Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 79 (1986)
Heft: 3

Artikel: Die Urseren-Zone : Lithostratigraphie und Tektonik
Autor: Wyss, Roland
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165849

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

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

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

Download PDF: 02.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 79	Nr. 3	Seiten 731–767	Basel, November 1986

Die Urseren-Zone – Lithostratigraphie und Tektonik

Von ROLAND WYSS[1])

ZUSAMMENFASSUNG

Diese Arbeit stellt neue Resultate zur Lithostratigraphie, Strukturgeologie und Tektonik der Sedimentzone zwischen Aar- und Gotthardmassiv (Urseren-Zone) vor. Untersuchungen in den Sedimentzonen zwischen Aarmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv (Disentiser Zone) sowie zwischen Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthardmassiv (Garvera-Zone) ermöglichen einen Überblick über die lithofazielle und strukturelle Entwicklung dieser Gesteinszonen zwischen den Massiven.

Die Lithofazies des Mesozoikums der Urseren-Zone ist mit derjenigen der Urirotstock-Decke zu vergleichen.

Am Westende der Urseren-Zone geht der Lias in die Fazies der Termen-Tonschiefer über. Entlang der Nordgrenze der Urseren-Zone sind Reste einer aarmassivischen Sedimentbedeckung zu finden (Basisquarzit). Im Oberalpgebiet findet der nördliche Teil der Urseren-Zone seine Fortsetzung in der Disentiser Zone, der südliche in der Garvera-Zone.

Im Lias bildet der Faziesraum der Urseren-Zone eine nördlich des Urirotstock-Raumes gelegene gegen Südwesten geöffnete Bucht. Die helvetischen Decken werden im Bereich von Urseren-, Disentiser und Garvera-Zone, auf dem Tavetscher Zwischenmassiv, auf dem Gotthardmassiv und südlich davon (nordpenninischer Raum) beheimatet.

Es können aufgrund strukturgeologischer Evidenzen grundsätzlich drei Deformationsphasen (D_1–D_3) unterschieden werden. Durch Extensionstektonik während des Mesozoikums kommt es zu Niveauverschiebungen zwischen den Massiven. Während der ersten kompressiven Bewegungen werden die helvetischen Decken in verschiedenen Stockwerken abgeschert. Es bildet sich in den zurückbleibenden Sedimenten eine heute noch erhaltene erste Schieferung aus. Während der Hauptdeformation werden die Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone zwischen den Massiven eingefaltet. Das Kristallin wird dabei mitverfaltet und verschuppt. Es bildet sich die Hauptschieferung (s_2) aus. Durch die weitere Einengung wird das Aarmassiv auf den nördlichen Untergrund überschoben. Es kommt im Zusammenhang mit Faltung und Ausbildung einer Runzelschieferung zur Steilstellung der Zonen.

ABSTRACT

The lithostratigraphical, structural and tectonical evolution of the sedimentary zones between the Aar- and the Gotthard massifs (Urseren zone), between the Aar- and the Tavetsch massifs (Disentis zone) and between the Tavetsch and the Gotthard massifs (Garvera zone) is described.

The sediments of the Urseren zone are comparable to those of the Urirotstock nappe, coming from the Gotthard massif. In addition to the Urirotstock nappe, the Border Chain and the Wildhorn nappe are considered to be orginated from the Gotthard massif or from crystalline basement cores south of it. Infrahelvetic elements and the Glarus-, Mürtschen- and Axen nappes were rooted on the Tavetsch massif.

Extension during the Mesozoic produced normal faults bringing different stratigraphic formations onto the same level, which could then act as a future décollement horizon. During the first compressive movements the helvetic nappes were sheared off from their crystalline basement. In the remaining sediments left on the basement, a first schistosity was formed. Subsequently during the main deformation phase, Urseren-, Garvera- and Disentis

[1]) Geologisches Institut der Universität Bern, Baltzerstrasse 1, CH–3012 Bern.

zones were synformly folded inbetween the massifs. The crystalline basement was also involved in this folding and the main schistosity (s_2) was created. During further compression, the Aar massif was thrusted over the northern substratum and so the sedimentary zones were brought into a vertical position with resultant folding and the creation of a crenulation cleavage (backfolding).

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung 732
2. Stratigraphie des Mesozoikums 733
2.1 Lithofazielle Entwicklung in der Urseren-Zone 733
2.1.1 Trias 734
2.1.2 Lias 734
2.1.3 Dogger 737
2.1.4 «Callovo-Oxfordien» 738
2.1.5 Malm 739
2.2 Lithostratigraphie der Disentiser Zone 740
2.3 Lithostratigraphie der Garvera-Zone 740
3. Regionalgeologie 742
3.1 Brig bis Ulrichen 742
3.2 Ulrichen bis Oberalppass 742
3.2.1 Ulrichen–Oberwald 743
3.2.2 Oberwald–Furkapass 744
3.2.3 Furkapass–Realp 745
3.2.4 Realp–Andermatt 746
3.2.5 Andermatt–Oberalp 746
3.3 Oberalppass bis Ilanz 749
3.3.1 Disentiser Zone 749
3.3.2 Garvera-Zone 750
4. Strukturgeologie 750
4.1 D_1-Strukturen 750
4.2 D_2-Strukturen 752
4.3 D_3-Strukturen 755
4.4 Post-D_3-Strukturen 759
5. Tektonische Schlussfolgerungen 760
5.1 Paläogeographische Rekonstruktion 760
5.2 Zur Beheimatung der helvetischen Decken 760
5.3 Versuch einer Kinematik 762
Verdankungen 765
Literaturverzeichnis 765
Kartenverzeichnis 767

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist die gekürzte Fassung der im Jahre 1985 an der Universität Bern abgeschlossenen Dissertation: «Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und dem Oberalppass und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten». Die vollständige Arbeit (Wyss 1985) wurde in kleiner Auflage vervielfältigt und kann an entsprechenden Universitäts- oder Institutsbibliotheken eingesehen werden.

Im Verlaufe der Erforschung der zentralen Teile der Schweizer Alpen wurden die Sedimentzonen zwischen dem Aar-, dem Gotthard- und dem Tavetscher Zwischenmassiv immer wieder diskutiert und in Betrachtungen über die Beheimatung der helvetischen

Decken einbezogen. Eine eingehende Beschreibung der Urseren-Zone und ein Vergleich derselben mit der Garvera- bzw. der Disentiser Zone und den helvetischen Decken wurden nie vorgenommen.

Wir bezeichnen in dieser Arbeit die Sedimentzone zwischen dem Aar- und dem Gotthardmassiv als Urseren-Zone, diejenige zwischen dem Gotthardmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv als Garvera-Zone und die Naht zwischen dem Aarmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv mit ihren Sedimentresten als Disentiser Zone. Diese Auftrennung in drei verschiedene Zonen hat jedoch nicht nur einen regionalen Hintergrund. Es hat sich gezeigt, dass diese Dreiteilung auch aufgrund lithostratigraphischer und tektonischer Evidenzen gerechtfertigt ist. Daher schlagen wir vor, die Sedimentzonen zwischen Aar-, Gotthard- und Tavetscher Zwischenmassiv in der oben beschriebenen Weise zu bezeichnen.

Lithostratigraphische Untersuchungen im Mesozoikum der Urseren-Zone zwischen Ulrichen und der Oberalp und strukturgeologische Analysen im Permokarbon und im Mesozoikum in diesem Gebiet bilden die beiden Schwerpunkte dieser Arbeit. Weiter stellten wir ergänzende Untersuchungen in der Urseren-Zone westlich von Ulrichen bis in das Gebiet von Naters und in der Garvera- und Disentiser Zone bis in den Querschnitt von Ilanz an. Damit erhielten wir einen Überblick über die lithofazielle und strukturelle Entwicklung dieser Sedimentzonen. Am Schluss dieser Arbeit versuchen wir, die Ergebnisse in einen grossregionalen Zusammenhang zu stellen und eine mögliche kinematische Entwicklung der untersuchten Einheiten zu skizzieren. Wir bezeichnen Aar- und Gotthardmassiv sowie Tavetscher Zwischenmassiv aus historischen Gründen als «Massive», ohne diesem Begriff genetische Bedeutung zukommen zu lassen.

2. Stratigraphie des Mesozoikums

2.1 Lithofazielle Entwicklung in der Urseren-Zone

Grob kann die gesamte Abfolge in fünf verschiedene lithostratigraphische Einheiten gegliedert werden:

Trias	Rauhwacke; z. T. Quartenschiefer; helle, quarzführende Marmore (?Rhät, im Tiefenbachprofil).
Lias	An der Basis, dunkle Schiefer, mit dazwischengelagerten Marmorbänken. Darüber vorwiegend sandige Marmore, z. T. schieferig, belemnitenführend; gebänderte Marmore, Marmore mit gelben und grauen, gelängten Dolomitkomponenten, z. T. mit dolomitisierten Ooiden. Im Dach stark sandige Marmore bis Quarzite.
Dogger	Tonige Schiefer; quarzreiche Schiefer (Eisensandstein) und Echinodermenbreccien.
«Callovo–Oxfordien»	Gelbfleckige, schieferige Marmore (ooidführend), schwarze Schiefer, laminierte Marmore.
Malm	Reine Marmore, meist bituminös (Stinkkalk), z. T. mit Kieselknauern, brecciöse Marmore; im Dach schwarze Schiefer.

Diese grobe Unterteilung lässt sich im Prinzip auf alle Profile der Urseren-Zone anwenden (Tf. 1). Eine detaillierte Beschreibung dieser Profile findet sich in Wyss (1985).

Fossilien, die eine eindeutige stratigraphische Korrelation erlaubt hätten, konnten bis jetzt noch nicht gefunden werden. Entsprechend beruht die Korrelation mit der helvetischen Schichtreihe auf lithostratigraphischen Kriterien.

2.1.1 Trias

Triasische Sedimente (v.a. Rauhwacke) findet man entlang der gesamten Urseren-Zone. Sie liegen im südlichen Teil der Profile, gehören also zum Gotthardmassiv beziehungsweise zu den Zwischenmassiven. Ein Basisquarzit im Liegenden der Rauhwacke fehlt. Auch E. NIGGLI (1944) stellt das Fehlen eines Basisquarzites (Melsersandstein) in der Garvera-Zone fest. Am Ostende des Gotthardmassivs beschreibt FEHR (1956) Übergänge zwischen Permokarbon und Trias.

Die Rauhwacke besitzt eine maximale Mächtigkeit von 25 m (SW-Furka). Äquivalente des Rötidolomit kommen nirgends vor.

Über der Rauhwacke findet man an verschiedenen Stellen geringmächtige, grüne und z.T. gelbe, tonige Schiefer. Im Tiefenbachprofil treten weiter graue, kalkige Schiefer und gelbe Marmore auf, deren Zuordnung unsicher ist (Keuper oder Rhät).

Triasgesteine in den helvetischen Decken zwischen Aare und Reuss findet man in der Wildhorn-Decke am Jochpass (SCHWARZ 1969): Hier ist die Trias geringmächtig ausgebildet und rauhwackenfrei; Quarten-Serie und Rät sind reich differenziert.

Südlich des Aarmassivs gibt es Triasvorkommen mit Rauhwacken in der Mulde von Raron (DOLIVO 1982), in der Massaschlucht NE von Brig (LABHART 1977) und am SE-Ende des Aarmassivs bei Tamins (PFIFFNER 1972). Am Nordrand des Aarmassivs, östlich der Reuss und im NW-Faziesbereich der helvetischen Decken der Ostschweiz ist die Trias rauhwackenfrei (BRUNNSCHWEILER 1948 und OBERHOLZER 1933).

Die Trias der Urseren-Zone ist im Vergleich zu den oben beschriebenen Faziestypen geringmächtiger und weniger differenziert ausgebildet.

2.1.2 Lias

Im Untersuchungsgebiet zwischen Ulrichen und der Oberalp stellen die Sedimente des Lias in bezug auf Mächtigkeit und Gliederbarkeit die wichtigsten Schichtglieder dar.

Tabelle 1: *Vereinfachtes Liasprofil der Urseren-Zone und die Korrelation mit den helvetischen Decken.*

Kalkige Quarzite, z.T. mit dolomitischen Komponenten	Brunnistock-Serie
Bändermarmore	Sexmor-Serie
sandige Marmore mit dolomitischen Komponenten	
belemniten- und tongallenführende, dunkle, schieferige Marmore	
Kalkige Quarzite; sandige Marmore	Spitzmeilen-Serie
dunkle Schiefer mit dazwischengelagerten Marmorbänken	Prodkamm-Serie (Cardinien-Schichten)

Tabelle 1 zeigt ein vereinfachtes Profil des Lias und die Korrelation mit dem helvetischen Lias. Die Abfolge lässt sich, aufgrund lithostratigraphischer Evidenzen, sehr gut mit entsprechenden Abfolgen aus den helvetischen Decken (Urirotstock und Jochpass) beziehungsweise aus der südlichen Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs korrelieren (Tab. 2). Es konnten keine Fossilien gefunden werden, die eine exakte biostratigraphische Korrelation ermöglicht hätten.

Das Äquivalent zur basalen Liasserie der Urseren-Zone findet man in der Prodkamm-Serie der Wildhorn-Decke am Jochpass (SPÖRLI 1966 und SCHWARZ 1969). In den Glarner Alpen ist die Prodkammserie reich differenziert und westlich der Linth grobdetritischer ausgebildet (TRÜMPY 1949).

Weitere Äquivalente zur Prodkamm-Serie findet man in der Doldenhorn-Decke am Torrenthorn, wo der untere Teil der Bachalp-Serie durch Tonschiefer mit dazwischengelagerten Mergelkalkbänken gebildet wird, die mit der basalen Liasserie der Urseren-Zone zu vergleichen sind. SCHLÄPPI (1978) betrachtet diese Serie als Cardinien-Schichten. Das heisst, dass der basale Lias der Urseren-Zone wahrscheinlich als Cardinien-Schichten bis Prodkamm-Serie (Hettangien–Sinémurien) zu bezeichnen ist.

In der Garvera-Zone beschreibt E. NIGGLI (1944) eine Wechsellagerung von feinkörnigen Kalken, Sandkalken mit grauschwarzen Schiefern. Er stellt diese Gesteine ins Hettangien–Sinémurien. TRÜMPY (1949) korreliert diese Serie jedoch mit Sinémurien (→Prodkammserie).

Über dieser basalen Liasserie findet man in der Urseren-Zone eine Abfolge von *kalkigen Quarziten und sandigen Marmoren,* die ein Äquivalent der Spitzmeilen-Serie darstellen.

Im Profil von Realp lassen sich Unter- und Obergrenze der sandigen Marmore und sandig-schieferigen Marmore nicht genau festlegen. Ebenso ist nicht eindeutig festzustellen, ob es sich um eine tektonische oder eine primäre Repetition der Einheiten handelt (vgl. Tf. 1).

In den Profilen östlich von Realp (Chnobestäfeli und Andermatt) lassen sich die Spitzmeilen-Äquivalente nicht mehr eindeutig verfolgen.

Die Spitzmeilen-Serie ist praktisch im gesamten helvetischen Faziesraum vorwiegend detritisch ausgebildet (TRÜMPY 1949, SPÖRLI 1966, SCHLÄPPI 1978). Auch in der südlichen Sedimentbedeckung des Gotthardmassivs sind die Spitzmeilen-Äquivalente (Serie der Sandsteine von LISZKAY 1965) und die obere Stgir-Serie von BAUMER et al. (1961) vorwiegend detritisch entwickelt.

Die Grobsandkalke der Garvera-Zone, die NIGGLI (1944) ins Lotharingien bis Domérien (→Spitzmeilen- und Sexmor-Serie) stellt, zählt TRÜMPY (1949) ausschliesslich zur Spitzmeilen-Serie. Sie bilden daher als Ganzes das südöstliche Äquivalent der Spitzmeilen-Serie der Urseren-Zone.

Die nächsthöhere Serie in der Urseren-Zone besteht aus den *belemniten- und tongallenführenden, schieferigen Marmoren.* Primär war das Gestein wahrscheinlich reich an Echinodermenbruchstücken, da häufig reliktische Echinodermenstrukturen zu beobachten sind. Ebenfalls findet man generell einen relativ grossen Anteil an organischem Pigment und detritischen Einflüssen in Form von feinkörnigem Quarz.

