

Bundesamt für Umweltschutz  
Office fédéral de la protection de l'environnement  
Ufficio federale per la protezione dell'ambiente



Landeshydrologie und -geologie  
Service hydrologique et géologique national  
Servizio idrologico e geologico nazionale

---

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici  
Nr. 4

**Horizontalschnitt des Helvetikums  
der Westschweiz auf 2500 m  
zwischen Mt. Blanc- und Aar-Massiv  
(Rawil-Depression)**



Landeshydrologie und -geologie  
Service hydrologique et géologique national  
Servizio idrologico e geologico nazionale

---

Geologische Berichte – Rapports géologiques – Rapporti geologici  
Nr. 4

# **Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz auf 2500 m zwischen Mt. Blanc- und Aar-Massiv (Rawil-Depression)**

Martin Burkhard<sup>1)</sup>

<sup>1)</sup> Université de Neuchâtel, Institut de Géologie,  
rue Emile-Argand 11, CH-2000 Neuchâtel

Geol. Ber. Landeshydrol. u. -geol. 4 (1987)  
(mit 7 Textfiguren und 1 Tafelbeilage)

Herausgabe und Vertrieb:

Landeshydrologie und -geologie, CH-3003 Bern

© 1987

1.88 400 A43003

### Vorwort

Die vorliegende Publikation enthält das Resultat eines Projektes, das der Autor im Rahmen einer Dissertationsarbeit am Geologischen Institut in Neuchâtel ausführte. Er hat dabei den Versuch unternommen, die geologischen Strukturen des westschweizerischen Helvetikums (Berner und Walliser Alpen) auf eine horizontale Ebene, die der Höhenlage 2500 m entspricht, zu projizieren – eine Darstellung, die deren gegenseitigen geometrischen Zusammenhänge besser ersichtlich macht.

Das Manuskript wurde, nach erfolgter Begutachtung durch die Schweizerische Geologische Kommission und der Empfehlung um Veröffentlichung im Frühsommer 1987 eingereicht. Da die Arbeit einen wertvollen Beitrag zum Verständnis des Aufbaus und der Entwicklungsgeschichte dieses alpinen Abschnittes darstellt und somit in weiteren Kreisen auf Interesse stossen wird, hat die Landeshydrologie und -geologie beschlossen, sie in der Reihe der "Geologischen Berichte" herauszugeben.

Für den Inhalt von Text und Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Landeshydrologie und -geologie  
Der Chef



Dr. Ch. Emmenegger

### Préface

La présente publication est le résultat d'une étude faite dans le cadre d'une thèse de doctorat à l'Institut de Géologie de l'Université de Neuchâtel. L'auteur a entrepris de projeter les structures géologiques de l'Helvétique des Alpes bernoises et valaisannes (Suisse occidentale) sur un plan correspondant à une altitude de 2500 m. Cette forme de représentation met en évidence les relations géométriques entre ces structures.

Le manuscrit a été soumis à la Commission Géologique Suisse qui en a recommandé la publication au début de l'été 1987. Le Service hydrologique et géologique national, considérant que ce travail contribue à une meilleure compréhension de la structure et de l'histoire géologique de cette partie des

Alpes et qu'il intéressera par conséquent des larges milieux, a décidé de le publier dans sa série "Rapports géologiques".

L'auteur est seul responsable du contenu du texte et des illustrations.

Service hydrologique  
et géologique national  
Le chef



Dr Ch. Emmenegger

### Prefazione

La presente pubblicazione è il risultato di uno studio eseguito nell'ambito di una dissertazione di laurea presso l'Istituto di Geologia a Neuchâtel. L'autore opera una proiezione delle strutture geologiche dell'Elvetico svizzero-occidentale (Alpi bernesi e vallesane) su di un piano orizzontale corrispondente all'altitudine di 2500 m. Questo tipo di rappresentazione mette in evidenza le relazioni geometriche fra queste strutture.

Il manoscritto è stato sottoposto alla Commissione Geologica Svizzera, che ne ha raccomandato la pubblicazione all'inizio dell'estate 1987. Il Servizio idrologico et geologico nazionale, considerando che questo lavoro è un contributo tangibile ad una migliore comprensione della struttura e della storia geologica di questa parte delle Alpi e che interesserà una vasta cerchia di persone, ha deciso di pubblicarlo nella sua serie "Rapporti geologici".

L'autore è solo responsabile del contenuto del testo e delle illustrazioni.

Servizio idrologico  
e geologico nazionale  
Il capo



Dott. Ch. Emmenegger

## Inhaltsverzeichnis

Abstract	6
Zusammenfassung	6
1. Einführung	7
2. Konstruktionsgrundlagen	8
3. Konstruktionsprinzipien	8
3.1 Höhenkurven	8
3.2 Extrapolationen	10
3.3 Projektionen	10
3.4 Abschätzungen	11
4. Interpretationen	12
4.1 Kristallinmassive und Rawil-Depression	12
4.2 Morcles-Doldenhorn-Decke	12
4.3 Dt. de Morcles-Dts. du Midi	13
4.4 Die Doldenhorn-Decke im Osten	14
4.5 Trubelstock-Jägerchrüz	15
4.6 Wurzelzone der Wildhorn-Decke	15
4.7 Kandertal-Lötschenpass	17
4.8 Zusammenfassung (Deformationsphasen)	18
5. Tiefenstruktur und mögliche Ursachen der Rawil-Depression	19
5.1 Geometrie der Massiv-Oberfläche	22
5.2 Tektonisches Modell der Rawil-Depression	25
6. Schlussfolgerungen	30
Literaturverzeichnis	31

### Abstract

A horizontal cross-section of the Rawil depression in the western part of the Helvetic zone of Switzerland is presented. This section shows geometrical relationships over about 100 km along strike. The Rawil depression is between the two external crystalline massifs of Mt. Blanc and Aar and has a depth of at least 6 km. The tectonic significance of this depression is still poorly understood. The horizontal section shows the geometrical relationships more clearly than the existing geologic maps which include topographic effects. Two different groups of structures can be distinguished: (1) structures related to the nappe emplacement: thrusts, faults, folds, (2) structures which postdate the nappe formation and emplacement: up-doming of the crystalline massifs, late faults, and shear zones. Asymmetric relations to the east and the west of the Rawil depression are due to an asymmetric "en échelon" arrangement of the external crystalline massifs. A lateral ramp in the crystalline basement underneath the Rawil depression is thought to be the reason for this geometry. Furthermore, a large, dextral shear zone cuts through the southern part of the Helvetic nappes in their "rootzone". Its strike is slightly oblique to the strike of the nappes as well as to the strike of the massifs.

### Zusammenfassung

Ein Horizontalschnitt auf 2500 m durch die Rawil-Depression zeigt grossstrukturelle Zusammenhänge und Stiländerungen über 100 km Horizontaldistanz in Streichrichtung. Die Rawil-Depression bildet eine mindestens 6 km tiefe Einsattelung zwischen den Kristallinmassiven. Die Ursache dieser Grossstruktur ist weitgehend unbekannt. Ein Horizontalschnitt zeigt geometrische Zusammenhänge klarer als geologische Karten mit ihren starken Topographie-Effekten und gibt somit Randbedingungen für tektonische Modelle der Rawil-Depression. In diesem Schnitt können zwei Gruppen von Strukturen unterschieden werden: (1) Deckenplatznahme: Überschiebungen, Brüche, Falten, (2) Post-Deckenplatznahme: Massiv-Aufwölbungen, Scherzonen, Brüche. Asymmetrische Verhältnisse westlich und östlich der Depression sind die Folge einer asymmetrischen "en échelon"-Anordnung der Massiv-Kulminationen im Vergleich zum Streichen in den Decken. Diese Anordnung wird als die Folge einer lateralen Rampe im kristallinen Sockel unter der Rawil-Depression interpretiert. Zusätzlich werden die Deckenwurzeln von einer dextralen Scherzone erfasst, welche schief sowohl zum Streichen der Decken als auch zu den Massiven verläuft.

## 1. Einführung

Die Grossstruktur des Helvetikums der Westschweiz ist dominiert von der Einsattelung der helvetischen Decken zwischen den beiden Kulminationen der Aar- und Mt. Blanc-Massive. Diese sogenannte Rawil-Depression ist seit langem bekannt (LUGEON 1910, 1914, ARBENZ in HEIM 1921, p. 443). Das Achsengefälle östlich und westlich der Depression gibt Einblick in mehrere Kilometer Deckenstapel (Fig. 1 und 2). Die Tiefe der Depression, in welcher selbst die oberste (Wildhorn-) Decke praktisch noch vollständig erhalten ist, erlaubt das Studium vollständiger NW-SE-Profile durch das Helvetikum. Diese Situation existiert insgesamt nur dreimal, nämlich am Ostende des Aar-Massivs (GROSHONG et al. 1984) sowie östlich und westlich der Rawil-Depression. Überall sonst ist die Hauptmasse des Helvetikums durch die Aufwölbung der Kristallin-massive von ihrer "Wurzelzone" räumlich getrennt.

Trotz dieser spektakulären Grosstektonik richtete sich die Aufmerksamkeit der meisten Bearbeiter vor allem auf den Dekentransport, und die Ursachen der Grossstruktur selbst sind bis heute weitgehend ungeklärt.

Da topographische Effekte (bis 3,5 km Relief) das Kartenbild sehr stark beeinflussen, schien es nützlich, einen Horizontalschnitt zu konstruieren, der alle geometrischen Beziehungen auf einem gleichen Niveau zeigt. Im Gegensatz zu Vertikalprofilen werden dabei laterale Stiländerungen betont, Brüche und Scherzonen erscheinen besonders deutlich, auch wenn ihr Versatz gering oder hauptsächlich horizontal ist. Horizontalschnitte sind nichts Neues; in den Alpen kann ARGAND (1911) als Erfinder dieser Darstellungsweise gelten. GROSHONG et al. (1984) stellten Deformationsmessungen auf einem Horizontalschnitt des Ostendes des Aar-Massivs dar.

Horizontalschnitte bilden eigentlich die Grundlage "zylindrischer" Projektionen für synthetische Querprofile (ARGAND 1911). HUGGENBERGER (1984), am Beispiel der Morcles-Decke, modifizierte diese Projektionstechnik, indem er statt eines konstanten ein variables Achsengefälle berücksichtigte. Andererseits zeigt der Horizontalschnitt die Grenzen solcher Projizierbarkeit, indem er Querstörungen und Stiländerungen in der Streichrichtung anzeigt.

Häufig sind Täler entlang von Brüchen oder anderen Störungen angelegt. Das Studium solcher Strukturen ist dann meist durch quartäre Überdeckung erschwert. Viele solcher Brüche erscheinen deshalb nicht auf der geologischen Karte. Auch bei der Konstruktion von Querprofilen kann der Versatz solcher Brüche leicht übersehen werden. Durch die grosse Empfindlichkeit des Horizontalschnittes auf Höhen- und Streichrichtungsänderungen werden solche Störungen leicht ersichtlich.

Im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes NFP 20, welches die Tiefenstruktur der Schweiz zum Thema hat, wird voraussichtlich im Herbst 1987 ein seismisches NW-SE-Tiefenprofil durch die Rawil-Depression aufgenommen. Der Horizontalschnitt kann in diesem Zusammenhang bei der Interpretation der "Vibro-seis"-Profile helfen, wenigstens was Tiefen bis zu rund 10 km anbelangt.

## 2. Konstruktionsgrundlagen

Als Grundlagen der vorliegenden Konstruktion dienten neuere Karten der Landestopographie sowie die Karten des Geologischen Atlas der Schweiz im Massstab 1:25'000. Folgende Atlasblätter decken das Untersuchungsgebiet ab: BADOUX et al. (1959, 1960, 1962, 1971), BURRI et al. (1983), COLLET et al. (1951), FURRER et al. (1956), GAGNEBIN et al. (1934), GÜNZLER-SEIFFERT (1933, 1938), HÜGI et al. (1985), LUGEON (1940), OULIANOFF & TRÜMPY (1958).

