

Strukturelle Geometrie des Faltenjuras im nördlichen Bereich der Ferrière Linie

Autor(en): **Suter, Max**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **72 (1979)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-164842>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Strukturelle Geometrie des Faltenjuras im nördlichen Bereich der Ferrière-Linie

Von MAX SUTER¹⁾

ABSTRACT

Detailed remapping of a frontal segment of the Jura fold belt about 60 km WSW of Basel (western part of the Mt-Terri front range and region between the Maïche uplands and the Clos du Doubs range) has revealed a series of characteristic structures:

N to NNE striking (Paleogene) normal faults of the Rhinegraben system. In the Ocourt tabular syncline their throw is 150 to 180 m and is believed to have remained essentially unchanged by Neogene Jura folding. A similar throw is disclosed by subsurface data in their northern continuation, outside the Jura, where they form the border between the Rhinegraben to the east and the Montbouton horst to the west.

These dip-slip faults were reactivated as sinistral strike-slip faults during the Neogene Jura décollement. Particularly striking is their role in laterally terminating and dislocating all of the thrusts in the area. Those faults terminating the Mt-Terri and the Epiquez overthrusts reveal oblique motion as a compressive component is superposed on the strike-slip.

Without exception all of the wrench faults seem to be reactivated Rhinegraben faults. This may be the reason why no conjugate dextral joints were found although there are numerous \pm vertical joints striking parallel to the now sinistral, but originally normal faults.

Fold structures are anticlinoria and flat-bottomed synclines. The former are characteristically composed of

- a northward facing overthrust with a vertical displacement of up to 550 m. The upper plate may be frontally dragged into a subvertical to overturned northern limb of the anticlinorium although in places it remained unfolded;
- a kink band with dips between 20° and 90° which forms the southern limb of the anticlinorium.

The kink band is assumed to be due to additional rotation of a segment which had initially been tilted on the ramp of the thrust with kinking propagating downward through the thrust into the décollement layer, thereby inactivating the thrust.

RÉSUMÉ

Un nouveau levé cartographique détaillé d'une région située au front du Jura plissé, à environ 60 km à l'WSW de Bâle (partie occidentale du chaînon du Mont Terri et région comprise entre le plateau de Maïche et le chaînon du Clos du Doubs), a permis de mettre en évidence un certain nombre de structures:

Des failles normales de direction N à NNE d'âge paléogène qui appartiennent au système du fossé rhénan. Leur rejet est de 150 à 180 m dans le fond du synclinal coffré d'Ocourt et il ne semble pas qu'il ait été modifié lors de la phase du plissement néogène. Le rejet des failles qui les prolongent vers le nord, dans l'avant-pays du Jura où elles constituent la limite entre le fossé rhénan à l'est et le horst de Montbouton à l'ouest, est du même ordre ainsi que l'ont montré les sondages réalisés dans cette région.

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

Ces failles normales ont joué en décrochements sénestres durant la phase de plissement néogène. Il est particulièrement intéressant de relever qu'elles limitent latéralement et déplacent la totalité des chevauchements de la région. En outre les décrochements qui limitent latéralement les chevauchements du Mont-Terri et d'Épiqueuz sont aussi chevauchants et montrent ainsi l'existence d'une composante compressive oblique à leur direction.

Tous les décrochements semblent être d'anciennes failles rhénanes réactivées. C'est peut-être la raison pour laquelle on ne rencontre pas de fractures conjuguées dextres, alors qu'il existe de nombreuses fractures plus ou moins verticales de direction parallèle aux failles décrochantes, originellement normales.

Les structures plissées sont des anticlinoriums et des synclinaux coffrés. Les premiers présentent les caractéristiques suivantes:

- Un chevauchement à vergence nord avec déplacement vertical atteignant 550 m. La partie chevauchante peut avoir été redressée voire même renversée à son front, formant alors le flanc nord de l'anticlinorium, mais elle est parfois restée non plissée.
- Un knick à pendage compris entre 20° et 90° qui constitue le flanc sud de l'anticlinorium.

On suppose que le knick résulte de la rotation supplémentaire d'un secteur originellement basculé sur le plan de chevauchement: le mécanisme générateur du knick s'est ensuite propagé vers le bas à travers le plan de chevauchement jusqu'au niveau de décollement; le plan de chevauchement devenant de ce fait inactif.

ZUSAMMENFASSUNG

Der westliche Mt-Terri und das Gebiet zwischen dem westlichen Clos du Doubs und dem Plateau von Maîche (Faltenjura, etwa 60 km WSW von Basel) weisen die folgende strukturelle Geometrie auf:

- N-NNE-streichende Abschiebungen der Rheingraben-Bruchzone («rheintalische Störungen») zeigen in der Tafel von Ocourt innerhalb 2½ km eine Sprunghöhe von insgesamt 150 bis 180 m (höher liegender Westflügel). Sie bilden die südliche Verlängerung des Übergangs vom Fossé de Dannemarie (westlichstes Rheingraben-Segment) zum Horst von Montbouton. Die bedeutendste dieser Störungen, die Ferrière-Linie, wird mit der Rocourt-Verwerfung des Vorlandes parallelisiert.
- Eine Gruppe ENE-ESE-streichender Abschiebungen im Gebiete der späteren Mt-Terri-Kette («Mt-Terri-Lomont-Linie») weist eine Sprunghöhe von insgesamt 100 m auf (abgesunkener Südflügel).
- Die kompressiven Deformationen sind asymmetrisch. Sie setzen sich meistens aus einer nordvergenten Überschiebung und einem Südschenkel (rechtssinniges Knickband) zusammen. Es wird angenommen, dass das Knickband jeweils durch zusätzliche Rotation eines bereits durch die Überschiebung geneigten, das Hangende der Überschiebung mit dem ungehobenen Sedimentstapel verbindenden Segments entstanden ist, wobei die Überschiebung rotiert («verfaltet») und damit stabilisiert wurde.
- Im Fall der Chazos-Kette zeigt die Überschiebung in Abhängigkeit von der Kompetenz der beteiligten Gesteine eine deutliche Gliederung in subhorizontale Abschersegmente und mit 30 bis 70° einfallende «tektonische Rampen».
- Die kompressiven Deformationen werden axial von als Transversalverschiebungen reaktivierten rheintalischen Störungen begrenzt. Die Verkürzung der Mt-Terri-Kette wird an solchen Querstörungen nach E schrittweise aufgebaut.

1. Einleitung

Thema dieser Arbeit ist die Abklärung der Tektonik am Westende der Mt-Terri-Kette. Dabei interessiert vor allem,

- ob die Ferrière-Linie, eine grössere, den Faltenjura querende Transversalverschiebung, welche nach den bisherigen Kenntnissen im N bis an den Nordrand der Epiqueuz-Kette reicht (vgl. Tektonische Karte der Schweiz 1:500 000, 1972),

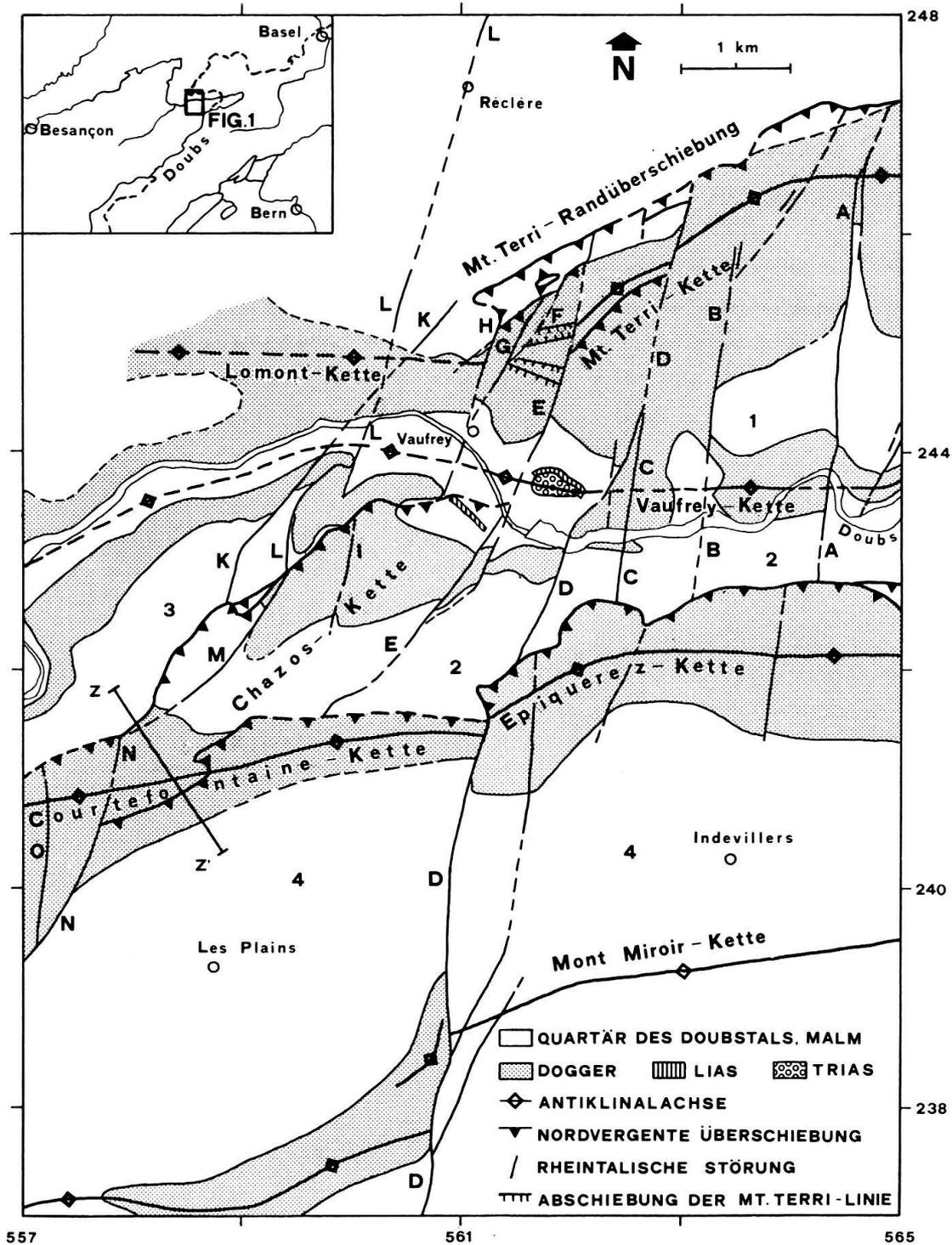


Fig. 1. Tektonische Übersichtskarte, zusammengestellt nach FALLOT, CORROY & GARDET (1932, Tf. IV), Blatt XXXVI-23 Damprichard (1965) und eigenen Aufnahmen.

