

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 74 (1981)
Heft: 1

Artikel: Strukturelles Querprofil durch den nordwestlichen Faltenjura, Mt-Terri-Randüberschiebung-Freiberge
Autor: Suter, Max
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-165103>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. [Voir Informations légales.](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 16.03.2025

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

Strukturelles Querprofil durch den nordwestlichen Faltenjura, Mt-Terri-Randüberschiebung–Freiberge

Von MAX SUTER¹⁾

ABSTRACT

A structural cross section through the external part of the Jura décollement nappe that extends from the Mt-Terri frontal overthrust to the Franches-Montagnes anticlinorium (about 60 km southwest of Basle) is discussed.

The dips of unexposed overthrust parts were calculated, assuming mainly, that the anticlinoria are closed systems, where volume and shortening are conserved. As a result, steeply inclined shear segments (*tectonic ramps*) were obtained, with a mean dip of 50°S, which connect the master décollement (running in Middle Triassic evaporites) with less inclined near-surface thrust segments (mean dip 24°S).

Two fold types are distinguished: 1. *Flexure-slip folds*, composed of two conjugate megakink bands. 2. *Ramp anticlines*, made up of a flexure above a tectonic ramp (southern limb of the anticlines), a flat roof and drag folds along the overthrust (northern limb of the anticlines). The thrust fault often splays upward and sometimes anastomoses rotated and internally deformed lens-shaped shear bodies. The rotated parts of the anticline were formed contemporaneously with movement along the overthrust, the flexure caused by the ramp-upward transport of the hanging wall. – Previously, Jura folds were considered, however, to be generally constituted of an overthrust and sets of later formed megakink bands that rotated the thrust.

The anticline hinges show the following small-scale structural features which are caused by different deformation paths:

- *Hinges of drag folds* display a deformational sequence that starts with Riedel shear faults in the unrotated limb and tension cracks on the outward hinge surfaces. The rotated limb is more intensely deformed, especially in argillaceous limestones where flow cleavage can be observed: Calcite became dissolved under stress and recrystallized in subparallel mm-wide microlithons while the intercalated cleavage domains are enriched in clay minerals. The position of the hinge seems to have changed during deformation, not only with reference to the sedimentary layering but also in relation to an external reference frame.
- Small-scale deformations in *megakink bands* are restricted to the hinge area, which suggests that the position of the hinges has changed during deformation with reference to externally fixed coordinate axes but not as regards the sedimentary layering.
- The position of the *hinges of flexures above tectonic ramps* is interpreted to have moved with respect to the sedimentary layering but not with regard to an external reference frame.

The overall geometry of the deformed area is a prism whose base (detachment thrust) is slightly (0.2°) inclined to the south. The prism shows an average linear shortening of 28%, with mean values of 15% and 31% for flexure-slip folds and ramp anticlines, respectively.

¹⁾ Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México 20, D.F.

RÉSUMÉ

On a établi une coupe structurale de la partie externe de la nappe de décollement du Jura, allant du front de chevauchement du Mont-Terri à l'anticlinorium des Franches Montagnes (situé à environ 60 km au sud-ouest de Bâle).

Les plongements des parties non affleurantes du plan de chevauchement ont été calculés en supposant notamment que les anticlinoriums sont des systèmes clos où se conservent les volumes et les raccourcissements. De cette façon on a obtenu des cisaillements à pente forte (rampes tectoniques) présentant un plongement moyen de 50°S et qui relie le décollement principal (passant dans les évaporites du Trias moyen) aux chevauchements moins inclinés situés près de la surface (plongement moyen 24°S).

On distingue deux types de plis: 1. Des plis par flexion et glissement constitués par deux kink-bands conjugués. 2. Des «ramp-anticlines» constitués par une flexure sur la rampe tectonique (flanc sud des anticlinaux), une voûte plate et des plis par flexion et cisaillement le long du front de chevauchement (flanc nord des anticlinaux). Le chevauchement éclate souvent vers le haut et ses différentes branches se rejoignent parfois mettant au contact des lentilles ayant subi un mouvement rotatif et déformées intérieurement. Ces parties de l'anticlinal se sont formées lors du déplacement le long du plan de cisaillement, la flexure résultant du transport du flanc supérieur vers le haut, le long de la rampe. Auparavant on considérait que les plis du Jura étaient généralement le résultat d'un cisaillement déformé passivement par des kink-bands postérieurs.

Les charnières anticlinales montrent, à petite échelle, les caractéristiques structurales suivantes, résultant de séquences différentes de déformation:

- Les charnières des plis par flexion et cisaillement montrent une séquence de déformation qui débute par des fractures de Riedel dans le flanc horizontal et des fissures de tension sur les surfaces externes des charnières. Le flanc ayant subi un mouvement rotatif est déformé plus intensément, particulièrement dans les calcaires argileux où l'on peut observer un clivage de flux: La calcite, dissoute sous la contrainte, a recristallisé en microlithons de quelques millimètres de large, tandis que les zones de clivage intercalées sont enrichies en minéraux argileux. La position de la charnière semble avoir changé durant la déformation, non seulement par rapport à la stratification, mais encore par rapport à un système externe de référence.
- Les déformations à petite échelle dans les kink-bands sont limitées à la région de la charnière, ce qui suggère que la position des charnières s'est déplacée durant la déformation par rapport à un système de coordonnées fixe, mais non par rapport à la stratification.
- La position des charnières des flexures sur les rampes tectoniques est considérée comme s'étant déplacée par rapport à la stratification mais non par rapport à un système externe de référence.

La géométrie d'ensemble de la région déformée est un prisme dont la base (niveau de décollement) est faiblement (0-2°) inclinée vers le sud. Le prisme montre un raccourcissement moyen de 28% avec pour valeurs principales 15% et 31%, respectivement pour les plis par flexion et glissement et les «ramp-anticlines».

1. Einleitung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den Deformationsstil des nordwestlichen Faltenjuras in einem von der Mt-Terri-Randüberschiebung bis in die Freiberge (Fig. 1) reichenden Querprofil darzustellen (Tafel). Dabei wurde insbesondere versucht, durch strukturelle Kartierung im Maßstab 1:10 000 gewonnene Information bis auf den basalen Abscherhorizont zu extrapolieren und die lineare Verkürzung der Deformationen zu berechnen.

Die Profilspur wurde so gewählt, dass sie

- möglichst normal zu den vorhandenen kompressiven Strukturen verläuft;
- möglichst den (für den Faltenjura aussergewöhnlich guten, am ehesten noch mit den Birsklusen vergleichbaren) Nord-Süd-Tiefenaufschlüssen folgt; den Halbklusen von Les Gavoiches und La Fuesse im Epiquez-Mt-Miroir-Antiklinorium, den Doubsklusen von Goumois im St-Brais- und Vellerat-Antiklinorium;

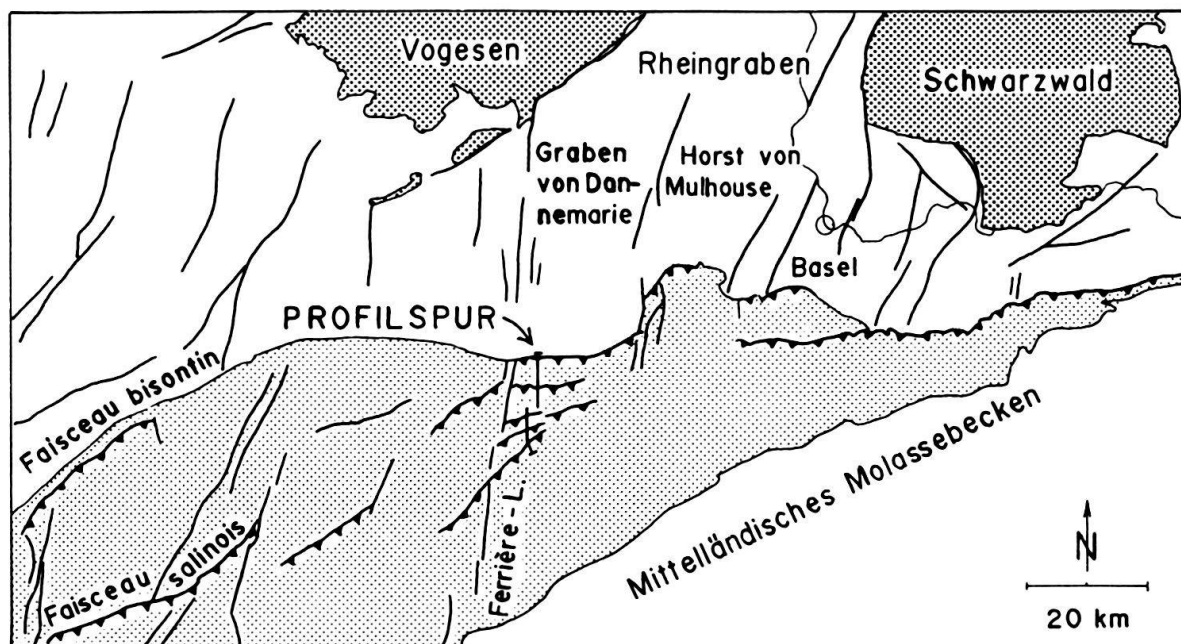


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte mit der Spur des strukturellen Querprofils (Tafel).

- keine rheintalischen Störungen quert, da die Geometrie der vorhandenen kompressiven Deformationen an solchen, während des Paläogens als Abschiebungen der Rheingraben-Bruchzone angelegt und zum Teil während der Jurafaltung als Transversal-Verschiebungen reaktivierten Störungen ändern kann (vgl. SUTER 1978, 1979).

Die Profilspur folgt zwischen den Abszissen 248 und 238 (Mt-Terri-Vaufrey- und Epiquerez-Mt-Miroir-Antiklinorium) der Ordinate 565 (Koordinatennetz der schweizerischen Landeskarte), zwischen den Abszissen 238 und 233.18 (St-Brais-Kette, Teile der Vellerat-Kette) der Ordinate 564 und weist dann nach Süden ein Azimut von 160° auf.

Der Faltenjura besteht in diesem Gebiet aus Antiklinorien, die sich aus Segmenten annähernd konstanter Schichtneigung zusammensetzen, welche durch enge Krümmungsradien aufweisende Scharniere miteinander verbunden sind. Die Antiklinorien werden in Oberflächennähe nach Norden durch eine flach einfallende nordvergente Überschiebung und nach Süden durch eine südfallende Flexur begrenzt (vgl. Tafel). Häufig sind dabei: a) Schlepplagen an der Überschiebung; b) Scherlinsen oder Schuppen, welche rotiert und intern zusätzlich deformiert sein können; c) konjugierte Knickbänder.

