Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 76 (1983)
Heft: 2

Artikel: Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen)
Autor: Müller, Ruedi
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-165369

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: 08.01.2026

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 76/2	Seiten 391-416	18 Textfiguren 1 Falttafel	Basel, Juli 1983

Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen)[1])

Von RUEDI MÜLLER[2])

ZUSAMMENFASSUNG

Form, Orientierung, Gross- und Kleinstrukturen der Mischabelfalte («Mischabelrückfalte») werden beschrieben. Ausgehend von der Region Zermatt, wird ihre Achsenflächenspur gegen Nordosten verfolgt und die Umbiegung in der Mischabelgruppe, im Saastal und im Gebiet Weissmies-Fletschhorn-Simplon lokalisiert.

Die Mischabelfalte entstand spät- bis postmetamorph zur lepontinischen Metamorphose-Phase: Sie deformiert die alpine Hauptschieferung, welche während der lepontinischen Phase in oberer Grünschieferfazies gebildet wurde.

Das Bild einer einfachen Umbiegung mit Normal- und Verkehrtschenkel stimmt nur in der Region Zermatt. In den anderen Gebieten wirkte sich die «Rückfaltung» eher als «Rückscherung» aus, indem grosse, starre Blöcke von polymetamorphem Kristallin an Scherzonen übereinandergeschoben wurden. Daraus wird das «Block-Scherungs-Konzept» abgeleitet.

Die Stellung und die Bedeutung der Mischabelfalte in der Tektonik des Westpenninikums werden anhand von Abwicklungsversuchen erläutert.

ABSTRACT

Shape, orientation, macro- and microstructures of the Mischabel fold ("Mischabel backfold") are described. From the classic locality in the Zermatt region the trace of its axial surface is followed northeastwards through the Mischabel group, the Saas valley and the Weissmies-Fletschhorn-Simplon region.

The Mischabel fold originated towards the end of the Lepontine metamorphic phase: it deforms the main Alpine schistosity, which formed by recrystallization under upper greenschist facies conditions during the Lepontine phase.

The picture of a simple fold holds only for the Zermatt region. Elsewhere, the "backfolding" developed more as a "backshearing", during which rigid blocks of polymetamorphic crystalline material got thrusted on large shear zones.

The tectonic position and significance of the Mischabel fold in the western Pennine nappe complex is illustrated by an attempt to reconstruct pre-backfolding relationships.

RIASSUNTO

Vengono descritte forma, orientazione, macro- e microstrutture associate alla piega del Mischabel («retro-piega del Mischabel»). Dalla località-tipo, nella regione di Zermatt, la traccia della superficie assiale di questa piega può essere seguita verso nord-est attraverso il gruppo del Mischabel, la valle di Saas e la regione Weissmies-Fletschhorn-Simplon.

---

[1]) Kurzfassung der Dissertation an der Universität Zürich, 1983.

[2]) Geologisches Institut der Universität und der ETH Zürich, CH-8092 Zürich.

La piega del Mischabel, che ebbe origine verso la fine della fase metamorfica lepontina, deforma la schistosità alpina principale. Tale schistosità si era formata, durante la fase lepontina, sotto condizioni metamorfiche di facies degli schisti verdi di alto grado.

La configurazione di una piega classica con fianco normale e fianco rovesciato trova conferma solo nella regione di Zermatt. In altri luoghi, il «retro-piegamento» si sviluppo piuttosto come un «retro-taglio», durante il quale blocchi rigidi di materiale cristallino polimetamorfico furono dislocati l'uno sull'altro lungo grandi zone di taglio.

La posizione e il significato della piega del Mischabel nella tettonica delle falde penniniche occidentali sono illustrati mediante tentativi di ricostruzione delle relazioni preesistenti al retro-piegamento.

1. Einführung

Die riesige Umbiegung von fast 2 km Radius, welche die in der Gipfelregion flachliegenden Gneise und Schiefer der Siviez-Mischabel-Decke bei Zermatt steil zum Talboden herabziehen lässt, fiel schon STUDER (1851) auf. ARGAND beschrieb sie 1908 als «pli en retour de la Mischabel», welche mit der «pli en retour de Valsavaranche» südwestlich von Aosta identisch sei. Die Ursache für diese «vagues en retour» sah er in einem Anbranden an die externen, herzynischen Massive.

Erstaunlicherweise ist diese Grossfalte bisher lediglich aus der Region Zermatt beschrieben worden. Der steilstehende Schieferungsfächer der Mischabelgruppe scheint zwar ihre nordöstliche Fortsetzung darzustellen. Die Umbiegung bzw. die Achsenfläche vermochte jedoch dort bisher niemand zu lokalisieren. Ziel dieser Arbeit ist es, die Mischabelfalte möglichst umfassend zu charakterisieren, insbesondere den Verlauf ihrer Achsenfläche gegen Osten und Norden festzulegen und die zugehörigen Gross- und Kleinstrukturen zu erfassen. Die wichtigsten Unterlagen bildeten dabei die Arbeiten von ARGAND (1911), BEARTH (1963, 1964, 1973b, 1976, 1980), GÜLLER (1947), KLEIN (1978) und MARTIN (1982). In einer früheren Veröffentlichung (MÜLLER 1982) habe ich die Geschichte der tektonischen Erforschung in den Penninischen Alpen nachgezeichnet. Eine Zusammenfassung zur Tektonik des Westpenninikums hat unsere Arbeitsgruppe kürzlich veröffentlicht (MILNES et al. 1981). Gewisse Schlussfolgerungen aus jener Arbeit müssen anhand neuerer Resultate allerdings modifiziert werden.

Geographischer und geologischer Überblick

Das während vier Feldsommern begangene Gebiet liegt in den Walliser Alpen südlich des Rhonetals, d.h. in den Penninischen Alpen. Es wird grosszügig umgrenzt von der Simplonstrasse im Osten, der Rhone zwischen Brig und Visp, einer ungefähren Linie Visp-Matterhorn und, im Süden, dem Grenzkamm zu Italien. Im engeren Sinn umfasst es die oberen Vispertäler (das Mattertal und das Saastal), die Mischabel- und die Fletschhorngruppe. Die wichtigsten Regionen und Lokalitäten sind auf der geographischen Übersichtskarte (Fig. 1) wiedergegeben.

Für das Verständnis der Arbeit ist es von Vorteil, die geologischen Atlasblätter Zermatt, Saas, Randa, Simplon und St. Niklaus sowie die Landeskarten der Schweiz (1:50000, Blatt Nr. 274, Visp, und Nr. 284, Mischabel) zur Verfügung zu haben.

Das *tektonische Bild* (Fig. 2) ist vor allem durch die späten Rückfaltungen geprägt, welche für die grossen Umbiegungen der Mischabel- und Vanzone-

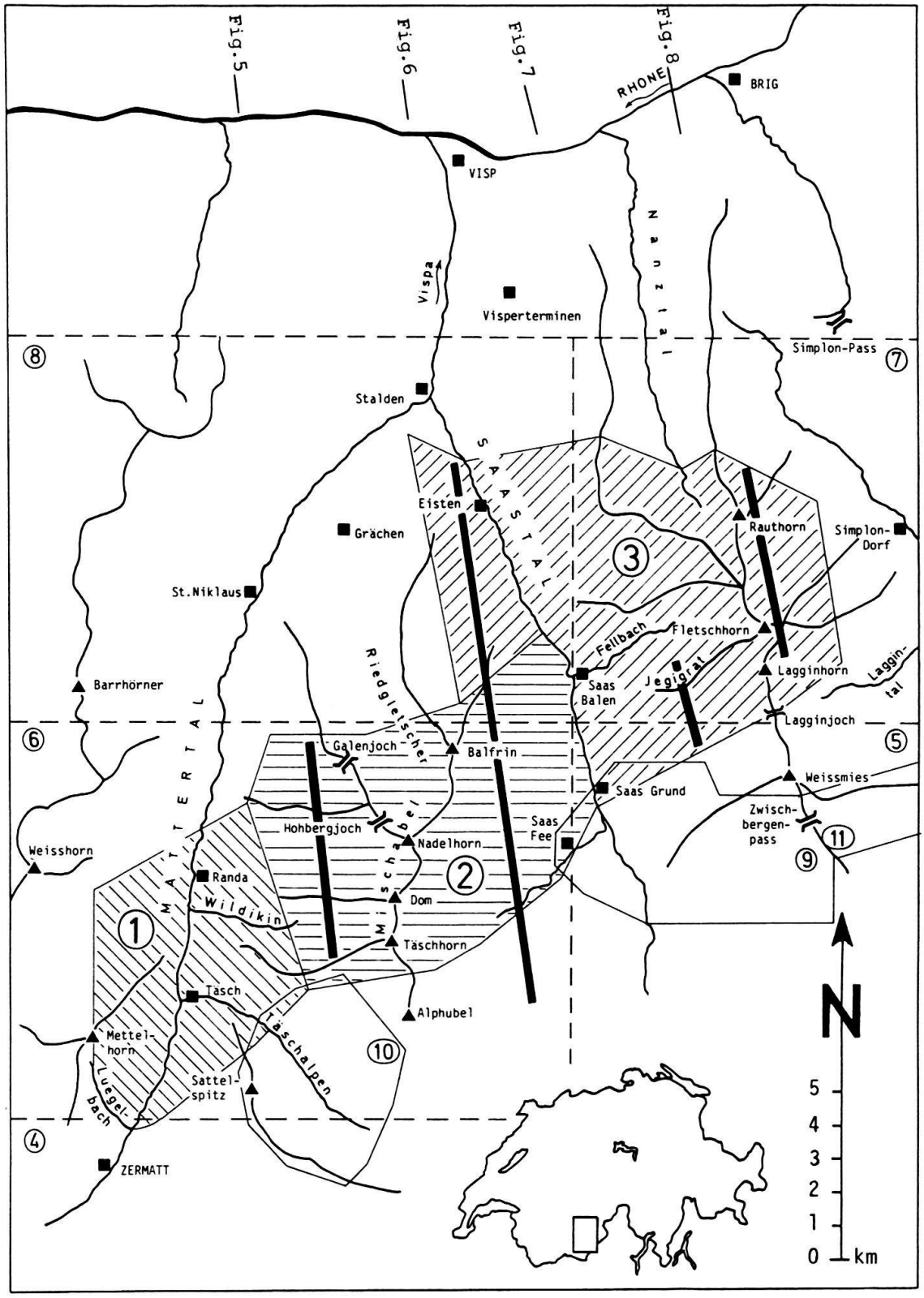
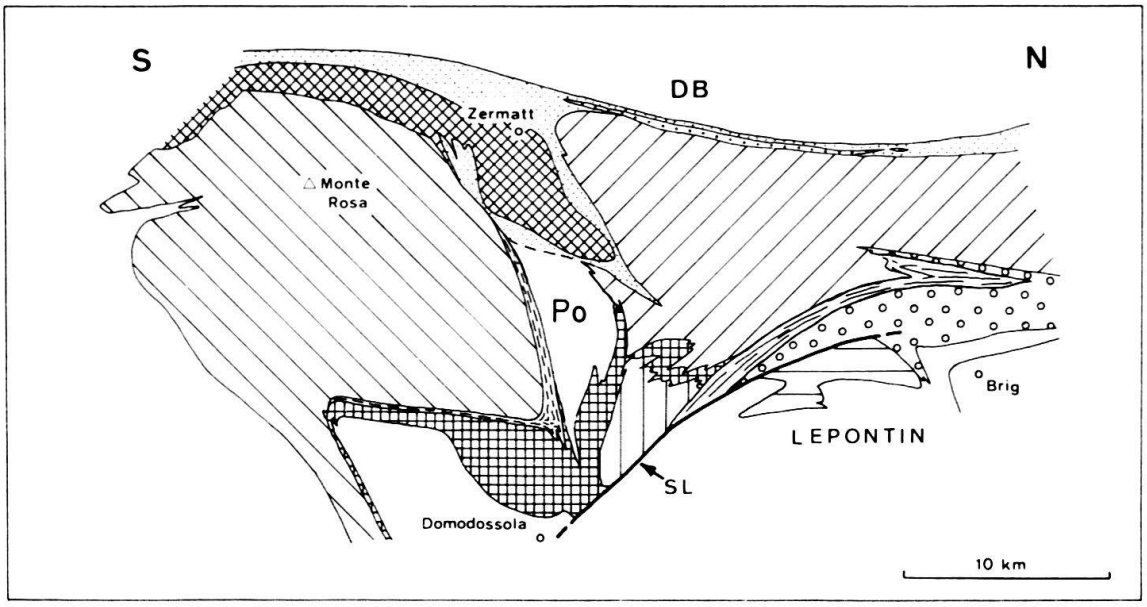
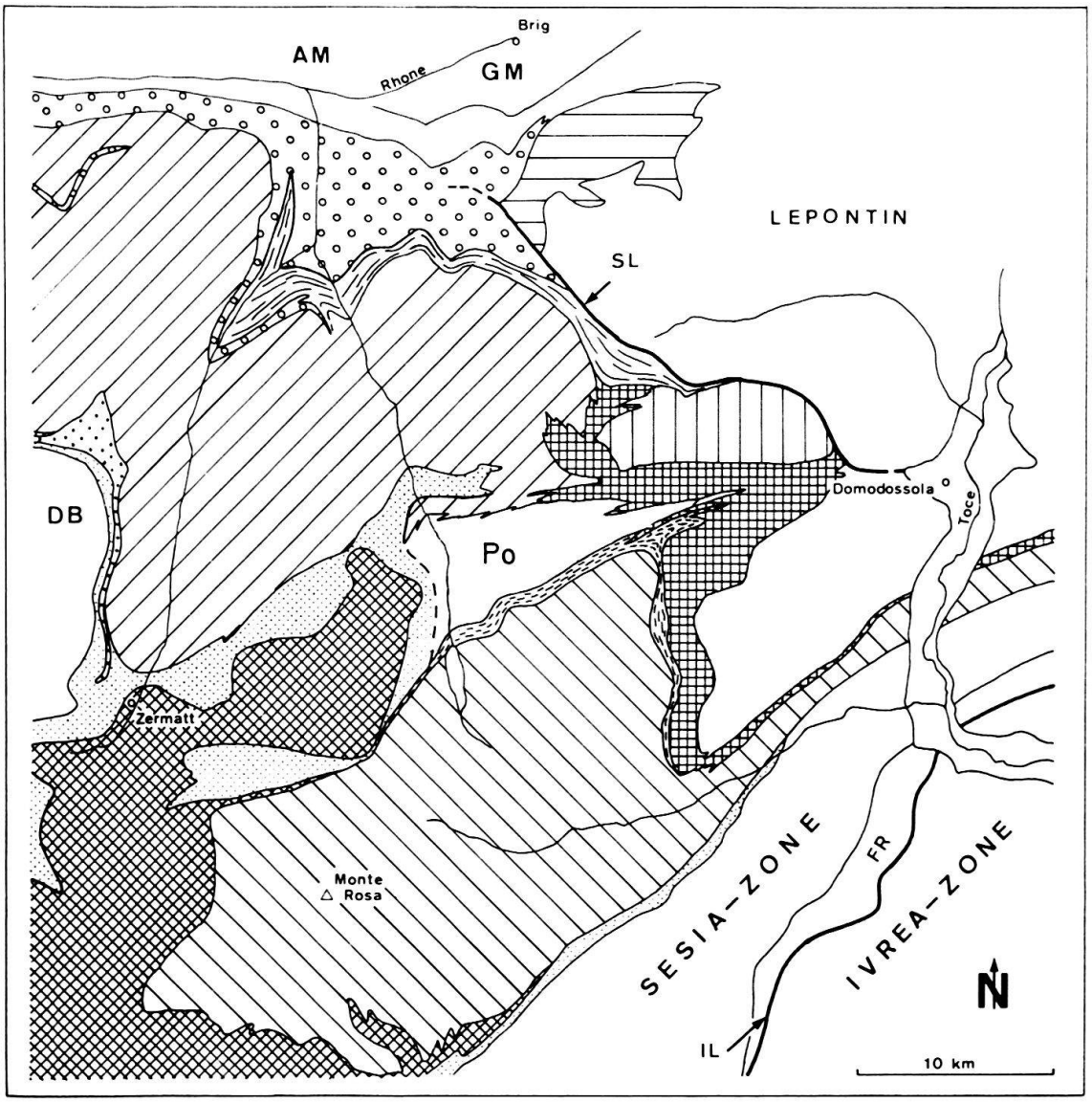


