslich alpine Deformationen abgebildet.
- Die sehr anisotropen und inkompetenten Ton- und Kalkschiefer-Serien bilden bevorzugt neue Faltungen und damit verbundene Schieferungen ab, was in den rigideren Gneisen (auch Gneis-quarziten) und den isotropen (massigen) Marmoren und Quarziten nicht unbedingt der Fall sein muss.
- In den Kalkglimmerschiefern bilden sich während der ersten Schieferung Quarz-Karbonat-Adern (vgl. VOLL 1960, NABHOLZ & VOLL 1963). Diese erweisen sich als ausgezeichnete Hilfsmittel, denn sie zeigen oft ältere Verfaltungen an, auch wenn das Gefüge fast vollständig von jüngeren Faltungen überprägt ist und sich ältere Schieferungen oder gar die Schichtung nicht mehr bestimmen lassen. Dies ist in unserem Untersuchungsgebiet häufig der Fall.
- Durch die vielen Grenzen zwischen den einzelnen tektonischen Einheiten, die oft durch Trias markiert sind, bilden sich die Strukturen im Grossbereich ab, so dass kleintektonische Erkenntnisse gut mit regionalen Strukturelementen korreliert werden können.
- Metamorphose und Deformation stehen in engem Zusammenhang, d. h. die Deformation ist in schwächer metamorphen Gebieten weniger intensiv als in Gebieten mit höherem Metamorphosegrad.

Für die nachfolgenden Beschreibungen konsultiere man Tafel III.

4.2 Beschreibung der Strukturen östlich der Tessiner Kulmination

Das Gebiet östlich der Tessiner Kulmination unterscheidet sich in gewissen Punkten vom Gebiet der Bedretto-Zone und der Campolungo-Region. So sind die Strukturen durch relativ konstante NE bis ENE einfallende Achsen bestimmt, die meist nicht steiler als mit 25° abtauchen. Ferner können wir die Entwicklung der Strukturen von den weniger stark deformierten Regionen im Osten gegen SW beobachten, und es lassen sich gewisse Strukturen über mehrere Zehner von Kilometern verfolgen. So ist es auch möglich, die einzelnen Strukturelemente zu numerieren, d. h. wir können die Faltungsabfolgen mit hoher Wahrscheinlichkeit festlegen. Die erste auftretende Faltung nennen wir B_1 , die dazugehörige Schieferung s_1 und die Streckung str_1 . Wird dieses Gefüge von einer weiteren Faltung erfasst, benennen wir diese B_2 , die wiederum mit s_2 und str_2 verbunden sein kann (zur Nomenklatur, vgl. auch NABHOLZ & VOLL 1963).

Mit dieser Numerierung wollen wir aber auf keinen Fall eine absolute Zeitabfolge in grossregionalem Rahmen postulieren. Eine neue Schieferung, bzw. Faltung entsteht nur dort, wo die vorhandene Anisotropie (meist Schieferung) zu weit aus der Einengungsrichtung rotiert wurde. Und in der Tat ist es auch so, dass in gewissen Gebieten eine neue Schieferung gebildet wird, während in anderen die vorhandene Schieferung weiter aktiv ist, wie das VOLL (1976) im Lukmanier-Gebiet eindrücklich dargelegt hat. Eine einzelne Faltung drückt also nicht eine Phase im Sinne eines bestimmten Zeitabschnittes aus. Alle Faltungen sind durch die gleiche Ursache gebildet worden, nämlich durch die starke Verkürzung des Zentralalpenraumes in N-S-Richtung.

4.2.1 Lunschania-Antiform

Für die Interpretation der Strukturen östlich der Tessiner Kulmination ist das Profil entlang des Valser Rheins wichtig, das in den Arbeiten von NABHOLZ & VOLL (1963) und VOLL (1976) beschrieben wurde, auf die wir verweisen möchten. Die erste, wichtige und regional bedeutende Struktur ist die *Lunschania-Antiform*, die im Kern die Gesteine der Zone Piz Terri–Lunschania enthält und von

der Grava-Serie, bzw. den Lugnezer Schiefern umgeben ist (vgl. Abschnitt 3.1 und Taf. I und II). In den Lugnezer Schiefern ist im Norden eine der Lunschania-Antiform entsprechende Synklinalstruktur ausgebildet. Da diese Strukturen zwei bereits vorhandene Faltungen (B_1 und B_2) wiederfaltet, können wir das mit der Lunschania-Antiform verknüpfte Gefüge einer dritten Faltung B_3 zuordnen.

Die Lunschania-Antiform lässt sich besonders gut in den Kalkglimmerschiefern der Grava-Serie/Lugnezer Schiefer und der Terri-Gipfel-Zone feststellen. Die Achsenebene zieht entlang der Terri-Gipfel-Zone bis zum Lago Luzzzone (vgl. Taf. III) und fällt gegen SE ein. Sehr schön lässt sich die Umbiegung am Nordgrat des Piz Terri feststellen, wo der Schleppfaltensinn der B_3 -Falten ungefähr bei Kote 3050 m wechselt. Bei Alpe Garzora verbiegt die Lunschania-Antiform den Soja-Verrucano und die aufliegende Trias. Die sogenannte «Stirn» der Soja-Decke nach JENNY (1923) ist also nichts anderes als eine dritte Faltenstruktur und hat mit der Stirn einer Deckenfalte im herkömmlichen Sinne nichts gemeinsam! Gegen Osten lässt sich die Lunschania-Antiform nach VOLL (1976) bis gegen das Prättigau verfolgen.

In den Kalkglimmerschiefern der Terri-Gipfel-Zone bildet die Lunschania-Antiform im allgemeinen Scherfallen mit schwach nordöstlich einfallenden Achsen ($10-20^\circ$) und einer Achsenflächenparallelen Schieferung, die im östlichen Teil an sandigen Bänken gebrochen wird. Hier ist sie teilweise auch als relativ weitständige Crenulationsschieferung ausgebildet. Gegen Südwesten wird s_3 zunehmend penetrativ und ist von s_1 und s_2 nur noch in den Umbiegungen von B_3 -Falten und anhand von verfalteten Quarzgängen zu unterscheiden. Parallel dazu werden die B_3 -Falten isoklinaler. Mit B_3 und s_3 ist eine deutliche Streckung (Minerallängung) str_3 verknüpft.

In den reinen Tonschiefern ist s_3 durchwegs als «sleaty-cleavage» ausgebildet. In den Gneisquarzititen bewirkte die Lunschania-Antiform neben einer Schieferung auch Verfaltungen im 100 m-Bereich, wie sie am Piz da Ruinas Neras und im Val Serenastga gut zu beobachten sind (vgl. KUPFER-SCHMID 1977 und PROBST 1976).

4.2.2 Alpettas-Synform

Schon im Valser Querschnitt lässt sich im südlichsten Teil der Zone Piz Terri–Lunschania und vor allem in den südlich anschliessenden Einheiten der Misoxer Zone das Auftreten einer weiteren Schieferung beobachten, hier als weitständige Crenulationsschieferung mit schwacher Faltung entwickelt (vgl. VOLL 1976). Verfolgt man die mit dieser Schieferung verbundenen Strukturen, lassen sich diese mit der Alpettas-Synform verbinden, die auch die Umbiegungen der Grava-Serie und des Aul-Lappens bei der Alp Scharboda bewirken (vgl. Taf. I und II). Südlich anschliessend bildet die Darlun-Zone eine mit der Alpettas-Synform eng verknüpfte Antiklinalstruktur. Beide sind jünger als die B_3 -Strukturen der Lunschania-Antiform und sind demnach als B_4 -Strukturen zu bezeichnen. Die Achsenebene der Alpettas-Synform und der Darlun-Antiform stehen im grossen und ganzen senkrecht, teilweise fallen sie steil gegen Südosten ein. Die Faltenachsen fallen mit $10-20^\circ$ gegen ENE, sie sind also koaxial zu den B_3 -Strukturen.

Das frontartige Einsetzen der jüngeren B_4 -Falten lässt sich besonders schön im Gebiet westlich des Piz Terri erkennen, und zwar sowohl in der Terri-Gipfel-Zone, als auch in den Sosto-Schiefern. Die B_3 -Falten werden isoklinaler, s_3 penetrativer und in den pelitischen Lagen beginnt sich eine neue, weitständige Crenulationsschieferung (s_4) zu bilden. Schliesslich beginnen die B_3 -Falten zu ondulieren, s_4 wird deutlicher und erfasst auch kompetentere (sandig-kalkige) Lagen, bis sich schliesslich eine deutliche B_4 -Faltung entwickelt. Die Schieferung wird zunehmend penetrativ, in den Schenkeln wird das Gefüge vollständig nach s_4 transponiert, und es entwickelt sich eine Streckung str_4 . Dieses Einsetzen einer neuen Faltung, das wir in Figur 24 schematisch dargestellt haben, kann sich in einem Bereich von wenigen hundert Metern vollziehen.

Die B_4 -Strukturen werden gegen Südwesten deutlicher und werden schliesslich zum bestimmenden Gefügeelement. Mit zunehmender Metamorphose scheinen auch die Kompetenzunterschiede

zwischen Bündnerschiefern und Gneisen weniger bedeutend zu werden. So finden wir bei Compietto eine fast gleichförmige Verfaltung nach B_4 von Bündnerschiefern mit dem Kristallin der Soja- und Adula-Decke. Die Grenze, wo sich Kristallin und Mesozoikum etwa gleich plastisch verhalten, fällt mit dem Übergang der Epizone zur Mesozone zusammen.

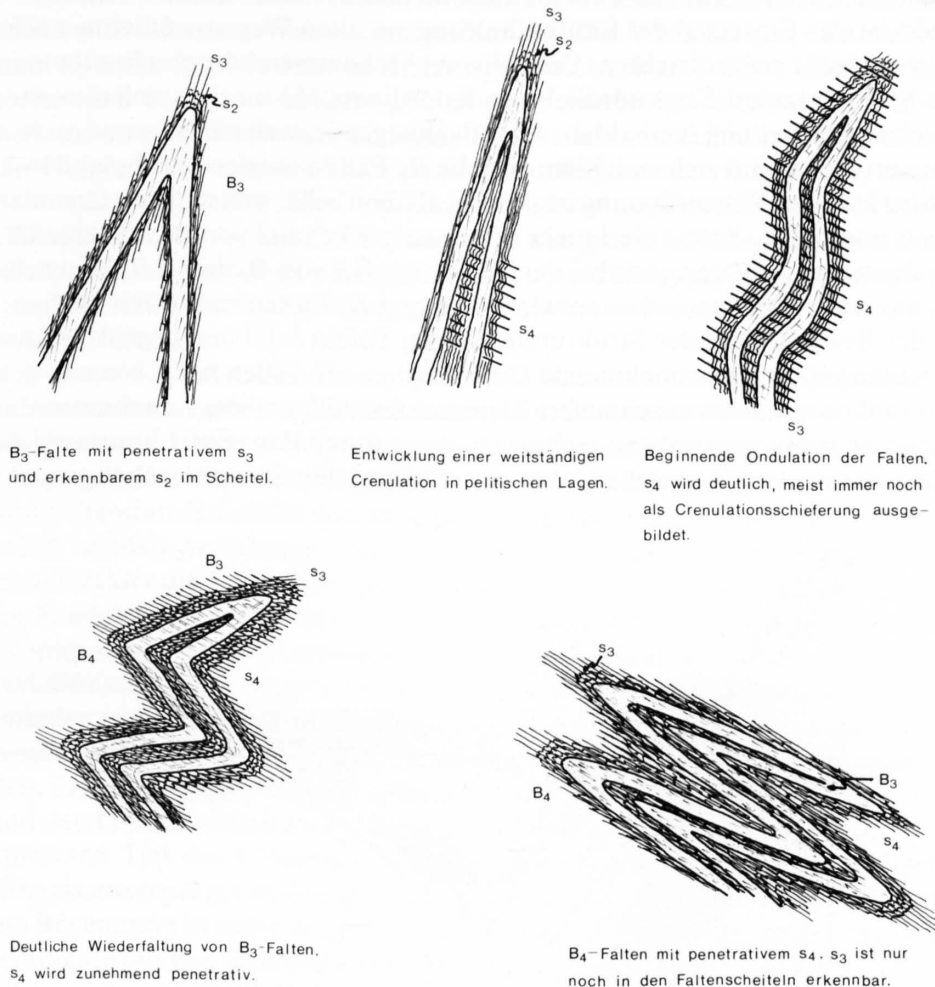


Fig. 24: Schematische Darstellung einer neuen Faltung (B_4 -Faltung).

4.2.3 Chiera-Synform

Das Gebiet um die Lucomagno-Decke wurde von einer letzten Deformation erfasst, die sich aufgrund ihres Stiles deutlich von den vorhergehenden Strukturen unterscheidet und die in Zusammenhang mit einer überregionalen, spätalpinen Synklinalstruktur steht. Diese nennen wir nach MILNES (1976) Chiera-Synform, und die damit verbundenen Strukturelemente müssen wir als B_5 -Strukturen bezeichnen, da es sich um die jüngste Schieferung und Faltung unseres Untersuchungsgebietes handelt und B_4 von dieser deformiert wurde. Wir kommen damit zur gleichen Numerierung wie VOLL (1976), der seine Erkenntnisse vor allem am Lukmanier-Profil darlegte. Unser B_5 entspricht dem F_3 von THAKUR (1971) (Molare-Santa-Maria fold) und dem F_4 von SIBBALD (1971).

B_5 ist charakterisiert durch offene, schwach NE-einfallende Falten mit kleiner Amplitude (meist weniger als 1 m), die teilweise als Spitzfalten (chevron folds) entwickelt sind und in Zusammenhang mit Kinkbändern stehen können. Dazu ist eine weitständige (1–10 mm) Crenulationsschieferung s_5 gebildet worden. Die ganze Art der B_5 -Strukturen deutet darauf hin, dass die Gesteine

während der Entstehung dieser Strukturen weniger duktil waren als während der Bildung von B_3 und B_4 . B_5 dürfte also nach dem Metamorphose-Höhepunkt entstanden sein, was sich übrigens auch in den Beziehungen Kristallisation–Deformation ausdrückt. So ist s_5 jünger als die Granatbildung und im Dünnschliff durch mimetische Struktur der Hellglimmer charakterisiert. All diese Eigenschaften machen die B_5 -Strukturen sowohl im Feld als auch im Schliff relativ leicht erkennbar.

