

Strukturgeologie und Tektonik im Bereich AlpTransit

M. Burkhard

Institut de Géologie, rue E. Argand 11, Université de Neuchâtel, CH-2007, Suisse

ZUSAMMENFASSUNG: Das Aarmassiv ist eine Antiform mit mehr als 15km Amplitude von der nur gerade die obersten drei km der direkten Beobachtung zugänglich sind. Entsprechend gehen auch heute die Interpretationen dieser Struktur noch weit auseinander. Klassisch wurden die Massive als autochthon betrachtet. Abwicklungen von der Alpenfront her zeigen, dass die Massive um mindestens 25 bis 50km nach NW überschoben sein müssen. Eine Rampe in einer postulierten basalen Überschiebung führte zur Aufwölbung der Massiv-Antiform. Diese ist jünger als die helvetischen Überschiebungen und Faltungen, aber auch jünger als die alpine Schieferung im Innern der Massive. Die wichtigsten geometrischen Argumente und Spaltspurdaterungen welche zu dieser Schlussfolgerung führen werden diskutiert. Die Aarmassiv-Antiform wurde in den letzten 15 Millionen Jahren als Stapel von Oberkrusten-Schuppen angelegt und ist vielleicht auch heute noch aktiv.

ABSTRACT: The Aar massif is an antiform with more than 15km amplitude. Only the top three km of this structure are accessible for direct observations and accordingly, tectonic interpretations still vary widely. Classically, the external crystalline massifs were regarded as autochthonous. Balanced cross sections at the NW alpine front show that the massifs are clearly allochthonous, thrust toward the NW by 25 to 50 km. A postulated ramp in this basal thrust lead to the updoming of the massif-antiform. This structure is younger than folding and thrusting within the Helvetic nappes, but also younger than alpine schistositities seen within the massifs. The most important geometric arguments and fissiontrack dating results leading to this conclusion are discussed. The Aarmassif-Antiform was essentially formed during the last 15 Ma as an stack of upper crustal flakes, a process which might be ongoing today.

RÉSUMÉ: Le massif de l'Aar est un antiforme crustal avec plus de 15km d'amplitude. Seul les trois km supérieurs de cette structure sont accessible à l'observation directe et les interprétations varient encore largement. Classiquement, les massifs cristallins externes sont considérés comme autochtones. L'équilibration des coupes au front NW des Alpes montrent cependant que les massifs sont clairement allochtones, chevauchants de 25 à 50 km vers le NW. La présence d'une rampe est postulée dans ce chevauchement basal afin d'expliquer le bombement de l'antiforme des massifs. Ce bombement est plus jeune que le plissement et les charriages dans les nappes helvétiques, mais également plus jeune que la formation des schistosités alpines à l'intérieur des massifs. Les arguments géométriques et les datations par traces de fission les plus importants qui conduisent à ces conclusions sont discutés. L'antiforme du massif de l'Aar a été formé par empilement d'écaillés crustales durant les dernières 15 millions d'années, un processus qui pourrait encore être actif de nos jours.

1 EINFÜHRUNG

Beide AlpTransit Tunnel durchqueren die externen Kristallin-Massive welche auf tektonischen Karten der Alpen als riesige Fenster ins Auge springen. Umramt von helvetischen und penninischen Decken sind im Innern dieser Fenster Sockleinheiten aufgeschlossen, die ohne weiteres mit dem europäischen Vorland (Schwarzwald, Vogesen) korrelierbar sind und deshalb auch generell als "autochthon" bezeichnet wurden. Diese Auffassung ist insbesondere im Vergleich mit den darüberliegenden, eindeutig allochthonen, helvetischen und penninischen Decken verständlich. Die Abwicklung aller an alpinen Deformationen beteiligten Sedimentdecken erlaubt eine Rekonstruktion des mesozoischen, passiven Südrandes des europäischen Kontinentes. Während viele solche Abwicklungen mit grosser Akribie für das Helvetikum gemacht wurden, gibt es immer noch nur sehr wenige quantitativen Analysen für die weiter nördlich anschliessende subalpine Molasse. Solche Abwicklungen verlangen aber auch für die Massive selbst eine beträchtliche Allochthonie bezüglich dem europäischen Vorland.

In diesem Aufsatz sind die wichtigsten Argumente zusammengefasst, welche in der Diskussion um die Autochthonie und die alpine Bildungsgeschichte der Massive berücksichtigt werden müssen. Aus der Vielzahl von Publikationen zum Thema wird als Einstieg auf vier Standardwerke verwiesen : 1) Sehr schöne, immer noch gültige Profilserien durch den Alpen-Nordrand findet man in Albert Heim's (1921) "Geologie der Schweiz". Insbesondere die stark alpin überprägte Geometrie des Sockel/Sediment Kontaktes am Nordrand des Aarmassivs ist seither nirgends mehr so umfassend kompiliert und eindrücklich dargestellt worden (op.cit. Tafel 37). 2) Eine sehr übersichtliche Zusammenstellung der Helvetischen Decken findet man bei Arbenz (1934). 3) Trümpy (1980) gibt eine moderne synthetische Sicht der Alpen in "The Geology of Switzerland". 4) Reflexionsseismische Daten zur Tiefenstruktur der Alpen sowie verschiedene Interpretationen derselben sind eben veröffentlicht worden (Pffiffner et al. 1997). Dieses Werk enthält ein umfassendes Literaturverzeichnis zur Geologie der schweizer Alpen.

