

# Bruchtektonik und Blattverschiebungen im Gebiet des Rawil-Passes : Resultat einer E-W gerichteten dextralen Scherbewegung im kristallinen Untergrund?

Autor(en): **Huggenberger, Peter / Aebli, Hansruedi**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen  
= Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie**

Band (Jahr): **69 (1989)**

Heft 2

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-52783>

## **Nutzungsbedingungen**

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

## **Haftungsausschluss**

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

# Bruchtektonik und Blattverschiebungen im Gebiet des Rawil-Passes; Resultat einer E-W gerichteten dextralen Scherbewegung im kristallinen Untergrund?

Peter Huggenberger<sup>1</sup> und Hansruedi Aebli<sup>2</sup>

## Abstract

The different fault systems outcropping in the axial depression of the Rawil-region (western Helvetic of Switzerland) located between the external massifs (Aarmassif and Aiguilles Rouges/Mont Blanc), may be divided according to their age and orientation into normal fault-systems being more or less perpendicular to the northeast trending fold axis, and E-W striking faults with dextral strike-slip movements and a vertical displacement component. These two systems cut previously formed structures such as folds, low angle normal faults and reverse normal faults.

Shear experiments at a smaller scale (TCHALENKO, 1970) show a geometry which is comparable with the Rawil fault system. As a consequence, Rawil fault development could be explained by a single process, as a brittle shear deformation within the sedimentary cover as a response to the lateral ramp propagation in the external massifs, which link the two foreland thrusts of the Mont Blanc/Aiguilles Rouges and the Aar massif.

*Keywords:* Helvetic nappes, Western Switzerland, fault tectonics, strike-slip movements, shear experiments.

## Résumé

Les différents systèmes de failles qui affleurent dans la dépression axiale entre les massifs externes Mont Blanc/Aiguilles Rouges et Aar (région du Rawil) peuvent être groupés selon leurs âges et leurs orientations en deux systèmes principaux: Failles normales plus ou moins perpendiculaires aux axes de plis et cisaillements dextres avec une composante de mouvement verticale. Ces deux systèmes coupent toutes les structures antérieures (failles normales et chevauchements parallèles aux axes de plis). Des expériences à petite échelle permettent l'observation du développement progressif des systèmes de failles dans un régime cisailant et montrent - comparées avec les systèmes de failles du Rawil - une géométrie comparable. Par conséquent, les systèmes de failles du Rawil peuvent être expliqués par l'action d'un seul processus; dans ce cas il s'agit d'un cisaillement dextre dans la couverture sédimentaire. Il serait dû aux mouvements profonds au niveau du socle, causés par le jeu d'une rampe latérale.

## 1. Einleitung

Das Gebiet des Rawil-Passes bildet die Kullmination der Wildhorndecke, welche von SSE aus dem Rhonetal emporsteigt, um dann mit einer Faltenkaskade nach NNW unter die Einheiten des Ultrahelvetikums der Sattelzone (Zone des Cols) zu tauchen (Abb. 1). Zwischen den externen Massiven, Aiguilles Rouges und Mont Blanc im SW, Aar und Gastern im NE, im Streifen der Faltenachsen der Grossstrukturen, befindet sich eine Axial-Depression, die ihren tief-

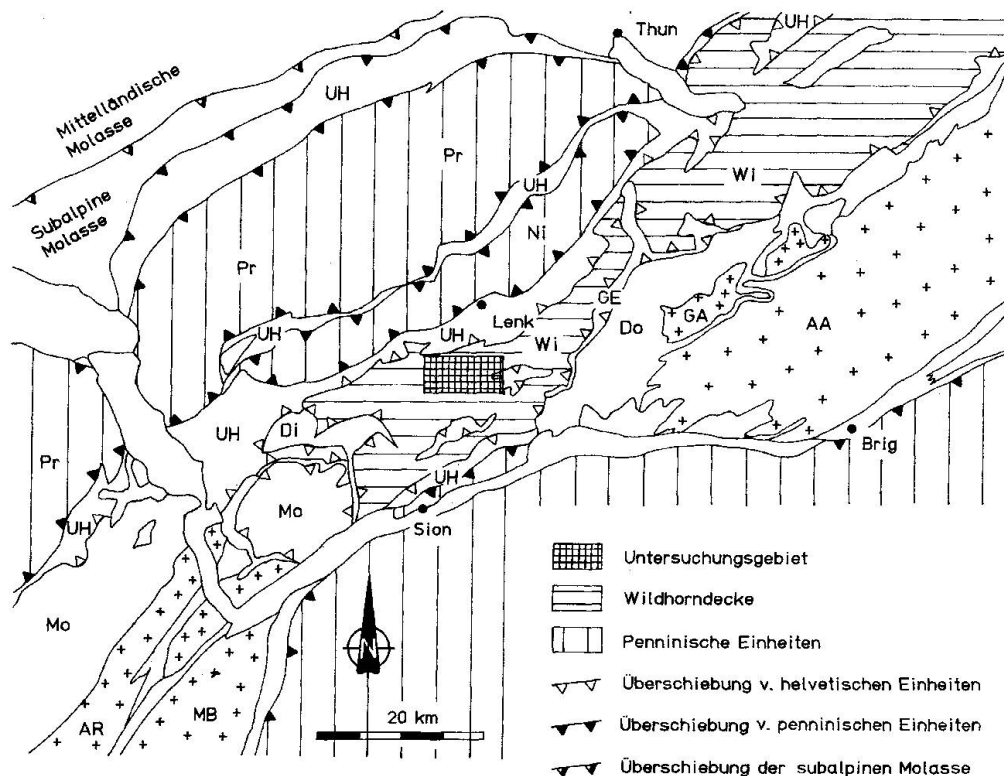
sten Punkt im Wildstrubelgebiet unweit östlich des Rawilpasses aufweist. Generell fallen die linearen Strukturelemente (Faltenachsen, Lineationen) im Rawilgebiet mit 10-20° nach NE ein.