2. Extrapolationstechnik

Während das Profil bis auf die Höhenlage der tiefsten profilnahen Aufschlüsse (rund 500 m im Doubstal bei Goumois und in der Halbklaus von La Fuesse, rund 400 m im nördlicher gelegenen Teil des Doubstals bei Glère) mit der verfügbaren Oberflächeninformation übereinstimmt, ist die Darstellung tieferer Bereiche hypothetisch; sie erfolgte im wesentlichen nach Methoden, wie sie von LAUBSCHER (1965, 1977a) für die Konstruktion von Juraprofilen entwickelt wurden.

Folgende Symbole werden verwendet:

- α = Fallwinkel rotierter Schichten
 β = Fallwinkel von Axialebenen
 γ = Steigungswinkel von Überschiebungen
 h = Vertikaler Versatz eines Bezugshorizonts zweier nichtbenachbarter Schichtsegmente, gemessen an den Schnittpunkten des Bezugshorizonts mit den entsprechenden Axialebenen (vgl. Fig. 2)
 z = Abstand zwischen einem Schicht- und dem basalen Abscherhorizont, Abschertiefe
 ΔF = Grösse der durch die Deformation über einen Bezugshorizont gehobenen Fläche (vgl. Fig. 4)
 Δx = lineare Verkürzung eines Schichthorizonts (in Horizontalrichtung gemessen)
 Δx_{trans} = durch Translation entstandene lineare Verkürzungskomponente eines Schichthorizonts (in Horizontalrichtung gemessen)
 Δx_{rot} = durch Rotation entstandene lineare Verkürzungskomponente eines Schichthorizonts (in Horizontalrichtung gemessen)

Es wird von der grundsätzlichen Annahme ausgegangen, dass der Faltenjura eine Abscherdecke bilde (thin-skinned), deren Untergrenze an der Basis der Mittleren Trias verlaufe (BUXTORF 1907). Es spielt dabei für unsere Überlegungen keine Rolle, ob die Schichten unterhalb des basalen Abscherhorizonts autochthon seien (LAUBSCHER 1961), oder ob das Vorland unter das Aarmassiv unterschoben worden sei (z. B. CONEY 1973, HSÜ 1979).

Die folgenden Prämissen vereinfachen die quantitative Behandlung der Extrapolationen:

- Alle Schichten sollen innerhalb eines Antiklinoriums unabhängig von ihrem Deformationstyp die gleiche absolute lineare Verkürzung aufweisen: 1. Mit den Deformationen verbundene Volumänderungen (z. B. durch Kompaktion der beteiligten Tone). 2. Massentransport in Axialrichtung. 3. Schichtparalleles Gleiten oberhalb der Untergrenze des untersten inkompetenten Schichthorizonts. 4. Fließen von mechanisch inkompetentem Material von den (die Antiklinorien trennenden) Synklinaltafeln in die Antiklinalkerne sei vernachlässigbar klein. – Zu 2: Die Tatsache, dass die Epiquerez- und die Mt-Terri-Kette an den sie axial nach Westen begrenzenden Querstörungen eine Überschiebungskom-

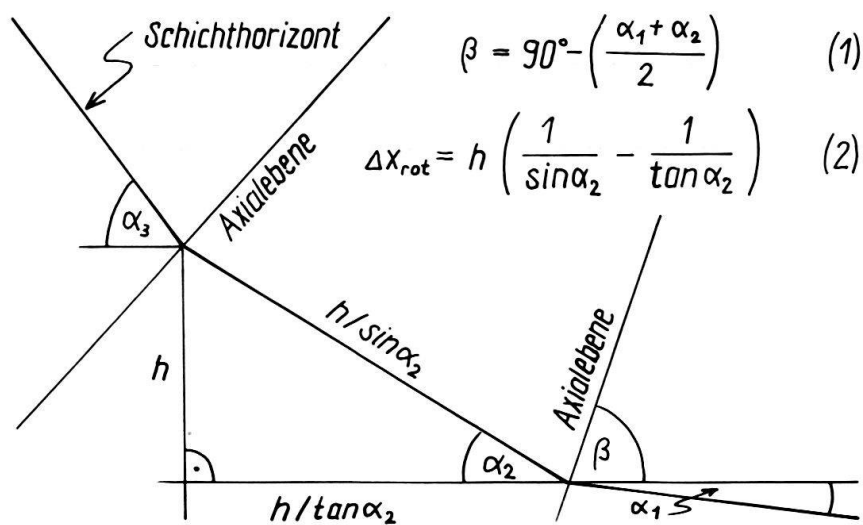


Fig. 2. Für die Darstellung rotierter Schichtsegmente benützte Symbole und Prämissen. Erläuterungen im Text.

ponente > 200 m aufweisen (SUTER 1979, Fig. 2 und 6), nicht aber die südlich an sie anschliessenden Mulden, lässt die Folgerung zu, dass diese Überschiebungskomponente nicht die Folge einer starren Translation schief zur Transversal-Schiene ist, sondern laterale Streckung verbunden mit der Faltung vorkommen muss, quantitativ jedoch, auf die ganze Faltenlänge bezogen, nicht von Bedeutung ist (1–2%). Zu 4: Ein tektonisches Ausdünnen der Synklinaltafeln (wie dies bei sinusoidalen Falten angetroffen werden kann, wo bei kleinen Amplituden das Faltenvolumen rascher zunimmt als die lineare Verkürzung kompetenter Schichten, WILTSCHKO & CHAPPLE 1977) ist kaum wahrscheinlich: Korrelierbare Schichthorizonte der die Antiklinorien begrenzenden Synklinaltafeln und des Vorlands befinden sich auf annähernd gleicher Höhenlage.

- Die Begrenzungsebenen zwischen rotierten Schichtsegmenten sollen, wie in Figur 2 dargestellt, mit den entsprechenden Axialebenen zusammenfallen:

$$\beta = 90^\circ - \left(\frac{a_1 + a_2}{2} \right). \quad (1)$$

- Extrapolation der Axialebenen unter der Annahme, dass β konstant sei.

Treffen die Prämissen zu, dann gelten die folgenden Berechnungen:

- Durch Rotation entstandene lineare Verkürzung eines Schichthorizonts:

$$\Delta x_{\text{rot}} = h \left(\frac{1}{\sin a} - \frac{1}{\tan a} \right). \quad (2)$$

Da h nur konstant ist, wenn die ein rotiertes Schichtsegment begrenzenden Ebenen parallel zueinander verlaufen, erhält man je nach Bezugshorizont verschiedene Werte für Δx_{rot} . Im Fall benachbarter, leicht rotierter Schichtsegmente, deren Axialebenen im einen Fall konvergieren, im andern Fall in die gleiche Richtung divergieren, dürften die unterschiedlichen Δx_{rot} -Werte wohl vor allem durch schichtparalleles Gleiten ausgeglichen werden (entgegen Punkt 3 der ersten Prämisse, aber quantitativ nicht von Bedeutung).

- Kurvimetrisch-volumetrische Konkordanz (LAUBSCHER 1965): Die über einen Schichthorizont ausgepresste Fläche entspreche dem Produkt aus Abschertiefe und linearer Verkürzung:

$$\Delta F = z (\Delta x_{\text{rot}} + \Delta x_{\text{trans}}). \quad (3)$$

Diese Überlegung, welche dazu verwendet werden kann, die Abschertiefe von Falten zu berechnen (BUCHER 1933), wird in dieser Arbeit benützt, um den Steigungswinkel γ der Überschiebungen für den Bereich zwischen einem Bezugshorizont des Liegenden und dem korrespondierenden Horizont des Hangenden zu berechnen (vgl. Fig. 4). Dabei wurde die über die Höhenlage des undeformierten Bezugshorizonts ausgepresste Fläche in eine endliche Anzahl geometrisch einfacher Teilflächen ΔF_i aufgegliedert, deren Inhalt zum Teil konstant, zum Teil von γ abhängig ist, und die Bestimmungsgleichung nach der in $\sum \Delta F_i$ und in Δx_{trans} enthaltenen Unbekannten γ aufgelöst.

3. Mt-Terri-Vaufrey-Antiklinorium

Die Mt-Terri- und die Vaufrey-Kette (Tafel) bilden zusammen ein Antiklinorium; die dazwischen liegende Mulde von Montursin erscheint gegenüber dem im

Norden an die Mt-Terri-Kette anschliessenden Vorland strukturell um 110 m, gegenüber der im Süden auf die Vaufrey-Kette folgenden Synklinaltafel von Ocourt um 95 m überhöht.

Das strukturelle Relief zwischen dem Vorland und der Tafel von Ocourt (15 m über eine Horizontaldistanz von 4,5 km) ist hier vernachlässigbar klein. Demgegenüber bestehen rund 4 km weiter westlich im Gebiet der Mt-Terri-Kette ENE-ESE streichende (alttertiäre) Abschiebungen mit einem um insgesamt 100 m abgesunkenen Südflügel (SUTER 1979), während man östlich der Profilsur (Geologischer Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 40, St-Ursanne) durch Extrapolation aus den Synklinaltafeln nördlich und südlich der Mt-Terri-Kette einen um rund 100 m abgesunkenen Nordflügel erhält. Man kann sich diesen Sachverhalt durch das Ändern des Verwerfungssinns einer durchgehend vorhandenen alttertiären Abschiebung (Mt-Terri-Lomont-Linie) erklären oder aber durch das Vorhandensein isolierter, lateral von rheintalischen Störungen begrenzter Abschiebungen unterschiedlichen Verwerfungssinns.

Für die Berechnung des *rotationalen Deformationsanteils* wurde die Formationsgrenze Hauptrogenstein/Calcaire roux gewählt, deren Verlauf durch zahlreiche Aufschlüsse kontrollierbar ist; er dürfte nur um geringes (± 10 m) von der Darstellung im Profil abweichen. Die rotationale Verkürzung besteht (vgl. Tafel) aus einer Schleppung des Bezugshorizontes an der Mt-Terri-Randüberschiebung ($\Delta x = 70$ m), einer den Südschenkel der Mt-Terri-Kette bildenden Flexur ($\Delta x = 105$ m) sowie den beiden eine Chevronfalte bildenden Knickbändern der Vaufrey-Kette (Verkürzung des Nordschenkels: 20 m, Verkürzung des Südschenkels: 75 m).

Die Axialebenen im Dach der Mt-Terri-Kette sind nicht direkt beobachtbar. Sie wurden konstruiert, indem ein Geradenzug mit den vorhandenen Aufschlusspunkten bestimmt und dann entsprechend Formel (1) die Fallwinkel der Winkelhalbierenden der Geradenabschnitte berechnet wurden.