Fig. 1. Geographische Übersicht. Die Ziffern stehen für bearbeitete Gebiete: 1, 2, 3 für die Regionen 1 bis 3 (Seite 398 bzw. 399 bzw. 402). 4: BEARTH (1953), Atlasblatt Zermatt; 5: BEARTH (1957), Atlasblatt Saas; 6: BEARTH (1964), Atlasblatt Randa; 7: BEARTH (1973), Atlasblatt Simplon; 8: BEARTH (1980), Atlasblatt St. Niklaus. 9: KLEIN (1978); 10, 11: MARTIN (1982).

Tektonische Einheit	Grundgebirge inkl. Permokarbon	Mesozoisch-tertiäre Sedimente	Wichtigste Literatur
Combin	Ev. Alphubel und Augengneis von Saas Fee, Stockhorn-Kristallin. Portjengrat? (Po)	(Permo?-)Trias, Lias, "Bündnerschiefer" mit Ophiolithen	*Güller 1947* *Bearth 1976* *Wilson 1978*
Zermatt-Saas	Ophiolith-Komplex	Metaradiolarite und "Bündnerschiefer"	*Bearth 1967* *Dal Piaz & Ernst 1978*
Furgg	Zerscherte Basis der Ophiolith-Decke, welche auf die Monte Rosa - Decke überschoben wurde		*Martin 1982*
Antrona	Ophiolith-Komplex	"Bündnerschiefer" u.Metavulkanite	*Blumenthal 1952*
Monte Rosa	Polymetamorphes Grundgebirge und spätvariskische Granite	?	*Bearth 1952* *Frei & Hunziker 1976* *Greller (in Vorbereitung)*
Siviez-Mischabel ("Bernhard")	Polymet.Paragneise ohne brauchbare Stratigraphie; spätvariskische Granite; permokarbone Bedeckung	?	*Bearth 1964* *Bearth 1973* *Bearth 1980*
Barrhorn	?	?Parautochthones Mesozoikum der Siviez-Mischabel?	*Bearth 1964* *Bearth 1980*
Verosso	Paragneis, wenig Orthomaterial	Lokal Trias und "Bündnerschiefer"	*Amstutz 1954* *Blumenthal 1952*
Berisal	Paragneis, wenig Orthomaterial	Lokal Trias und "Bündnerschiefer"	*Bearth 1973* *Milnes 1974*
Laggin	Zerscherte Reste von polymet.Paraserien und Orthomaterial	Zerscherte Reste von ophiolithischem Material und (?)Trias	*Bearth 1973* *Müller 1983*
Stalden-Visperterminen, St. Niklaus, Gebidem	Permokarbon (Verrucano)	Trias und Kreideflysche (allochthon)	*Burri 1979* *Bearth 1980* *Matthes 1980*

Fig. 2. Gesamtprofil (oben) und tektonisches Kärtchen (unten) des östlichen Westpenninikums. Aus MILNES et al. (1981, Tab. 1 und Fig. 1). DB = Dent-Blanche-Decke, AM = Aarmassiv, GM = Gotthardmassiv, Po = Portjengrat-Einheit, SL = Simplon-Linie, IL = Insubrische Linie, FR = Fobello-Rimella-Zone.


S
N
DB
Zermatt
Monte
Rosa
Po
Brig
LEPONTIN
SL
Domodossola
10 km


Brig
AM
Rhone
GM
LEPONTIN
SL
DB
Domodossola
Toce
Po
Zermatt
Monte
Rosa
SESIA-ZONE
FR
IVREA-ZONE
N
IL
10 km

Antiform und der Antrona-Synform verantwortlich sind. In Figur 3 ist die *Deformations- und Metamorphosegeschichte* der Siviez-Mischabel-Decke zusammengefasst.

Nomenklatur und Abkürzungen

Den bisher gebräuchlichen Überbegriff *«Bernhard-Decke»* (Decke des Grossen St. Bernhard u.a.) verwende ich nur, wo von ihm im Zusammenhang mit älteren Arbeiten die Rede ist bzw. wo die engere Bezeichnung *«Siviez-Mischabel-Decke»* nicht genügt. Auch die *«Mischabelrückfalte»* taucht nur im historischen Zusammenhang auf; ich selbst bevorzuge die kürzere Form *«Mischabelfalte»*. Der veraltete Sammelbegriff *«Bündnerschiefer»* wird stets in Anführungszeichen geschrieben.

Die *Deformationsphasen* sind in dieser Arbeit gleich bezeichnet wie in MILNES et al. (1981):

D_1: Überschiebungsphase —.—
D_2 (D_R; Ragno-Randa): Isoklinalfaltung —..—
D_3 (D_M; Mischabel): Erste Rückfaltung —...—
D_4 (D_V; Vanzone): Zweite Rückfaltung —....—

Abkürzungen zur Regionaltektonik: BD = Bernhard-Decke; SMD = Siviez-Mischabel-Decke; MR = Monte Rosa(-Decke); DB = Dent Blanche(-Decke); CZ = Combin-Zone.

Abkürzungen zu den Strukturen: D_x = Deformation der Phase X (z.B. D_2 = alpine Hauptphase); S_x = Schieferung oder allgemeiner Foliation der Phase X; AF = Achsenfläche (gekrümmt); AE = Achsenebene (eben); FA = Faltenachse.

Problemstellung

Obwohl die Mischabelfalte als wichtiges Strukturelement des penninischen Deckenbaus seit über 50 Jahren bekannt ist, gab es bisher auf alle Fragen, welche mehr als nur die grobe Form dieser eindrücklichen Umbiegung im Mattertal beschrieben sehen wollten, kaum eine Antwort. Eine AF kann ja nicht plötzlich spurlos verschwinden; die Mischabelfalte sollte folglich andernorts wiederzufinden sein. Aus früheren Arbeiten erhält man die folgenden Hinweise: Gegen Südwesten wird diese Großstruktur bis in die Gegend von Aosta von der BD verdeckt. Gegen Süden läuft ihre AF aus dem Altkristallin der SMD in die Combin-Zone ein; in dieser kann die Umbiegung nicht mehr ausgemacht werden, und ich gehe folglich von der Annahme aus, dass die Mischabelfalte in der CZ bis zur Unkenntlichkeit isoklinal geworden ist. Gegen Nordosten steigen dagegen alle wichtigen Achsen an, und in der Mischabelgruppe (sowie in der Weissmies-Fletschhorn-Gruppe) bildet die Schieferung einen grossen Fächer, in welchem die Mischabelfalte vermutet werden kann. Diese Arbeit geht der Frage nach, ob ihre AF festgelegt und ob bestimmt werden kann, welche Regionen in Oberschenkel-, welche in Unterschenkelposition liegen müssen.

Die wichtigste Arbeitsmethode bestand im Versuch, die *Achsenflächenspur zu kartieren.* Hinweise auf deren Verlauf lieferten das Umbiegen der Hauptschieferung in überkippte Orientierung, die Vergenzen von Kleinfalten (Parasitärfalten), cha-

Zeit (my)	Deformations-Phase	Metamorphose-Phase, -Fazies u. P/T-Bedingungen	Mineralbildungen im Altkristallin der Siviez-Mischabel
Miozän ca.18?	D_4=zweite Rückfaltung	Die lepontinischen Isograden werden verfaltet	(Chlorit, Kalzit, Quarz)
Oligozän ca.36-32 ?	D_3=erste Rückfaltung	Die lep. Isograden sollten verfaltet werden; dies ist aber nicht nachgewiesen	Quarz, Chlorit, Kalzit,(Hellglimmer, Albit, Biotit).
38 ± 2		Lepontinisch Grünschieferfazies 4-4.5 kbar, ca.450° C	Rekristallisation der Hauptschieferung S_b (S_2) : Phengit, Amphibol, Kalifeldspat, Albit, Granat, Chloritoid, Biotit, Turmalin
o.Kreide Paleoz. Eozän 45-38	D_2= Isoklinalfaltung, duktile Verformung, Hauptschieferung S_2 Ueberschiebung des Ostalpin auf das Penninikum 3)	(Steigende Temperaturen, Beginn der Lepont. Phase)	
ca.70-60	D_1 mehrphasig, inklusive Individualisierung der tektonischen Einheiten, Deckenbildung und Platznahme	? Mesoalpin 2)	
ca.100-70		? Eoalpin 2)	
Karbon Perm ca.260	Spät-variskisch (Saalisch?)	Amphibolitfazies	
ca.310	Variskisch		

1) vgl. MARTIN (1982), MILNES & PFIFFNER (1980)

2) In anderen Gebieten (Sesia - Dent Blanche und Zermatt - Saas) konnte eine dreiteilige, eoalpine Hochdruckmetamorphose nachgewiesen werden: die oberkretazische Subduktionsphase mit abnehmenden Drucken (20 - 10 kbar) und zunehmender Temperatur (350 - 550° C). Vgl.BEARTH (1973) und MARTIN (1982). In der Siviez-Mischabel-Decke ist eine solche Hochdruckphase nicht belegt. Auch die spätere, mesoalpine Phase (MARTIN 1982) ist in dieser Einheit nicht nachgewiesen.

3) Diese Bewegung ist durch die jüngsten penninischen Sedimente in den Präalpen (mittl.Eozän) und die lepontinische Metamorphose einwandfrei datiert (HOMEWOOD et al., 1980).

Fig. 3. Tabelle zur Deformations- und Metamorphosegeschichte.

rakteristische Kleinstrukturen, graphische Methoden (Profilkonstruktionen usw.) für unzugängliche oder schlecht aufgeschlossene Gebiete sowie geometrisch-statistische Analysen von Achsenebenen, Faltenachsen und Schieferungen in Bereichen, wo dies für die Identifikation der strukturellen Phasen nötig war (vgl. MÜLLER 1983).

Die Feldarbeit, welche auch das Einmessen von Kleinstrukturen und das Sammeln von Proben mit einschloss, lieferte den wichtigsten Beitrag zur Problemlösung. Was nicht in dieser Zeit mit gezielten Hypothesen angegangen wurde, konnte später nicht mehr nachgeholt werden. Die Büroarbeit umfasste in erster Linie ein aufwendiges *Studium der Mikrostrukturen.* Das Schwergewicht lag dabei auf den *Deformations- und Rekristallisationsphänomenen der D_3-Phase.* Um diese abgrenzen zu können, mussten aber auch ältere und jüngere Strukturen untersucht werden. Schliesslich entstand daraus ein Schema, welches helfen konnte, einzelne Proben, deren Deformationsalter makroskopisch unklar geblieben war, mit Hilfe der Mikrostrukturen zu bestimmen.