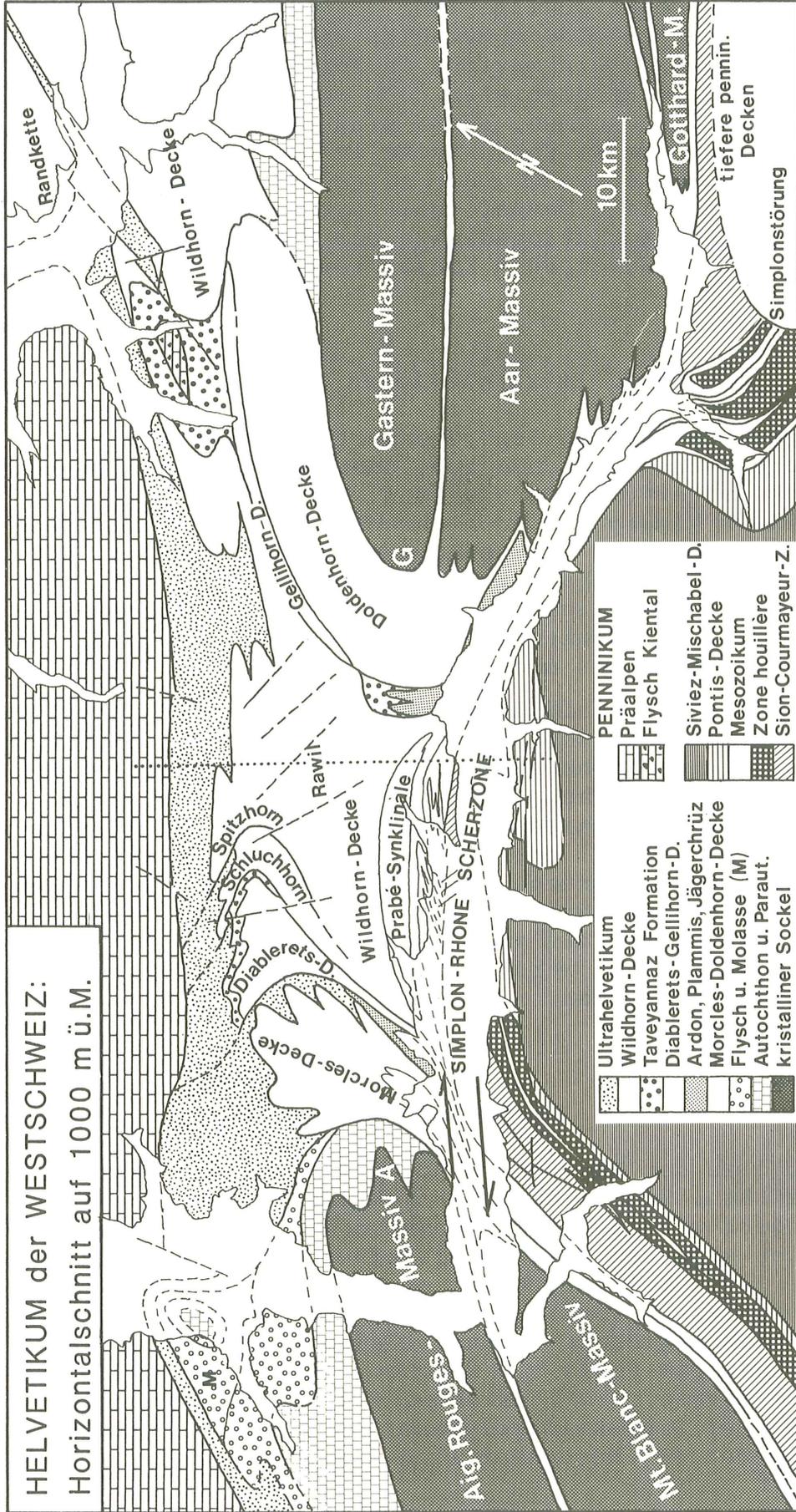
Zusätzliche Informationen stammen von: ADRIAN (1915), BESTENHEIDER (1983), BUGNON (1981), BURRI (1955, 1979), DOLIVO (1982), DOUDOUX et al. (1982), ESCHER (in Vorb.), FURRER (1939, 1949), HERB et al. (1978), JÄCKLI (1950), KREBS (1925), LUGEON (1910), MASSON et al. (1980), MOSER (1985), PAVONI (1980), REY (1981), RUCH (1983), SPICHER† (1980), ZWAHLEN (1983) sowie von eigenen Feldaufnahmen auf den Blättern Adalboden, Gemmi, Sierre und Raron.

Die Konstruktion des Horizontalschnittes wurde im Massstab 1:25'000 ausgeführt, im Massstab 1:100'000 reingezeichnet und anschliessend auf 1:200'000 verkleinert. Es ist leicht verständlich, dass in diesem Massstab viele Details der 25'000er Karten keine Berücksichtigung finden konnten. Selbst die Geologie entlang der Höhenkurve (2500 m) stellt bereits eine Vereinfachung dar. Andererseits besteht in den Zwischenräumen, welche extrapoliert werden müssen, eine Konstruktionsfreiheit, welche in keinem Verhältnis zur Auflösung einer 25'000er Karte steht.

## 3. Konstruktionsprinzipien

### 3.1 Höhenkurven

Das Skelett des Horizontalschnittes wird durch die Höhenkurve 2500 m gebildet. Die Geologie entlang dieser Kurve, welche von neueren Karten der Landestopographie kopiert wurde, ist direkt von der geologischen Karte ablesbar. Zur Betonung dieser gesicherten Grundlageninformation wurde entlang der Höhen-



**Fig. 1:** Tektonische Übersichtsskizze des Helvetikums der Westschweiz in Form eines Horizontalschnittes auf 1000 m ü. Meer. Die Höhenkurve 1000 m ist durch die weiss belassenen Täler ersichtlich. Auf diesem Niveau sind vor allem die Überschiebung des Penninikums sowie die geometrischen Beziehungen im Wallis gut definiert. Die helvetischen Decken unter der Rawil-Depression sind über grössere Distanz projiziert und lassen deshalb eine grosszügigere Linienführung zu. Die Punkte **A** (Aiguilles Rouges) und **G** (Gastern) sowie die Profilinie durch die Rawil-Depression (Fig. 3) dienen als Referenzpunkte bei der Diskussion der Tiefenstrukturen in Kapitel 5.

kurve (Aussenseite) eine schmale Zone ausgespart. Als Konstruktionsniveau wurden 2500 m gewählt, weil auf dieser Höhe in der Rawil-Depression ein Maximum an Ausbisslinien entstehen und diese auch in Randgebieten noch mehr oder weniger ausgeglichen häufig vorkommen. Somit sind sowohl die Kristallinmassive als auch die Wildhorn-Decke in der Depression gut definiert. Wählt man tiefere Niveaux, so werden zwar einzelne Randgebiete in den Tälern besser definiert, gleichzeitig verliert man aber die Informationsdichte der Rawil-Depression (vgl. Fig. 1, welche auf 1000 m konstruiert ist).

### 3.2 Extrapolationen

Analog zur Konstruktion von Isohypsenkarten können flächenhafte Strukturelemente zwischen zwei oder mehr Schnittpunkten mit der Höhenkurve extrapoliert werden. Extrapolationen sind sowohl über Täler hinweg als auch durch Berge hindurch möglich. Im allgemeinen sind Extrapolationen durch den Berg mit weniger Unsicherheiten behaftet als solche über das Tal, vor allem wenn eine beträchtliche Quartärfüllung im Talgrund das direkte Verfolgen der Strukturen nicht erlaubt, was über Bergrücken hinweg meistens möglich ist.

Je steiler eine Fläche einfällt, desto genauer ist ihre Intersektion mit dem Konstruktionsniveau bestimmt. Geologische Flächen haben keine unendliche Ausdehnung; Schichten werden abgeschnitten, sind zerbrochen oder gefaltet, Brüche klingen aus. Die Hierarchie verschiedener Flächenelemente spielt deshalb eine grosse Rolle bei der Konstruktion des Horizontalschnittes. Die jüngsten Brüche sind beispielsweise die ersten Strukturen, welche gezeichnet werden können. Alle älteren Elemente können jeweils nur bis zur Intersektion mit einem solchen Bruch hin gezeichnet werden und müssen jenseits desselben wieder neu definiert werden.

### 3.3 Projektionen

Flächen, welche in der Natur nirgends bis auf die Konstruktionsebene reichen, können durch Projektion bis auf dieses Niveau verlängert werden. Am einfachsten ist diese Projektion in Richtung des grössten Fallwinkels einer Ebene. Theoretisch kann aber mit jedem beliebigen Vektor, der in der Ebene enthalten ist, projiziert werden. Wiederum ist die Intersektion mit steilen Flächen genauer definiert als jene mit flach einfallenden. In unserem Falle, in welchem die tiefsten Täler auf rund 500 m liegen, ergibt sich eine maximale Vertikal-komponente (V) der Projektionsdistanz von 2 km. Die gesamte Projektionsdistanz (P) berechnet sich aus der Formel

$$P = \frac{V}{\sin \alpha}$$

wenn  $\alpha$  der Fallwinkel des Projektionsvektors ist.

Für einen Fallwinkel von  $30^\circ$  ergibt sich somit eine maximale Projektionsdistanz von 4 km, was verglichen mit Vertikalprofilen relativ wenig ist. Für flachere Fallwinkel nimmt aber die Genauigkeit solcher projizierter Flächen stark ab. Weiter muss gewährleistet sein, dass eine projizierte Struktur auf dem Konstruktionsniveau überhaupt je existierte (sie könnte schon vorher ausklingen, gefaltet sein, etc.).

Am schwierigsten (und ungenauesten) ist die Projektion von Falten auf den Horizontalschnitt. Strenggenommen können nur zylindrische Falten projiziert werden, wozu die Zylinderachse genau bekannt sein sollte. Schon bei kleinen Abweichungen von der wahren Zylinderachse oder bei unzyklindrischen Falten resultieren verzerrte Faltenbilder auf dem Horizontalschnitt. Bei kleiner Projektionsdistanz und starkem Achsengefälle halten sich diese Ungenauigkeiten in Grenzen. Bei subhorizontalen Faltenachsen kann die Bestimmung der Intersektion mit dem Konstruktionsniveau mitunter unmöglich werden.

Schwerer noch als diese Ungenauigkeiten wiegt der Effekt von Querbrüchen. Falten dürfen strenggenommen nicht über Brüche hinwegprojiziert werden. In Projektionsrichtung hinter einem solchen muss erneut ein Teil der Falte, am besten ein Falten-scharnier, vorhanden sein, das dann wiederum bis auf die Konstruktionsebene projiziert werden kann. Diese Bedingungen sind nur selten vollständig erfüllt, und man beobachtet häufig, dass in der Richtung des Einfallens der Faltenachse hinter Brüchen ein eigentlicher Schatten mit schlecht definierten Intersektionen entsteht.

### 3.4 Abschätzungen

Kann ein gegebener Ort auf dem Horizontalschnitt weder durch Extrapolationen noch Projektionen konstruiert werden, so bleibt noch die letzte Möglichkeit der Abschätzung. Dazu bedient man sich der nächstgelegenen Informationen auf der geologischen Karte und extrapoliert mit den bekannten Faktoren wie Schichtmächtigkeiten, generelles Schichtfallen, Richtung der Faltenachsen, Orientierung der Achsenebenen, usw. Im allgemeinen sind der Freiheit dabei doch recht enge Grenzen gesetzt durch die Höhenkurven und bereits durch Projektion ermittelten Ausbisslinien.

## 4. Interpretationen

### 4.1 Kristallinmassive und Rawil-Depression

Die Massive Mont Blanc und Aiguilles Rouges tauchen nach NE unter die Morcles-Decke ein. Die Massive Aar und Gastern tauchen nach SW unter die Doldenhorn-Decke ein. Beide Kulminationen erscheinen in Form verbogener Deckenunterflächen auch innerhalb der helvetischen Decken, und das beidseitige Abtauchen der Massive führt zur Grossstruktur Rawil-Depression innerhalb der helvetischen Decken, insbesondere der Wildhorn-Decke. Es zeigt sich, dass der Trend der Streichrichtung der Massive zur Rawil-Depression hin keine wesentliche Ablenkung erfährt. Die beiden Massive liegen nicht auf einer Linie, sondern sind seitlich versetzt. Das gehäufte Auftreten von WNW-ESE-verlaufenden Querbrüchen im Zentrum der Rawil-Depression scheint mit diesem Versatz der Massive zusammenzuhängen (SCHAUB 1936, BURKHARD 1986). Auf die Bedeutung dieser Querbrüche und deren Zusammenhang mit der Geometrie der Kristallinmassive wird in Kapitel 5 näher eingegangen.

### 4.2 Morcles - Doldenhorn-Decke

Die Parallelisierung der Morcles- mit der Doldenhorn-Decke wird allgemein als gesichert angenommen, obwohl keine direkte Verbindung aufgeschlossen ist. Der Horizontalschnitt unterstützt diese Auffassung, wobei neben grossen Ähnlichkeiten auch einige Unterschiede hervortreten.

Die Morcles-Decke ist im wesentlichen liegend bis aufrecht (Orientierung der Achsenebenen und deckeninternen Überschiebungen). Die Doldenhorn-Decke taucht nördlich des Gastern-Massives, auf 2500 m, nach NW ein. Der Unterschied ist wohl kaum auf die Überschiebungstektonik dieser Decken zurückzuführen, sondern kann einfacher in den verschiedenen Positionen der beiden Decken bezüglich der späteren Kulmination des Aiguilles Rouges- bzw. Gastern-Massives gesehen werden.

Die Doldenhorn-Decke und das Aar-Massiv bilden eine strukturelle Einheit. Die Falten des Aar-Massives können, trotz einiger Disharmonie im Dogger-Stockwerk (Aalénien), den Falten der Doldenhorn-Decke zugeordnet werden (SCHLÄPPI 1980). Diese deckeninternen Falten im km-Bereich sind grossräumig um das Gastern-Massiv herum verfault, wobei im Horizontalschnitt Interferenzbilder vom Typ 3 nach RAMSAY (1967, Fig. 10-13 I) entstehen.

Die Situation der Morcles-Decke ist diesbezüglich verschieden. Im Bereiche ihrer Wurzelzone wird diese Decke sehr dünn. Weil die kritische Zone durch die Alluvionen der Rhone verdeckt ist, kann weder der Normal- noch der Verkehrtsschenkel

der Morcles-Decke mit Sicherheit über das Rhonetal hinweg nach Westen verfolgt werden. Es scheint wahrscheinlich, dass der Verkehrtsschenkel in der Chamonix-Synklinale und der Normalschenkel auf dem Südostrand des Mt. Blanc-Massives zu beheimaten sind (andere Möglichkeiten werden von AYRTON 1980 diskutiert, vgl. auch MASSON et al. 1980 sowie BUTLER 1985). In jedem Fall bleibt jedoch die Verengung bei Martigny eine geometrische Tatsache, welche in deutlichem Gegensatz zur gleichmässig dicken Doldenhorn-Decke steht. Insbesondere gibt es keine Sockelfalten im Mt. Blanc-Massiv, welche direkt den Falten der Morcles-Decke zugeordnet werden könnten.