Synklinaltafeln: 1 = Mulde von Montursin. 2 = Mulde von Ocourt. 3 = Mulde von Cernay. 4 = Mulde von Les Plains. A-O: rheintalische Störungen. ZZ': Profilsur von Figur 10.

Für eine Übersicht der (hier nicht eingezeichneten) rheintalischen Linien N der Mt-Terri-Randüberschiebung siehe tektonische Karte in HUMMEL 1914.

in ihrem nördlichen Teil ein reaktiviertes paläogenes Lineament darstellt, wie dies bei den meisten in der südlichen Verlängerung des Rheingrabens gelegenen Transversalverschiebungen der Fall ist;

- ob die Verkürzung der Mt-Terri-Randüberschiebung, welche im Streichen nach W nur zu einem geringen Teil von der Lomont-Kette übernommen wird, mit weiter SW gelegenen kompressiven Strukturen parallelisiert werden kann;
- ob eine solche Kompressionsverlagerung an diskret ausgebildeten Diskontinuitäten stattfindet (LAUBSCHER 1965) und welche Rolle dabei die Ferrière-Linie spielt.

Koordinatenangaben beziehen sich auf die Landeskarte der Schweiz, die verwendeten Lokalitätsbezeichnungen wurden deren Blätter 1084 Damvant und 1104 Saignelégier (1:25000) entnommen.

Die Untersuchungen erstreckten sich über ein Gebiet, welches topographisch wie folgt umschrieben werden kann:

- *S des Doubs*: nach W bis Trémeux, nach S bis zur Strasse Courtefontaine-Soulce und nach E bis Moron.
- *N des Doubs*: nach W bis zur Strasse Vaufrey-Réclère, nach N bis ins Gebiet La Montagne-Roche d'Or-Vacherie Dessous und nach E bis zur Ordinate 565.

Von der erörterten Gegend existierte bereits eine geologische Karte im Maßstab 1:30000 mit Beschreibung (FALLOT, CORROY & GARDET 1932). Eine Übersicht geben die Blätter XXXVI-23 Damprichard (1:50000, 1965) und 114 Montbéliard (1:80000, 1968) der Carte géologique de la France.

Für die Lithostratigraphie wird auf die folgenden Arbeiten verwiesen: THALMANN 1966, CONTINI & HANTZPERGUE 1973 (Reuchenette-Formation); ZIEGLER 1962 (Vorbouurg-Kalke und St-Ursanne-Formation); STÄUBLE 1959, BITTERLI 1979 (Callovien); CONTINI 1970 (unterer Dogger). Lithostratigraphische Beschreibungen benachbarter Gebiete befinden sich in DIEBOLD (1960), HUMMEL (1914), SCHNEIDER (1960), SUTER (1976) und in den Erläuterungen zu den französischen Kartenblättern 1:50000 Damprichard (XXXVI-23, 1965) und Montbéliard (XXXV-22, 1973).

Eine Neubezeichnung drängt sich für die «Übergangskalke des NW» auf. Als solche werden von ZIEGLER (1962, Profile 46 und 47) 13–15 m mächtige, gut gebankte, braungraue mikritische Kalke bezeichnet, die nach oben durch die kreidigen Kalke von St-Ursanne, nach unten durch den Caquerelle-Pisolith begrenzt werden und lateral nach S in die Rauracien-Korallenkalke übergehen. «Übergangskalke» nennt ZIEGLER aber auch lithologisch ähnliche Kalke vor dem Riff, die nach N in die Rauracien-Korallenkalke, nach S in die Birnenstorfer Schichten übergehen (1962, S. 34).

BOLLIGER & BURRI (1970, S. 71) führen als Synonym zu ZIEGLERS «Übergangskalken» (nicht aber für die «Übergangskalke im NW») den Term «Pichoux-Kalke» ein. Während die Pichoux-Kalke eine eigene Formation bilden, gehen die «Übergangskalke des NW» vertikal in Teilformationen der St-Ursanne-Formation über.

ZIEGLERS «Übergangskalke des NW» sind im Feld den Vorbouurg-Kalken sehr ähnlich, enthalten aber im Unterschied zu diesen häufig feine, eingeregelt, silifizierte Lamellibranchier-Schalen. Sie erstrecken sich im untersuchten Gebiet mindestens nach S bis ins Gebiet von La Race, nach N bis zum Zollhaus von Réclère. SW von Chazos kommen darin Fleckenriffe vor (558.800/242.100).

Die «Übergangskalke des NW» weisen die gleiche Lithologie auf wie PÜMPINS «feine Kalkarenite» (1965, Fig. 2, 3, S. 853ff.) des Gebietes von St-Ursanne und gehen wie diese nach N in oolithischen Grainstone über (Aufschlüsse in der Perchet-Antiklinale NE von Réclère). Sie dürften somit in einem Milieu von niedriger Wasserenergie zwischen dem Riffgürtel im S und einer Oolithbarre im N abgelagert worden sein.

Liesberg-Schichten sind nur im östlichen Teil des untersuchten Gebietes (E der Linie D, vgl. Fig. 1) vorhanden.

2. Strukturelemente der paläogenen, distensiven Phase

Das bearbeitete Gebiet wurde während des Paläogens durch ein Spannungsfeld beansprucht, dessen maximale Hauptspannung vertikal und dessen mittlere Hauptspannung regional in N-NNE-Richtung verlief (LAUBSCHER 1970, ILLIES 1974) und welches zur Bildung des Rheingrabens führte. Dadurch verursachte, grabenparallel verlaufende Abschiebungen geringerer Sprunghöhe sind aus dem ganzen im S an den Rheingraben anschliessenden Gebiet bekannt (siehe Tektonische Karte der Schweiz 1:500000, 1972, sowie Figuren 2 und 3 in CONTINI & THÉOBALD 1974). Störungen und Klüfte dieser Richtung werden von den schweizerischen Jurageologen seit BUXTORF & LEHNER (1920) als «rheintalisch» bezeichnet.

Synonyme: Accident méridional bzw. subméridional (französische Autoren, z.B. CAIRE 1963, THÉOBALD 1967, RUHLAND 1972) – eggisch (N) bzw. rheinisch (NNE) (Geologen der saxonischen Tektonik, z. B. PHILIPP 1942).

Die Störungen können zum Teil durch synkinematische Ablagerungen datiert werden. So haben die am Ostrand des Grabens von Dannemarie im Gebiet von Hirtzbach durch Bohrungen erschlossenen Abschiebungen nach VONDERSCHMITT (1942) bereits vor dem Oligozän begonnen. Die im Delsberger Becken gelegene Develier-Linie war nach LINIGER (1925) vor allem im Sannoisien aktiv.

Die paläogenen Abschiebungen rheintalischer Richtung wurden bei der Bildung des Faltenjuras häufig als Transversalverschiebungen reaktiviert. Diese Gegebenheit, durch CLOOS (1910) erstmals explizit formuliert, kann in allen südlich an den Rheingraben anschliessenden Teilen des Faltenjuras beobachtet werden. Sie wird von LAUBSCHER (1972) auf die Lage der präexistierenden Störungen bezüglich der Richtung der maximalen Hauptspannung des dort während der Jurafaltung regional herrschenden Spannungsfeldes zurückgeführt.

Ähnlich wie in einer früheren Arbeit für die rheintalischen Störungen innerhalb des Delsberger Beckens (SUTER 1978) wird bei der Besprechung (von E nach W) der im Gebiet von Vaufrey vorhandenen rheintalischen Störungen der paläogene und der neogene Deformationsanteil jeweils getrennt dargestellt, der letztere mit der Besprechung der bei der Reaktivierung entstandenen kompressiven Strukturen. Da keine stratigraphische Information zur Verfügung steht, wird der alttertiäre vertikale Verstellungsbetrag dieser Störungen mit der Sprunghöhe gleichgesetzt, welche man an ihnen in der Malmtafel von Ocourt (Fig. 1, Nr. 2) ablesen kann. Dies setzt voraus,

- dass während des Transports der Abscherdecke, verursacht durch die Bildung weiter N gelegener Kompressionsstrukturen, innerhalb der Tafel von Ocourt keine differentiellen Hebungen an den rheintalischen Störungen stattgefunden haben;
- dass die am Nordrand der Mt-Terri-Kette ausbeissende Überschiebung die basale Abscherfläche N der Tafel von Ocourt erreicht.

Die östlichste der aufgenommenen rheintalischen Störungen, die Linie A (Fig. 1), wurde erstmals von BUXTORF & LEHNER (1920) erwähnt. Sie hat innerhalb

der Tafel von Ocourt eine Sprunghöhe (gemessen an den Liesberg-Schichten) von 50 bis 60 m bei abgesunkenem Ostflügel. N des vermutlich durch die Störung verursachten Ausbiegens des Doubs nach N kann die Linie *A* bei Sur la Roie im Dogger des Nordschenkels der Vaufrey-Kette (Fig. 1) festgestellt werden.

In einem unweit der Störung in der St-Ursanne-Formation angelegten kleinen Steinbruch an der Strasse von La Lave nach Le Fol sind im Millimeter- bis Meterbereich Strukturen aufgeschlossen, die zum Teil der paläogenen, distensiven Deformationsphase zugeordnet werden können: Ein etwa parallel zur Linie *A* verlaufendes Kluftsystem K_1 ist häufig mit Calcit gefüllt, auf den Calcit-Tapeten können gelegentlich horizontale Strömungen beobachtet werden. Das arithmetische Mittel des Streichens aus 39 Messungen beträgt bei in die Horizontale rotierter Schichtfläche 19° (alle Azimutangaben beziehen sich auf *geographisch* Nord), Streuung $\sigma = 12^\circ$. 80% dieser Klüfte fallen mit 80 bis 90° ein (durchschnittliches Einfallen 86° S, $\sigma = 11^\circ$). Am nördlichen Ende einer im westlichen Teil des Steinbruchs aufgeschlossenen Abschiebung sind auf der Calcit-Tapete horizontale, in einer Vertiefung derselben vertikale Strömungen aufgeschlossen, unweit W der Kluftfläche einen sinistralen Bewegungssinn anzeigende horizontale Schrägstylolithen. Dies spricht für eine Reaktivierung dieser mit der rheintalischen Störung *A* angelegten Klüfte im Sinne sinistraler Horizontalverschiebungen während der Bildung der Mt-Terri-Kette. Hingegen ist eine Gruppe entsprechender dextraler Scherklüfte, wie sie in homogenen kompressiven Systemen eigentlich gleichberechtigt auftreten sollten (vgl. WOHLNICH 1967, HECKENDORN 1974), nicht vorhanden.