2 ABWICKLUNGEN, BILANZIERTER PROFILE DES ALPENRANDES

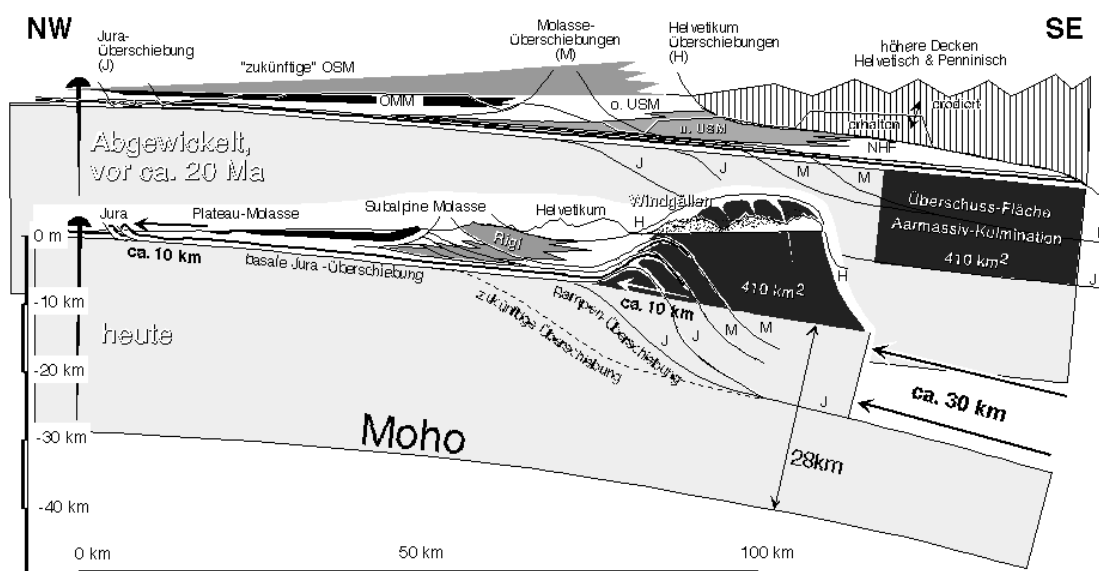
Helvetische Decken

Palinostatische Rekonstruktionen liegen vor allem für die helvetischen Decken in grossem Detail vor (Ferrazzini & Schuler 1979, Trümpy 1980, Funk & Loup 1992). Diese Rekonstruktionen sind nicht nur für NW-SE Querprofile sondern speziell auch für stratigraphische Korrelationen in Streichrichtung hergestellt worden. Bilanzierte Profile im eigentlichen Sinne gibt es bisher nur für einzelne Decken (Huggenberger 1985, Rowan 1993). Für das Verständnis der grosstektonischen Zusammenhänge und der Kristallinmassive sind die genauen Bilanzierungen des Helvetikums aber nicht sehr bedeutend, da die gesamten helvetischen Decken sicher südöstlich des Aarmassiv beheimatet werden müssen. Das letztere besitzt seine eigene, "autochthone" Sedimentbedeckung. Für diesbezügliche Diskussionen und immer noch offenen Probleme der Korrelation von Decken und deren Ablagerungsraum wird auf Trümpy (1999 dieser Band) verwiesen.

Subalpine Ketten - Externe Kristallinmassive

Viel wichtiger für die tektonische Interpretation der Kristallinmassive sind die strukturellen Verhältnisse in der subalpinen Molasse und im Faltenjura (Laubscher 1992, Burkhard 1990, Philippe et al. 1996). Im Gegensatz zum Helvetikum entzieht sich die Überschiebungsgeometrie hier aber der direkten Beobachtung. Volumen-Betrachtungen der einzelnen tektonischen Einheiten erlauben es trotzdem, Gesamtprofile durch den Alpen-Nordrand abzuwickeln und auszubalanzieren (Boyer & Elliott 1982, Butler 1990, Burkhard & Sommaruga

1998). Die meisten dieser Profile betreffen die westlichen schweizer Alpen, mit Berücksichtigung des vorgelagerten Jurafaltengürtels. Für das zentrale und östliche Aarmassiv hat Burkhard (1990) zwei bilanzierte Profile vorgeschlagen welche die subalpine Molasse einbeziehen. Allein die Bilanzierung der Dreiecksstruktur am Südrand der Plateau-Molasse der Ost- und Zentralschweiz verlangt mindestens 5km horizontale Verkürzung (Bachmann et al. 1982); zusammen mit den südlich anschliessenden subalpinen Molasseschuppen ergeben sich grosse horizontale Einengungen von mehr als 25 km; vergleiche auch Schlunegger et al. (1997). Die entsprechende Verkürzung im Sockel muss in Überschiebungen im oder unter dem nördlichen Aarmassiv kompensiert werden (Fig. 1).



Figur 1. Abgewickeltes und heutiges Profil durch die NW Alpenfront im Gotthardquerschnitt. Man beachte die abgewickelte Stellung der subalpinen Molasse sowie die Amplitude der Massiv-Antiform.

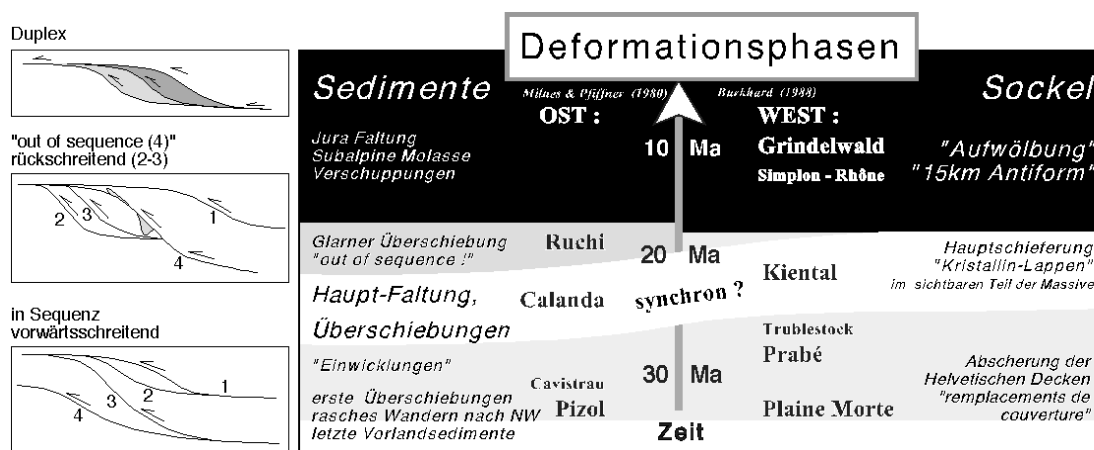
Hans Laubscher, der eigentliche Pionier in Massenbilanz-Berechnungen der Alpen (Laubscher 1988), hat schon sehr früh die ausserordentliche Stellung der externen Kristallinmasse erkannt. Die basale Jura-Überschiebung wurde von ihm aber lange hinter dem Gasternmassiv, im Jungfrau keil verwurzelt (z.B. Laubscher 1973). Die Jura-Überschiebung war somit entweder durch gravitäres Abgleiten vom Aarmassiv kompensiert (Laubscher 1965) oder aber die Aarmassivaufwölbung war jünger als die Jurafaltung. Im zweiten Fall war seitlich sogar eine Korrelation der Jura- mit der Glarner-Überschiebung denkbar. Erst in jüngeren Publikationen verwirft auch Laubscher (1992) diese Ansätze zugunsten einer basalen Überschiebung unter den Externmassiven. Eine solche ist bereits in Profilen von Argand (1924) angedeutet. Dennoch dominieren in den meisten Zeichnungen "autochthone" Interpretationen (Heim 1921, Trümpy 1980), eine Sicht die auch heute noch weit verbreitet ist (Schmid et al. 1997). Daneben sind seit den späten siebziger Jahren aber auch vermehrt allochthone Interpretationen zu finden. Ein Vergleich verschiedener Profile im NFP20 Atlas (Pfiffner et al. 1997) zeigt jedoch, dass wir auch heute noch weit von einem generell akzeptierten Konsensus entfernt sind.

3 DEFORMATIONSPHASEN IM HELVETIKUM

Geköpfte Falten, verfaltete Überschiebungen und mehreren Generationen von Schieferungen erlauben es, selbst in den intern nur schwach deformierten Sedimentgesteinen der helvetischen Decken, mehrere Deformationsphasen zu unterscheiden (Milnes & Pfiffner 1980, Burkhard 1988b). Lokal konnten auf diese Weise bis zu fünf Deformationsereig-

nisse ausgeschieden werden. Trotzdem bleibt es schwierig, einzelne dieser "Phasen" von Ost und West miteinander gleichzustellen. Korrelationen sind dadurch erschwert, dass die wichtige Grosse Struktur der Glarner Überschiebung nur im östlichen Helvetikum vorhanden ist und westlich des Reusstales ausklingt. Die Deformationsphasen von Milnes & Pfiffner (1980), sind aber ganz wesentlich an der Glarner Überschiebung "aufgehängt". Falten im Liegenden der Überschiebung (dem sogenannten Infrahelvetikum oder Parautochthon) werden der Calanda-Phase zugeordnet. In der darauffolgenden "Ruchi-Phase" werden einzelne dieser Falten ganz klar von der Glarner Überschiebung abgeschnitten (Oberholzer 1933, Pfiffner 1985, Lihou 1996). Es handelt sich um eine "out of sequence" oder rück-schreitende ("backstepping") Überschiebungs-Sequenz. Solche Beobachtungen fehlen am Westrand des Aarmassivs, wo alle Überschiebungen scheinbar "in sequence" oder vorwärtsschreitend nach NW angeordnet sind (Burkhard 1988b).