SCHAUB (1936) erkannte neun markante, mit Ausnahme der Niesenhorn-Antiklinale ungefähr N60E streichende Anti- und Synklinale. Die nördlichsten erscheinen als tektonische Fenster in der Sattelzone.

Strukturell besteht eine Disharmonie zwischen Jura- und Kreidestockwerk (RAMSAY, 1984), wobei die jurassischen Einheiten im SE

<sup>1</sup> Institut de Géologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4, z. Zt. EAWAG, CH-8600 Dübendorf

<sup>2</sup> Büro für Technische Geologie, Grossfeldstr. 74, CH-7320 Sargans



Massive : AA : Aar- ; GA : Gastern- ; AR : Aiguille Rouge- ; MB : Mont Blanc- .  
 Helvetische Decken : Wi : Wildhorn- ; Di : Diablerets- ; Mo : Morcles- ; Ge : Gellihorn- ; Do : Doldenhorn- ;  
 UH : Ultrahelvetische - Nordpenninische Einheiten  
 Penninikum : Ni : Niesendecke ; Pr : Préalpen

Abb. 1 Tektonische Übersicht der Westschweiz.

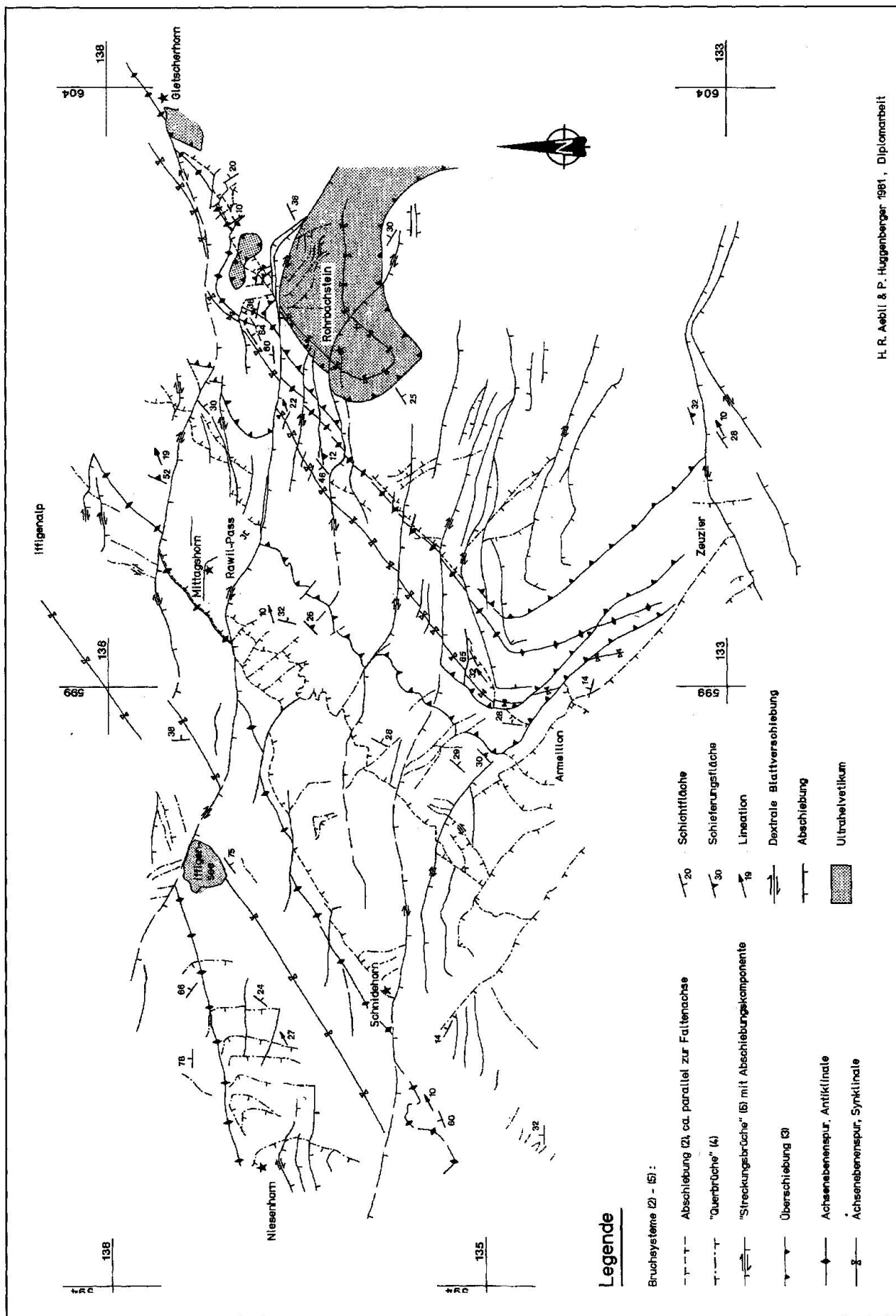
zurückbleiben. Die strukturelle Trennung erfolgt im Niveau der Valanginien-Mergel.