Im Hangenden der belemnitenführenden Marmore folgen *sandige Marmore* mit dolomitischen Komponenten, die von der Serie der *Bändermarmore* überlagert werden. Die Abgrenzung dieser Serie gegen das Liegende ist nicht immer deutlich vorzunehmen,

Tabelle 2: *Korrelation des Lias.*

TRÜMPY (1949) und SCHLÄPPI (1978)			SCHLÄPPI (1978) Torrenthorn	TRÜMPY (1949) Glarner Alpen	SPÖRLI (1966) Urirotstock	WYSS (1985) Urseren-Zone	NIGGLI (1944) abgeändert nach TRÜMPY (1949) Garvera-Zone	LISZKAY (1965) Nufenen-Zone	BAUMER et.al.(1961) S-Gotthard-Massiv (Lukmanier)
Aalénien		Untere Aalénien-Schiefer	Tonschiefer	Ton- und Mergelschiefer Echinodermenkalk	Brunnistock - Serie: Sandkalke und Quarzite mit dol. Geröllen Sand- und Spatkalke (dol. Gerölle)				Coroi-Serie: Tonschiefer
Toarcien			Kalktonschiefer, Spatkalke, Echinodermenbreccie (Belemniten)	Krusten	kieselige Spatkalke mit dolomitischen Geröllen	kalkige Quarzite mit dol. Komponenten			Inferno-Serie: Schwarze Kalkschiefer und Kalke (Belemniten)
Pliensbachien	Domérien	Sexmor-Serie	Sandsteine	Echinodermenbreccie (grobsandig) Grobsandkalke Dünnbankige Kieselkalke und Mergel	kieselige Sandkalke mit Sandbändern Dolomitgerölle Kalkschiefer, Kieselkalke, Feinsandkalke. Belemniten	Bändermarmore sandige Marmore mit dol. Komp. belemniten- und tongallenführende schieferige Marmore		?? Serie der Knotenschiefer	
	Carixien		Spatkalk mit wechselndem Sandgehalt Lumachellen						
Sinémurien	Lotharing.	Spitzmeilen-Serie	Sandsteine	Gebänderte Grobsandkalke Grobe Kalksandsteine Mergel, Tonschiefer, Sandsteine	Spatkalke und sandige Kieselkalke vorwiegend Quarzite und sandige Spatkalke	kalkige Quarzite und sandige Marmore	Grobsandkalke	Serie der Sandsteine	Ob. Stgir-Serie: Sandkalke und Quarzite Kalk- und Tonschiefer
		Prodkamm-Serie	Mergelige Kalke	Tonschiefer, Lumachellen, Quarzite, Kalksandsteine, Mergelschiefer, Leitoolith	Schwarze Schiefer mit Bänken von Feinsandkalken	dunkle Schiefer mit dazwischengelagerten Marmorbänken	Wechsellagerung von feinkörnigen Kalken, Sandkalken mit grau-schwarzen Schiefern	Obere Granatschiefer-Serie Mittlere Granatschiefer-Serie	Unt. Stgir-Serie: Dunkle Kalk- und Tonschiefer, Sandkalke
Hettangien		Cardinien-Schichten	Tonschiefer mit Mergelkalken Sandsteine	vorwiegend Ton- und Mergelschiefer	Sandsteine und sandige Schiefer mit Lamellibr.		Lumachelle, schwarze, quarzreich Schiefer		Bas. Stgir-Serie: Quarzite und Tonschiefer
Rhät		Infralias	Lumachelle	Sandsteine und Quarzite	Quarzite			Untere Granatschiefer-Serie	

gegen das Hangende ist aber eine deutliche Trennung vorhanden (Korrelationsniveau in den Profilen Tf. 1). Die wahrscheinlichste Korrelation der obigen Abfolge ist diejenige mit der Sexmor-Serie. Diese zeigt in der Urirotstockgruppe generell ein sehr ähnliches Bild: Im unteren Teil findet man eine Folge von grau anwitternden Kieselkalken, Kalkschiefern und Feinsandkalken; sie ist in den kalkigen Partien belemnitenführend (SPÖRLI 1966).

Der obere Teil der Sexmor-Serie besteht aus einem gelblich anwitternden Komplex von Grobsanden, häufig mit Dolomitgeröllen (op.cit.). Entsprechend sind die sandigen Marmore und die Bändermarmore der Urseren-Zone in die obere Sexmor-Serie zu stellen. SPÖRLI weist auf den sehr küstennahen Charakter dieser Serie hin. Die Parallelbänderung in den Bändermarmoren der Urseren-Zone und der im Vergleich zum Urirotstock feinkörnigere Detritus zeigen ein distaleres Milieu an.

Auch in den Glarner Alpen kann eine Zweiteilung der Sexmor-Serie vorgenommen werden (TRÜMPY 1949). Nach SPÖRLI (1966) lassen sich die untere Sexmor-Serie im Urirotstock und in den Glarner Alpen sehr gut miteinander vergleichen, während die obere Sexmorserie im Urirotstockgebiet gröberdetritisch ausgebildet ist.

Die Sexmor-Äquivalente südlich des Gotthardmassivs zeigen eine küstenfernere Fazies als die Urseren-Zone (BAUMER et al. 1961, LISZKAY 1965).

Das oberste Element des Lias der Urseren-Zone bildet die Serie der *kalkigen Quarzite*. Diese markante, grobdetritische Serie lässt sich sehr gut mit der Brunnistock-Serie des Urirotstocks vergleichen: Hier findet man eine vorwiegend aus sandigen Spatkalken, Sandkalken und Quarziten bestehende Serie, die häufig bis zu 10 cm grosse Dolomitkomponenten führt (SPÖRLI 1966). Westlich des Jochpassgebietes keilt diese Serie aus (op. cit.). Offensichtlich handelt es sich bei der Brunnistock-Serie und deren Äquivalenten in der Urseren-Zone um lokal begrenzte Schuttfächer mit Abtragungsschutt des alemannischen Landes, wobei die Urseren-Zone, wie schon bei den Sexmor-Äquivalenten beschrieben, eine feinkörnigere Fazies besitzt (Korngrösse der dolomitischen Komponenten).

Küstennahe Ablagerungen findet man auch östlich der Reuss, in frontalen Liaselementen der Axendecke am Glärnisch (bis 1 m^3 grosse Rötidolomitblöcke, SCHINDLER 1959).

2.1.3 Dogger («Aalénien–Bajocien»)

Die Sedimente des Doggers der Urseren-Zone sind im Vergleich zu den liasischen Sedimenten weit geringmächtiger und unvollständiger ausgebildet.

Als basale Elemente des Doggers und Äquivalente der Molser-Serie werden in der Urseren-Zone die *schwarzen, tonigen Schiefer* über den liasischen Sedimenten angesehen (vgl. Tab. 3).

In der Urirotstock-Decke findet man an der Basis des Doggers konglomeratische Schiefer. Diese stellt SPÖRLI (1966) in die Bommerstein-Serie s.l. Die Konglomerate im untersten Teil am Urirotstock zeigen die landnahe Stellung des Urirotstockgebietes. In der Urseren-Zone tritt der Landeinfluss im untersten Dogger zurück, wie das Fehlen der Konglomerate zeigt.

In den Glarner Alpen (Glarner und Mürtschen-Decke) ist der basale Dogger ähnlich ausgebildet wie in der Urseren-Zone, jedoch findet man auch hier an der Basis Konglo-

Tabelle 3: *Vergleich des Doggers: Urseren-Zone–helvetische Decken.*

Urseren-Zone	Helv. Decken
"Echinodermenmarmor"	Reischiben-Serie: Echinodermenbreccie (unt. bis ob. Bajocien)
quarzreiche Schiefer	Bommerstein-Serie: Eisensandstein (unt. bis ob. Aalénien)
Schwarze, tonige Schiefer	Molser-Serie: dunkle Tonschiefer (ob. Toarcien bis unt. Aalénien)

merate (Glarner Decke) und dazwischengelagerte Spatkalke (Glarner und Mürtschen-Decke).

Im Hangenden der tonigen Schiefer sind im Furkablick-, im Furka- und im Rossji-Profil *quarzreiche bis quarzitische Schiefer* zu finden. Sie zeigen eine starke Ähnlichkeit mit dem Eisensandstein in der Wildhorn-Decke im Berner Oberland. Daher ist eine Korrelation mit der Glockhaus-Serie beziehungsweise mit der Bommerstein-Serie gerechtfertigt.

Im Vergleich zur Wildhorn-Decke südlich des Brienzersees (60–350 m, FERRAZZINI 1974) und zur Urirotstock-Decke (30–120 m, SPÖRLI 1966) sind die Bommerstein-Äquivalente in der Urseren-Zone geringmächtig, lokal beschränkt und wenig zu differenzieren. Ein Vergleich der Urseren-Zone mit dem Urirotstockgebiet ist wegen der speziellen Faziesbedingungen, die während des Doggers geherrscht haben («Urirotstock-Bucht», SPÖRLI 1966, S. 64), nicht möglich. Die geringmächtige Ausbildung der Bommerstein-Äquivalente in der Urseren-Zone lässt sich am ehesten mit den entsprechenden Serien in der Glarner oder Mürtschen-Decke vergleichen. Jedoch ist die Bommerstein-Serie in den Glarner Alpen differenzierter ausgebildet.

Das Vorkommen der *«Echinodermenmarmore»* ist auf das Gebiet zwischen Tiefenbach und Furkapass beschränkt. Die «Echinodermenmarmore» werden als Äquivalent der Reischiben-Serie der helvetischen Decken betrachtet.

Die schwache Gliederung der Reischiben-Äquivalente in der Urseren-Zone lässt sich gut mit einer nördlichen Wildhorn-Fazies beziehungsweise mit der nördlichen Fazies in den Decken der Glarner Alpen vergleichen. Die Sandsteinbank im Dach des Echinodermenmarmors ist jedoch nur mit der Urirotstock-Fazies in Verbindung zu bringen, wobei der detritische Einfluss im oberen Bajocien in der Urseren-Zone offenbar grösser war.

2.1.4 «Callovo-Oxfordien»

Tabelle 4 zeigt die Elemente, die als Callovo-Oxfordien betrachtet werden, und ihre mögliche Korrelation mit der helvetischen Schichtreihe. Eine bessere Korrelation ist aus Mangel an charakteristischen lithologischen Horizonten (Eisenoolith, Fossilien usw.) nicht möglich.

Die *gelbfleckigen Marmore* können mit den Mergelschiefern (Callovien) der helvetischen Decken verglichen werden. Eisenoolithe fehlen in der Urseren-Zone.

Schwarze Schiefer, die mit «Oxfordschiefern» der helvetischen Decken verglichen werden können, findet man nur in den Profilen zwischen Rossji und Tiefenbach. In der

Tabelle 4: *Vergleich des «Callovo-Oxfordien»: Urseren-Zone–helvetische Decken.*

Urseren-Zone	Helvetische Decken
schieferige, laminierte Marmore	Schiltschichten: knollige Kalke und Mergelschiefer
schwarze Schiefer	"Oxfordien": Ton- und Mergelschiefer
gelbfleckige, schieferige Marmore	"Callovien": Mergelschiefer und Eisenoolith

Urirotstock-Decke und in den Decken der Glarner Alpen fehlen entsprechende Ablagerungen vollständig (OBERHOLZER 1933, SPÖRLI 1966, TRÜMPY 1971). Im Westteil des helvetischen Faziesraumes stellen sie jedoch ein charakteristisches Element dar. Es scheint, dass hier die Fazies der Urseren-Zone stärker aus SW beeinflusst wurde.

Nach HERB (1976, Beil. 14) bildet die Urseren-Zone den NE-Rand der «Oxfordschiefer» im Helvetikum.

Mögliche Äquivalente der Schiltschichten findet man nur im Tiefenbach- und im Rossji-Profil. Es lässt sich nicht eindeutig entscheiden, ob die *laminierten Marmore* der Urseren-Zone mit dem «Oberen Schiltkalk» oder mit der «Dünnbankigen Serie» am Urirotstock (Rimistock-Digitation, SPÖRLI 1966) zu parallelisieren sind.

2.1.5 Malm (ohne Oxfordien)

Als «Leithorizont» für den Malm wird der sogenannte *Stinkkalk* angesehen. Es handelt sich um einen reinen Marmor, oft mit Kieselknauern, der beim Anschlagen nach Schwefelwasserstoff riecht.

Die gesamte, in den verschiedenen Profilen aufgeschlossene Abfolge wird als Äquivalent des oberen Malm (Quintnerkalk) betrachtet.

Der helle Dolomit mit kalkigen Komponenten im Tiefenbach-Profil kann mit Gesteinen aus dem unteren Dolomitband am Urirotstock (SPÖRLI 1966), der Breccienhorizont im Hangenden des Stinkkalks mit den Breccienlagen im Liegenden des oberen Dolomitbandes (op.cit.) verglichen werden.

TRÜMPY (1971) stellt den Malm der Urseren-Zone in den ultrahelvetischen Faziesraum. Die stark bituminöse Ausbildung spricht jedoch für eine Eingliederung in den helvetischen Faziesraum. Daher ist die Grenze zwischen dem helvetischen und dem ultrahelvetischen Malm weiter im Süden zu ziehen.

Im Chnobestäfeli-Profil sind im Hangenden der Stinkkalkabfolge *dunkle, stark kalkige Schiefer* mit häufigen Echinodermenbruchstücken und Belemniten aufgeschlossen. Diese werden überlagert von *hellen, leicht dolomitischen Marmoren,* ähnlich denjenigen, die man im obersten Teil des Andermatter Profils findet. Die Zuordnung dieser beiden Elemente ist nicht eindeutig. Wahrscheinlich sind sie aber in den Malm zu stellen.

Das höchste Element in der Schichtreihe der Urseren-Zone bilden dunkle, z. T. kalkige Schiefer. Es handelt sich wahrscheinlich um Reste der Zementsteinschichten, die nicht abgeschert wurden. Die Kreide und das Tertiär sind in keinem Profil der Urseren-Zone vorhanden und daher im Norden, in den helvetischen Decken, zu suchen.

2.2 Lithostratigraphie der Disentiser Zone

Trotz der sehr kargen Aufschlussverhältnisse bzw. dem weitgehenden Fehlen von mesozoischen Gesteinen in der Disentiser Zone ist es möglich, sich ein grobes Bild ihrer lithostratigraphischen Entwicklung zu machen.

Den berühmtesten Aufschluss der Disentiser Zone findet man im Garten des Klosters von Disentis. Schon HEIM (1921) beklagte sich über die sehr schlecht gewordenen Aufschlussverhältnisse und sie sind bis heute keineswegs besser geworden, im Gegenteil. Zusammen mit Angaben aus E. NIGGLI (1944), DOLLFUS (1965) und eigenen Aufnahmen kann von Nord nach Süd folgendes Profil konstruiert werden:

1. dichter Rötidolomit
2. violette Quartenschiefer
3. Quarzit (Eisensandstein?)
4. Echinodermenbreccie, Spatkalk mit häufigen dolomitischen Komponenten
5. Eisenoolithkalk, magnetitführend (Callovien?)
6. Schiltkalk
7. dichter, dunkler Kalkstein (Malm)

Heute findet man lediglich die Echinodermenbreccie (4), im Hangenden kalkige Schiefer und schieferige Marmore mit feinen dolomitischen Komponenten, nach A. Pfiffner (mündl. Mitt.) eindeutig eine Bommerstein–Reibschiben–Blegi–Schilt–Quinten-Abfolge. Diese liasfreie Serie gehört zum Aarmassiv (HEIM 1921, NIGGLI 1944).

Das Trias der Disentiser Zone (sowohl aarmassivische, wie auch tavetschermassivische) zeigt eine rauhwackenfreie, reich differenzierte Fazies. Sie unterscheidet sich somit deutlich von derjenigen der Urseren-Zone und kann sehr gut mit dem Faziestyp der nordwestlichen helvetischen Decken der Glarner Alpen bzw. des Autochthons verglichen werden (BRUNNSCHWEILER 1948).

KÄCH (1972) beschreibt westlich von Trun ein Profil von aarmassivischen Gesteinen. Es zeigt dieselbe Abfolge wie in Disentis. Er stellt eine ausgesprochen nordhelvetische Fazies des Doggers der Disentiser Zone fest (Tödi-, d.h. autochthone Fazies nach DOLLFUS 1965).

2.3 Lithostratigraphie der Garvera-Zone

Eine ausgezeichnete Beschreibung der mesozoischen Sedimente der Garvera-Zone zwischen Val Nual und Curaglia findet man in E. NIGGLI (1944). Eine Bearbeitung der mesozoischen Sedimente östlich von Curaglia sucht man in der Literatur jedoch vergeblich.

Entlang des Rein da Sumvitg ist ein durchgehendes Lias-Profil aufgeschlossen (Fig. 1). Es beginnt bei Koord. 716.420/171.880 und endet bei Koord. 716.300/171.980. Die gesamte Mächtigkeit beträgt etwa 160 m:

1.	6 m	kalkige Schiefer mit tonigen Zwischenlagen und einer einzelnen, braun anwitternden, quarzitischen Bank (0,5 m mächtig)
2.	14 m	feinlaminierte, kalkig-tonige Schiefer, mit einzelnen, dm- bis 0,5 m mächtigen, kalkig-quarzitischen Bänken (feinkörnig). Grobkörnigere Bänke an der Basis der Abfolge. Mit D_3-Falten im dm- bis ½-m-Bereich

3.	6 m	schieferiger Kalk mit Ooiden und Echinodermenbruchstücken. Die dolomitisierten Ooide besitzen oft ein Calcitbruchstück als Zentrum. Weitere Komponenten: kleine Dolomitgerölle, wenig Quarz, organisches Pigment. Die Grundmasse besteht aus feinkörnig rekristallisiertem Fe-Calcit
4.	13 m	feinsandig-kalkige Schiefer, häufige, tonige Zwischenlagen
	12 m	nicht aufgeschlossen
5.	15 m	helle Quarzite: grobkörnige Quarz- und Feldspatkomponenten (∅ bis 3 mm), detritischer Hellglimmer in feinkörniger Quarz- und Glimmermatrix. Im mittleren Teil etwas dunkler anwitternd und feinkörniger
6.	1 m	graugrün anwitternder, schieferiger Quarzit
7.	5 m	helle, massige Quarzite
8.	6 m	feinsandig-kalkige Schiefer mit tonigen Zwischenlagen
9.	1 m	grüne, quarzitische Sericitschiefer
10.	10 m	feinsandig-kalkige Schiefer mit tonigen Zwischenlagen
11.	30 m	vorwiegend dunkle, tonige Schiefer
12.	6 m	schieferige, sandige Kalke und kalkige Quarzite
13.	2 m	Kalke mit schönen Echinodermenbruchstücken. Feine Dolomitkomponenten und Quarz
14.	20 m	dunkle, tonig-kalkige Schiefer mit feinkörnigen, cm- bis dm-mächtigen, quarzitischen Lagen (z. T. kalkig). Allgemein ist das Gestein stark verfaltet und von Cc-Qz-Adern, -Klüften, -Ausschwitzungen und -Boudins durchzogen
15.	10 m	Zone intensiver Verschuppung und Verfaltung von 14 und 16
16.	2 m	hellgrüne, quarzitische Sericitschiefer des Tavetscher Zwischenmassivs

Südwestlich des Profils findet man Aufschlüsse von Trias, der Zusammenhang ist jedoch nirgends aufgeschlossen.