Ein weiteres Kluftsystem (K_2 , arithmetisches Mittel des Streichens aus sechs Messungen bei in die Horizontale rotierter Schichtfläche: 125° , $\sigma = 9^\circ$) ist weniger gut dokumentiert, was dadurch bedingt sein mag, dass es etwa mit der Aufschlussfläche zusammenfällt. Auch diese Klüfte dürften alttertiär sein, da am Westende der Mt-Terri-Kette Abschiebungen derselben Richtung vorhanden sind (S. 385).

Ein drittes System (K_3) von millimeter- bis zentimeterbreiten Diskontinuitäten, welche mit euhedralem, gleichkörnig-blattförmigem, senkrecht auf die Unterlage aufgewachsenem Calcit gefüllt sind, verläuft etwa schichtparallel. Dünnschliffuntersuchungen ergaben, dass K_3 gleichzeitig mit K_1 zementiert worden ist und zum Teil von Horizontalstylolithen überprägt wird.

Weiter N lässt sich die Störung *A* in der Steilwand S von Vacherie Dessous beobachten (564.580/246.250), wo im Dach der Mt-Terri-Kette im Hauptrogenstein und Callovien ein kleiner Graben aufgeschlossen ist, der bezüglich der westlichen Hochscholle um rund 80 m, bezüglich der östlichen Hochscholle um 20 m versenkt erscheint. Obwohl die Gesamtsprunghöhe nicht wesentlich von der in der Tafel von Ocourt gemessenen abweicht, kann sie nicht ohne weiteres dem alttertiären, vertikalen Verstellungsbetrag gleichgesetzt werden, da, wie oben gezeigt wurde, die Abschiebung als sinistrale Horizontalverschiebung reaktiviert wurde. Dies könnte unterschiedliche Kompression längs der Linie *A* innerhalb der Mt-Terri-Kette und, dadurch bedingt, eine Veränderung des alttertiären, vertikalen Verstellungsbetrags an der Linie *A* zur Folge gehabt haben.

Die durch diesen Punkt und den Aufschluss in der Tafel von Ocourt fixierte Richtung der rheintalischen Störung *A* beträgt 6° . Im Nordschenkel der Mt-Terri-Kette verläuft die Störung im Gehängeschutt. Sie äussert sich W von La Côte aber darin, dass Acuminata-Schichten (Ostflügel) gegen den Enkrinit des unteren Doggers streichen.

Die Linie *B* (Fig. 1) ist eine bisher nicht beschriebene rheintalische Störung, welche in der Tafel von Ocourt (bezogen auf die Obergrenze der Vorbourg-Kalke) eine Sprunghöhe von 50 bis 60 m (abgesunkener Ostflügel) aufweist. Die Störung ist weiter N an zwei Orten innerhalb des Nordschenkels der Vaufrey-Kette (563.250/244.120) bzw. des Südschenkels der Mt-Terri-Kette (Bois de la Raye, 563.300/244.550) aufgeschlossen, wo jeweils oberer Hauptrogenstein der Hangend-

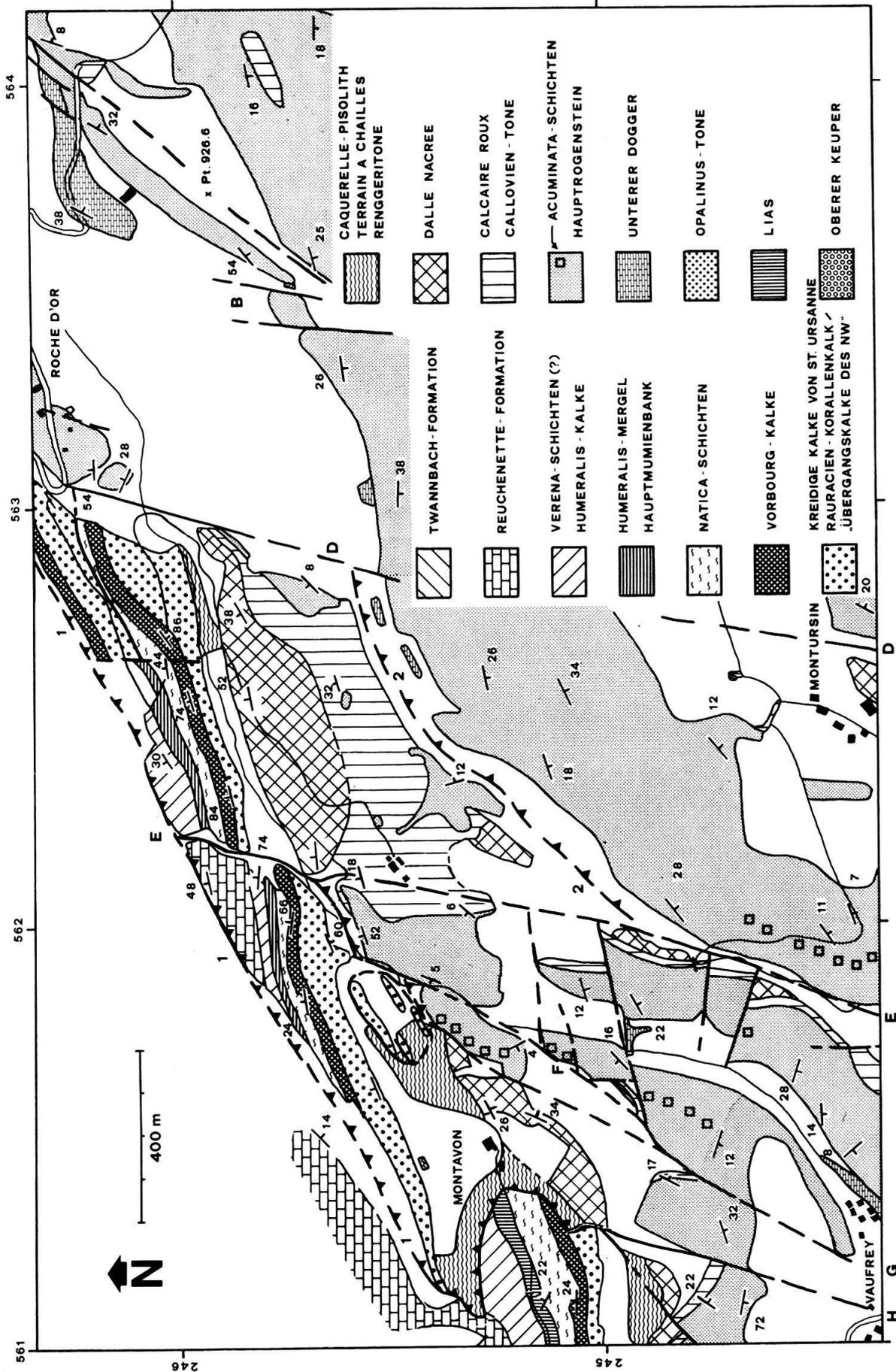


Fig. 2. Geologische Karte des Westendes der Mt-Terris-Kette. 1 = Mt-Terris-Randüberschiebung. 2 = La-Vaux-Überschiebung.

scholle gegen Dalle nacrée der Liegendenscholle verwirft. N der letzteren Lokalität kann die Linie *B* durch ihre Versetzung der Acuminata-Schichten festgelegt werden; SW von Pt. 926.2 (Faux d'Enson) versetzt sie unteren Dogger gegen unteren Haupttrogenstein (Fig. 2). Ihre Richtung beträgt zwischen dem nördlichsten und dem südlichsten der erwähnten Aufschlüsse 9° .

Die rheintalische Störung *D* (Ferrière-Linie, Fig. 1, 2, 6), eine nach S bis ins Val de Ruz verfolgbare Transversalverschiebung, reichte nach den bisherigen Kenntnissen nach N bis an den Nordrand der Epiquerez-Überschiebung, diese nach W axial begrenzend. Dies hätte bedeuten können, dass die Ferrière-Linie im Gegensatz zu den bisher beschriebenen rheintalischen Störungen nicht ein reaktiviertes paläogenes Lineament wäre, sondern erst bei der Jurafaltung angelegt worden wäre.

Die Störung geht jedoch nach N weiter, sie ist auch im Liegenden der Epiquerez-Überschiebung, in der Tafel von Ocourt, vorhanden: In der zum Doubs führenden Runse W von Moron verwirft sie (Höhe 540) Humeralis-Kalke gegen «Übergangskalke des NW». Der vertikale Versatz beträgt, bezogen auf die Humeralis-Kalke, 140 m (abgesunkener Ostflügel). Die Störung ist auch N des Flusses aufgeschlossen, wo sie den Südschenkel der Vaufrey-Kette durchschneidet (tektonischer Kontakt von oberem Haupttrogenstein mit dem Enkrinit des unteren Doggers, Fig. 6). Ihre nördliche Verlängerung entspricht der Westflanke des «Grabens von Montursin». Dies ist ein am nördlichen Talhang des Doubs im Dogger des Dachs der Vaufrey-Kette vorzüglich aufgeschlossener Graben (Fig. 3, 4) mit einer vertikalen Verstellung von rund 50 m. Die den Graben nach E begrenzen die Abschiebung *C* äussert sich S des Flusses (Tafel von Ocourt) in einer vertikalen Verstellung der Vorbourg-Kalke um 50 m (Côte de Brézeux) und scheint E von Montursin mit der Ferrière-Linie zu konvergieren.

Weiter nördlich durchsetzt die Ferrière-Linie den Kern der Mt-Terri-Kette und lässt sich auch in deren Nordschenkel nachweisen, wo W der Ruine des Schlosses von Roche d'Or oberer Haupttrogenstein gegen St-Ursanne-Formation streicht (Fig. 2).

Entgegen früheren Annahmen (GLANGEAUD 1949) kann die Linie *D* nicht mit der Verwerfung von Badevel parallelisiert werden. Sie dürfte vielmehr, versetzt durch die Mt-Terri-Randüberschiebung, in der Verwerfung von Rocourt (HUMMEL 1914) ihre Fortsetzung finden. Diese äussert sich darin, dass die Mt-Terri-Randüberschiebung auf ihrem Ostflügel (S von Pt. 592) auf Höhe 610 m ausbeisst, auf ihrem Westflügel (N von Roche d'Or) hingegen, obwohl weiter S gelegen, auf Höhe 780 m.