Von den verschiedenen lithologischen Einheiten der für das südliche Helvetikum typischen Schichtabfolge dominieren tektonisch die kompetenten Kalkserien (Schrattenkalk, Seewerkalk, Quintnerkalk) den Faltenbau. Inkompetente, tonig-mergelige Serien wirken als Abscherungshorizonte bzw. Überschiebungshorizonte im kleineren Massstabsbereich oder bewerkstelligen durch ihr mechanisches Verhalten den disharmonischen Faltenbau der Wildhorndecke. Die Mehrschichtabfolgen von Kalken und Mergeln (Kieselkalk, Drusbergschichten) bilden ihrerseits in Umbiegungszonen häufig Parasitärfalten kleinerer Amplituden.

Die Grossfalten des Rawilgebietes wurden anschliessend an die eigentliche Deckenbildung durch komplizierte Bruchsysteme und Blattverschiebungen versetzt (Tektonische Karte, Abb. 2). Die WNW-ESE streichende Iffigsee-Blattverschiebung ist die bekannteste davon. Die starke rezente Erdbebentätigkeit (letztes grösseres Beben: 7. Januar 1989, östlich von Montana; 3,9

Richterskala) sowie die erhöhte Mikroseismizität weisen darauf hin, dass gewisse Bruchsysteme in diesem Gebiet immer noch aktiv sind (PAVONI, 1980).

Aufgrund der neuen Hypothese über die Entstehung der Rawil-Depression als Resultat einer lateralen Rampe im kristallinen Untergrund (BURKHARD, 1988), wird in dieser Arbeit die Kinematik der komplizierten Bruch-Strukturen des frontalen Teils der Wildhorndecke, wie sie von den beiden Autoren im Rahmen von Diplomarbeiten (1981) kartiert wurden, neu interpretiert und diskutiert. Von besonderem Interesse sind die Auswirkungen einer tief liegenden Blattverschiebung im Kristallin auf die darüberliegende Sedimentbedeckung. Die kartierte geometrische Anordnung der Bruchsysteme des Rawilgebietes wird mit solchen von Laborexperimenten (cm-Bereich) und Erdbebenzonen (km-Bereich, TCHJALENKO, 1970) verglichen. Experimente im kleinen Massstabsbereich (Riedel Experiment und «Shearbox») ermöglichen zudem das Studium der schrittweisen Entwicklung solcher Scherverformungen.



H. R. AEBLI & P. HUGGENBERGER 1981, Diplomarbeit

Abb. 2 Tektonische Karte des Rawil-Gebietes (Kompilation der tektonischen Karten von AEBLI, 1981 und HUGGENBERGER, 1981).

## 2. Die tektonischen Gefüge-Elemente im Gebiet des Rawil-Passes

Die in dieser Arbeit beschriebenen tektonischen Strukturen liegen im Bereich der Kulmination der Wildhorndecke, unweit SE der sogenannten Axialdepression. LUGEON (1908) interpretierte die Axialdepression im Wildstrubelgebiet als Folge einer Änderung des Schichtfallens von NE nach SW. SCHAUB (1936) konnte eine Umkehrung des Schichtfallens nicht bestätigen. Er beschreibt in der Gegend des Wildstrubels ein staffelartiges Heben der Schichten an Brüchen sowie ein Schichtfallen gegen NE. Eine Interpretation des Kartenbildes im regionalen Massstabbereich ergibt jedoch generell ein Einfallen der Schichten gegen SW. RAMSAY (1980) bezeichnet diese regionale Struktur als Wildstrubeldepression, was in bezug auf die Sedimentdecken richtig sein dürfte. BURKHARD (1988) spricht, aufgrund von strukturellen Analysen und Projektionen bis ins Kristallin der externen Massive, von der sogenannten Rawildepression. Dieser Begriff bezieht sich somit nur auf die Strukturen im Kristallin. Die unterschiedliche Position der Depression im Sockel und in der darüberliegenden Sedimentbedeckung wäre mit ein Indiz für eine geometrische Entkoppelung Sedimentbedeckung/Kristallin von ca. 7 km.

Da in diesem Artikel versucht wird, die Bruchstrukturen in den Sedimentdecken mit denjenigen in den Kristallin-Massiven zu korrelieren und in einen kinematischen Zusammenhang zu stellen, verwenden wir die Bezeichnung Rawildepression.

Im frontalen Bereich der Wildhorndecke sind, ausgehend von der Wildstrubelfalte, welche die Kulmination der Decke bildet, bis zum Fenster von Lenk neun NE streichende Faltenstrukturen aufgeschlossen. Die Nordschenkel der Antiklinalen sind meist überkippt und auf die Synklinalen überschoben. In der tektonischen Karte (Abb. 2) sind nur die ersten drei Antiklinalen dargestellt (Wildstrubel-, Wildhorn- und Niesenhornantiklinale). Die Altersabfolge der tektonischen Gefüge-Elemente kann für das Rawilgebiet wie folgt angegeben werden (AEBLI, 1981; HUGGENBERGER, 1981):