Der Vergleich mit der Liasschichtreihe der Garvera-Zone westlich von Curaglia zeigt eine Änderung der lithofaziellen Ausbildung, auf die auch schon NIGGLI (1944) hingewie-

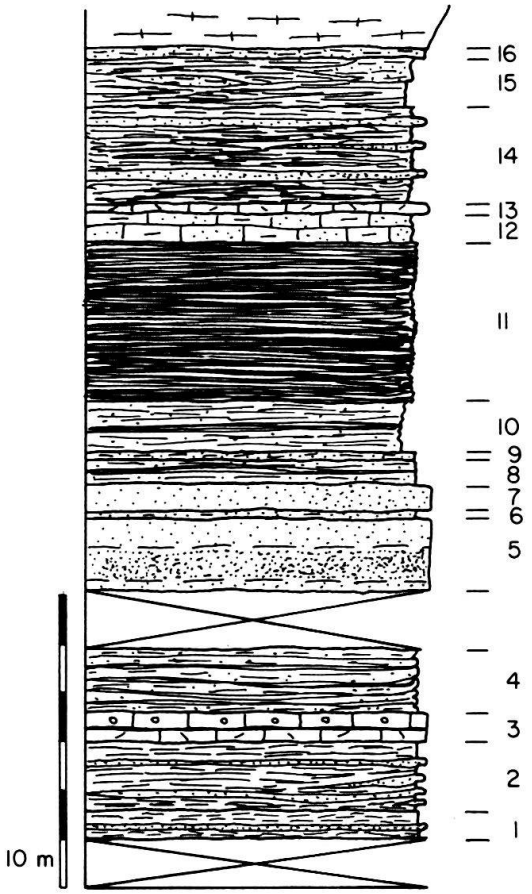


Fig. 1. Liasprofil des Tenigerbades, Val Sumvitg (Nummern siehe Text).

sen hat. Die Grobsandkalke des Lias können im Tenigerbad nicht gefunden werden. Möglicherweise stellen die grobkörnigen Quarzite (5, 7) ihre Äquivalente dar. Das hiesse, dass im Tenigerbad auch Äquivalente der Sexmor-Serie (11) aufgeschlossen sind, die in den von NIGGLI (1944) beschriebenen Profilen fehlen. Diese Sexmor-Äquivalente entsprechen wahrscheinlich den Mergelschiefern der Inferno-Serie der Sedimentbedeckung des Gotthardmassiv-Südranges im Lukmaniergebiet.

Lithofaziell ist das Tenigerbad-Profil als Übergang zwischen der helvetischen und der ultrahelvetischen Fazies des Gotthardmassiv-Südrandes zu interpretieren. Während in der Urseren-Zone und in der westlichen Garvera-Zone noch stark helvetische Faziesanklänge zu finden sind, ist der distale, ultrahelvetische Einfluss in der östlichen Garvera-Zone deutlich zu erkennen (Dominanz feinkörniger, «mergeliger» Gesteine).

3. Regionalgeologie

Im folgenden Kapitel beschreiben wir den Bau der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone von Brig bis in den Querschnitt von Ilanz.

3.1 Brig–Ulrichen (vgl. Tf. 2)

Folgende Elemente werden in diesem Gebiet zur Urseren-Zone gezählt: Das westliche Gomser Zwischenmassiv, die Kristallinscholle bei Mörel, das Permokarbon und die mesozoischen Sedimente zwischen Grengiols und Naters. Wir betrachten das westliche wie auch das östliche Gomser Zwischenmassiv als dem Gotthardmassiv vorgelagerte Schuppen (vgl. OBERHOLZER 1955).

Die Gesteine von Gomser Zwischenmassiv, Gotthardmassiv und Permokarbon besitzen eine dominierende Hauptschieferung, die steil nach SE einfällt, das heisst, parallel zum Streichen der gesamten Zone verläuft. Ein deutliches Minerallinear fällt steil nach Osten ein.

Am Ausgang der Massaschlucht liegen permische Konglomeratgneise in tektonischem Kontakt zum Aarmassiv (LABHART 1965).

Weiter gegen Süden folgen triasische Sedimente, Lias in feindetritischer Termen-Fazies und wiederum Trias, die die Grenze zur eigentlichen Zone von Termen bildet. Permokarbon, Trias und Lias streichen gegen Nordosten in das Gebiet nördlich des Gotthardmassivs (Grengiols), wo eine deutliche Synklinale vorliegt (vgl. Tf. 2). Anders als in der übrigen Urseren-Zone, ist der Lias an deren Westende also feindetritisch ausgebildet (vgl. Kap. 2).

3.2 Ulrichen–Oberalppass (vgl. Kartenausschnitt Tf. 2)

Das Gebiet zwischen Ulrichen und dem Oberalppass bildet das eigentliche Kerngebiet dieser Untersuchungen. Im Süden wird das Permokarbon begrenzt durch das Gotthardmassiv, wobei die Grenze nicht immer scharf zu ziehen ist. Westlich der Furkapasshöhe findet man innerhalb des Permokarbons das östliche Gomser Zwischenmassiv bzw. Linsen davon.

Im Norden der permokarbonischen Sedimente folgen zwischen Ulrichen und dem Oberalppass mesozoische Gesteine, die dem Gotthardmassiv bzw. den Zwischenmassi-

ven zugehörig sind. Einzig im Gebiet von Ulrichen sind Relikte eines Nordschenkels einer Mulde zu erkennen.

3.2.1 Ulrichen–Oberwald

Das östliche Gomser Zwischenmassiv ist in diesem Gebiet nach OBERHOLZER (1955, Fig. 5) direkt dem Gotthardmassiv anliegend. Im Querschnitt des Äginentales ist aber eine Trennung zwischen dem Gotthardmassiv und dem Gomser Zwischenmassiv nicht auszuschliessen (FEHR, W. 1926, WYSS 1985). Beim Schlachtdenkmal an der Strasse zwischen Ulrichen und Obergesteln befindet sich der westlichste Aufschluss mit Gesteinen des östlichen Gomser Zwischenmassivs.

Die Abgrenzung des Gomser Zwischenmassivs gegen das Mesozoikum im Norden wird durch permokarbonische Gesteine östlich des Oberbaches angezeigt. Weitere Aufschlüsse fehlen.

Auf der linken Seite des Oberbaches ist an der Basis des Mesozoikums eine Rauhwacke zu finden, die Gesteinsbruchstücke aus dem hangenden Lias enthält. Diese Gesteinsbruchstücke zeigen eine ausgeprägte Schieferung schief zur Hauptschieferung im hangenden Lias. Die Matrix besteht aus grobkristallinen Dolomitkomponenten und Glimmeraggregaten und ist von calcitischem Bindemittel zementiert. Das Gefüge ist vollkommen chaotisch. Primär erfolgte daher eine tektonische Breccierung eines Dolomitgesteins (post-Hauptschieferung), bei der Nebengesteinsbruchstücke, in denen die Hauptschieferung ausgebildet ist, in das Gestein gelangten. Anschliessend wurde das Gestein von Calcit wieder zementiert. Ultradünnschliffuntersuchungen vom Furkapass bzw. vom Oberalppass zeigen eine weitere Deformation dieses Calcitzementes, die duktil erfolgte (WYSS 1985). Diese Bewegungen führten zu einem Versatz zwischen der Unterlage und den mesozoischen Sedimenten, die somit als parautochthon bezeichnet werden müssen. MAYERAT (1986) beschreibt in der Garvera-Zone ebenfalls Anzeichen einer Deformation der Rauhwacke, die nach Anlage der Hauptschieferung erfolgte. Sie interpretiert daher die mesozoischen Sedimente im Hangenden dieses Abscherhorizonts als allochthon, d. h. als kleine Decke. Da nach unserer Ansicht die Anlage der Hauptschieferung mit der Einfaltung von Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone im Zusammenhang steht, können wir uns dieser Interpretation nicht anschliessen (vgl. Kap. 5).

Das auf der rechten Seite des Oberbachs aufgeschlossene Profil zeigt keine normalstratigraphische Abfolge. Über einer stark verschuppten Trias sind kalkige Schiefer und Marmore des Lias anstehend.

Die nördlichsten 2 m des Oberbachprofils werden durch triasische Gesteine gebildet (grüne und gelbe, dolomitische Schiefer mit dazwischengelagerten Marmorbänken). Es handelt sich hier wahrscheinlich um Reste einer aarmassivischen Trias.

Südwestlich dieser Aufschlüsse ist im Niderbach der südlichste Teil des Aarmassivs sehr gut aufgeschlossen (vgl. Fig. 2). Wir finden hier einen praktisch ungestörten Kontakt zwischen stark verwitterten Aarmassiv-Gneisen und vergneisten Arkosesandsteinen, die mit grösster Wahrscheinlichkeit Reste einer südlichen, aarmassivischen Sedimentbedekkung repräsentieren (Basisquarzit der Trias?).

Im Milibachprofil bei Obergesteln findet man zwischen Aarmassiv-Gneisen und den karbonatischen mesozoischen Sedimenten eine 10 m mächtige Zone von feldspatführenden Quarziten, die im Oberbach bei Ulrichen fehlen, aber starke Ähnlichkeit zu der oben

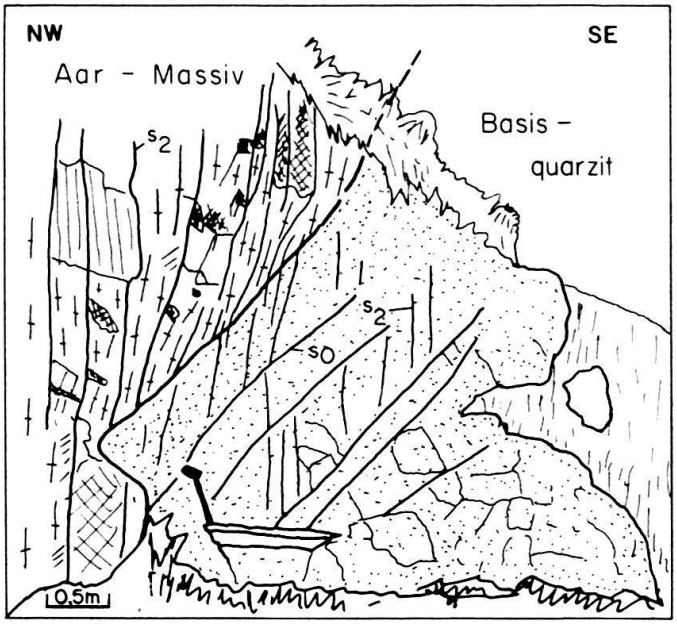


Fig. 2. Kontakt Aarmassiv–Basisquarzit im Niderbach bei Ulrichen: Deutlich erkennt man die Hauptschieferung (s_2), die diskordant zur Grenze Aarmassiv–Basisquarzit verläuft. Bei der Planaren im Basisquarzit, die schief zur Schieferung gegen Nordwesten einfällt, handelt es sich möglicherweise um Schichtung.

beschriebenen Arkose im Niderbach zeigen. Zwischen diesen Quarziten und den gelb verwitternden Sericitschiefern südlich davon ist eine 30 cm mächtige Dolomitbreccie zu finden. Ähnlich wie bei der Rauhwacke im Oberbach handelt es sich hier um eine tektonische Breccierung.

3.2.2 Oberwald–Furkapass

Im Profil des Gerentales, südöstlich von Oberwald, lässt sich ebenfalls eine Trennung zwischen Gotthardmassiv und Gomser Zwischenmassiv erkennen. Dies entgegen OBERHOLZER (1955), der zwei, durch Permokarbon getrennte Gesteinsserien als Gomser Zwischenmassiv bezeichnet, wobei die südliche dem Gotthardmassiv aufliegt (vgl. WYSS 1985).

Zwischen der Nordwestgrenze des Gomser Zwischenmassivs und den mesozoischen Sedimenten im Gebiet südwestlich Gand sind Psammitgneise des Permokarbons zu finden, womit sich eine deutlichere Trennung zwischen Mesozoikum und Zwischenmassivgneisen ergibt, als dies von OBERHOLZER konstatiert wurde.

Südlich des Furkapasses keilt das Gomser Zwischenmassiv aus. Einzelne, im Permokarbon isolierte Schuppen sind noch etwas weiter nordöstlich zu finden (HAFNER et al. 1975).

Das Basiselement des Mesozoikums zwischen Oberwald und der Furka ist die Rauhwacke. Südwestlich von Gand grenzt der Lias direkt an das Permokarbon. Die Nordgrenze des Mesozoikums wird durch Sedimente des Malms gebildet. Westlich von Lenges keilen sie jedoch aus und können erst wieder auf der anderen Seite der Rhone, etwa 1 km südwestlich Oberwald, gefunden werden.

Die Schichtreihe in der Gegend von Triest besteht im wesentlichen nur noch aus Lias. Das heisst, dass von Serze her gegen Südwesten der Kontakt des Mesozoikums zum Aarmassiv in einem stratigraphisch älteren Niveau erfolgt.

Bei Triest findet man an der Grenze Aarmassiv–Mesozoikum einen kleinen Aufschluss mit stark deformiertem Dolomitmarmor. Es handelt sich möglicherweise um Reste aarmassivischer Trias, wie sie bereits weiter im Südwesten beschrieben werden konnten.

Neben dem Parkplatz, westlich der Furkapasshöhe, ist ein markanter Bruch zu finden, der eine Verdoppelung im oberen Teil des Lias bewirkt. Das nordwestliche Kompartiment wird dabei gegenüber dem südöstlichen gegen oben versetzt.

Die jungen Verwerfungen im Südteil des Aarmassivs zeigen nach ECKHARDT et al. (1983) einen anderen Versetzungssinn (SE-Teil gegen oben), so dass die Anlage dieser Verwerfung sicher älter ist. Wahrscheinlich hängt die primäre Anlage mit der Hebung des Aarmassivs zusammen.

3.2.3 Furkapass–Realp

Nach der Karte von FEHR, W. (1926) treten im Gebiet von Chalt Herbrig (rund 1 km WSW des Restaurants Galenstock) bis südlich Realp innerhalb des Permokarbons gotthardmassivische Chloritschiefer und -gneise und Konglomerat- und Psammitgneise auf.

Auf der Übersichtskarte von AMBÜHL (1951) fehlen gotthardmassivische Linsen innerhalb des Permokarbons, jedoch gibt er im Gebiet von Chalt Herbrig eine Linse von tuffogenem Gestein an, entsprechend demjenigen an der Oberalppaßstrasse (Gabbroider Tuff: AMBÜHL 1929). Nach unserer Auffassung entsprechen die von ESCHER & JÄCKLI (1946) als Gurschengneis bezeichneten Gesteine den gabbroiden Tuffen von AMBÜHL (1929) und gehören somit ins Permokarbon.

Am Biel, südwestlich von Realp, beschreiben ESCHER & JÄCKLI weitere Marmorvorkommen innerhalb des Permokarbons, die sie als lokale stratigraphische Einlagerungen interpretieren. Es ist nicht auszuschliessen, dass es sich um eingeschuppte, mesozoische Sedimente handelt. Lithologisch sind diese Marmore nicht von mesozoischen zu unterscheiden.

Die Hauptschieferung im Permokarbon verläuft meist parallel den Lithologiegrenzen, selten in einem kleinen Winkel dazu. In den inkompetenten Partien ist oft eine nach NNW einfallende Runzelschieferung zu finden, wobei das südliche Kompartiment gegen unten versetzt wird.

Furkablick- und Tiefenbachprofile werden als normalstratigraphische Abfolge betrachtet, während das Realpprofil an der Basis starke Verfaltung, evtl. auch Verschuppung zeigt. Wahrscheinlich handelt es sich um D_3-Falten, wie sie auch im basalen Lias und im Malm des Tiefenbachprofils beobachtet werden können (Meterbereich). Runzelschieferung (s_3) im Mesozoikum zwischen Furkapass und Realp streicht stets SW–NE und fällt steil ein. Die Intersektion mit s_2 und der Schersinn zeigen eine Antiform im Süden.

Nördlich von Realp ist der Kontakt der mesozoischen Sedimente zum Aarmassiv aufgeschlossen. Schon NIGGLI & STAUB (1914) beschreiben diesen Aufschluss und stellen eine Reibungsbreccie aus oberem Jurakalk im mechanischen Kontakt zum Gneis des Aarmassivs fest.

Wir können diesen Befund bestätigen, finden aber direkt über dem Kontakt eine ungefähr 50 cm mächtige, stark schieferige Zone. Nach unseren Untersuchungen handelt

es sich hier um dasselbe Gestein wie im Niederbach bei Ulrichen, das heisst um Basisquarzit (bzw. -Arkose), jedoch ist hier die Deformation stärker als im Niederbach. Der Quarz ist feinkörnig rekristallisiert und zeigt (bei eingeschobenem Kompensator) eine schwache, bevorzugte c-Achsen-Orientierung. Das Dach des Mesozoikums zeigt späte, bruchhafte Deformation. In den Gesteinsbruchstücken dieser tektonischen Breccien ist eine Schieferung zu finden, die auf die frühere, duktile Deformation hinweist.

3.2.4 Realp–Andermatt

Die Grenze zwischen Gotthardmassiv und Permokarbon entspricht westlich von Zumdorf den Angaben von FEHR, W. (1926), östlich davon denjenigen von AMBÜHL (1929).

Das Mesozoikum lässt sich zwischen Realp und Andermatt auf der nördlichen Talseite als schmales, graublau aus den Wiesen hervorwitterndes Band verfolgen. Bemerkenswert ist das Auftreten von D_2-Falten mit subvertikalen Achsen in einer inkompetenten Serie, die eine erste Schieferung verfalten. In inkompetenten Lithologien konnten sonst nirgends in der Urseren-Zone D_2-Falten beobachtet werden. Dies lässt darauf schliessen, dass die Deformation, welche die Hauptschieferung bewirkte (D_2), in diesem Gebiet eher schwächer war als an anderen Orten.

Ebenfalls in dieser Serie sind häufig D_3-Falten mit einer dazugehörigen Runzelschieferung zu finden. Die Vergenzen der D_3-Falten und der Schersinn der entsprechenden Runzelschieferung (s_3) zeigen immer eine Antiform im Süden.

Im Gebiet von Hospental treten im Permokarbon als weiteres Strukturelement Knickbänder auf, die weiter gegen Osten bis in den Querschnitt des Val Medel zu beobachten sind.

Die Kontaktverhältnisse des Mesozoikums zum Aarmassiv sind nirgends gut aufgeschlossen. Man findet jedoch bei Tristlen wiederum Reste einer aarmassivischen Sedimentbedeckung (Basisquarzit).

Die östlichsten Aufschlüsse mit mesozoischen Sedimenten in dieser Region sind bei Mülibach zu finden. Sie stellen gleichzeitig auch die östlichsten, sicheren Malmvorkommen der Urseren-Zone dar.