Die Ferrière-Linie dürfte auch das Grundgebirge erfasst haben: Ihr vertikaler Versatz wird nur zum Teil durch die gegenläufige Störung *C* kompensiert: Zwischen ihrer Westflanke und der Ostflanke der Linie *A* (W-E-Distanz von rund $2\frac{1}{2}$ km) besteht eine Sprunghöhe von 150 bis 180 m. Dieser Betrag entspricht etwa der vertikalen Verstellung zwischen dem (N des Faltenjuras) E an den Golfe de Montbéliard anschliessenden Horst von Montbouton und dem Graben von Dannemarie, welche anhand der Tiefbohrungen von Montbouton (W der Faille de Charmois bzw. Badevel) und Buix für das Dach des Perms auf 184 m bestimmt wurde (THÉOBALD 1967).

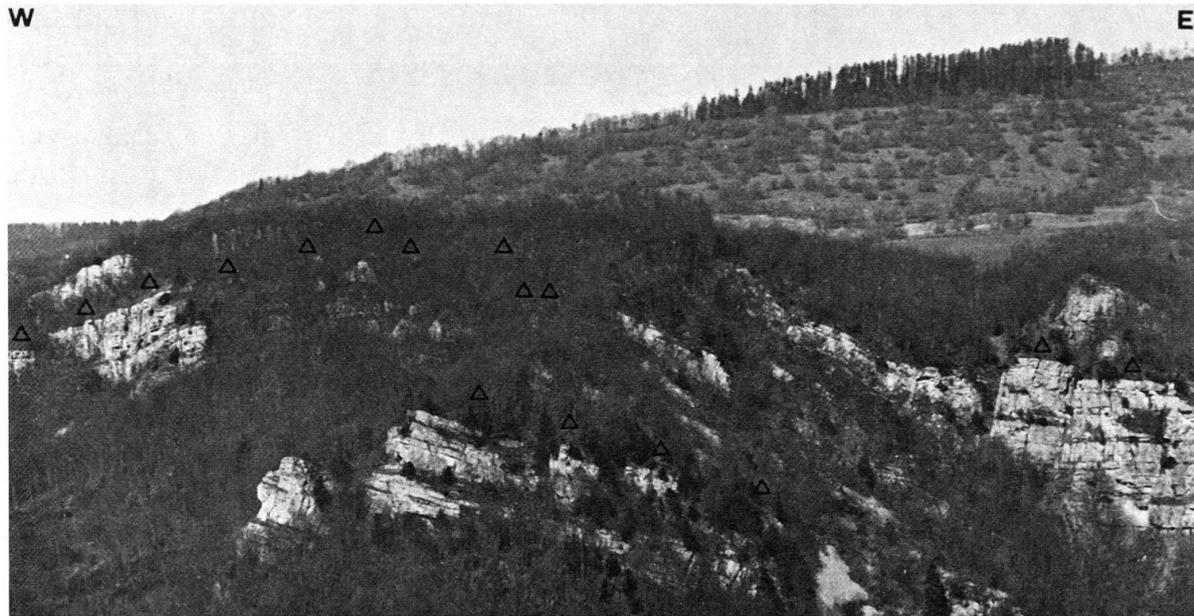


Fig. 3. Grabensegment zwischen den rheintalischen Linien *C* und *D* mit einer Sprunghöhe von rund 50 m. Markierter Horizont = *Acuminata*-Schichten. Nördlicher Talhang des Doubs, Dach der Vaufrey-Kette.

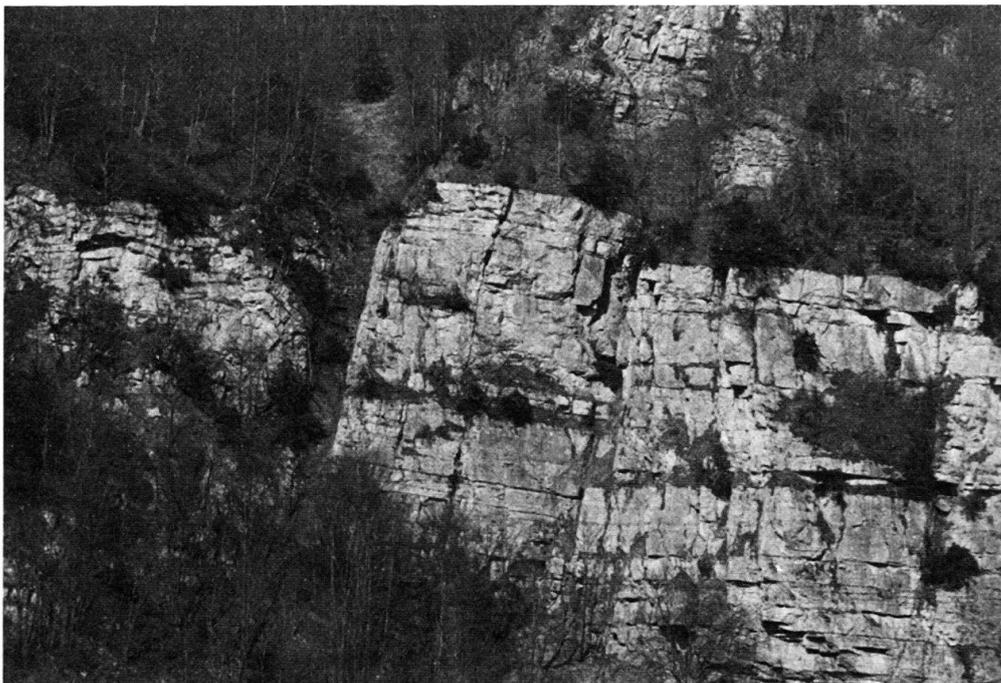


Fig. 4. Ausschnitt aus Figur 3: an der Linie *C* rotierte Grabenscholle mit verkehrter Schlepplage. Subvertikale Trennbrüche.

Die zu besprechenden rheintalischen Störungen *W* der Ferrière-Linie verlaufen innerhalb des untersuchten Gebiets nur in Kompressionsstrukturen; es ist deshalb wenig aussagbar über ihren ursprünglichen (paläogenen) Vertikalversatz.

Die Linie *E* (Fig. 1, 2) fällt N des Doubs ins Auge, da sie mit einer bedeutenden Reliefverminderung der Mt-Terri-Kette nach *W* verbunden ist. *W* von La Côtotte

versetzt sie die Tafel von Montursin (Fig. 1) vertikal um rund 150 m. Diese Sprunghöhe ist im wesentlichen eine Folge der Reaktivierung der Linie *E* durch die La Vaux-Überschiebung (Fig. 2, Nr. 2), deren axiales Westende sie bildet: Weiter N (W von La Vaux) verläuft die Störung innerhalb des unteren Callovien, der Vertikalversatz ist dementsprechend kleiner als 30 m. *E* von Pt. 781 durchschneidet die Linie den Malm des Nordschenkels der Mt-Terri-Kette.

In einem an der Strasse Vaufrey-Montursin unmittelbar E der Störung gelegenen Steinbruch (561.830/244.330) wurden im unteren Haupttrogenstein Klüfte eingemessen, die sich in die an der Linie *A* festgestellten Gruppen einordnen lassen: K_1 (arithmetisches Mittel aus sieben Messungen) streicht 21° ($\sigma = 11^\circ$) und fällt 88° N ($\sigma = 4^\circ$). Horizontale Schrägstylolithen auf K_1 -Klüften und assoziierte Abrissnischen (Ostende des Steinbruchs) ergeben einen sinistralen Bewegungssinn. K_2 (arithmetisches Mittel aus sieben Messungen) streicht 111° ($\sigma = 11^\circ$) und fällt 82° N ($\sigma = 11^\circ$). K_3 (schichtparallele Calcitadern) konnte hier nicht gefunden werden.

Für die Bildung der K_1 -Klüfte als *paläogene Trennbrüche* spricht, dass wie schon an der Linie *A*

- die Klüfte mit durchschnittlich mehr als 85° einfallen (vgl. Fig. 4) und deshalb nicht als Abschiebungen betrachtet werden können;
- es sich um eine Schar von Einzelbrüchen handelt, welche \pm parallel zur rheintalischen Linie *E* verläuft; ein System konjugierter Brüche fehlt; dies spricht gegen eine primäre Bildung von K_1 als Scherklüfte;
- Horizontalstylolithen sich (wegen der unterschiedlichen Löslichkeit) häufig an die Grenze zwischen der Füllung von K_1 -Klüften und dem benachbarten Gestein halten, die Klüfte mithin älter sind als die (neogenen) Horizontalstylolithen.

S des Flusses wurde die Linie *E* von FALLOT, CORROY & GARDET (1932) mit der Überschiebung verbunden, welche die NE-streichende Chazos-Kette (Fig. 1) nach NW begrenzt. Ihre südliche Fortsetzung dürfte jedoch eher in einem Bündel von rheintalischen Störungen zu finden sein, welche im Bois des Seignes aufgeschlossen sind (Fig. 6) und nach N wie nach S zu konvergieren scheinen.

Die westlichste davon versetzt am südlichen Talhang des Doubs unteren Haupttrogenstein gegen den Enkrinit des unteren Doggers, ESE von La Seigne oberen Haupttrogenstein gegen Calcaire roux und N von Pt. 750 «Übergangskalke des NW» gegen Vorbourg-Kalke. Die Störung ändert dann, im Südostschenkel der Chazos-Kette verlaufend, ihr Streichen von NNE auf NE und wird weiter S durch die Überschiebung abgeschnitten, welche die Courtefontaine-Kette nach N begrenzt (Fig. 5). Eine mit der Linie *E* korrelierbare Querstörung konnte im Hangenden dieser Überschiebung nicht gefunden werden. Das von der westlichsten und der östlichsten Störung (tektonischer Kontakt von Dalle nacrée mit oberem Haupttrogenstein auf Höhe 500 m) umschlossene Segment, welches aus oberem Haupttrogenstein, Callovien und Renggeri-Tonen besteht, ist selbst in mehrere Schollen zerlegt, wobei jeweils der Westflügel höher liegt.