1. Mittelkretazische synsedimentäre Verwerfungen

### Decken- und Faltenbildung:

2. Parallel zu den Faltenachsen (SW-NE) streichende Abschiebungen (2) (inklusive «Untervorschiebungen»)

3. Überschiebungen (3) parallel zum Streichen der Faltenachsen

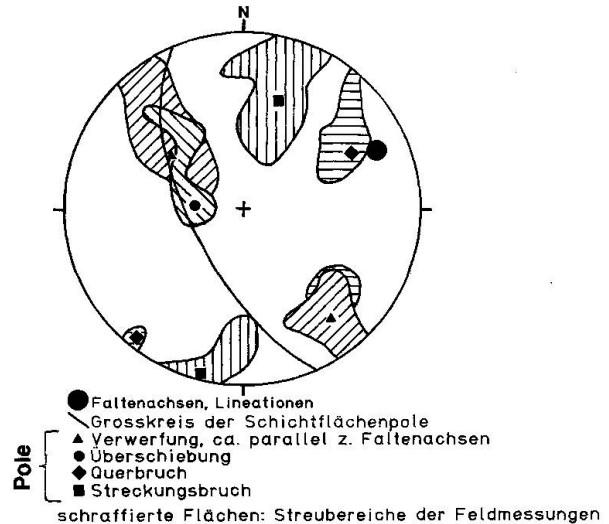


Abb. 3 Stereogramm mit Pol-Darstellung der Gefüge-Elemente (Schmidtsches Netz untere Halbkugel).

### Dextrale Bewegungen im Kristallinsockel (nach BURKHARD, 1988):

4. Abschiebungen (4) ungefähr normal zu den Faltenachsen («Querbrüche»)

5. E-W streichende dextrale Blattverschiebungen (5) mit einer Abschiebungskomponente («Streckungsbrüche»).

Die tektonische Karte (Abb. 2) zeigt den Verlauf der Hauptstrukturen sowie den Bewegungssinn der einzelnen Bruchsysteme. Die räumliche Orientierung der einzelnen tektonischen Gefügeelemente ist in Abbildung 3 dargestellt.

Bei den ältesten aufgeschlossenen Bruchsystemen handelt es sich um synsedimentäre Verwerfungen (LUGEON, 1914-1918; AEBLI, 1981), die während der Mittelkreide aktiv waren. Für die tektonische Entwicklung der Wildhorndecke sind sie ohne grössere Bedeutung und werden deshalb hier nicht näher beschrieben.

Mit der Deckenbildung bzw. mit dem Faltenbau werden drei tektonische Elemente in Zusammenhang gebracht: Es handelt sich dabei um Faltung, Abschiebung (2) und Überschiebung (3). Das konjugierte Abschiebungssystem (2) streicht faltenachsenparallel und wird von Überschiebungen (3) versetzt. Die Abschiebungen (2) können zudem während der Faltung rotiert worden sein, so dass ihr Einfallswinkel entsprechend variiert. Die in der Literatur als Untervorschiebungen bezeichneten Strukturen (LIECHTI, 1930; SCHAUB, 1936; ARN. HEIM, 1921) sind ebenfalls dieser Gruppe zuzuordnen. Die Überschiebungen (3) versetzen die Abschiebungen (2). Dieser Zusammenhang wird am besten durch die Aufschlüsse oberhalb der Alp Armeillon, im Süden des Rawilpasses, illustriert. An

dieser Lokalität wird der Schrättkalk durch ein System konjugierter Abschiebungen (2) hinuntergesetzt. Die Abschiebungen wurden anschließend von Überschiebungen (3) versetzt (Abb. 4a).

Zu den Post-Faltung datierten Strukturen gehören Abschiebungen (4) und Blattverschiebungen (5), die quer (normal und schief) zu den Falten stehen.

Die Abschiebungen (4) sind häufig als konjugierte Systeme ausgebildet, wobei die SW bis S einfallenden Bruchflächen meist dominieren. Sie versetzen sowohl Faltenstrukturen als auch Abschiebungen (2) und Überschiebungen (3) (Abb. 4b).

Die markantesten Bruchstrukturen bilden die dextralen Blattverschiebungen (5). Diese Blattverschiebungen, in der Literatur oft auch als Streckungsbrüche bezeichnet, streichen WNW-ESE und fallen meist nach SSW ein. Der Fallwinkel dieser Bruchflächen variiert stark. Der wohl bekannteste Streckungsbruch, der «Iffigseebruch», besitzt eine horizontale Verschiebungskomponente von ca. 700 m, und der vertikale Versatz beträgt ungefähr 300-400 m (WILDBERGER et al., 1978). Der Iffigseebruch kann im Streichen über mehrere Anti- und Synklinalen verfolgt werden, bis er gegen Osten unter den Eismassen des Plaine Morte-Gletschers verschwindet.

Die Blattverschiebungen (5) bewirken generell eine Streckung der Faltenstrukturen um 10-20% (BURKHARD, 1988). Grossräumig wird das Axialgefälle beidseits der Axialdepression durch Wirkung solcher Streckungsbrüche verkleinert. Die staffelartige Hebung und Verschiebung des NE-Teiles an Streckungsbrüchen kann die Entstehung der sogenannten Wildstrubeldepression erklären.