Eine Korrelation von Ost nach West kann mittels der Falten am Aarmassiv-Nordrand versucht werden. Auf seiner ganzen Erstreckung sind km-grosse liegende oder nach NW eintauchende Kristallin-"Lappen" und -Falten zu beobachten. Die berühmtesten Beispiele sind die Windgälle, die Jungfrau sowie die Doldenhorndecke mit ihrem Kristallinkern am westlichen Aarmassivrand. Diese der Kiental-Phase zugeordnete Deformation im Westen lässt sich deshalb mit der Calanda-Phase des Infrahelvetikums im Osten gleichsetzen (Fig. 2).



Figur 2. Versuch einer Korrelation von Deformationsphasen am NW Alpenrand.

4 DIE GROSS-ANTIFORM DER EXTERNMASSIVE

>15km Faltenamplitude

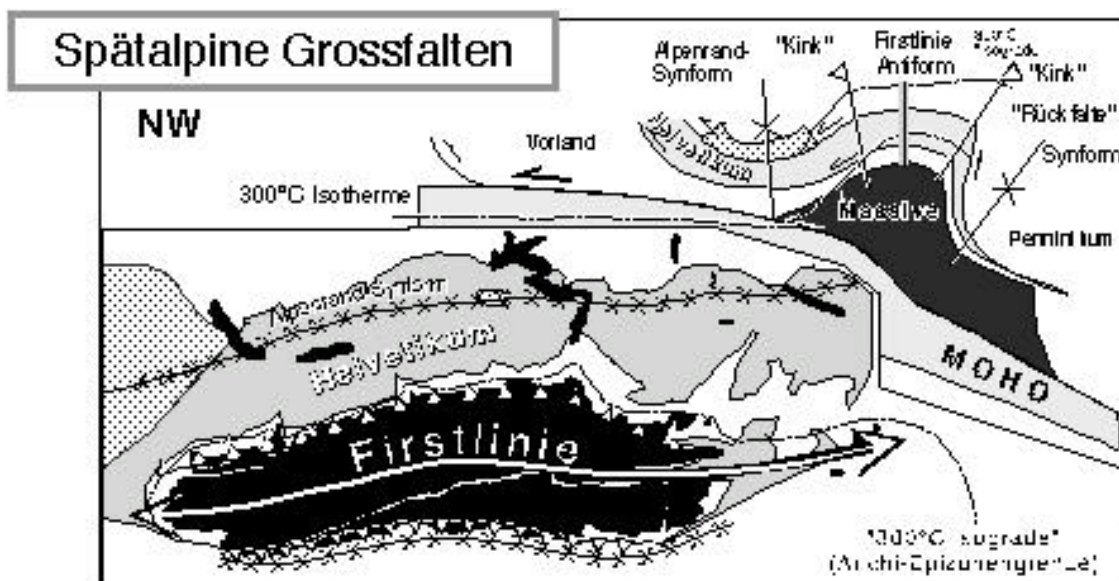
Die Moho fällt von Nordwesten her regelmässig unter den Alpenkörper ein und ist in keiner Weise durch die Form der externen Kristallinmassive beeinträchtigt (Kissling 1993). Die Subsidenzgeschichte der Mesozoischen und Neogenen Sedimente des Vorlandes, des Autochthons und der Helvetischen Decken zeigen deutlich, dass die europäische Kruste im gesamtem nordalpinen Ablagerungsbereich vor der Kollision im Oligozän durchaus eine normale Mächtigkeit von ca. 30 ± 2 km haben musste; davon etwa 2km Sedimente (Funk & Loup 1992, Wildi & Huggenberger 1993). Konstruiert man in einem heutigen Alpenprofil die vormalige Oberkante der europäischen kristallinen Kruste durch Abtragen von 28km oberhalb der Moho, so wird deutlich, wie weit die externen Kristallinmassive insgesamt über die normale, "regionale" Höhe herausgehoben wurden. Selbst am Ostende des Aarmassivs, im Vättiser Fenster, ist die Amplitude dieser Gross-Antiform immer noch beträchtliche 14km. Die Querschnittfläche von 400 bis 600 km² (Fig. 1) dieser Antiform erlaubt Abschätzungen der nötigen horizontalen Einengung. Im Minimalfall, mit Abscherhorizont an der Moho erhält man lediglich 15 km, im Maximalfall jedoch, unter der Annahme einer Abscherung von wenig mächtigen Kristallin-Decken oder "Flakes" (Oxburgh 1972) in der

Oberkruste, ergeben sich schnell Beträge von 30 bis 50km, aber auch 80km (für Schuppen mit etwa 5km Mächtigkeit) sind durchaus denkbar.

Relatives Alter der Massive in Bezug auf Deformationen im Helvetikum

Profile an der Nord- und Nordwestabdachung der gesamten West- und Zentral-Alpen zeigen ausnahmslos eine sehr charakteristische Verfaltung mit Amplituden im 10km Massstab wie sie in Figur 3 dargestellt ist. Am Alpenrand fallen Überschiebungen, Schichtungen und Achsenebenen der "chaînes subalpines", der subalpinen Molasse, des Helvetikums und des Penninikums grösstenteils nach S-SE ein. Wenige km weiter südöstlich ändert sich dieses generelle Einfallen und ist dann vor den Massiven systematisch mehr oder weniger steil nach N-NW orientiert. Von dieser grossräumigen Verkrümmung werden alle Internstrukturen der Penninischen Klippen, des Helvetikums, aber auch die metamorphe Zonierung erfasst.

Besonders auffallend sind die tauchenden Falten der Doldenhorndecke und das NW-Einfallen der Schieferungen, Überschiebungen und Achsenebenen am Aarmassiv-Nordrand zwischen Kien- und Haslital. Günzler-Seiffert (1941) hat diese späte Verfaltung als Grindelwald-Phase ausgeschieden. Ein Horizontalschnitt am Westende des Aarmassivs (Fig. 4) zeigt die geometrischen Beziehungen zwischen Kiental- und Grindelwald-Phasen sehr deutlich. Im Vergleich mit klassischen Mustern von gefalteten Falten nach Ramsay (1967) handelt es sich um Interferenzmuster des Typ 3. Die Falten der Kiental-Phase mit subhorizontalen Achsenebenen werden von der Grindelwald-Phase mit subvertikaler Achsenebene grossräumig verfaltet. Dieselbe Geometrie ist dem ganzen Aarmassiv gemeinsam und kann auch weiter im Osten beobachtet werden: die Windgällenfalte ist nach NW überkippt, während bereits auf der Südseite des Maderanertales Südfallen vorherrscht.