Sehr schön ist das Einsetzen der fünften Faltung am alten Weg von Olivone nach Campo entlang der Sosto-Schlucht zu beobachten. Von Olivone herkommend durchschreitet man zuerst vierfach gefaltete Sosto-Schiefer. Etwa nördlich von Koordinate 155 machen sich die ersten Anzeichen einer neu einsetzenden Faltung bemerkbar. Eine flachliegende, weitständige und an Kinkbänder erinnernde Schieferung beginnt sich zu bilden, und die B_4 -Falten werden zunehmend isoklinal. In den Felswänden oberhalb der Wasserfassung ist dann s_5 als deutliche, weitständige Crenulationsschieferung entwickelt und die B_4 -Falten sind mehr oder weniger koaxial von B_5 wiedergefaltet. Wir können ungefähr denselben Übergang wie bei der Wiederfaltung von B_3 durch B_4 beobachten (Fig. 24), wobei aber s_5 nur noch als Crenulation entwickelt ist und B_5 -Falten stets offen bleiben.

Wie aus der Beschreibung der Strukturen und den Tafeln I–III hervorgeht, können wir östlich der Tessiner Kulmination eine zunehmende Deformation von Osten nach Westen, d. h. von tektonisch höheren Einheiten in tektonisch tiefere Elemente feststellen; diese Zunahme ist durch das Auftreten immer neuer Faltungen gekennzeichnet. Bedingt durch das relativ konstante Achsengefälle können wir ein Sammelprofil erstellen, das die strukturellen Zusammenhänge am besten zeigt (Fig. 25).

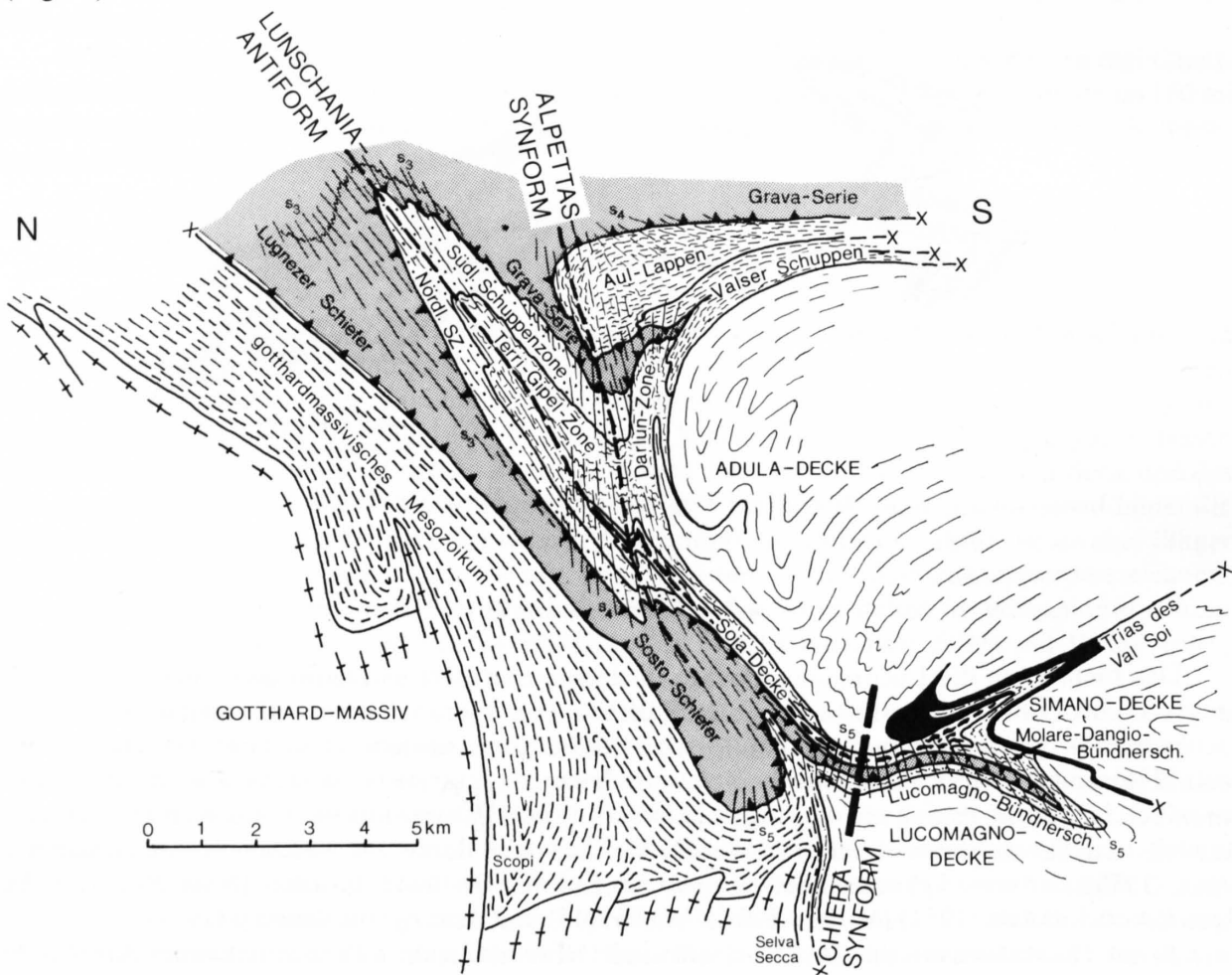


Fig. 25: Schematisches Sammelprofil der Strukturen östlich der Tessiner Kulmination (u. a. nach EGLI, J.D. FREY, KUPFER-SCHMID, THAKUR, UHR, VOLL und eigenen Aufnahmen).

4.3 Beschreibung der Strukturen der Bedretto-Zone

Die Strukturen westlich der Tessiner Kulmination sind wesentlich schwieriger zu interpretieren als diejenigen nördlich der Adula-Decke. Es treten in jenem Gebiet ähnliche Schwierigkeiten auf, wie sie MILNES (1974a) im Simplon-Gebiet beschrieben hat. Die Verfaltungen sind nicht mehr koaxial und fallen oft steil in den verschiedensten Richtungen ein. Auch sind viele Faltenstrukturen regional begrenzt, so dass sich kaum eine eindeutige Deformationsabfolge rekonstruieren lässt. Das ganze Gebiet ist mesozonal metamorphisiert und mindestens vierfach verfaltet, so dass sich die einzelnen Strukturen auch nicht von weniger in höher deformierte Regionen verfolgen lassen, was uns im östlichen Teil ja eine grosse Hilfe war. Der Schlüssel zur Entwirrung der tektonischen Verhältnisse liegt wohl in den Strukturen der Maggia-Decke, die leider wenig untersucht sind, aber eng mit der Deformation der Bedretto-Zone zusammenhängen. Unsere Ausführungen über die Bedretto-Zone sind deshalb mehr als Arbeitshypothese aufzufassen, und es muss weiteren Untersuchungen vorbehalten sein, diese zu überprüfen.

Auf die Struktur der Lebendun-Decke sind wir in Abschnitt 3.6 kurz eingegangen (vgl. Fig. 22). In unserem Untersuchungsgebiet ist demnach der untere Schenkel der Lebendun-Falte (nach MILNES 1974a) bestimmend. Die Spur der Achsenebene verliert sich wahrscheinlich zwischen Passo Cristallina und Lago Sfundau unter der Maggia-Decke. Reste dieser Struktur könnten aber auch in der Zone zwischen Lebendun-Kristallin und Maggia-Decke weiter nach Osten ziehen, was aber in dieser ausserordentlich intensiv verfalteten und zerscherten Zone nicht festgestellt werden kann. Beim Pizzo di Mezzodi bildet die Lebendun-Decke mitsamt ihrer mesozoischen Überdeckung eine Antiklinalstruktur ähnlich der Lunschania-Antiform (Abschnitt 4.2.1). Diese Antiklinalstruktur können wir bis zum Campolungo-Gebiet verfolgen. Ihr genauer Verlauf lässt sich aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht festlegen. Meist wird er durch einen Trias-Kern markiert, der von einer mehr oder minder symmetrischen Abfolge von Bündnerschiefern umgeben ist. Diese Antiklinalstruktur ist vom Sambuco-Teillappen überlagert und zusammen mit diesem von späteren Faltungen erfasst worden, deren wichtigste Auswirkungen in der Aufwölbung bei Campo la Torba (Sambuco-Antiform) und den Gneislamellen an der Stirn des Sambuco-Teillappens bestehen.

Im westlichsten Teil des Untersuchungsgebietes finden wir am Pizzo San Giacomo und am Pizzo Grandinagia ausgeprägte Synformen, die von HIGGINS (1964a) als «Phase 1 Folds» bezeichnet wurden. Diese Benennung ist sicher nicht berechtigt, liegen doch beim Pizzo San Giacomo eingemuldeten Trias-Sedimente auf den Bündnerschiefern der Formazora-Serie (vgl. Taf. I und II)! Zweifellos handelt es sich hier aber um früh angelegte Faltenstrukturen, werden diese doch von mindestens zwei weiteren Faltungen überprägt. Eine davon manifestiert sich in den von oben eingefalteten Gneislamellen am Nordrand der Lebendun-Decke. Diese Faltung könnte mit der Sambuco-Antiform in Verbindung stehen.

In den Bündnerschiefern der Formazora-Serie finden wir eine Antiklinalstruktur, belegt durch einen Trias-Kern und einen symmetrischen Aufbau der umgebenden Bündnerschiefer. Der untere Schenkel scheint aber gegen Südwesten auszuweichen und von einer Überschiebungsfläche entlang der Trias abgelöst zu werden. Dies muss aber noch überprüft werden, da wir diese randlich gelegenen Gebiete nur kursorisch begangen haben. Eine Synklinalstruktur haben wir aus der Gesteinsabfolge im Ri di Cristallina (vgl. Abschnitt 3.6) bei Stabiello angenommen, die sich aber aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht direkt beobachten lässt.

In den Sosto-Schiefern – leider ebenfalls schlecht aufgeschlossen – sind im Val Cavagnolo zwei Synklinalstrukturen auszumachen, die durch eine Antiform getrennt sind, in der die Gesteine der Formazora-Serie zum Vorschein kommen (vgl. Taf. II). Es liegt nahe, diese Antiform mit der deutlichen Aufwölbung im Norden der Lucomagno-Decke (Lucomagno-Gewölbezone nach MILNES 1976) zu verbinden, welche südlich von Airolo unter die Sosto-Schiefer eintaucht. Es ist möglich, dass diese Gewölbezone gegen Südwesten weiterzieht und in der Corno-Schuppe (OBERHOLZER 1955, LISZKAY 1965) ihre Fortsetzung findet.

Diese bis jetzt beschriebenen Strukturen werden von jüngeren Falten («late Alpine folds» nach MILNES 1974a) deformiert, die durch eine weitständige Crenulation und relativ offene Falten gekennzeichnet sind. Die Faltenachsen liegen deutlich flacher als die der älteren Deformationen, und die Beziehungen Kristallisation–Deformation sind die gleichen wie bei den B_5 -Strukturen östlich der Tessiner Kulmination. Diese jüngsten Faltungen müssen denn auch als Fortsetzung der Chiera-Antiform betrachtet werden, die im Westen in die Basodino-Falten nach MILNES (1974a) überleiten.

Die Strukturen im unteren Teil der Bedretto-Zone sind zwischen Airolo und San Giacomo erstaunlich konstant. Der grösste Teil der messbaren Faltenachsen und Lineare fallen mit 40–60° gegen NE ein. Wir interpretieren dieses einheitliche Gefüge als eine Überprägung durch eine Faltung mit stark penetrativer Schieferung, die früher angelegte Strukturen schwer erkenntlich macht. Sie erfasste sicher zwei, höchstwahrscheinlich aber drei vorher stattgefundene Faltungen und Schieferungen, wie dies anhand von gefalteten Falten und Schieferungen, verfalteten Quarzgängen und auch in Dünnschliffen festgestellt werden kann. Im Vergleich zum östlichen Untersuchungsgebiet bezeichnen wir diese Struktur als B_4 und bringen sie mit der Sambuco-Antiform in Verbindung, welche die Antiklinalstruktur der Lebendun-Decke und die Faltenstrukturen im Gebiet von San Giacomo wiederfaltet. Als B_4 bezeichnen wir diese Struktur auch deshalb, weil sie älter als die Faltung ist, die wir mit der Chiera-Synform verbinden können und die wir aufgrund der Erkenntnisse im Ostteil als B_5 bezeichneten (Abschnitt 4.2.3).

Im Bereich der jüngsten Faltung (B_5 : Chiera-Synform, Basodino-Falten) wird das bestimmende B_4 -Strukturelement verbogen, und die Lineationen und Faltenachsen beginnen zu streuen. So werden im Einflussbereich des Sambuco-Teillappens die Strukturen komplizierter, und die Achsen und Lineare fallen in den verschiedensten Richtungen ein. Die Auswirkungen dieser Faltung sind im oberen Teil der Bedretto-Zone sichtbar, während im unteren Teil möglicherweise die alten Strukturen übernommen wurden und sich bedeutende schieferungsparallele Versetzungen ereigneten, die aber schwer festzustellen sind (z. B. vermutete Versetzung in Taf. III und «Ruschelzonen» nach BURCKHARDT 1942). Da die Strukturen teilweise quer zu den geologisch bedeutenden Grenzen verlaufen und deshalb die Achsen stark schwanken, können wir kein generelles Sammelprofil zusammenstellen. Wir haben deshalb versucht, die strukturellen Zusammenhänge in drei verschiedenen Profilen darzustellen (Fig. 26).