### 3. Tektonische Modelle der Rawil-Depression

SCHAUB (1936) erklärt die Rawil-Depression als Folge des Aufstiegs des Aarmassivs. Die Querbrüche (4) und Blattverschiebungen (5) werden als Reaktion auf die durch diesen Aufstieg verursachte Dehnung interpretiert. Aufgrund neuerer geologischer Kenntnisse (z.B. PFIFFNER, 1985) wird angenommen, dass das Aarmassiv durch Überschiebungen der externen Massive aufs autochthone Vorland seine aktuelle Stellung erreichte. Einen Schritt weiter geht BURKHARD (1988) in seiner Hypothese einer wichtigen lateralen Diskontinuität im kristallinen

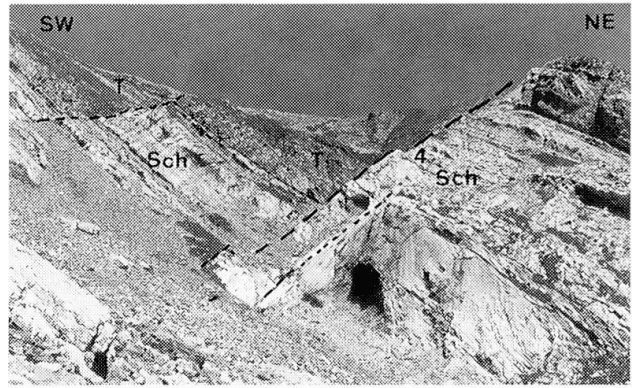


Abb. 4a Streckungsbruch (4) am Niesenhorn (Normalverwerfung [4], Sch: Schrättkalk, T: Tertiär).

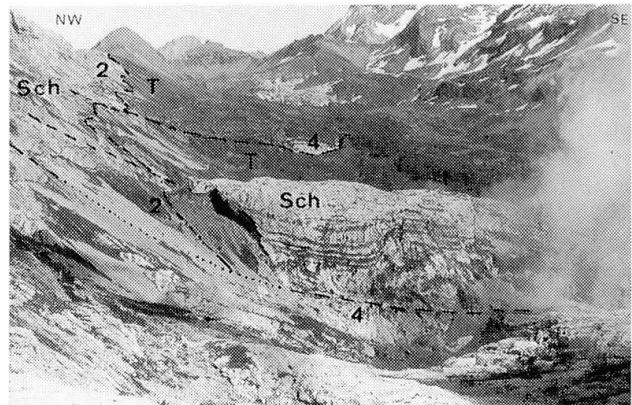


Abb. 4b Horst-Graben-Struktur im Gebiet des Rawilpasses als Kombination von Abschiebung (2) und Querbruch (4), Sch: Schrättkalk, T: Tertiär der Rawilmulde.

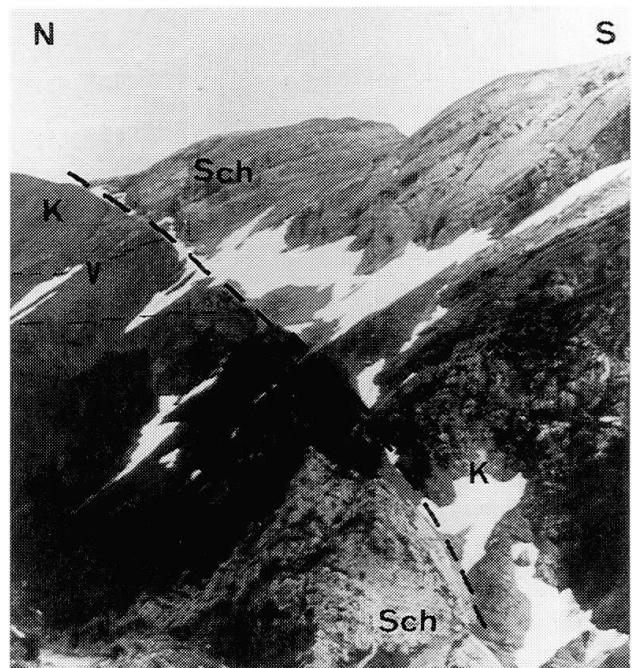


Abb. 4c Iffigsee-Blattverschiebung: dextrale Versetzung der Wildhorn-Antiklinale horizontal um 700 m und vertikal ca. 300 m. Sch: Schrättkalk, K: Kiesel, V: Valanginien Schisteux.

Sockel unter der Rawil-Depression, welche die beiden frontalen Rampen der externen Massive, Mont Blanc/Aiguilles Rouges im Westen und Aar im Osten, miteinander verbindet (Abb. 5).

Eine direkte strukturelle Fortsetzung der oberflächennahen Bruchsysteme im Grundgebirge erscheint eher als unwahrscheinlich (vgl. Kap. 2). Das Deformationsverhalten einer in ihrer Kompetenz sehr stark variierenden Sedimentbedeckung kann kaum mit demjenigen des Grundgebirges verglichen werden, da Unterschiede in den Deformationsstrukturen bzw. den Deformationsbedingungen erwartet werden müssen. Potentielle geologische Formationen, die eine direkte Fortsetzung der Grundgebirgsbewegungen bis hin zur Oberfläche verhindern können, finden sich in den mergeligen Serien des «Valanginien schisteux», den inkompetenten Einheiten des Doggers, des Lias sowie der Trias.

Trotz seismischer Daten (NFP20, Traverse West) existieren über die Sedimentmächtigkeit im Gebiet der Rawil-Depression unterschiedliche Auffassungen. So gibt BURKHARD (1988) aufgrund von strukturellen Analysen einen Wert von 4 km, EPARD und MASSON (1988) jedoch, gestützt auf eine seismische Interpretation, einen Wert von -6 km Tiefe (ab Meereshöhe gemessen) an.