3.2.5 Andermatt–Oberalp

Das Gebiet östlich von Andermatt ist durch das Auftauchen des Tavetscher Zwischenmassivs geprägt. Die Nordgrenze des Gotthardmassivs schwenkt nach Süden, die Urseren-Zone scheint dieser Umbiegung zu folgen. NIGGLI & STAUB (1914) stellen im Gebiet von Schöni–Pazolatal ein Umbiegen der Schichten nach Süden fest und verbinden somit die Urseren- mit der Garvera-Zone (→Urseren–Garvera-Zone). Diese Korrelation wird auch in späteren Arbeiten immer wieder gemacht (z. B. AMBÜHL 1929, NIGGLI 1944, HUBER 1948).

Die Resultate unserer Untersuchungen im Gebiet Oberalp–Schöni–Pazola weichen von den bisherigen Ergebnissen in gewissen Punkten ab und es ergeben sich daraus neue Interpretationen.

Die Karte (Fig. 3) über dieses Gebiet zeigt die Grenzen zwischen Aarmassiv, Urseren-Zone (Mesozoikum und Permokarbon), Tavetscher Zwischenmassiv und Gotthardmassiv. Die Fallzeichen geben den Verlauf der Hauptschieferung (s_2) an.

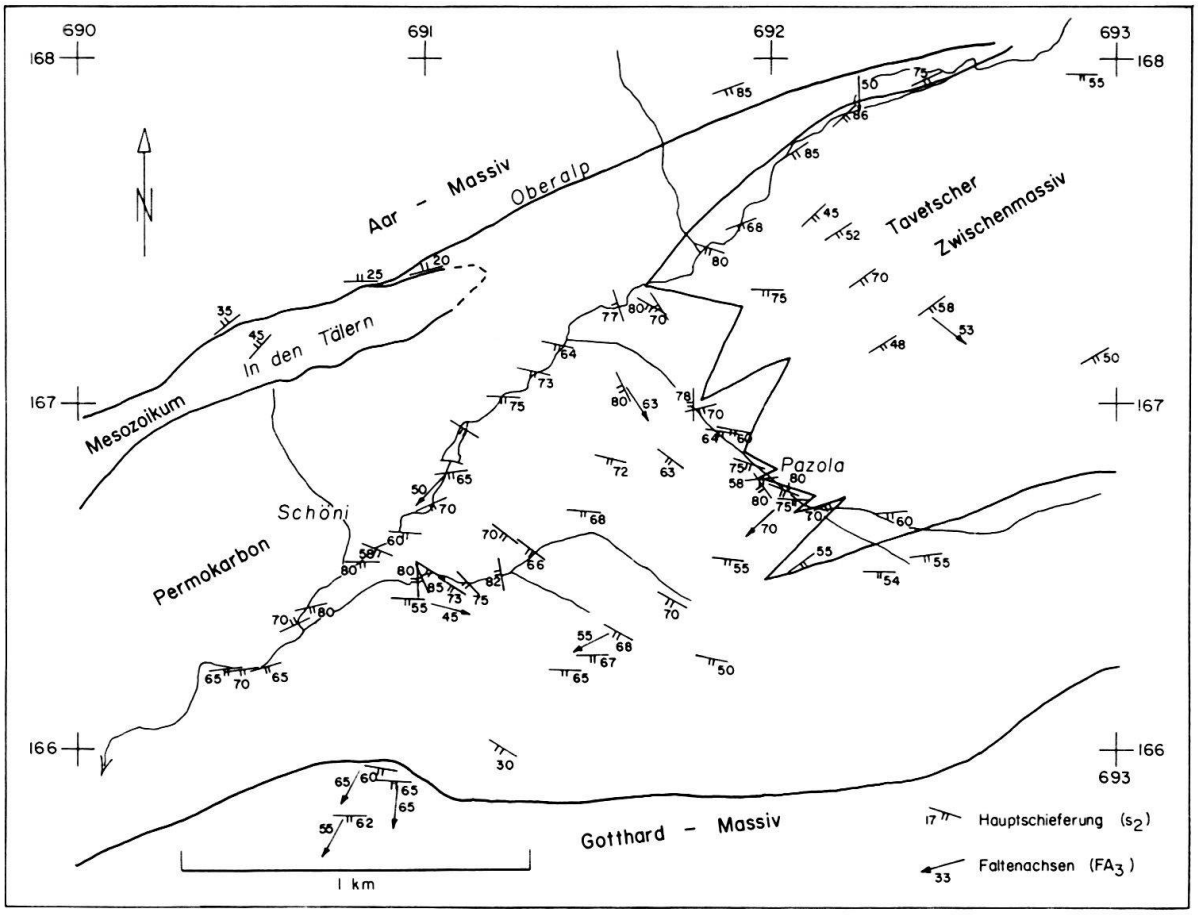


Fig. 3. Kartenskizze der wichtigsten Strukturelemente im Gebiet Schöni–Oberalp–Pazola.

Die Westgrenze des Tavetscher Zwischenmassivs wurde aufgrund einer Detailaufnahme im Gebiet des Pazolatales konstruiert. Die Unterscheidung zwischen Zwischenmassiv-Gneisen und Gesteinen des Permokarbons ist wegen der z. T. recht spärlichen Aufschlussverhältnisse und der starken Deformation nicht immer möglich. Trotzdem ist eine intensive Verfaltung und Verschuppung von Tavetscher Zwischenmassiv und Permokarbon feststellbar.

Zwischen dem Tavetscher Zwischenmassiv im Süden und dem Aarmassiv im Norden sind entlang der Oberalp-Reuss mehrere Aufschlüsse mit Permokarbon zu finden. Es sind Chlorit-Sericit-Schiefer, die eine isoklinale Verfaltung zeigen, aufgeschlossen. Es besteht somit bis zum Oberalpsee eine deutliche Trennung zwischen Aarmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv.

Im Gebiet südwestlich der Oberalp sind zwischen den östlichsten Vorkommen von Mesozoikum und dem Aarmassiv grünliche Chlorit-Sericit-Schiefer anstehend. Diese Gesteinsserie ist mit grösster Wahrscheinlichkeit zum Permokarbon zu rechnen. Es kann jedoch nicht entschieden werden, ob es sich um aarmassivisches oder um eingeschupptes Permokarbon handelt.

Folgt man dem Kontakt Aarmassiv–Mesozoikum etwas gegen WSW (In den Tälern, 2100 m), so sind direkt am Kontakt mittelkörnige Glimmerquarzite zu entdecken. Wahrscheinlich handelt es sich hier wiederum um Reste einer aarmassivischen Sedimentbedekkung (Basisquarzit).

Die mesozoischen Sedimente bei «In den Tälern» sind sehr stark hakengeworfen und fallen mehr oder weniger flach gegen Nordwesten ein. Sie zeigen keine Umbiegung an. Sie streichen in nordwestlicher Richtung gegen den Oberalpsee, d. h. in die Naht zwischen Aarmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv.

Das Permokarbon zeigt im besprochenen Gebiet eine starke Verbiegung und Verfaltung der Hauptschieferung.

Die Faltenachsen dieser Verfaltung fallen generell steil nach Süden ein (siehe Fig. 4), die Achsenflächen und die dazugehörige Schieferung streichen ungefähr West–Ost und

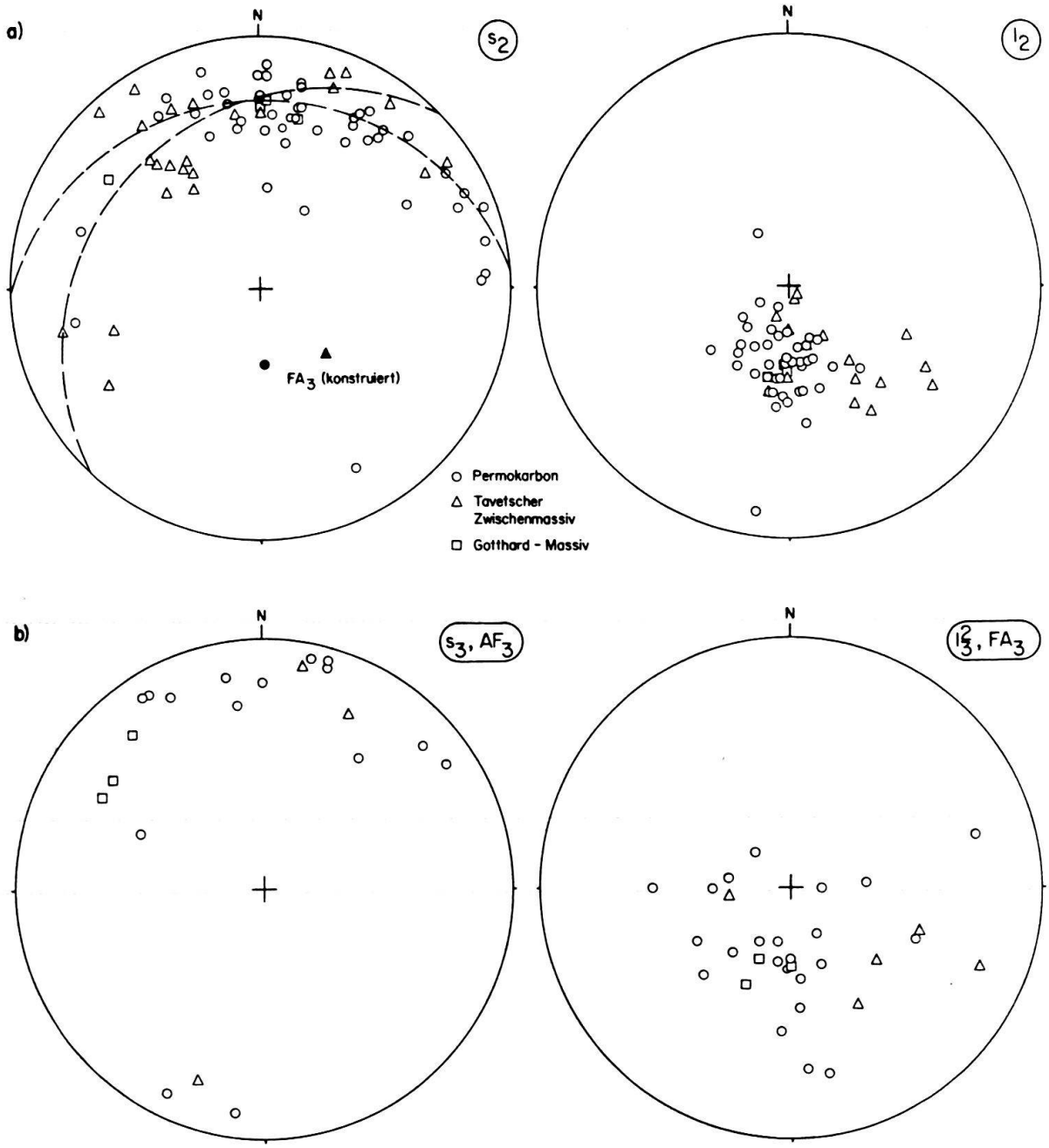


Fig. 4. Strukturelemente im Gebiet Schöni–Oberalp–Pazola. a) S_2-Schieferungspole. FA_3 wurden aus den im Netz aufgetragenen Daten konstruiert. b) D_3-Strukturen: Schieferungspole und Achsenflächenpole Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

fallen ebenfalls steil nach Süden ein. Die Vergenzen dieser Falten zeigen meist eine Antiform im Nordosten, wobei das Tavetscher Zwischenmassiv den Kern dieser Antiform bildet.

Auch im Gotthardmassiv und im Tavetscher Zwischenmassiv sind Verfaltungen der Hauptschieferung feststellbar. Die Faltenachsen im Zwischenmassiv fallen steil nach Südosten ein. Die im Vergleich zum Permokarbon etwas andere Orientierung könnte auf Unterschiede im mechanischen Verhalten zwischen Permokarbon und Zwischenmassiv zurückzuführen sein.

Nordöstlich von Andermatt bilden praktisch überall schwarze Schiefer (Aalénien) den Kontakt zum Aarmassiv. Zwischen Hospental und Andermatt greift die Abscherung folglich vom Malm auf ein tieferes Stockwerk, in die Aalénienschiefer, hinunter.

In bezug auf die mesoskopischen Strukturen im Mesozoikum zeigt sich nordöstlich Andermatt ein ähnliches Bild, wie in den Gebieten südwestlich davon bereits beschrieben wurde. Auffallend ist jedoch das häufige Auftreten von Falten mit steilen Achsen (F_2) und die Ausbildung der Runzelschieferung (s_3). Die Orientierung der D_3-Gefügeelemente ändert im Mesozoikum gegen das TZM zu nicht, obwohl dies aufgrund der Beobachtungen im Permokarbon zu erwarten gewesen wäre.

3.3 Oberalp–Ilanz (vgl. Tf. 2)

3.3.1 Disentiser Zone

Als Disentiser Zone bezeichnen wir die Grenzzone zwischen dem Aarmassiv und dem Tavetscher Zwischenmassiv. Zwischen Oberalpsee und Disentis handelt es sich vorwiegend um einen tektonischen Kontakt mit einzelnen sedimentären Linsen (NIGGLI 1944). Auf Grund eigener Aufnahmen sind wir der Ansicht, dass diese Gesteine als stark deformierte Reste von Permokarbon bezeichnet werden können.

Nach HUBER (1948) gehört der grösste Anteil der Gesteine dieser Grenzzone zum Aarmassiv. Es ist aus seinem Text nicht eindeutig ersichtlich, ob sie mit mesozoischen oder permokarbonen Gesteinen zu vergleichen sind. Er vermutet, dass es sich um Reste einer untiefen Mulde handeln könnte.

Östlich von Disentis ist die Zone besser ausgebildet. Permokarbon ist sowohl südlich als auch nördlich des Mesozoikums aufgeschlossen (vgl. Karte von WEBER 1924), wobei die Vorkommen meist sehr reliktisch sind. Das Mesozoikum bildet östlich von Disentis eine Mulde, wobei der südliche Schenkel nur sehr reliktisch ausgebildet ist. Im wesentlichen ist eine liasfreie, aarmassivische Sedimentbedeckung zu finden.

Im westlichen Teil (bei Somvix) zeigen die Lagerungsverhältnisse Permokarbon auf Aarmassiv-Mesozoikum, im Osten (bei Trun) Tavetscher Trias auf Aarmassiv-Malm(?). Nördlich von Schlans ist ein Kristallin-Kristallin-Kontakt anzunehmen, weiter gegen Nordosten, im Querschnitt des Val Flem, liegt Tavetscher Permokarbon auf Cavistrau-Verrucano. Diese Trennung stellt die südliche Fortsetzung der Glarner Hauptüberschiebung dar (PFIFFNER 1977, 1982, SPICHER 1980), die somit zwischen Aarmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv zu liegen kommt. Die aarmassivischen Teile der Disentiser Zone liegen deshalb in infrahelvetischer Stellung, d. h. die Glarner Hauptüberschiebung liegt innerhalb der Disentiser Zone (vgl. Kap. 5).

PFIFFNER (1985) spricht von einer Aufspaltung der Glarner Hauptüberschiebung gegen Süden in Frisal-, Disentiser und Garvera-Überschiebung. Er vermutet, dass es sich

bei diesen Suturen um tiefe, bis in die MOHO hinabreichende Trennungen handeln müsse.

3.3.2 Garvera-Zone

Als Garvera-Zone bezeichnen wir die zwischen Gotthardmassiv und Tavetscher Zwischenmassiv liegenden Sedimente (Permokarbon, Mesozoikum) vom Querschnitt des Pazolatales bis in den Querschnitt Brigels–Obersaxen.

NIGGLI (1944) unterteilt die Garvera-Zone westlich des Val Medel in zwei Abschnitte.

Im westlichen Abschnitt ist, mit Ausnahme eines Triasvorkommens im Val Scadialas, kein sicheres Mesozoikum zu finden. Die Fazies des Permokarbons wird von Westen nach Osten feinerdetritisch.

Im östlichen Abschnitt stellt NIGGLI (1944) einen «normalen» Aufbau der Zone fest. Nach dem mächtigen Permokarbon folgt im Norden das Mesozoikum mit Trias und Lias. Zwischen diesem und dem Tavetscher Zwischenmassiv ist eine 0–30 m, max. 120 m breite Zone aus vorwiegend permokarbonen Gesteinen (Schuppungszone) zu finden, bei der es sich offenbar um Reste der tavetschermassivischen Sedimentbedeckung handelt. Westlich des Val Blaua konstatiert NIGGLI das sukzessive Verschwinden des jeweils jüngsten Schichtgliedes des Mesozoikums. Wir vermuten, dass hier, wie z. B. zwischen Hospental und Andermatt, die Abscherungsfläche seitwärts von einem höheren Niveau (Dach Sinémurien) in ein tieferes (Basis Trias) springt (Querrampe).

Im Tenigerbadprofil reicht die Liasschichtreihe bis in die Sexmor-Serie. Generell ist also im Streichen der Garvera-Zone mehrmals eine Änderung des Abscherniveaus zu beobachten.

In struktureller Hinsicht stellt die Garvera-Zone eine kontinuierliche Fortsetzung der Urseren-Zone dar. Das dominierende Gefügeelement bildet eine mehr oder weniger parallel zur gesamten Zone streichende steil nach Süden bzw. Südosten einfallende Hauptschieferung (s_2). D_3-Strukturen zeigen sich als Falten im Dezimeter- bis Halbmeterbereich mit dazugehöriger Runzelschieferung. Im Gegensatz zur Urseren-Zone konnten in bezug auf Vergenzen bzw. Schersinne keine Unterschiede zwischen Permokarbon und Mesozoikum festgestellt werden. In der Garvera-Zone wird immer eine Antiform im Norden angezeigt.

4. Strukturgeologie

Tabelle 5 gibt eine Zusammenstellung und Korrelation der strukturellen Gliederung in den wichtigsten, die Urseren-Zone betreffenden Arbeiten. Die von uns vorgenommene Unterteilung wird in den nachfolgenden Kapiteln beschrieben. Wir gehen bei dieser Beschreibung vom Kerngebiet unserer Untersuchungen, der Urseren-Zone zwischen Ulrichen und dem Oberalppass, aus.