Auffallenderweise liegt bei den nördlichsten Aufschlüssen des Störungsbündels der Westflügel gesamthaft höher, beim südlichsten jedoch der Ostflügel. Dies könnte durch unterschiedliche neogene Reaktivierung bedingt sein: Während sich der nördliche Teil des Störungsbündels im Interferenzgebiet der Chazos- mit der Vaufrey-Kette befindet, verläuft der südliche etwa im Scharnier der Chazos-Kette und der Tafel von Ocourt (Reaktivierung als Aufschiebung?).

Drei weitere rheintalische Störungen sind E bis S von Montavon im Dach und im Nordschenkel der Mt-Terri-Kette aufgeschlossen (*F*, *G* und *H*, Fig. 1, 2).

F äussert sich vor allem als Transversalverschiebung: In der Vallée des Bois ist der Nordschenkel der Mt-Terri-Kette im Dogger um rund 100 m scheinbar sinistral versetzt. Weiter S verläuft sie W des Talbodens und interferiert mit *G*. Die Linie *G* kann an drei Stellen lokalisiert werden, wo Acuminata-Schichten in tektonischem Kontakt stehen mit Dalle nacrée (Wegkurve W von Pt. 616) und oberer Haupttrogenstein mit Dalle nacrée (561.640/245.240) bzw. mit Calcaire roux (561.400/244.780). Sie dürfte bei Vaufrey mit *H* interferieren. Die Linie *H*, welche die Mt-Terri-Randüberschiebung nach W begrenzt,

lässt sich an zwei Stellen beobachten, wo sie Dalle nacrée gegen die Basis der St-Ursanne-Formation (561.300/245.030) bzw. unteren Hauptrogenstein gegen Calcaire roux (561.200/244.720) versetzt. Im Dach der Mt-Terri-Kette steht jeweils der Ostflügel dieser drei Störungen höher; die Westflanke von *G* und *H* zeigt im oberen Hauptrogenstein vertikal verkehrte Schlepplung (vgl. Fig. 4).

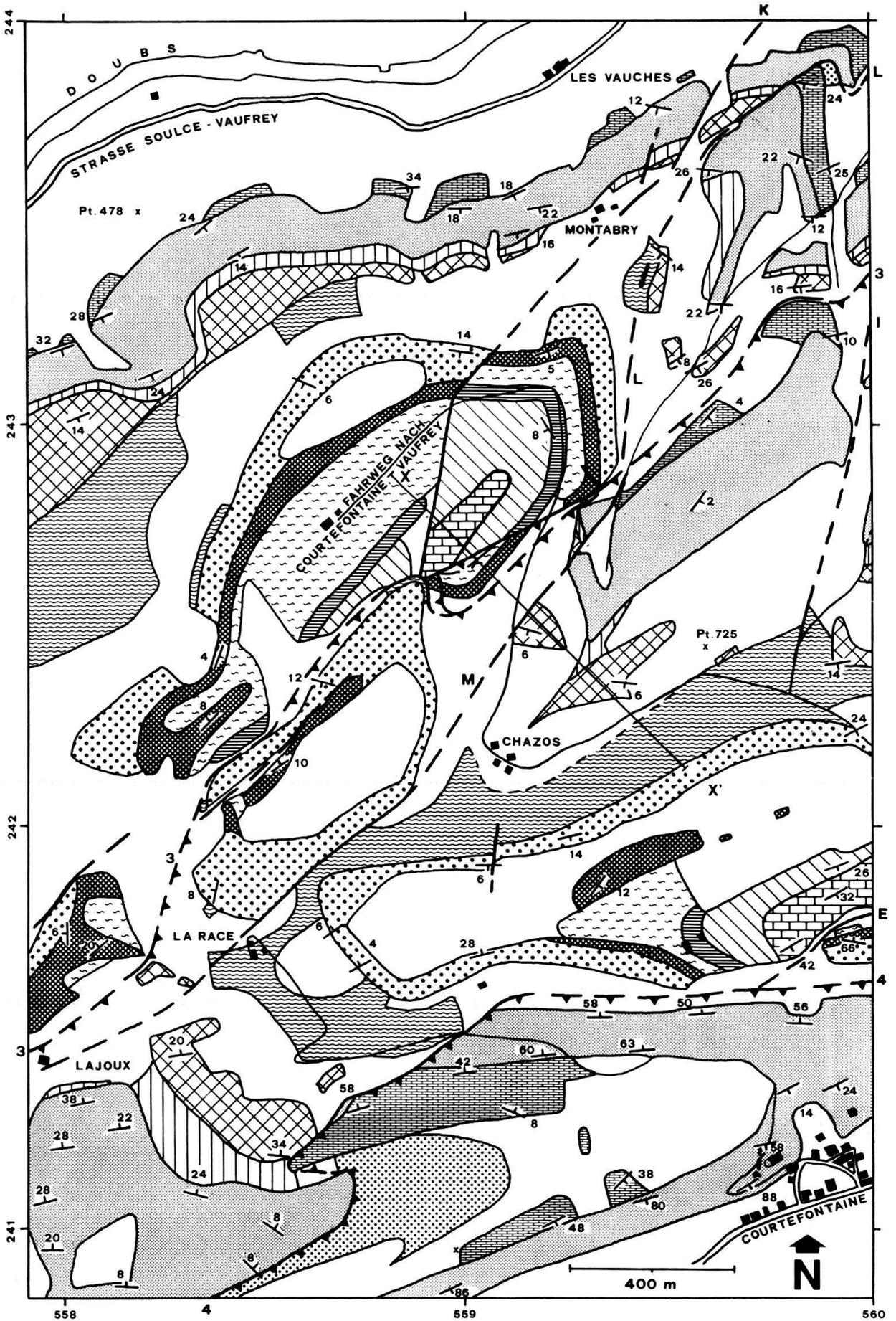
Die Linie *H* wird S des Doubs durch die Chazos-Überschiebung abgeschnitten (vgl. S.389) bzw. durch deren Verkürzung um die normal zur rheintalischen Störung gerichtete Komponente (ESE) dextral versetzt. Als ihre Fortsetzung kommen zwei auf das Hangende der Chazos-Überschiebung beschränkte Störungen in Frage, welche bezüglich *H* um 700 bis 800 m versetzt erscheinen: Die eine (*I* auf Fig. 1) verläuft im Tälchen NW von La Seigne und äussert sich in einem vertikalen Versatz der Acuminata- und der Movelier-Schichten (Fig. 5, 6). Die andere (*M* auf Fig. 1), weiter W gelegene Störung verwirft NNE von Chazos (559.250/242.650) oberen Hauptrogenstein gegen Dalle nacrée und lässt sich auch NE von La Race in der St-Ursanne-Formation (Deckel der Chazos-Kette) feststellen.

Eine weitere rheintalische Störung (*L* auf Fig. 1) ist im Südschenkel der Vaufrey-Kette S von Au rare Chêne vorzüglich aufgeschlossen (Fig. 5). Ihre räumliche Lage lässt sich vektoralgebraisch bestimmen; die Störung streicht hier 12° und fällt mit 45° S recht flach ein (neogene Reaktivierung als Aufschiebung?). Sie versetzt weiter N im Nordschenkel der Lomont-Kette unmittelbar SW des Zollhauses von Réclère Caquerelle-Pisolith gegen Vorbourg-Kalke und dürfte mit der Verwerfung zu korrelieren sein, welche nach Blatt 114 Montbéliard N von Réclère das Perchet-Gewölbe quert.

S des erwähnten Aufschlusses S von Au rare Chêne wird die Störung *L* durch die Chazos-Überschiebung abgeschnitten. Nimmt man einen gleich grossen Verstellungsbetrag an wie für die Störungen *G*, *H* bzw. *I*, *M*, so muss der Störung *L* im Hangenden der Chazos-Überschiebung die Störung *N* (Fig. 1) entsprechen. Zwar liegt in der unmittelbaren südlichen Verlängerung von *L* die Störung *M*. Ein Zusammenhang zwischen diesen beiden Verwerfungen (welcher zur Folge hätte, dass hier die letzten Bewegungen an den Störungen *L* und *M* jünger als die Chazos-Überschiebung wären) wird jedoch ausgeschlossen: Es kann keine Versetzung des Ausbisses der Chazos-Überschiebung an einer scheinbaren Verbindungslinie *LM* festgestellt werden.

Schliesslich bleibt die Besprechung der rheintalischen Störung *K*, welche an der Strasse Vaufrey-Réclère im Nordschenkel der Lomont-Kette «Übergangskalke des NW» gegen Caquerelle-Pisolith (560.650/245.050), am Fahrweg nach Montavon (560.780/245.170) die obersten Bänke der Vorbourg-Kalke gegen die Basis der Humeralis-Kalke versetzt. Als ihre Fortsetzung S des Doubs betrachte ich eine E von Les Vauches den Dogger (Fig. 5) und SW von Montabry den Malm des Südschenkels der Vaufrey-Kette durchschneidende Störung, weiter S, durch die Chazos-Überschiebung versetzt, die Störung *O* (Fig. 1).