Weniger gut durch Beobachtung dokumentiert ist der *translationale Deformationsanteil* des Antiklinoriums, die Mt-Terri-Randüberschiebung. Deren Darstellung im Profil ist deduktiv und beruht auf den anfänglich gemachten Prämissen. Die Berechnung des Steigungswinkels γ für den Bereich oberhalb der Formationsgrenze Hauptrogenstein/Calcaire roux des Liegenden erfolgte unter Anwendung von Formel (3). Die ausgepresste Fläche ΔF (Fig. 3) wird nach Norden durch das vom Schnittpunkt der Überschiebung mit dem deformierten Bezugshorizont auf den undeformierten Bezugshorizont gefällte Lot begrenzt und vermindert sich um den Inhalt eines rechtwinkligen Dreiecks, dessen Katheten die Versetzungsbeträge der Überschiebung in x - bzw. y -Richtung darstellen.

Setzt man für die Konstanten die in Figur 3 aufgeführten Zahlenwerte in Formel (3) ein (die für die Bestimmung der Abschertiefe z benötigten Schichtmächtigkeiten wurden dabei für die Formationen unterhalb der Opalinus-Tone den regionalen Isopachen in BÜCHI et al. [1965] entnommen, deren Fehlerwerte dank den nahe gelegenen Tiefbohrungen von Buix und Montbouton gering sein dürften), so ergibt sich für den Überschiebungsabschnitt zwischen dem Bezugshorizont des Liegenden und dem korrespondierenden Horizont des Hangenden ein Steigungswinkel γ von rund 16° , welcher bis zur nördlichen Axialebene des Südschenkels der Mt-Terri-Kette extrapoliert wurde. Die entsprechende Verkürzung der Mt-Terri-Randüberschiebung beläuft sich dann auf angenähert 1225 m (Fig. 3) und die

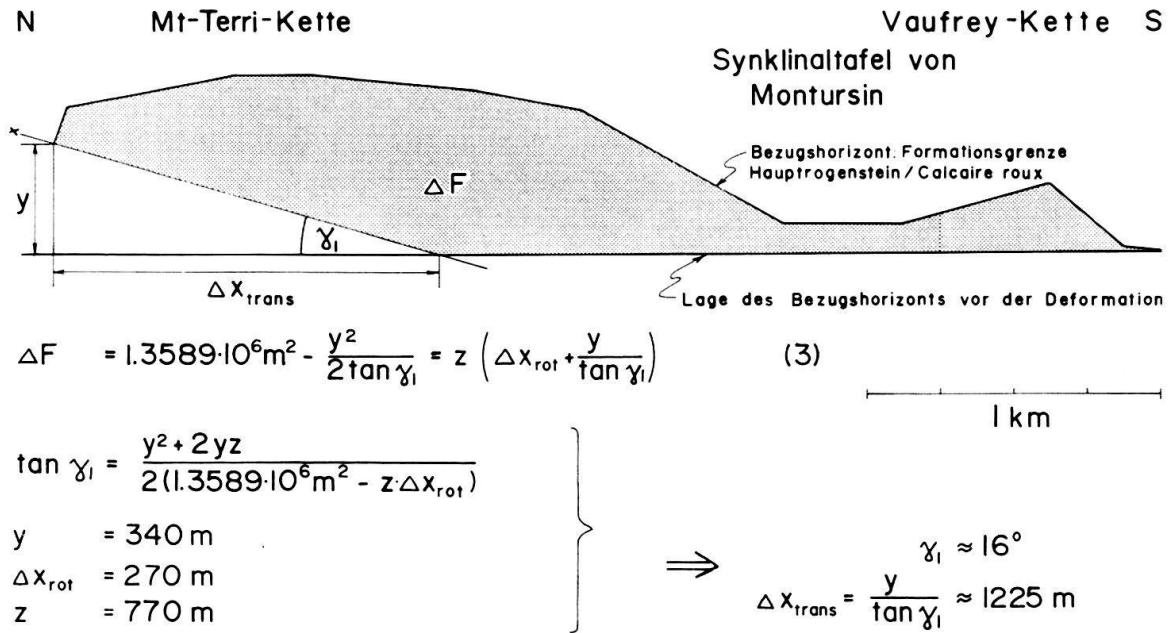


Fig.3. Berechnung der Steigung der Mt-Terri-Randüberschiebung für den Bereich zwischen der undeformierten Formationsgrenze Haupttrogenstein/Calcaire roux und demselben Horizont des Hangenden. Erläuterungen im Text.

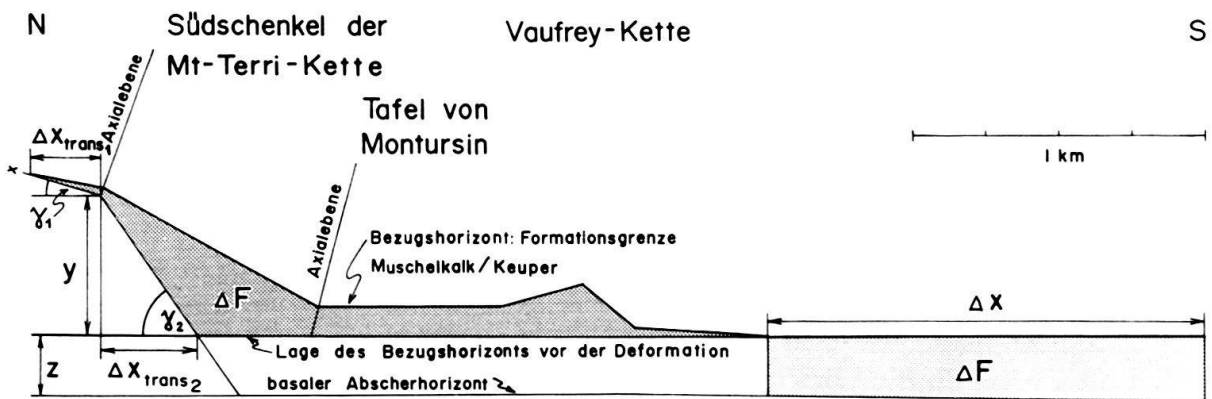
Gesamtverkürzung der Mt-Terri-Kette für denselben Bezugshorizont auf 1400 m (vgl. Tabelle).

Versucht man die Überschiebung in tiefere Bereiche zu extrapolieren, so stellt sich die Frage, ob die Überschiebung älter als der Südschenkel der Mt-Terri-Kette sei und bei dessen Bildung rotiert (verfaltet) wurde, oder ob die Steigung der Überschiebung im Bereich des Südschenkels primär gleich gross oder grösser als die Steigung der rotierten Schichten gewesen sei:

- Der erstere Fall impliziert, dass die Axialebenen des Südschenkels tiefer reichen als die Überschiebung, dass der Südschenkel ein *Knickband* darstellt, bei dessen Bildung auch das Liegende der Überschiebung um die Grösse h vertikal verstellt worden sei. Da jedoch das Liegende die gleiche Höhenlage aufweist wie die das Antiklinorium nach Süden begrenzende Synklinaltafel von Ocourt, wird diese Möglichkeit ausgeschlossen: Man müsste schon die unwahrscheinliche Annahme machen, dass das Liegende der Überschiebung post-oberer Malm, aber prä-Knickbandbildung um den vertikalen Verstellungsbetrag des Knickbands (rund 400 m) tiefer gelegen habe als entsprechende Schichten der Tafel von Ocourt.
- Der letztere Fall impliziert, dass der Südschenkel der Mt-Terri-Kette eine auf das Hangende der Überschiebung beschränkte Flexur darstellt, welche durch den Transport des Hangenden der Mt-Terri-Randüberschiebung über ein Gebiet erhöhter Steigung der Überschiebung (*Flexur über tektonischer Rampe*) entstanden ist, wie dies von GWINN (1964), HARRIS & MILICI (1977) und von HARRIS (1979) für Antiklinorien der Valley and Ridge Province der Appalachen dargestellt wird.

Es wurde unter Anwendung von Formel (3) versucht, die Steigung der Überschiebung zwischen der undeformierten Formationsgrenze Hauptmuschelkalk/

Keuper und deren Äquivalent im Hangenden der Überschiebung zu bestimmen (Fig.4a). Dabei ergab sich, verglichen mit dem Bezugshorizont Hauptrogenstein/ Calcaire roux, eine um rund 330 m kleinere lineare Verkürzung, was der Prämisse widerspricht, dass alle Schichten eines Antiklinoriums den gleichen linearen Verkürzungsbetrag aufweisen sollen. Man kann daraus folgern, dass, wenn die Prämisse zutrifft, Keuper und Muschelkalk einen anderen, mit einer grösseren relativen Verkürzung verbundenen Deformationsstil aufweisen müssen als die hauptsächlich durch Scherung und schichtparalleles Gleiten deformierten oberflächennäheren Formationen; etwa Chevron-Falten im Hauptmuschelkalk, wie sie HECKENDORN (1974) in seinen Profilen schematisch einzeichnet oder Fließdeformationen in den Evaporiten des Keupers und der Anhydrit-Gruppe (intragranulare Versetzung von Kristallpartien durch Translation verbunden mit der Bildung neuer Korngrenzen, MÜLLER & BRIEGEL 1980).



$$a) \Delta F = 0.3769 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - \frac{y^2}{2 \tan \gamma_2} = z \left(\Delta X_{\text{rot}} + \Delta X_{\text{trans1}} + \frac{y}{\tan \gamma_2} \right) \quad (3)$$

$$\left. \begin{aligned} \tan \gamma_2 &= \frac{y^2 + 2yz}{2 \left[0.3769 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - z \left(\Delta X_{\text{rot}} + \Delta X_{\text{trans1}} \right) \right]} \\ z &= 205 \text{ m}; y = 450 \text{ m}; \gamma_1 = 16^\circ; \Delta X_{\text{rot}} = 177 \text{ m}; \Delta X_{\text{trans1}} = 370 \text{ m} \end{aligned} \right\} \Rightarrow \begin{aligned} \gamma_2 &\approx 36^\circ \\ \Delta X_{\text{trans2}} &= \frac{y}{\tan \gamma_2} \approx 615 \text{ m} \end{aligned}$$

$$b) \Delta F_{\text{Muschelkalk/Keuper}} = Z_{\text{Muschelkalk/Keuper}} \cdot \Delta X_{\text{Hauptrogenstein/Calcaire roux}} \quad (4)$$

$$\left. \begin{aligned} \Delta F_{\text{Muschelkalk/Keuper}} &= 0.3769 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - \frac{y^2}{2 \tan \gamma_2} \\ \tan \gamma_2 &= \frac{y^2}{2 \left(0.3769 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - Z_{\text{Mu'kalk/Keuper}} \cdot \Delta X_{\text{H'stein/C.roux}} \right)} \\ \Delta X_{\text{H'stein/C.roux}} &= 1495 \text{ m} \end{aligned} \right\} \Rightarrow \gamma_2 \approx 55^\circ$$

Fig.4. Berechnung der Steigung der Mt-Terri-Randüberschiebung für den Bereich zwischen der Formationsgrenze Muschelkalk/Keuper des Liegenden und der nördlichen Axialebene des Südschenkels der Mt-Terri-Kette; a) nach Formel (3), b) nach Formel (4). Erläuterungen im Text.