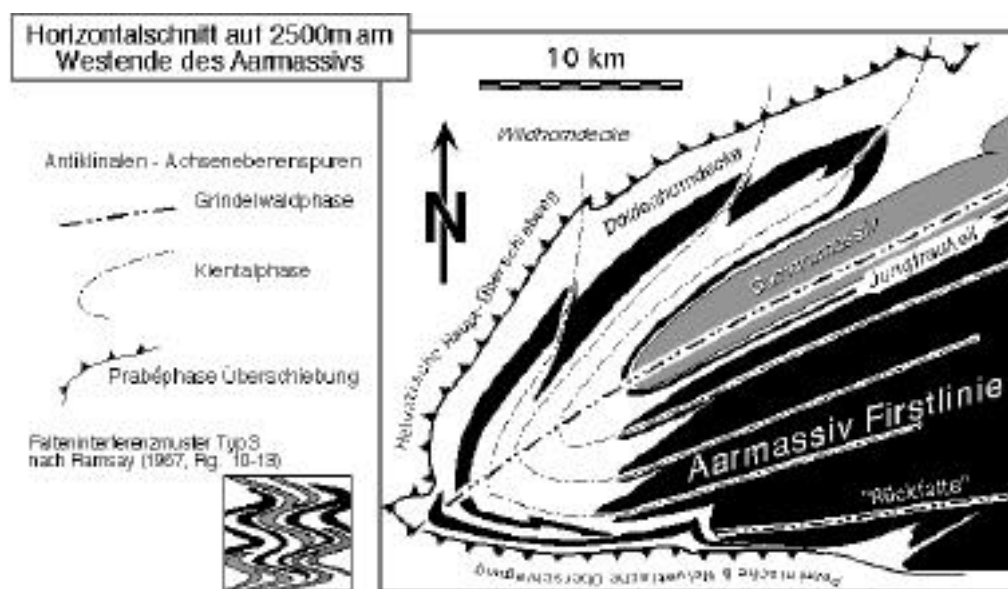


Figur 3. Tekttonische Skizze des Aarmassivs mit Spuren der spät angelegten Gross-Falten.

Für die Phasen-Korrelationen von West nach Ost ist die Beobachtung wichtig, dass auch die Glarner-Überschiebung von dieser Verfaltung des Aarmassivs erfasst wird. Das Südfallen am Südrand der Massive ist nichts anderes als der Südschenkel dieser Antiform.

Dieser Grossstruktur, insbesondere der Alpenrandsynklinale, wurde bis heute erstaunlich wenig Beachtung geschenkt. Unter anderem liegt das sicher am Fehlen einer Achsenebenenschieferung welche der Grindelwald-Phase zugeordnet werden könnte. Dies hat auch Strukturgeologen dazu geführt diese Grossstruktur lediglich als grossräumige späte Verkipfung anzusehen (Pfeffner 1986, fig.4).

Die alpinen Schieferungen und Scherzonen im Innern des Aar- und Gotthardmassivs wurden von Choukroune & Gapais (1983) und Marquer (1990) analysiert. Im Gegensatz zu Steck (1984), sehen diese Autoren keine Notwendigkeit für eine Unterteilung der alpinen Deformationen in mehrere Phasen. Die steile Stellung der Intern-Strukturen der Massive wird aber nicht nur von diesen Autoren für die Bildung der Gross-Antiformen in einem Modell reiner Scherung im Krustenmassstab verantwortlich gemacht. Dabei wurden allerdings die strukturellen Verhältnisse am Massivrand (Calanda- und Kiental-Phase) ausser Acht gelassen. Sowohl Profile als auch Horizontalschnitte (Burkhard 1988a, Steck et al. 1989) zeigen eindeutig, dass die Interndeformationen des zentralen Aarmassivs mit den nach NW eintauchenden Achsenebenen der Grossfalten am Nordrand des Massivs korreliert (Fig. 4).



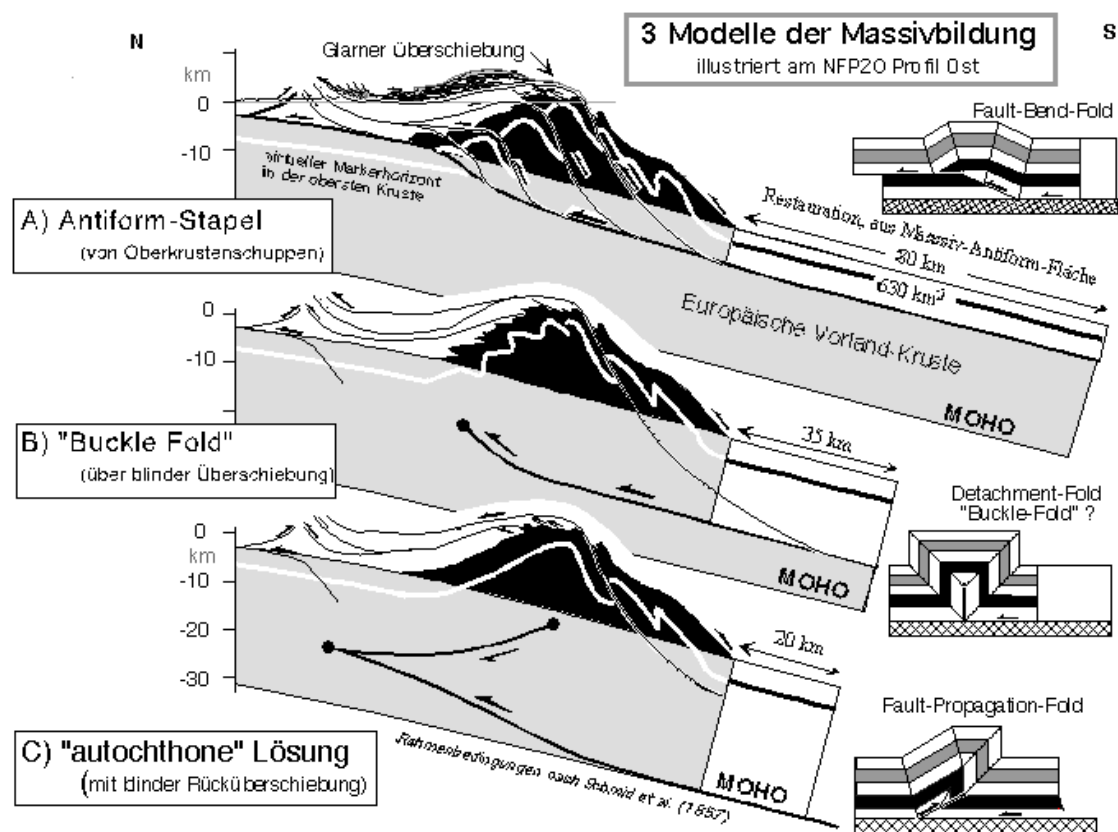
Figur 4. Horizontalschnitt auf 2500m am westlichen Aarmassiv mit drei Deformationsphasen.

Die logische Schlussfolgerung ist, dass die steilgestellte alpine Schieferung im Aarmassiv der Calanda-Kiental-Phase zugeordnet werden muss. Diese wird aber anschliessend von der Grindelwald-Phase grossräumig verfalltet. Das Fehlen einer Achsenebenenschieferung dieser Phase kann dadurch erklärt werden, dass diese Faltung durch Schichtgleiten entlang bestehender Anisotropien (Schichtung in Sedimenten, Schieferung im Massiv) stattfand und deshalb schwierig auszumachen ist. Ähnliche strukturelle Verhältnisse existieren am Südrand der Alpen, wo das allgemeine Umbiegen der Gneis-Schieferung nördlich der Insubrischen Linie, trotz Fehlen einer zugehörigen Achsenebenenschieferung ohne weiteres als späte "Rück"-Faltungsphase (Insubrisch) anerkannt wird (Steck 1984, Schmid et al. 1987). Die wichtigste Schlussfolgerung ist, dass sowohl das steile Nordwestfallen am Nordrand als auch das steile Südfallen im Innern und am Südrand der Massive erst nach der Hauptinterdeformation dieser Massive zustande kam!