Eine verhältnismässig einfache tektonische Erklärung des Phänomens besteht in der Annahme einer dextralen Scherzone (STECK 1984), welche die Morcles-Decke von ihrem Kristallinkern, dem Mt. Blanc-Massiv, trennt (BURKHARD 1986). Es ist auffallend, dass sowohl der Mt. Blanc-Südostrand im Val Ferret als auch der Normalschenkel der Morcles-Decke nördlich des Rhonetales NNE-SSW streichen. Dazwischen, über das Rhonetal hinweg, muss eine Ablenkung aus dieser Richtung (NE-SW) angenommen werden. Diese Ablenkung beträgt rund 10 km (horizontaler Versatz in ENE-WSW-Richtung), wenn der Normalschenkel der Morcles-Decke auf dem Mt. Blanc-Südostrand beheimatet wird. Diese 10 km sind ein Minimalwert des Versatzes der Simplon-Rhone-Scherzone in diesem Bereich. Nimmt man hingegen an, dass der Normalschenkel der Morcles-Decke auf dem Rücken des Mt. Blanc-Massives (MASSON et al. 1980) oder gar in der Chamonix-Synklinale (BUTLER 1985) wurzelt, so erhält man entsprechend grössere Werte für den Horizontalversatz der Scherzone. Auch wenn die Scherzone sich noch weiter ins Penninikum nach Süden ausbreitet (STECK 1984), erhöht sich deren Scherbetrag.

#### 4.3 Dt. de Morcles - Dts. du Midi

Die Morcles-Decke kann über das Rhonetal hinweg nach Westen mit den Dts. du Midi korreliert werden. Während die Morcles-Decke östlich des Rhonetales kontinuierlich nach NE einfällt, tauchen die Falten der Dts. du Midi leicht nach SW ein. Dazwischen, wegerodiert über dem Rhonetal, muss ein Hoch angenommen werden, das keiner Massiv-Aufwölbung zugeordnet werden kann, da alle Isohypsen des Aiguilles Rouges-Massives ungestört über das Rhonetal hinweg streichen.

Bei diesem Hoch in der Morcles-Decke könnte es sich um den Effekt einer parautochthonen Schuppe handeln, welche lokal über dem Rhonetal die darüberliegende Morcles-Decke aufwölbte, heute aber weitgehend wegerodiert ist. Eine solche Beziehung scheint um so wahrscheinlicher, als auch auf tieferen Niveaux (1000 m, siehe Fig. 1) komplizierte Verhältnisse im Parautochthon und an der Basis der penninischen Decken (Präalpen) kein Äquivalent im darunterliegenden Aiguilles Rouges-Massiv haben.

#### 4.4 Die Doldenhorn-Decke im Osten

Die Doldenhorn-Decke kann nach Osten ohne weiteres bis ins westliche Lauterbrunnental verfolgt werden. Ihr Verkehrt-schenkel, welcher in der Jungfrau-Synklinale wurzelt, ist sogar weiter nach Osten, bis über die Jungfrau hinaus, verfolgbar (KAMMER 1985). Die Hauptmasse und Stirn der Doldenhorn-Decke streicht hingegen östlich des Lauterbrunnentales in die Luft aus und ist dann nirgends mehr erhalten. Diese Situation wird allgemein als seitliches Ausklingen der Doldenhorn-Decke nach Osten interpretiert (SCHLÄPPI 1980). Der Horizontalschnitt zeigt, dass das Gastern-Massiv sowie die Doldenhorn-Decke kontinuierlich von der Jungfrau nach Westen einfallen. Wendet man diese allgemeine Projektionsrichtung an, um die Doldenhorn-Decke nach Osten zu projizieren, so erhält man eine Doldenhorn-Deckenstirn auf über 3000 m Höhe in der Gegend von Grindelwald. Es könnte also durchaus sein, dass hier eine Doldenhorn-Decke existierte, welche bis auf wenige Reste ihrer Wurzel des Verkehrt-schenkels wegerodiert wurde. Die Schuppen des Schwarzmönchs und des unteren Teiles der Eiger-Nordwand (GÜNZLER-SEIFFERT 1933, 1938) wären dann als unter der Doldenhorn-Basisüberschiebung sich befindende, parautochthone Schuppen und/oder eingewickelte Äquivalente der Gellihorn-Decke (Läsistock-Schuppe, op. cit., auch KAMMER 1985) zu interpretieren.

Das Achsengefälle in der Wildhorn-Decke ist vom Kiental an bis nach Grindelwald ostwärts gerichtet (ARBENZ 1922, siehe auch Fig. 2). Dieser Trend ist dem Massivtrend sowie jenem der Doldenhorn-Decke gegenläufig. Zusätzlich ist die Richtung der Achsen in der Wildhorn-Decke etwas mehr nach Norden gerichtet als jene in der Doldenhorn-Decke oder verglichen mit dem Trend des Gastern-Massives. Daraus folgt, dass die Wildhorn-Decke, welche im Westen auf der Morcles-Doldenhorn-Decke liegt, im Osten mehr und mehr vor und unter diese zu liegen kommt. Im Lauterbrunnental liegt die Wildhorn-Decke beispielsweise direkt auf Autochthon, etwas südlicher – bei der kleinen Scheidegg – auf parautochthonen Schuppen. Ergänzt man in Gedanken die basale Wildhorn-Überschiebung weiter nach Süden, so muss sie senkrecht, wenn nicht teilweise überhängend, auf mindestens 4000 m, über die Gipfel von Eiger, Mönch und Jungfrau hinaufsteigen. Nimmt man hier die Existenz einer relativ dünnen Doldenhorn-Decke mit etwa 1500 m Dicke an, so addiert sich diese Mächtigkeit oberhalb des Jungfrau-Keiles, und die Wildhorn-Überschiebung muss entsprechend weiter bis auf rund 5000 m Höhe ansteigen, um dann endlich flacher zu werden und über das Aar-Massiv hinweg nach Süden ins Rhonetal abzufallen. Diese Einwicklung der Wildhorn-Decke vor (und unter?) die Doldenhorn-Decke sowie parautochthone Schuppen (GÜNZLER-SEIFFERT 1943) liefert ein starkes Argument für die relative zeitliche Entwicklung der beiden Decken. Die Wildhorn-Decke muss bereits weit nördlich gelegen haben, bevor sich die Doldenhorn-Decke in die erstere hineinschieben, beziehungsweise überschieben konnte. Wenigstens im Kandertal-

Querschnitt kann auch deutlich beobachtet werden, dass die frontalen Falten der Doldenhorn-Decke die basale Überschiebung der Gellihorn-Decke sowie die Internstrukturen der Wildhorn-Decke mitverfalten (BURKHARD 1986). Diese Beziehung wird nach Westen zu immer undeutlicher, weil die Wildhorn-Decke (bzw. Gellihorn- und Diablerets-Decke) mehr und mehr auf der Doldenhorn-Morcles-Decke zurückbleibt und in Huckepack-Manier von dieser passiv transportiert wird, ohne dabei stark überprägt zu werden.

#### 4.5 Trubelstock – Jägerchrüz

Im Gebiet des Trubelstocks erscheinen die Wildhorn-Deckenbasis sowie die Internstrukturen dieser Decke verfaltet. Durch komplizierte Topographie-Effekte kann diese Struktur auf der geologischen Karte leicht übersehen werden (FURRER et al. 1956); auf dem Horizontalschnitt ist sie durch viele Intersektionen gut definiert und erscheint in grosser Deutlichkeit. Die von BUGNON (1981) ausgeschiedenen Plammis- und Jägerchrüz-Schuppen erscheinen als Kern dieser Falte zweiter Phase. BURKHARD (1986, Fig. 6 und 7) scheidet diese Faltung als Trubelstock-Phase aus und korreliert diese mit der Platznahme und Interndeformation der Jägerchrüz-Schuppe.

Diese Beziehung erscheint auch auf dem Horizontalschnitt als plausibel, hingegen fällt auf, dass sich die ganze Struktur ungefähr in der südöstlichen Fortsetzung der späten Iffigensee- und Retzligletscher-Querbrüche der Rawil-Depression befindet. Von Westen her lassen sich diese durch die ganze Wildhorn-Decke hindurch verfolgen, verlieren sich dann unter dem Gletscher der Plaine Morte und erscheinen auf dessen Südseite nicht mehr als deutliche Brüche.

Eine ebenfalls mögliche Interpretation der Trubelstock-Falte wäre deshalb, dass sich diese als "Wrenchfold" in einem dextralen Scherregime bildete. Dieses entspräche dem durch grössere Versenkungstiefe bedingten, duktileren Äquivalent der Querbrüche der Rawil-Depression. Der Trubelstock könnte also als Bindeglied zwischen der Simplon-Rhone-Scherzone und den Querbrüchen der Rawil-Depression gesehen werden. Sowohl die Orientierung der Achsenebenen als auch deutliche faltenachsenparallele Streckung sind mit dieser Interpretation vereinbar, sind aber kein Beweis, und die Korrelation mit der NW-gerichteten Überschiebung der Jägerchrüz- und Plammis-Schuppen scheint ebenso wahrscheinlich.

#### 4.6 Wurzelzone der Wildhorn-Decke

Die Prabé-Synklinale (Fig. 1) ist sicher von West (Prabé) nach Ost (Mt. Bonvin) korrelierbar. Durch das gegenseitige Eintau-

chen der Faltenachsen erscheint diese Synklinale als geschlossenes Bassin im Horizontalschnitt. Die Streichrichtung der Achsenebene dieser Synklinale ist im wesentlichen SW-NE, wird aber östlich des Mt. Bonvin in E-W-Richtung abgelenkt, was deutlich mit dem Abtauchen des Aar-Massives nach SW im Zusammenhang steht. Im Liegenden (Norden) der Prabé-Synklinale sind die Verhältnisse westlich und östlich stark verschieden. Vor allem der grosse Unterschied in der scheinbaren Mächtigkeit der Kreide der Wildhorn-Decke ist auffallend. Im Osten, unter dem Mt. Bonvin und in der Gegend des Trubelstocks (BESTENHEIDER 1983), ist die Gesamtmächtigkeit der Kreide der Wildhorn-Decke mit weniger als einem Kilometer sehr gering. Im Westen, am Osthang des Val Mora hingegen, ist die Wildhorn-Decke in einer analogen tektonischen Position durch mehrere Falten und Schuppen auf rund 2 km verdickt.

Wenig nördlich, aber leicht schief zum Trend der Prabé-Synklinale verlaufende Längsbrüche teilen die Wildhorn-Decke eigentlich in zwei Teile. Diese Bruchzone, welche vom Mt. Bonvin, Tubang über den Mondralèche und Sex Rouge (**SMT** auf dem Horizontalschnitt) verfolgt werden kann (MOSER 1985), hat vor allem im Westen eine beträchtliche Sprunghöhe. Da westlich des Val Mora kaum grössere Versätze entlang Brüchen vorhanden sind, scheint es am wahrscheinlichsten, dass diese Zone in listrischer Weise im "Valanginien schisteux" endet. Grosse Diskrepanzen im Liegenden und Hangenden dieser Bruchzone lassen sich am ehesten mit einer beträchtlichen Dextralkomponente erklären, was auch durch Rutschharnische angezeigt wird (PAVONI 1980). FRANCK et al. (1984) bringen diese Bruchzone mit der rezenten Erdbeben-Aktivität dieses Gebietes in Verbindung.

In meiner Interpretation bilden diese Brüche den approximativen Nordrand der Simplon-Rhone-Scherzone, welche hier im Stockwerk der Wildhorn-Decke als recht spröde ausgebildet ist. Wenigstens in einem Falle scheint diese Bruchzone einen Querbruch der Rawil-Depression abzuschneiden. Diese Aussage ist allerdings ziemlich unsicher, da sie auf Konstruktionen beruht (Gegend unterhalb des lac de Tseuzier) und im Felde leider nicht überprüft werden kann. Beide Bruchsysteme sind im kritischen Bereich durch Quartär überdeckt. Zudem handelt es sich um einen Querbruch, der auf der geologischen Karte kaum vermerkt, morphologisch aber deutlich erkennbar ist und wegen der grossen Höhenunterschiede verschiedener Strukturen östlich und westlich davon postuliert werden muss. Im Gegensatz zum Iffigensee- und Retzligletscher-Bruch kann dieser Bruch auch nicht durch die ganze Wildhorn-Decke verfolgt werden und scheint wenig nordwestlich des Schnidehorns auszuklingen.

Grossräumig erscheint die Bruchzone (**SMT**) leicht nach NNW ausgebuchtet zu sein. Diese Krümmung könnte zwar primärer Natur sein, ihre Parallelität mit anderen gekrümmten Strukturen, vor allem der Prabé-Synklinale, legt jedoch nahe, dass auch diese Brüche noch von der Einsattelung zwischen den Massiv-Kulminationen erfasst wurden.

#### 4.7 Kandertal – Lötschenpass

Verschiedene Autoren beschreiben Stiländerungen in den helvetischen Decken beidseits des Kander- bzw. Kientales (SCHLÄPPI 1980, STEFFEN 1981, FERRAZZINI 1981, ZWAHLEN 1983). Wichtige Änderungen in der Streichrichtung finden in diesem Bereich statt. Westlich des Kandertales liegen die Präalpen vor dem Helvetikum, während sie östlich davon nur noch als kleine Klippen auf der Wildhorn-Decke erhalten blieben. Andererseits erscheint östlich des Kandertales die Randkette, welche nun die Front der Wildhorn-Decke bildet. LAUBSCHER (1982) diskutiert diesen "Tripelpunkt von Merligen" und stellt ihn in den Rahmen der Grosstektonik des Westalpenbogens. Insbesondere beschreibt er eine N-S-verlaufende, sinistrale Scherzone, welche durch das Kander- bzw. Kiental, über den Lötschenpass oder die Gemmi nach Gampel verläuft und dort von der Simplon-Rhone-Scherzone aufgenommen wird.