Da die Geometrie der internen Deformationen des Keupers und des Muschelkalks hier nicht präzisiert werden kann, wurde Formel (3) zur Berechnung der Überschiebungssteigung folgendermassen modifiziert: Es wurde zur Berechnung der volumetrischen Verkürzung (Bezugshorizont: Formationsgrenze Hauptmuschelkalk/Keuper) nicht die im Profil dargestellte, sondern die für den Bezugshorizont Haupttrogenstein/Calcaire roux ermittelte lineare Verkürzung benützt:

$$\Delta F_{\text{Keuper/Muschelkalk}} = z_{\text{Keuper/Muschelkalk}} \cdot \Delta x_{\text{Haupttrogenstein/Calcaire roux}} \quad (4)$$

Da (nach der Prämisse, dass das Material sich inkompressibel verhalte) die Grösse der ausgepressten Fläche unabhängig von ihrem inneren Deformationsstil ist und die äussere Geometrie der Fläche (mit Ausnahme der durch die Überschiebung begrenzten Seite) bereits durch die Geometrie höher gelegener Formationen vorgegeben ist, kann anhand Formel (4) die Steigung der Überschiebung zwischen der nördlichen Axialebene des Südschenkels der Mt-Terri-Kette und der Formationsgrenze Muschelkalk/Keuper des Liegenden berechnet werden (Fig. 4b). Die resultierende Steigung von 55° wurde bis auf den basalen Abscherhorizont extrapoliert.

Aus den vorigen Berechnungen resultiert für die Mt-Terri-Randüberschiebung eine im Bereich des Südschenkels der Mt-Terri-Kette nach unten zunehmende Steigung, welche als primär betrachtet wird; eine Verfaltung der Überschiebung durch ein Knickband müsste sich in einem Vertikalversatz zwischen dem Liegenden der Überschiebung und der Tafel von Ocourt von rund 400 m äussern.

Die Überhöhung der Tafel von Montursin scheint nicht durch die Mt-Terri-Randüberschiebung verursacht, sondern die Folge anderweitiger tektonischer Verdickung (z. B. Fließdeformationen in den im Muschelkalk und evtl. im Keuper vorhandenen Evaporiten) zu sein.

4. Epiquerez–Mt-Miroir-Antiklinorium

Die Epiquerez- und die Mt-Miroir-Kette bilden zusammen ein Antiklinorium, dessen Geometrie derjenigen des soeben besprochenen Mt-Terri-Vaufrey-Antiklinoriums recht ähnlich ist (vgl. Tafel): Wiederum besteht die nördlichere der beiden Ketten aus einer nordvergenten Überschiebung und einer südfallenden Flexur, die südlichere aus zwei konjugierten Knickbändern. Die dazwischen liegende Mulde von Les Plains weist, verglichen mit der im Norden an die Epiquerez-Kette anschliessenden Synklinaltafel von Ocourt (bezogen auf die Basis der Reuchenette-Formation), eine tektonische Überhöhung von 60 m, gegenüber der im Süden auf die Mt-Miroir-Kette folgenden Synklinaltafel von Les Rosées–Clairbrief eine solche von 115 m auf. Der Gradient zwischen undeformierten Schichten nördlich und südlich des Antiklinoriums beträgt bezüglich der Basis der Reuchenette-Formation $0,8^\circ$ S, bezüglich der Basis der Mittleren Trias $1,4^\circ$ S.

Die Mt-Miroir-Kette ist eine Kofferfalte, deren Scharniere enge Krümmungsradien aufweisen (vgl. Fig. 2 in SUTER 1976). Die inneren Axialebenen der beiden Knickbänder konvergieren in der Mittleren Trias. Die Verkürzung der Kette beträgt 320 m (dieser und die folgenden Verkürzungsbeträge beziehen sich auf die Obergrenze des Haupttrogensteins).

Der Übergang von der Mulde von Les Plains zum Südschenkel der Epiquerez-Kette ist im Malm im Trockental südlich von Chauvilliers, der Südschenkel längs der Strasse Indevillers-Chauvilliers seitlich aufgeschlossen; die Verkürzung des Südschenkels beläuft sich auf 245 m. Die Geometrie des Dachs der Kette wurde für den Profilbereich aus den Aufschlüssen in der Halbklus von Les Gavoiches bestimmt, welche bis auf den unteren Dogger reichen.

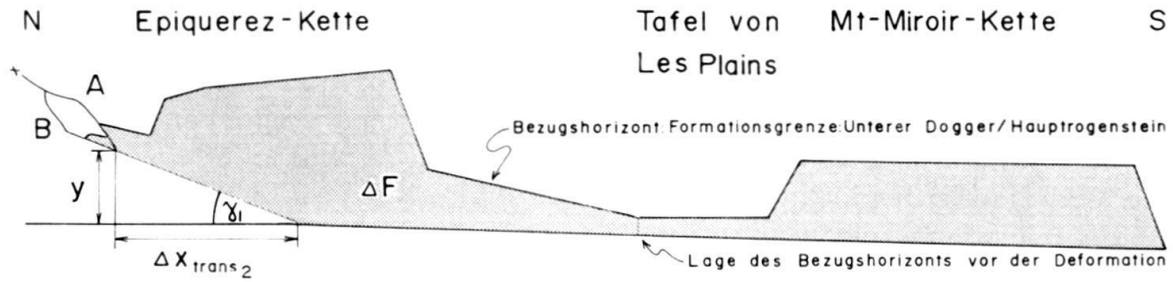
Die Darstellung des nördlich anschliessenden Bereichs der Kette unterscheidet sich wesentlich von derjenigen in FALLOT et al. (1932) und auf dem französischen Kartenblatt XXXVI-23 Damprichard (1:50 000, 1965):

Der Dogger bildet eine in der Westflanke der Combe von Les Gavoiches aufgeschlossene Synklinale mit einem anfänglich mit 15° , dann mit rund 70° einfallenden Süd- und einem mit rund 15° einfallenden Nordschenkel, welche zusammen eine Verkürzung von 70 m aufweisen. Der Nordschenkel der kleinen Mulde wird an einer Überschiebung (*A* auf der Tafel, Verkürzungsbetrag 105 m) abgeschnitten, welche an der Strasse Chauvilliers-Glère (Pt. 646, unterer Hauptrogenstein/Renggeri-Tone), an dem von dieser Strasse in die Combe von Les Gavoiches führenden Weg (565.700/242.370, unterer Hauptrogenstein/Dalle nacrée) und westlich von Vaupalais (565.250/242.380, unterer Dogger/oberer Hauptrogenstein) aufgeschlossen ist. Zwischen dieser und der weiter nördlich gelegenen Überschiebung *B* befindet sich eine im Dogger aufgeschlossene Linse mit einer rotationalen Verkürzung von 75 m, welche durch die Abscherung einer Schleppe entstanden sein dürfte. Der Ausbiss der Überschiebung *B* verläuft in Profilnähe durch die folgenden Punkte: Talboden der Halbklus von Les Gavoiches (Pt. 477, oberer Hauptrogenstein/Vorbourg-Kalke), Westseite der Halbklus (565.220/242.620, Dalle nacrée/Hauptmuenbank und 565.000/242.680, Dalle nacrée/Reuchenette-Formation). Das obere Ende der Scherlinie befindet sich auf einer Höhe von 640 m; der darüber folgende Bereich der Überschiebung ist weiter westlich (564.650/242.680) aufgeschlossen (Ausbiss Hauptrogenstein/oberer Teil der Reuchenette-Formation). Das untere Ende der Linse ist nicht aufgeschlossen, und die Verkürzung der Überschiebung *B* aus der Oberflächen-Information allein nicht bestimmbar.

Die Steigung der Überschiebung wurde für den Bereich unterhalb des (angenommenen) Divergenzpunktes von *A* und *B* nach Formel (3) berechnet (Fig. 5). Dabei wurde als Bezugshorizont die Untergrenze des Hauptrogensteins gewählt und nicht dessen besser dokumentierte Obergrenze, da der für diese recht kleine Wert von y (Abstand des undeformierten Bezugshorizontes vom Divergenzpunkt der beiden Überschiebungen) schon bei geringen Fehlern von z zu grossen Änderungen von γ führen würde. Für den Überschiebungsabschnitt zwischen dem unteren Ende der Scherlinie und der Untergrenze des Hauptrogensteins des Liegenden ergibt sich auf diese Weise eine Steigung von 22° . Die Verkürzung der Überschiebung *B* beträgt für diese Neigung, bezogen auf die Obergrenze des Hauptrogensteins, 580 m.

Für den Bezugshorizont Keuper/Lias beträgt die Steigung der Überschiebung nach (4) südlich der nördlichen Axialebene des Südschenkels 53° (Fig. 6). Diese Steigung wurde auf der Tafel bis auf den basalen Abscherhorizont extrapoliert.