Neben den rheintalischen Störungen ist eine weitere Gruppe alttertiärer Abschiebungen vorhanden, die ENE bis ESE streichen. Die Aufschlüsse beschränken sich auf die Vallée des Bois NE von Vaufrey (Dach der Mt-Terri-Kette zwischen den Störungen *E* und *F*, Fig. 2). Die südlichste dieser Verwerfungen streicht ESE, das arithmetische Mittel aus fünf an der Störung eingemessenen Kluftazimuten



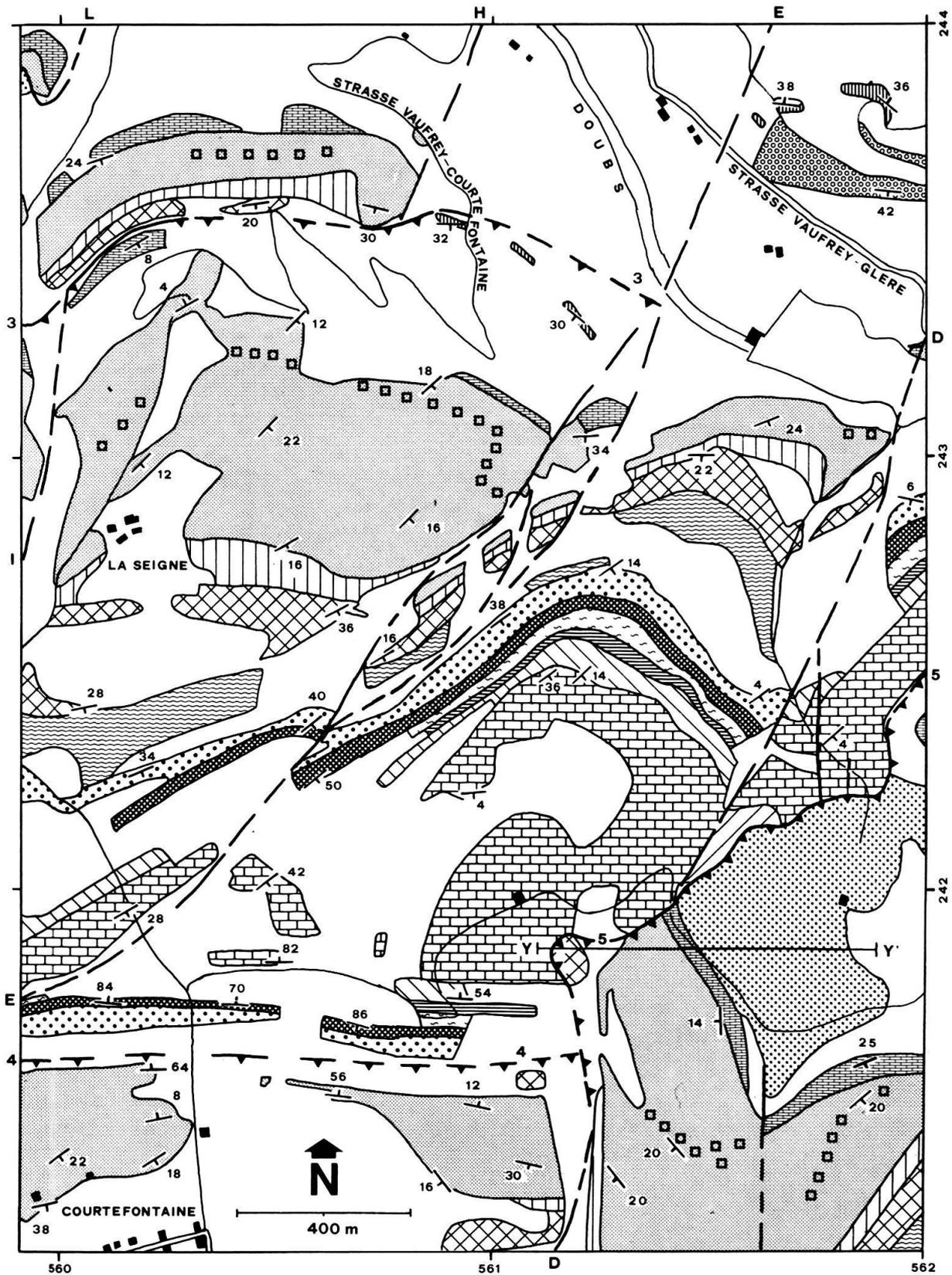


Fig. 6. Geologische Karte des E an Figur 5 anschliessenden Gebiets.

3 = Chazos-Überschiebung. 4 = Courtefontaine-Überschiebung. XX': Profilspur von Figur 9, YY': Profilspur von Figur 11. Legende auf Figur 2.

— Fig. 5. Geologische Karte des Interferenzgebietes der Chazos- mit der Courtefontaine-Kette (cf. Fig. 6).



Fig. 7. Westflügel der Linie *M*, «Übergangskalke des NW» am Weg N von La Race. Die engständigen rheintalischen Kluftflächen sind zum Teil durch kluftparalleles (verbunden mit schichtparallelem) Gleiten zu einer sigmoidalen Form verbogen. Länge des Schreibstifts: 13 cm.

beträgt 115° ($\sigma = 7^\circ$). Daneben sind in den beiden Talhängen drei weitere Abschiebungen aufgeschlossen. Ihre Richtung kann, nicht zuletzt wegen der Ungenauigkeit der topographischen Karte, nur ungefähr bestimmt werden, sie beträgt etwa ENE. Die Fortsetzung dieses Störungsbündels über die Linien *E* und *F* hinaus muss jeweils sinistral versetzt sein, da an beiden Linien der Verkürzungsbetrag der Mt-Terri-Kette nach E diskontinuierlich zunimmt. Der vertikale Versatz zwischen der nördlichsten und der südlichsten dieser Störungen beträgt 110 m bei einer Horizontaldistanz von 550 m (abgesunkener Südflügel).

Das Störungsbündel dürfte von seiner Lage und Streichrichtung her zur verschiedentlich postulierten Mt-Terri-Linie gehören (LAUBSCHER 1962, Fig. 1; 1965, Fig. 26, 27; 1970, Fig. 1; LAUBSCHER, THÉOBALD & WITTMANN 1967). Während man jedoch weiter E (vgl. Geol. Atlas der Schweiz, Blatt Nr. 40, St-Ursanne) durch Extrapolation aus den Synklinaltafeln N und S der Mt-Terri-Kette eine um rund 100 m höher gelegene Südscholle erhält, ist hier der Verwerfungssinn bei etwa gleich grosser Sprunghöhe umgekehrt.

3. Kompressive Deformationen

Chazos-Kette

Die Aufschlüsse im Doubstal zeigen (Fig. 8), dass es sich bei der NE-streichenden «Chazos-Kette» wie bei den meisten Ketten dieses Gebietes nicht um eine Kofferfalte handelt, sondern um eine Überschiebung und um ein den Südostschen-

kel der Kette bildendes, mit 10 bis 40° S einfallendes Knickband. Im Gegensatz zu anderen Falten dieses Typus wie z.B. der Gipou-Kette (SUTER 1976, Fig. 15) ist jedoch das Hangende der Überschiebung, sieht man vom Südostschenkel ab, nicht rotiert; es bestehen keine auf das Hangende der Überschiebung beschränkte rotationale Deformationen in Form eines Nordwestschenkels.

Hier reichen die Aufschlüsse des Überschiebungs-Ausbisses auch am tiefsten: E der Roche à Canon streichen Arietenkalke (Sinémurien) gegen die Untergrenze räumlich gleich orientierten Hauptrogensteins (Fig. 6), was einer vertikalen Verstellung von 220 bis 250 m entspricht. Da, wie weiter unten gezeigt werden soll, die vertikale Überschiebungskomponente *W* dieser Lokalität jeweils nur 150 bis 180 m beträgt, wird die restliche Versetzungsgrösse auf die rheintalische Störung *H* zurückgeführt, mit der die Überschiebung hier zusammenfallen dürfte.

Im Gebiet der Côte Carrée bestätigte die Kartierung den von FALLOT et al. (1932) dargestellten Verlauf des Ausbisses der Chazos-Überschiebung. Der Enkrinit des unteren Doggers ist hier auf Dalle nacrée, zum Teil Opalinus-Ton auf Renggeri-Ton, überschoben, was eine vertikale Bewegungskomponente von 150 bis 170 m ergibt. Die Überschiebung fällt ziemlich flach ein, zum Teil weist sie sogar leichtes Nordfallen auf, was auf die hier an ihr beteiligten tonig-mergeligen Gesteine zurückgeführt werden kann.

Der Deformationsstil ändert erneut, wo die Störung in mechanisch kompetentere Gesteine (im Hangenden in den Hauptrogenstein, im Liegenden in die St-Ursanne-Formation) übergeht (Fig. 5, 9) und das Liegende zudem von der rheintalischen Störung *L* durchsetzt wird: Die Überschiebung, deren Steigung nun 35–70° beträgt, gabelt sich in zwei Bewegungsflächen auf, welche eine rotierte, vom Liegenden abgescherte Linse begrenzen (vgl. Pélerin-Schuppe der St-Brais-Kette, SUTER 1976, Fig. 8; LAUBSCHER 1977, Fig. 15). Diese setzt sich aus Natica-Schichten und Vorbourg-Kalken zusammen und ist intern ebenfalls zerschert. Die beiden Überschiebungen konvergieren auf der Krete *N* von Pt. 792, wobei die nördlicher gelegene durch die südlichere versetzt erscheint (Fig. 5).

Das Liegende ist zum Teil geschleppt, in den Vorbourg-Kalken kann zudem unmittelbar *N* des geschleppten Teils eine Mohrsche Scherfläche beobachtet werden (559.300/242.850). Bei La Seignotte ist im Liegenden der Chazos-Überschiebung ein Knickband aufgeschlossen, welches die Vorbourg-Kalke vertikal um etwa 40 m verstellt.

Oberhalb dieser Schuppe verläuft die Überschiebung bei einer vertikalen Bewegungskomponente von 180 m wieder subhorizontal (Fig. 9). Eine disharmonische Abscherung des Malmdeckels auf den Renggeri-Tonen kann dabei ausgeschlossen werden, da die im Hangenden der Chazos-Überschiebung vorhandene rheintalische Störung *M* als Vorzeichnung den oberen Dogger und die St-Ursanne-Formation durchschneidet, ohne dazwischen versetzt zu sein.

Weiter *W* kann der Überschiebungs-Ausbiss im Bachbett *W* von La Race lokalisiert werden (Fig. 5). Er wurde nach *W* nicht über die rheintalische Störung *N* hinaus aufgenommen.

Die Chazos-Kette ändert SE des Gehöfts Lajoux ihr Streichen von NE auf E bzw. vergittert sich mit der E-streichenden Courtefontaine-Kette (Fig. 1). Das Interferenzgebiet wird mit der Courtefontaine-Kette zusammen dargestellt (S. 391).

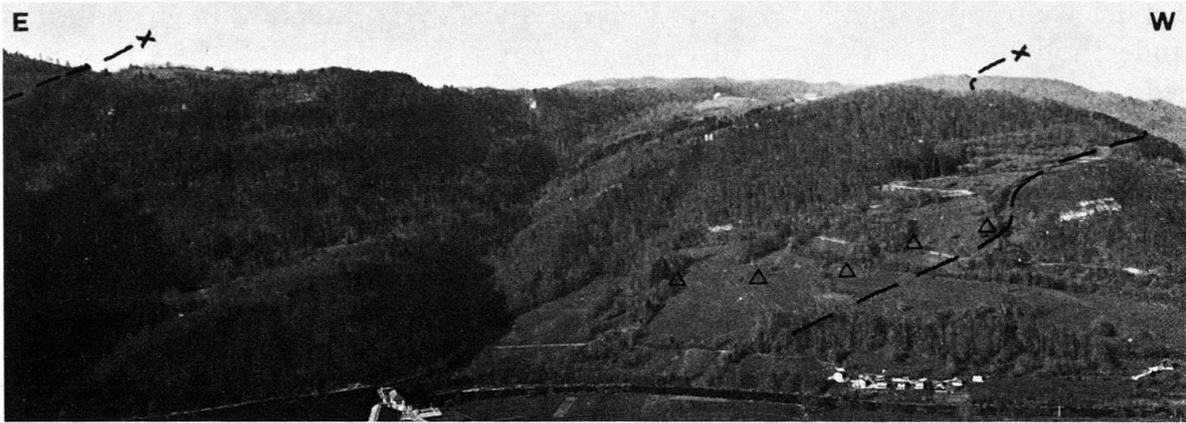


Fig. 8. Die Chazos-Kette im Doubsstal E von Vaufrey.