Dies sollte schliesslich zu Antworten auf folgende Fragen führen:

— Welche Regionen bzw. tektonischen Einheiten werden von der Mischabelfalte betroffen?
— Welche Deformationen bewirkte diese Falte und generell die Rückfaltungsphase im betroffenen Gebiet?
— Welches sind ergänzende (komplementäre) Großstrukturen zu dieser Falte?
— Welche Deformationsmechanismen und übergeordneten Bewegungen können daraus abgeleitet werden?
— Wie könnte der Deckenstapel vor der Rückfaltung ausgesehen haben?

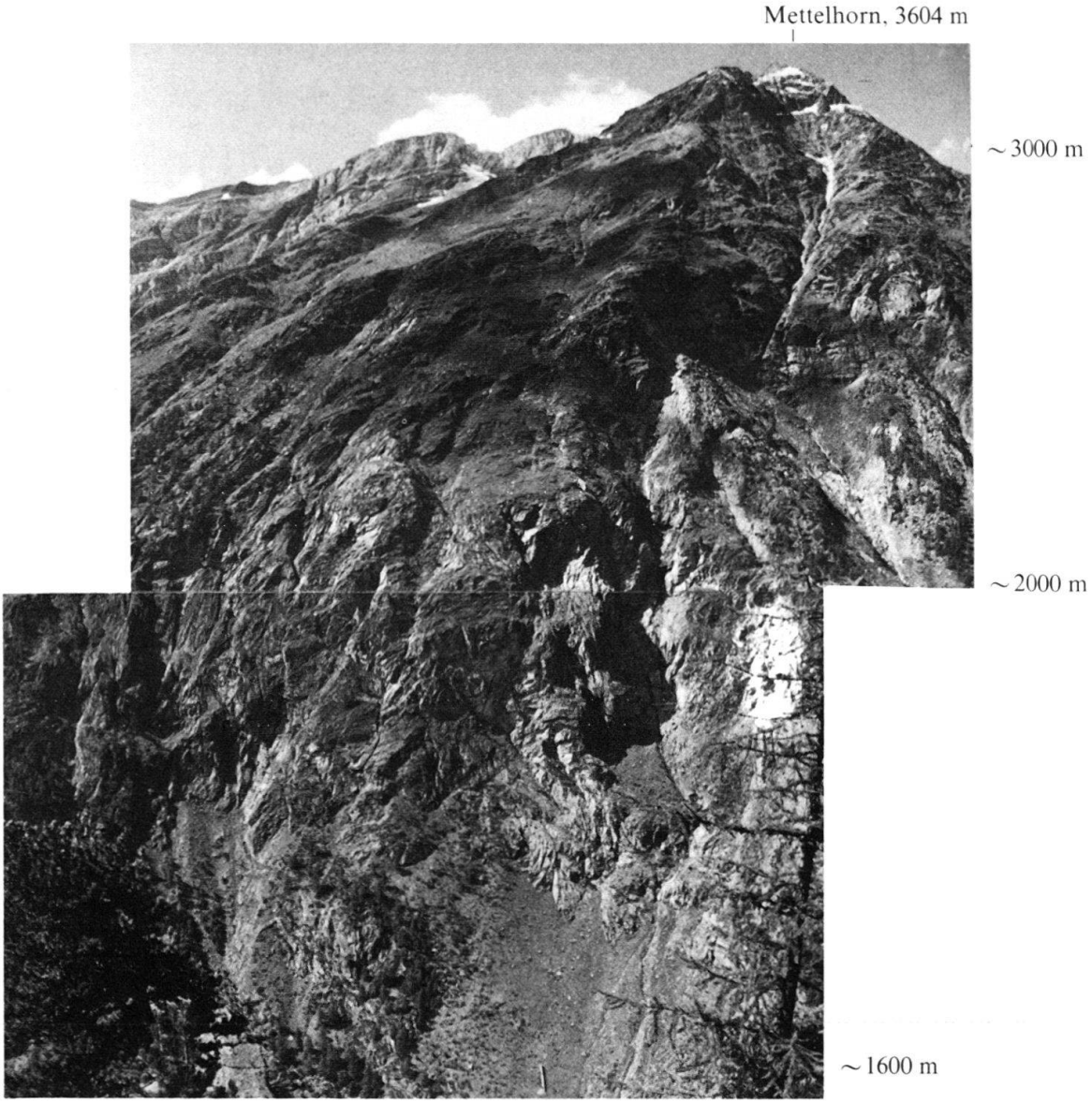


Fig. 4. Die grossradige Umbiegung der Mischabelfalte in der Westseite des Mattertals, zwischen Zermatt und Täsch (Blick gegen Westen).

2. Feldbeziehungen

Region 1: Die klassische «Mischabelrückfalte» im Altkristallin der Siviez-Mischabel-Decke, im Raum Zermatt-Täsch-Randa (vgl. Fig. 2)

Das Bild der Mischabelfalte als offene, grossradige Umbiegung im Kristallin der Siviez-Mischabel-Decke wird durch eine enorm breite Scheitelzone hervorgerufen. Diese ist charakterisiert durch eine allmähliche Veränderung der typischen Strukturen der Scheitelregion in den Oberschenkel hinein, ohne jedoch schon die diesem entsprechende, einheitliche Asymmetrie und Orientierung zu erreichen. Die im Tal steilstehenden Gneisplatten legen sich stellenweise flacher, und die kleinen Parasi-

tärfalten können eine einheitliche Oberschenkel-Vergenz aufweisen, aber immer wieder kommen Rückfälle zu subvertikaler Lagerung bzw. zu symmetrischen Kleinfalten vor (Fig. 4).

Im Scheitelbereich der Mischabelfalte (im polymetamorphen Kristallin der Siviez-Mischabel-Decke) ist gegen die Grenzfläche zur Combin-Zone hin nur selten eine symmetrische Parasitärfältelung festzustellen. Häufiger und ausgeprägter findet sie sich interner, in den Aufschlüssen links der Mattervispa bei Täsch. Und schliesslich dominiert sie in der breiten Scheitelzone der Mischabelfalte, welche zwischen Täsch und Randa allmählich auf die rechte Talseite hinüberwechselt, um über die Westgrate der Mischabel zum Hohbergjoch hinaufzuziehen. Innerhalb dieser Zone herrschen zwei Deformationsbilder vor, und sie sind zusammen typisch für die gesamte Scheitelzone in diesem Gebiet: Bereiche, in denen grobe Gneisplatten über Dutzende von Metern vertikal stehen und lediglich grossräumigen Wellungen mit vereinzelten Kleinfalten unterworfen sind, wechseln ab mit schiefrigen Zonen, welche eine intensive Kleinfältelung aufweisen. Beide Strukturen lassen sich sehr schön im Querschnitt der Wildikin bei Randa beobachten.

Das Gebiet unterhalb von Täsch schliesst den Übergang vom Scheitel zum Unterschenkel auf. Innerhalb der Umbiegung ist die Kleinfaltung intensiv und symmetrisch. Gegen den Unterschenkel hin verschwindet sie jedoch plötzlich, und entsprechend asymmetrische Kleinfalten treten nur ganz sporadisch auf. Die ganze Mischabelgruppe besteht aus einer mächtigen Serie streng parallel durchschieferter Paragesteine. Vom Mischabeljoch über das Täschhorn und den Dom bis gegen das Nadelhorn hin bauen diese den Unterschenkel der Mischabelfalte auf. Dass die Achsenfläche der Mischabelfalte im Mattertal so schwierig zu definieren ist, liegt einerseits daran, dass der Umbiegungsradius im Altkristallin sehr gross ist. Vor allem wirkt jedoch erschwerend, dass die Achsenfläche dem Westhang der Mischabel fast parallel aufliegt (Fig. 5).

Region 2: Mischabelgruppe und oberes Saastal

Anstelle der einfachen Umbiegung, wie sie im oberen Mattertal offen zutage tritt und im westlichen Anstieg zur Mischabel noch vermutet werden konnte, treffen wir auf der Ostseite sehr unterschiedliche Strukturen an. Vier Bereiche lassen sich grob unterscheiden (Fig. 6):

1. Oberhalb von Saas Fee ein *mächtiger, zu Nordwestfallen überkippter Unterschenkel,* der stark verschiefert ist.
2. Nördlich an diesen anschliessend eine breite *Scheitelzone mit vorwiegend subvertikaler Schieferung,* mit sehr unregelmässigen, groben Internstrukturen sowie intensiver Kleinfältelung.
3. Wiederum gegen Norden anschliessend ein *flach südwestfallender Oberschenkel* mit altkristallinen Serien, dem Granitgneis von Randa und dem Permokarbon von St. Niklaus.
4. Unter letzterem eine weitere Linse grob verfalteter *Gneise in Scheitelposition.*

Eine kontinuierliche, stetige Achsenfläche der Mischabelfalte müsste (bei dem allgemein vorherrschenden Westfallen) vom Mattertal zur Mischabel hin ansteigen und schliesslich hoch über dem Saastal in die Luft hinausstreichen. Statt dessen

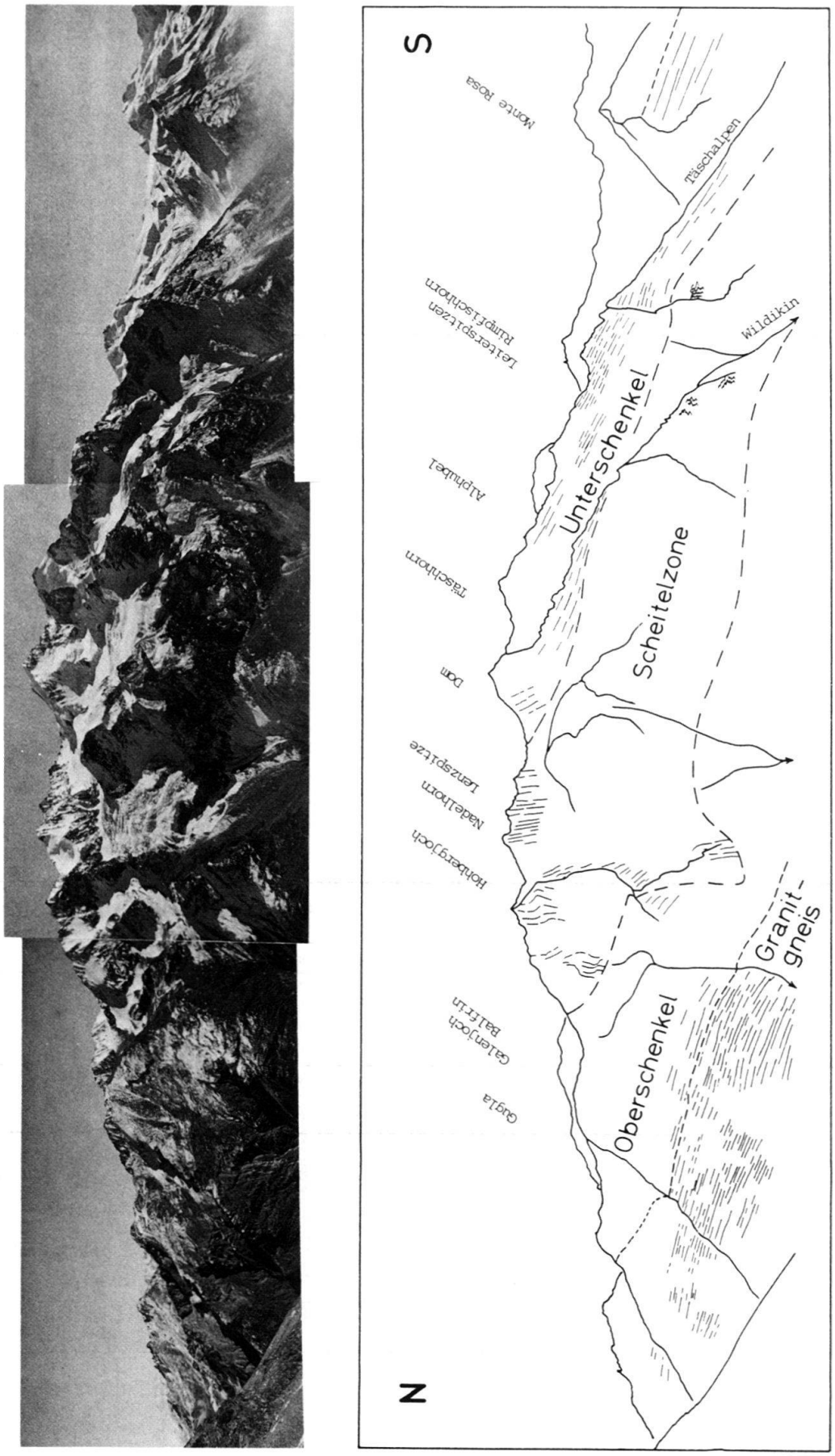


Fig. 5. Die Scheitelregion in der Westseite der Mischabel. Die annähernd hangparallele Lage der Achsenfläche bewirkt, dass der Unterschenkel in dieser Ansicht scheinbar über den Oberschenkel zu liegen kommt. Strichsignatur für den Schieferungsverlauf.