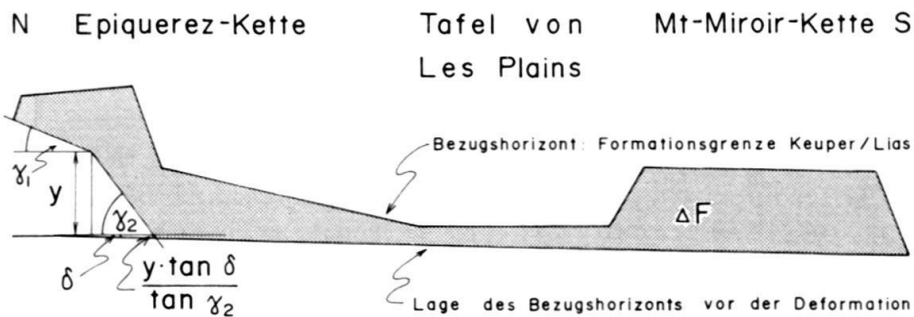
Wiederum kann (wie bei der Mt-Terri-Kette) das steile Einfallen der Überschiebung im Bereich des Südschenkels der Kette nicht durch eine Rotation der Überschiebung bei der Bildung des Südschenkels erklärt werden, da das strukturelle Relief des Südschenkels (rund 500 m) sich dann auch in einem vertikalen Versatz gleicher Grössenordnung zwischen den Tafeln nördlich und südlich des Antiklinoriums äussern müsste. Die Geometrie der Überschiebung muss vielmehr primär und der Südschenkel der Kette durch den Transport über die tektonische Rampe entstanden sein.



$$\Delta F = 1.033 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot \frac{y^2}{2 \tan \gamma_1} = z \left(\Delta x_{rot} + \Delta x_{trans_1} + \frac{y}{\tan \gamma_1} \right) \quad (3) \quad \text{500 m}$$

$$\left. \begin{aligned} \tan \gamma_1 &= \frac{y^2 + 2yz}{2[1.033 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - z(\Delta x_{rot} + \Delta x_{trans_1})]} \\ y &= 255 \text{ m}; z = 670 \text{ m}; \Delta x_{rot} = 670 \text{ m}; \Delta x_{trans_1} = 130 \text{ m} \end{aligned} \right\} \begin{aligned} \gamma_1 &\approx 22^\circ; \Delta x_{trans_2} = \frac{y}{\tan \gamma_1} \\ &\approx 625 \text{ m} \end{aligned}$$

Fig. 5. Berechnung der Steigung der Überschiebung B des Epiquerez-Mt-Miroir-Antiklinoriums für den Bereich zwischen dem Divergenzpunkt der Überschiebungen A/B und der Formationsgrenze Hauptrogenstein/unterer Dogger des Liegenden. Δx_{trans_1} setzt sich aus den Verkürzungen der Überschiebung A und der Überschiebung B oberhalb der Divergenz der Überschiebungen A und B zusammen. Die im Text erwähnten Verkürzungs-Teilbeträge beziehen sich auf die *Obergrenze* des Hauptrogensteins und stimmen deshalb nicht mit denjenigen dieser Figur überein.



$$\Delta F \approx 0.617 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - \left(\frac{y^2}{2 \tan \gamma_2} + \frac{y^2 \cdot \tan \delta}{2 \tan^2 \gamma_2} \right) \quad \text{500 m}$$

$$\Delta F = z_{\text{Keuper/Lias}} \cdot \Delta x_{\text{Unt. Dogger/Hauptrogenstein}} \quad (4)$$

$$\tan \gamma_2 \approx \frac{y^2 + \sqrt{y^4 + 8y^2 \tan \delta (0.617 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - z_{\text{Keuper/Lias}} \cdot \Delta x_{\text{Unt. Dogger/H'stein}})}}{4(0.617 \cdot 10^6 \text{ m}^2 - z_{\text{Keuper/Lias}} \cdot \Delta x_{\text{Unt. Dogger/H'stein}})}$$

$$\begin{aligned} z_{\text{Keuper/Lias}} &= 410 \text{ m}; \Delta x_{\text{Unt. Dogger/H'stein}} = 1425 \text{ m}; \delta = 1.5^\circ; y = 290 \text{ m} \\ &\Rightarrow \gamma_2 \approx 53^\circ \end{aligned}$$

Fig. 6. Berechnung der Steigung der Epiquerez-Überschiebung für den Bereich zwischen der undeformierten Formationsgrenze Keuper/Lias und der nördlichen Axialebene des Südschenkels der Epiquerez-Kette. Erläuterungen im Text.

5. St-Brais- und Vellerat-Antiklinorium

Die St-Brais- wie die Vellerat-Kette bestehen bereits einzeln aus der in der Einleitung als typisch für die Antiklinorien dieses Gebiets beschriebenen Geometrie: Sie werden nach Süden durch eine südfallende Flexur und nach Norden durch eine nordvergente Überschiebung begrenzt. Da jedoch die zwischen der Vellerat- und der St-Brais-Kette gelegene Mulde von Les Sairins bezüglich der nördlich der St-Brais-Kette gelegenen Mulde von Les Rosées-Clairbief und der im Süden an die Vellerat-Kette anschliessenden Mulde von La Goule um rund 150 m überhöht ist, müssen die beiden Antiklinorien zur Anwendung der Konkordanzformel zusammen als *ein* System betrachtet werden. Da es dabei nicht möglich ist, die Steigung beider Überschiebungen zu berechnen, wird die Geometrie der Vellerat-Überschiebung vorgegeben.

Der Malm der *Vellerat-Kette* (die Verkürzungsbeträge beziehen sich auf die Formationsgrenze Terrain à Chailles/Liesberg-Schichten) besteht (vgl. Tafel) aus einer nordvergenten Überschiebung ($\Delta x = 180$ m), einem auf den Malm beschränkten südfallenden Knickband ($\Delta x = 90$ m), einem äusserst flach einfallenden Südschenkel ($\Delta x = 20\text{--}25$ m) und einem Anteil, der als durch die Überschiebung zerschertes Knickband (LAUBSCHER 1977a, Fig. 17) oder aber als Schleppfaltung im Hangenden und Liegenden der Überschiebung betrachtet werden kann ($\Delta x = 260$ m).

Versucht man, die Verkürzung des Malms von rund 550 m auf den Dogger zu übertragen, so kommt man auf ein anderes Verhältnis von rotationalem zu translationalem Deformationsanteil (vgl. Tabelle): Für die Formationsgrenze Dalle nacrée/Renggeri-Tone erhält man eine rotationale Verkürzung von lediglich 120 m. Die verbleibende Verkürzung von 430 m wurde auf der Tafel in Form einer Überschiebung dargestellt, wobei die Höhendifferenz zwischen der flach liegenden Dalle nacrée des Dachs der Vellerat-Kette und deren Äquivalent in der Mulde von Les Sairins (130 m) als vertikale Bewegungskomponente der Überschiebung aufgefasst wurde. Im weiteren wurde angenommen, dass die auf diese Weise erhaltene Überschiebung älter als die Axialebenen des Südschenkels und bei deren Bildung verfaltet worden sei (Vellerat-Südschenkel = Knickband). Dies ist (anders als bei den bisher besprochenen Überschiebungen) geometrisch möglich, da das Liegende der Überschiebung (bzw. die Mulde von Les Sairins) bezüglich der im Süden auf die Vellerat-Kette folgenden Mulde von La Goule überhöht ist. Allerdings wird dabei die über die Formationsgrenze Keuper/Muschelkalk ausgepresste Fläche ΔF ($0,0950 \cdot 10^6$ m²) kleiner, als sie nach Formel (4) ($\Delta F = \Delta x_{\text{Renggeri-Tone/Dalle nacrée}} \cdot Z_{\text{Keuper/Muschelkalk}} = 550 \text{ m} \cdot 235 \text{ m} = 0,1293 \cdot 10^6$ m²) sein sollte.

Die lineare Verkürzung der *St-Brais-Kette* setzt sich für die *Formationsgrenze Vorkbourg-Kalke/Natica-Schichten* zusammen aus (vgl. Tafel) dem Südschenkel (80 m), der Schleppfalte an der Überschiebung A/B (130 m), der rotationalen Verkürzung des Bezugshorizontes einer zwischen den Überschiebungen B und C gelegenen Scherlinse (50 m) sowie den Verkürzungen der Überschiebungen A/B (190 m) und C (270 m). Insgesamt ergibt sich eine lineare Verkürzung von 720 m, die sich aus einem rotationalen Anteil von 260 m und einem translationalen Anteil von 460 m zusammensetzt.

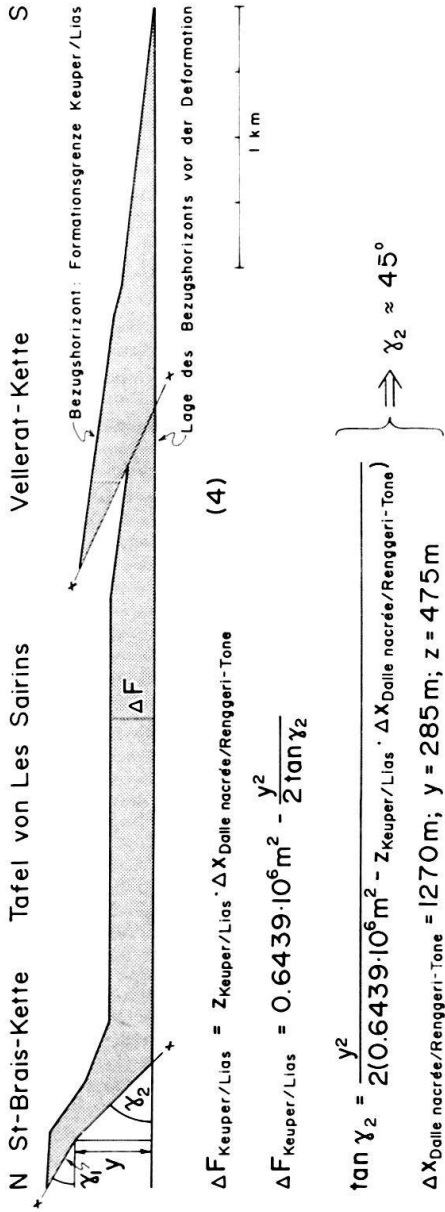


Fig. 7. Berechnung der Steigung der St-Brais-Überschiebung für den Bereich zwischen dem Divergenzpunkt der Überschiebungen A, B und C und der Formationsgrenze Dalle nacree/Renggeri-Tone des Liegenden. Erläuterungen im Text.