4.1 D_1-Strukturen

Strukturelemente, die zu einer ersten Deformationsphase gehören, sind im Feld sehr reliktisch ausgebildet, jedoch aufgrund von Dünnschliffuntersuchungen deutlich zu zeigen. Das rechtfertigt auch die Bezeichnung der Hauptschieferung als zweite Schieferung

Tabelle 5: *Zusammenstellung und Korrelation der strukturellen Gliederung im Bereich von Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone.*

WYSS (1985)	LABHART (1965)	KVALE (1966)	PFIFFNER (1977)	STECK (1984)
D_1: 1. Faltung 1. Schieferung (s_1)			Lokale Schieferung (Cavistrauphase)	
D_2: 2. Faltung (AF_2, FA_2) 2. Schieferung (s_2) =Hauptschieferung Linear (l_2)	1. Schieferung Linear (l_1): erste Streckung (str.$_1$), Wiederverfaltung von s_1 um str.$_1$ (B_1')	Schieferung und Striemung	Penetrative Schieferung (Calandaphase)	D_I: Schieferung, durch Streckungslinear X_I charakterisiert = s_2 der Urseren-Zone Ganz im W: D_{II}: Schieferung und Streckung X_{II}
D_3: 3. Faltung (AF_3, FA_3) 3. Schieferung (s_3) =Runzelschieferung	2. Schieferung (s_2) 2. Faltung (B_2)	Wellung oder Kleinfältelung	Runzelschieferung (Ruchiphase)	Runzelschieferung (s_4) mit Falten (P_4)
post-D_3: Knickbänder, Calcitzwillinge	3. Schieferung (s_3) mit Knitterfalten (B_3)			Rückfaltung mit Linear X_{III} SA_6: Rückfaltung Glishorn-Berisal P_8: Konjugierte Falten, Gastern-Aletsch und Toce Kulmination

(s_2). Dies im Gegensatz zur Nomenklatur von NABHOLZ & VOLL (1963) oder LABHART (1965).

Die reliktische Ausbildung der D_1-Strukturen ist auf die starke Überprägung der Gesteine durch die zweite Deformationsphase (D_2) zurückzuführen.

Permokarbon

In Dünnschliffen ist gelegentlich eine in Mikrolithons erhaltene, erste Schieferung zu finden, z. B. in dunklen, quarzreichen Schiefern und in feinpsammitischen Gneisen des Furkaprofils, westlich des Blauberges.

In feinpsammitischen Gneisen ist die Erhaltung von s_1 nicht so ausgeprägt wie in schieferigen Gesteinen.

Im Gebiet von Mörel und Curaglia konnten von uns im stark schieferigen Permokarbon D_2-Falten beobachtet werden, die eine frühere Schieferung (s_1) verfalten. Auch LABHART (1965, S. 12) beschreibt solche Verfaltungen an steilen Achsen. Er interpretiert sie jedoch als eine im fortgeschrittenen B_1-Stadium verfaltete erste Schieferung (entspricht unserem s_2).

Es handelt sich unserer Ansicht nach aber um durch D_2 vollständig transponierte zweite Falten. Eine erste Schieferung ist nur noch in Scheiteln der Falten erhalten, diese Faltenscheitel werden durch die Hauptschieferung begrenzt, in den Schenkeln sind s_1 und s_2 nicht mehr zu unterscheiden.

Mesozoikum

Im Mesozoikum können neben mehreren mikroskopischen ersten Strukturen auch erste Falten beschrieben werden (z. B. im Steinbruch von Altkirch, vgl. Fig. 5). Deutlich

ist die Hauptschieferung zu erkennen, die beide Faltenschenkel mit derselben Vergenz verfaltet. Die Falte ist stark isoklinal, ihre Achsenfläche (AF_1) liegt schief zu s_2 und ist verfaltet. Eine erste Schieferung ist nicht zu finden. Dies ist die einzige sichere, im Anstehenden beobachtete erste Falte. Im Schutt des Steinbruches konnte eine Domstruktur in den gebänderten Marmoren gefunden werden, die ebenfalls auf zweimalige Verfaltung hindeutet.

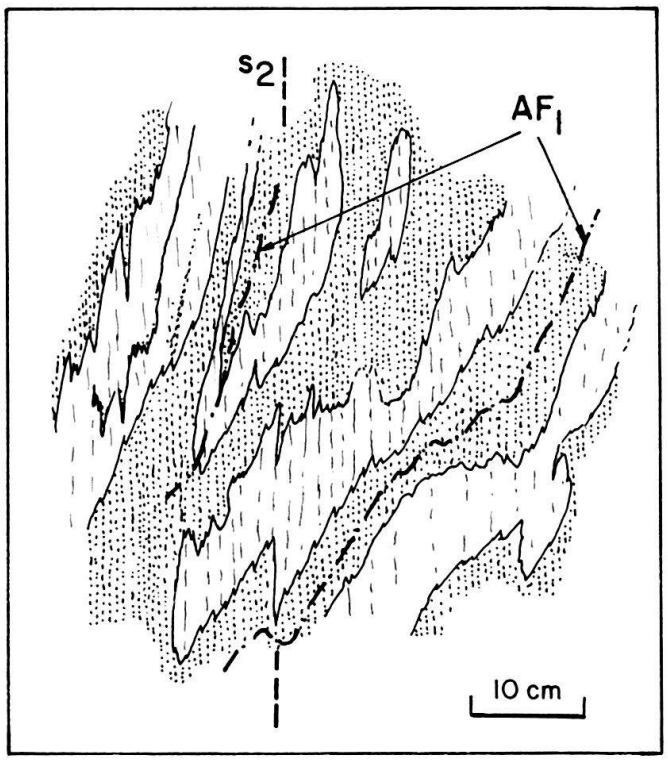


Fig. 5. 1. Falten im Lias von Altkirch. Die Bänderung wird durch den unterschiedlichen Sandgehalt verursacht.

Im Chnobestäfeli, in den dunklen, schieferigen Marmoren des Malms, ist eine sehr feine Stoffbänderung (s_0) verfaltet. Unter dem Mikroskop erkennt man in den Scheiteln der feinkörnigen Partien des Marmors eine durch D_2 verfaltete Kristallisationsschieferung (s_1).

Grundsätzlich ist festzuhalten, dass im Permokarbon und im Mesozoikum Strukturen nachzuweisen sind, die durch D_2 verfaltet werden und somit älter als D_2 sind. Die Schieferung (s_1) liegt meist parallel zur Schichtung (s_0). Die Bildung dieser D_1-Strukturen ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit frühen Bewegungen während der alpinen Faltung (Abscherung der helvetischen Decken) zu sehen. Möglicherweise entspricht unser D_1 der Cavistrau-Phase von Pfiffner (1977), der die Ausbildung einer lokalen Cavistrau-Schieferung im Bereich der Überschiebungsflächen nicht ausschliesst.

4.2 D_2-Strukturen

Die Strukturen der zweiten Deformationsphase stellen die dominierenden Gefügeelemente im Untersuchungsgebiet dar und markieren die Hauptverformung in Urseren-, Disentiser und Garvera-Zone.

Überall im Permokarbon und Mesozoikum ist eine dominierende Hauptschieferung (s_2) mit einem dazugehörigen, steilen Minerallinear (l_2) ausgebildet. An verschiedenen Stellen findet man entsprechende Falten (F_2), deren Achsenflächen (AF_2) parallel zur Hauptschieferung und deren Faltenachsen (FA_2) meist parallel zum Linear orientiert sind.

Die Hauptschieferung verläuft prinzipiell parallel zum Streichen der Zonen und fällt steil ein, das entsprechende Linear (l_2) liegt zwischen Ulrichen und dem Oberalppass in der Fallrichtung von s_2. Weiter gegen Westen und gegen Osten ist eine nach oben divergierende Fächerung des Linears zu bestätigen, wie dies KVALE (1966) bereits festgestellt hat.

Permokarbon

Die Hauptschieferung (s_2) verläuft im Permokarbon meist konkordant zum Streichen der Zone und ebenfalls konkordant zur Lagerung der Gesteine, d.h. sie streicht in NE–SW-Richtung und fällt steil nach SE ein. Nur an einzelnen Stellen ist sie stark verbogen, oder es ist ein deutlich diskordanter Verlauf zu den Lithologiegrenzen festzustellen (vgl. Kap. 3).

D_2-Falten sind im Permokarbon sehr selten zu finden. Dies dürfte einerseits mit der meist sehr undeutlichen Strukturierung (z. B. Schichtung) des Gesteins, andererseits mit der starken Transposition der Falten zu erklären sein.

In grobkörnigen Lithologien konnten D_2-Falten entlang der Oberalppaßstrasse gefunden werden. Es handelt sich um sehr enge, fast isoklinale Falten im m-Bereich (Amplitude) bzw. dm-Bereich (Wellenlänge). In den Schenkeln sind Sekundärfalten im Zentimeterbereich zu beobachten.

Die Gefügeelemente der zweiten Falten in den schieferigen Lithologien des Permokarbons zeigen ebenfalls eine parallele Orientierung zu s_2 bzw. l_2. Von diesen Falten (Amplitude im Dezimeter-, Wellenlänge im Zentimeterbereich) sind praktisch nur noch die Scheitel vorhanden. Diese werden randlich durch die Hauptschieferung begrenzt. Im Schenkelbereich ist s_1 parallel s_2 orientiert, sie sind nicht mehr voneinander zu unterscheiden.

Bei dieser zweiten Schieferung handelt es sich um eine Kombination von Schieferung (schistosity) und shape fabric foliation im Sinne von PARK (1983), welche durch die Einregelung von rekristallisierten oder neugebildeten Mineralien und deformierten Komponenten zustande kommt. Durch die dominierende Längung parallel zur x-Richtung kommt es zur Ausbildung eines Streckungslinears (l_2), das steil orientiert ist.

In den Druckschatten von Komponenten sind Glimmer, Chlorit und Quarz zu finden. Diese Druckschatten sind oft schwach asymmetrisch. Trotzdem kann kein eindeutiger Schersinn innerhalb eines Dünnschliffes bestimmt werden.

Um ein Mass für die Verformung zu erhalten, wurde an einem Konglomeratgneis von Plaun Pardatsch (südöstlich des Oberalppasses) eine Verformungsanalyse nach RAMSAY (1967) durchgeführt (R_f-$\varnothing$-Diagramm). Das Deformationsellipsoid (finite Verformung) besitzt folgendes Achsenverhältnis (Kugeldurchmesser = 1, Volumenkonstanz):

$$x:y:z = 2{,}1:1{,}4:0{,}3$$

Die grösste Längung ist in x-Richtung (parallel zum steilen Linear), Längung parallel zum Streichen der Schieferung (y-Richtung) und Verkürzung parallel zum Schieferungspol (z-Richtung).

Im Prinzip handelt es sich um eine Plättung, wobei die Plättungsebene parallel zu s_2 liegt und Elongation parallel zur x-Richtung dominiert (→Streckungslinear).

Anzeichen einer post-D_2-Deformation im spröd-duktilen Übergangsbereich findet man im Permokarbon als Boudinage quer zur Hauptschieferung.

Mesozoikum

Die heutige Orientierung der Gefügeelemente (s_2, l_2, AF_2, FA_2) ist im Mesozoikum weitgehend identisch derjenigen im Permokarbon. Aufgrund der unterschiedlichen Lithologien ergeben sich jedoch Änderungen in bezug auf deren Ausbildung.

Zweite Falten sind sowohl im Dünnschliff- wie auch im Aufschlussbereich häufig zu beobachten. Den besten Aufschluss findet man in den Bändermarmoren im Steinbruch Altkirch bei Andermatt, jedoch sind überall entlang der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone, vorwiegend in kompetenten Lithologien, zweite Falten zu beobachten.

In kalkigen Schiefern des Malms (Chnobestäfeli) sind die einzigen zweiten Falten (F_2) in einer inkompetenten Lithologie der Urseren-Zone zu finden. Weiter im Osten, in der Garvera-Zone (Tenigerbad), können ebenfalls zweite Falten in inkompetenten Lithologien gefunden werden.

In kompetenten Lithologien handelt es sich in der Regel um Falten im Millimeter- bis Dezimeterbereich. Die Schenkel sind stark ausgedünnt und zunehmend parallel zur Hauptschieferung orientiert. Im Dünnschliff ist in sandigen Marmoren einzig das Umbiegen einer Stoffbänderung zu beobachten, die Orientierung der Calcitkristalle und der Glimmer ist vollständig parallel zu s_2.

Um ein Mass für die Verformung zu erhalten, wurden Deformationsanalysen an stark deformierten Dolomitkomponenten durchgeführt ($R_f/\varnothing$, je 20 Messungen). Daraus ergab sich für die Dolomitkomponenten folgende finite Verformung:

Furka: $x:y:z = 2{,}6:1{,}7:0{,}2$
Andermatt: $x:y:z = 3{,}7:1{,}2:0{,}2$

Wie im Permokarbon kann man hier von einer Plättung sprechen, wobei die Elongation parallel zur x-Richtung stark dominiert gegenüber der y-Richtung. Dieses Phänomen ist in der Probe aus dem Furkagebiet weniger ausgeprägt als in der Probe von Andermatt.

Diese Deformationsmessungen geben für das Gesamtgestein nur einen minimalen Verformungsbetrag, da Dolomit schlechter verformbar ist als Calcit. Entsprechend müsste die gemessene Verformung im Calcit grösser sein.

Wie im Permokarbon können auch im Mesozoikum Anzeichen einer späten Verformung im spröd-duktilen Übergangsbereich (Streckung subparallel zu l_2) gefunden werden.

Die Hauptdeformation (D_2) verfaltet die Gesteine der Urseren-Zone (Permokarbon und Mesozoikum) im Millimeter- bis Meterbereich. Die heute steil stehenden Faltenachsen (FA_2) dürften ursprünglich in mehr oder weniger horizontaler Lage angelegt worden sein und durch differentielle Bewegungen in der sich ausbildenden Hauptschieferung in NW–SE-Richtung rotiert worden sein. Diese Bewegungen manifestieren sich durch die ausgeprägte Längung und Parallelorientierung in der Hauptschieferung. Wir sehen ihre Ausbildung im Zusammenhang mit der Einmuldung der Sedimente zwischen Aar- und Gotthardmassiv (bzw. den Zwischenmassiven).

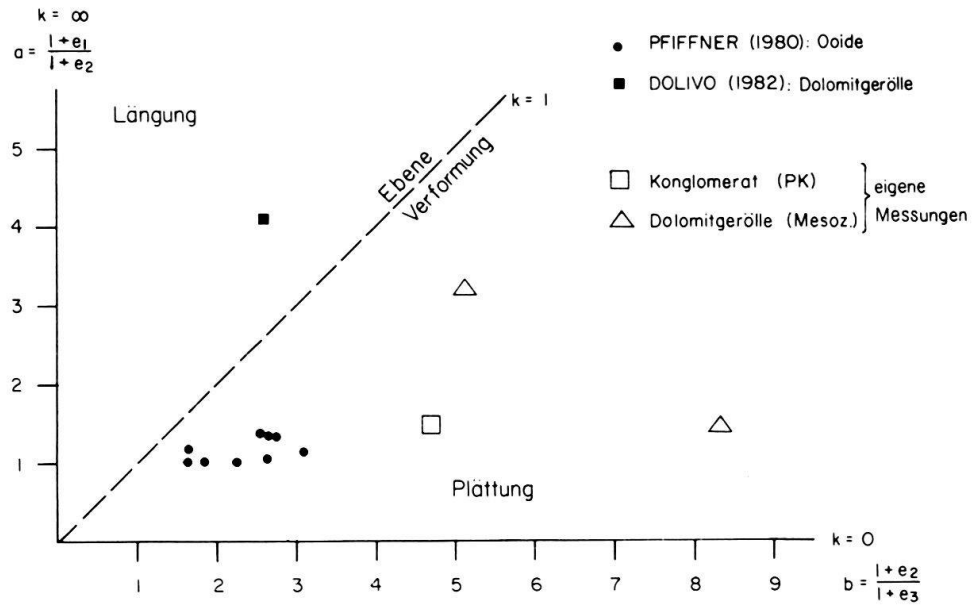


Fig. 6. Verformung von Geröllen. Vergleich mit Daten von PFIFFNER (1980) und DOLIVO (1982). Darstellung im Flynn-Diagramm.

Die Korrelation unserer Hauptschieferung mit der Schieferung der Calanda-Phase von PFIFFNER (1977) ist nach unserer Meinung gut möglich. PFIFFNER sieht die Calandaschieferung im Zusammenhang mit Faltung und Überschiebung im Infrahelvetikum (Hauptdeformation) und der Glarner Hauptüberschiebung. Dies deckt sich gut mit unseren Befunden, was nicht bedeuten soll, dass es sich um zeitgleiche Ereignisse handelt.

Im Flynndiagramm fallen die Resultate unserer Deformationsmessungen in das Plättungsfeld (vgl. Fig. 6). Im Südwesten des Aarmassivs gibt DOLIVO (1982) ebenfalls Plättung an. Die Umrechnung seiner Angaben auf einem mit unseren Resultaten vergleichbaren Maßstab ergibt aber Elongation parallel x und Verkürzung parallel y und z, d. h. Längung. PFIFFNER (1977, 1980) spricht ebenfalls von Plättung in der Hauptschieferung.

Im Vergleich zur Urseren-Zone zeigen die Gesteine gegen Osten der Garvera- oder Disentiser Zone weniger starke Deformation und Rekristallisation: Zweite Falten sind im inkompetenten Lias des Tenigerbades sehr gut erhalten und nicht so stark transponiert wie in der Urseren-Zone. Ebenfalls sind feinkörnige Dolomitkomponenten in der Disentiser Zone nicht gelängt. Kalkige Gesteine sind im Felde weitgehend als Kalke anzusprechen und nicht als Marmore, wie dies in der Urseren-Zone der Fall ist. Im Dünnschliff sind noch deutliche Echinodermenbruchstücke in feinkörniger Matrix zu finden, während in der Urseren-Zone nur noch gelegentlich reliktische Echinodermenstrukturen in einem vollständig rekristallisierten Marmor anzutreffen sind. Diese weiter fortgeschrittene Rekristallisation in der Urseren-Zone kann mit etwas höherer Temperatur und langsamerer Abkühlung der Urseren-Zone im Vergleich zur Garvera- bzw. Disentiser Zone erklärt werden.