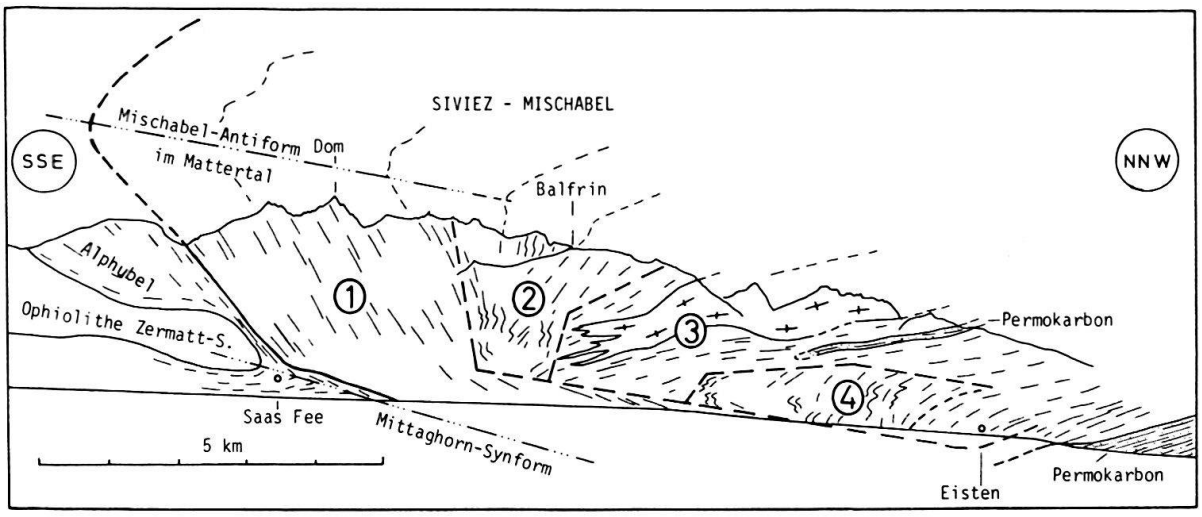


Fig. 6. Profilskizze der Mischabel-Ostseite bzw. der Saastal-Westseite (Profilspur in Fig. 1).

wird sie in der steilen Scheitelzone tiefgehalten, so dass sie im Saastal schliesslich wieder auf derselben Höhe anzutreffen ist wie zuvor im Mattertal.

Die Ursache für diese Verzögerung im axialen Ansteigen nach Osten ist wahrscheinlich im Granitgneiskörper von Randa zu suchen. Vor dessen Südrand wird die Schieferung in einer Art Stauraum steilgestellt. Der Granitgneiskörper ist ein Element des Oberschenkels, und die Achsenfläche setzt sich unter ihm gegen Norden fort.

Unter dem Südrand des Granitgneiskörpers erfährt die Gesamtstruktur eine umfassende Formveränderung. Die breite Scheitelzone verschwindet vorerst, und aus den ungestört und flach südwestfallenden Serien des Oberschenkels vollzieht sich der Übergang in den Unterschenkel nun auf so engem Raum, dass er nur in wenigen Aufschlüssen überhaupt festgestellt werden kann. Unter einem scharfen, wahrscheinlich nur wenige Meter mächtigen Scharnier liegen die intensiv verschieferten Serien des Unterschenkels in stark überkippter, fast flacher Lagerung (etwa 300/20; unterhalb Bereich Nr. 3 in Fig. 6). Parasitärfältelung ist hier selten; die meist undeformierte Schieferung wird jedoch lokal durch ein «extensional crenulation» boudiniert. Insgesamt herrschen Dehnungsbilder vor.

Talabwärts und im Osthang des Saastals ist die Mischabelfalte wieder offener gefaltet: Steilstehende Gneisplatten bauen eine mehrere hundert Meter mächtige Scheitelzone auf, unter welcher der Unterschenkel plötzlich weggeschert wird (Bereich Nr. 4 in Fig. 6). Diese scharf geknickte Umbiegung ist im Feld als Diskordanz erkennbar. Sie ergibt eine eindeutige Spur, welche in das mittlere Saastal (unterhalb von Saas Balen) hinunterzieht und am Gegenhang um den Jegigrat herum wieder zur Fletschhorngruppe ansteigt. Ihr Verlauf ist, verglichen mit der wechselnden Orientierung der Scheitelzone in der Mischabel, ausserordentlich konstant.

Ähnlich konstant bleibt auch die Orientierung der Schieferung im gesamten Unterschenkel der Mischabelfalte, bis hinunter zur nächsttieferen Achsenfläche, jener der Mittaghorn-Synform (KLEIN 1978; MILNES et al. 1981).

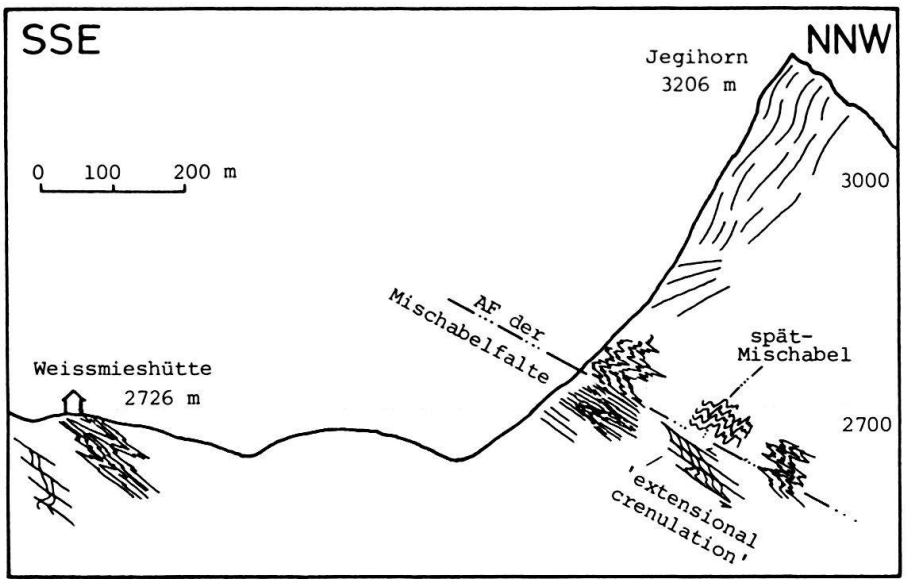


Fig. 7. Schematisches Profil im Gebiet Weissmieshütte-Jegihorn (Profilspur in Fig. 1).

Region 3: Fletschhorngruppe und unteres Saastal

Der Verlauf der AF-Spur kann vom Saastal bis zum Lagginjoch fast lückenlos und genau belegt werden. Sowohl im Fellbachprofil wie entlang dem Ostfuss des Jegigrats bietet die Mischabelfalte das Bild eines steilen, grob gewellten Oberschenkels bzw. Scheitels über einem plötzlich wegscherenden Unterschenkel (Fig. 7).

Im Fletschhorn kann die AF mit einiger Sicherheit in der Ostschulter (Pt. 3919) lokalisiert werden. Nördlich des Fletschhorns treffen wir zwischen der Alp Rossboden und dem Rauthorn («Böshorn») auf eine neue Großstruktur. Sie lässt sich am ehesten als ein fächerförmiges Abtauchen der Schieferung beschreiben, indem diese von Norden und von Süden her in eine vertikale Steilzone einmündet. Diese Fächerstruktur kann jedoch nicht weit in die Tiefe reichen. Schon in der Felsstufe zwischen oberem und unterem Rossboden liegt die Schieferung flach, und eine Zone mit heterogener Lithologie zieht sicher unter der Zunge des Rossbodengletschers ohne Versetzung gegen Südosten weiter (Fig. 8). Die ganze Struktur kann als eine gegen Norden schliessende Grossfalte betrachtet werden, d. h., sie ist komplementär zur Mischabelfalte und dürfte unter deren Achsenfläche liegen. Als Arbeitshypothese nehme ich an, dass diese Umbiegung der Mittaghornfalte entsprechen könnte.

Von der Fletschhorn-Nordseite bis nach Eisten ist die AF-Spur der Mischabelfalte spekulativ. Einige Überlegungen implizieren trotzdem einen ganz bestimmten AF-Verlauf. Die AF der Fächerstruktur (?AF der Mittaghornfalte?) steigt über das Rauthorn auf und muss ungefähr parallel zur Oberfläche des Permokarbons von Stalden das hintere Nanztal queren. Die AF der Mischabelfalte, welche zwischen Rauthorn und Fletschhorn nur noch wenige hundert Meter über der Fächerstruktur liegt, muss parallel zur Schieferung und damit ebenfalls parallel zum Permokarbon weiterziehen.

Die Strukturen der Ost- und der Westseite des unteren Saastals scheinen im Kartenbild spiegelbildlich zueinander angeordnet zu sein. Bei generell nach Westen

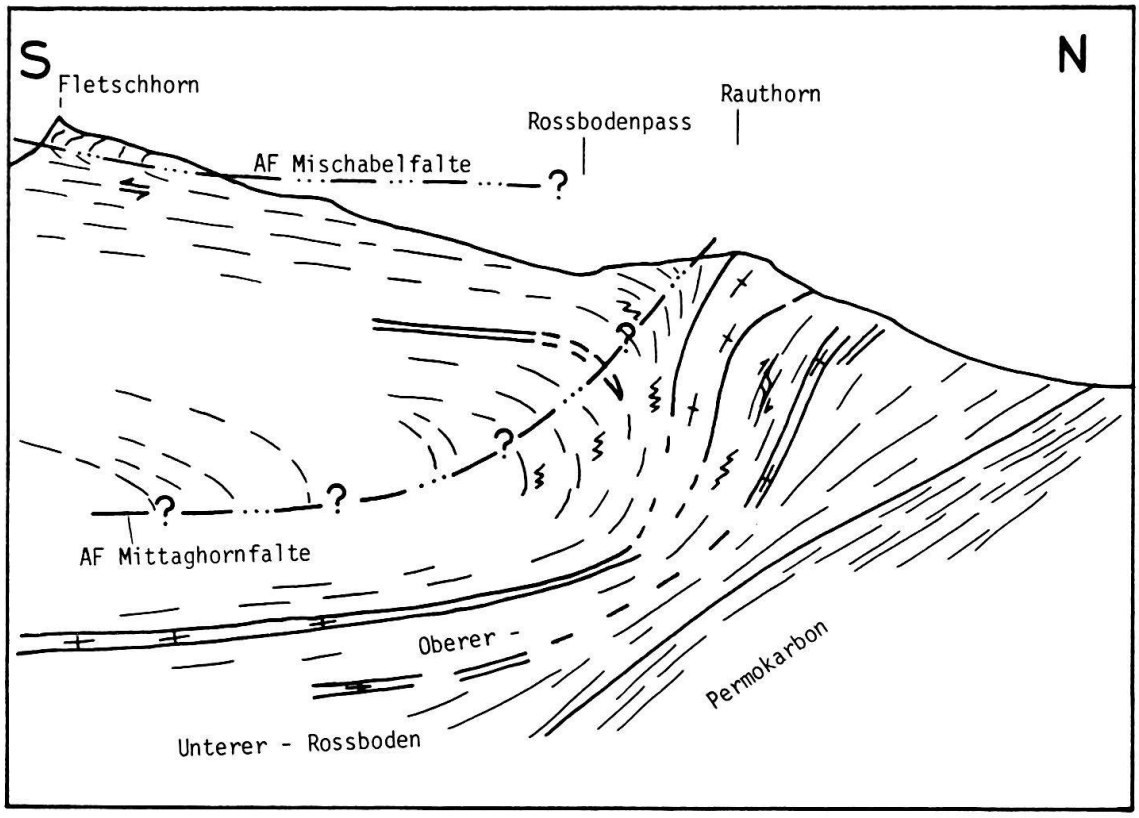


Fig. 8. Der Fächer von Rossboden-Rauthorn (Profilspur in Fig. 1).

einfallenden Achsen ist dies jedoch nicht möglich, d.h., das Abbiegen der Schieferung (markiert durch eine Zone mit heterogener Lithologie) von oben subhorizontaler in unten vertikale Lagerung kann westlich über dem Saastal nicht dieselbe Struktur sein wie auf der Ostseite.

Wenn die AF der Mischabelfalte von der Fletschhorn-Nordseite her in normaler Orientierung (etwa 260/20) das hintere Nanztal quert, kommt sie in der Ostseite des Saastals annähernd hangparallel und nur knapp unter die topographische Oberfläche zu liegen. Das Kartenbild zeigt zwischen der Saaser Vispa und der Wasserscheide zum Nanztal also eine Aufsicht auf die Scheitelzone der Mischabelfalte, knapp über deren Achsenfläche. Im Profil, in Richtung der FA beobachtet, wird dieses etwa 3,5 km breite Gebiet auf höchstens 0,5 km Mächtigkeit reduziert. So betrachtet, wird auch die zuvor unverständliche Verbreitung der Zonen mit heterogener Lithologie ein wenig plausibler. Wenn wir die Verzerrungen vernachlässigen, welche durch die Schnitteffekte zwischen topographischen und tektonischen Flächen hervorgerufen werden, so können diese Zonen zu einem kontinuierlichen Horizont verbunden und um die Achsenflächen der beiden Grossfalten herumgeführt werden. Das erklärt, weshalb sie im Simplongebiet tief unterhalb, bei Eisten jedoch über der AF der Mischabelfalte liegen. Die Umbiegungen sind im Gebiet der Wasserscheide Saastal-Nanztal zu suchen, wo auch die Karte (Blatt St. Niklaus) eine komplizierte Verteilung der stark deformierten Lithologien zeigt.