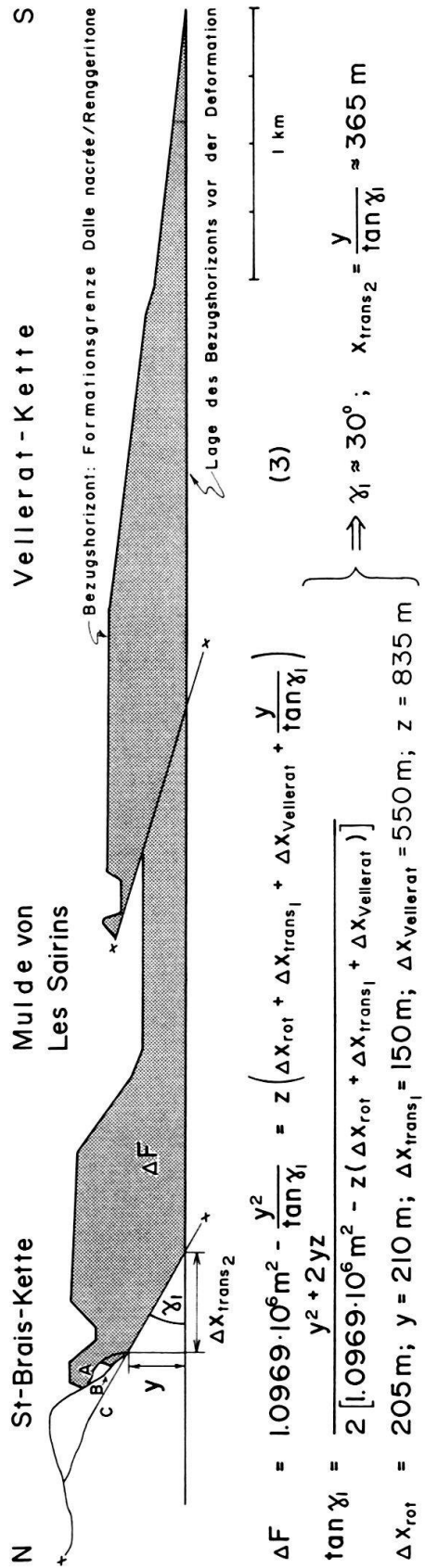


Fig. 8. Berechnung der Steigung der St-Brais-Überschiebung für den Bereich zwischen der undeformierten Formationsgrenze Keuper/Lias und der nördlichen Axialebene des Südschenkels der St-Brais-Kette. Erläuterungen im Text.

Bezieht man sich auf die *Formationsgrenze Dalle nacrée/Renggeri-Tone*, so setzt sich die lineare Verkürzung zusammen aus (vgl. Tafel) dem Südschenkel (70 m), dem Süd- (35 m) und dem Nordschenkel (45 m) der Synklinale des Bief de Vaute-naivre, einer Schleppfalte an der Überschiebung *A* (30 m), der rotationalen Verkürzung des Bezugshorizontes einer zwischen den Überschiebungen *A* und *B* gelegenen Scherlinse (25 m), den Verkürzungen der Überschiebungen *A* (100 m) und *B* (50 m) und der für den Bezugshorizont nicht aus direkter Beobachtung ermittelbaren translationalen Verkürzung unterhalb der Divergenz der Überschiebungen *A*, *B* und *C*. Geht man (wie bei der Vellerat-Kette) von der Voraussetzung aus, dass Malm und Dogger zwar stark disharmonisch deformiert wurden, aber gesamthaft den gleichen Verkürzungsbetrag aufweisen, dann muss die nichtbeobachtbare Verkürzung der Formationsgrenze *Dalle nacrée/Renggeri-Tone* 365 m betragen. Bei einer Höhendifferenz von 210 m zwischen dem Divergenzpunkt der Überschiebungen *A*, *B*, *C* und dem Bezugshorizont des Liegenden ergibt sich für diesen Abschnitt der Überschiebung ein Steigungswinkel von 30° , der bis auf die nördliche Axialebene des Südschenkels der St-Brais-Kette extrapoliert wurde (vgl. Tafel).

Die Steigung der Überschiebung kann für den nicht aufgeschlossenen Bereich auch nach der bereits bei der Mt-Terri- und der Epiquerez-Überschiebung angewendeten Methodik (Formel 3) berechnet werden, der daraus resultierende Steigungswinkel (Fig.47) stimmt mit dem bei der ersteren Berechnung erhaltenen überein.

Der Verlauf der Überschiebung innerhalb des Südschenkels wurde nach Formel (4) für die Formationsgrenze Keuper/Lias berechnet (Fig. 8). Der dabei erhaltene Steigungswinkel beträgt 45° und wurde bis auf den basalen Abscherhorizont extrapoliert.

6. Antiklinorium der Freiberge

Die im Süden an die Mulde von La Goule anschliessenden Strukturen bilden ein Antiklinorium, dessen Südende ausserhalb des detailliert kartierten Gebietes liegt. Die südlichste der untersuchten Synklinalen (Mulde von Chantereine-Les Prailats) liegt strukturell um 280 m höher als die Mulde von La Goule; es ist aus diesem Grund nicht möglich, anhand der Formel (3) die Steigung der Gipou-Überschiebung für den nicht aufgeschlossenen Bereich zu berechnen. Eine Abschätzung der Verkürzung dieser Überschiebung ergibt bei einer vertikalen Bewegungskomponente von 350 m und einer Neigung von 20° einen Betrag von 960 m.

Die aufgeschlossenen Deformationen (vgl. Fig.16 in SUTER 1976 und Tafel) weisen, bezogen auf die Basis der Natica-Schichten, die folgenden Verkürzungsbeträge auf: Schuppe zwischen der Gipou- und der Saignelégier-Überschiebung 110 m, Saignelégier-Überschiebung 220 m, Schleppfalte der Gipou-Kette an der Saignelégier-Überschiebung (Nordschenkel der Gipou-Kette) 125 m, Südschenkel der Gipou-Kette 45 m, Nordschenkel der Somêtres-Kette 150 m und Bereich zwischen dem Dach der Somêtres-Kette und der Mulde von Chantereine-Les Prailats 195 m.

7. Diskussion der Extrapolationen

Die auf der Tafel und in den Textfiguren dargestellten, aus den Extrapolationen resultierenden Ergebnisse sind (wie alle wissenschaftlichen Konklusionen) von

Prämissen abhängig; eine Änderung der Prämissen würde zu anderen Resultaten führen:

- Neue Kenntnisse über die Mächtigkeit der nicht aufgeschlossenen Formationen könnten eine Änderung der berechneten Überschiebungssteigungen zur Folge haben.
- Die anhand der Formeln (3) und (4) ermittelten Überschiebungsabschnitte stellen lediglich einen ersten modellmässigen Ansatz dar, der davon ausgeht, dass das Liegende der Überschiebung starr geblieben sei. Beobachtungstatsachen und reflexionsseismische Profile zeigen jedoch, dass das Liegende häufig durch differentielle Schleppung von Schichtpaketen (bis Abreissen von Schuppen) in Mitleidenschaft gezogen ist, was die Geometrie eines Modells mit starrer Überschiebungsbahn verfälscht.

8. Datierung der Deformationen

Die einzige Datiermöglichkeit in Profilmähe bildet das von der St-Brais-Überschiebung überfahrene Tertiär-Vorkommen der Mulde von Les Rosées-Clairbief an der Strasse Goumois-Fessevillers (SUTER 1976, S. 643). Dort aufgelesene Charophyten-Oogonien wurden von Dr. K. Mädler (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover) als *Charites molassica* (STRAUB) HORN AF RANTZIEN und *Tectochara meriani* (HEER) GRAMBAST bestimmt (briefl. Mitteilungen vom 3. Februar und 9. März 1977). Die beiden Arten wurden in demselben Schichtintervall innerhalb der obersten 6 m des Profils gefunden und scheinen nicht aufgearbeitet zu sein. Da nach Dr. Mädler in Süddeutschland und der Schweiz die erstere Art vom Rupélien bis ins Tortonien, die letztere vom Chattien bis ins Aquitanien vorkam, kann das Alter des obersten Profilmittels auf Chattien bis Aquitanien eingengt werden. Die St-Brais-Überschiebung muss somit postchattisch sein. (Für eine Zusammenfassung der Datierung der Jura-Deformationen siehe TRÜMPY 1980.) Es scheint sich bei dem obersten Profilmittels um ein zeitliches Äquivalent der Molasse alsacienne oder des Delémontien zu handeln.

9. Verkürzungsbeträge

Die in einer Tabelle zusammengefassten linearen Verkürzungsbeträge zeigen, dass der Profilmittels in Oberflächennähe mehr durch Translation als durch Rotation deformiert wurde. Die durchschnittliche Verkürzung des abgescherten Sedimentstapels beträgt 28%, die entsprechenden Mittelwerte für aus zwei konjugierten Knickbändern bestehende Falten ergeben 14,5% (Streuung $\sigma = 3,5\%$) und für Rampen-Antiklinalen 30,6% ($\sigma = 4,4\%$).

10. Äussere Gestalt des deformierten Sedimentstapels

Der abgescherte Sedimentstapel hat die Form eines sich nach Norden verengenden Keils (LAUBSCHER 1961, Fig. 13). Die Untergrenze des Keils (basaler Abscherhorizont) weist zwischen dem Vorland und der Mulde von La Goule eine Neigung von $0,2^\circ$ S auf; einen annähernd gleich grossen Wert gibt CHAPPLE (1978, Tab. 1) in

einer Aufzeichnung geometrischer und mechanischer Parameter verschiedener «thin-skinned fold-and-thrust belts» für den südlichen Teil des Zagrosgebirges.

Diese Steigung ist jedoch nicht gleichmässig verteilt, sie konzentriert sich auf den Bereich des Epiquerez-Mt-Miroir-Antiklinoriums, wo sie $1,4^\circ$ beträgt (vor der Jurafaltung $1,0^\circ$ und um den Verkürzungsbetrag der weiter nördlich gelegenen

Tabelle: Verkürzungsbeträge der untersuchten Strukturen in Oberflächennähe, aufgegliedert in rotationale und translationale Komponente. Beträge in Metern. * = geschätzte Grösse. Erläuterungen im Text.

Struktur	Bezugshorizont	Δx	Δx	Δx	x	$\frac{\Delta x}{x + \Delta x}$ (%)
		rot	trans			
Mt-Terri-Kette	Haupttrogenstein/	175	1225	1400	2480	36
	Calcaire roux					
Vaufrey-Kette	Haupttrogenstein/	95	-	95	760	11
	Calcaire roux					
Epiquerez-Kette	Haupttrogenstein/	390	685	1075	2100	34
	Calcaire roux					
Mt-Miroir-Kette	Haupttrogenstein/	320	-	320	1500	18
	Calcaire roux					
St-Brais-Kette	Dalle nacrée/	205	515	720	1240	37
	Renggeri-Tone					
Vellerat-Kette	Vorbouurg-Kalke/	260	460	720	1700	30
	Natica-Schichten					
Vellerat-Kette	Dalle nacrée/	120	430	550	3420	14
	Renggeri-Tone					
Gipou-Sometres- Raimeux-Kette	Terrain à Chailles/	370	180	550	3620	13
	Liesberg-Schichten					
Gipou-Sometres- Raimeux-Kette	Vorbouurg-Kalke/	625	*1180	*1805	2880	*39
	Natica-Schichten					
untersuchtes Gebiet	Haupttrogenstein/			*5965	15120	*28
	Calcaire roux					

Deformationen [1500 m, Mt-Terri-Vaufrey-Antiklinorium] weiter südlich gelegen). Die im mittleren Oxfordien zwischen einer Karbonat-Plattform im Norden und einem tiefermarinen Becken im Süden gelegene Rampe bildete die morphologische Grundlage für die Anlage von Korallen-Biohermen (Rauracien-Korallenkalke), siehe WILSON (1975, Fig. IX-4). Der Gradient dürfte durch die (oberkretazisch-)tertiäre Domung im Gebiet des Rheingrabens kaum wesentlich beeinflusst worden sein: Die Basis der Reuchenette-Formation verläuft nördlich der Rampe (Mt-Terri-Vaufrey-Antiklinorium) \pm horizontal (vgl. Tafel).