Modellvorstellungen

Ein Vergleich der externen Kristallinmassive mit gängigen Faltungsmodellen in Sedimentgesteinen (Suppe 1983, Suppe & Medwedeff 1990) drängt sich auf. Diese rein geometrischen Modelle lassen lediglich Schichtgleiten aber keine Längenänderungen der Schichten selbst zu. Die extreme Einfachheit dieser Annahmen führt zu drei Endgliedern von Falten-Modellen (Fig. 5). Eine autochthone Bildung der externen Kristallinmassive lässt sich mit dem Modell eines "fault-propagation fold" oder eines "detachment fold" vergleichen. In beiden Fällen wird die gesamte horizontale Verkürzung in der Falte selbst konsumiert. Abscherung findet lediglich in der Tiefe statt, dringt aber nicht bis an die Oberfläche durch. Auf der anderen Seite stehen die "fault-bend-folds" die von der Annahme ausgehen, dass eine durchgehende Überschiebung von Anfang an existierte und Faltung

dadurch entsteht, dass Material über eine Rampe gestossen wird. In diesem Modell wird nur ein kleiner Teil der horizontalen Verkürzung durch Faltung konsumiert und auch am oberen Ende der Rampe existiert noch eine Überschiebung. Mehrere aufeinandergestapelte Fault-Bend-Folds ergeben eine "Duplex-Struktur" (McClay 1992).



Figur 5. Drei verschiedene Modelle zur Entstehung des Aarmassivs. Der weiße Markerhorizont ist fiktiv und dient lediglich der Veranschaulichung der geometrischen Konsequenz der Modelle.

Die strukturellen Verhältnisse in den externen Kristallinmassiven, zum Beispiel die einigermassen regelmässige Unterbrechung durch eingeschuppte Sedimente, und der berühmte "Fächerbau" lassen sich am besten mit einem Antiform-Stapel-Modell erklären. Dieses erklärt die steile Stellung im Innern und am Südrand der Massive durch eine fortschreitende Aktivierung immer externerer Überschiebungen und damit einer passiven Rückrotation aller älteren Strukturen während der Grindelwaldphase.

Gegner der vereinfachten Faltenmodelle führen die starke Interdeformation der Gesteine an und erklären Faltung alternativ durch "buckling" eines kompetenteren Sockels in einer weniger kompetenten Sedimenthülle (Ramsay 1967, fig.7.43). Auch moderne Interpretationen (z.B. Schmid et al. 1997) sind geometrisch implizit eher mit "buckling folds" (Fig. 4B) als mit einer Verschuppung und Gross-Überschiebung zu vergleichen. Diese Modelle sowie die älteren "autochthonen" Interpretationen (Fig. 4C) delegieren das Platzproblem allerdings einfach in die Tiefe (und nach Süden), wo irgendwo oberhalb der Moho doch eine basale, aber blinde Abscherung stattgefunden haben muss um die rund 630km² Querschnittfläche zu produzieren.

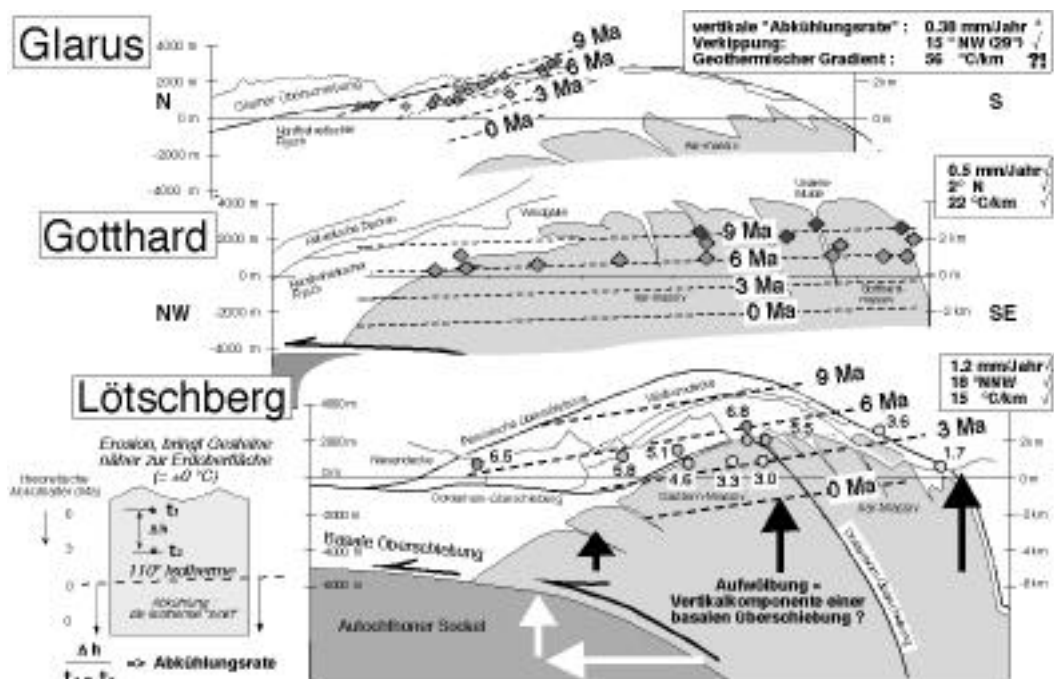
5 ABSOLUTES ALTER DER MASSIVAUFWÖLBUNG

Metamorphosehöhepunkt

Die maximal erreichte alpine Metamorphose ist auf mindestens drei Querprofilen durch das Helvetikum am Nordrand des Aarmassivs sehr gut bekannt (Frey et al. 1980, Breitschmid 1982, Frey 1987, Burkhard 1988b, Frey 1988). Alle diese Profile zeigen deutlich an, dass die Anchi-Epizonen-Fläche grossräumig verkippt, steilgestellt, teilweise auch tektonisch an Überschiebungen transportiert wurde. Innerhalb der Massive selbst ist die Unterscheidung von voralpinen und alpinen grünschieferfaziellen Mineralparagenesen schwierig und es sind deshalb auch keine Isogradenflächen auskartierbar; mit Ausnahme der Mikroklin/Sanidin Grenze (Bernotat & Bambauer 1982). Das gesamte Aarmassiv inklusive seine parautochthone Sedimenthülle waren alpin auf mindestens 300°C erhitzt worden. Unter der Annahme eines normalen geothermischen Gradienten war also die Überlast mindestens 12 bis 15 km mächtig. Andererseits sind die höheren helvetischen Decken (Wildhorn, Säntis) nicht einmal anchizonal überprägt, was verlangt, dass diese nie über rund 200°C erhitzt wurden, und somit auch nie unter mehr als etwa 6 bis 8 km höheren Decken begraben waren. Eine 300°C "Isograde" ist am NW-Rand des Aarmassivs praktisch konzentrisch mit diesem und muss steil (mit mehr als 30° nach NW in die Tiefe einfallen um irgendwo unter dem Alpenrand die heutige 300°C Isotherme zu erreichen (Fig. 3). Diese etwas theoretische Überlegung macht schnell deutlich, dass eine Isogradenfläche nicht isochron sein kann - je näher wir der heutigen Isothermenfläche kommen, desto später wurde diese Isogradenfläche eingefroren.