Im Horizontalschnitt erscheinen zwar einige der beschriebenen Strukturelemente, ihre Zuordnung zu einer Scherzone bleibt aber weitgehend unklar. Unterhalb rund 1800 m sind die Verhältnisse sehr komplex, was auf der Figur 1 trotz des grossen Massstabes noch zum Ausdruck kommt. Zwischen dem Kander- und Kiental ist die ganze Wildhorn-Decke domartig aufgewölbt. Dies ist einerseits durch die unter der eigentlichen Decke zurückgebliebenen Schuppen des Kandertales (ADRIAN 1915) bedingt, welche als Randketten-Äquivalente betrachtet werden können. Deren Hervortreten in externere (Randketten-) Position östlich des Kientales verursacht dadurch eine Verdünnung und somit lokal das Ostgefälle in der Wildhorn-Decke. Andererseits erklärt diese Randketten-Ablösung nicht die ganze Aufwölbung, weil im Zentrum des Domes auch Taveyannaz-Sandstein und sogar Niesen-ähnlicher Flysch (P. Zwahlen, mündl. Mittg.) aufgeschlossen sind. Diese Fenster zeigen, dass auch die basale Überschiebung der Wildhorn-Decke aufgewölbt ist und deshalb die Ursache in einem tieferen Stockwerk gesucht werden muss. Auch das lokale Westfallen der Faltenachsen der Wildhorn-Decke westlich des Kandertales spricht für diese Interpretation. Dabei könnte es sich sowohl um Äquivalente der Gellihorn-Decke als auch um parautochthone Schuppen handeln. Interessanterweise existieren auch im Rhonetal-Querschnitt Komplikationen in einer ähnlichen tektonischen Position (Fig. 1).

Zuhinterst im Kiental wird die Wildhorn-Decke durch das "Bundstock-Element" (ZWAHLEN 1983) aufgewölbt (falls man dieses Element nicht zur Wildhorn-Decke selbst rechnet). Seitlich hat diese Schuppe keine grosse Ausdehnung, provoziert aber in der darüberliegenden Wildhorn-Decke lokal N-S-verlaufende Strukturen, bedingt durch laterale Rampen. Auch nach Norden ist diese Schuppe begrenzt, sie erscheint deshalb nur auf der Tafel (2500 m), nicht aber in Figur 1 (1000 m).

Die Überschiebungsfläche der Gellihorn-Decke streicht ungestört vom Kien- ins Kandertal hinüber und erlaubt es nicht,

hier grössere Scherbeträge anzunehmen. Dasselbe gilt auch für die frontalen Teile der Doldenhorn-Decke, besonders den Malm, welcher auf 2500 m im Horizontalschnitt sehr genau abgegrenzt werden kann, sowie das Gastern-Massiv. Innerhalb der Doldenhorn-Decke selbst sind allerdings erneut Komplikationen vorhanden (SCHLÄPPI 1980), an denen vor allem der Lias beteiligt ist. Dabei könnte es sich um invertierte Bassins verschiedener Tiefe, bedingt durch synsedimentäre Unterschiede (BAER 1959), handeln.

Obwohl sich im Kandertal-Lötschenpass-Querschnitt drei Komplikationen in drei verschiedenen tektonischen Positionen befinden, ergibt sich daraus keine deutliche Grossstruktur, auch erlauben kontinuierliche Strukturen im selben Querschnitt keine Annahme einer grösseren Scherzone durch dieses Gebiet. Meiner Meinung nach sind diese Störungen während des Transportes der einzelnen Decken zu verschiedenen Zeiten entstanden. Dabei handelt es sich um Zufall, dass sich im Kander-/Kiental drei verschiedene Störungen auf einer grob N-S-verlaufenden Linie befinden. Ähnliche Störungen, besonders Schubpakete, in mehr oder minder grossem Massstab, sind auch an anderen Orten, vor allem an der Basis der Wildhorn-Decke, häufig zu beobachten. Einen Spezialfall stellt das Kander-/Kiental insofern dar, als hier in einem kontinuierlichen Querschnitt alle Internstrukturen des Helvetikum-Paketes zwischen dem Ultrahelvetikum im Hangenden bis ins Kristallinmassiv im Liegenden, insbesondere die verschiedenen Deckenunterflächen, jeweils auf mehrere Kilometer direkt verfolgt werden können. In den meisten anderen grossen Quertälern durch das Helvetikum (Rhone, Reuss, Rhein) muss jeweils die eine oder andere dieser Informationen über grössere Distanz projiziert werden, um zu einem vollständigen Profil zu kommen, wobei natürlich unzyklindrische Strukturen nicht berücksichtigt werden können.

#### 4.8 Zusammenfassung (Deformationsphasen)

BURKHARD (1986) diskutiert die tektonische Entwicklung des Helvetikums am Westende des Aar-Massives und unterscheidet fünf Deformationsphasen regionaler Bedeutung und ihre Auswirkungen im Gross- wie im Kleinbereich. Diese Phasen können auch auf dem Horizontalschnitt erkannt werden. Aus den geometrischen Beziehungen verschiedener Strukturelemente lassen sich folgende Ereignisse in chronologischer Reihenfolge unterscheiden:

- 1) **Plaine-Morte-Phase:** Platznahme des Ultrahelvetikums auf der Wildhorn-Decke.
- 2) **Prabé-Phase:** Überschiebung, Faltung und Bildung (Reaktivierung) von Längsbrüchen in der Wildhorn- und Diablerets- bzw. Gellihorn-Decke.

- 3) **Trubelstock-Phase:** Überschiebung der Jägerchrüz- und Plammis-Schuppen, führt lokal zu einer zweiten Verfaltung der Wildhorn-Decke.
- 4) **Kiental-Phase** (GÜNZLER-SEIFFERT 1943): Faltung und Überschiebung der Morcles-Doldenhorn-Decke führt zur teilweisen Einwicklung der Wildhorn-Decke vor und unter die Doldenhorn-Decke.
- 5a) **Grindelwald-Phase** (GÜNZLER-SEIFFERT 1943): Bildung der Massiv-Kulminationen, begleitet von dextralen Normalbrüchen in der Rawil-Depression.
- 5b) **Simplon-Rhone-Phase** (STECK 1984): Dextrale Scherzone im Bereiche der Deckenwurzeln trennt die Morcles-Decke von ihrem Kristallinkern.

## 5. Tiefenstruktur und mögliche Ursachen der Rawil-Depression

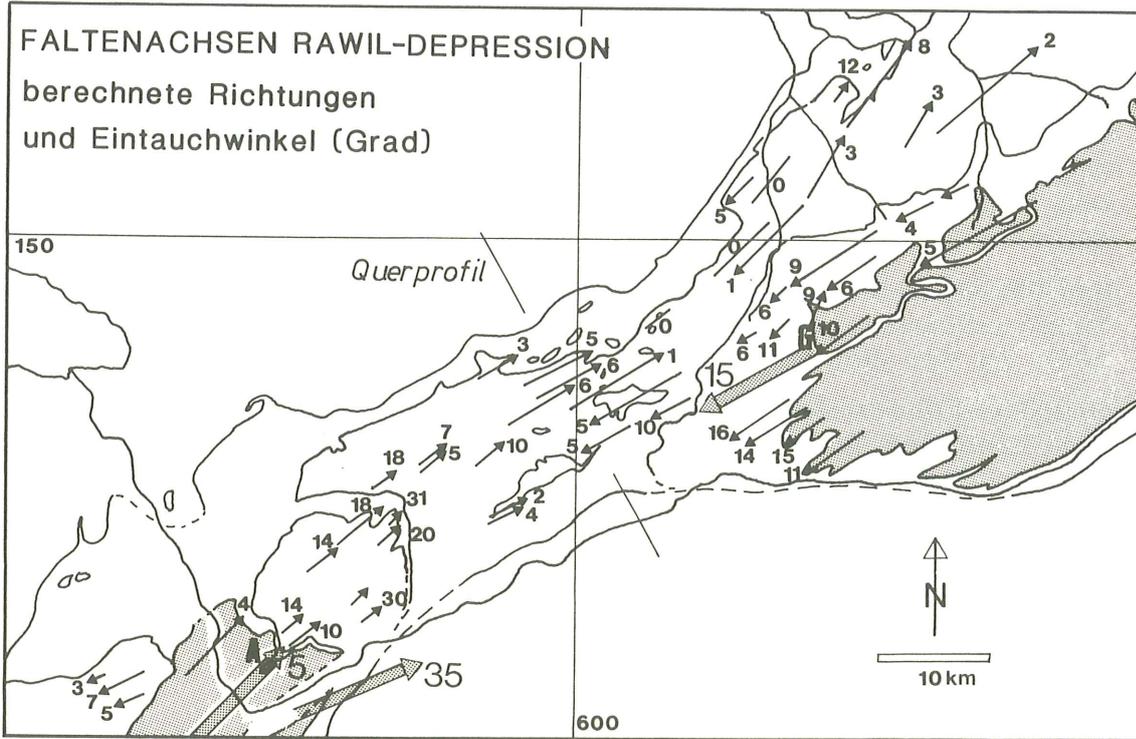
Horizontalschnitte sind an sich eine ideale Grundlage für Projektionen der Oberflächengeologie in die Tiefe, genügt es doch, das regionale Achsengefälle zu kennen, um die Strukturen des Horizontalschnittes mit diesem Vektor auf jede gewünschte Profilebene zu projizieren.

Betrachten wir zum Beispiel ein Querprofil durch die Depression (Fig. 3), welches als Vorhersage für das geplante "Vibro-seis"-Profil des NFP 20 konstruiert wurde. In der Rawil-Depression ergibt sich die einmalige Situation, dass von zwei Seiten her verschiedene Informationen auf den gleichen Querschnitt projiziert werden können. Der Horizontalschnitt zeigt aber, dass die Grundlagen-Informationen im Westen und Osten derart verschieden sind, dass auch komplizierte Projektionstechniken (HUGGENBERGER 1984) nie dasselbe Querprofil ergeben können. Die wichtigsten Unterschiede treten beim Vergleich der folgenden Punkte auf:

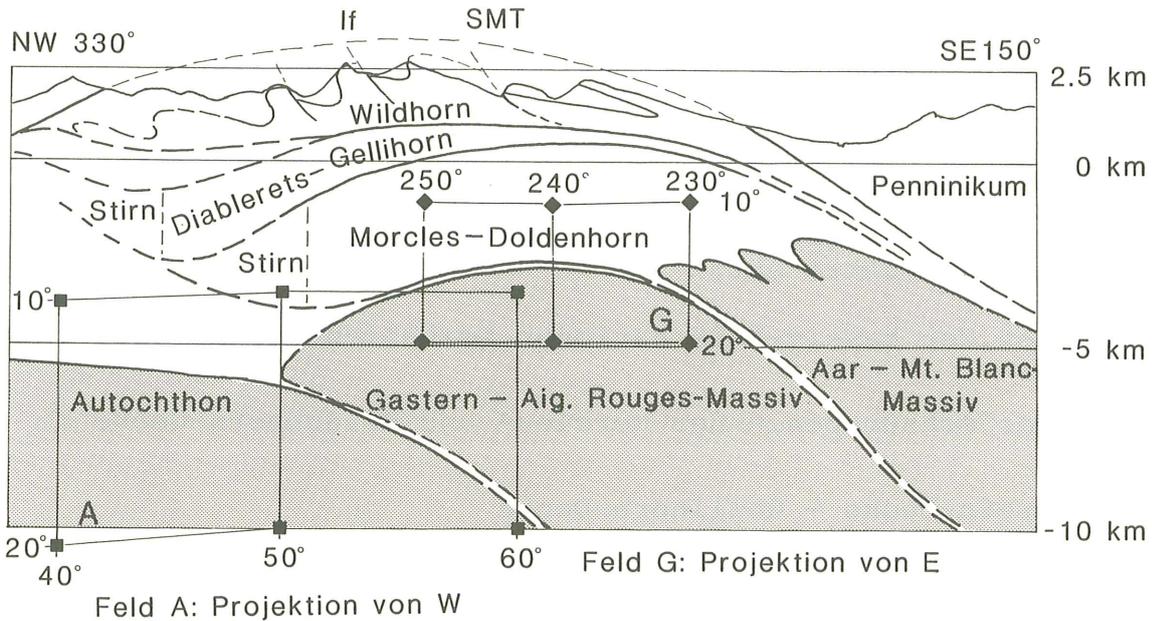
- Position der Massiv-Kulminationen bezüglich der helvetischen Decken
- Lage der Achsenebenen der Morcles- und Doldenhorn-Decke im Raum
- Diablerets-Decke - Gellihorn-Decke
- Malm-Stockwerk der Wildhorn-Decke

Diese Probleme lassen sich in zwei Gruppen einteilen:

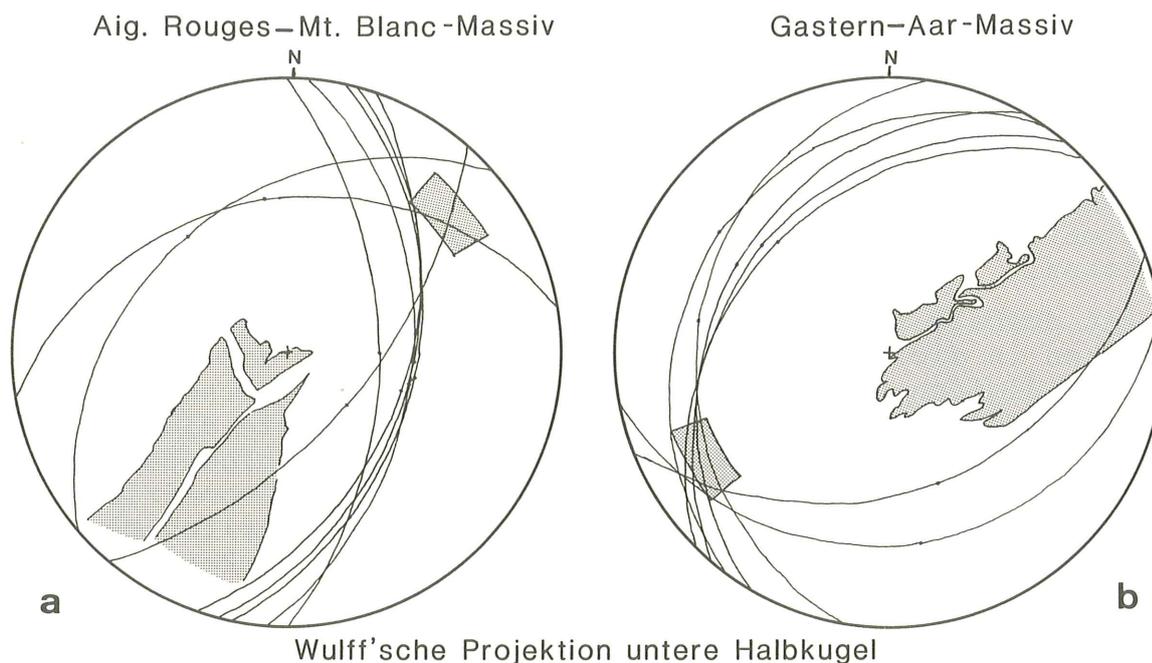
- a) Strukturen welche seitlich ausklingen
- b) Strukturen welche ihre Lage im Raum ändern



**Fig. 2:** Regionale Faltenachsen in der Rawil-Depression. Die dünnen Pfeile entsprechen den auf den geologischen Karten bestimmbaren Richtungen und Eintauchwinkeln von Faltenachsen grösserer Falten in den verschiedenen Decken. Die grauen Pfeile in den Randgebieten der Kristallinmasse sind die durch Konstruktion bestimmten Trends dieser Massive (siehe (Fig. 4)).



**Fig. 3:** Schematisches Querprofil durch die Rawil-Depression. Die wichtigsten Grossfalten des Kreide-Stockwerkes der Wildhorn-Decke sind schematisch angedeutet. In Grau ist eine Abschätzung der Geometrie der Sockeloberfläche dieses Profils gezeichnet. Sie ist abhängig von der angenommenen (Fortsetzung auf der Gegenseite)



Wulff'sche Projektion untere Halbkugel

**Fig. 4:** Geometrische Bestimmung der Eintauchwinkel der Kristallinmassive in deren Randgebieten. Verschiedene "Dip slopes" von km-Ausdehnung, deren Orientierung auf der geologischen Karte mittels Isohypsen-Konstruktionen bestimmt wurde, sind auf Stereogrammen aufgetragen. Die regionale "Faltenachse" der Massive wird durch den gemeinsamen Schnittpunkt aller dieser "Dip slopes" bestimmt. Die grau gezeichneten Felder grenzen den Variationsbereich der Vektoren ab, welche für die zylindrische Projektion der Punkte **A** und **G** auf das Rawil-Profil der Figur 3 verwendet wurden.

a) Aiguilles Rouges-Mt. Blanc-Massiv: "Dip slopes" von: Ostrand des Mt. Blanc-Massivs, Tal der Lizerne, Chamonix-Synklinale, NW-Rand des Aiguilles Rouges-Massivs, Wildhorn-Überschiebung im Gebiet der Diablerets. Die Intersektion des Ostrandes des Mt. Blanc-Massivs mit der Chamonix-Synklinale definiert eine NE-Ecke des Mt. Blanc-Massivs, welche mit 30-40° nach NE 50-60° einzufallen scheint. Das Aiguilles Rouges-Massiv streicht NE 40° und taucht sehr flach mit rund 5°.

b) Gastern-Aar-Massiv: "Dip slopes" von: Altels, Balmhorn, Rinderhorn, Gasterntal, Daubenhorn, Varnerwald. Schleifende Schnitte lassen relativ grossen Spielraum für die Bestimmung der Richtung, während die Eintauchwinkel auf 10-20° eingegrenzt werden können.

---

(Fortsetzung Fig.3)

menen Dicke der Diablerets-Gellihorn-Decke sowie der Morcles-Doldenhorn-Decke. Die Stirnregion dieser beiden Decken wurde mittels Projektion bestimmt. Der allgemeine Trend der Achsenebenen der Morcles- sowie Diablerets-Decke kann als subparallel zu den basalen Überschiebungen angenommen werden, deren Geometrie hängt aber ihrerseits im wesentlichen von derjenigen der Massiv-Oberfläche ab. Die beiden punktierten Rechtecke entsprechen der Lage der zylindrisch projizierten Massiv-Kulminationen. An den senkrechten dünnen Linien sind die Projektionsrichtungen, auf den subhorizontalen die Eintauchwinkel (10 und 20°) angegeben, welche als Projektionsvektoren für die Punkte **A** (Aiguilles Rouges-Massiv) und **G** (Gastern-Massiv) verwendet wurden.

Obwohl einzelne Falten der Wildhorn-Decke mit Sicherheit über das ganze Untersuchungsgebiet hinweg verfolgbar sind, muss doch angenommen werden, dass die meisten der kleineren Falten seitlich ausklingen und von anderen, ähnlichen Falten abgelöst werden. Im Falle der Diablerets-Decke klingen mehrere Falten sowie auch das Malm-Stockwerk seitlich (nach NE) ersatzlos aus und erscheinen nicht mehr östlich der Rawil-Depression.

Es ist deshalb fraglich, ob einzelne Falten über grössere Strecken in die Tiefe projizierbar sind, und in der Figur 3 wurde lediglich versucht, die Orientierung der Überschiebungen, die Mächtigkeit der einzelnen Decken sowie die Position ihrer Stirnregionen festzulegen. In den folgenden Abschnitten wollen wir uns auf die Behandlung der Geometrie der Massiv-Oberfläche beschränken, da diese offensichtlich den Hauptgrund für die Aufwölbung der helvetischen Decken bildet.

### 5.1 Geometrie der Massiv-Oberfläche

Die Massive Aar, Gastern sowie Aiguilles Rouges erscheinen als ziemlich zylindrische Gewölbe, welche gegenseitig zur Rawil-Depression hin unter die helvetischen Decken eintauchen. Das Mt. Blanc-Massiv hingegen, vor allem dessen NE-Ecke, lässt sich schlecht mit einem Zylinder vergleichen und scheint nach NE eher keilförmig einzutauchen.

Der Eintauchwinkel der Massive lässt sich im Felde nur an wenigen Stellen direkt messen. Grundsätzlich ist das Streichen und Eintauchen dieser Massivzylinder nicht gleichzusetzen mit den leichter zu beobachtenden Faltenzylindern in den verschiedenen Decken (Fig. 2). Es wurde deshalb versucht, mit Hilfe grösserer "Dip slopes" die regionalen Eintauchwinkel in den Randgebieten der Massive zu bestimmen (Fig. 4).

#### **Gastern - Aar-Massiv**

Es kann angenommen werden, dass das regionale NW-Fallen der "Dip slopes" im Gebiete des Balmhorns, Altels, Rinderhorns sowie das S-Fallen der Schichten in der Gegend von Leuk durch die Kulmination des Gastern-Aar-Massives verursacht wird. Die Orientierung solcher "Dip slopes" kann auf der geologischen Karte auf  $\pm 2^\circ$  genau bestimmt werden. Weitere Flächen sind im hinteren Gasterntal (Massiv-Oberfläche) sowie im Gebiete des Daubenhorns (Gellihorn- und Wildhorn-Überschiebung) solchen Isohypsen-Konstruktionen zugänglich. Diese Flächen, auf einem Stereogramm aufgetragen, erlauben die Bestimmung des regionalen Eintauchens der Massiv-Kulminationen (Fig. 4b). Zwar ist damit die Richtung des Eintauchens nicht genau bestimmt ( $220-250^\circ$ , SW), für eine vorgegebene Richtung (z.B. den Trend des Massivs) kann hingegen ein mögliches Intervall

für den Eintauchwinkel abgegrenzt werden, weil dieser Vektor in den verschiedenen "Dip slopes" enthalten sein muss. Man erhält auf diese Weise Eintauchwinkel zwischen 10 und 20°.

### ***Aiguilles Rouges - Mt. Blanc-Massiv***

Dasselbe Prinzip wurde auf das Aiguilles Rouges - Mt. Blanc-Massiv angewendet (Fig. 4a). Als "Dip slopes" wurden der Ostrand des Mt. Blanc-Massives, die Chamonix-Synklinale sowie die NW-Abdachung des Aiguilles Rouges-Massives im Rhonetal mittels Isohypsen-Konstruktionen bestimmt. Nur wenige solcher Flächen innerhalb der helvetischen Decken sind für diese Konstruktion geeignet: "Dip slopes" der Morcles-Decke im Tal der Lizerne (mit praktisch identischer Orientierung wie der Ostrand des Mt. Blanc-Massives) sowie die basale Überschiebung der Wildhorn-Decke im Gebiet Oldenhorn-Sanetschpass. Die meisten Flächen der Figur 4a stammen deshalb vom Ostrand des Mt. Blanc-Massives im Val Ferret, wo riesige "Dip slopes" eine genaue Bestimmung ihrer Orientierung zulassen. Es ist leicht ersichtlich, dass diese beinahe N-S-streichenden Flächen zu unwahrscheinlichen Werten des regionalen Eintauchens der Massiv-Oberfläche als Gesamtheit führen. Aus der Intersektion dieser Flächen mit der Chamonix-Synklinale lässt sich die Orientierung der NE-Ecke des Mt. Blanc-Massives bestimmen, welche hier mit 30-40° nach ENE einzutauchen scheint. Mit diesem Vektor erhält man allerdings keine vernünftige Intersektion im Rawil-Profil, und man muss sich die Frage stellen, ob das Mt. Blanc-Massiv überhaupt eine nordöstliche Fortsetzung hat und wenn ja, wie diese in der Tiefe aussehen könnte.

Betrachtet man das Aiguilles Rouges-Massiv für sich alleine, so ergibt sich ein sehr flacher Eintauchwinkel (ca. 5°) in NE-Richtung, der aber nur durch zwei "Dip slopes" definiert ist (NW-Abdachung, Chamonix-Synklinale). Auch zusammen mit den Werten der Morcles- bzw. Wildhorn-Decke ergibt sich kein gut definierter Eintauchwinkel. Relativ steile Eintauchwinkel der Faltenachsen in der nordöstlichen Morcles-Decke sprechen für ein steileres Abtauchen auch des darunterliegenden Aiguilles Rouges-Massives, was aber vielleicht erst unter der Morcles-Decke, flexurartig, geschieht und der Bestimmung schlecht zugänglich ist.

Für die rein zylindrische Projektion der Punkte **A** (Aiguilles Rouges) und **G** (Gastern) auf den Rawil-Querschnitt wurden verschiedene Vektoren angewendet, die dann zusammen je ein Feld abgrenzen (siehe Fig. 3). Die Unterseite der Rechtecke entspricht einem konstanten Fallwinkel von 20°, die Oberseite 10°, verschiedene Projektionsrichtungen (Azimute) sind auf den vertikalen Linien angeschrieben. Mit gleich grossem Spielraum für diese Projektionsvektoren ergibt sich für **A** ein grösseres Feld als für **G**, bedingt durch die grössere Projektionsdistanz. Offensichtlich scheint auch die Projektion vom Aar-Massiv her (Feld **G**) viel besser mit der allgemeinen Aufwölbung

der Wildhorn-Decke in diesem Profil übereinzustimmen. Versucht man, das Aiguilles Rouges-Massiv auf dasselbe Feld zu projizieren, so muss man ziemlich unwahrscheinliche Projektionsvektoren annehmen, kommt doch das Aiguilles Rouges-Massiv schon mit dem normalen Massivtrend ( $40^\circ$  NE) deutlich ausserhalb (nördlich) des Kulminationspunktes des Rawilpasses zu liegen.

Diese Projektionsübung zeigt, dass zylindrische Projektionen im Falle der Massive nur sehr beschränkt angewendet werden können, ergäben sich dadurch doch zwei verschiedene Massivbuckel im Rawil-Profil, was der Wirklichkeit wohl kaum gerecht wird. Viel eher dürfte es sich um ein seitliches Ausklingen und Ablösen der Strukturen handeln, wie dies z.B. in ähnlicher Weise bei aufrechten Falten im Jura beobachtet werden kann.

Im vorliegenden Falle handelt es sich um Sockelfalten von mehr als 6 km Amplitude (vielleicht bis 12 km, in der Gegend von Grindelwald), eine Struktur, deren Ursache sicher im kristallinen Sockel zu suchen ist. Jedoch ist nur wenig bekannt über den tektonischen Stil, der hier regiert.