Für den südlich anschliessenden Teil der Freiberge (Gebiet zwischen den Mulden von La Goule und St-Imier) erhält man anhand der Strukturkarte in ZIEGLER (1956) und den Isopachen in BÜCHI et al. (1965) für die Basis der Mittleren Trias eine Neigung von rund 1° S.

11. Strukturelemente

a) Überschiebungen

Die aufgeschlossenen Überschiebungsanteile fallen gewöhnlich flach nach Süden ein: das arithmetische Mittel beträgt für den Profilbereich $24,0^\circ$ S (Streuung $\sigma = 19,1^\circ$). Zwischen den oberflächennahen seichten Überschiebungen und dem basalen Abscherhorizont werden verbindende, steilere Überschiebungsabschnitte postuliert, welche mit der Neigung des Südschenkels des entsprechenden Antiklinoriums oder steiler einfallen müssen. Diese steil einfallenden Überschiebungsbereiche werden nicht als durch die Bildung des Südschenkels verfaltet betrachtet (Ausnahme: Vellerat-Kette), sondern als *tektonische Rampen*: Eine Verfaltung der Überschiebungen durch die Bildung eines Knickbands müsste sich in einem strukturellen Relief (höher liegender Nordflügel) zwischen dem Liegenden der Überschiebung und der auf den Südschenkel des Antiklinoriums folgenden Synklinaltafel äussern, und zwar in der Grössenordnung der vertikalen Verstellung des Hangenden der Überschiebung durch den Südschenkel bezüglich derselben Synklinaltafel.

Die Berechnung der Steigung der nicht aufgeschlossenen Überschiebungsanteile anhand der Formeln (3) und (4) ergibt für die tektonischen Rampen eine durchschnittliche Steigung von $50,7^\circ$ ($\sigma = 4,4^\circ$).

Diese hohe Steigung stellt die Frage nach der primären Instabilität, auf der die Rampen beruhen: Scherbrüche experimenteller Deformationen schliessen zwar mit zunehmendem Umschliessungsdruck einen grösseren Winkel mit der Kompressionsrichtung ein (PATERSON 1978), ohne aber derart hohe Werte zu erreichen. Man kann daraus folgern, dass, wenn die Rampen primär als Scherbrüche ausgebildet wurden, die Trajektorien der maximalen Hauptspannung (σ_1) des sie verursachenden Spannungsfeldes nicht horizontal verlaufen haben können. Eine weitere Möglichkeit besteht darin, dass die Rampen sich längs Klüften der paläogenen, distensiven Deformationsphase (SUTER 1979) entwickelt haben: Diese Klüfte fallen in Oberflächennähe praktisch vertikal ein; ihre Neigung dürfte aber mit zunehmender Tiefe abnehmen. So gibt z. B. ILLIES (1975) einen Durchschnittswert von 63° für die Neigung von Rheingraben-Brüchen, und die von den Hirtzbach-Bohrungen

gequerten Störungen fallen mit 42° – 60° ein (VONDERSCHMITT 1942). *Es ist wahrscheinlich, dass solche prä-existente Schwächezonen, wo sie einen Winkel $<60^{\circ}$ mit σ_1 bildeten, als Aufschiebungen reaktiviert wurden, bevor die Scher-Instabilität erreicht wurde* (vgl. JAEGER & COOK 1976). Relativ niedrige Scherspannungen sind dazu nötig, wenn die Klüfte mit wassergesättigten Tonen gefüllt sind, was den Reibungswiderstand drastisch senkt (WANG & MAO 1979). In Oberflächennähe hingegen, wo die paläogenen Trennbrüche subvertikal einfallen, ist es zur Ausbildung von 20° – 30° einfallenden Scherbrüchen gekommen (vgl. Tafel).

b) Schleppfalten

Schleppfalten, in der Literatur gewöhnlich als Antiklinal-Nordschenkel bezeichnet, können im Hangenden oder Liegenden der Überschiebungen häufig beobachtet werden. Neben den auf der Tafel eingezeichneten sind im Meterbereich auch in den Vorbourg-Kalken im Liegenden der Überschiebung C der St-Brais-Kette und in der Reuchenette-Formation im Liegenden der Gipou-Überschiebung Schleppfalten vorhanden.

Deformationen im Zentimeterbereich: einzelne, $\pm 30^{\circ}$ zur Schichtung orientierte Scherklüfte unmittelbar vor dem Scharnier im unrotierten Bereich, Zerrklüfte im Extradors der Scharniere. Weitaus stärker deformiert ist der meistens um $\pm 90^{\circ}$ rotierte Teil der Schleppfalte: Wellung und Linsung der Schichten, Brekzierung-Kakiritisierung in tonarmen Kalken, Schieferung in tonhaltigen Kalken: Lösung eines Teils des Kalks und Rekristallisation in subparallelen, millimeterbreiten Streifen, Ton-Anreicherung in den damit alternierenden Streifen. Diese Streifen sind zum Teil rotiert und zeigen dann ihrerseits im Millimeterbereich die oben für den Zentimeterbereich beschriebenen Deformationen.

Das Deformationsmuster lässt vermuten, dass nicht nur die räumliche Lage des Scharniers während der Deformation sich ändert (im Fall von Schleppfalten im Liegenden von Überschiebungen horizontale Bewegung weg von der Überschiebung mit zunehmender Bewegung an derselben), sondern auch ständig neue Schichtpartien das Scharnier bilden.

c) Knickbänder

Deformation, entstanden durch die Rotation eines diskreten, durch zwei, $\pm 60^{\circ}$ einfallende Ebenen begrenzten Schichtbereichs, verbunden mit Abscherung auf einem mechanisch inkompetenten Gestein (Mittlere Trias im Fall der Vaufrey- und der Mt-Miroir-Kette, Opalinus-Tone im Fall der Somêtres-Kette). Im Profilbereich kommen jeweils zwei konjugierte Knickbänder miteinander vor, die entweder eine Koffer- (Mt-Miroir-Kette) oder eine Chevron-Falte (Vaufrey- und Somêtres-Kette) bilden.

Im Gegensatz zu den Schleppfalten ist bei Knickbändern der rotierte Teil ausserhalb des Scharniers im Zentimeterbereich praktisch undeformiert, was vermuten lässt, dass sich zwar die räumliche Lage der Scharniere bei der Bildung des Knickbands ändert, nicht aber die Lage der Scharniere bezüglich des Schichtstapels (vgl. ANDERSON 1964, PATERSON & WEISS 1966; RAMSAY 1967, Modell 2, Fig. 7–123; HONEA & JOHNSON 1976, LAUBSCHER 1976).

d) Flexur über tektonischer Rampe

Oberflächlich von Knickbändern nicht unterscheidbare Flexuren bilden den Südschenkel der Mt-Terri-, der Epiquerez- und der St-Brais-Kette; Entstehung durch den Transport des Hangenden einer Überschiebung. Die (auf das Hangende der Überschiebung beschränkten) Axialebenen sind vorgegeben durch Geraden, an denen die Steigung der Überschiebung abrupt ändert (zwischen der subhorizontalen basalen Abscherung und einer tektonischen Rampe, zwischen einer tektonischen Rampe und einem oberflächennahen Überschiebungsabschnitt). Die räumliche Lage der Scharniere dürfte \pm konstant bleiben, während die Scharnierposition ständig von anderem Gestein eingenommen wird: Scharniertypische Kleindeformationen sollten (Gegensatz zum Knickband) nicht auf das jetzt vorhandene Scharnier beschränkt sein.

Es muss einer kleintektonisch-gefügekundlichen Untersuchung von Jurafaltenscharnieren überlassen werden, die obenerwähnten rotationalen Deformationen im Detail zu analysieren.

12. Faltentypen

a) Aus zwei konjugierten Knickbändern gebildete *Koffer- und Chevron-Falten*.

b) «*Rampen-Antiklinalen*»; Bezeichnung, die eingeführt wird für Falten, die nur mit einer Überschiebung zusammen vorkommen, sich aus einer Flexur über einer tektonischen Rampe (= Südschenkel der Antiklinale), dem Faltdach und gewöhnlich einer Schleppe an der Überschiebung (= Nordschenkel der Antiklinale) zusammensetzen. Als typische Rampen-Antiklinalen werden die Mt-Terri-, die Epiquerez- und die St-Brais-Kette betrachtet (vgl. Tafel).

Rampen-Antiklinalen werden auch aus der Valley and Ridge Province der Appalachen (HARRIS 1979) beschrieben und scheinen ein typisches Strukturelement von Vorland-Überschiebungsgürteln zu sein (HOBBS et al. 1976, S.387ff.), so z.B. der Sierra Madre Oriental Mexikos (SUTER 1980, 1981a, b; SUTER & CARRILLO 1981).

Rampen-Antiklinalen scheinen neben Kofferfalten der im Jura am meisten vertretene Faltentyp zu sein. Zwar werden Jurafalten in der neueren Literatur hauptsächlich als eine Vergesellschaftung von konjugierten Knickbändern und einer Überschiebung betrachtet, wobei die Überschiebung älter und durch die Knickbänder verfaltet worden sein soll (LAUBSCHER 1977a, b, 1979; LAUBSCHER & BERNOULLI 1980). Beobachtungen dieses Antiklinaltyps, in dem eine nicht nur im Süd-, sondern auch im Nordschenkel einer Antiklinale steil einfallende Überschiebung dokumentiert ist, beschränken sich jedoch auf die Grenchenberg-Kette (BUXTORF 1916). Im Gegensatz dazu sind Antiklinalen mit einem nur im Bereich des Südschenkels steil einfallenden Überschiebungssegment häufig. Der Überschiebungs-Ausbiss zeigt dabei eine anscheinend gesetzmässige Koinzidenz mit dem Nordschenkel (vgl. die Darstellung Albert Heims, Fig. 7-85 in RAMSAY 1967), während durch konjugierte Knickbänder verfaltete Überschiebungen bezüglich der Faltengeometrie willkürlich ausbeissen sollten.