In der linken Bildhälfte der mit 10–40° einfallende Südostschenkel: Der markierte Horizont entspricht den Arietenkalken (Sinémurien), die flussnähere Felsrippe dem Dogger; dahinter befindet sich die Combe des «Oxfordien» und der zu einer Hochfläche überleitende Malm. Felszeichnung im Liegenden der Überschiebung: unterer Hauptrogenstein.

Nicht eingezeichnet sind die durch den Bildausschnitt verlaufenden rheintalischen Störungen *D*, *E* und *H*: *D* am linken Bildrand, die Epiquerez-Überschiebung nach E begrenzend, *E* unmittelbar E des östlichsten Arietenkalk-Symbols und weiter S in der Combe links des sichtbaren Malmfelsens; *H* verläuft vermutlich zwischen dem westlichsten Arietenkalk-Symbol und der Felszeichnung des unteren Hauptrogensteins und wird durch die Chazos-Überschiebung abgeschnitten.

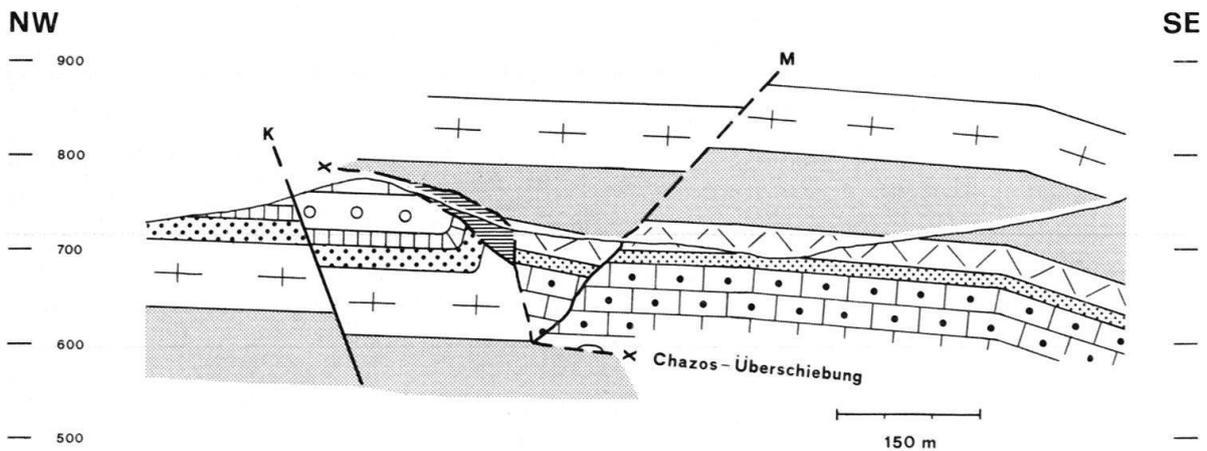


Fig. 9. Die Chazos-Überschiebung zwischen La Seigne und Chazos.

Punktraster: mechanisch inkompetente Formationen. *Horizontal schraffiert*: Scherslinse, bestehend aus Vorbourg-Kalken und Natica-Schichten. Profilspur auf Figur 5. *K*, *M*: rheintalische Störungen. Legende auf Figur 11.

Zusammenfassend kann der Stil der Chazos-Kette wie folgt charakterisiert werden: Die Überschiebung zeigt in Abhängigkeit von der Kompetenz der beteiligten Gesteine eine deutliche Gliederung in subhorizontale Abschersegmente und mit 30–70° einfallende «tektonische Rampen». Die Rampen wurden dort gebildet, wo bereits lokal eine Diskontinuität in Form einer rheintalischen Störung vorhanden war. Der Südostschenkel der Falte dürfte durch den Transport des Hangenden über die tiefer gelegene der beiden Rampen entstanden sein.

Die horizontale Bewegungskomponente der Chazos-Überschiebung kann anhand der durch die Störung versetzten Formationsgrenze Calcaire roux / Pierre blanche ermittelt werden, was allerdings mit einer axialen Extrapolation über 1500 m verbunden ist. Die so ermittelte Weite beträgt 500 m, während sich anhand der als durch die Chazos-Überschiebung versetzt betrachteten rheintalischen Querstörungen *H* bis *O* eine lineare Verkürzung (horizontaler Bewegungsanteil) von 700 bis 800 m ergibt.

Etwas problematisch sind die beiden axialen Enden der Chazos-Kette; die Falte ist im W an den (weiter S konvergierenden) rheintalischen Querstörungen *O* und *N*, im E an den Linien *E* und *D* abgeschnitten. Die ihr entsprechende Verkürzung findet, jeweils sinistral verlagert, im W in einer mehrfach an rheintalischen Linien versetzten Kompressionsstruktur (siehe Blätter XXXVI-23, Damprichard, und XXXV-23, Maïche, der Carte géologique de la France), im E in der La-Vaux- und der Mt-Terri-Randüberschiebung ihre Fortsetzung. Dabei ergeben sich jeweils geometrische Schwierigkeiten, da die Richtung der kompressiven Bewegung (NW) nicht mit der Richtung der Transversalstörungen (NNE) übereinstimmt. Dies äussert sich im W in der Versetzung der Linien *H* bis *O* durch die Chazos-Überschiebung, im E vermutlich in der Versetzung rheintalischer Störungen durch die Mt-Terri-Randüberschiebung.

Courtefontaine-Kette

Die W-E-streichende «Courtefontaine-Kette» (Fig. 1) wird im E axial begrenzt durch die Ferrière-Linie, im W wurde sie bis an die rheintalische Störung *O* untersucht.

Die Kette ist zwischen den rheintalischen Störungen *N* und *D* (eventuell *E*) nach N durch eine Überschiebung begrenzt (Courtefontaine-Überschiebung, Fig. 5, 6) und im W auf die Chazos-Kette, im E auf die Tafel von Ocourt überschoben. Der Verlauf des Ausbisses kann im E nur vermutet werden. W von Courtefontaine hingegen ist er zwischen Queue de Veau und Le Pré au Comte vorzüglich abgeschlossen: Die Überschiebung liegt N der Kette von Pt. 870 mehr oder weniger horizontal (das scheinbare N-Fallen ergibt sich dadurch, dass die Faltenachse mit rund 5° nach E einfällt), weiter S (Ausbiss von Opalinus-Ton auf Callovien und oberen Hauptrogenstein) fällt sie mit etwa 30° S ein. Nach Figur 10 resultiert dabei (bezogen auf die Obergrenze des oberen Hauptrogensteins) eine lineare Verkürzung $\Delta x'_1$ von 420 m, welche sich, da die Profilsur um $\bar{\alpha} = 20^\circ$ von der Normalen der Strukturachse abweicht, auf rund 400 m ($\Delta x_1 = \Delta x'_1 \cdot \cos \bar{\alpha}$) reduziert.

Der Südschenkel der Courtefontaine-Kette besteht aus einem Knickband, welches im Profil mit dem Durchschnittswert $\bar{\beta} = 80^\circ$ nach S einfällt. Der vertikale Versatz *h* zwischen der S anschliessenden Mulde von Les Plains (FALLOT et al. 1932) und dem Dach der Kette wurde anhand der Höhenlage des Enkrinits des unteren Doggers des Faltenkerns und derjenigen der flach liegenden Basis der Reuchenette-Formation in der Klus SE von Trémeux (Höhe 680 m) bestimmt, er beläuft sich nach Figur 10 auf 620 m. Die entsprechende Verkürzung $\Delta x'_2 = h(1/\sin \bar{\beta} - 1/\tan \bar{\beta})$ beträgt 520 m. Sie korrigiert sich normal zur Faltenachse auf $\Delta x_2 = h(\sqrt{1 + \cos^2 \bar{\alpha} / \tan^2 \bar{\beta}} - \cos \bar{\alpha} / \tan \bar{\beta}) = 525$ m.

Die Courtefontaine-Kette interferiert im Bereich der rheintalischen Störung *N* mit der Chazos-Kette. Die durch die Chazos-Überschiebung verursachte lineare Verkürzung Δx_3 ist hier nur abschätzbar, da das Einfallen der Störung nicht bekannt ist. Nach Figur 10 ergibt sich (bezogen auf die Obergrenze des oberen Hauptrogensteins) normal zur Strukturachse eine Verkürzung von 540 m. Dabei handelt es sich jedoch eher um einen Minimalwert, bedingt durch die angenommene Steilheit der Überschiebung in der Tiefe (vgl. den aus der durch die Überschiebung verursachten Versetzung der rheintalischen Störungen *H* bis *O* bestimmten Verkürzungsbetrag von 700 bis 800 m).