4.4 Versuch der Rekonstruktion der tektonischen Entwicklung

4.4.1 Zusammenfassende Betrachtungen der Deformationsabfolge

Wir wollen uns für die Rekonstruktion des Ablaufes der tektonischen Ereignisse vor allem an das besser überschaubare Gebiet östlich der Tessiner Kulmination halten, wo die Strukturen eine klare, zeitliche Abfolge zeigen und nicht die ganze Region von späteren Deformationen überprägt wurde, wie das im Lepontin der Fall ist. Es kristallisieren sich aber gleichwohl Gemeinsamkeiten der tektonischen Entwicklung im ganzen Untersuchungsgebiet heraus. Wir können grundsätzlich drei Abschnitte der Entstehung der heutigen Grossstrukturen unterscheiden, die sich teilweise mit denjenigen von MILNES (1974, 1976) decken (hierzu auch Fig. 27). Diese einzelnen Abschnitte, wie auch die einzelnen Strukturelemente B_1 bis B_5 , wollen wir aber keinesfalls als «Phasen» verstanden haben, da kein deutlicher Hiatus zwischen ihnen besteht. Diese Abschnitte gehen vielmehr ineinander über, und es handelt sich deshalb mehr um eine schematische Unterteilung (vgl. Abschnitt 4.2, S. 43).

- *Frühalpine Überschiebungen und Deckenbildungen, verbunden mit ersten Faltungen und Schieferungen.*

Diesem Abschnitt können wir die Überschiebung der Bündnerschiefer der Misoxer Zone und die Abscherung der Lebendun- und der Soja-Decke zuordnen. Ferner ist anzunehmen, dass die

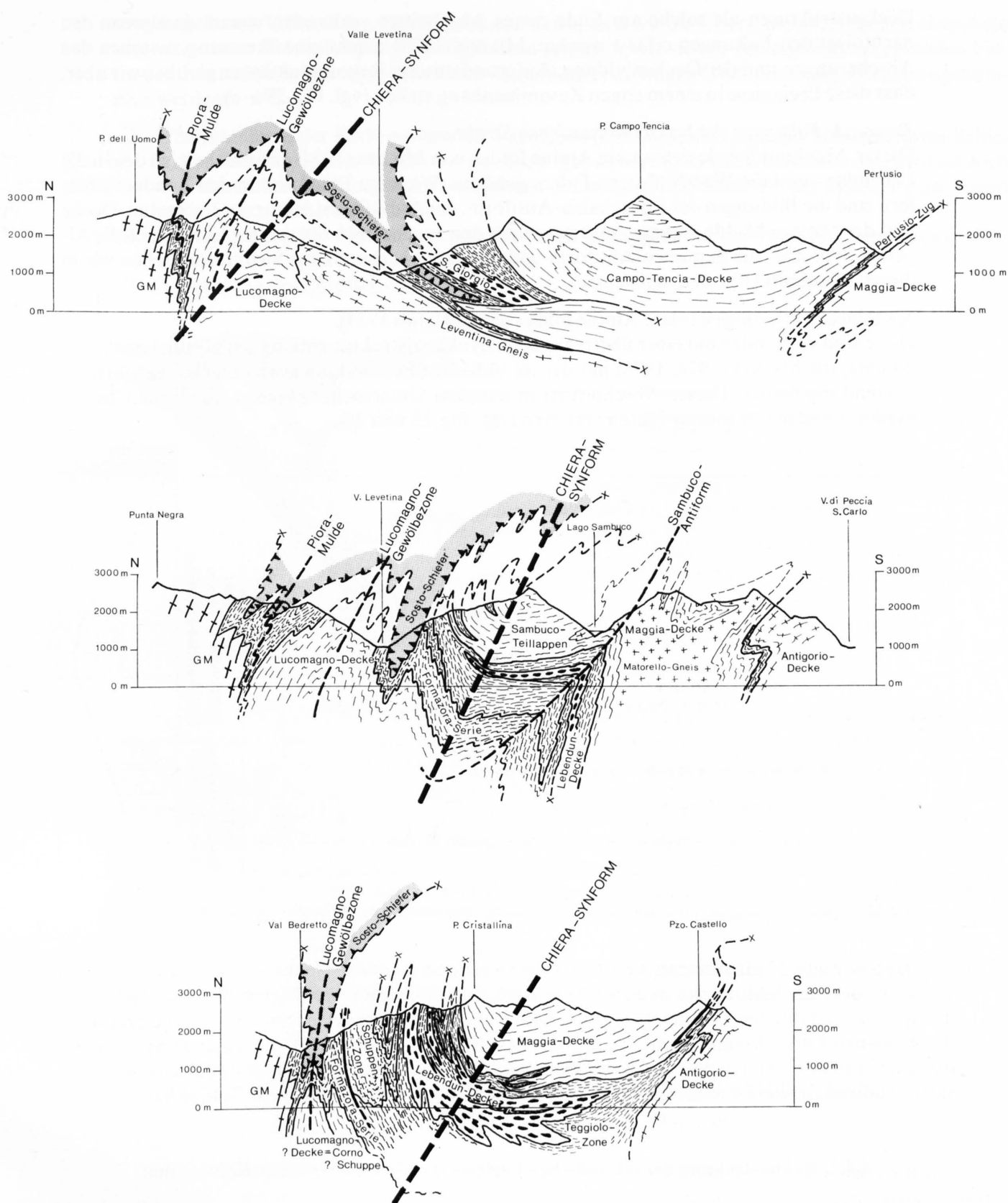


Fig. 26: Strukturprofile durch die Bedretto-Zone (u. a. nach BIANCONI, BURCKHARDT, GÜNTHERT, HASLER, HIGGINS, KELLER, MILNES, SIBBALD).

Deckenstrukturen als solche am Ende dieses Abschnittes vorhanden waren, da sie von den nachfolgenden Faltungen erfasst werden. MILNES (1974) macht eine Trennung zwischen den Abscherungen und der Deckenbildung. Aufgrund unserer Rekonstruktionen glauben wir aber, dass diese Ereignisse in einem engen Zusammenhang stehen (vgl. Fig. 29 a–c).

– *Regionale Faltungen der bereits vorhandenen Strukturen.*

Dieser Abschnitt würde den «main Alpine folds» von MILNES (1974) entsprechen, zu denen die Lebendun- und die Wandfluhhorn-Falten gehören. Wichtige Ereignisse in den Bündnerschiefern sind die Bildungen der Lunschania-Antiform, der Antiklinalstruktur der Lebendun-Decke und der Molare-Mulde – immer zusammen mit den zugehörigen Strukturen. Aber auch die Alpettas-Synform, die Sambuco-Antiform und die damit verbundenen Strukturen stellen wir in diesen Abschnitt (Fig. 29 d, teilweise e).

– *Spätalpine Verfaltungen* («late Alpine folds» nach MILNES 1974).

Diese sind verbunden mit einer überregionalen Synklinalstruktur entlang des nördlichen Penninikums; die MILNES (1974, 1978) mit der im südlichen Penninikum vorhandenen Antiform in Verbindung bringt. Dieser Abschnitt ist in unserem Untersuchungsgebiet durch die Chiera-Synform und die Basodino-Falten vertreten (vgl. Fig. 25 und 26).

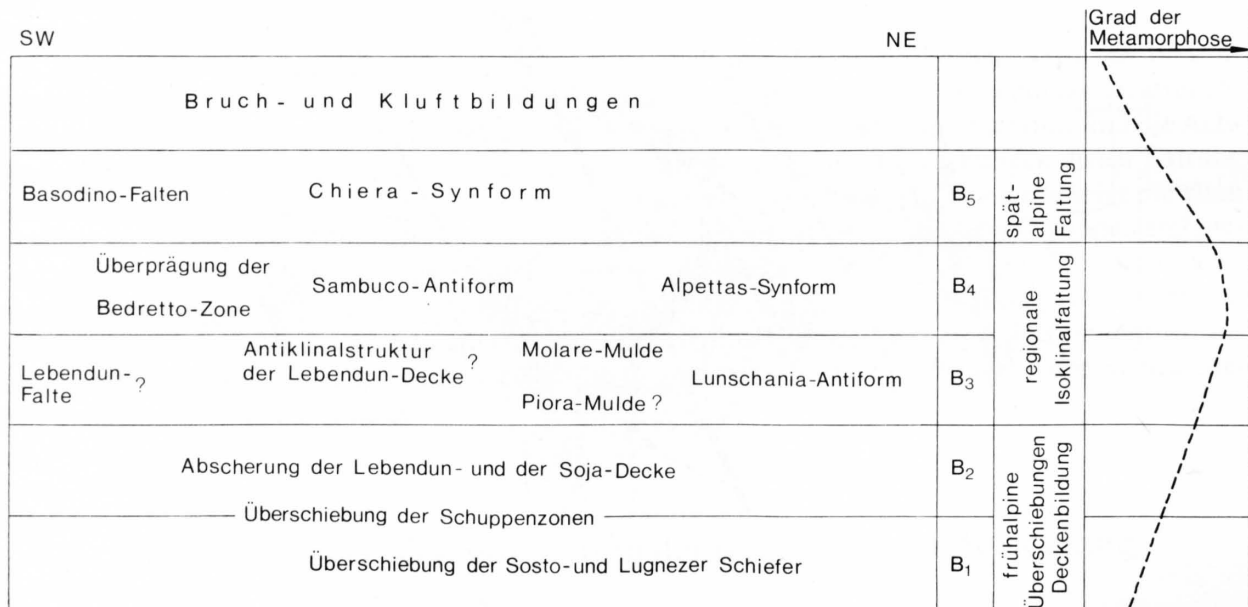


Fig. 27: Zusammenstellung der Deformationsabfolgen in den Bündnerschiefern des nördlichen Penninikums (vgl. Taf. III).

Der in Figur 27 eingezeichnete Verlauf der Metamorphose ist schematisch und soll vor allem anzeigen, dass die Bildung der B₅-Strukturen nach dem Höhepunkt der Metamorphose stattgefunden hat. Die maximalen Temperaturen sind natürlich je nach Region verschieden, was die Trennung der einzelnen Entwicklungsabschnitte problematisch macht. So zeigt z. B. die Alpettas-Synform im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes eher den Charakter einer späतालpinen Verfaltung, während sie im Südwesten alle Kennzeichen einer Hauptfaltung mit stark penetrativem Gefüge hat.

4.4.2 Rekonstruktion der tektonischen Ereignisse östlich der Tessiner Kulmination

Für die Rekonstruktion der einzelnen tektonischen Ereignisse (B₁ bis B₅) sind wir vom Sammelprofil in Figur 25 ausgegangen. Die Bündnerschiefer zwischen dem Gotthard-Massiv und dem Adula-Kristallin wurden grundsätzlich durch Überschiebungen und deren nachträglichen Verfal-

tungen geformt. Unser Vorgehen besteht nun darin, dass wir die Überschiebungsflächen abwickeln und so zu einer Vorstellung der Konfiguration gelangen, wie sie vor den regional bedeutenden Faltungen bestanden haben mag. Es können folgende drei wichtigen Überschiebungsflächen angenommen werden:

- I. Überschiebung der Einheiten der Misoxer Zone (Grava-Serie, Lugnezer Schiefer, Sosto-Schiefer) auf den nordpenninischen Raum. Es ist dies sicher die älteste Überschiebung, wird sie doch von sämtlichen nachfolgenden Ereignissen deformiert, und Elemente der Misoxer Zone liegen auf allen nördlicheren Einheiten.
- II. Überschiebung der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone der Zone Piz Terri–Lunschania auf die Terri-Gipfel-Zone.
- III. Abscherung des Soja-Kristallins.

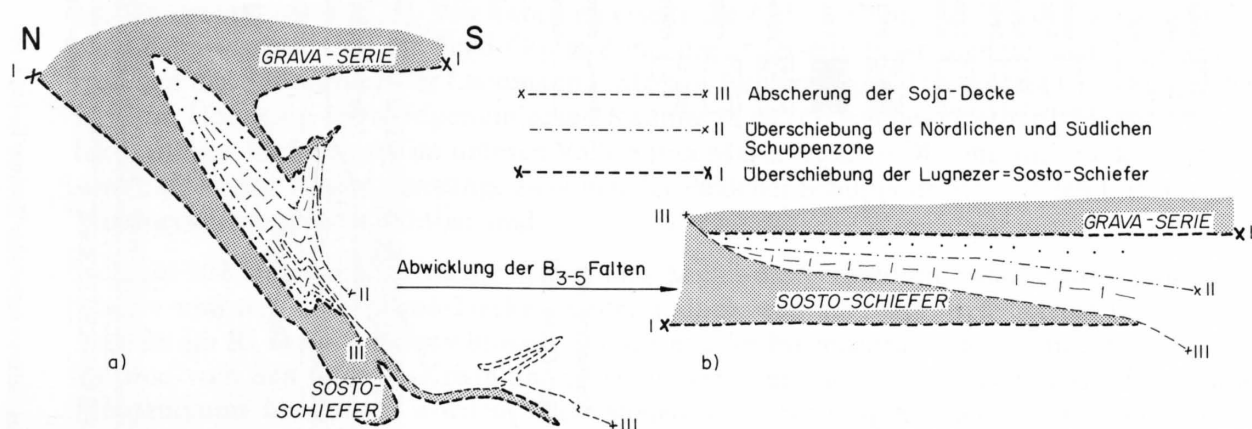


Fig. 28: Abwicklung der verfalteten Überschiebungsflächen.

In Figur 28a haben wir den Verlauf dieser Überschiebungsflächen aus dem Sammelprofil von Figur 25 entnommen. Bei einer Abwicklung der B_{3-5} -Falten kommt man ungefähr zu der in Figur 28b oder Figur 29c dargestellten Situation. Unter der Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse und mit der Annahme, dass die Überschiebungen I–III nacheinander wirksam gewesen sind, erhält man die in Figur 29a–c zusammengestellte Abfolge der tektonischen Ereignisse. Mit dieser Konstruktion erhalten wir eine bedeutende Verkürzung des kristallinen Untergrundes des nordpenninischen Raumes (der Betrag der Verkürzung hängt natürlich von der Annahme der Ausgangssituation ab), ohne dass regionale Grossfaltungen zwingend wären. Die Sedimente erlitten allerdings im Zuge dieser Einengung zwei Faltungen bzw. Schieferungen, da ja die nachfolgenden B_3 -Strukturen B_1 und B_2 deformierten.

Die in Figur 29c erhaltene Situation bildet den Ausgangspunkt für die Verfaltungen der B_{3-5} -Strukturen, deren Auswirkungen wir in Figur 29d und e schematisch dargestellt haben.

5. Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse des nordpenninischen Raumes

Die Rekonstruktion der paläogeographischen Verhältnisse des nordpenninischen Raumes ist mit grossen Schwierigkeiten und Unsicherheiten verbunden, da uns wichtige Kriterien fehlen, die für Analysen dieser Art wertvolle Informationen liefern. Als erstes ist die stratigraphische Einordnung nur grob zu machen und altersmässig nur durch die Fossilarmore belegt. Ferner sind die Gesteine durch Deformation und Metamorphose derart verändert worden, dass sich ursprüngliche Mächtig-

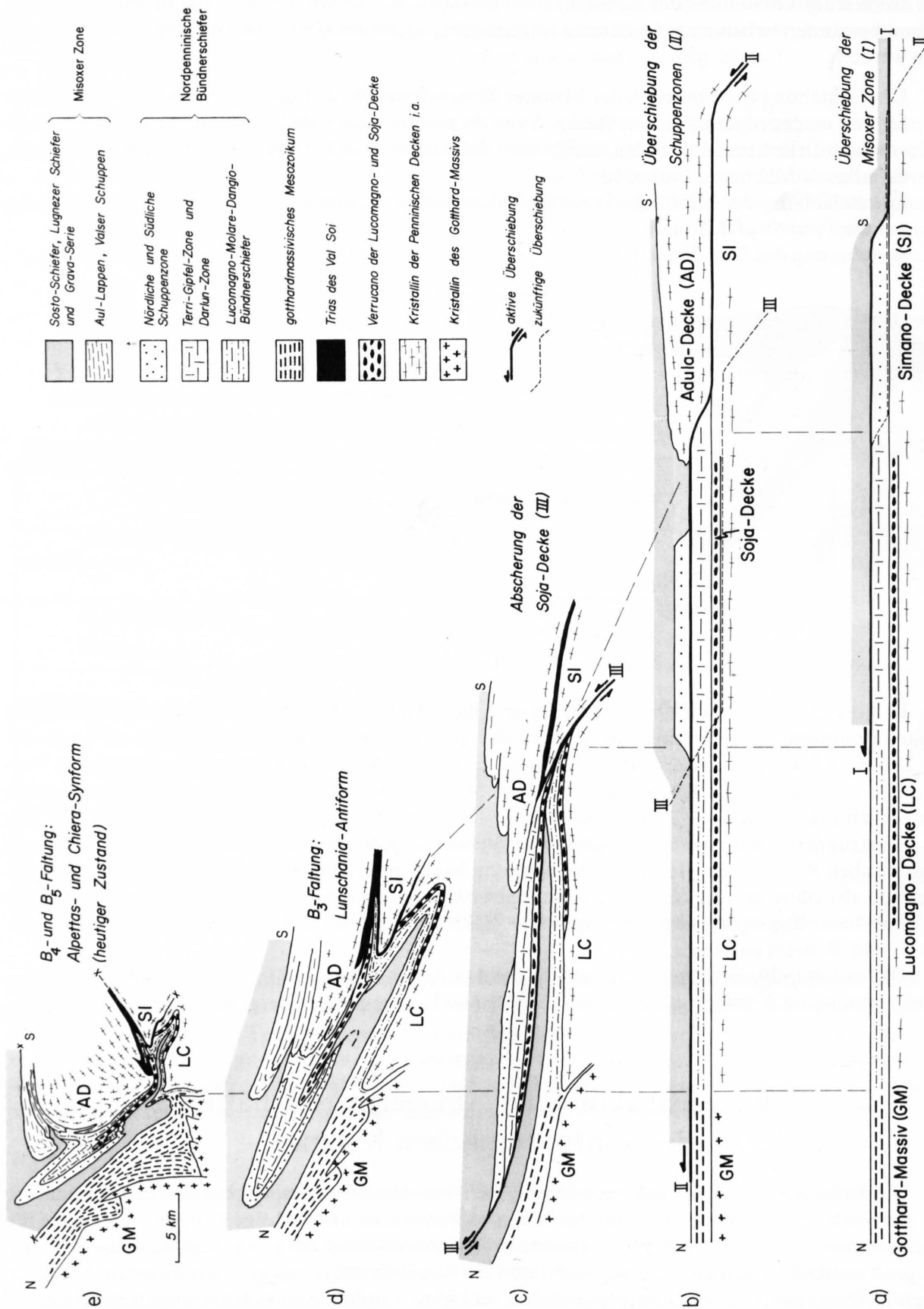


Fig. 29: Hypothetisches Entwicklungsschema des Gebietes östlich der Tessiner Kulmination.

keiten und Abmessungen der Ablagerungsräume nicht mehr exakt bestimmen lassen. Wir sind daher auf äusserst grobe Schätzungen angewiesen.

Für eine Rekonstruktion der Ablagerungsverhältnisse müssen zuerst die einzelnen tektonischen Einheiten «abgewickelt» werden, d. h. sie müssen unter Berücksichtigung der tektonischen Begebenheiten in einen räumlichen Zusammenhang gebracht werden. Figur 30 zeigt eine schematische Hinein- und Hinausstellung der tektonischen Einheiten anhand von drei Nord-Süd-Profilen, wie sie zu Beginn der Bündnerschiefer-Sedimentation (Wende Trias-Lias) bestanden haben mag und die den Ausgangspunkt zur palinspastischen Skizze in Figur 31 bildet. Im folgenden seien ganz kurz die wichtigsten Punkte rekapituliert, die uns zu dieser Darstellung brachten (vgl. auch Kapitel 3 und 4):

- Figur 30a zeigt im Prinzip das abgewickelte Sammelprofil von Figur 25, über dessen tektonische Entwicklung wir uns im Abschnitt 4.4.2 (Fig. 29) Gedanken gemacht haben (vgl. hierzu auch KUPFERSCHMID 1977). Wir haben einerseits die Aufschiebung der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone auf die Terri-Gipfel-Zone, die andererseits zusammen mit dem Soja-Verrucano auf den Sedimenten der Lucomagno-Molare-Region liegen. Die grösste Unsicherheit besteht im Übergang des nordpenninischen Raumes in das Gebiet des Gotthard-Massivs, da die tektonischen Verhältnisse im unteren Valle Santa Maria westlich Olivone äusserst kompliziert sind und direkte Zusammenhänge zwischen der Peidener Schuppenzone und den Lucomagno-Bündnerschiefern nicht sichtbar sind.
- In Figur 30b bilden die Sedimente in der Piora-Mulde die Verbindung zwischen dem Gotthard-Massiv und der Lucomagno-Decke. Weiter südlich sind als tektonisch tiefstes Element die Schiefer im Ri di Foch aufgeschlossen, die wir mit der Formazora-Serie verbinden (vgl. S. 38). Sie sind vom San Giorgio-Kristallin (Lebendun-Decke) und den Sedimenten des Lebendun-Mesozoikums überfahren worden. Diese stehen in Verbindung mit dem der Campo-Tencia-Decke direkt aufgelagerten Mesozoikum der Campolungo-Gegend. Südlichere Einheiten sind in diesem Querschnitt infolge Erosion nicht mehr vorhanden.
- In Figur 30c: Im Westen des Untersuchungsgebietes ist das gotthardmassivische Mesozoikum durch die Nufenen-Zone und durch Reste der Zone von Termen (vgl. LISZKAY 1965) vertreten. Das nördlichste Element des nordpenninischen Raumes ist die Formazora-Serie, die sowohl vom Kristallin der Lebendun-Decke samt Mesozoikum, als auch von der Schuppenzone überfahren wurde. Für eine südlichere Herkunft der Schuppenzone spricht einerseits die Trias-Basis an der Grenze zum Lebendun-Mesozoikum und zur Formazora-Serie, andererseits ergibt sich dadurch auch faziell ein sinnvolles Bild, finden sich doch dort die grössten Psephitlagen (vgl. Abschnitt 3.6, Fig. 23).

Für eine Beheimatung der Lebendun-Decke zwischen dem Gotthard-Massiv und dem Verampio-Gneis hat Joos (1969) überzeugende Gründe geliefert. Aus unseren Untersuchungen geht hervor, dass die Elemente der Lebendun-Decke in die Campolungo-Tremorgio-Region ziehen. Von dort lassen sie sich mit den Strukturen der Soja-Decke verbinden. Dieser Umstand spricht ebenfalls deutlich für eine nördliche Beheimatung der Lebendun-Decke.

Die allgemeinen stratigraphischen Grundlagen haben wir im Abschnitt 1.2 (Fig. 2) dargelegt. In den Nordpenninischen Bündnerschiefern haben wir die Fossilmarmore als einzigen stratigraphisch gesicherten Horizont, der sich aufgrund der Gryphäen als *Sinémurien* datieren lässt. Das Vorkommen dieser Marmore beschränkt sich auf den unteren Teil der Darlun-Zone und der Nördlichen und Südlichen Schuppenzone. Eine weitere Altersangabe kann aus den Arbeiten von PANTIĆ & GANSSER (1977) und PANTIĆ & ISLER (1978) entnommen werden. Aufgrund palynologischer Untersuchungen bestimmten sie in Gesteinen der Bedretto-Zone mittleren bis oberen Jura ¹⁾.

¹⁾ Es ist uns trotz Nachfragen nicht gelungen, die genauen Entnahmeorte dieser für uns so wichtigen Proben zu erhalten! Es ist daher möglich, dass die Bestimmung an den sicher jüngeren Sosto-Schiefern durchgeführt wurden. Wir möchten an dieser Stelle A. Isler für seine leider erfolglosen Bemühungen danken!

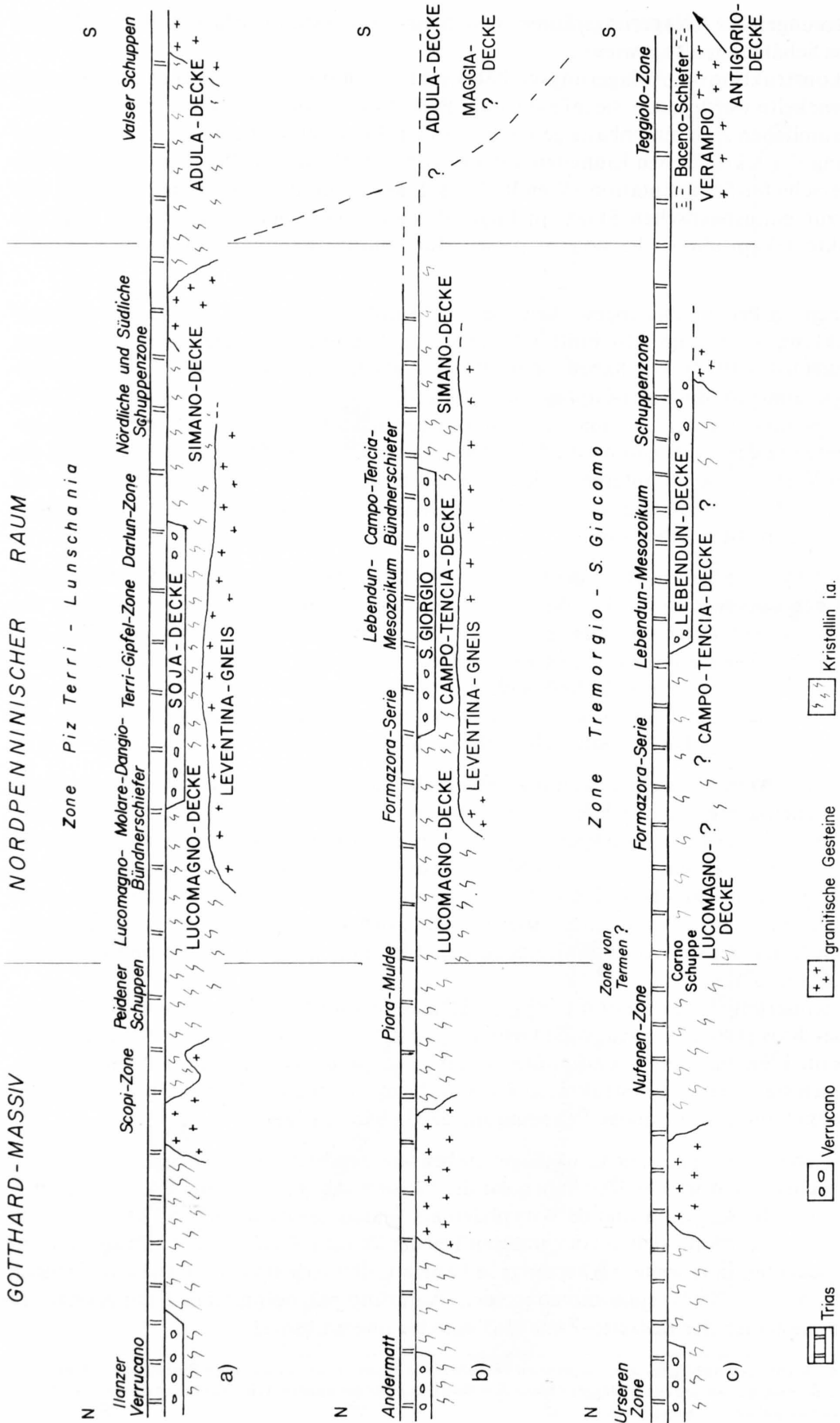


Fig. 30: Schematische «Abwicklung» des nordpenninischen Raumes anhand von drei Nord-Süd-Profilen.

Die mögliche stratigraphische Einordnung der nicht zu den Nordpenninischen Bündnerschiefern gehörenden Sosto-Schiefer haben wir im Abschnitt 3.1.1 (S. 24) gemacht.

Neben diesen spärlichen stratigraphischen Angaben müssen wir uns für die paläogeographische Interpretation (Fig. 31) vor allem an die in Kapitel 3 aufgestellten, schematischen Normalprofile halten (Fig. 11, 18, 20 und 23). Beim Vergleich der einzelnen Profile fallen gewisse Gemeinsamkeiten auf. Auf einer unterschiedlich ausgebildeten und unterschiedlich mächtigen unteren Schieferserie folgt eine grobe Schüttung, angezeigt durch Blocklagen, Breccien und Gneisquarzite. Darauf werden die Sedimente wieder zunehmend feinkörniger und gehen in eine obere Schieferserie über.