Diese von uns (MILNEȘ et al. 1981) in die «Laggin-Zone» gestellten Serien bestehen aus stark zerscherten Gesteinen unterschiedlichster Lithologie (Linsen und

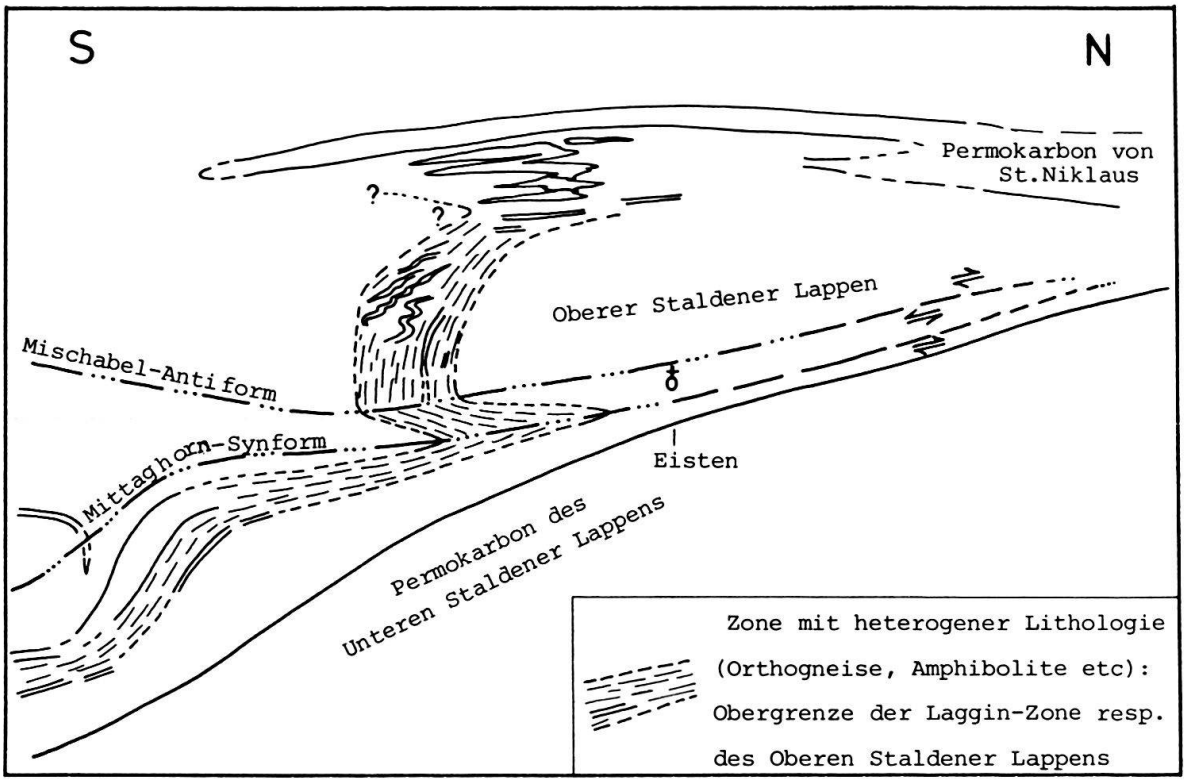


Fig. 9. Profilskizze zu den tektonischen Verhältnissen zwischen der Fletschhorn-Nordseite und dem Saastal.

Lagen von ophiolithischem Material, von fraglicher Trias und von Orthogesteinen in polymetamorphem Kristallin). Sie stimmen im Saastal gut mit der Obergrenze des «Oberen Staldener Lappens» überein, der von BEARTH (1973 und 1980) als «feinkörnige, hornfelsartige Gneiszone» auskartiert wurde. «Laggin-Zone» und «Oberer Staldener Lappen» scheinen zusammen jenes tektonische Element zu bilden, welches die Untergrenze der Siviez-Mischabel-Decke bestimmt und diese (auch ohne die Simplon-Störung) durchgehend von den Berisal-, Verosso- und Camughera-Moncucco-Komplexen abtrennt (Fig. 9).

Im Saastal verschwand die AF der Mischabelfalte nach ihrem unregelmässigen Verlauf in der Ostseite der Mischabelgruppe gegen Norden (talauswärts) unter der topographischen Oberfläche (vgl. Fig. 6). Diese Orientierung bringt sie in der Tiefe unterhalb von Eisten in Konflikt mit der nachweisbar undeformierten Oberfläche des Permokarbons von Stalden. Zwei Lösungsmöglichkeiten bieten sich an: Entweder klingt die Mischabelfalte gegen Norden aus, d.h., sie öffnet sich völlig noch vor Erreichen des Permokarbons; oder sie verengt sich, wird bis zur Unkenntlichkeit isoklinal, und ihre AF steigt parallel zum Permokarbon wieder auf.

Nachdem die AF nun gegen Osten bis zum Lagginhorn und Fletschhorn belegt ist und zahlreiche Hinweise dafür sprechen, dass sie sich im Gebiet Rossboden-Rauthorn-hinterstes Nanztal der Oberfläche des Permokarbons angleicht, liegt der Schluss nahe, dass sie sich auch unter dem Saastal ähnlich verhält. Dies bedeutet, dass sie über dem Permokarbon wieder auftaucht und gegen Norden, wenngleich hier keine einzelne Umbiegung mehr ausgemacht werden kann, schieferungsparallel

weiterzieht. Vermutlich löst sich hier die ganze Mischabelfalte in zahlreiche Scherbewegungen auf; einzelne Scherflächen treten auch morphologisch als den Westhang zergliedernde Simse deutlich in Erscheinung.

Schlussfolgerungen

Die drei wichtigsten Ergebnisse aus den Feldbeobachtungen lassen sich wie folgt skizzieren:

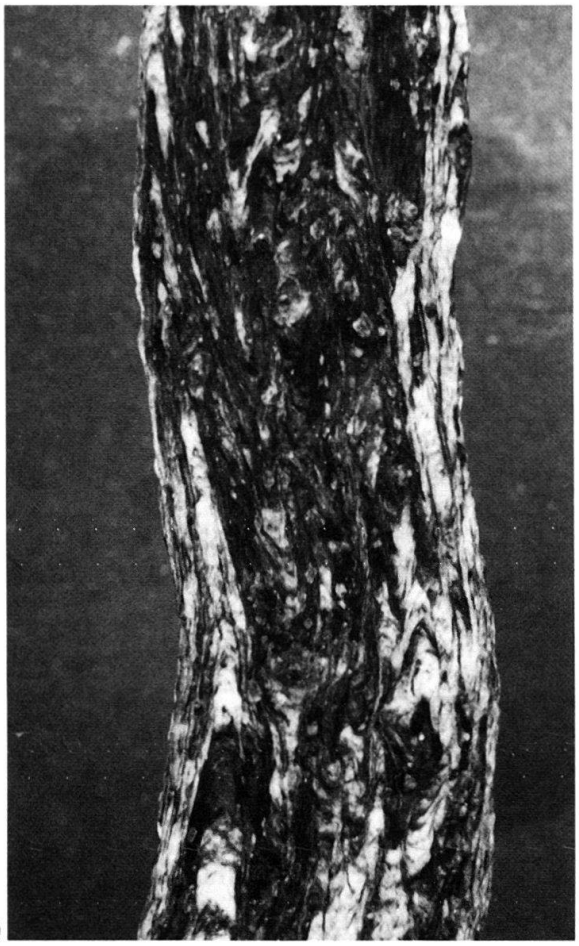
1. Zwischen den mesozoischen Serien der Combin-Zone (vor allem den «Bündnerschiefern») und den alten Paragneisen der Siviez-Mischabel-Decke besteht ein enormer Kompetenzunterschied. Dadurch lässt sich der auffällige Wechsel im Faltenstil erklären.
2. In der Mischabelgruppe verläuft die Achsenfläche nicht stetig. Diese Versetzung kann auf die Anwesenheit kompetenter Blöcke, wie z. B. den Granitgneiskörper von Randa, zurückgeführt werden.
3. Im mittleren Saastal taucht die AF gegen Norden ab. Wenig weiter nördlich steigt sie jedoch schieferungsparallel wieder auf. Die verschiedenen Einheiten der unteren Vispertäler (Lappen von Visperterminen, Oberer und Unterer Staldener Lappen usw.) kommen dadurch unter die «Achsenfläche» der Mischabelfalte zu liegen.

Alle diese Unregelmässigkeiten stören das einfache Faltenbild der Mischabelfalte erheblich. Im Kapitel 4 (Tektonik) stelle ich daher ein neues Modell zur Diskussion, in welchem nicht mehr die Achsenflächen, sondern die wichtigsten Bewegungszonen als Leitlinien dienen: das «Block-Scherungs-Konzept».

3. Mikrostrukturelle Beziehungen

Die alpine Hauptschieferung, welche vermutlich während der letzten Isoklinalfaltungsphase am Ende der Deckenbildung entstand (D_2, vor etwa 45–38 my; siehe Fig. 3), rekristallisierte durch die lepontinische Metamorphose in oberer Grünschieferfazies (Fig. 10). Die entsprechenden Mineralbildungen werden durch die erste Rückfaltungsphase (D_3), während der sich auch die Mischabelfalte herausbildete, zum grossen Teil deformiert. Quarz, Chlorit und Kalzit rekristallisieren unter diesen retrograden Bedingungen (abnehmende lepontinische Metamorphose) im allgemeinen noch gut, Phengit, Albit und Biotit hingegen nur noch beschränkt.

Während beider Phasen (D_2 und D_3) ist der Rekristallisationsgrad stark vom Ausmass der lokalen Deformation abhängig. Er wechselt sowohl kleinräumig, z. B. innerhalb einer dezimetergrossen Falte, wie auch grossräumig, innerhalb der verschiedenen tektonischen Einheiten. So sind die mesozoischen Serien noch während der Rückfaltungsphase penetrativ-duktil durchbewegt worden und gut rekristallisiert, während in den älteren, polymetamorphen Kristallinblöcken diese D_3-Deformation oft nur im Dünnschliff erkannt werden kann. Die unterschiedlichen Deformations- und Rekristallisationszustände widerspiegeln so den uneinheitlichen Baustil der Rückfaltung. Die Kleinstrukturen in den altkristallinen Serien der Siviez-Mischabel-Decke sind diagnostisch für die Mischabelfalte. In ihrem Oberschenkel sind es, neben undeformierten Partien, Knickfalten mit dezimeterlangen

10 

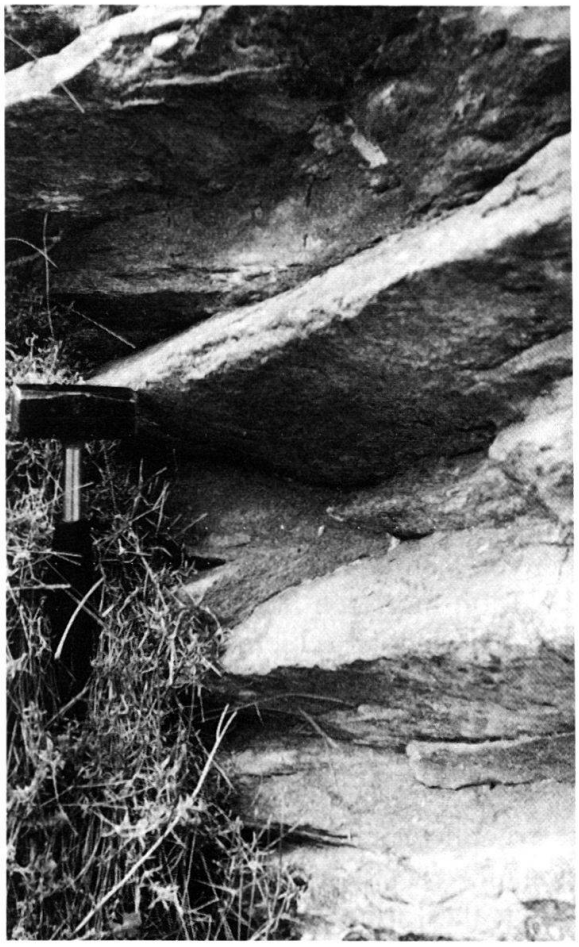


Fig. 10. Die Hauptschieferung S_2 kann häufig auf ein «crenulation cleavage» zurückgeführt werden (Bildhöhe = 8,5 cm).

Fig. 11. Typische D_3-Parasitärfältelung im Scheitelbereich der Mischabelfalte (hinter dem Bahnhof Täsch, Mattertal).

Schenkeln um *flache* Achsenebenen (Fig. 11). Im Ostteil (Saastal und Fletschhorngebiet) werden sie von einer ähnlichen Fältelung um *steile* Achsenebenen überprägt (Fig. 12). Im Unterschenkel fehlen Parasitärfalten im allgemeinen, und in der verstärkten Schieferung S_{2+3} tritt häufig ein «extensional crenulation» auf. Es ist jünger als die Parasitärfältelung der Mischabelfalte und auch jünger als das steile Achsenebenensystem (Fig. 13 und 14).