Alter der Metamorphose

Radiometrischen Altersbestimmungen der Alpen werden von Hunziker (1997) zusammengestellt und diskutiert. In den externen Zonen der Alpen, bleibt die Interpretation solcher Altersdaten als "Metamorphosehöhepunkt", "Hauptdeformation", oder "hydrothermale späte Überprägung" aber meist spekulativ. Einzig Apatit-Spaltspur-Datierungen ergeben einen kohärenten Datensatz, der es erlaubt den Zeitpunkt der Abkühlung unter ca. 110±10°C zu bestimmen (Hurford 1986).



Figur 6. Apatit-Spaltspuralter erlauben die Kartographie von Paläo-110°C-Isothermenflächen.

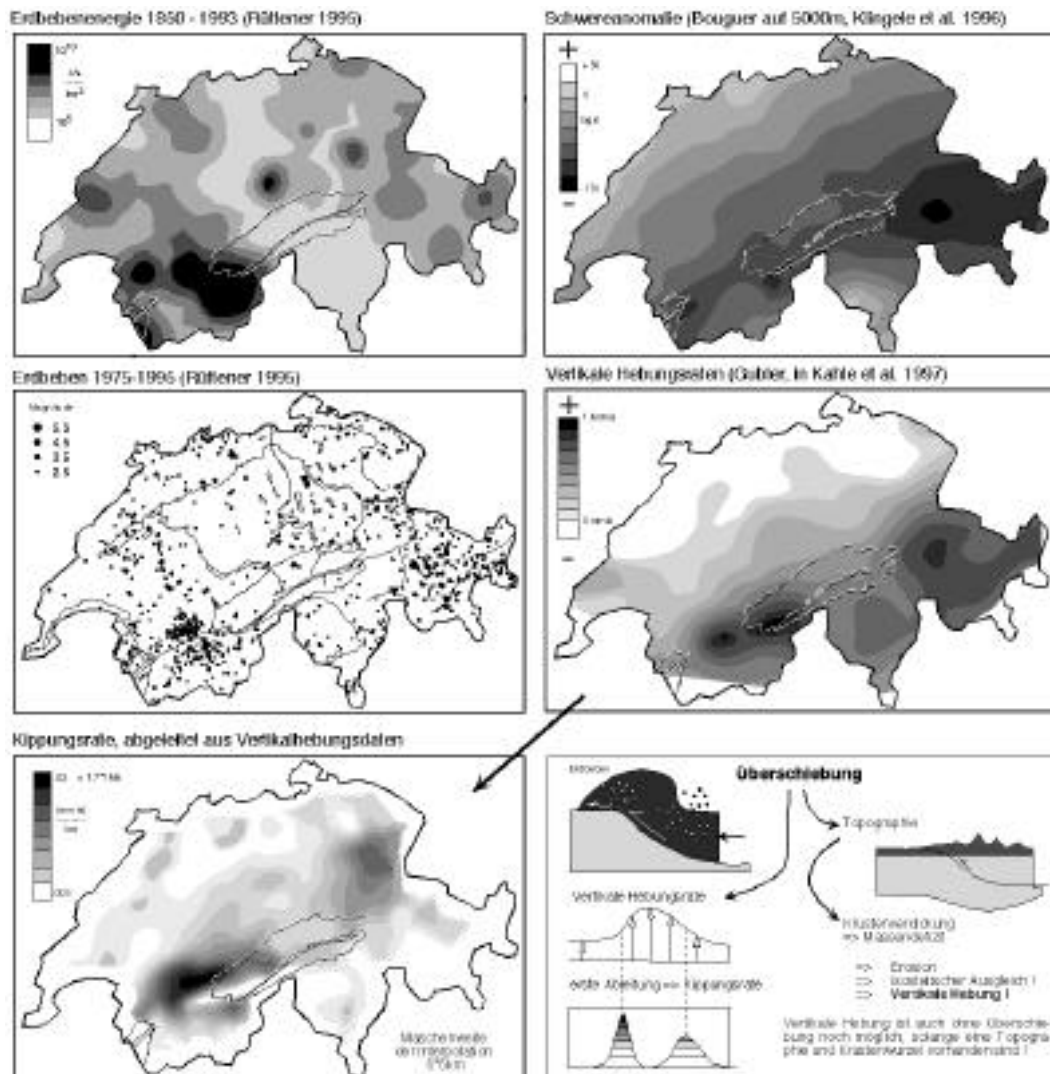
Auf drei Querprofilen am Aarmassiv-Nordrand wurden sehr systematische Höhenabhängigkeiten der Apatit-Spaltpuralter gefunden (Schaer et al. 1975, Soom 1990, Rahn et al. 1997). In allen drei Profilen (Glarus, Gotthard, Lötschberg) sind die Probenpunkte dreidimensional so verteilt, dass Paläo-110°C-Isothermenflächen bestimmbar sind. Lineare Regressionen durch diese Punktwolken erlauben es auch, die Abkühlrate und einen impliziten geothermischen Gradienten (unter der Annahme einer heutigen 0°C Isotherme auf 2500 m) zu bestimmen (Fig. 6).

In allen drei Profilen sind die besten Paläo-Isothermenflächen deutlich nach NW gekippt. Diese Verkippung ist mit 2° (Gotthard) bis 18° (Lötschberg) weniger stark ausgeprägt als die deutlich steiler einfallenden 300°C "Isograden". Diese Daten zeigen, dass mindestens 5 km der Aarmassiv-Aufwölbung während der letzten sechs Millionen Jahren stattfand. Rechnet man nun für den gesamten Massivbuckel mit ähnlicher Geschwindigkeit, so kommt man für den Beginn der Aufwölbung auf weniger als 20 Millionen Jahre. Die bestimmten Abkühlgeschwindigkeiten variieren stark, jedoch ist insbesondere im Glarner Profil die vertikale Punkteverteilung zu schlecht um der so bestimmten Abkühlrate oder dem geothermischen Gradienten eine grosse Bedeutung beizumessen.