4.3 D_3-Strukturen

Bei den Strukturen, die zu einer dritten Deformationsphase zugeordnet werden können, handelt es sich um Runzelung bzw. Faltung der Hauptschieferung (s_2) im Millimeter-

bis 5-m-Bereich mit Ausbildung einer dazugehörigen Runzelschieferung (s_3). Diese Strukturen sind überall in der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone zu finden. Sie nehmen Areale im Dezimeter- bis 10-m-Bereich ein, treten also jeweils in einem lokal beschränkten Gebiet auf.

Permokarbon

Im Permokarbon der Urseren-Zone sind Verfaltungen in praktisch allen Lithologien zu beobachten. Eine Runzelschieferung bildet sich aber nur in glimmerreichen, relativ inkompetenten Gesteinen aus. Die Faltenachsen (FA_3) bzw. Intersektionslineare (l_3^2) liegen mehr oder weniger parallel zum Streichen der Zone und fallen meist gegen 60° ein (Fig. 7). Die entsprechenden Achsenflächen (AF_3) bzw. die Runzelschieferung (s_3) fallen steil ein und verlaufen ebenfalls parallel zum Streichen der Zone.

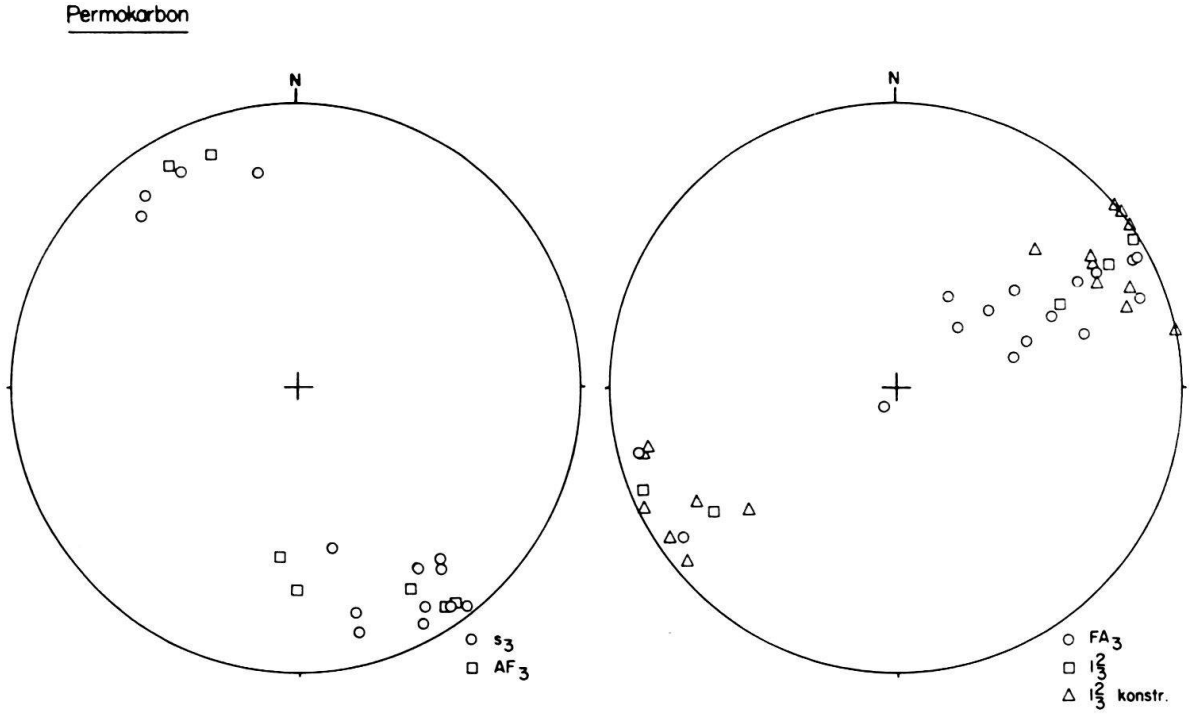


Fig. 7. D_3-Strukturen im Permokarbon der Urseren-Zone. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

Diese Orientierung bezieht sich auf den «Normalfall» der Urseren-Zone. Ganz im Osten, im Bereich des Tavetscher Zwischenmassivs, zeigen sie eine andere Orientierung. Im Kapitel 3.2.5 wurde im Zusammenhang mit der «Pazola-Umbiegung» bereits darauf eingegangen.

Noch weiter im Osten, in der Garvera-Zone, entspricht die Orientierung der Gefügeelemente wieder dem «Normalfall» der Urseren-Zone.

Der Faltenstil im Permokarbon zeigt praktisch immer asymmetrische, aufrechte Falten mit kurzen Nordschenkeln bzw. einen langen Südschenkel (Schleppfalten). Entsprechend dominieren Sekundär- oder Tertiärfalten mit derselben Vergenz. Findet man eine deutlich ausgebildete Runzelschieferung, so zeigt der Schersinn immer Südteil nach unten. Diese Vergenzen zeigen also immer eine Antiform im Norden an.

Mesozoikum

Im Mesozoikum der Urseren-Zone zeigen die Gefügeelemente der D_3-Strukturen eine weniger konstante Orientierung als im Permokarbon (Fig. 8). Die Faltenachsen und Achsenflächen (FA_3, AF_3) besitzen eine relativ grosse Streuung, zeigen aber als generelle Tendenz NE–SW-Streichen. Die Orientierung der Schieferung (s_3) ist mit derjenigen im Permokarbon zu vergleichen. F_3-Falten im Ein- bis Fünfmeterbereich sind nur in kompetenten Gesteinen zu finden, wenn sie von schieferigen, d. h. inkompetenten Lithologien umgeben sind. Dadurch kommt es zu dieser unsteten Orientierung der Gefügeelemente. Aus demselben Grund sind die Vergenzen meist nicht eindeutig interpretierbar. In den kompetenten, gefalteten Lithologien ist keine Runzelschieferung (s_3) ausgebildet. In dunklen, kalkigen und tonigen Schiefern ist häufig eine deutliche Runzelschieferung, z. T. im Zusammenhang mit Falten im Dezimeterbereich, ausgebildet. Der Schersinn dieser Runzelung zeigt immer Südteil gegen oben, also entgegengesetzt demjenigen im Permokarbon.

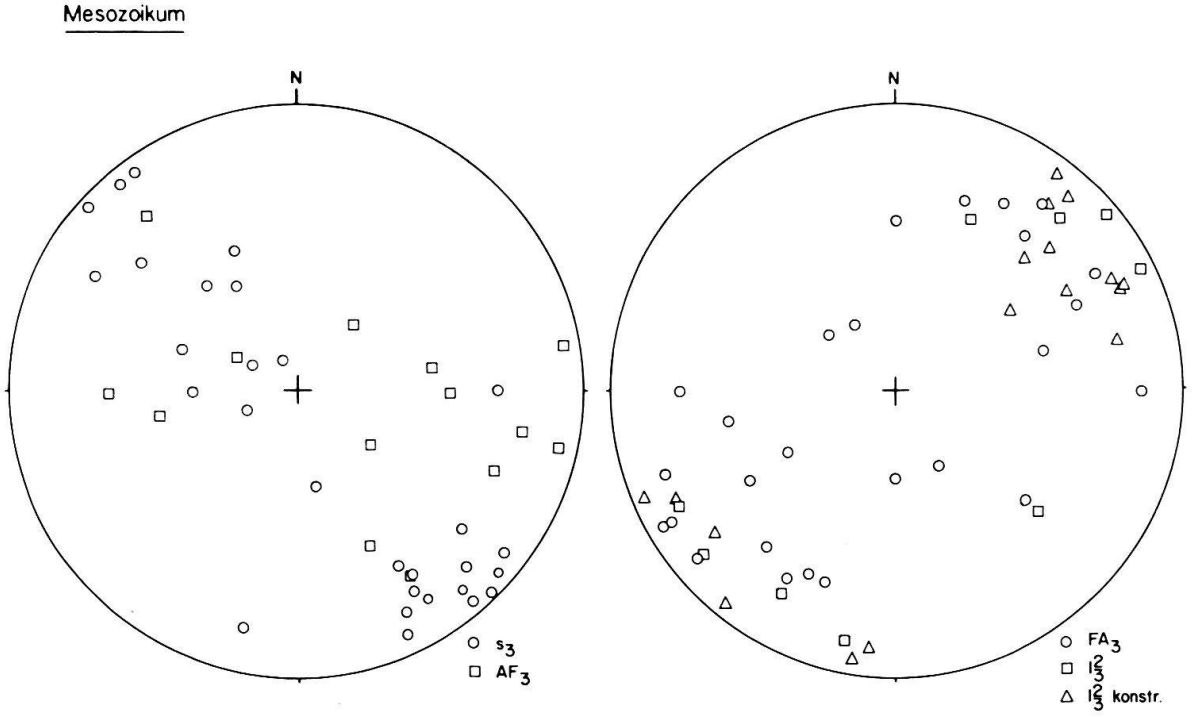


Fig. 8. D_3-Strukturen im Mesozoikum der Urseren-Zone. Schmidtsches Netz, untere Halbkugel.

Im Mesozoikum der Garvera-Zone zeigen die D_3-Strukturen dieselben Vergenzen bzw. Schersinne wie im Permokarbon.

Erstaunlich in der Urseren-Zone sind die in Permokarbon und Mesozoikum unterschiedlichen Vergenzen bzw. Schersinne, die konstant eine Antiform im Norden bzw. im Süden anzeigen.

Dass im Aufschluss im Prinzip immer derselbe Schersinn der Runzelschieferung zu bestimmen ist, ist im Permokarbon recht plausibel zu erklären. Bezogen auf die D_3-Strukturen nehmen die langen Südschenkel der Falten gegenüber den Nordschenkeln den viel grösseren Raum ein und sind viel deutlicher ausgebildet, was dazu führt, dass 3. Strukturen praktisch nur im Südschenkel beobachtet werden können (Fig. 9a).

Der bestimmte Schersinn im Mesozoikum entspricht einer Antiform im Süden, aber auch dem Nordschenkel der im Permokarbon beobachteten Schleppfalten. Ein Schersinn, der auf einen Südschenkel hinweisen würde, konnte nicht beobachtet werden. Wir nehmen an, dass, wegen der starken Einengung der Urseren-Zone, die 3. Schieferung parallel zur 2. Schieferung des Südschenkels angelegt wurde und somit s_3 nicht mehr von s_2 zu unterscheiden ist. Einzig in den kurzen Nordschenkeln sind die beiden Schieferungen noch voneinander zu unterscheiden, und somit wird immer der «verkehrte» Schersinn bestimmt (vgl. Fig. 9b). In der Garvera-Zone kommt es wegen der im Vergleich zur Urseren-Zone etwas schwächeren Deformation nicht zu dieser Parallelorientierung von s_2 und s_3.

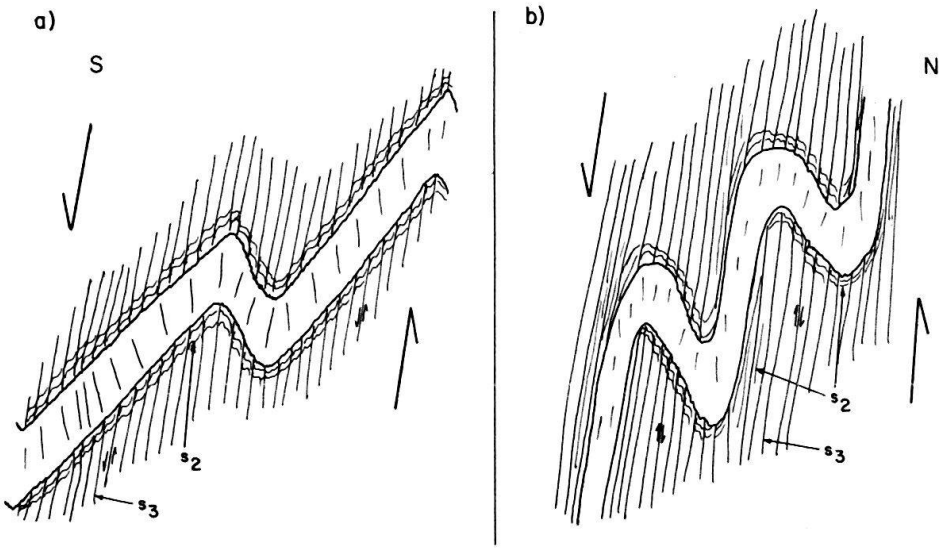


Fig. 9. Faltenmodell für D_3-Falten in die dazugehörige Runzelschieferung (s_3). a) Permokarbon, b) Mesozoikum.

Die D_4-Strukturen von STECK bzw. die Ruchischieferung von PFIFFNER entsprechen unseren D_3-Strukturen. STECK und PFIFFNER sehen diese Strukturen im Zusammenhang mit der letzten Überschiebungsphase. Wir nehmen an, dass ihre Ausbildung im Zusammenhang mit der Hebung des Aarmassivs und einer entsprechenden Steilstellung der Hauptschieferung erfolgte, was durch die Vergenzen und Schersinne (Antiform im Norden) angezeigt wird. Dies scheint ein Widerspruch zu den Überlegungen von STECK oder PFIFFNER zu sein.

Nimmt man jedoch an, dass während der letzten Überschiebungsphase das Aarmassiv auf den nördlichen Untergrund überschoben wurde (ZIEGLER 1982, KAMMER 1985, PFIFFNER 1985), so hatte dies auch die Hebung des Aar-«Massivs» bewirkt. Dadurch ist eine Steilstellung der Schieferung im Bereich des südlichen Aarmassivs und der Urseren-Zone zumindest teilweise eine Folge der nordwärts gerichteten Bewegungen (fin du procharriage nach STECK 1984).

Im Profil des Aarmassivs bei Andermatt konnten Scherzonen (Kataklasite mit mylonitischem Anteil) gefunden werden, die die Hauptschieferung durchschneiden, also jünger als diese sind. Sie zeigen Hebung im Norden an.

4.4 Post-D_3-Strukturen

Knickbänder im Permokarbon

Im Permokarbon zwischen Hospental und dem Val Medel sind häufig Knickbänder zu finden (vgl. Kap. 3). Es handelt sich um millimeter- bis zentimeterbreite Knickzonen, die in nördlicher bis östlicher, meist nordöstlicher Richtung einfallen. Der Abstand zwischen den einzelnen Bändern schwankt zwischen 5 und 50 cm. Das hangende Kompartiment wird um Millimeter bis maximal 1–2 cm in der Fallrichtung der Planare, d. h. meist in nordöstlicher Richtung verschoben. Auf den Hauptschieferungsflächen ist ein deutliches Intersektionslinear ausgebildet.

Diese Knickung ist im Zusammenhang mit duktiler Verformung zu sehen. Aufgrund des festgestellten Schersinns können diese Knickzonen mit südwärts gerichteten Bewegungen im Bereich des zentralen oder westlichen Aarmassivs bzw. nordwärts gerichteten Bewegungen im östlichen Gotthardmassiv erklärt werden.

STECK (1984) spricht im Zusammenhang mit der Ausbildung der Gastern–Aletsch-, bzw. Simplon–Toce-Kulmination von konjugierten Falten mit nach Südosten eintauchenden Achsen entlang der Grenze Penninikum–Helvetikum (vgl. auch AYRTON 1980, GASSER & DOLIVO 1980). Jedoch wären weitere Feldbeobachtungen notwendig, um den Zusammenhang zwischen den Knickbändern der östlichen Urseren-Zone und den entsprechenden Phänomenen in den Gebieten weiter im Westen abzuklären.

Calcit-Zwillinge

Am Profil durch das Mesozoikum bei Andermatt wurden an 5 Handstücken Verformungsanalysen nach der Methode von GROSHONG (1972) durchgeführt (Tab. 6).

Die Calcit-Zwillinge wurden durch eine nichtkoaxiale Verformung erzeugt. Die Kompressionsrichtungen liegen schief zu den Flächenpolen der Hauptschieferung, d. h. sie fallen mit 10–40° gegen Nordwesten ein. Der Betrag dieser Zwillingsverformung ist jedoch gering, so dass im Feld keine Phänomene wie etwa Scherung entlang s_2 zu beobachten sind. Bei unserer Lage der finiten Verformungsachsen würden die nördlichen Kompartimente gegenüber den südlichen nach oben versetzt.

In der Urseren-Zone erfolgte die Zwillingsbildung sicher nach D_2: Es werden in s_2 gelängte Calcit-Körner verzwillingt. Die Beziehung zu D_3 ist im Mesozoikum nicht

Tabelle 6: *Verformungsbeträge an Calcit-Zwillingen.*

Proben Nr.	Lithologie	e_1	e_2	e_3	Anteil fehl-orient. Körner
82/3	Marmor mit gelben, dol. Komponenten	5%	1%	-6%	12.8%
82/7	Marmor, z.T. quarzitisch	7%	1%	-8%	20.0%
82/9	sandige Marmore	3%	1%	-4%	8.2%
82/10	sandig-kalkige Schiefer	4%	1%	-5%	15.5%
82/12	dol. Marmore	3%	1%	-4%	15.4%

eindeutig abzuklären. Wir nehmen jedoch an, dass die kaum deformierten Zwillinge, deren Grenzen durch Zwillingsgrenzwandern nur wenig beeinflusst sind, nicht vor D_3, sondern nach D_3 entstanden sind. In rekristallisierten Hohlraumfüllungen innerhalb von Knickbändern des Permokarbons sind Calcit-Zwillinge zu finden, was auf eine Bildung dieser Zwillinge nach der Knickung schliessen lässt.

5. Tektonische Schlussfolgerungen

5.1 Paläogeographische Rekonstruktion

Wir beschränken uns in dieser Darstellung auf den Lias, da die höheren Elemente in der westlichen Urseren-Zone und in der Garvera-Zone fehlen und somit aus unserem Blickwinkel nur eine sehr lückenhafte Interpretation möglich wäre.