Von diesen Deformations- und Rekristallisationsbefunden weichen der Granitgneiskörper von Randa und der Alphubel-Lappen ab. In beiden Einheiten sind bestimmte Strukturen, welche ich makroskopisch als D_3-Elemente anspreche, besser rekristallisiert als im übrigen Altkristallin, obwohl für diese starren Körper eher das Gegenteil erwartet würde.

Im Permokarbon und in den «Bündnerschiefern» der Täschalpen kann eine späte Knickfaltung um horizontale Achsenebenen ungefähr mit der zweiten Rückfaltungsphase (D_4) gleichgesetzt werden; sie deformiert ein chloritisches Gefüge.

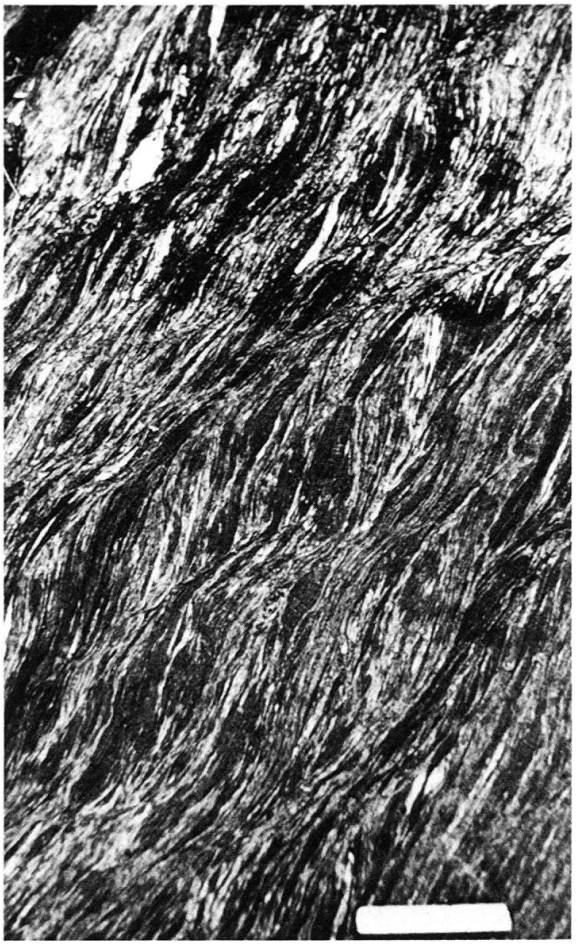
12  13

Fig. 12. Im Gebiet zwischen dem Fletschhorn und dem unteren Saastal überprägt die spätere Fältelung um steile Achsenebenen die typischen, flachen D_3-Falten (Strassenaufschluss 1,3 km oberhalb von Eisten, Saastal. Bildbreite = 8 cm).

Fig. 13. Das «extensional crenulation» im Aufschluss bei der Vispa-Brücke von Eisten, Saastal. Maßstab = 5 cm.

Alte Lineationen werden durch D_3-Falten unterschiedlich deformiert (Fig. 15). Im Mattertal und in der Mischabelgruppe rotieren sie um die Faltenachse der Mischabelfalte; im Saastal und im Fletschhorn-Gebiet tritt anstelle der einfachen Drehung eine kompliziertere (Scher?-)Bewegung.

4. Tektonik

Der unregelmässige Faltenstil der Mischabelfalte, die Heterogenität der D_3-Verformung und das Nebeneinander von wenig und intensiv überprägten Gesteinsmassen scheint mir treffender mit einem «Block-Scherungs-Konzept» denn mit einem Faltungskonzept beschreibbar. Im Unterschied zum Faltungskonzept nehme ich beim Block-Scherungs-Konzept an, dass grosse, kristalline Einheiten an Scherzonen gegeneinander verschoben wurden. Den Hauptanteil an der Bewegung nehmen diese Scherzonen auf, während die bis mehrere km^3 grossen Blöcke intern nur

14

15

Fig. 14. Das «extensional crenulation» im Dünnschliff (Probe aus dem zerscherten Achsenflächenbereich bei Stafelti, 1,35 km SSW von Saas Balen. Bildbreite = 2,5 mm).

Fig. 15. Vermutliche D_2-Lineationen werden durch D_3-Falten verbogen (Triasquarzite der Combin-Zone in den Täschalpen, im Unterschenkel der Mischabelfalte).

schwach deformiert werden, teilweise in Form grossradiger Falten. Die Internstruktur der Blöcke ist meist durch die Verformungsphase D_2 geprägt, könnte aber stellenweise auch älter (z. B. präalpin) sein.

Leitlinien in einem solchen Bild sind nicht mehr die Achsenflächen von Grossfalten – diese haben sich als zu unbeständig erwiesen –, sondern die Scherzonen zwischen den Blöcken. Diese Sicht hat vor allem auch den Vorteil, dass sie die

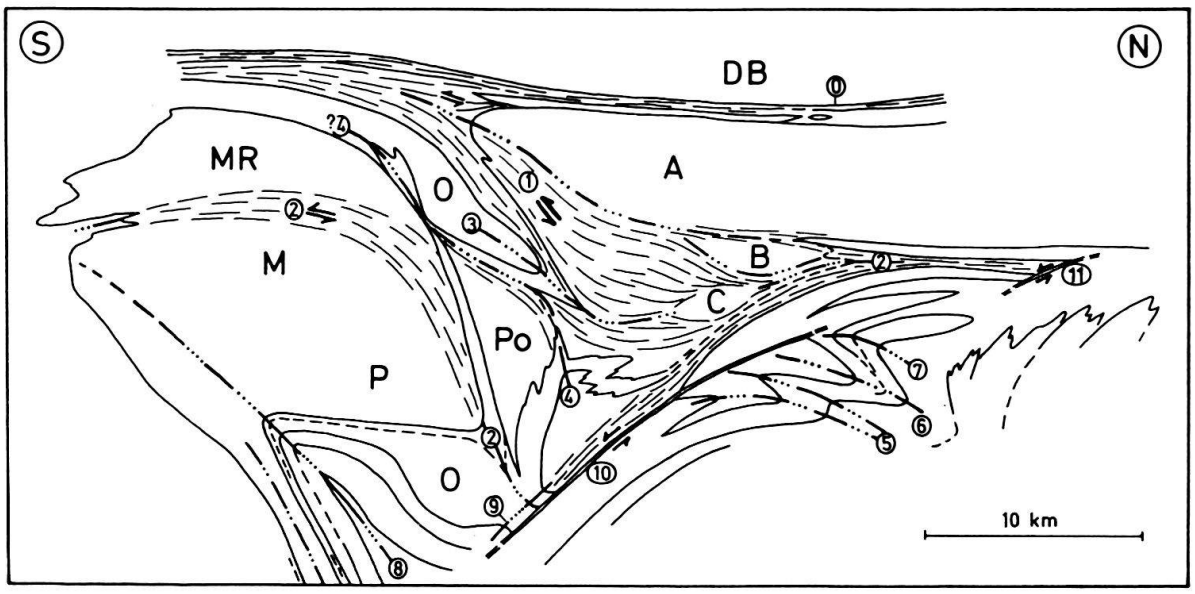


Fig. 16. Die «Rückscherung» im westlichen Penninikum. Tektonische Einheiten: A = Mattertal-Block; B = Eisten-Block; C = Rossboden-Block (A, B und C: Siviez-Mischabel-Decke); DB = Dent-Blanche-Decke; O = Ophiolithe von Zermatt-Saas und Antrona; Po = Portjengrat-Lappen; MR = Monte-Rosa-Block; M = Macugnaga-Block; P = Pozzuoli-Block (MR, M und P: Monte-Rosa-Decke).
Tektonische Leitlinien: 0 = Dent-Blanche-Überschiebung (D_2); 1 = Mischabel-Antiform und zerscherter «Verkehrtschenkel»; 2 = Antrona-Synform und Stelli-Zone; 3 = Mittaghorn-Synform; 4 = Balmahorn-Antiform (Trifthorn, Gornergrat?); 5 = Rebbio-Falten (2); 6 = Cervandone-Falte; 7 = Glishorn-Falte (1-7: D_3); 8 = Vanzone-Antiform; 9 = Masera-Synform; 10 = Simplon-Störung; 11 = Zeneggen-Störung (8-11: D_4).

Abwicklungsversuche ganz wesentlich vereinfacht: grosse Kristallineinheiten, welche in einem «Verkehrtschenkel» liegen, müssen nicht mehr in höchst fragwürdiger Art und Weise um fast 180° in ihre vermutete frühere Position zurückrotiert werden. Statt dessen können sie auf den Scherflächen ohne Drehung zurückgeschoben werden.

Aus diesen Überlegungen heraus können in einem solchen Bauplan gar keine mächtigen, echten Verkehrtschenkel mehr auftreten. Die Falten sind asymmetrisch und bestehen zur Hauptsache aus «Oberschenkelblöcken», welche durch «Unterschenkel-Scherzonen» voneinander getrennt sind.

Die bisherige Darstellungsweise der «Rückfaltung» im westlichen Penninikum kann nun neu gezeichnet werden als «Rückscherung». Tatsächlich behält keine der vier Grossfalten entlang der AF ihre Form: Die grossen Umbiegungen werden schnell isoklinal und gehen zum Teil in reine Scherung über (Fig. 16).

Der *Mattertal-Block* umfasst den ganzen bisher beschriebenen Oberschenkel- und Scheitelraum der Mischabelfalte (Altkristallin der Siviez-Mischabel-Decke; Granitgneiskörper von Randa; Permokarbon von St. Niklaus), jedoch ohne das Altkristallin um Eisten. Jenes Altkristallin wird von den gleichartigen Jegigrat-Serien des Mattertal-Blocks durch die basale Scherzone unter dem Granitgneiskörper abgetrennt und überfahren. Es bildet eine eigene tektonische Einheit, den *Eisten-Block*.

Der *Rossboden-Block* liegt ungefähr in demselben Niveau, in welchem ich auch die AF der Mittaghornfalte vermute. Möglicherweise enthält er deren AF; die seltsame Fächerstruktur könnte jedenfalls als liegende, gegen Norden schliessende Falte gedeutet werden. Der unregelmässige, gekrümmte Verlauf der vermutlichen AF bedeutet innerhalb eines starren Blocks nichts Absonderliches.

Die *Relativbewegungen* der einzelnen Blöcke zueinander sind an sich durch die übergeordnete «Rückscherung» bestimmt.

Abwicklungsversuche

Indem zuerst die jüngeren (D_4, D_3), später auch die älteren (D_2, D_1) Deformationen rückgängig gemacht werden, kann schliesslich der Ablauf der alpinen Orogenese in diesem Sektor der Alpen von einer ursprünglichen Paläogeographie bis zum heutigen tektonischen Bild zur Diskussion gestellt werden. Einige Rahmenbedingungen, welche sich aus den Feldbeziehungen ergeben, sind speziell hervorzuheben:

1. Die Barrhorn-Serie als fragliches Parautochthon der SMD wurde während der «Rückfaltung» um mehrere Kilometer gegen Süden verschoben.
2. Mettelhornfalte nenne ich die oberste isoklinale Triasfalte vor der altkristallinen Stirn der Mischabelfalte. Ihre Entstehung kann nur mit dem Block-Scherungs-Konzept einigermassen befriedigend erklärt werden.
3. Die Gornergrat-Serie wird um die Mittaghorn-Synform herum an den unteren Triaszug der «faisceaux vermiculaires» angeschlossen: Die beiden Serien sind identisch.
4. Die Ophiolithe von Zermatt–Saas und Antrona bildeten ursprünglich eine zusammenhängende Ophiolith-Decke. Die Furggzone entstand als basale Scherzone zwischen dieser Einheit und der Monte-Rosa-Decke (MARTIN 1982).
5. Alphubel-Lappen, Augengneis von Saas Fee, Stockhorn-Kristallin und Portjengrat-Lappen liegen in gleicher tektonischer Position zwischen der Monte-Rosa- und der Siviez–Mischabel-Decke. Mit Unterbrüchen sind sie allseitig von mesozoischen Sedimenten der Combin-Zone umgeben und können mit den Sockelelementen der Zone von Métailler verglichen werden.
6. Die Antrona-Synform setzt sich innerhalb der MR-D als Rückscherung in der Stellizone fort (in Widerspruch zu dem 1981 in MILNES et al. propagierten AF-Verlauf der «Gabbio-Synform»).
7. Der durch die Rückscherung gegen Süden vorgeschobene Granitgneiskörper von Randa ist über den Oberen Staldener Lappen bzw. über die Laggin-Zone mit den Orthogesteinen der Verosso-Masse zu verbinden.

Diese und weitere Rahmenbedingungen ergeben zusammen genommen die Grundlage für die nachfolgenden Abwicklungsversuche.

D_4- bzw. post-D_3-Strukturen

Die grossen D_4-Strukturen der zweiten Rückfaltungsphase, die Vanzone-Antiform und die Simplon-Störung, verändern wenig am Bild der Mischabelfalte, sie sind aber für die tieferen Elemente von Bedeutung.

An späten Kleinstrukturen sind die Fältelung um steile Achsenebenen im Saastal-Fletschhorn-Gebiet zu erwähnen sowie eine Knickfaltung im Permokarbon der Täschalpen. Beide Deformationen weisen auf eine späte Kompression hin. Sie sind aber nur von lokaler Bedeutung und können nicht als Strukturen einer umfassenden D_4-Phase nachgewiesen werden.