6 NEOTEKTONIK - SIND DIE ALPEN HEUTE NOCH AKTIV ?

Die Frage, ob die jüngste basale Überschiebung der Alpen insbesondere unter den externen Kristallinmassiven weiterhin aktiv ist, bleibt bis heute unbeantwortet. Triangulationsvermessungen der letzten hundert Jahre sind zu ungenau, um eine Antwort zu geben. Moderne geodätische GPS-Vermessungen, in einem internationalen Netz über die Alpen hinweg, werden seit 1995 durchgeführt und somit sind erst in den nächsten Jahren genauere Aussage zu erwarten (Kahle et al. 1997). Vertikale Hebungsdaten entlang einer Linie Martigny-Chur von bis zu 1.5mm pro Jahr gegenüber Aarberg im Vorland sind durch wiederholtes Präzisions-Nivellement gut belegt (Gubler, in Kahle et al. 1997). Diese Daten können aber verschieden interpretiert werden, entweder als rein isostatische vertikale Bewegungen (Kahle et al. 1997, Gudmunsson 1994), oder aber als vertikale Komponente einer noch aktiven basalen Alpen-Überschiebung (Molnar 1987). Die Frage ist mit den heute zur Verfügung stehenden Daten nicht abschliessend zu beantworten. Sicher führte Überschiebungsaktivität ursprünglich zu einer Krustenverdickung und damit zur heutigen Topographie der Alpen. Solange aber eine Topographie und eine "Krustenwurzel" vorhanden sind, genügt auch der rein isostatische Auftrieb, welcher die Erosion kompensiert um eine Topographie-abhängige vertikale Hebung zu verursachen (Fig. 7) ohne dass dazu eine andauernde Überschiebungstätigkeit nötig wäre. Ähnlich zweideutig ist auch die seismische Aktivität in den Alpen. Auf Weltkarten der Seismizität erscheinen die Alpen als eine durchaus aktive Zone rund um die adriatische Mikroplatte. Im Massstab der Schweiz zeigt die Verteilung der Erdbeben aber kein deutliches Muster, das tektonisch einfach zu erklären wäre (Deichmann 1992). Herdflächenlösungen zeigen vorwiegend Blattverschiebung, in den Zentralalpen gar Extension, aber nur sehr selten Überschiebung (Maurer et al. 1997). Eine Gegenüberstellung verschiedener geophysikalisch gemessener Grössen und deren Verteilungsmuster in der Schweiz ist in Figur 7 dargestellt. Die vertikalen Hebungsdaten in den Alpen zeigen erwartungsgemäss eine der Bouguer-Schwereanomalie sehr ähnliche Verteilung an. Die Erdbebenverteilung in den Alpen zeigen auf den ersten Blick ebenfalls ein ähnliches Muster und könnten deshalb der isostatischen, vertikalen Ausgleichsbewegung zugeordnet werden. Diese Korrelation ist aber stellenweise nicht sehr gut und zeigt dass für die Erdbeben sicher auch andere Faktoren verantwortlich sind. Eine erste Ableitung der vertikalen Hebungsdaten wurde gemacht, unter der Annahme, dass die grössten Scherungen nicht mit den grössten Hebungsdaten sondern eher mit den grössten Gradienten in denselben das heisst einer regionalen "Kippung" zusammenfallen könnten. Ein solcher Trend kann mindestens ansatzweise im Vergleich der Erdbebenverteilung mit der Kippungsrate in Figur 7 erkannt werden. Auffallend ist insbesondere das Fehlen seismischer Aktivität im Haupttal des Wallis, wo auf der Linie Sion-Brig mit 1.5mm/Jahr die grössten Hebungsdaten gemessen wurden. Auf der Kippungskarte erscheint diese Linie aber, wie auf der Erdbebenverteilungskarte, als Minimum, während wenig nördlich davon die grössten Gradienten in der Vertikalgeschwin-

digkeit auftreten, und räumlich mit der seismischen Wildhornzone zusammenfallen. Die starken Gradienten in der Vertikalen Hebungsrates und deren teilweise Korrelation mit seismischer Aktivität lassen immerhin die Vermutung zu, dass aktive Brüche im Untergrund vorhanden sind. Ob diese etwas mit einer basalen Überschiebung zu tun haben ist aus den heutigen Daten nicht abzuleiten.



Figur 7. Vergleich verschiedener geophysikalischen Messungen zur Neotektonik der Alpen.

Geomorphologische Indikatoren für neotektonische Bewegungen in den schweizer Alpen sind spärlich. Die schönsten Strukturen sind im Urserental vorhanden (Funk et al. 1980) in einem Gebiet, das seismisch sehr ruhig ist. In der seismisch sehr aktiven Wildhornzone hingegen konnte bis heute keine einzige Bruchstruktur an der Oberfläche eindeutig dieser Aktivität zugeordnet werden.

Die Alpen sind tektonisch selbstverständlich weniger aktiv als der Himalaya oder etwa Kalifornien. Die mittlere horizontale Verkürzungsrate an der NW Alpenfront war auch im Oligozän und Miozän ebenfalls um fast eine Grössenordnung kleiner (5 bis 1 km/Ma, nach Burkhard & Sommaruga 1998) als in diesen stark aktiven Gebieten. Das Fehlen von eindeutigen Anzeichen einer andauernden alpinen Überschiebungsaktivität ist dementsprechend nicht sehr erstaunlich. Weiter kommt dazu, dass grosse Teile der Schweiz vor erst 15'000 Jahren von eiszeitlichen Gletschern morphologisch stark überprägt wurde. Allenfalls vorhandene rezente Bruchstrukturen hatten deshalb sehr wenig Zeit sich deutlich auszu-

bilden. Auch unser regnerisches Klima ist nicht ideal für die Erhaltung subtiler geomorphologischer Indizien einer andauernden tektonischen Aktivität. Es ist auch durchaus denkbar, dass weiterhin aktive Überschiebungen an einer basalen Überschiebung im wesentlichen als aseismische Deformation stattfindet. Erdbeben fänden lediglich im Hangenden dieser Überschiebung als bruchhafte Verformung statt, meist als seitliche Ausgleichsbewegungen.

LITERATURVERZEICHNIS

- Arbenz, P. 1934. Helvetische Region. In: *Geologischer Führer der Schweiz* (edited by Schweiz. Geol. Kommission), Wepf & Cie, Basel.
- Argand, E. 1924. La tectonique de l'Asie. In: *13th Int. Geol. Congress conf. proceedings*, Brussels, 171.
- Bachmann, G. H., et al. 1982. Exploration in a classic thrust belt and its foreland : Bavarian Alps, Germany. *AAPG Bulletin* 66, 2529-2542.
- Bernotat, W. H. & Bambauer, H. U. 1982. The microcline/sanidine transformation isograd in metamorphic regions; II, The region of Lepontine metamorphism, Central Swiss Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 62(2), 231-244.
- Boyer, S. E. & Elliott, D. 1982. Thrust systems. *AAPG Bulletin* 66(9), 1196-1230.
- Breitschmid, A. 1982. Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirostock). *Eclogae geol. Helv.* 75(2), 331-380.
- Burkhard, M. 1988a. Horizontalschnitt des Helvetikums der Westschweiz (Rawildepension). *Beiträge zur Landes-Hydrologie- und Geologie, Geol. Berichte* 4, 34.
- Burkhard, M. 1988b. L'Helvétique de la bordure occidentale du massif de l'Aar (évolution tectonique et métamorphique). *Eclogae geol. Helv.* 81(1), 63-114.
- Burkhard, M. 1990. Aspects of the large scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae geol. Helv.* 83(3), 559-583.
- Burkhard, M. & Sommaruga, A. 1998. Evolution of the western Swiss Molasse basin : structural relations with the Alps and the Jura belt. In: *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe* (edited by Mascle, A., et al.) Geological Society Special Publications vol. 134. London, 279-298.
- Butler, R. W. H. 1990. Notes on crustal balancing along the Alpine segment of the EGT. In: *The European geotraverse: integrative studies* (edited by Freeman, R., et al.). European Science foundation, Strasbourg, 263-276.
- Choukroune, P. & Gapais, D. 1983. Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps); orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. *Journal of Structural Geology* 5(3-4), 411-418.
- Deichmann, N. 1992. Recent seismicity of the northern Alpine foreland of Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 85(3), 701-705.
- Ferrazzini, B. & Schuler, P. 1979. Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss. *Eclogae geol. Helv.* 72, 439-453.
- Frey, M. 1987. Low Temperature Metamorphism. Blackie, Glasgow.
- Frey, M. 1988. Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweizerische Mineralogisch Petrographische Mitteilungen* 68, 171-183.
- Frey, M., et al. 1980. Very low grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.* 73, 173- 203.
- Funk, H., et al. 1980. Höhenänderungen der Fixpunkte im Gotthard-Bahntunnel zwischen 1917 und 1977 und ihre Beziehung zur Geologie; *Eclogae geol. Helv.* 73(2), 583-592.
- Funk, H. & Loup, B. 1992. Mesozoic subsidence analysis from the Jura to the Helvetic realm. *Eclogae geol. Helv.* 85(3), 774-775.
- Gudmunsson, G. H. 1994. An order of magnitude estimate of the current uplift-rates in Switzerland caused by the Würm alpine deglaciation. *Eclogae geol. Helv.* 87(2), 545-557.
- Günzler-Seiffert, H. 1941. Persistente Brüche im Jura der Wildhorndecke des Berner Oberlandes. *Eclogae geol. Helv.* 34(2), 164-172.
- Heim, A. 1921. Geologie der Schweiz. Band I Molasseland und Juragebirge. Tauchnitz, Leipzig.
- Hunziker, J., C., et al. 1997. Alpine cooling and uplift. In: Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps (edited by Pfiffner, O. A., et al.). Birkhaeuser Verlag, Basel, 260-263.
- Huggenberger, P. 1985. Faltenmodelle und Verformungsverteilung in Deckenstrukturen am Beispiel der Morcles Decke (Helvetikum der Westschweiz). *Unpublished PhD thesis*, ETH Zürich.
- Hurford, A. J. 1986. Cooling and uplift patterns in the Lepontine Alps South Central Switzerland and age of vertical movement on the Insubric fault line. *Contributions Mineral. and Petrol.* 92, 413-427.
- Kahle, H., Gert, et al. 1997. Recent crustal movements, geoid and density distribution; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements. In: *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps* (edited by Pfiffner, O. A., et al.). Birkhaeuser Verlag, Basel, 251-259.