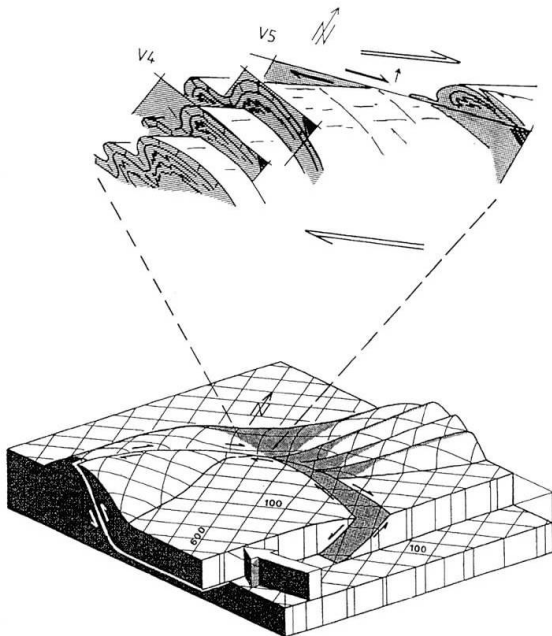


Abb. 5 Blockdiagramm des kristallinen Sockels unter der Rawil-Depression (nach BURKHARD, 1988) und Beziehung zu den Bruchsystemen in den darüberliegenden Sedimenten. Die untere Figur zeigt die Deformation im kristallinen Untergrund zwischen Aar- und Aiguilles Rouges Massiv. Die im Gebiet des Rawil-Passes (unteres Bild, Bildmitte) aufgeschlossenen tektonischen Strukturen wurden massstäblich vergrößert im oberen Bild dargestellt.

#### 4. Entwicklung von Bruchsystemen im Scherexperiment

Die P-Achsen-Orientierungen, die aufgrund der Herdlösungen rezenter Erdbeben von PAVONI (1980) sowie PFIFFNER und BURKHARD (1987) bestimmt werden konnten, entsprechen denjenigen der kartierten E-W streichenden, dextralen Blattverschiebungen. Experimentelle Untersuchungen (z.B. NAYLOR et al., 1986) zeigen, dass Bruchsysteme unterschiedlicher Orientierung in einem einzigen Deformationsprozess, im aktuellen Fall mit einer Scherverformung, erklärt werden können.

Die Frage, ob die Bruch-Systeme im Gebiet des Rawil-Passes (Querbrüche [4] und Blattverschiebungen [5]) wie im Experiment durch nur eine Deformationsphase gebildet werden können, ist deshalb naheliegend. Diese eine Deformationsphase könnte die Reaktion der Sedimentbedeckung auf die dextralen Bewegungen im Kristallin darstellen.

Nach TCHALENKO (1970) entwickeln Gesteine und Bodenmaterialien, die durch Scherbewegungen verformt werden, in allen Massstabsbereichen beobachtbare Scherzonen. Die Geometrie dieser Scherzonen ist von der Materialzusammensetzung und der überlagerten Verformung abhängig und kann vom mikroskopischen (Deformations-Bänder) bis zum regionalen Bereich (tektonische Krustenstörung) beobachtet werden. Derselbe Autor konnte auch geometrische Ähnlichkeiten der Strukturen von spröden Scherzonen, solchen des klassischen Riedel-Experimentes bzw. der «Scherbox» und grossräumigen Erdbebenzonen nachweisen. Seine Experimente ermöglichen zudem das Studium einer sukzessiven Entwicklung von Bruchstrukturen mit fortschreitender Scherverformung. Die Resultate dieser Experimente werden in dieser Arbeit mit der Bruchgeometrie des Rawilgebiets verglichen.

Beim klassischen Experiment von RIEDEL (1929) (Grundplatte aus zwei lateral verschiebbaren Teilen, bedeckt mit einer Schicht haftenden, plastischen Materials [z.B. Ton]) bewirkt die Scherbewegung in einem Anfangsstadium eine homogene Verformung (z.B. Kreis zu Ellipse). Im Experiment von TCHALENKO (1970) entstehen die ersten Spröd-Brüche kurz vor dem Erreichen des Maximums im Kraft-Versetzungs-Diagramm (Abb. 6, Stadium a). Der Winkel der zuerst gebildeten Riedelbrüche beträgt anfänglich  $12^\circ$ , später  $16^\circ$ . Mit zunehmender Verformung (Abb. 6, Stadien c, d) bildet sich, dem alten System überlagert, ein neues Bruchsystem, das einen kleineren Winkel zur Scherrichtung ein-

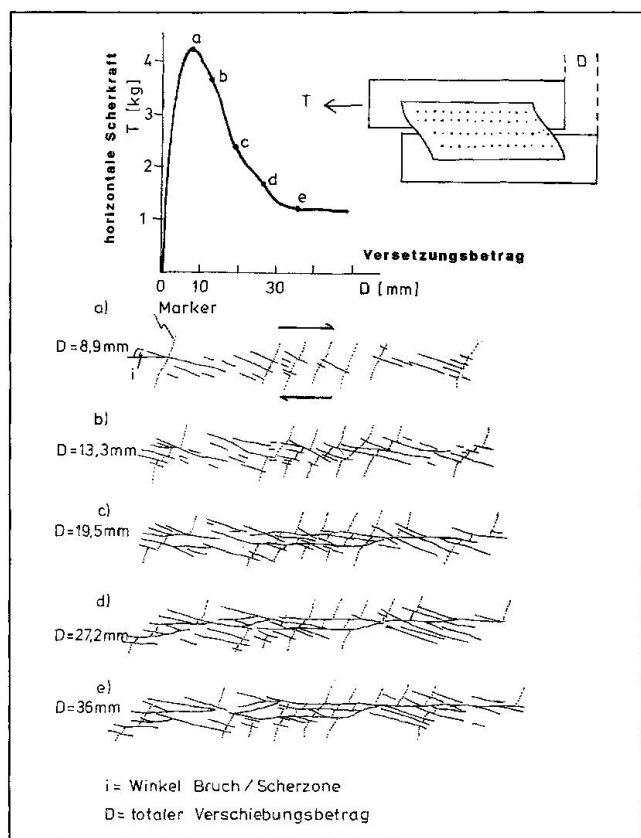


Abb. 6a Beziehung zwischen angesetzter Scherkraft und resultierender Verformung beim Riedel Experiment (umgezeichnet nach Tchalenko, 1970). (T = horizontale Scherkraft, [a, b, c, d, e]: verschiedene Verformungsstadien), resultierende Bruchmuster.