Wichtige Anhaltspunkte liefern uns die psephitischen Lagen und die Kalifeldspat führenden Gneisquarzite, in denen wir ungefähre Schüttungsrichtungen bestimmen können. So ermittelten wir für die Gneisquarzite der Zone Piz Terri–Lunschana eine Schüttung aus Südwesten (S. 28), während die psephitischen Lagen der Zone Tremorgio–San Giacomo eine solche aus südlicher Richtung anzeigen (S. 42). Wir müssen also im Süden bis Südosten des nordpenninischen Raumes eine Schwel-

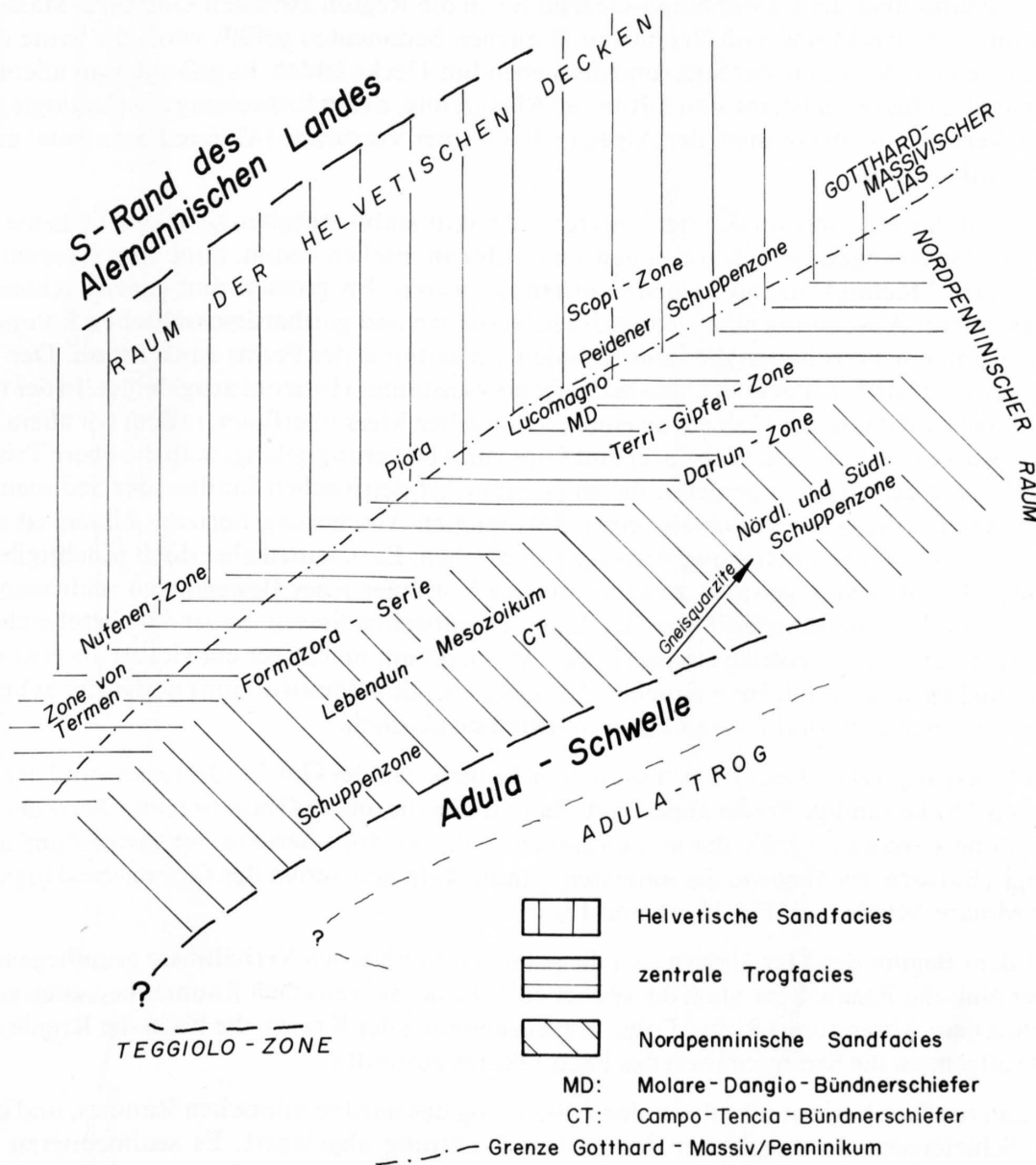


Fig. 31: Palinspastische Kartenskizze des nordpenninischen Ablagerungsraumes zur Lias-Zeit.

lenzone annehmen, die uns zumindest während einer gewissen Zeit diesen Raum vom übrigen Penninikum abtrennt. Im Norden geht der nordpenninische Raum in die Ablagerungen des gotthardmassivischen Lias über, denn es sind keine Anzeichen einer Trennung dieser beiden Einheiten erkennbar. Die Formazora-Serie zeigt im Gegenteil deutliche Anklänge an die gotthardmassivischen Sedimente (S. 41), und die Terri-Gipfel-Zone weist mit ihren monotonen und mächtigen Abfolgen auf eine Trogfazies hin. Einzig die Lucomagno-Bündnerschiefer passen nicht ganz in das in Figur 31 dargestellte Schema, so dass sie möglicherweise auf einer Hochzone innerhalb des nordpenninisch-helvetischen Grenzraumes abgelagert wurden. Dies ist aber eine sehr spekulative Annahme, liegen doch die Lucomagno-Bündnerschiefer in einem sehr stark deformierten Gebiet.

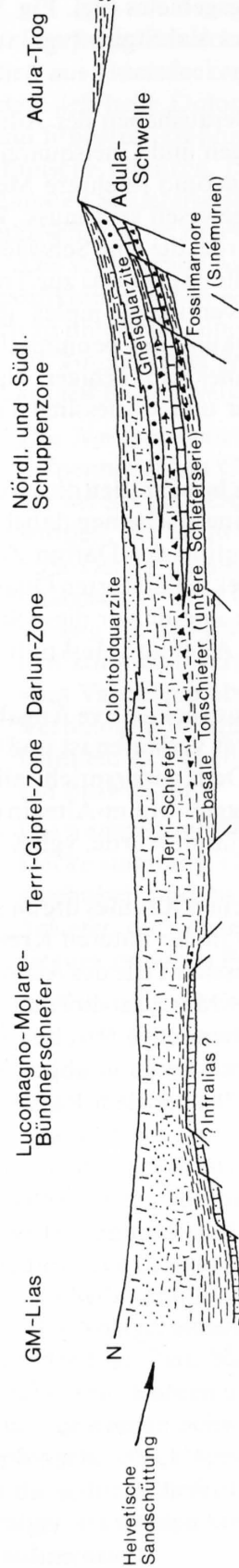
Die Entwicklung des nordpenninischen Raumes

- Im *Perm* kommt es wahrscheinlich zur Bildung einer Grabenstruktur, die sich vom Gebiet Molare–Simano über die Campolungo-Gegend bis in die Region zwischen Gotthard-Massiv und Verampio erstreckt und von Verrucano-ähnlichen Sedimenten gefüllt wird, die heute im wesentlichen das Kristallin der Soja- und der Lebendun-Decke bilden. Es gelangen vor allem Konglomerate, Quarzsandsteine und Siltite zur Ablagerung, deren Entstehung aus Analogie zu andern Verrucano-Vorkommen der Alpen (z. B. Glarner Verrucano) als rein kontinental angesehen werden kann.
- Während der *Trias* scheint sich der Untergrund relativ stabil verhalten zu haben, denn die triasischen Ablagerungen bedecken den ganzen nordpenninischen Raum, ohne dass Anzeichen bedeutender Mächtigkeitsunterschiede vorhanden wären. Im grossen und ganzen schliesst die *Trias* in ihrer Ausbildung an diejenige des helvetischen und gotthardmassivischen Raumes an. In der unteren *Trias* halten die kontinentalen Verhältnisse des *Perms* zunächst an. Der *Trias*-Basisquarzit wird sedimentiert, ist aber nicht als konstanter Horizont ausgebildet. In der mittleren *Trias* wird das ganze Gebiet von einem sehr flachen Meer überflutet, in dem vor allem Dolomite, Kalke (heute weisse Marmore) und Gips zur Ablagerung gelangen. In die obere *Trias* fällt die Bildung der Quarten-Schiefer, die einen vermehrt detritischen Einfluss der Sedimentation anzeigen. Da die Quarten-Schiefer einen bevorzugten Abscherungshorizont bilden, ist es sehr schwierig, über ihre Entstehung Aussagen zu machen. Es scheinen aber doch Mächtigkeitsunterschiede vorhanden gewesen zu sein, was auf Vorläufer jener Bewegungen schliessen lässt, welche die Bündnerschiefer-Tröge der Lias-Zeit entstehen liessen. So sind wahrscheinlich die Quarten-Schiefer im gotthardmassivischen Mesozoikum mächtiger entwickelt als etwa in der Campo-Tencia-Gegend. Im westlichen Teil des Lebendun-Mesozoikums und in der Schuppenzone der Zone Tremorgio–San Giacomo fehlen sie gänzlich.
- Am Übergang *Trias–Lias* (Rhät?) werden in Teilgebieten des Gotthard-Massivs und der Lucomagno-Decke sandige Serien abgelagert. Es sind dies die untere Granatschiefer-Serie der Nufenen-Zone (LISZKAY 1965), die autochthonen Teile der Stgir-Serie in der Scopi-Zone am Piz Scopi (BAUMER 1964) sowie die untersten, sandig-kalkigen Serien des Grumascio-Hügels und der Molare-Mulde (vgl. Fig. 15, 16 und 18).

Mit dem Beginn des Lias ändern sich die paläogeographischen Verhältnisse grundlegend. Der ganze penninische Raum, aber auch die südlichen Teile des helvetischen Raumes beginnen sich abzusenken. Diese Absenkung ist eine Folge der Ausdehnung der Kruste, die bis in die Kreide anhält und ganz allgemein die Sedimentation des Penninikums bestimmt.

- Im unteren *Lias* beginnt die allgemeine Absenkung des nordpenninischen Raumes, und es wird die Schieferserie im Liegenden der groben Schüttung abgelagert. Es sedimentieren zuerst schwarze Tonschiefer, die einen Wechsel von oxidierendem Milieu (Quarten-Schiefer) zu reduzierenden Bedingungen anzeigen. Im Gebiet der Zone Piz Terri–Lunschania werden die Bewe-

ZONE PIZ TERRI - LUNSCHANIA



ca. 10 km?

Zone von ?
Termen

ZONE TREMORGIO - SAN GIACOMO

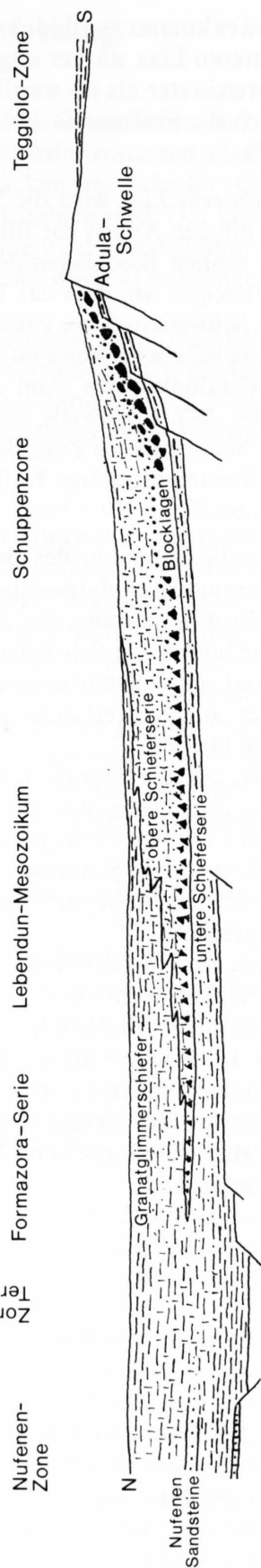


Fig. 32: Hypothetische Profile durch den Ablagerungsraum der Nordpenninischen Bündnerschiefer (GM-Lias = gotthardmassivischer Lias).

gungen kräftiger, und es kommt zur Bildung basaler Dolomitbreccien (vgl. Fig. 11). Offenbar ist dieses Gebiet im unteren Lias stärker abgesunken, denn die untere Schieferserie ist deutlich mächtiger und differenzierter als im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes (vgl. Fig. 32). Hier bilden sich auch die Sinémurien-Fossilmarmer und das Riff des Val Stgira (vgl. auch KUPFERSCHMID 1977).

- Ab *mittlerem oder oberem Lias* wird die Sedimentation durch das Herausheben der Adula-Schwelle bestimmt, die den Anlass zur Bildung von psephitischen Lagen und Gneisquarziten bildete. Die extrem groben Blocklagen der Zone Tremorgio–San Giacomo (mehrere Meter grosse Gneisblöcke!) zeigen an, dass das Relief äusserst akzentuiert gewesen sein muss. Wir nehmen an, dass die Schwellengrenze von einer Bruchzone gebildet wurde, die eine Schwächezone darstellte, welche möglicherweise im Zuge der späteren Gebirgsbildung Anlass zur Trennung des Adula-Kristallinkörpers vom unterliegenden Simano–Leventina-Komplex gab. Durch Abtragung der Adula-Schwelle und weitere allgemeine Absenkung des penninischen Raumes werden die Sedimente im Zuge der weiteren Entwicklung immer feinkörniger. Nach den Gneisquarziten kommen sandige Kalkschiefer, dann Kalkschiefer und schliesslich Ton-schiefer zur Ablagerung.

In Figur 32 haben wir die Sedimente des unteren Jura in zwei schematischen Profilen durch den nordpenninischen Ablagerungsraum dargestellt. Als problematische Gesteine erscheinen dabei die Lagensandkalke und Chloritoidquarzite, die den Abschluss der Sedimentation der Darlun-Zone und der Terri-Gipfel-Zone bilden. Da sich in den relativ reinen, vollständig rekristallisierten Quarziten keine Korngrössen und somit Schüttungsrichtungen bestimmen lassen und da wir diese Sedimente nicht mit andern Serien sicher verbinden können, muss die Frage nach Alter und Herkunft des detritischen Materials offen bleiben.

Über den weiteren Verlauf der Sedimentationsgeschichte lassen sich nur spekulative Angaben machen. Man könnte nun annehmen, dass die Sedimentation normal weiter verlaufen ist und die oberen Serien während der alpinen Gebirgsbildung abgeschert wurden. Dem widerspricht allerdings, dass wir nirgends Reste dieser Sedimente finden. Auch würde das Dogger–Malm-Alter in der Bedretto-Zone (sofern es in den Nordpenninischen Bündnerschiefern bestimmt wurde, vgl. S. 53) gegen eine solche These sprechen.