- Kissling, E. 1993. Deep structure of the Alps; what do we really know? *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 79(1-2), 87-112.
- Klingele, E., Cocard, M., Halliday, M. & Kahle, H.G. 1996. The airborne gravimetric survey of Switzerland. *Matériaux pour la Géologie de la Suisse, Géophysique*, 31.
- Laubscher, H. P. 1965. Ein kinematisches Modell der Juraufaltung. *Eclogae geol. Helv.* 58(1), 232-318.
- Laubscher, H. P. 1973. Jura Mountains. In: *Gravity and Tectonics* (edited by De Jong, K. A. & Scholten, R.). Wiley, New York, 217-227.
- Laubscher, H. P. 1988. Material balance in alpine orogeny. *Geol. Soc. America, Bull.* 100, 1313-1328.
- Laubscher, H. P. 1992. Jura kinematics and the Molasse basin. *Eclogae geol. Helvetiae* 85(3), 653-676.
- Lihou, J. C. 1996. Structure and deformational history of the Infrahelvetic flysch units, Glarus Alps, eastern Switzerland. *Eclogae geol. Helv.* 89(1), 439-460.
- Marquer, D. 1990. Structures et deformation alpine dans les granites hercyniens du massif du Gothard (Alpes centrales suisses). *Eclogae geol. Helv.* 83(1), 77-97.
- Maurer, H., et al. 1997. Active tectonism in the central Alps: contrasting stress regimes north and south of the Rhone Valley. *Terra Nova* 9(2), 91-94.
- McClay, K. R. 1992. Glossary of thrust tectonics terms. In: *Thrust tectonics* (edited by McClay, K. R.). Chapman & Hall, London, 419-433.
- Milnes, A. G. & Pfiffner, O. A. 1980. Tectonic evolution of the Central Alps in the cross section St. Gallen-Como. *Eclogae geol. Helv.* 73(2), 619-633.
- Molnar, P. 1987. Inversion of profiles of uplift rates for the geometry of dip-slip faults at depth, with examples from the Alps and the Himalaya. *Annales Geophysicae* 5B(06), 663-670.
- Oberholzer, J. 1933. Geologie der Glarneralpen. *Beitraege Geol Karte Schweiz N. F., Lf.* 28, 34, 626.
- Oxburgh, E. R. 1972. Flake Tectonics and Continental Collision. *Nature* 239(5369), 202-204.
- Pfiffner, O. A. 1985. Displacements along thrust faults. *Eclogae geol. Helv.* 78(2), 313-333.
- Pfiffner, O. A. 1986. Evolution of the north Alpine foreland basin in the Central Alps. *Special Publication of the international Association of sedimentologists* 8, 219-228.
- Pfiffner, O. A., et al. 1997. Deep Structure of the Swiss Alps, results pf NRP 20. Birkhäuser, Basel.
- Philippe, Y., et al. 1996. The Jura fold-and-thrust belt: a kinematic model based on map-balancing. In: *Peri-Tethys Memoir 2: Structure and Prospects of Alpine Basins and Forelands* (edited by Ziegler, P. A. & Horvath, F.). *Mém. Mus. natn. Hist. nat.* 170, 235-261.
- Rahn, M. K., et al. 1997. Rotation and exhumation of a thrust plane; apatite fission-track data from the Glarus Thrust, Switzerland. *Geology* 25(7), 599-602.
- Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*, McGraw Hill, New York.
- Rowan, M. G. 1993. Structural geometry of the Wildhorn Nappe between the Aar Massif and the Brienzer See. *Eclogae geol. Helv.* 86(1), 87-119.
- Rüttener, E. 1995. Earthquake hazard evaluation for Switzerland. *Beitr. Geol. Schweiz. Geophysik* 29.
- Schaer, J. P., et al. 1975. Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps; a comparison between precise levelling and fission-track apatite age. *Tectonophysics* 29, 293-300.
- Schlunegger, F., et al. 1997. Magnetostratigraphic constraints on relationships between evolution of the central Swiss Molasse Basin and Alpine orogenic events. *Geol. Soc. America Bull.* 109(2), 225-241.
- Schmid, S. M., et al. 1987. The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics* 135(1-3), 47-66.
- Schmid, S. M., et al. 1997. Integrated cross section and tectonic evolution of the Alps along the eastern traverse. In: *Results of NRP 20; deep structure of the Swiss Alps* (edited by Pfiffner, O. A., et al.). Birkhaeuser Verlag, Basel, 289-304.
- Soom, M. A. 1990. Abkühlungs- und Hebungsgeschichte der Externmassive und der penninischen Decken beidseits der Simplon-Rhonelinie seit dem Oligozän: Spaltspurdaterungen an Apatit/Zirkon und K-Ar-Datierungen an Biotit/Muskowit. *Unpublished PhD thesis*, Bern.
- Steck, A. 1984. Structures et deformations tertiaires dans les Alpes Centrales (transversale Aar-Simplon-Ossola); Tertiary structures and deformation in the Central Alps, Aar-Simplon-Ossola transverse. *Eclogae geol. Helv.* 77(1), 55-100.
- Steck, A., et al. 1989. Coupe tectonique horizontale des Alpes centrales; Horizontal tectonic cross section of the Central Alps. *Memoires de Geologie Lausanne* 5, 8.
- Suppe, J. 1983. Geometry and kinematics of fault-bend folding. *American J. of Science* 283, 684-721.
- Suppe, J. & Medwedeff, D. A. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geol. Helv.* 83(3), 409-454.
- Trümpy, R. 1980. *Geology of Switzerland - a guide-book*. Wepf, Basel, New York.
- Wildi, W. & Huggenberger, P. 1993. Reconstitution de la plate-forme européenne anté-orogénique de la Bresse aux Chaînes subalpines: éléments de cinématique alpine (France et Suisse occidentale). *Eclogae geol. Helv.* 86(1), 47-64.