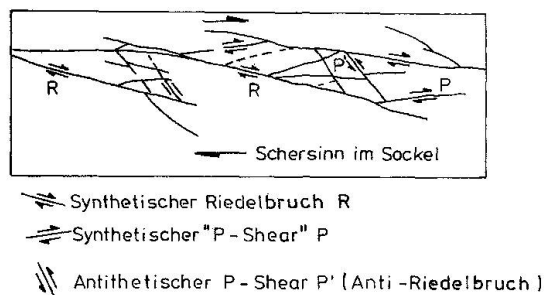


Abb. 6b Beobachtete Bruchgeometrie in Scherexperiment mit Sanden (nach NAYLOR et al., 1986).

schliesst. Zusätzlich entwickeln sich auch sogenannte «p-shears», welche benachbarte Riedelbrüche in einem Winkel von  $-10^\circ$  zur Scherrichtung schief miteinander verbinden. Die überlagerte Verformung wird in diesem Stadium allein durch die Scherbewegungen verursacht. Nach Schritt d (Abb. 6) wird ein stationärer Zustand erreicht. Im Experiment entspricht dieser Zustand der kontinuierlichen Entwicklung von Blattverschiebungen in einem Winkel von  $0-4^\circ$  zur Scherzone. Die Winkelbeziehungen zwischen Bruchorientierung und Scherrichtung (Winkel  $\beta$ )

stimmen bei den verwendeten Materialien (verschiedene Tone) gut mit denjenigen Werten, die mit der Mohr-Coulomb-Beziehung ermittelt wurden, überein (TCHALENKO, 1970). Dies gilt allerdings nur unter der Voraussetzung, dass statt des maximalen Scherwiderstandes  $\phi$  der effektive Reibungswinkel  $\phi_e$  bei der Berechnung verwendet wird (GIBSON, 1953). Allgemein kann in diesen Experimenten festgestellt werden, dass  $\beta$  proportional mit  $\phi_e$  zunimmt.

## 5. Diskussion und Schlussfolgerung

Die Experimente von TCHALENKO (1970) geben zwar eine plausible Erklärung für die beobachteten Strukturen in der Sedimentbedeckung; aber eine Verknüpfung zwischen Bewegung im Grundgebirge und den darüberliegenden Sedimenten erfolgt jedoch erst durch das in Abbildung 7 dargestellte Modell. In diesem Modell werden durch die Scherbewegungen im Kristallin die darüberliegenden Sedimente bis zu einem bestimmten seitlichen Abstand von der Grundgebirgsscherzone passiv geschleppt. Gleichzeitig wird angenommen, dass die horizontale Scherspannung, die durch diese Grundgebirgsbewegung verursacht wird, in der Sedimentbedeckung gegen oben abnimmt. Durch den relativen Versatz der undeformierten Randbereiche erfolgt bei dieser Modellanordnung (Abb. 7) in der Nähe der Oberfläche eine einfache Scherung.

Ein mögliches Szenario der Bruchgeschichte des Rawil-Gebietes könnte deshalb etwa wie folgt aussehen: Als Reaktion der E-W gerichteten dextralen Scherbewegung (Bewegungen entlang einer lateralen Rampe im Sinne von BURKHARD, 1988) wird in der darüberliegenden Sedi-

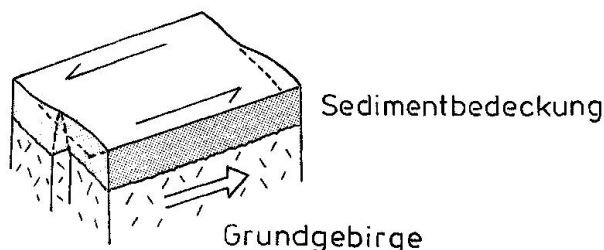


Abb. 7 Beziehung zwischen Grund- und Deckgebirge unter der Einwirkung einer Blattverschiebung im Grundgebirge. Ausgehend von der Basis der Sedimentbedeckung nimmt der horizontale Versatzbetrag nach oben ab. Im Bereich der heutigen Oberfläche erfolgt eine einfache Scherung. Die Kraft wird durch die relative Verschiebung der undeformierten Randbereiche der Sedimentbedeckung übertragen.



mentbedeckung durch SE bzw. NW des Rawil-Gebietes gelegene undeformierte Randbereiche (Abb. 7) eine Scherbewegung induziert. Durch die in einer ersten Phase E-W gerichtete dextrale Scherung erfolgt eine Deformation im sprödktilen Übergangsbereich (en echelon-Scherzonen, AEBLI, 1981; HUGGENBERGER, 1981). Mit zunehmender Verformung entstehen die Querbrüche (4), in einem im Vergleich zum Experiment von TCHALENKO (1970) steileren Winkel zur Scherrichtung. Diese Querbrüche zeigen einen Versetzungssinn, der entweder synthetischen Riedelbrüchen oder wie am Beispiel des Gebietes der Niesenhorn Antiklinale, antithetischen «p-shears» (Anti-Riedel) entspricht. In einer späteren Phase bilden sich kontinuierliche Blattverschiebungen (5) in einem kleinen Winkel zur Scherzone (Typ Iffigsee-Störung).