Um die dreidimensionale Geometrie der Sockeloberfläche unter der Rawil-Depression abzuschätzen und darzustellen, wurden Isohypsenkarten der Massiv-Oberfläche und der Überschiebungsfläche des Helvetikums konstruiert, welche auf den bekannten Gegebenheiten, verschiedenen Projektionen, Extrapolationen und Hypothesen beruhen. Die Isohypsenkarte der Helvetikum-Überschiebung ist dabei aus leicht ersichtlichen Gründen besser definiert als jene der Sockeloberfläche. Ein wichtiger Faktor bei der Darstellung des Sockels ist die angenommene Mächtigkeit der helvetischen Decken und deren Kontinuität unter der Rawil-Depression. Andererseits geht es bei dieser Darstellung weniger um die genaue Abschätzung der Tiefe als darum, die Geometrie dieser Depression, insbesondere die "en échelon"-Anordnung der Massiv-Kulminationen, darzustellen. Auch bei der Annahme minimaler Tiefen und Kulminationen, das heisst relativ dünner Decken (wie in Fig. 5), sind die Höhenunterschiede von rund 6 km in Streichrichtung noch beeindruckend.

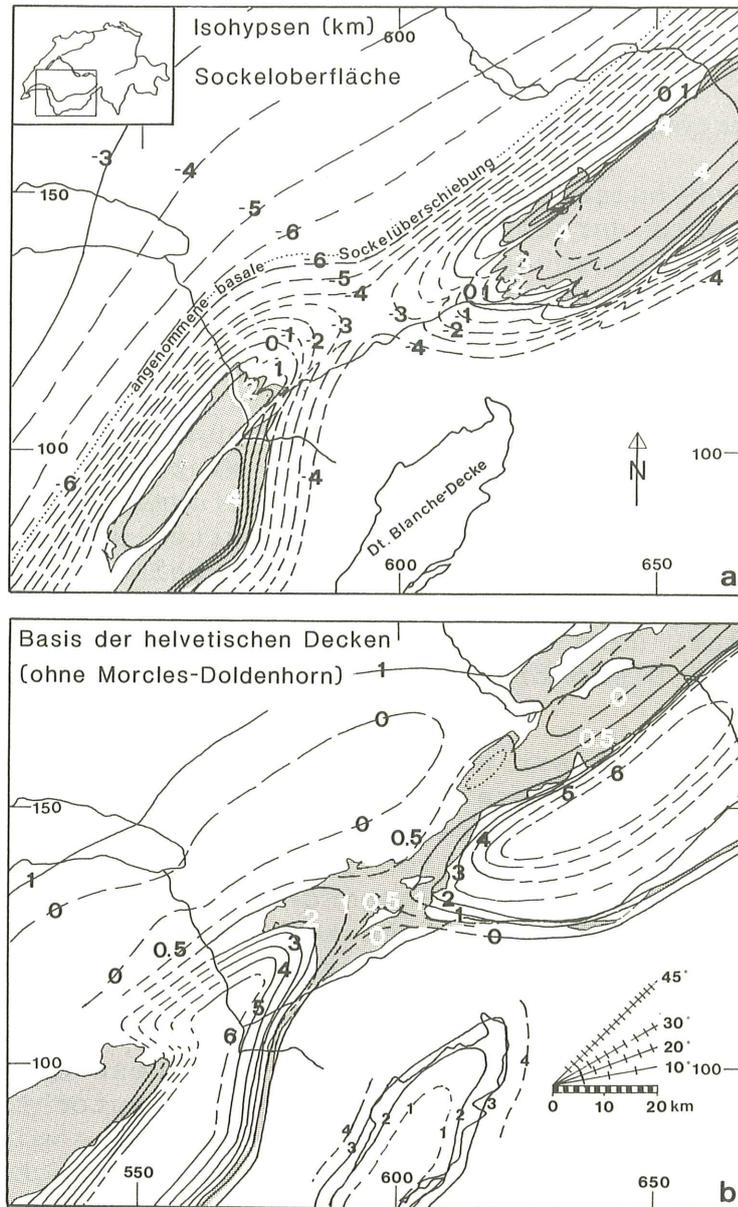
Die Tiefe des Troges vor den Massiven wird allgemein als mindestens -6 km angenommen (RIGASSI 1977, MENARD 1979). Details dieses Troges, wie dessen Kontinuität in Streichrichtung, dessen genaue Position sowie die Steilheit des frontalen Abtauchens der Massive in der Tiefe, sind hingegen immer noch unbekannte Faktoren.

## 5.2 Tektonisches Modell der Rawil-Depression

Ein einfaches tektonisches Modell ist in Figur 6 in Form eines Blockdiagrammes dargestellt. Dies ist ein Versuch, den verschiedenen geometrischen Randbedingungen der Massive sowie der helvetischen Decken gerecht zu werden. Es wird davon ausgegangen, dass die Massive über ein autochthones Vorland überschoben wurden, wobei – bedingt durch im Untergrund verborgene Rampen – die Massiv-Kulminationen gebildet wurden. Die Geometrie dieser Kulminationen ist dabei abhängig von der Dicke der überschobenen Kruste, dem Winkel der angenommenen frontalen Rampen sowie der Interndeformation der überschobenen Kruste. Da sozusagen nur die Spitze des Eisberges an der Oberfläche zugänglich ist, ist man bei der Annahme dieser Faktoren weitgehend auf Spekulationen angewiesen. Trotzdem ist klar, dass sich unter der Rawil-Depression eine wichtige laterale Diskontinuität im kristallinen Sockel verbirgt.

Diese Diskontinuität lässt sich in relativ einfacher Weise mit der Annahme einer lateralen Rampe unter der Rawil-Depression erklären, welche die beiden frontalen Rampen der Massive miteinander verbindet. Wesentlich ist dabei, dass sich die Rawil-Depression lediglich im Hangenden ausbildet. Im Liegenden, dem autochthonen Vorland, ist keine offensichtlich korrelierbare Struktur vorhanden, allerdings wurde schon ein entsprechender Graben (RYBACH et al. 1980) als unter der Molasse vorhanden postuliert. Das gezeichnete Modell ist insbesondere kompatibel mit der Fernschub-Hypothese der Jura-faltung (LAUBSCHER 1961, 1974), da dabei das autochthone Vorland im grossen und ganzen ungestört bleibt und somit eine basale Überschiebung des Mesozoikums und Molassebeckens "en bloc" zulässt. (Eine Grabenstruktur wäre dabei ein beträchtliches Hindernis und müsste sich auch in der darüberliegenden Molasse abbilden.) Ebenso kann darin die Rawil-Depression mit einem gleichbleibenden Überschiebungsbetrag auf der ganzen Breite der Kette erklärt werden.

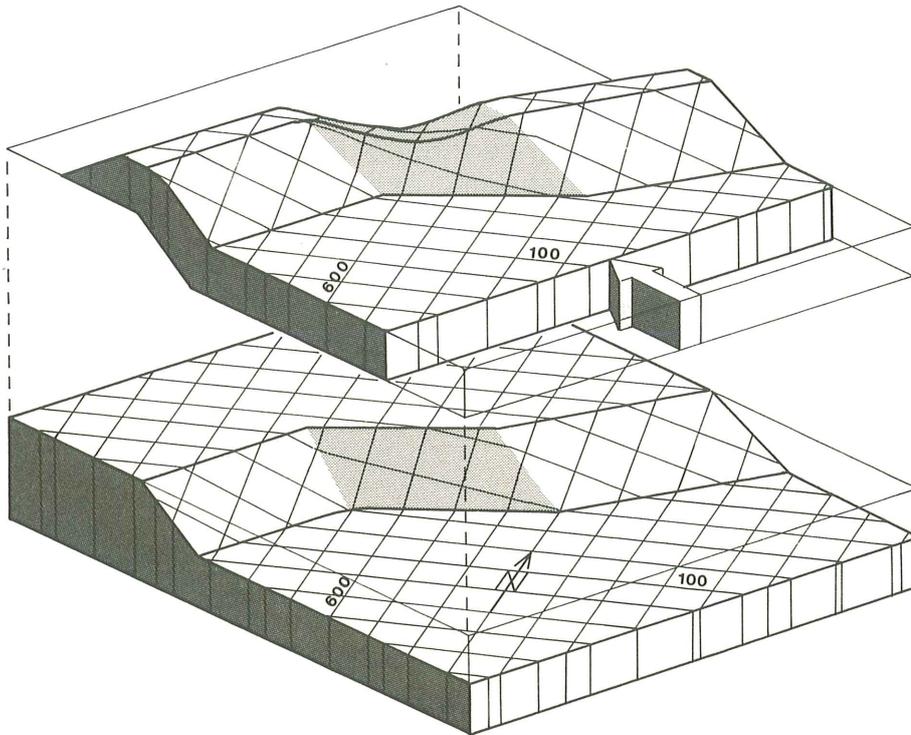
Die Überschiebungsrichtung ist in Figur 6 der Einfachheit halber mit NW, das heisst möglichst senkrecht zum Trend der Massive (und der postulierten frontalen Rampen), angenommen. Andere Überschiebungsrichtungen sind aber nicht auszuschliessen, immerhin müsste dann die Geometrie der angenommenen Rampen entsprechend verändert werden. Je nachdem wäre dann auch das eine oder andere der Kristallinmassive als "Mega-Wrench-fold" zu betrachten (dextrale Scherung im Aar- und Gastern-Massiv bei Schub in mehr westlicher Richtung, sinistrale Scherung im Aiguilles Rouges-Mt. Blanc-Massiv bei Schub in mehr nördlicher Richtung). Eine Überschiebungsrichtung in mehr nördlicher Richtung scheint wenig wahrscheinlich, weil dann die laterale Rampe unter der Rawil-Depression ebenfalls mehr N-S orientiert sein müsste, was schlecht mit dem relativ grossen Abstand der Massiv-Kulminationen in Streichrichtung in Einklang gebracht werden kann. Eine Möglichkeit besteht



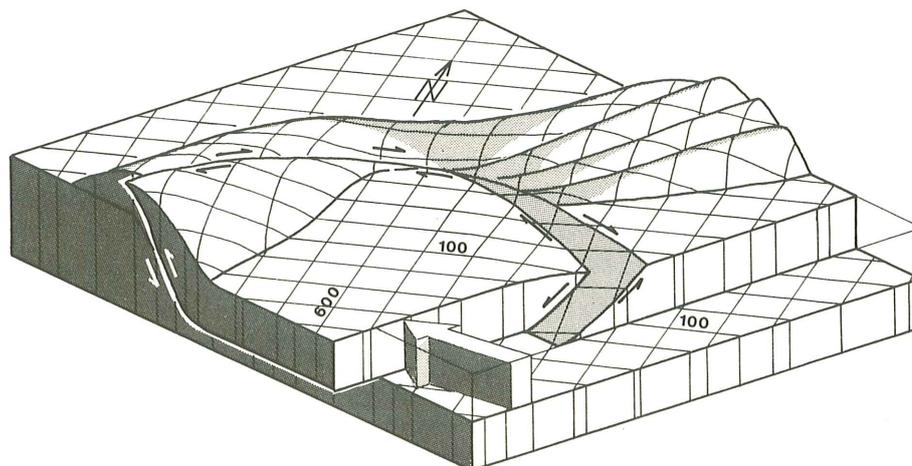
**Fig. 5a:** Isohypsenkarte (km über Meer) der Massiv-Oberfläche im Bereich der Rawil-Depression. Für diese Darstellung wurden einerseits die Ausbisslinien der Kristallinmassive (grau), andererseits verschiedene Projektionen und Abschätzungen verwendet. Das autochthone Vorland wurde vereinfacht nach RIGASSI (1977), MENARD (1979) und BODMER (1982) gezeichnet. Die Kulminationen und Depressionen sind als Minimalwerte aufzufassen.

**Fig. 5b:** Isohypsenkarte (km über Meer) der basalen Überschiebungsfläche der helvetischen Decken (grau), ohne Morcles-Doldenhorn-Decke. Gleiches Konstruktionsprinzip wie bei Figur 5a. Die Überschiebung des Helvetikums wird frontal als in die Basisüberschiebung der Präalpen mündend interpretiert (deshalb erscheinen Isohypsen bis an die Alpenfront). Das Knie, welches südwestlich des Aiguilles Rouges-Massivs erscheint, ist eine Folge der Korrelation der dortigen Klippen mit der Diablerets-Decke, wie sie von DOUDOUX et al. (1982) vorgeschlagen wird. Zum Vergleich ist auch die Basisüberschiebung der Dt. Blanche-Decke mit Isohypsen versehen, was deutlich deren Depressionscharakter zum Ausdruck bringt.

Das kleine Diagramm mit Isohypsenabständen für verschiedene Fallwinkel erlaubt eine schnelle Abschätzung der Steilheit der gezeichneten Isohypsenflächen.



**Fig. 6:** Blockdiagramm des kristallinen Sockels unter der Rawil-Depression. Um die Geometrie der angenommenen basalen Überschiebung der Kristallinmasse besser darstellen zu können, wurde der überschobene Krustenblock um die gestrichelte Distanz angehoben. N-S sowie E-W verlaufende Koordinatenlinien, im Abstand von 10 km, erlauben einen direkten Vergleich mit der Isohypsenkarte (Fig. 5a). In diesem einfachen Modell wurde die Interndeformation der Kristallinmasse sowie die wohl-bekannte Internstruktur der Chamonix-Jungfrau-Synklinale bewusst weg-gelassen.