D_3-Strukturen

Der Begriff der «Rückfaltung» geht auf ARGAND zurück (1908), wie im historischen Teil dieser Arbeit (MÜLLER 1982) ausgeführt wurde. Als «Rückfalten» werden heute die südvergenten Falten (gegen Süden schliessende Antiformen bzw. gegen Norden schliessende Synformen) bezeichnet, welche die älteren, nordvergenten Falten und Decken deformieren. Die nordvergenten Falten zeigen die Bewegungsrichtung der alpinen Hauptphasen an, während welcher südlichere auf nördlichere Einheiten überschoben bzw. überfaltet wurden (z. B. das Ostalpin auf das Penninikum). Die südvergenten Falten belegen somit eine spätere Umkehr in der Bewegungsrichtung: Nun werden nördlichere auf südlichere Einheiten überschoben. Es findet eine Vergenzumkehr statt, und *die Vergenz ist das auffälligste Unterscheidungsmerkmal* zwischen den alpinen Haupt- und den Spätphasen.

Die Grossfalten im westlichen Penninikum - Mischabel, Mittaghorn, Balmahorn, Antrona und auch Vanzone - haben generell eine südliche Vergenz. Die beiden wichtigsten Falten, Mischabel und Antrona, sind zueinander komplementär und schliessen eine Art «Verkehrtschenkel-Zone» ein. Somit bleiben die DB und der grösste Teil der SM- und der MR-Decke in ihrer vorherigen Lage erhalten.

Abwicklung der D_3-Konfiguration (Fig. 17)

Die Süd-Nord-Bewegung setzte zuerst in den höheren Einheiten ein (Fig. 17, F). Durch kräftigen Südschub der DB-Einheit wird auch die unterliegende Combin-Zone zerschert (Fig. 17, E) und die Ophiolith-Decke in die Mittaghorn-Synform gefaltet. Die Mittaghorn-Synform (Inversion der Ophiolithe) wurde nach diesem Modell also vor der Mischabelfalte angelegt. Später erfasst die Bewegung auch die tieferen Einheiten: die Siviez-Mischabel-Decke beginnt sich zu zerscheren (Fig. 17, D) und bildet die Stirn der Mischabel-Antiform aus. Der höhere Teil der SMD ist mittlerweile so weit gegen Süden vorgestossen, dass die Trias des oberen Würmlizuges gestaucht wird. Das führt zur Anlage der Mettelhornfalte und der übrigen Parasitärfalten (Fig. 17, B-A).

Diskussion

Die Nord-Süd-Erstreckung des ganzen, durch die Rückfaltung gestauchten D_2-Komplexes ist unbekannt. Figur 18 gibt nur die minimale, aus der Abwicklung resultierende Länge wieder, ohne Scherungen zu berücksichtigen.

Im *Verkehrtschenkel der Mischabelfalte* sind die *Ophiolithe* von Zermatt-Saas und die sie begleitende *Gornergrat-Serie* durch das parasitäre Faltenpaar der Mittaghorn-Synform und der Balmahorn-Antiform (Gornergratfalte) deformiert. Deren Abwicklung ist einfach und lässt die Ophiolithe (nach dem Zurückdrehen aus

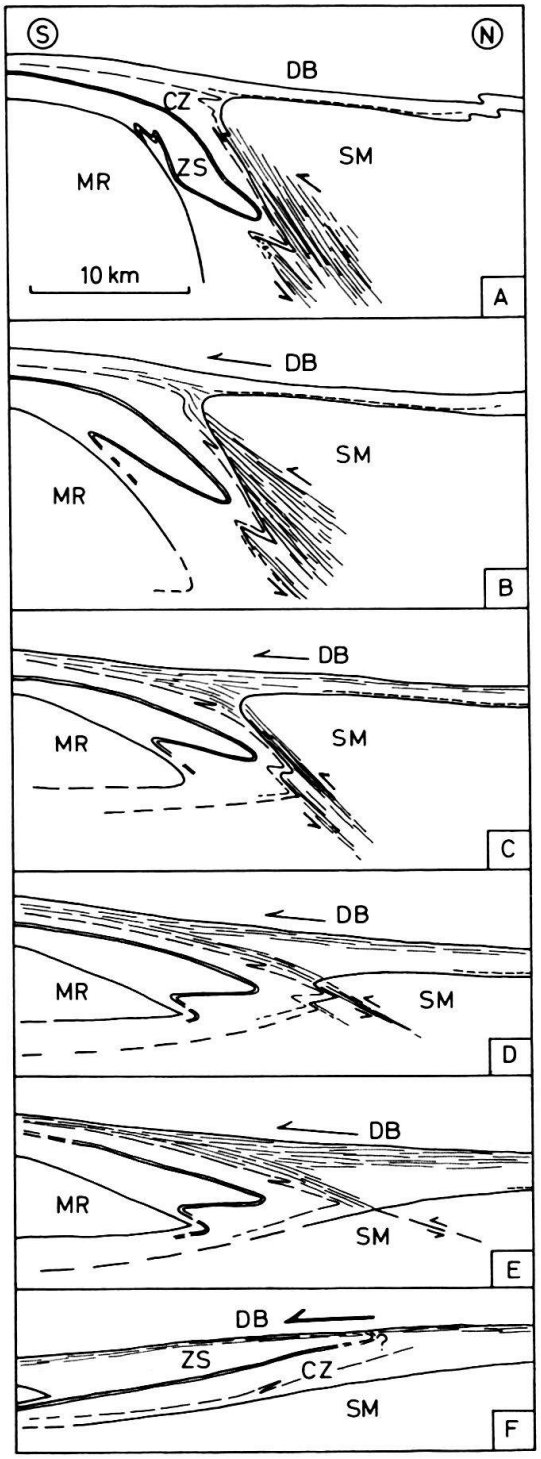


Fig. 17. Abwicklung der D_3-Konfiguration in der Siviez-Mischabel-Decke (SM) und in den mesozoischen Einheiten der Combin-Zone (CZ) und der Ophiolithe von Zermatt-Saas (ZS).
Ausgezogene Doppellinie: Metaradiolaritbedeckung der in der D_2-Anordnung inversen Ophiolithe und parallel liegende Gornergrat-Serie («unterer Würmlizug»); lang gestrichelt: «oberer Würmlizug»; kurz gestrichelt: Barrhorn-Serie.
Fig. 17, F: hypothetische D_2-Anordnung.
Fig. 17, A: D_3-Anordnung.

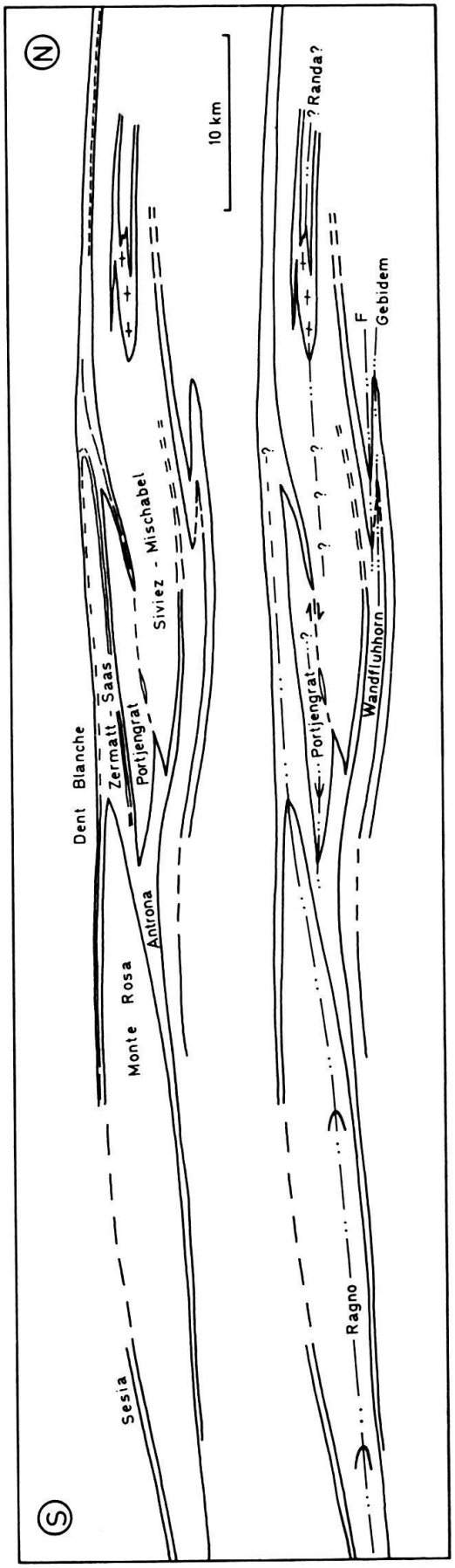


Fig. 18. Das westliche Penninikum vor der «Rückscherungs»-Phase D_3. Tektonische Einheiten (oben; Signaturen wie in Fig. 17) und zum Teil hypothetische D_2-Achsenflächen (unten).

der Verkehrtschenkel-Position der Mischabelfalte) *auf* die Gornergrat-Serie bzw. die Combin-Zone zu liegen kommen (in Fig. 17 von E zu F).

Von Saas Grund über die Täschalpen bis Zermatt zieht der *obere Triaszug* der «faisceaux vermiculaires» parallel zum unteren (= Gornergrat-Serie) um die Balmahorn- und die Mittaghornfalte. Bei Zermatt kreuzt er jedoch die Achsenfläche der Mischabelfalte, d.h., er *wechselt vom Verkehrt- in den Normalschenkel,* ohne überkippt zu werden. Daraus ergibt sich das Problem, wie von zwei vermutlich parallelen Horizonten (oberer und unterer Triaszug der «faisceaux vermiculaires») nur einer (der obere) von der Mischabelfalte betroffen werden kann und trotzdem beide auch nach dieser Faltung noch - oder wieder - parallel verlaufen können. Mit dem Block-Scherungs-Konzept können diese Verhältnisse geklärt werden; mit einem einfachen Faltungskonzept wäre das nicht möglich.

D_2- und D_1-Bewegungen

Nach der Abwicklung der D_3-Konfiguration wird es möglich, ein hypothetisches Bild der D_2-Beziehungen zu zeichnen (Fig. 18). Für die alpinen Hauptphasen ist eine Süd-Nord-Komponente gesichert. Das bedeutet, dass die höheren Einheiten der D_2-Konfiguration wahrscheinlich weiter südlich zu beheimaten sind als die tieferen. Die paläogeographische Anordnung der Kristallinkörper ist demnach eindeutig gegeben:

Süd				*Nord*
Dent Blanche (Ostalpin)	Monte Rosa	Siviez-Mischabel (Briançonnais?)	Berisal-Verosso	

Woher aber stammen die Ophiolithe und die Combin-Zone? Die Furggzone lässt sich mit Unterbrüchen rund um den hypothetischen D_2-Scheitel bis in den Rücken der MR-Decke verfolgen. Sie ist die D_1-Überschiebungsfläche der Ophiolithe auf die MR-Decke (MARTIN 1982) oder umgekehrt. Nach MARTIN entwickelte sich die MR-Einheit erst nach der Ausbildung der Furggzone zur isoklinalen Deckfalte (die D_2-Falte «Ragno» bzw. «Monte Rosa»). Wird diese Ragno-Antiform rückgängig gemacht, so kommen die Ophiolithe auf die MR-Einheit zu liegen. Eine andere D_1-Anordnung würde durch die D_2-Faltung zum Einwickeln der Ophiolithe und sogar der SM-Einheit in den Kern der MR-Decke führen. Dies ist nicht der Fall.

Fazit: Die Ophiolithe sind südlich der Monte-Rosa-Einheit zu beheimaten. Sie wurden während der D_1-Phase auf diese überschoben (Furggzone) und mit ihr zusammen während D_2 gefaltet.

Die Combin-Zone wurde bisher als externe, nördliche Fortsetzung des Ophiolith-Troges interpretiert (z.B. BEARTH 1981). Anderer Ansicht ist CABY (1981, in einem Gebiet zwischen dem Grossen St. Bernhard und Aosta). Er ordnet die Combin-Zone aus sedimentären und tektonischen Gründen dem internen, südlichen Trogteil zu, d.h. zwischen Ostalpin und den piemontesischen Ophiolithen. Die Herkunft der Combin-Zone ist abhängig von ihrer Lage in der *D_2-Anordnung.* Wenn die Combin-Zone mehrheitlich über der Ophiolith-Decke lag, wurde sie wahrscheinlich von Süden her überschoben. Wenn sie dagegen unter oder nördlich

von der Ophiolith-Decke lag, so wäre dies vermutlich auch schon ihre paläogeographische Position gewesen. Von den Rekonstruktionsversuchen her ist es mir nicht möglich, die eine oder die andere Lösung zu bevorzugen.

Zusammenfassung der tektonischen Entwicklung

Im westlichen Penninikum können vier tektonische Phasen unterschieden werden:

D_1: Überschiebung der tektonischen Einheiten, zum Teil im Zusammenhang mit der eoalpinen Subduktionsphase, und Platznahme = Deckenbildung («thrust sheets», «flakes»). Beispiel: Die Ophiolith-Decke fährt auf die Monte-Rosa-Decke auf.