Wir nehmen daher an, dass die weitere Entwicklung des nordpenninischen Raumes durch stetige Absenkung (wahrscheinlich während des ganzen Juras, eventuell auch in der unteren Kreide) gekennzeichnet ist. Da sowohl die Adula-Schwelle im Süden, als auch die grössten Teile des Aleman-nischen Landes während des Doggers als Liefergebiete verlorengehen, tritt Mangelsedimentation auf. Erst mit dem Beginn der alpinen Gebirgsbildung und dem damit verbundenen Wechsel von Ausdehnung zur Kompression der Kruste wurde eventuell Flysch gebildet, der dann abgeschert wurde und heute als ultrahelvetisch–penninischer Flysch (Sardona-Flysch?) über dem Raum der helvetischen Decken zu finden ist.

Zusammenfassung

Die tiefpenninischen Einheiten im nordwestlichen Graubünden und im nördlichen Tessin bestehen aus Gneisdecken, die von mesozoischen Metasedimenten umgeben sind. An deren Basis befinden sich helle Dolomite und Marmore, Rauhwacken und Schiefer (Quarten-Schiefer), die aufgrund lithostratigraphischer Vergleiche zur Trias zu zählen sind. Die Trias-Gesteine markieren oft tektonische Grenzen. Die Hauptmasse der Sedimente wird von metamorphen, meist detritisch beeinflussten Schieferserien gebildet, die Bündnerschiefer genannt werden und denen jurassisches und kretazisches Alter zugesprochen wird.

Die vorliegende Arbeit beschränkt sich auf die Untersuchung dieser Gesteine, deren Typen und Klassifikation wir in Kapitel 2 behandeln. Ferner versuchten wir, die mesozoischen Serien tektonisch zu unterteilen und – soweit möglich – auch lithostratigraphisch zu gliedern.

Es können zwei grundsätzlich verschiedene Bündnerschiefer-Einheiten im Untersuchungsgebiet ausgeschieden werden:

- Die *Nordpenninischen Bündnerschiefer*, die im Prinzip die normale Überdeckung der unteren tiefpenninischen Gneisregion bilden. Sie wurden in zwei Zonen unterteilt. Im östlichen Teil ist die bereits gut beschriebene Zone Piz Terri–Lunschania (KUPFERSCHMID 1977) ausgeschieden worden, die bis in die Molare-Mulde verfolgt werden konnte und die eng mit der Struktur der Soja-Decke zusammenhängt. Im westlichen Teil trennten wir neu die Zone Tremorgio–San Giacomo von der bis anhin ungegliederten Bedretto-Zone ab. Hier ist es die Lebendun-Decke, die eng mit den Bündnerschiefern der Zone Tremorgio–San Giacomo verknüpft ist. Beide Zonen können in verschiedene tektonische Untereinheiten gegliedert werden, und sie lassen sich vom Val Blenio über die Molare-Mulde in das Campolungo–Tremorgio-Gebiet miteinander in Verbindung bringen. Die Zone Piz Terri–Lunschania und die Zone Tremorgio–San Giacomo befinden sich in ähnlicher tektonischer Position und zeigen Gemeinsamkeiten in der sedimentären Entwicklung.
- Die andere Einheit besteht aus Sedimenten der Misoxer Zone, die aus dem Rücken der Adula-Decke stammen. Gewisse Teile dieser Zone wurden auf die Nordpenninischen Bündnerschiefer geschoben und mit diesen nachträglich verfaltet. Wichtig sind vor allem die *Lugnezer–Sosto-Schiefer*, die sich im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes finden und deren Nordrand die Grenze zwischen Penninikum und den gotthardmassivischen Sedimenten bildet.

In Kapitel 4 werden die regional wichtigen Strukturen und deren Entwicklung beschrieben. Es konnten fünf Faltungen (B_1 bis B_5) unterschieden werden, die in Zusammenhang zu verschiedenen regionalen Grossstrukturen und bestimmten Entwicklungsabschnitten stehen. Der erste Abschnitt ist durch Überschiebungen und Abscherungen geprägt (Überschiebung der Einheiten der Misoxer Zone auf den nordpenninischen Raum, Abscherung der Soja- und Lebendun-Decke). Die dadurch entstandenen Strukturen wurden grossräumig wiedergefaltet (B_3 und B_4 : Lunschania-Antiform, Alpettas-Synform, Sambuco-Antiform). Das letzte Faltungsereignis (B_5) fand nach dem Metamorphose-Höhepunkt statt und war mit der Bildung einer grossen Synform (Chiera-Synform) verbunden, die durch das ganze nördliche Tessin zieht.

Die Sedimentation der Nordpenninischen Bündnerschiefer ist durch eine zunehmende Absenkung des Ablagerungsraumes gekennzeichnet, wahrscheinlich als Folge einer Ausdehnung der Kruste ab der Lias-Zeit. Nach der Ablagerung einer unteren Schieferserie mit Tonschiefern, Kalkglimmerschiefern, Kalken und Dolomitbreccien wird die Sedimentation durch eine Schüttung von einer südlich gelegenen Schwelle (Adula-Schwelle) bestimmt. An der Basis dieser Serie finden sich grobsephitische Blocklagen bis grobsandige Sedimente (Gneisquarzite). Durch weitere Absenkung gehen die sedimentliefernden Schwellenzonen weitgehend verloren, und die Sedimentation wird feinkörniger. Es werden sandige Kalkglimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und schliesslich Tonschiefer sedimentiert.

Summary

The investigated area lies on the northern border of the Lower Penninic nappes in northwestern Grison and northern Tessin (Central Alps, Switzerland). These nappes consist of gneiss cores which are covered by Mesozoic metasediments. The lower part of the Mesozoic is composed of dolomites, marbles, rauhwackes and schists (Quarten-Schiefer) which are regarded to be of Triassic age by lithostratigraphic comparison. They are clearly distinguished from the upper part of the sedimentary cover. Triassic rocks often indicate tectonic boundaries. The upper and more important part of the sedimentary sequence consists mainly of detritic schists which are called "Bündnerschiefer" or "schistes lustrés" and said to be of Jurassic or Cretaceous age.

The present work is restricted to an investigation of the Bündnerschiefer. A general classification of these rocks has been tried to set up (chapter 2) and the Bündnerschiefer zone has been separated into different tectonic units (chapter 3). As far as possible, preliminary lithostratigraphic sections had also been constructed.

Two basically different units of Bündnerschiefer are represented in the investigated area:

- The *north-Penninic Bündnerschiefer* which are in principle the normal stratigraphic cover of the lowest Penninic nappes. Two zones have been distinguished: in the east the already known and well-described Piz Terri–Lunschania zone (KUPFERSCHMID 1977) ending at the Molare synform and being strongly connected to the structure of the Soja nappe, a basement slide-sheet in the Bündnerschiefer. In the western part the Tremorgio–San Giacomo zone has been separated from the Bedretto zone which was not divided until now. The Lebendun nappe (also a basement slide-sheet) is the determining structure of this zone. Both zones have been further divided into several tectonic subunits and it is possible to connect them in the region of Pizzo Molare and Campolungo–Tremorgio. They are in the same tectonic position and they show a similar sedimentary and tectonic evolution, therefore they are supposed to originate from the same sedimentary basin.
- The other unit originates from the Misox zone which is the sedimentary cover of the Adula nappe. Parts of this zone were thrust over the north-Penninic Bündnerschiefer and afterwards both units were folded several times together. The *Sosto–Lugnez schists* are the most important part of the Misox zone in the subject area. These schists form the northern boundary of the Pennine.

The whole area has been intensely deformed and metamorphosed (greenschist and amphibolite facies). Five different foldings were recognized which have been related to several regional structures determining three events of the structural development. The first event is characterized by thrusting and sliding ("early Alpine" cf. MILNES 1974*b*). The units of the Misox zone were thrust over the north-Penninic area and the Soja and Lebendune nappes were formed by sliding. Coincident with the thrusting two foldings happened: B_1 and B_2 . These structures were redeformed by regional, tight to isoclinal foldings (B_3 and B_4 structures: Lunschania antiform, Alpettas synform, Sambuco antiform). B_3 and B_4 are characterized by a strong penetrative schistosity and they correspond with the "main Alpine" event of MILNES (1974*b*). The last folding event B_5 ("late Alpine") has taken place after the main metamorphism. It is recognized by open folds, a crenulation cleavage and mimetic structure of white micas. The last folding formed a large synform (Chiera synform) which crosses the whole region of the northern Tessin.

The sedimentation has recorded a sinking basement during Jurassic, probably caused by a spreading of the crust since Upper Triassic–Lower Jurassic. After the deposition of a lower series of schists (with clay, marly limestones, fossiliferous limestones and dolomitic breccias) the sediment has been delivered from a southern swell (Adula-Schwelle). These sediments were coarse breccias (components over two meters large) and sands at the base. As the sinking of the basement continued, the positive area, which had acted as a source of detritus, was reduced in elevation and consequently the sediments became finer: marly shales and clay were deposited.

Literaturverzeichnis

- AMMANN, P. (1973): *Geologia e Petrografia della Regione del Pizzo Molare*. – Diss. ETH Zürich.
- ANTOINE, P. (1972): *Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de la zone de Brèches de Tarentaise)*. – Géol. alp. (Grenoble) 48/1, 5–40.
- AUBOUIN, J. (1965): *Geosynclines*. – Developments in Geotectonics I (Elsevier, Amsterdam).
- BAUMER, A. (1964): *Geologie der gotthardmassivisch-penninischen Grenzregion. Geologie der Blenikraftwerke*. – Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. 39.
- BAUMER, A., FREY, J. D., JUNG, W. & UHR, A. (1961): *Die Sedimentbedeckung des Gotthard-Massivs zwischen oberem Bleniotal und Lugnez*. – Eclogae geol. Helv. 54/2, 478–491.
- BIANCONI, F. (1965): *Resti fossili in rocce mesometamorfiche della regione del Campolungo*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/2, 571–596.
- (1971): *Geologia e petrografia della regione del Campolungo*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 142.
- BOLLI, H. M. & NABHOLZ, W. K. (1959): *Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien*. – Eclogae geol. Helv. 52/1, 237–270.
- BOSSARD, L. (1929): *Petrographie der mesozoischen Gesteine im Gebiet der Tessiner Kulmination*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 9/1, 107–159.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): *Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 22/1, 99–186.
- CHADWICK, B. (1965): *The Structural and Metamorphic Geology of the Lukmanier Region, Ticino*. – Ph. D. thesis, Univ. London.
- (1968): *Deformation and Metamorphism in the Lukmanier region, Central Switzerland*. – Bull. geol. Soc. Amer. 79/9, 1123–1150.
- DAL VESCO, E. (1964): *Die geologischen Verhältnisse im Bereich der Piora-Mulde*. – Eidg. Amt Strassen- und Flussbau. Eidg. Amt Verkehr.
- EGLI, W. (1966): *Geologisch-petrographische Untersuchungen in der NW-Aduladecke und in der Sojaschuppe (Bleniotal, Kanton Tessin)*. – Diss. ETH Zürich.
- FRANK, E. (1978): *Metamorphose mesozoischer Gesteine im Profil Brig–Verampio. Mineralogisch-petrographische und isotopengeologische Untersuchungen*. – Diss. Univ. Bern.
- FREY, J. D. (1967): *Geologie des Greinagebietes*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 131.
- FREY, M. (1974): *Alpine Metamorphism of Pelitic and Marly Rocks of the Central Alps*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 54/2–3, 489–506.
- (1977): *Progressive Low-Grade Metamorphism of a Black Shale Formation, Central Swiss Alps, with special Reference to Pyrophyllite, Margarite Bearing Assemblages*. – J. Petrol. 19/1, 93–135.
- GANSSE, A. (1937): *Der Nordrand der Tambodecke*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 17/2, 291–523.
- GANSSE, A. & DAL VESCO, E. (1964): *Bericht über die Exkursion B der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft: SE-Gotthardmassiv und Penninikum (Piora-Lukmanier-Bleniotal)*. – Eclogae geol. Helv. 57/2, 619–628.
- GEYER, O. F. (1977): *Die «Lithotis-Kalke» im Bereich der unterjurassischen Tethys*. – N. Jb. Geol. Paläont. [Abh.] 153/3, 304–340.
- GRUBENMANN, J. U. (1970): *Die Bündnerschiefer der Val Torta (Val Bedretto)*. – Diplomarb. ETH Zürich.
- GÜBELIN, E. (1939): *Die Mineralien im Dolomit von Campolungo (Tessin)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 19/2, 325–442.
- GÜNTHER, A. (1954): *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31/1, 1–159.
- GÜNTHER, A., STERN, W. B. & SCHWANDER, H. (1976): *Isochemische Granitgneisbildung im Maggia-Lappen (Lepontin der Zentralalpen)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/1, 105–143.
- HANSEN, J. W. (1972): *Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Bündnerschiefer-Serien zwischen Nufenenpass (Schweiz) und Cascata Toce (Italia)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 52/1, 109–153.
- HASLER, P. (1949): *Geologie und Petrographie der Sambuco–Massari-Gebirgsgruppe zwischen der oberen Valle Leventina und Valle Maggia im nördlichen Tessin*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 29/1, 50–155.
- HEIM, ALB. (1891): *Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 25.
- HEITZMANN, P. (1969): *Die Bündnerschiefer zwischen Val Piana und Val Cassinello (Val Bedretto)*. – Diplomarb. ETH Zürich.
- HIGGINS, A. K. (1964a): *The Structural and Metamorphic Geology of the Area between Nufenenpass and Basodino, Tessin, S. Switzerland*. – Ph. D. thesis, Univ. London.
- (1964b): *Fossil Remains in Staurolite-Kyanite Schists of the Bedretto-Mulde Bündnerschiefer*. – Eclogae geol. Helv. 57/1, 151–156.
- JÄCKLI, H. (1976): In V. STREIFF et al.
- JENNY, H. (1923): *Geologie der westlichen Adula*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 51.
- JOOS, M. G. (1967): *Über die Herkunft der Lebendunserie*. – Eclogae geol. Helv. 60/1, 151–155.
- (1969): *Zur Geologie und Petrographie der Monte Giove-Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 49/2, 277–325.
- JUNG, W. (1963): *Die mesozoischen Sedimente am Südostrand des Gotthard-Massivs (zwischen Plaun la Greina und Versam)*. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 653–754.