Wie in Kapitel 2 dargestellt werden konnte, zeigt der Lias der Urseren-Zone eine feinerdetritische Fazies als derjenige der Urirotstock-Decke. Der Faziesraum der Urseren-Zone bildete eine nördlich des Urirotstockraumes gelegene Bucht (Fig. 10). Im Westen der Urseren-Zone, im Querschnitt der Massaschlucht, ist der Lias feindetritisch ausgebildet (Termen-Fazies, LISZKAY 1965). Dies zeigt die Öffnung dieser Bucht gegen Südwesten. In den westlichen Teilen der Garvera-Zone besitzt der Lias starke Ähnlichkeit mit demjenigen der südlichen Faziesgebiete der Glarner Alpen (TRÜMPY 1949). Im Osten der Garvera-Zone ist der Lias feinerdetritisch; dies markiert den Übergang in die Fazies des Gotthardmassiv-Südrandes.

Die relativ grobdetritischen Sedimente des Lias des Urirotstocks können mit der Nufenen-Zone in Verbindung gebracht werden, die ebenfalls eine grobdetritische Fazies zeigen. Somit ergibt sich eine im Schelfgebiet liegende Hochzone, die quer zum heutigen alpinen Streichen verläuft. Ihre südwestliche Fortsetzung ist wahrscheinlich in den Sedimenten der Sabbione-Zone zu finden (LEU 1986).

Die westliche Fortsetzung des Urirotstock-Lias ist wahrscheinlich in den frontalen Elementen der Wildhorn-Decke zu finden. SEEBER (1911) beschreibt eine geringmächtige, grobdetritische Serie bei Erschwanden am Brienzer See.

Die Nordgrenze des Urseren-Faziesgebietes lässt sich nicht exakt festlegen, da entsprechende Aufschlüsse fehlen. TRÜMPY (1971) zeigt die Südgrenze des alemannischen Landes, die diskordant zum Streichen der heutigen Massive verläuft. In den Decken der Glarner Alpen ist diese Grenze in den südlichen Teilen der Mürtschen-Decke zu ziehen. Westlich der Reuss ist eine Verbindung dieser Grenze, quer zum Streichen des Aarmassivs bis in den Raum nördlich der Mulde von Raron möglich. Es fehlen aber die entsprechenden Aufschlüsse, die einen direkten Beweis ermöglichten.

5.2 Zur Beheimatung der helvetischen Decken

Nach TRÜMPY (1963, 1980) stellt das Tavetscher Zwischenmassiv das Substrat der helvetischen Decken dar. Das Fehlen dieses Zwischenmassivs westlich des Oberalppasses erklärt TRÜMPY mit kontinentaler Verschluckung (A-Subduktion). Aufgrund unserer Untersuchungen können diese Aussagen nicht in diesem Umfang bestätigt werden.

Nach TRÜMPY (1980) nimmt die Kreide der helvetischen Decken östlich der Reuss eine Breite von mehr als 30 km ein (im Bereich von Garvera- und Disentiser Zone),

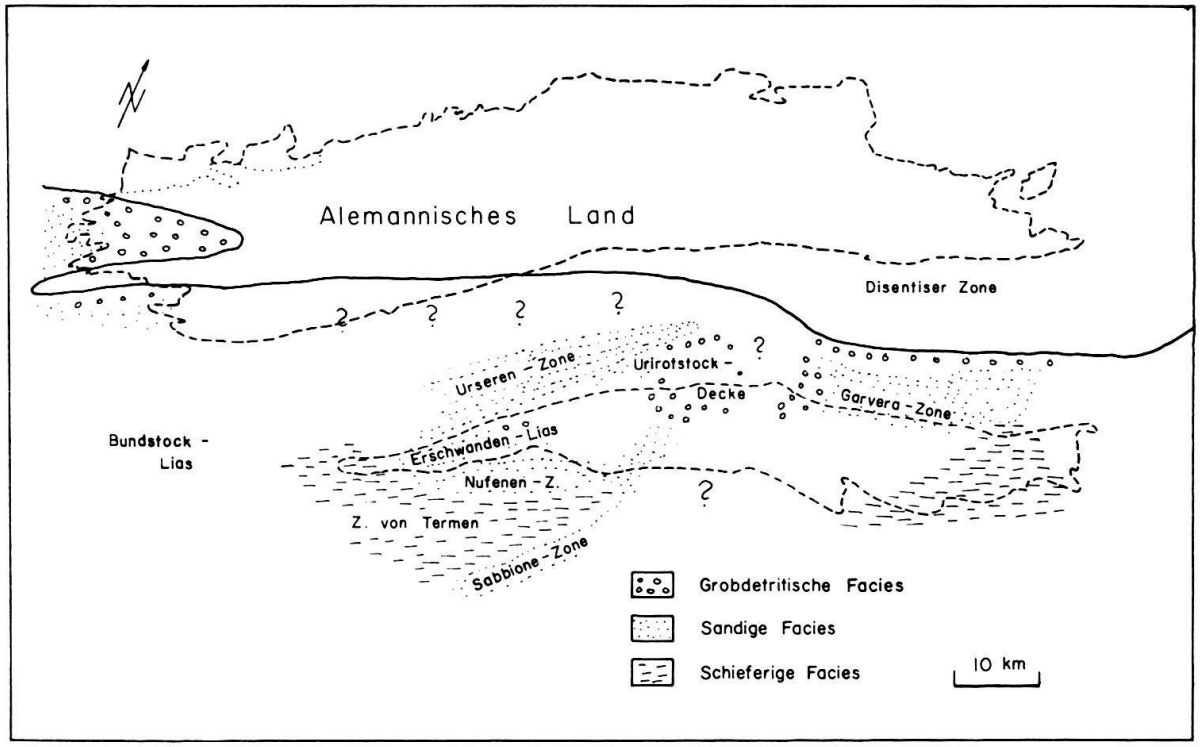


Fig. 10. Hypothetische Kartenskizze der Paläogeographie des Lias.

westlich der Reuss eine Breite von etwa 20 km (im Bereich der Urseren-Zone). Die heutige Ausdehnung des Tavetscher Zwischenmassivs beträgt etwa 5 km, d.h. es wäre eine Verschluckung um mehr als 25 km anzunehmen.

Die Rekonstruktion der helvetischen Decken der Ostschweiz (TRÜMPY 1969; Tf. 2) zeigt auffallend das Fehlen von Trias- und Jurasedimenten im Liegenden der Kreidedecken in Drusbergstellung (Profile 3–7). Westlich der Reuss findet man eine ähnliche Situation: Randkettenelemente besitzen keine präkretazischen Sedimente, der Wildhorn-Decke fehlen weitgehend Trias und Lias. In der östlichen Urseren-Zone hingegen fehlt die Kreide, im Westen der Dogger und Jüngeres. In der Garvera-Zone fehlen ebenfalls die Sedimente des Doggers und jüngere. Dies lässt den Schluss zu, dass in Urseren- und Garvera-Zone die in den entsprechenden helvetischen Decken fehlenden, älteren Sedimente zu finden sind. Dasselbe ist am Gotthardmassiv-Südrand und im nordpenninischen Bereich festzustellen, wo ebenfalls nur noch Trias und Lias zu finden ist (z. B. LISZKAY 1965, LEU 1986). Somit können nach unserer Ansicht wesentliche Teile der helvetischen Decken vom Gotthardmassiv und dem nordpenninischen Raum herkommen (Fig. 11).

Die Abwicklung der Decken westlich und östlich der Reuss ergibt jedoch wesentliche Unterschiede:

— Die Axen-Decke stellt östlich der Reuss ein wichtiges Element dar und ist auf dem Tavetscher Zwischenmassiv zu beheimaten (Fig. 11). Westlich der Reuss finden sich in analoger Stellung die Urirotstock-Decke und eine reduzierte Axen-Decke. Westlich von Andermatt fehlt das Tavetscher Zwischenmassiv. So ist sowohl in den Decken wie auch in deren Herkunftsgebieten ein markanter Wechsel im tektonischen Bau zu verzeichnen (vgl. HANTKE 1961, TRÜMPY 1969).

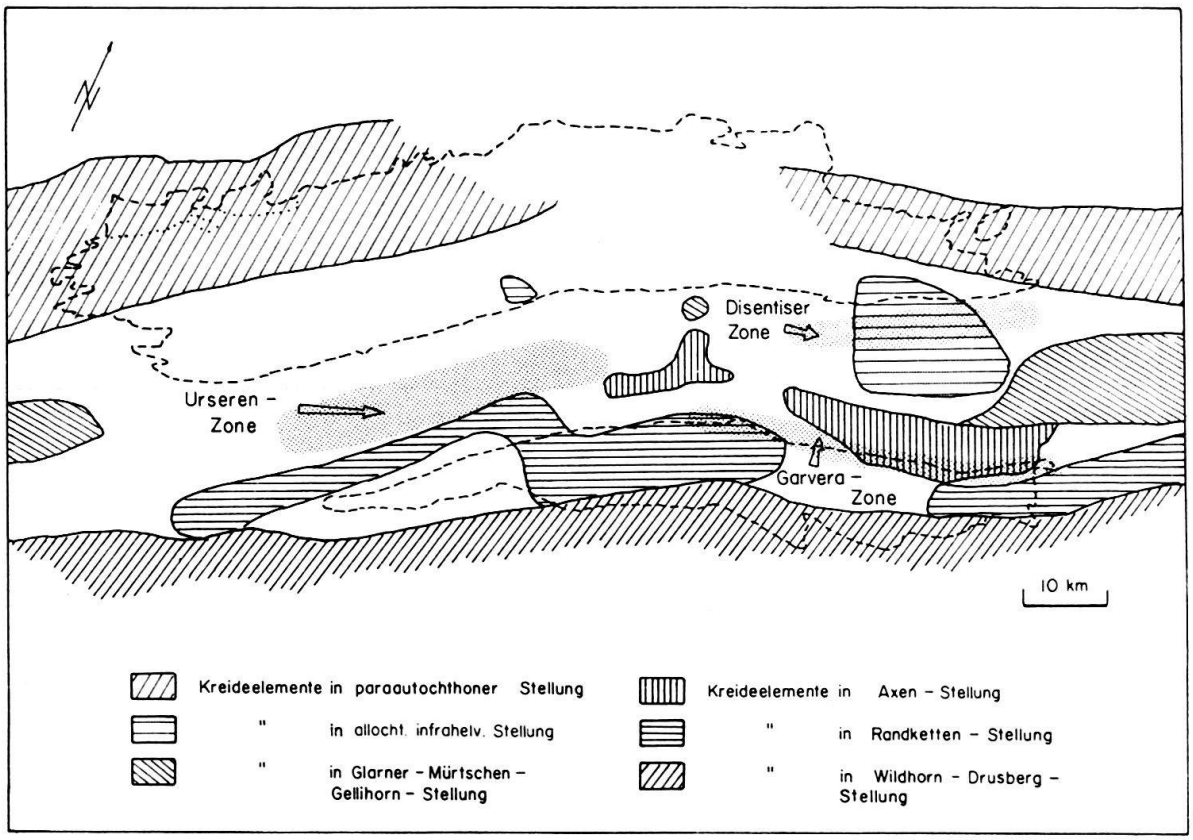


Fig. 11. Die Abwicklung der helvetischen Decken (nach TRÜMPY 1980) und ihre Beheimatung.

— Im Norden bzw. Nordosten des Axen-Ablagerungsraumes liegen infrahelvetische Elemente sowie die zukünftige Glarner und Mürtschen-Decke, die ebenfalls auf dem Tavetscher Zwischenmassiv zu beheimaten sind. Für die Sedimentbedeckung des Tavetscher Zwischenmassivs ergibt sich daher noch eine ursprüngliche Breite von 20 km und somit eine Einengung um rund 15 km, die einerseits in Garvera- und Disentiser Zone, wahrscheinlich aber auch intern im Tavetscher Zwischenmassiv erfolgte.
— Im Bereich der Urseren-Zone ist ebenfalls eine Einengung um 15 km anzunehmen. Hier findet eine Überschiebung der Urseren-Zone auf das Aarmassiv statt. Es ist ebenfalls eine Überschiebung zwischen Gomser Zwischenmassiv und Gotthardmassiv im Westen, innerhalb des Permokarbons zwischen Furka und Andermatt anzunehmen, welche möglicherweise die Verlängerung der Garvera-Zone gegen Westen darstellt.

Somit ist im Zusammenhang mit Urseren- und Garvera-Zone nicht mehr von der helvetischen Wurzelzone zu sprechen. Das Wurzelgebiet der helvetischen Decken reicht vom Südrand des Aarmassivs über das Tavetscher Zwischenmassiv und das Gotthardmassiv hinweg bis in den nordpenninischen Raum (MASSON 1980, LEU 1986).

5.3 Versuch einer Kinematik

Die Rekonstruktion der heute in der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone noch vorhandenen Sedimente ergibt folgendes Bild: In der Urseren- und Garvera-Zone ist eine gotthardmassivische Sedimentbedeckung bis in den Lias, z. T. sogar bis Malm zu finden.

Eine Sedimentbedeckung des Aarmassivs bzw. des Tavetscher Zwischenmassivs ist nur noch in Relikten vorhanden. In der Disentiser Zone sind z. T. noch eine aarmassivische und Relikte einer tavetschermassivischen Sedimentbedeckung aufgeschlossen.

Wir interpretieren diese unregelmässige Sedimentverteilung auf den Massiven als eine Folge der Abscherung der helvetischen Decken in verschiedenen stratigraphischen Niveaus. Im Streichen der Zonen sind, aufgrund der noch vorhandenen Sedimente, Querrampen anzunehmen. Das Fehlen der aarmassivischen Sedimente im Bereich der Urseren-Zone und dasjenige der tavetschermassivischen in der Garvera-Zone erfordert im Norden ein Abscherniveau in einem stratigraphisch tieferen Stockwerk als im Süden (Gotthardmassiv). Ein Hinunterspringen des Décollementniveaus gegen Norden ist jedoch auszuschliessen, da sonst die Überschiebung in eine Abschiebung überleiten würde. Wir nehmen daher an, dass ein Versatz zwischen Aarmassiv bzw. Tavetscher Zwischenmassiv und dem Gotthardmassiv eine Abscherung in einem tieferen Stockwerk im Norden ermöglichte.

Die folgenden Ausführungen geben einen möglichen Ablauf der Bewegungen während der alpinen Faltung aufgrund unserer Untersuchungen. Wir gehen dabei von einer sich von Süden nach Norden und vom Hangenden zum Liegenden fortschreitenden Bewegungsfront aus und nicht wie PFIFFNER (1985), der eine von Norden nach Süden fortschreitende Bildung von Kristallinkeilen konstatiert.

1. Dehnungstektonik während des Mesozoikums führte zur Absenkung des Gotthardmassivs gegenüber dem Aarmassiv bzw. dem Tavetscher Zwischenmassiv. Die Bewegungen erfolgten z. T. an den Verwerfungsflächen, die bereits im Permokarbon angelegt worden sind (Permokarbontrog, TRÜMPY 1966). Synsedimentäre Bruchtektonik während des Lias im Glarnerland (TRÜMPY 1949) oder im Aarmassiv (z. B. Faille, Rote Kuh–Gampel, DOLIVO 1982) deutet auf weitere Zonen dieser Extensionstektonik mit entsprechender Niveauverschiebung hin.
2. Während erster kompressiver Bewegungen im Gebiet der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone kommt es zur Abscherung der helvetischen Decken (inkl. allochthones Infrahelvetikum).

   Im Querschnitt *westlich der Reuss* bleiben am Gotthardmassiv-Südrand und südlich davon das Substrat der Wildhorn-Decke (Trias und Lias) zurück. In der Urseren-Zone (Trias bis Malm) ist das Substrat der Randketten erhalten. Auf dem Aarmassiv-Südrand verbleibt Basisquarzit. Die übrige Sedimenthaut wird abgeschert.

   Im Querschnitt *östlich der Reuss* wird, mit Ausnahme von permokarbonischen und triasischen Resten, praktisch die gesamte Sedimenthaut des Tavetscher Zwischenmassivs abgeschert (→allochthones Infrahelvetikum, Glarner und Mürtschen-Decke, Axen-Decke). Es kommt zur Abscherung der Cavistrau-Decke (PFIFFNER 1977). Die Sedimente der Disentiser Zone bleiben zurück. Auf dem Gotthardmassiv bleibt das Substrat der Drusberg-Deckenelemente zurück.

   In den zurückgebliebenen Sedimenten entsteht eine heute noch reliktich erhaltene Schieferung (s_1).
3. Mit fortschreitender Einengung bilden sich neue Abscherungen, in denen das Kristallin mit einbezogen wird. Das Gotthard-«Massiv» wird auf die Zwischen«massive», diese werden ihrerseits auf das Aarmassiv überschoben. Von Süden nach Norden werden Garvera-, Urseren- und Disentiser Zone und Cavistrau-Decke eingefaltet. Entlang der Frisal-Störung kommt es zur Überschiebung des Punteglias-Teilmassivs.