**Fig. 7:** Modifiziertes Blockdiagramm des kristallinen Sockels unter der Rawil-Depression. Zusätzlich zur frontalen Überschiebung der Kristallinmasse über das autochthone Vorland ist auch die angenommene Auswirkung der Simplon-Rhone-Scherzone auf die Tiefenstruktur des Mt. Blanc-Aar-Massivs dargestellt. Diese Störungszone verhält sich als Normalbruch im Osten (Simplon-Störung, MANCKTELOW 1985), als Blattverschiebung im Rhonetal sowie als Überschiebung mit Dextralkomponente in der Chamonix-Synklinale (GOURLAY 1984). Eine globale Schubrichtung nach WNW könnte sowohl diese Störung als auch die Aufwölbung der Kristallinmasse erklären.

auch darin, dass sich die beiden Massive nicht gleichzeitig, sondern nacheinander bildeten, wobei sich die Überschiebungsrichtung änderte. Auch in diesem Falle müsste aber im einen oder anderen Massiv die entsprechende Überschiebungsdistanz durch Blattverschiebungen kompensiert sein.

Das Modell der Figur 6 ist auch kompatibel mit den Steilzonen am Internrand der Massive, welche sich vor allem im Hinterland der frontalen Rampen befinden (Südrand des Gotthard-Massives, Südostrand des Mt. Blanc-Massives), im Zwischenbereich, südlich der Rawil-Depression, aber wesentlich weniger deutlich ausgebildet sind.

### ***Querbrüche der Rawil-Depression***

Mehrere bedeutende Querbrüche erscheinen in der Wildhorn-Decke der Rawil-Depression (SCHAUB 1936). Ihr Streichen ist W-E bis WNW-ESE orientiert, ihr Einfallen rund 40-60° nach S bzw. SSW. Der Versatz dieser Brüche kann mit Hilfe versetzter Faltencharniere im Schrattenkalk abgeschätzt werden und beträgt typischerweise 200 bis 500 m dextral, normal und führt zu einer Streckung der Wildhorn-Decke um 10 bis 20% in der Richtung der Faltenachsen (BURKHARD 1986).

Projiziert man diese Brüche auf das Rawil-Profil, so erhält man für die Brüche If und **SMT** in der Figur 3 rund 30-45° als scheinbare Einfallwinkel nach Süden. Denkt man sich diese Brüche verlängert bis auf die Tiefe des Sockels, so zeigt sich, dass diese Querbrüche sehr wohl mit der Massiv-Überschiebung und dessen Komplikationen im Zusammenhang stehen könnten. Es ist allerdings fraglich, ob diese Brüche in tieferen Stockwerken (Doldenhorn-, Morcles-Decke, Kristallin) noch als solche ausgebildet sind. Die entsprechende Deformation (Verzerrung), welche nach Figur 7 im ganzen Hangenden der angenommenen basalen Überschiebung vorhanden sein sollte, könnte sich in den tieferen Einheiten auch durch duktilere Verformung ausdrücken. Faltenachsenparallele Streckungen in der Grössenordnung von 10-30% in der frontalen Doldenhorn- und Gellihorn-Decke deuten vielleicht auf eine solche Beziehung hin (BURKHARD 1986).

Tiefreichende Brüche im Gebiet der grössten geometrischen Komplikation (Rawil-Depression) könnten gleichwohl existieren, und vielleicht ist der "telemagmatische Gang im Nummulitenkalk bei Trublen westlich Leukerbad" (FURRER & HÜGI 1952) Ausdruck einer solchen "Spalte".

Die Geometrie der Brüche ist mit einer globalen Verkürzungsrichtung NW-SE kompatibel, wobei die Streckungsrichtung subhorizontal, parallel zum Streichen der Faltenachsen in der Wildhorn-Decke, orientiert ist. Die Orientierung dieser Brüche ist somit wohl kompatibel mit der Überschiebung der Kristallinmassive in NW-Richtung. Sie als synthetische Riedel einer grösseren Scherzone zuzuordnen, ist eher spekulativ.

Auch sollte nicht vergessen werden, dass ihre Orientierung vielleicht durch die Anisotropie in den Decken oder die im Untergrund vorgezeichnete laterale Rampe beeinflusst ist und deshalb nur bedingt mit idealen Brüchen in Schermodellen verglichen werden kann. Es ist deshalb auch schwierig und wenig sinnvoll, genaue Hauptspannungsrichtungen aus diesen Brüchen abzuleiten und als regionales Spannungsfeld zu interpretieren.

#### **Mt. Blanc - Aar-Massiv**

Andere Grossstrukturen finden hingegen keine Erklärung in diesem (zu) einfachen Sockelmodell. Insbesondere der N-S-streichende Ostrand des Mt. Blanc-Massives kann nicht mit einer Komplikation in der Geometrie der angenommenen basalen Überschiebung der Kristallinmassive erklärt werden. Offensichtlich gibt es Komplikationen in der Parallelisierung des Mt. Blanc- mit dem Aar-Massiv. Das Mt. Blanc-Massiv könnte z.B. seitlich (NE) ersatzlos ausklingen (BUTLER 1985). Diese Annahme hätte dann grosse Konsequenzen für die Tiefenstruktur unter der Rawil-Depression, weil erstens das Aar-Massiv ebenfalls seitlich ausklingen müsste. Zweitens wäre es dann fraglich, ob unter der Rawil-Depression überhaupt noch eine Doldenhorn-Morcles-Decke existiert.

Diese extreme Annahme der völligen Unabhängigkeit zwischen Mt. Blanc-Morcles- und Aar-Doldenhorn-Komplex könnte aber ihrerseits die Rawil-Depression nicht erklären, weil sich diese auch im nördlich davon liegenden Aiguilles Rouges-Gastern-Massiv manifestiert. Weiter würde man im Gebiet südlich der Rawil-Depression eher ein Hoch erwarten, weil hier zurückgebliebene Äquivalente der Morcles-Decke und des Aar-Mt. Blanc-Massives die penninischen Decken aufwölben sollten. Die Dt. Blanche-Decke (Fig. 5b) auf dem Rücken der Bernhard-Decke zeigt aber, dass hier eine Depression vorhanden ist, wie sie in der Figur 6 andeutungsweise vorausgesagt wird.

Es scheint deshalb wahrscheinlicher, dass das Problem in der Korrelation zwischen Mt. Blanc und Aar erst nach der Überschiebung des Mt. Blanc-Morcles- / Aar-Doldenhorn-Komplexes entstand und mit der Simplon-Rhone-Scherzone (STECK 1984) im Zusammenhang steht. Diese Scherzone verläuft im Bereich des Rhonetales schief zur Deckenstruktur und hat mit ihrem S-SE-Fallen von 20-40° erst südlich der Rhone Auswirkungen auf die Tiefenstruktur des Rawil-Profiles (Fig. 3). Westwärts gerichtete späte Lineationen sprechen für eine Fortsetzung dieser Scherzone nach Westen in die Chamonix-Synklinale hinein (GOURLAY 1984, DIETRICH & DURNEY 1986, BURKHARD 1986). Die verdünnte Morcles-Decke im Bereich von Martigny kommt im Horizontalschnitt gut zum Ausdruck und ist ein grossstrukturelles Argument für diese Interpretation. Eine Konsequenz dieser Lösung ist dann, dass ein ursprünglich kontinuierliches Aar-Mt. Blanc-Massiv heute in der Tiefe von dieser Scherzone schief geschnitten und quasi im Dekakilometer-Bereich

reich boudiniert ist. Diese Beziehung ist versuchsweise im Blockdiagramm der Figur 7 dargestellt.

Es bleibt dabei weitgehend offen, ob die Simplon-Rhone-Scherzone, die Aufwölbung der Massive und die damit verbundene Bildung der Rawil-Depression gleichzeitig oder nacheinander stattfanden. Eine enge Verwandtschaft dieser Strukturen spricht für deren Gleichzeitigkeit. Insbesondere passt ihre Geometrie in ein gemeinsames Spannungsfeld, wobei allerdings die (späte?) Hauptschubrichtung, wenigstens des südlichen Blockes, auf NW bis W eingeschränkt wird (bedingt durch die west-gerichtete Abschiebung im Simplon-Gebiet (MANCKTELOW 1985) sowie die E-W-verlaufende Blattverschiebung im Rhonetal).

## 6. Schlussfolgerungen

Der Horizontalschnitt erweist sich als geeignetes Mittel zum Studium geometrischer Zusammenhänge. Er erlaubt die Entdeckung oder Bestätigung von Strukturen, welche auf der geologischen Karte oder in klassischen Vertikalprofilen leicht übersehen werden können. In der Rawil-Depression führt die Überlagerung von Strukturen im Gross- und Kleinbereich zu Interferenz-Erscheinungen von grosser Komplexität. Der Horizontalschnitt erleichtert die Unterscheidung verschiedener Deformationsphasen und gibt Randbedingungen für grosstektonische Modelle. Deutlich können die Deckentransport-Strukturen von der späteren Aufwölbung und der damit verbundenen Verzerrung unterschieden werden. Als wichtigste Grossstruktur neben der Aufwölbung der Massive erscheint die dextrale Simplon-Rhone-Scherzone im Wurzelbereich der helvetischen Decken. Diese ist mit grosser Wahrscheinlichkeit verantwortlich für die starke Verdünnung der Morcles-Decke im Rhonetal.

Der Horizontalschnitt bildet eine geeignete Grundlage für die Konstruktion synthetischer Querprofile. Im Falle der Rawil-Depression, wo von zwei verschiedenen Seiten her auf dasselbe Profil projiziert werden kann, zeigt sich aber schnell, dass durch rein zylindrische Projektion kein glaubwürdiges Profil erhalten werden kann. Asymmetrische Verhältnisse beidseits der Depression sind die Folge von unzyklindrischen Strukturen schon während des Deckentransportes, vor allem aber bei der Anlage der Massiv-Kulminationen.

### Verdankungen

Der Horizontalschnitt wurde im Rahmen einer Dissertation über die Tektonik, Deformation und Metamorphose des Helvetikums am Westrande des Aar-Massivs konstruiert. Mein besonderer Dank gilt dabei Prof. J.-P. Schaer

für die stete Unterstützung dieses Projektes. Den Proff. R. Herb, A. Escher, H.P. Laubscher sowie S.M. Schmid danke ich für die Durchsicht des Manuskriptes, für zahlreiche Kommentare und Verbesserungsvorschläge.

Eine erste Version dieses Horizontalschnitts wurde anlässlich der Jahrestagung der Schweiz. Geologischen Gesellschaft 1985 in Biel in einem Vortrag präsentiert. Unterstützung in verschiedener Weise durch den Nationalfonds hat diese Arbeit ermöglicht: Gesuche Nr. 2.686-0.82 und 2.837-0.85 (Dissertation); ein Kredit des NFP 20 erlaubte ferner die Reinzeichnung der Tafel. Ein etwas mehr auf die Probleme des Querprofils bezogener Begleittext wurde als Bericht dem NFP 20 eingereicht.

### Literaturverzeichnis

- ADRIAN, H. (1915): Geologische Untersuchungen der beiden Seiten des Kantons im Berner Oberland. — *Eclogae geol. Helv.* **13/3**, 238-351.
- ARBENZ, P. (1922): Die tektonische Stellung der grossen Doggermassen im Berner Oberland. — *Eclogae geol. Helv.* **17/3**, 326-328.
- ARGAND, E. (1911): Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux. Une carte tectonique et deux stéréogrammes avec texte explicatif. — *Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)* **31**.
- AYRTON, S. (1980): La géologie de la zone Martigny-Chamonix et l'origine de la nappe de Morcles. — *Eclogae geol. Helv.* **73/1**, 137-172.
- BADOUX, H. (1972): Tectonique de la nappe de Morcles entre Rhône et Lizerne. — *Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)* **143**.
- BADOUX, H., BONNARD, E.G., BURRI, M. & VISCHER, A. (1959): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 35, St-Léonard. — *Comm. géol. Suisse*.
- BADOUX, H., BURRI, M., GABUS, J.H., KRUMMENACHER, D., LOUP, G. & SUBLET, P. (1971): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 58, Dt. de Morcles. — *Comm. géol. Suisse*.
- BADOUX, H., CHESSEX, R., JEANNET, A., LUGEON†, M. & RIVIER, F. (1960): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 37, Monthey. — *Comm. géol. Suisse*.
- BADOUX, H., GAGNEBIN†, E., LOMBARD, A., McCONNELL, R.B., DE RAAF, M., SCHAUB, H.P. & VISCHER, A. (1962): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 41, Lenk. — *Comm. géol. Suisse*.
- BAER, A. (1959): L'extrémité occidentale du massif de l'Aar. — *Bull. Soc. neuchât. Sci. nat.* **82/3**.
- BESTENHEIDER, J.C. (1983): Etude géologique de la région des Faverges et Raspille. — *Diplôme Univ. Neuchâtel (iné.)*.
- BODMER, PH. (1982): Beiträge zur Geothermie der Schweiz. — *Diss. ETH Zürich* **7034**.
- BUGNON, P.C. (1981): Géologie des racines helvétiques dans la région de Loèche (Valais). — *Bull. Soc. vaud. Sci. nat.* **359/75**, 201-206.
- BURKHARD, M. (1986): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar. — *Thèse Univ. Neuchâtel (iné.)*.
- BURRI, M. (1955): La zone de Sion-Courmayeur au Nord du Rhône. — *Thèse Univ. Lausanne*.