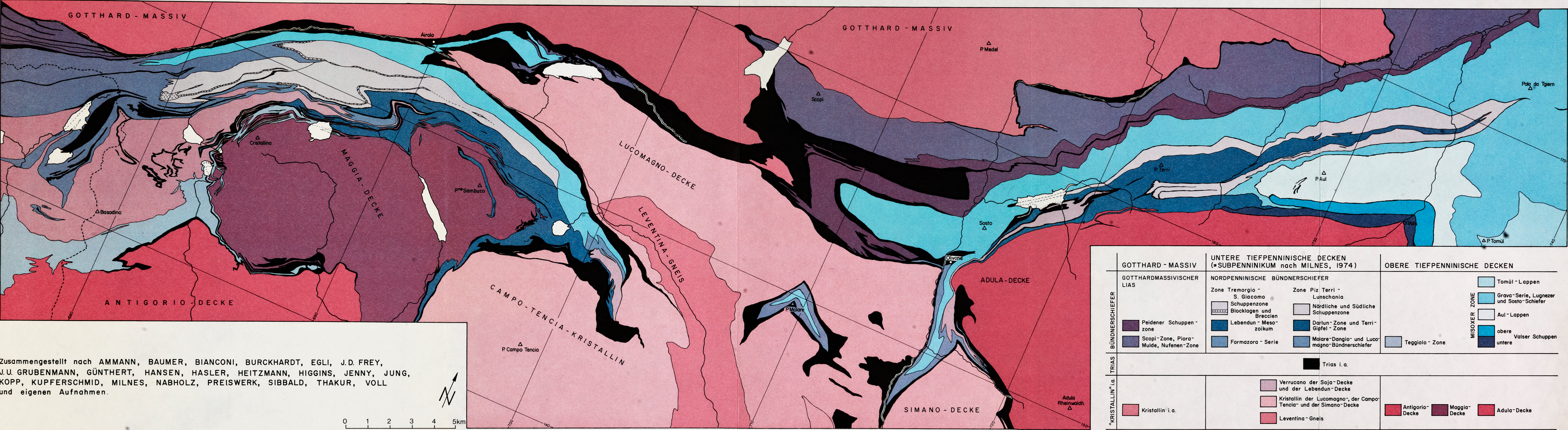
- KELLER, F. (1968): *Mineralparagenesen und Geologie der Campo Tencia-Pizzo Forno-Gebirgsgruppe*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 135.
- KOPP, J. (1923): *Geologie der nördlichen Adula*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 51.
- (1925): *Beiträge zur Geologie des Lugnez, des Safientales und des Domleschg*. – Eclogae geol. Helv. 19/1, 151–158.
- (1933): *Zur Stratigraphie und Tektonik der Gebirge zwischen Lugnezer und Valser Tal (Piz Aulgruppe)*. – Eclogae geol. Helv. 26/1, 191–197.
- KRIGE, L. J. (1918): *Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung*. – Eclogae geol. Helv. 14/5, 519–654.
- KÜNDIG, E. (1936): In P. NIGGLI et al.
- KUPFERSCHMID, CH. (1971): *Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- (1973): *Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe*. – Diss. Univ. Bern.
- (1977): *Geologie auf der Lugnezer Seite der Piz Aul-Gruppe*. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 1–58.
- KVALE, A. (1957): *Gefügestudien im Gotthard-Massiv und den angrenzenden Gebieten (Vorläufige Mitteilung)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 37/2, 398–434.
- LISZKAY-NAGY, M. (1965): *Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis*. – Eclogae geol. Helv. 58/2, 901–965.
- MILNES, A. G. (1964): *Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy)*. – Diss. Univ. Basel.
- (1965): *Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy)*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 45/1, 167–177.
- (1969): *On the Orogenic History of the Central Alps*. – J. Geol. 77/1, 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. 67/2, 333–348.
- (1974b): *The structure of the Pennine zone (Central Alps): a new working hypothesis*. – Bull. geol. Soc. Amer. 85, 1727–1732.
- (1976): *Strukturelle Probleme im Bereich der Schweizer Geotransverse – das Lukmanier-Massiv*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 615–618.
- (1978): *Structural zones and continental collision, Central Alps*. – Tectonophysics 47, 369–392.
- (1979): In A. STECK et al.
- NABHOLZ, W. K. (1943): *Gryphaeenfunde in den Schistes lustrés-Serien Bündens und des Wallis*. – Eclogae geol. Helv. 36/2, 224–226.
- (1945): *Geologie der Bündnerschiefergebirge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental*. – Eclogae geol. Helv. 38/1, 1–120.
- (1967): *Exkursion Nr. 38: Chur-Reichenau-Ilanz-Vals-Zervreila*. In: *Geol. Führer Schweiz* (p. 743–780). – Wepf, Basel.
- (1976): *Die Bündnerschiefer im Alpen-Querprofil durch das Tessin*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 605–613.
- NABHOLZ, W. K. & VOLL, G. (1963): *Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden)*. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 755–808.
- NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L. & KÜNDIG, E. (1936): *Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 71.
- OBERHOLZER, W. (1955): *Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs*. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35/2, 320–409.
- PANTIĆ, N. & GANSSER, A. (1977): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern*. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 59–81.
- PANTIĆ, N. & ISLER, A. (1978): *Palynologische Untersuchungen in Bündnerschiefern (II)*. – Eclogae geol. Helv. 71/3, 447–465.
- PLESSMANN, W. (1957): *Zur Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer am SW-Rand des Gotthardmassivs*. – 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. (1918): *Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 26/II.
- (1936): In P. NIGGLI et al.
- PROBST, PH. (1976): *Geologie des Val Serenastga (Kanton Graubünden)*. – Lizentiatsarb. Univ. Bern.
- READING, H. G. (1978): *Sedimentary Environments and Facies*. – Blackwell, Oxford.
- SIBBALD, T. I. I. (1971): *The structural and metamorphic geology of the Val Piora region, Ticino, Switzerland*. – Ph.D. thesis, Univ. London.
- STAUB, R. (1958): *Klippendecke und Zentralalpenbau. Beziehungen und Probleme*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N. F.] 103.
- 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 Minéralogie et Pétrographie en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978*. – Eclogae geol. Helv. 72/1, 287–311.
- STREIFF, V., JÄCKLI, H. & NEHER, J. (1976): *Erläuterungen zum Geologischen Atlas der Schweiz, Blatt 56: Andeer*. – Schweiz. geol. Komm.
- THAKUR, V. C. (1971): *The structural and metamorphic history of the Mesozoic and pre-Mesozoic basement rocks of the Molare region, Ticino, Switzerland*. – Ph.D. thesis, Univ. London.
- (1973): *Events in Alpine Deformation and Metamorphism in the Northern Pennine Zone and Southern Gotthard Massif Regions, Switzerland*. – Geol. Rdsch. 62/2, 549–563.
- TRÜMPY, R. (1958): *Remarks on the pre-orogenic history of the Alps*. – Geol. en Mijnb. [n. s.] 20/10, 340–352.
- (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. – Bull. geol. Soc. Amer. 71/6, 843–908.
- (1969): *Aperçu général sur la géologie des Grisons*. In: *Réunion extraordinaire de la Société géologique de France*. – C. R. Soc. géol. France 1969/9, 330–364.

- (1975): *Penninic–Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems.* – Amer. J. Sci. 275-A, 209–238.
- VOLL, G. (1960): *New work on petrofabrics.* – Liverpool and Manchester geol. J. 23 (Centenary issue), 503–567.
- (1976): *Structural Studies of the Valser Rhine Valley and Lukmanier Region and their Importance for the Nappe Structure of the Central Swiss Alps.* – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 56/3, 619–626.
- WENK, E. & GÜNTHER, A. (1960): *Über metamorphe Psephite der Lebendun-Serie und der Bündnerschiefer im NW-Tessin und Val d' Antigorio. Ein Diskussionsbeitrag.* – Eclogae geol. Helv. 53/1, 179–188.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): *Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs.* – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 10/1, 38–116.
- WUNDERLICH, H. G. (1957): *Tektonik und Metamorphose der Bündner Schiefer in der Umrahmung des östlichen Gotthardmassivs.* – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (IIa), 1957/1, 1–17.
- (1958): *Ablauf und Altersverhältnis der Tektonik- und Metamorphose-Vorgänge in Bündnerschiefern Nordtessins und Graubündens.* – Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. (IIa), 1958/7, 115–151.

Geologische Karten¹⁾

- BURCKHARDT, C. E. & GÜNTHER, A. (1957): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 34: Basodino.* – Schweiz. geol. Komm.
- CHRIST, P. & NABHOLZ, W. K. (1955): *Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000, Blatt 7: Ticino.* – Schweiz. geol. Komm.
- FRISCHKNECHT, G., JENNY, H. & KOPP, J. (1923): *Geologische Karte der Adula 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 104.* – Schweiz. geol. Komm.
- HAFNER, S., GÜNTHER, A., BURCKHARDT, C. E., STEIGER, R. H., HANSEN, J. W. & NIGGLI, C. R. (1975): *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt 68: Val Bedretto.* – Schweiz. geol. Komm.
- PREISWERK, H. (1918): *Geologische Karte des oberen Tessin- und Maggia-Gebietes 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 81.* – Schweiz. geol. Komm.
- PREISWERK, H., BOSSARD, L., GRÜTTER, O., NIGGLI, P., KÜNDIG, E. & AMBÜHL, E. (1934): *Geologische Karte der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 116.* – Schweiz. geol. Komm.
- SCHMIDT, C. & PREISWERK, H. (1908): *Geologische Karte der Simplongruppe 1:50 000. Geol. Spez.-Karte 48.* – Schweiz. geol. Komm.
- SPICHER, A. (1972): *Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000.* – Schweiz. geol. Komm.

¹⁾ Dieses Verzeichnis enthält nur jene verwendeten Karten, die nicht schon in den im Literaturverzeichnis aufgeführten Werken enthalten sind.



Zusammengestellt nach AMMANN, BAUMER, BIANCONI, BURCKHARDT, EGLI, J.D. FREY, J.U. GRUBENMANN, GÜNTHER, HANSEN, HASLER, HEITZMANN, HIGGINS, JENNY, JUNG, KOPP, KUPFERSCHMID, MILNES, NABHOLZ, PREISWERK, SIBBALD, THAKUR, VOLL und eigenen Aufnahmen.