Die folgenden zwei einfachen Test-Implicationen scheinen mir hinreichend, um durch einzelne oder konjugierte Knickbänder verfaltete Überschiebungen von

Rampen-Antiklinalen unterscheiden zu können: 1. Ist eine Überschiebung durch zwei konjugierte Knickbänder verfaltet worden, dann muss die Überschiebung im Bereich des Nordschenkels, wenn vorhanden, in Oberflächennähe einen Winkel von rund 30° zur Schichtung aufweisen. 2. Ist eine im Bereich eines Antiklinal-Südschenkels steil einfallende Überschiebung durch die Bildung eines einzelnen Knickbands verfaltet worden, dann sollte das Liegende der Überschiebung im Bereich des Knickbands ebenfalls rotiert sein und deshalb das Liegende der Überschiebung nördlich des Knickbands bezüglich der südlich des Knickbands folgenden Synklinale den vertikalen Verstellungsbetrag des Knickbands aufweisen (höher liegender Nordflügel).

Beide Implikationen scheinen mir bei einer oberflächlichen Überprüfung von Antiklinalen mit steil einfallender Überschiebung im Bereich des Südschenkels (z. B. kompressive Struktur an der Salins-Linie, Vorbourg-Kette nordöstlich von Delsberg, Vellerat-Kette in der Birs-Klus) nicht zuzutreffen. Der Südschenkel dieser Falten (dessen Einfallen mindestens so gross wie die Neigung der ihn verursachenden Rampe sein muss) ist allerdings (im Gegensatz zu den Südschenkeln der im Profil dargestellten Rampen-Antiklinalen) häufig vertikal bis leicht überkippt, was man sich durch die Schleppung des Hangenden beim Transport über die Rampe erklären kann.

Verdankungen

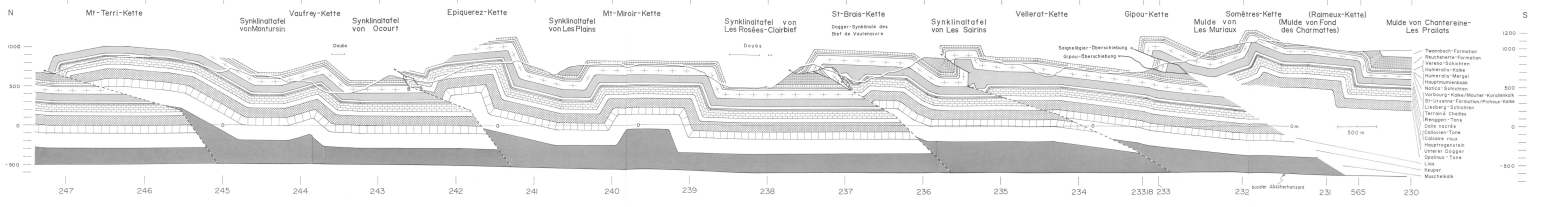
Der Autor möchte sich bei den Prof. H. Laubscher (Univ. Basel) und Z. de Cserna (Univ. Nacional Autónoma de México) für die kritische Durchsicht des Manuskripts und bei Dr. K. Mädler (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover) für die Bestimmung der Charophyten-Oogonien herzlich bedanken. J. Carfantan (UNAM, México) besorgte die Übersetzung der englischen Zusammenfassung ins Französische.

Die der Publikation zugrunde liegende Feldarbeit wurde teilweise finanziell unterstützt durch einen Prof. H. Laubscher zugesprochenen Shell grant und seitens der Schweizerischen Geologischen Kommission durch den Ankauf der Kartenmanuskripte.

LITERATURVERZEICHNIS

- ANDERSON, T. B. (1964): *Kink-bands and related geological structures*. – *Nature* 202, 272–274.
- BUCHER, W. H. (1933): *The Deformation of the Earth's Crust*. – University Press, Princeton.
- BÜCHI, U. P., LEMCKE, K., WIENER, G., & ZIMDARS, J. (1965): *Geologische Ergebnisse der Erdölexploration auf das Mesozoikum im Untergrund des schweizerischen Molassebeckens*. – *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. -Ing.* (32), 82, 7–38.
- BUXTORF, A. (1907): *Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung*. – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 21.
- (1916): *Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Jura gebirges*. – *Verh. natf. Ges. Basel* 27, 184–254.
- CHAPPLE, W. M. (1978): *Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 89, 1189–1198.
- CONEY, P. J. (1973): *Plate tectonics of marginal foreland thrust-fold belts*. – *Geology* 1/3, 131–134.
- FALLOT, P., CORROY, G., & GARDET, G. (1932): *Données stratigraphiques et tectoniques nouvelles sur la feuille de Montbéliard*. – *Bull. Serv. Carte géol. France* (181), 34 (1931/32), 337–440.
- GWINN, V. E. (1964): *Thin-skinned Tectonics in the Plateau and northwestern Valley and Ridge Provinces of the Central Appalachians*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 75, 863–900.
- HARRIS, L. D. (1979): *Similarities between the thick-skinned Blue Ridge anticlinorium and the thin-skinned Powell Valley anticline*. – *Bull. geol. Soc. Amer.* 90, 525–539.

- HARRIS, L. D., & MILICI, R. C. (1977): *Characteristics of thin-skinned style of deformation in the southern Appalachians and potential hydrocarbon traps*. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 1018.
- HECKENDORN, W. (1974): *Zur Tektonik der Vellerat-Antiklinale*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 147.
- HOBBS, B. E., MEANS, W. D., & WILLIAMS, P. F. (1976): *An outline of Structural Geology*. – Wiley, New York/London/Sidney/Toronto.
- HONEA, E., & JOHNSON, A. M. (1976): *A theory of concentric, kink and sinusoidal folding and of monoclinical flexuring of compressible, elastic multilayers. IV. Development of sinusoidal and kink folds in multilayers confined by rigid boundaries*. – Tectonophysics 30, 197–239.
- HSÜ, K. J. (1979): *Thin-skinned plate tectonics during Neo-Alpine Orogenesis*. – Amer. J. Sci. 279, 353–366.
- ILLIES, H. (1975): *Recent and paleo-intraplate tectonics in stable Europe and the Rhinegraben rift system*. – Tectonophysics 29, 251–264.
- JAEGER, J. C., & COOK, N. G. (1976): *Fundamentals of Rock Mechanics*. – Chapman and Hall, London.
- LAUBSCHER, H. (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung*. – Eclogae geol. Helv. 54/1, 221–282.
- (1965): *Ein kinematisches Modell der Jurafaltung*. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 231–318.
- (1976): *Geometrical adjustments during rotation of a Jura fold limb*. – Tectonophysics 36, 347–365.
- (1977a): *Fold development in the Jura*. – Tectonophysics 37, 337–362.
- (1977b): *An intriguing example of a folded thrust in the Jura*. – Eclogae geol. Helv. 70/1, 97–104.
- (1979): *Elements of Jura Kinematics and Dynamics*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 467–483.
- LAUBSCHER, H., & BERNOULLI, D. (1980): *Cross-section from the Rhine Graben to the Po Plain*. In: TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland, a guide-book*. Part B: *Geological excursions*, p. 183–209. – Wepf, Basel.
- MÜLLER, W. H., & BRIEGEL, U. (1980): *Mechanical aspects of the Jura overthrust*. – Eclogae geol. Helv. 73/1, 239–250.
- PATERSON, M. S. (1978): *Experimental rock deformation – the brittle field*. – Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- PATERSON, M. S., & WEISS, L. E. (1966): *Experimental deformation and folding in phyllite*. – Bull. geol. Soc. Amer. 77, 343–374.
- RAMSAY, J. G. (1967): *Folding and Fracturing of Rocks*. – McGraw-Hill, New York/Toronto/London.
- SUTER, M. (1976): *Tektonik des Doubstals und der Freiberge in der Umgebung von Saignelégier*. – Eclogae geol. Helv. 69/3, 641–670.
- (1978): *Geologische Interpretation eines reflexionsseismischen W-E-Profiles durch das Delsberger Becken*. – Eclogae geol. Helv. 71/2, 267–275.
- (1979): *Strukturelle Geometrie des Faltenjuras im nördlichen Bereich der Ferrière-Linie*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 375–400.
- (1980): *Tectónica de la parte frontal de la Sierra Madre Oriental, entre Xilitla y el Río Moctezuma, Estados de Hidalgo y San Luis Potosí*. – Soc. geol. Mexicana, V Conv. geol. nac., Resúmenes, 31–32.
- (1981a): *Hidalgoan deformations at the eastern edge of the Valles-San Luis Potosí carbonate platform (Sierra Madre fold-thrust belt, Central Mexico)*. – Geol. Soc. Amer., Abstr. with Programs (Cordilleran Sect.) 13 (im Druck).
- (1981b): *Tectonics of the external part of the Sierra Madre Oriental foreland thrust and fold belt between Xilitla and the Moctezuma river (Hidalgo and San Luis Potosí States)*. – Rev. Inst. Geol., Univ. Nac. Auton. México 4 (im Druck).
- SUTER, M., & CARRILLO, M. (1981): *Structural traverse across the fold and thrust belt of the Sierra Madre Oriental of Mexico, between Tamazunchale and Toluca; preliminary results*. – Geol. Soc. Amer., Abstr. with Programs (Cordilleran Sect.) 13 (im Druck).
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland, a guide-book*. Part A: *An outline of the geology of Switzerland*. – Wepf, Basel.
- VONDERSCHMITT, L. (1942): *Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch*. – Eclogae geol. Helv. 35/1, 67–99.
- WANG, C. Y., & MAO, N. H. (1979): *Shearing of saturated clays in rock joints at high confining pressures*. – Geophys. Res. Lett. 6/11, 825–828.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate facies in geologic history*. – Springer, Berlin/Heidelberg/New York.
- WILTSCHKO, D. V., & CHAPPLE, W. M. (1977): *Flow of weak rocks in Appalachian Plateau folds*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 61/5, 653–670.
- ZIEGLER, P. A. (1956): *Geologische Beschreibung des Blattes Courtelary (Berner Jura), Gebiet nördlich der Suze*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 102.



Strukturelles Querprofil durch den nordwestlichen Fahnejurä, Mi-Terril-Bänderüberschiebung - Freilager

Umrissgrenze des Profils basierend auf den Daten der mittleren Teil. Die Profilpunkte (Fig. 1) liegen zwischen den Abszissen 248 und 238 des Äquators 500 km südlich von der Schweizer Grenze. Die Profile sind zwischen den Abszissen 238 und 233, 15 km Ost von GGL und weiter nach Süden bis zum Wert 180. Die Koordinaten des Profils entsprechen der schiefen projizierten Aufzeichnung und sind 500 m in Ost-West- und 100 m in Nord-Süd-Richtung verschoben. Die Profile sind in 100 m-Schritten gezeichnet. Die Profile sind nach der Text beschriebenen Methode.