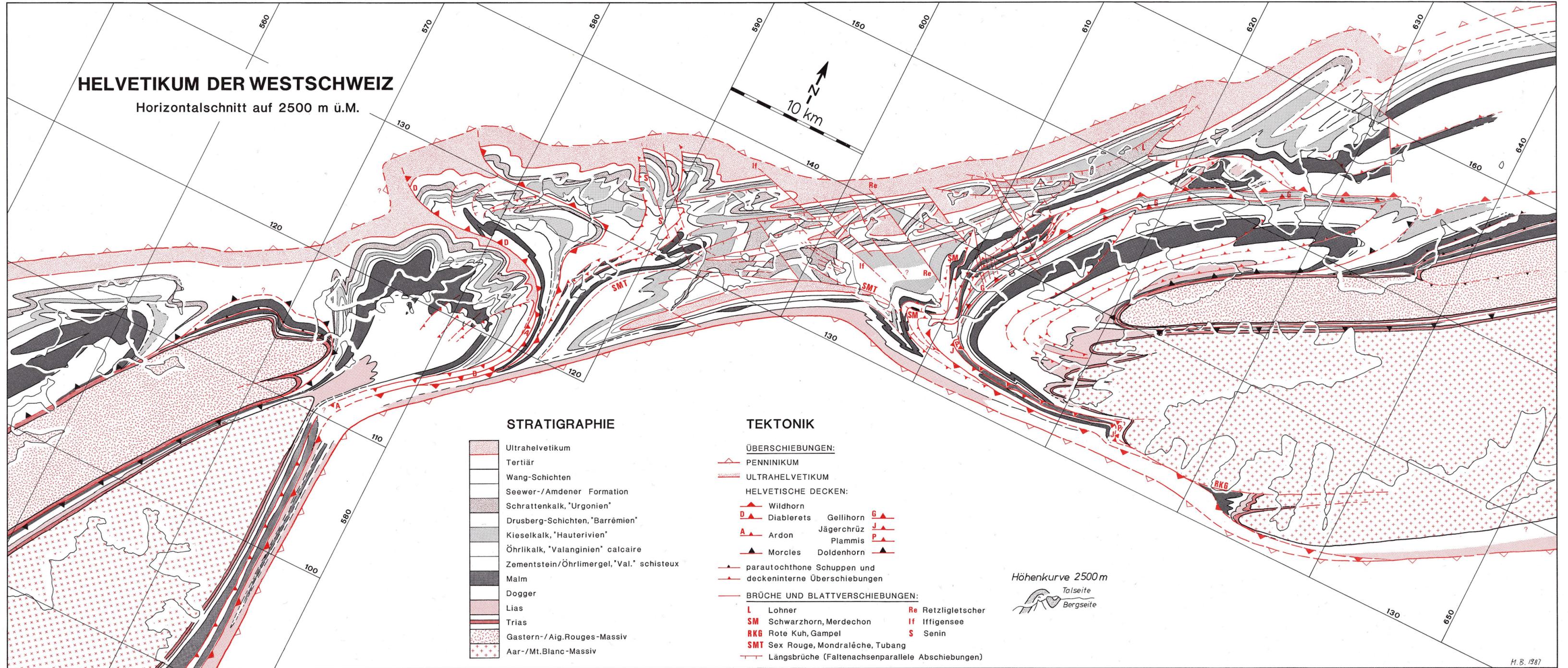
- BURRI, M. (1979): Les formations valaisannes dans la région de Visp. - *Eclogae geol. Helv.* **72/3**, 789-802.
- BURRI, M., JEMELIN, L., OULIANOFF†, N., AYRTON, S., BLANC, P., GRASMÜCK, K., KRUMMENACHER, D., VON RAUMER, J.F., STALDER, P., TRÜMPY, R. & WUTZLER, B. (1983): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 77, Sembrancher. - *Comm. géol. Suisse*.
- BUTLER, R.W.H. (1985): The restauration of thrust systems and displacement continuity around the Mt. Blanc massif, NW external alpin thrust belt. - *J. struct. Geol.* **7/5**, 569-582.
- COLLET, L.W., LOMBARD, A., OULIANOFF, N., PAREJAS, E. & REINHARD, M. (1951): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 24, Finhaut. - *Comm. géol. Suisse*.
- DIETRICH, D. & DURNEY, D.W. (1986): Change of direction of overthrust shear in the Helvetic nappes of western Switzerland. - *J. struct. Geol.* **8/3-4**, 389-398.
- DOLIVO, E. (1982): Nouvelles observations structurales au SW du massif de l'Aar entre Visp et Gampel. - *Matér. Carte géol. Suisse (n.s.)* **157**.
- DOUDOUX, B., MERCIER, B., DE LEPINAY, B. & TARDY, M. (1982): Une interprétation nouvelle de la structure des massifs subalpins savoyards (Alpes occidentales): Nappes de charriages oligocènes et déformations superposées. - *C.R. Acad. Sci. (Paris)* **295/2**, 63-68.
- ESCHER, A. (en prép.): Structure de la nappe du Grand St-Bernard entre le Val de Bagnes et les Mischabel. - *Rapp. géol. Serv. hydrol. et géol. natl.* **5**.
- FERRAZZINI, B. (1981): Zur Geologie des Ultrahelvetikums zwischen Adelboden und Lenk, Berner Oberland. - *Diss. Univ. Bern*.
- FRANCK, P., WAGNER, J.J., ESCHER, A. & PAVONI, N. (1984): Evolution des contraintes tectoniques et sismicité dans la région du Col Sanetsch, Alpes valaisannes helvétiques. - *Eclogae geol. Helv.* **77/2**, 383-393.
- FURRER, H. (1939): Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe, Berner Oberland. - *Mitt. geol. natf. Ges. Bern* **1938**, 35-177.
- (1949): Die Geologie des Mt. Bonvin nördlich Sierre, Wallis. - *Eclogae geol. Helv.* **42/1**, 14-21.
- FURRER, H., BADOUX, H., HUBER, K. & VON TAVEL, H. (1956): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 32, Gemmi. - *Schweiz. geol. Komm.*
- FURRER, H. & HÜGI, T. (1952): Telemagmatischer Gang im Nummulitenkalk bei Trublen westlich Leukerbad (Kanton Wallis). - *Eclogae geol. Helv.* **42/1**, 42-51.
- GAGNEBIN, E., DE LOYS, F., REINHARD, M., LUGEON, M., OULIANOFF, N., HOTZ, W., POLDINI, E. & VON KAENEL, F. (1934): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 8, St-Maurice. - *Comm. géol. Suisse*.
- GOURLAY, P. (1984): La déformation alpine des massifs cristallins externes (Mt. Blanc, Aiguilles Rouges, Belledonne) et celle de leur couverture mésozoïque (Alpes occidentales). - *Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris*.
- GROSHONG, R.H., PFIFFNER, O.A. & PRINGLE, L. (1984): Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of eastern Switzerland from the leading edge to the internal zone. - *J. struct. Geol.* **6/1-2**, 5-18.

- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1933): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 6, Lauterbrunnen. - Schweiz. geol. Komm.
- (1938): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 13, Grindelwald. - Schweiz. geol. Komm.
- (1943): Beweise für passive Tektonik im Berner Oberland. - *Eclogae geol. Helv.* **36/2**, 219-223.
- HEIM, ALB. (1921): *Geologie der Schweiz*, Bd. 2: Die Schweizer Alpen (1. Hälfte). - Tauchnitz, Leipzig.
- HERB, R., BREITSCHMID, A., MATTER, A., MOJON, A. & NABHOLZ, W. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977. - *Eclogae geol. Helv.* **71/1**, 233-254.
- HUGGENBERGER, P. (1984): Flächentreue Abwicklung der Morcles-Decke unter Berücksichtigung der Deformation. - 164. Jvers. schweiz. natf. Ges.: Poster-Abstracts, **45**.
- HÜGI, TH., LEDERMANN, H., SCHLÄPPI, E., COLLET†, L.-W., FREY, M. & PAREJAS†, E. (1985): Geologischer Atlas der Schweiz 1:25'000, Blatt 82, Lötschental. - Schweiz. geol. Komm.
- JÄCKLI, R. (1950): Geologische Untersuchungen in der Stirnzone der Mischabeldecke zwischen Réchy, Val d'Anniviers und Visp (Wallis). - *Eclogae geol. Helv.* **43/1**, 31-93.
- KAMMER, A. (1985): Bau und Strukturen des nördlichen Aarmassivs und seiner Sedimente. - Diss. Univ. Neuchâtel (unpubl.).
- KREBS, J. (1925): Geologische Karte der Blümlisalpgruppe 1:25'000, mit nördlichen Anschlüssen von H. ADRIAN, H. ALTHAUS, H. STAUFFER und unter Verwertung der Aufnahmen von A. BUXTORF. - Geol. Spez.-Karte No. 98 (Schweiz. geol. Komm.).
- LAUBSCHER, H.P. (1961): Die Fernschubhypothese der Jurafaltung. - *Eclogae geol. Helv.* **54/1**, 221-281.
- (1971): The large-scale kinematics of the western Alps and the northern Apennines and its palinspastic implications. - *Amer. J. Sci.* **271**, 193-226.
- (1974): Basement uplift and decollement in the Molasse Basin. - *Eclogae geol. Helv.* **67**, 531-537.
- (1982): A northern hinge zone of the arc of the western Alps. - *Eclogae geol. Helv.* **75/2**, 233-246.
- LUGEON, M. (1910): Carte géologique des Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander 1:50'000. - Carte géol. spéc. no. 60 (Comm. géol. Suisse).
- (1914): Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander.- Matér. Carte géol. Suisse (n.s.) **30/I**.
- (1940): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 19, Diablerets. - Comm. géol. Suisse.
- MANCKTELOW, N. (1985): The Simplon Line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. - *Eclogae geol. Helv.* **78/1**, 73-96.
- MASSON, H., HERB, R. & STECK, A. (1980): Helvetic Alps of Western Switzerland, excursion No. 1. - In TRÜMPY, R.: *Geology of Switzerland (part B)*. - Wepf, Basel/New York.

- MENARD, G. (1979): Relations entre structures superficielles et structures profondes dans le sud-est de la France, essai d'utilisation de données géophysiques. - Thèse Univ. Grenoble.
- MOSER, H.J. (1985): Strukturgeologische Untersuchungen in der Rawil-depression. - Diss. Univ. Bern.
- OULIANOFF, N. & TRUMPY, R. (1958): Atlas géologique de la Suisse 1:25'000, Feuille 33, Grand St-Bernard. - Comm. géol. Suisse.
- PAVONI, N. (1980): Comparison of focal mechanisms of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the Central Valais, Swiss Alps. - *Eclogae geol. Helv.* **73/2**, 551-553.
- RAMSAY, J.G. (1967): Folding and fracturing of rocks. - McGraw Hill, New York.
- REY, J.P. (1981): Etude géologique et structurale du Tubang. - Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).
- RIGASSI, D. (1977): Genèse tectonique du Jura. Une nouvelle hypothèse. - *Paléolab News* **2** (Terreaux du temple, Genève).
- RUCH, D. (1983): De Champéry à Susane: relations stratigraphiques, structurales, métamorphiques entre l'Autochtone, le Parautochtone et la nappe de Morcles. - Diplôme Univ. Neuchâtel (inéd.).
- RYBACH, L., MÜLLER, S., MILNES, A.G., ANSORGE, J., BERNOULLI, D. & FREY, M. (1980): The Swiss Geotraverse Basel-Chiasso, a review. - *Eclogae geol. Helv.* **73/2**, 437-462.
- SCHAUB, H.P. (1936): Geologie des Rawilgebietes (Berner Alpen). - *Eclogae geol. Helv.* **29/2**, 337-407.
- SCHLÄPPI, E. (1980): Geologische und tektonische Entwicklung der Doldenhorndecke und zugehöriger Elemente. - Diss. Univ. Bern (unpubl.).
- SPICHER†, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz 1:500'000. - Schweiz. geol. Komm.
- STECK, A. (1984): Structures et déformations tertiaires dans les Alpes centrales. - *Eclogae geol. Helv.* **77/1**, 50-100.
- STEFFEN, P. (1981): Zur Stratigraphie und Paläontologie des helvetischen Eozäns in der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. - Diss. Univ. Bern.
- ZWAHLEN, P. (1983): Die Gellihorndecke im Kiental. - *Eclogae geol. Helv.* **76/3**, 491-506.

# HELVETIKUM DER WESTSCHWEIZ

Horizontalschnitt auf 2500 m ü.M.



## STRATIGRAPHIE

- Ultrahelvetikum
- Tertiär
- Wang-Schichten
- Seewer-/Amdener Formation
- Schrattekalk, "Urgonien"
- Drusberg-Schichten, "Barrémien"
- Kieselkalk, "Hauterivien"
- Öhrlikalk, "Valanginien" calcaire
- Zementstein/Öhrlimergel, "Val." schisteux
- Malm
- Dogger
- Lias
- Trias
- Gastern-/Aig.Rouges-Massiv
- Aar-/Mt.Blanc-Massiv

## TEKTONIK

- ÜBERSCHIEBUNGEN:**
- PENNINIKUM
  - ULTRAHELVETIKUM
- HELVETISCHE DECKEN:**
- Wildhorn
  - Diablerets
  - Ardon
  - Morcles
  - Gellihorn
  - Jägerchrüz
  - Plammis
  - Doldenhorn
- parautochthone Schuppen und deckeninterne Überschiebungen
- BRÜCHE UND BLATTVERSCHIEBUNGEN:**
- L Lohner
  - SM Schwarzhorn, Merdechon
  - RKG Rote Kuh, Gampel
  - SMT Sex Rouge, Mondralèche, Tubang
  - Re Retzligletscher
  - If Iffigensee
  - S Senin
- Längsbrüche (Faltenachsenparallele Abschiebungen)

Höhenkurve 2500m  
Talseite  
Bergseite