D_2: Isoklinalfaltung des Deckenstapels (und der Überschiebungsbahnen) und Überschiebung des Ostalpins auf das Penninikum im oberen Eozän. Bildung der regionalen Hauptschieferung.

D_3: Erste «Rückfaltung»: Kompetente Blöcke verschieben sich an inkompetenten Scherzonen. Bildung der Mittaghorn-, danach auch der Mischabelfalte. Eine neue AE-Schieferung entsteht nur in stark deformierten Partien.

D_4: Zweite «Rückfaltung»: Durch sie wird vor allem die südliche Steilzone, die sogenannte «Wurzelzone», herausgebildet (Vanzone-Antiform) und die Simplon-Störung angelegt.

Abschliessend möchte ich festhalten:

Angesichts der komplexen Tektonik der Penninischen Alpen ist es nicht zulässig, die heute höheren Einheiten generell südlicher als die tieferen zu beheimaten. Erst das Verständnis der «Rückfaltungs»-Phase erlaubt uns zum Teil Aussagen in bezug auf die Herkunft einzelner Elemente.

Verdankungen

Ich danke A.G. Milnes für die vorbildliche Projektleitung sowie P. Bearth (Basel), H.J. Zwart (Utrecht) und J.G. Ramsay (Zürich) für ihre Mitarbeit. Die Arbeit wurde durch ein Forschungsstipendium des Schweizerischen Nationalfonds unterstützt.

LITERATURVERZEICHNIS

ARGAND, E. (1908): Carte géologique du massif de la Dent Blanche. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *23*, Spez.-Karte Nr. 52.

— (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *31*, 1-26, und Spez.-Karte Nr. 64, Tf. I-IV.

— (1934): La zone pennique. In: Guide géologique de la Suisse (S. 149-189). - Wepf, Basel.

AYRTON, S.N., & RAMSAY, J.G. (1974): Tectonic and metamorphic events in the Alps. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *54*, 609-639.

BAILEY, E.B. (1935): Tectonic Essays, mainly alpine. - Oxford University Press.

BEARTH, P. (1939): Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke. - Eclogae geol. Helv. *32/1*, 101-111.

— (1953): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 29 Zermatt, mit Erläuterungen. - Schweiz. geol. Komm., Basel.

— (1956a): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales. - Eclogae geol. Helv. *49*, 267-278.

— (1956b): Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen. - Eclogae geol. Helv. *49*, 279-290.
— (1957): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 30 Saas und Nr. 31 Monte Moro, mit Erläuterungen. - Schweiz. geol. Komm., Basel.
— (1963): Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand St. Bernard dans le Valais (Suisse). In: Livre Paul Fallot 2, S. 407-418. - Soc. géol. France.
— (1964): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 43 Randa, mit Erläuterungen. - Schweiz. geol. Komm., Basel.
— (1967): Die Ophiolithe der Zone von Zermatt-Saas Fee. - Beitr. geol. Karte Schweiz *132*, 1-130.
— (1973a): Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *53*, 299-334.
— (1973b): Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 61 Simplon, mit Erläuterungen. - Schweiz. geol. Komm., Basel.
— (1976): Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. - Eclogae geol. Helv. *69*, 149-161.
— (1980): Geol. Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 71 St. Niklaus, mit Erläuterungen. - Schweiz. geol. Komm., Basel.

BEARTH, P., & LOMBARD, A. (1964): Notice explicative de la feuille 6, Sion. Carte géol. gén. Suisse 1:200000. - Schweiz. geol. Komm., Basel.

BEARTH, P., & SCHWANDER, H. (1981): The post-Triassic sediments of the ophiolite zone Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations. - Eclogae geol. Helv. *74*, 189-205.

BLUMENTHAL, M. (1952): Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona. - Eclogae geol. Helv. *45/2*.

BOCQUET-DESMONS, J. (1974): Etudes minéralogiques et pétrographiques sur le métamorphisme d'âge alpin dans les Alpes françaises. - Thèse Univ. Grenoble.

BURRI, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. - Eclogae geol. Helv. *72/3*, 789-802.

CABY, R. (1981): Le mésozoïque de la zone du Combin en Val d'Aoste (Alpes graies): Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. - Géol. alp. *57*, 5-13.

DAL PIAZ, G.V. (1974): Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique Alpino-Apenninique, 1re partie. - Boll. Soc. geol. ital. *93*.

DEBELMAS, J. (1970): The Western Alps: Paleogeography and structure. - Earth-Sci. Rev. *6*, 221-256.

DIETRICH, V., VUAGNAT, M., & BERTRAND, J. (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. - Schweiz mineral. petrogr. Mitt. *54*, 291-332.

ELLENBERGER, F. (1952): Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. - Eclogae geol. Helv. *45*, 285-286.

FREY, M., HUNZIKER, J.C., FRANK, W., BOCQUET, J., DAL PIAZ, G., JÄGER, E., & NIGGLI, E. (1974): Alpine metamorphism of the Alps. A review. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *54*, 247-290.

GRELLER, M. (in Vorb.): Zur Geologie der Monte Rosa-Decke im Valle Anzasca. - Diss. ETH Zürich.

GÜLLER, A. (1947): Zur Geologie der südlichen Mischabel- und Monte Rosa-Gruppe. - Eclogae geol. Helv. *40*, 39-161.

HOMEWOOD, P., GOSSO, G., ESCHER, A., & MILNES, A. (1980): Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (Western Alps). - Eclogae geol. Helv. *73*, 635-649.

HUANG, T.-K. (1935): Etude géologique de la région Weissmies-Portjengrat (Valais). - Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *60*, 3-76.

HUNZIKER, J.C. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen, Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte. - Eclogae geol. Helv. *62*.

HUNZIKER, J.C., & BEARTH, P. (1969): Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotit-Alterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose. - Eclogae geol. Helv. *62*, 205-222.

KLEIN, J.A. (1978): Post-nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (pennine alps) and some aspects of the associated metamorphism. - Leidse geol. Meded. *51*, 233-312.

LADURON, D. (1976): L'antiforme de Vanzone, étude pétrographique et structurale dans la vallée Anzasca (Province de Novara, Italie). - Mém. Inst. géol. Univ. Louvain *28*.

MARTIN, B.A. (1982): Structural and metamorphic studies on the ophiolitic envelope of the Monte Rosa nappe, Pennine Alps. - Thesis Univ. Swansea, Wales.

MASSON, H., BAUD, A., ESCHER, A., GABUS, J., & MARTHALER, M. (1980): Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Hélvétique-Pennique en Suisse occidentale. - Eclogae geol. Helv. *73*/1, 331-349.

MATTHES, M. (1980): Zur Geologie des Simplonpass-Gebietes. - Unpubl. Diplomarb. Univ. Zürich.

MILNES, A.G. (1974a): Post-nappe folding in the western lepontine Alps. - Eclogae geol. Helv. *67*, 333-348.

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

— (1976): A structural section along Valle d'Ossola (Novara, Italy). - Struct. Field Rep. *8*, ETH Zürich.

MILNES, A.G., & SCHMUTZ, H.U. (1978): Structure and history of the Suretta nappe (Pennine zone, Central Alps) - a field study. - Eclogae geol. Helv. *71*, 19-33.

MILNES, A.G., GRELLER, M., & MÜLLER, R. (1981): Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon-Pennine Alps. - J. struct. Geol. *3*/4, 411-420.

MÜLLER, R. (1982): Die tektonische Erforschung der Penninischen Alpen. - Eclogae geol. Helv. *75*/3, 447-479.

— (1983): Die Struktur der Mischabelfalte (Penninische Alpen). - Unpubl. Diss. Univ. Zürich.

NIEUWLAND, D.A. (1975): Structurele Geologie van de Weissmies Groep. - Intern. Rep. Dept. Struct. Geol. Univ. Leiden (Netherlands).

PLATT, J.R., & VISSERS, R.L.M. (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. - J. struct. Geol. *2*/4, 397-410.

RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. - McGraw-Hill, New York.

— (1974): Development of chevron folds. - Bull. geol. Soc. Amer. *85*, 1741-1754.

SCHMIDT, C., & PREISWERK, H. (1908): Geologische Karte der Simplon-Gruppe, 1:50000. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *26*, Spez.-Karte Nr. 48.

SGK (1942): Geol. Generalkarte Blatt 6, Sion. - Schweiz. geol. Komm., Basel.

STAUB, R. (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. - Eclogae geol. Helv. *41*, 343-353.

STECK, A., RAMSAY, J.G., MILNES, A.G., & BURRI, M. (1979): Compte-rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse en Valais et en Italie nord du 2 au 5 octobre 1978. - Eclogae geol. Helv. *72*/1, 287-311.

STUDER, B. (1851): Geologie der Schweiz, Band 1. - Stämpfli, Bern.

TRÜMPY, R. (1973): L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques. - Eclogae geol. Helv. *66*/1, 1-10.

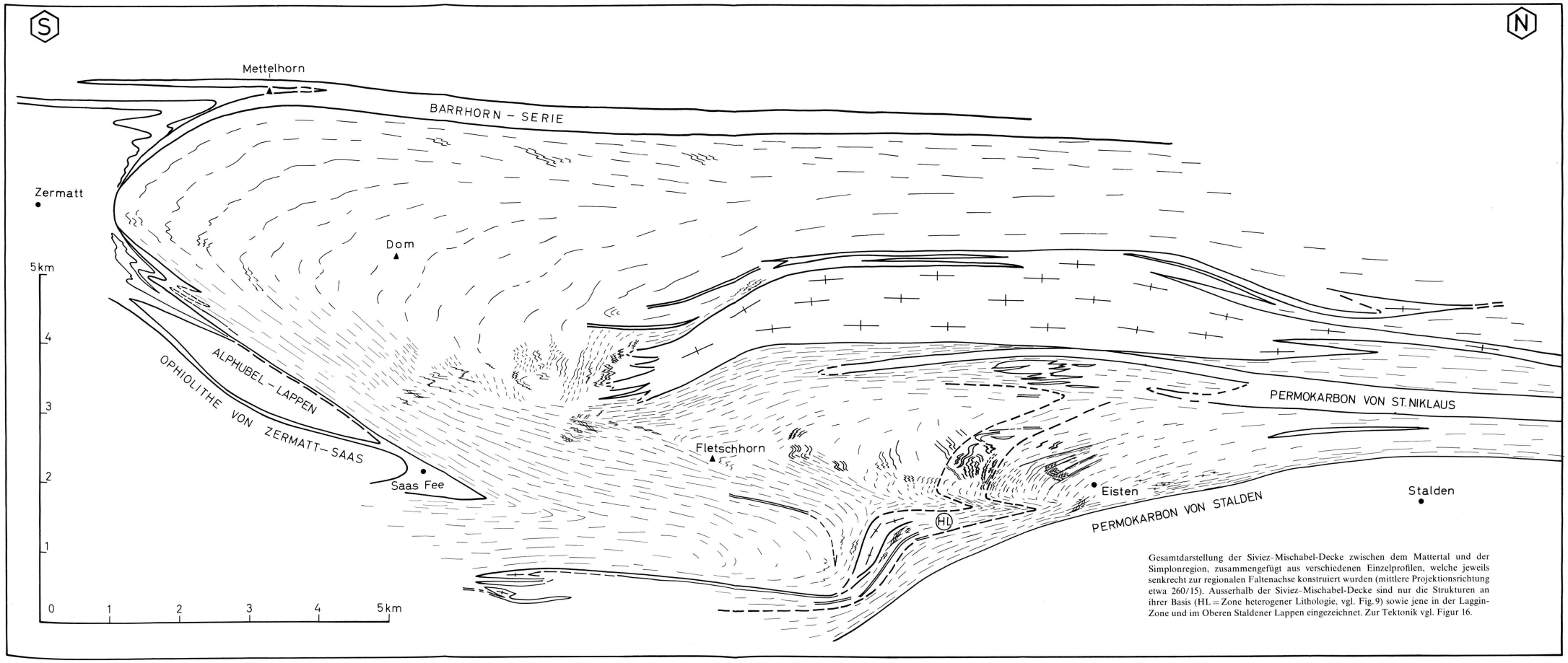
— (1980): Geology of Switzerland, Part A: an outline. - Wepf & Co., Basel.

WETZEL, R. (1972): Zur Petrographie und Mineralogie der Furggzone (Monte Rosa-Decke). - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *52*, 161-236.

WILSON, C.J.L. (1978): Deformation in the Theodul-Rothorn-Zone (Zermatt, Switzerland). - Eclogae geol. Helv. *71*, 517-549.

— (1979): Development of schistosity in phengite schists from Zermatt, Switzerland - a discussion. - Tectonophysics *56*, 305-316.

ZWART, H.J. (1960): Relations between folding and metamorphism in the central Pyrenees, and their chronological succession. - Geol. en Mijnb. *39*, 163-180.



Gesamtdarstellung der Siviez-Mischabel-Decke zwischen dem Mattertal und der Simplonregion, zusammengefügt aus verschiedenen Einzelprofilen, welche jeweils senkrecht zur regionalen Faltenachse konstruiert wurden (mittlere Projektionsrichtung etwa 260/15). Ausserhalb der Siviez-Mischabel-Decke sind nur die Strukturen an ihrer Basis (HL = Zone heterogener Lithologie, vgl. Fig. 9) sowie jene in der Laggin-Zone und im Oberen Staldener Lappen eingezeichnet. Zur Tektonik vgl. Figur 16.