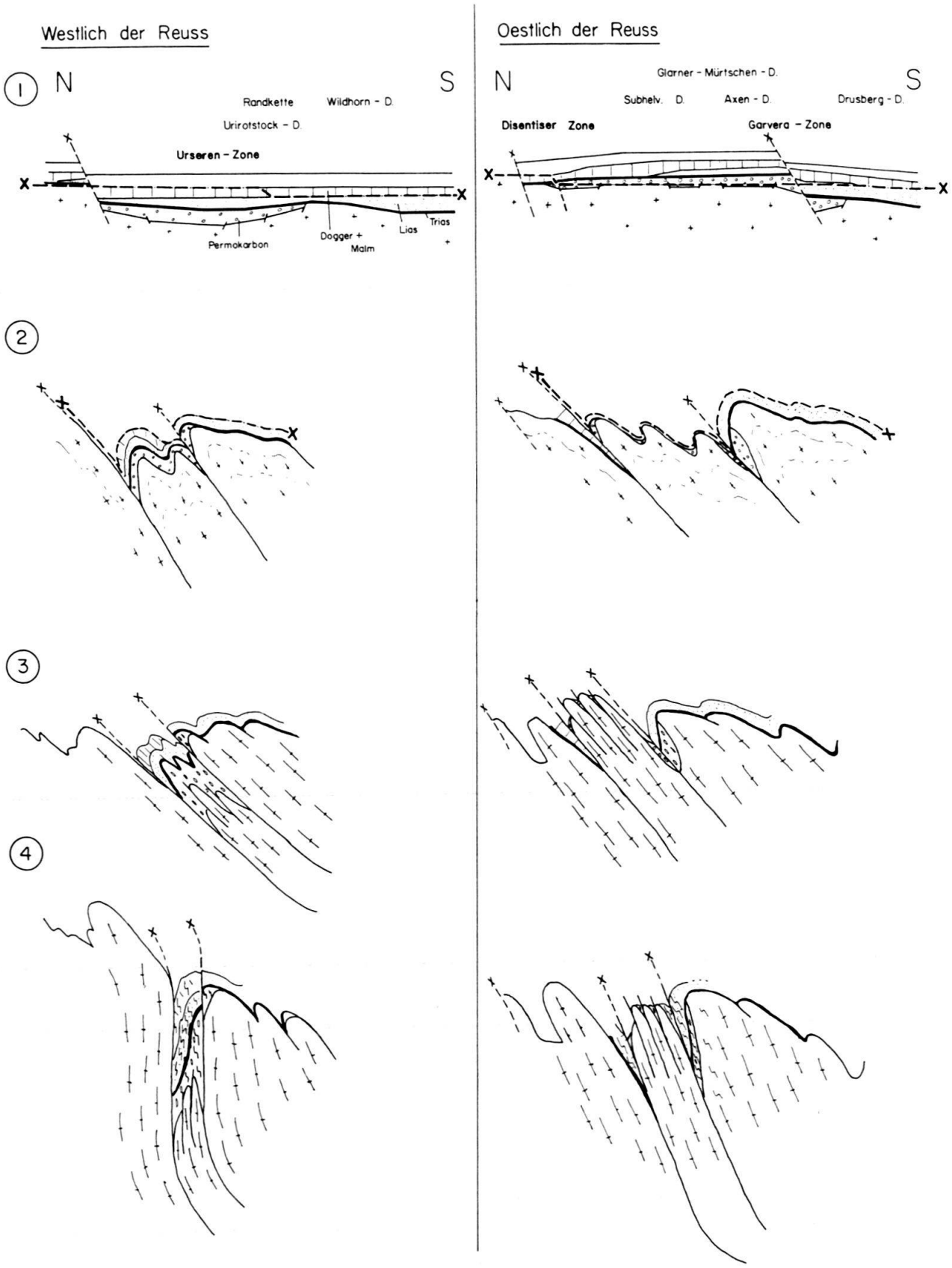


Fig. 12. Hypothetisches Schema der Bewegungsabfolge in den Querschnitten westlich und östlich der Reuss.

Bei diesen Überschiebungen kommt es zu einer eigentlichen Auffaltung und Überkippung der «Massive». Es bildet sich eine penetrative Hauptschieferung (s_2) aus. PFIFFNER (1985) berechnet für die Disentiser Zone einen Überschiebungsbetrag von 5 km, im Falle der teilweisen Beheimatung der helvetischen Decken auf dem Gotthardmassiv für die Garvera-Zone einen Betrag von 15 km. Da möglicherweise Verkürzung innerhalb des Tavetscher Zwischenmassivs erfolgte und Teile der helvetischen Decken auch im nordpenninischen Raum zu beheimaten sind, dürfte sich dieser Betrag jedoch verkürzen.

Im Vergleich zur Phasen-Metamorphose-Korrelation von PFIFFNER (1982) erreichte in der Urseren-Zone die Metamorphose ihren Höhepunkt (untere bis mittlere Epizone) schon während der D_2-Phase und überdauerte diese (WYSS 1985). Entsprechend lässt sich das Alter von D_2 mit oberem Oligozän abschätzen.

4. Im Verlaufe der weiteren Einengung greift die Abscherung auf ein tieferes Stockwerk hinunter. Das Aar-«Massiv» wird auf den nördlichen Untergrund aufgeschoben und dadurch gehoben, was sich in Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone durch die Steilstellung und die Ausbildung entsprechender Falten und der dazugehörigen Runzelschieferung (s_3) ausdrückt.

Die Anwendung eines Décollementmodells auf die alpine Gebirgsbildung mit Einbezug des kristallinen Untergrundes wurde bereits von anderen Autoren gemacht (z. B. BOYER & ELLIOT 1982, BUTLER 1982, PFIFFNER 1985). BOYER & ELLIOT (1982, Fig. 34) zeigen die Überschiebung von starren Kristallinplatten auf das entsprechende, nördlich liegende Kompartiment. Das Auftreten der zum südlichen Block gehörenden Sedimente in der Urseren- und Garvera-Zone widerspricht diesem Modell, da bei diesem immer eine auf dem Rücken der «Massive» liegende Sedimentbedeckung anzunehmen ist. Der Einbezug von starker interner Verformung des Kristallins in das Décollementmodell ist daher notwendig, um das heutige Bild zu erklären.

Verdankungen

Danken möchte ich meinem verehrten Lehrer, Prof. Dr. W. Nabholz, für die Unterstützung, die er im Verlaufe dieser Arbeit zukommen liess, Herrn Dr. P. Heitzmann für sein grossartiges Engagement und den Herren Dres. O. A. Pfiffner und S. Schmid für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

LITERATURVERZEICHNIS

AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *9*/2, 265–441.

AYRTON, S. (1980): La géologie de la zone Martigny–Chamonix (versant suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un exemple de subduction continental). – Eclogae geol. Helv. *73*/1, 137–172.

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.

BOYER, S. E., & ELLIOT, D. (1982): Thrust Systems. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *66*/9, 1196–1230.

BRUDERER, W. (1924): Les sédiments du bord septentrional du Massif de l'Aar. – Impr. A. Marchino, Lausanne.

BRUNNSCHWEILER, R. O. (1948): Beiträge zur Kenntnis der helvetischen Trias östlich des Klausenpasses. – Diss. Univ. Zürich.

BUTLER, R. W. H. (1983): Balanced cross-sections and their implications for the deep structure of the northwest Alps. – J. struct. Geol. *5*/2, 125–137.

DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *157*.

DOLLFUS, S. (1965): Über den helvetischen Dogger zwischen Linth und Rhein. – Eclogae geol. Helv. *58*/1, 453–554.

ECKARDT, P., FUNK, H., & LABHART, T. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhone-Rhein-Linie. – Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich [N.F.] *239*, 43–56.

ESCHER, E., & JÄCKLI, H. (1946): Zur Kenntnis des gotthardmassivischen Permokarbons der Urserenzone im Gebiet südwestlich Realp. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *26*/1, 1–11.

FEHR, A. (1956): Petrographie und Geologie des Gebietes zwischen Val Zavragia–Piz Cavel und Obersaxen–Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *36*/2, 349–453.

FERRAZZINI, B. (1974): Geologische Untersuchungen in der Wildhorn-Decke südlich des Brienzer Sees. – Liz. Univ. Bern, unpubl.

GASSER, U., & DOLIVO, E. (1980): Nouvelles observations sur la géologie du Heidnischbiel (Raron, VS). – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *75*/1 (357), 9–22.

GROSHONG, R. H., Jr. (1972): Strain Calculated from Twinning in Calcite. – Bull. geol. Soc. Amer. *82*/2, 2025–2038.

GROSHONG, R. H., Jr., PFIFFNER, A. O., & PRINGLE, L. R. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from leading edge to the internal zone. – J. struct. Geol. *6*/1, 2, 5–18.

HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. – Vjschr. natf. Ges. Zürich *106*.

HEIM, A. (1921): Geologie der Schweiz (Band 2). – Tauchnitz, Leipzig.

HERB, R. (1976): Helvetikum. – Skript zur Vorlesung WS 76/77, Univ. Bern, unpubl.

HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *28*/2, 555–642.

KÄCH, P. P. (1972): Geologie der Brigelserhörner (Bündnerisches Vorderrheintal). – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *172*.

KAMMER, A. (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aar-Massivs und seiner Sedimente, Figurenteil. – Diss. Univ. Neuchâtel.

KVALE, A. (1966): Gefügestudien im Gotthardmassiv und in den angrenzenden Gebieten. – Sonderveröffentl. der Schweiz. geotechn. u. d. Schweiz. geol. Komm.

LABHART, T. P. (1965): Petrotektonische Untersuchungen am Südrand des Aarmassivs nördlich Naters (Wallis, Schweiz). – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *124*.

— (1977): Aarmassiv und Gotthardmassiv. – Sammlung geol. Führer *63*.

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

LISZKAY-NAGY, M. (1965): Geologie der Sedimentbedeckung des südwestlichen Gotthard-Massivs im Oberwallis. – Eclogae geol. Helv. *58*/2, 901–965.

MAYERAT, A.-M. (1986): Aspects de la déformation des massifs du Tavetsch et du Gotthard au Val Medel. – Eclogae geol. Helv. *79*/1, 246–251.

MASSON, H. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland. In: TRÜMPY, R. (Ed.): Geology of Switzerland, Part B (p. 109–154). – Wepf, Basel.

NABHOLZ, W. K., & VOLL, G. (1963): Bau und Bewegung im gotthardmassivischen Mesozoikum bei Ilanz (Graubünden). – Eclogae geol. Helv. *56*/2, 755–808.

NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. – Diss. Univ. Zürich.

NIGGLI, P., & STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *45*, 43–77.

OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarner Alpen. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *28*.

OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *35*/2, 320–409.

PARK, R. G. (1983): Foundations of Structural Geology. – Blacky, Glasgow and London.

PFIFFNER, O. A. (1972): Neue Kenntnisse zur Geologie östlich und westlich des Kunkelspasses (GR). – Eclogae geol. Helv. *65*/3, 555–562.

— (1977): Tektonische Untersuchungen im Infrahelvetikum der Ostschweiz. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *217*.

— (1980): Strain Analysis in Folds (Infrahelvetic Complex, Central Alps). – Tectonophysics *61*/4, 337–362.

— (1982): Deformation mechanism and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. – J. struct. Geol. *4*/4, 429–442.

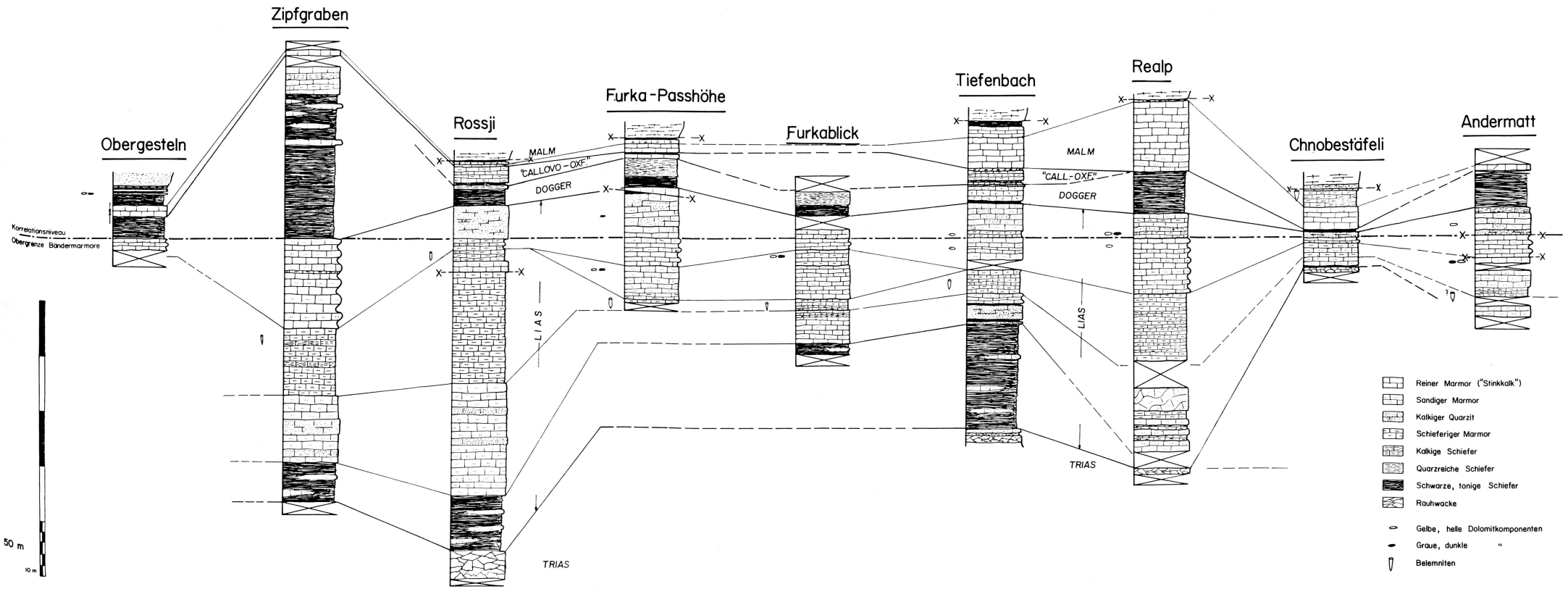
— (1985): Displacements along thrust faults. – Eclogae geol. Helv. *78*/2, 313–334.
RAMSAY, J. G. (1967): Folding and Fracturing of Rocks. – McGraw Hill Book Company.
SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *107*.
SCHLÄPPI, E. (1978): Geologie des Torrenthorns (E Leukerbad). – Liz. Univ. Bern, unpubl.
SCHWARZ, H. (1969): Geologische Untersuchungen des Helvetikums im oberen Gental und am Jochpass. – Diss. Univ. Bern (gekürzte Fassung).
SEEBER, H. (1911): Beiträge zur Geologie der Faulhorn-Gruppe (westlicher Teil) und der Männlichen-Gruppe. – Diss. Univ. Bern.
SPÖRLI, B. K. (1966): Geologie der östlichen und südlichen Urirotstock-Gruppe. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] *62*.
STECK, A. (1984): Structures de déformations tertiaires dans les Alpes centrales. – Eclogae geol. Helv. *77*/1, 55–100.
TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. – Denkschr. schweiz. natf. Ges. *79*/1.
— (1963): Sur les racines des nappes helvétiques. – Livre P. Fallot (Soc. géol. France) II, 419–428.
— (1966): Considérations générales sur le «Verrucano» des Alpes Suisses. – Soc. Toscana di Sci. Naturali, Atti del Symposium sul Verrucano, Pisa, 212–232.
— (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. – Eclogae geol. Helv. *62*/1, 105–142.
— (1971): Sur le Jurassique de la Zone Helvétique en Suisse. – Ann. Inst. Geol. Publici Hungarici *54*/2, 369–382.
— (1980): Geology of Switzerland, Part A. – Wepf, Basel.
WYSS, R. (1985): Die Urseren-Zone zwischen Ulrichen und Oberalp und ihre Fortsetzung nach Westen und Osten. – Diss. Univ. Bern.
ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Int. Petrol. Maatschappij B.V.

Kartenverzeichnis

AMBÜHL, E. (1951): Geologische Karte des Gotthardgebietes, 1:125000. In: Postführer: Gotthardstrasse. – Hrsg. PTT, Bern.
FEHR, W. (1926): Geologische Karte der Urserenzone. – Spez.-Karte Nr. 110, 3:100000.
HAFNER, S., GÜNTHERT, A., BURCKHARDT, C. E., STEIGER, R. H., HANSEN, J. W., & NIGGLI, C. R. (1975): Geol. Atlas der Schweiz, 1251 Bedretto, Atlasblatt 68, 1:25000.
SPICHER, A. (1980): Geologische Karte der Schweiz, 1:500000.
— (1980): Tektonische Karte der Schweiz, 1:500000.
WEBER, F. (1922): Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv. – Spez.-Karte Nr. 101 A, 1:100000.
— (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes. – Spez.-Karte Nr. 100 A, 1:50000.

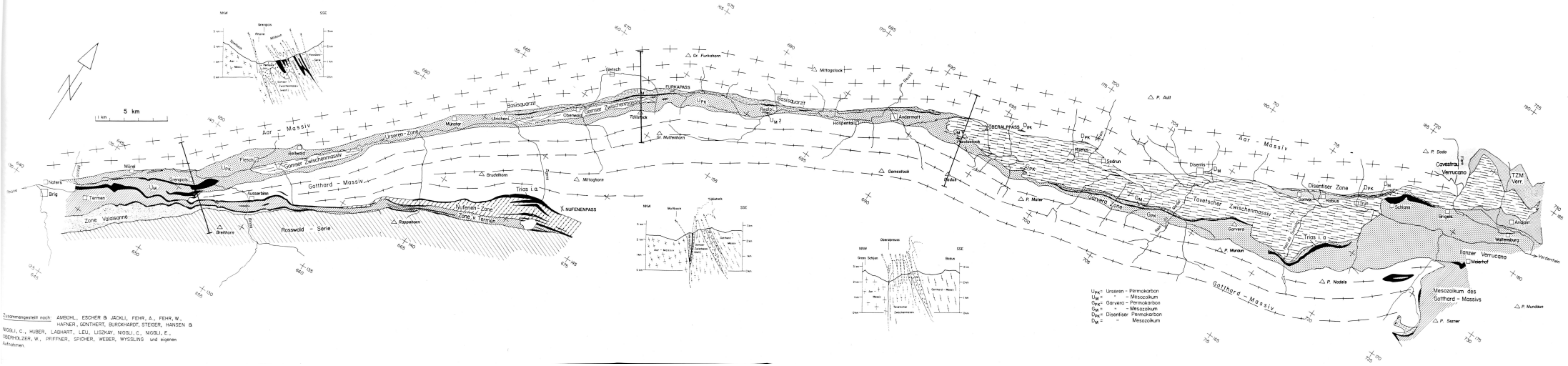
Manuskript eingegangen am 20. Dezember 1985
Revision angenommen am 2. Juni 1986

Lithostratigraphische Profile durch das Mesozoikum der Urseren-Zone



Eclogae geologicae Helvetiae, Vol. 79/3 (1986)

Geologisch – tektonische Übersichtskarte der Urseren-, Garvera- und Disentiser Zone und angrenzender Gebiete



Zusammengestellt nach: AMBÜHL, ESCHER & JÄCKLI, FEHR, A., FEHR, W., HAFNER, GONTHERT, BURKHARDT, STEIGER, HANSEN & NIGGLI, C., HUBER, LABHART, LEU, LISZKAY, NIGGLI, C., NIGGLI, E., OBERHOLZER, W., PFIFFNER, SPICHER, WEBER, WYSSLING und eigenen Aufnahmen.