Die Tatsache, dass die Iffigsee-Störung neben der dominanten Horizontalkomponente eine beträchtliche Vertikalkomponente aufweist und dass die Querbrüche einen steileren Winkel zur Scherrichtung aufweisen als im Experiment von TCHALENKO (1970), zeigt, dass mit einem horizontalen Schermodell starke, ja vielleicht gar zu starke Vereinfachungen vorgenommen wurden. Der Arbeit von PAVONI (1980) folgend, kann jedoch für das Rawil-Gebiet eine SE-NW Kompressionsrichtung angenommen werden; d.h., die Scherzone stand zusätzlich unter Kompression (=Transpression). Nach SANDERSON und MARCHINI (1983) bewirkt eine solche Komponente eine Vergrößerung des Winkels zwischen Riedel und Scherrichtung. Die im Vergleich mit den in den Experimenten verwendeten Materialien viel kompetenteren helvetischen Serien können zusätzlich eine Vergrößerung des Winkels zwischen Riedelbruch und Scherrichtung bewirken. Und schliesslich könnte die Vertikalkomponente der Iffigseestörung mit der Abschiebungskomponente einer lateralen Rampe im Grundgebirge (Abb. 5) erklärt werden.

### Verdankungen

Diese Arbeit entstand im Hinblick auf das Symposium Rawil-Zermatt in Lausanne (1988). Die wesentlichen Feldbeobachtungen sowie die tektonische Karte basieren auf den Diplomarbeiten von H.R. Aebli und P. Huggenberger, die auf Anregung von Prof. J.G. Ramsay im Jahre 1981 durchgeführt wurden. Prof. W. Wildi und Prof. A. Pfiffner sei für ihre Anregungen bei der Durchsicht des Manuskriptes recht herzlich gedankt. Danken möchten wir auch Frau Jutta Hasler für die Zeichenarbeiten. Diese Arbeit wurde durch den schweizerischen Nationalfonds (Projekt 2.107-0.86) finanziell unterstützt.

### Literaturverzeichnis

- AEBLI, H.R. (1981): Tektonik und Strukturgeologie der Wildstrubelfalte und der Rawilmulde zwischen Lac de Zeuzier und dem Gletscherhorn. Diplomarbeit, Univ. Zürich, unpubl.
- BURKHARD, M. (1986): L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar. Thèse Univ. Neuchâtel (inéd.).
- BURKHARD, M. (1988): Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz auf 2500 m zwischen Mt. Blanc und Aar-Massiv (Rawil-Depression). Geol. Berichte Nr. 4, Landeshydrologie und -Geologie (BUS), 31S.
- EPARD, J.L. und MASSON, H. (1988): Le contact socle-couverture dans la dépression du Rawil. Poster, PNR20, Sion.
- GIBSON, R.E. (1953): Experimental determination of the true cohesion and true angle of internal friction in clays: 3rd Internat. Conf. Soil Mech. and foundation Engineering Proc., Zurich, v.I, 126-130.
- HEIM, ARN. (1922): Das helvetische Deckgebirge. In Alb. Heim: Geologie der Schweiz, Bd. 2, Teil 1, Tauchnitz (Leipzig).
- HUGGENBERGER, P. (1981): Tektonik und Kleinstrukturen im Gebiet des Rawil-Passes. Diplomarbeit Univ. Zürich, unpubl.
- LIECHTI, P. (1930): Geologische Untersuchungen der Dreispitz-Standfluhgruppe und der Flyschregion südlich des Thunersees. Mitt. Natf. Ges. Bern.
- LUGEON, M. (1914): Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander. Mater. Cart. geol. Suisse (n.s.) 30/I.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G., SIJPESTEIN, C.H.K. (1986): Fault geometries in basement induced wrench faulting under different initial stress state. J. structural Geol., 7 (8), 737-753.
- PAVONI, N. (1980): Comparison of focal mechanism of earthquakes and faulting in the Helvetic zone of the central Valais. Swiss Alps, Eclog. geol. Helv. 29/2, 551-553.
- PIFFNER, O.A. (1985): Displacement along thrust faults. Eclog. geol. Helv. 78/2, 313-335.
- PIFFNER, O.A., BURKHARD, M. (1987): Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. Annales Tectonicae, Vol. I, n. 1, 48-57.
- RAMSAY, J.G., HUBER, M.I. (1987): Techniques of Modern Structural Geology. Vol. II: Folding and Faulting, Academic press, London, 309-700.
- RIEDEL, W. (1929): Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. Centralbl. f. Mineral., Abt. B, 354-368.
- SANDERSON, D.J., MARCHINI, W.R.D. (1984): Transpression. Journal of structural Geology, Vol. 6, No. 5, 449-458.
- SCHAUB, H.P. (1936): Geologie des Rawilgebietes (Berner Alpen). Eclog. geol. Helv. 29/2, 337-407.
- TCHALENKO, J.S. (1970): Similarities between shear-zones of different Magnitudes. Geol. Soc. of Am. Bull., v. 81, 1625-1640.
- WILDBERGER, A., BADOUX, H., NABHOLZ, W. (1978): Zur Karst-Hydrogeologie im Gebiet des Rawil-Passes (Berner Oberland und Wallis). Eclog. geol. Helv. 74/2.

Manuskript eingegangen 3. März 1989; überarbeitetes Manuskript angenommen 11. Mai 1989.