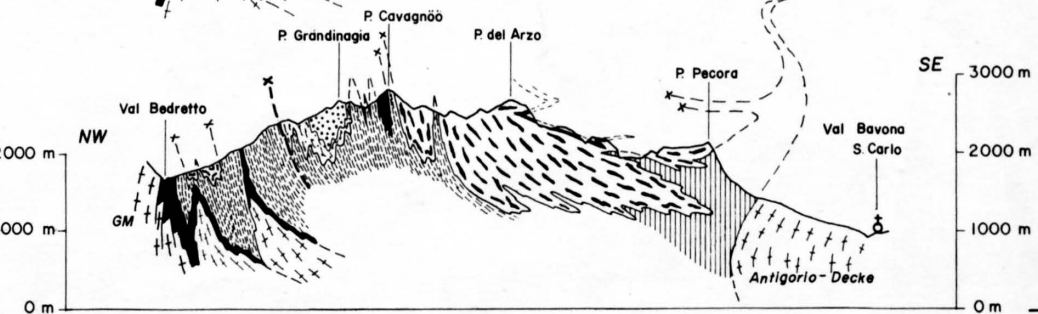
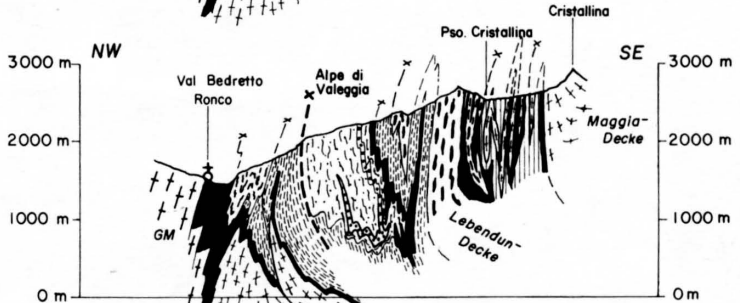
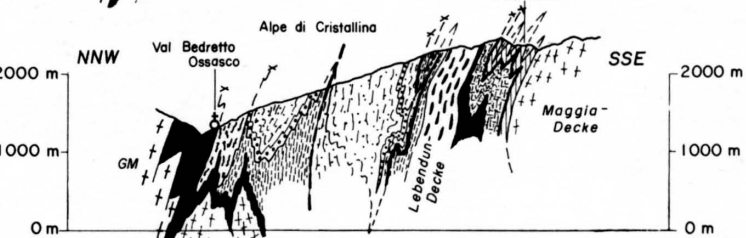
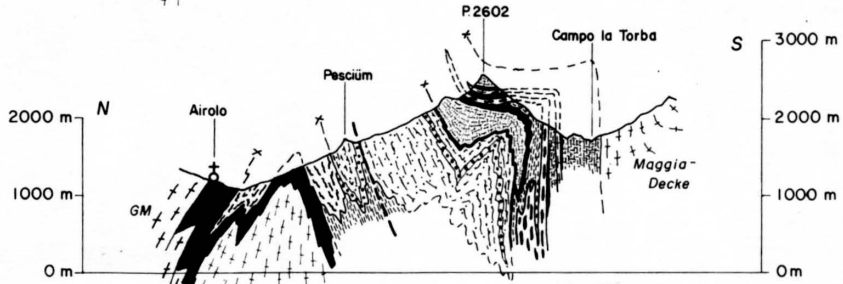
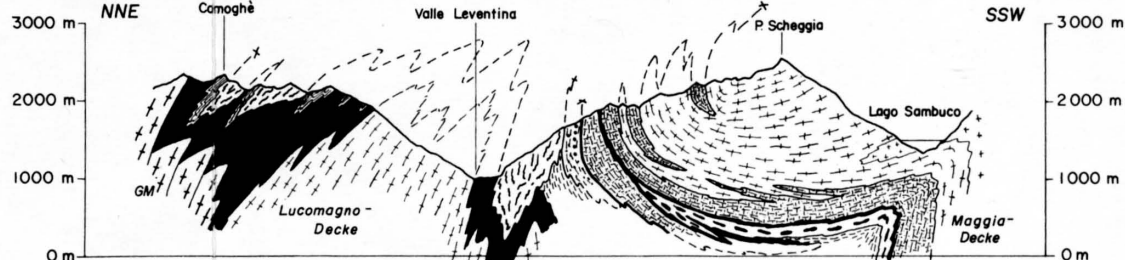
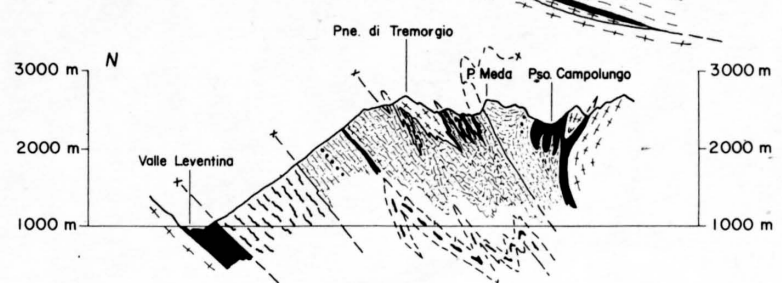
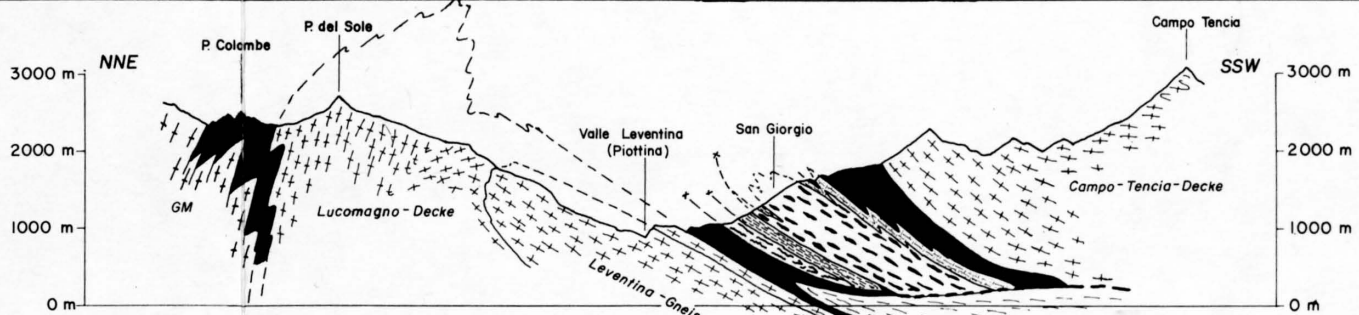
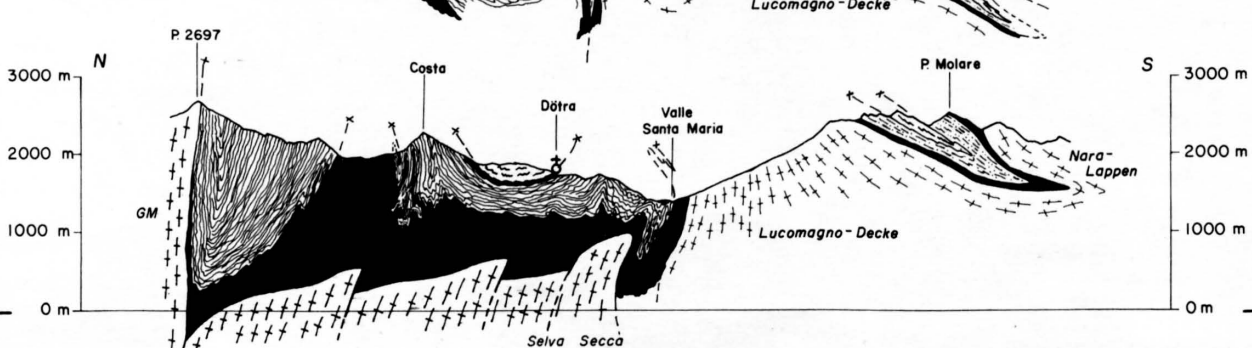
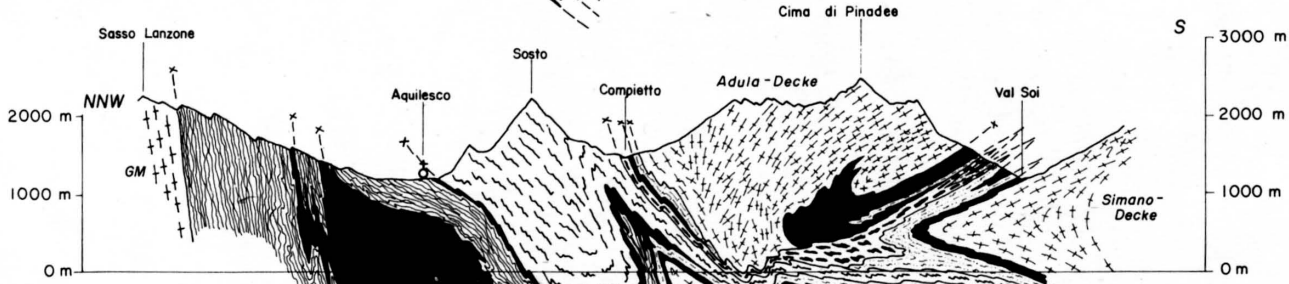
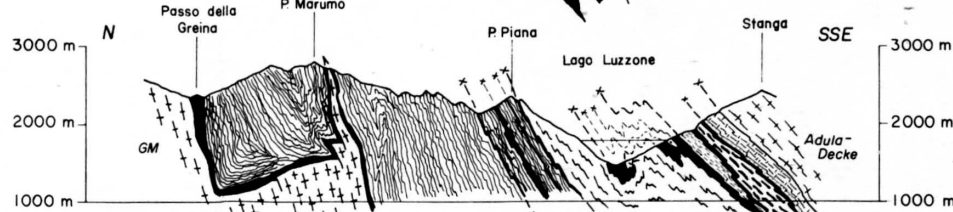
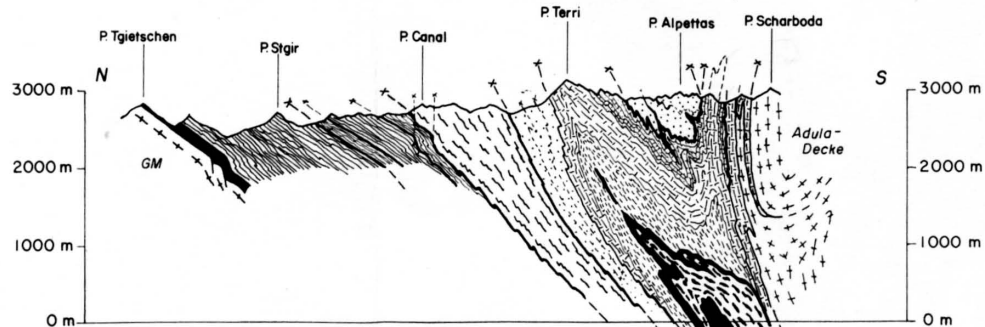
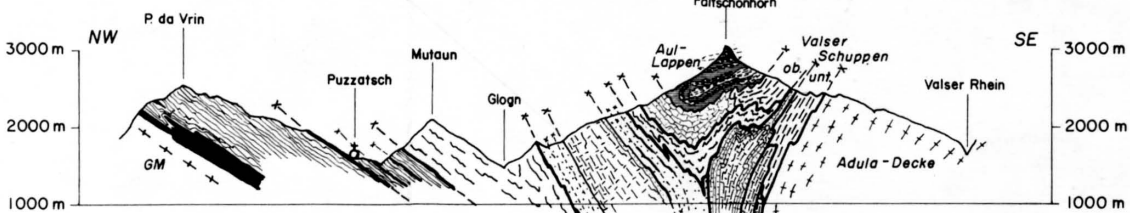
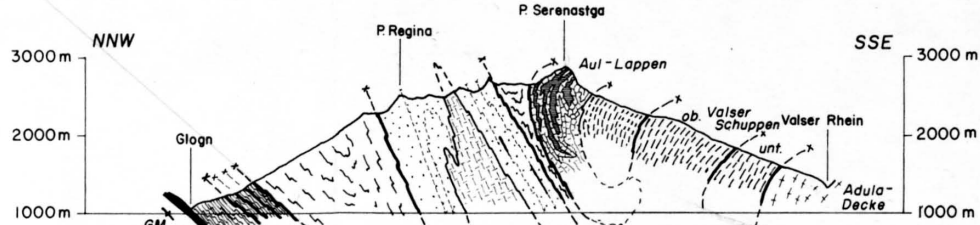
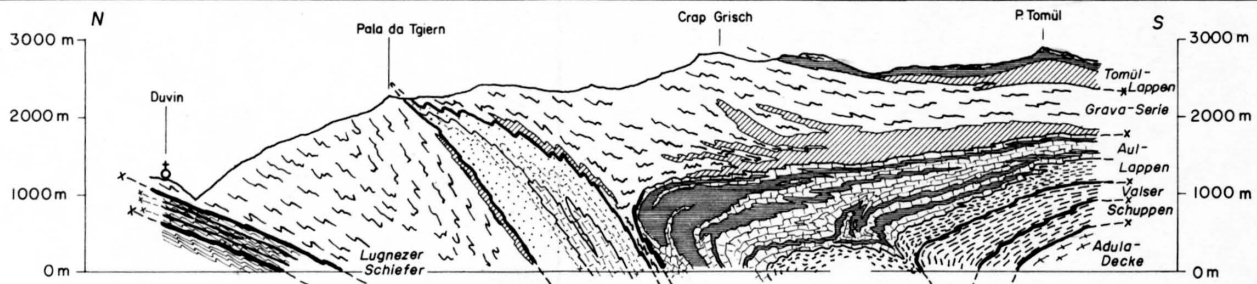
Tektonische Übersichtskarte des nördlichen Tessins und des Gebietes Lugnez-Vals

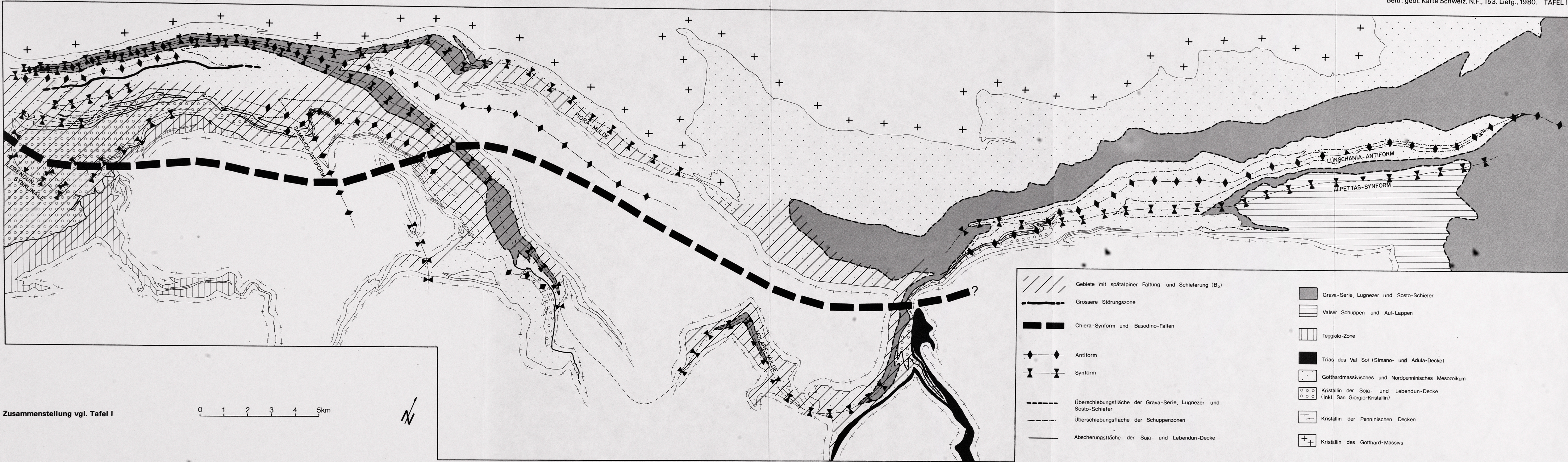
Geologisch-tektonische Profilschnitte durch das Untersuchungsgebiet

Zusammenstellung vgl. Tafel I

- Misoxer Zone
- Kalkglimmerschiefer der Grava-Serie
- Lugnezer Schiefer und Sosto-Schiefer
- basale Schuppenzone der Grava-Serie und des Tomül-Lappens
- Grüngesteine (Prasinite, Serpentine)
- Aul-Marmore des oberen Aul-Lappens
- Bündnerschiefer des unteren Aul-Lappens, unterer Aul-Lappen i.a.
- Obere und Untere Valsen Schuppen i.a.
- Bündnerschiefer der Teggiolo-Zone
- Zone Tremorgio - S. Giacomo
- Schuppenzone i.a.
- Blocklagen
- Campo - Tencia - Bündnerschiefer
- Psephite
- Lebendun - Mesozoikum
- Psephite
- Bündnerschiefer der Formazora - Serie
- Zone Piz Terri - Lunschania
- Nördliche und Südliche Schuppenzone
- Lagensandkalke und Chloritoidquarzite
- Terri-Schiefer
- Terri-Gipfel-Zone und Darlun-Zone i.a.
- basale Tonschiefer der Terri-Gipfel-Zone und der Darlun-Zone
- Zone Piz Terri - Dangio - Bündnerschiefer
- Molare - Dangio - Bündnerschiefer
- Lucomagno - Bündnerschiefer
- Trias i.a.
- Kristallin der Soja- und Lebendun-Decke, San Giorgio-Kristallin
- Kristallin der penninischen Decken i.a.

- GOTTHARD-MASSIV
- gotthardmassivischer Lias
- Trias i.a.
- Kristallin des Gotthard-Massivs





Zusammenstellung vgl. Tafel I

Zusammenfassende Darstellung der wichtigsten Strukturelemente des Untersuchungsgebietes