Die aus dem Knickband des Südschenkels der Courtefontaine-Kette, der Courtefontaine- und der Chazos-Überschiebung gebildete Struktur kann als System betrachtet werden, in dem die gesamte Volumausquetschung durch die Zusammensetzung dieses Gebiets enthalten ist, da korrelierbare Formationen *N* und *S* des Antiklinoriums nach Figur 10 dieselbe Höhenlage aufweisen. Die beiden Überschiebungen scheinen im Antiklinalkern in eine Abscherung überzugehen. Die Abschertiefe *z* lässt sich berechnen, indem man (unter Vernachlässigung von Materialtransport in Achsenrichtung und Dichteänderung der beteiligten tonig-mergeligen Gesteine) die bezüglich eines mechanisch kompetenten Strukturhorizonts ausgepresste Fläche durch die lineare Verkürzung des Bezugshorizonts dividiert (LAUBSCHER 1965, S. 257ff.). Nimmt man die Grenze oberen Hauptrogenstein / Calcaire roux als Bezugshorizont, so ergibt sich (nach Fig. 10, reduziert auf einen Querschnitt normal zur Strukturachse) eine ausgepresste Fläche ΔF von $0,412 \cdot 10^6$ m², eine kurvimetrische Verkürzung *x* von 1465 m und daraus resultierend eine Abschertiefe

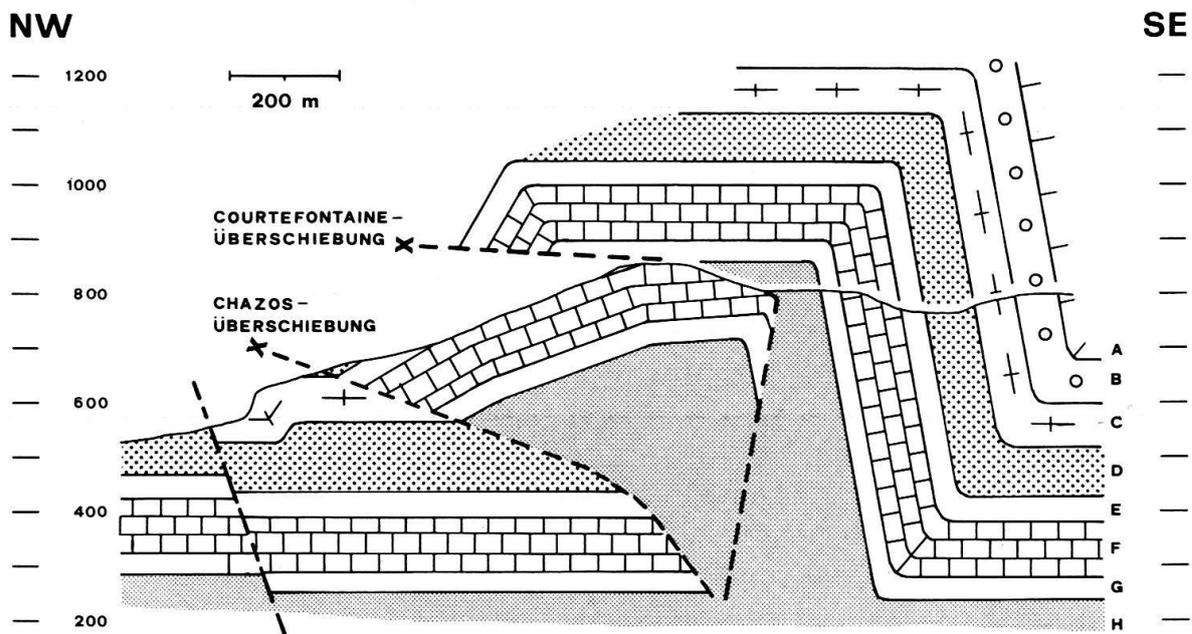


Fig. 10. Profil durch die Chazos- und die Courtefontaine-Kette.

Profilspar auf Figur 1. *A* = Reuchenette-Formation. *B* = Vellerat-Formation. *C* = St-Ursanne-Formation (plus Vorbourg-Kalke, ohne Caquerelle-Pisolith). *D* = Caquerelle-Pisolith, Terrain à chailles, Renggeri-Tone. *E* = oberer Dogger. *F* = mittlerer Dogger. *G* = unterer Dogger. *H* = Opalinus-Tone und oberer Lias.

fe z von 281 m. Dieser Betrag darf nur als eine Abschätzung betrachtet werden, da Δx_3 (lineare Verkürzung der Chazos-Überschiebung) nicht genau bekannt ist. Nimmt man z. B. für Δx_3 600 m statt 540 m, so verringern sich ΔF auf $0,406 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ und z auf 266 m; für $\Delta x_3 = 800 \text{ m}$ ergibt sich entsprechend $\Delta F = 0,391 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ und $z = 227 \text{ m}$. Bei einer Abschertiefe von $250 \text{ m} \pm 30 \text{ m}$ unterhalb des Bezugshorizonts kommen die Opalinus-Tone und der (mit Ausnahme der Arietenkalke mechanisch inkompetente) Lias für die Abscherung in Frage.

Das Knickband wird als jünger als die beiden Überschiebungen betrachtet (wenn es älter wäre, müsste sich dies in einer passiven Hebung des Knickbandes und der S anschließenden Synklinaltafel von Les Plains um die entsprechende vertikale Überschiebungskomponente äussern). *Das Knickband scheint somit durch zusätzliche Rotation eines bereits durch die Überschiebung geneigten, das Hangende der Überschiebung mit dem ungehobenen Sedimentstapel (Synklinaltafel von Les Plains) verbindenden Segments entstanden zu sein* (vgl. RAMSAY 1967, Fig. 7–123, Model 2, Rotation of constant length segment; LAUBSCHER 1976, S. 350), *durch welche die Courtefontaine-Überschiebung rotiert («verfaltet») und damit stabilisiert wurde* (Fig. 10).

Epiquerez-Kette

Die zwischen den Mulden von Ocourt und von Les Plains gelegene Epiquerez-Kette (DIEBOLD 1960) streicht W–E und wird nach W axial durch die Ferrière-Linie begrenzt (Fig. 1, 6). Sie besteht wie die Chazos- und die Courtefontaine-Kette aus einer nordvergenten Überschiebung und einem den Südschenkel der Kette bildenden rotierten Segment (Knickband), welches, mit 20 bis 30° S einfallend, die flach liegenden Schichten des Faltendachs (bzw. des Hangenden der Überschiebung) mit der S anschließenden Mulde von Les Plains verbindet. Der Faltenkern ist bei Moron bis auf die Opalinus-Tone hinunter erodiert, N von Moron ist unmittelbar oberhalb der Überschiebungsfläche ein Paket von Hauptrogenstein und unterem Dogger erhalten geblieben. Dieses liegt horizontal, das Hangende scheint hier nicht an der Überschiebung geschleppt worden zu sein (auch die im Liegenden an die Überschiebung grenzende Reuchenette-Formation ist unrotiert). Die Kette weist erst E der rheintalischen Störung A (Fig. 1) einen Nordschenkel auf (vgl. FOURNIER 1920, Fig. 3; FALLOT et al. 1932, Tf. V, Profil VII).

Die Kette wird von rheintalischen Störungen durchsetzt, welche den Linien A bis C (Fig. 1) entsprechen dürften. Ins untersuchte Gebiet fällt davon einzig eine als südliche Fortsetzung der Linie C betrachtete Störung: Sie versetzt im Südschenkel der Epiquerez-Kette unteren Dogger gegen unteren Hauptrogenstein (Fig. 6) und ist weiter S (561.600/240.700) in der St-Ursanne-Formation vorzüglich aufgeschlossen. Diese Störung konnte auch in der Mt-Miroir-Kette (Fig. 1) beobachtet werden, wo sie E von La Mine (561.430/239.500) kreidige Kalke von St-Ursanne gegen Naticaschichten verwirft, E Dianne vom Fahrweg La Mine – Montsassier gequert wird und SW von La Gironde mit der Ferrière-Linie konvergiert.

Aufschlussreich ist das Westende der Kette (Fig. 6): Die Epiquerez-Überschiebung nimmt axial nicht bis an die Ferrière-Linie eine horizontale Lage ein, sondern steigt in der Streichrichtung gegen die Querstörung zu mit rund 25° an und weist an dieser eine Überschiebungskomponente von mindestens 250 m auf (Fig. 11). Dies

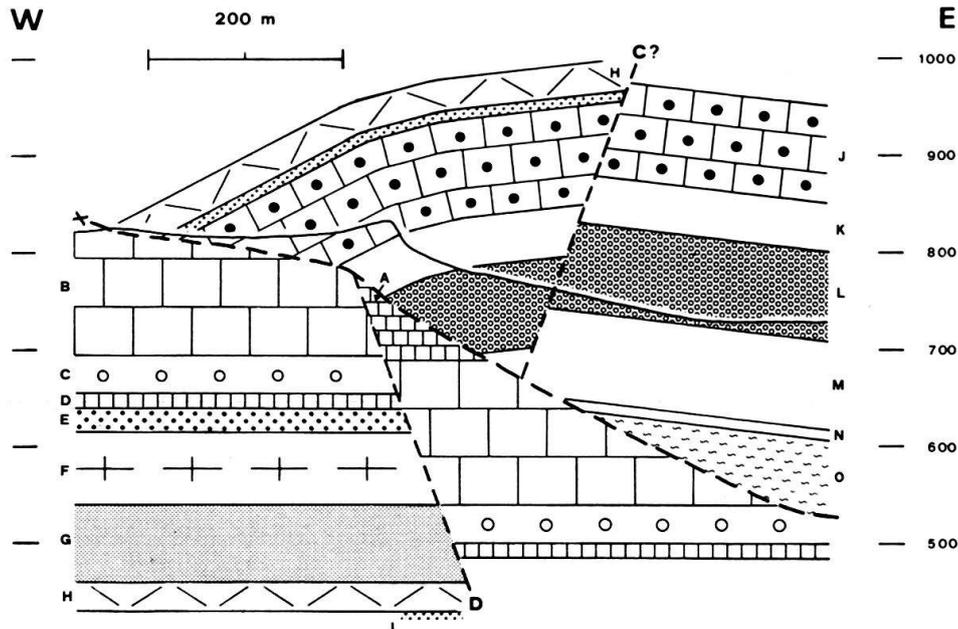


Fig. 11. Längsprofil durch das Westende der Epiquerez-Kette.

Die Überschiebung nimmt axial nicht bis an die Ferrière-Linie eine horizontale Lage ein, sondern steigt in der Streichrichtung gegen die Störung zu mit rund 25° an und weist an dieser eine Überschiebungskomponente von mindestens 250 m auf.

A = Twannbach-Formation. B = Reuchenette-Formation. C = Verena-Schichten(?), Humeralis-Kalke. D = Humeralis-Mergel, Hauptmumienbank. E = Natica-Schichten. F = Vorbourg-Kalke, St-Ursanne-Formation. G = Terrain à chailles, Renggeri-Tone. H = Dalle nacrée. I = Callovientone, Calcaire roux. J = Hauptrogenstein. K = unterer Dogger. L = Opalinus-Tone. M = Lias. N = Rhät. O = Keuper. Profils-
spur auf Figur 6.

hat zur Folge, dass lokal E der Ferrière-Linie das Liegende der Epiquerez-Überschiebung bis in die Twannbach-Formation reicht.

Nur abgeschätzt werden kann die durch die Epiquerez-Überschiebung bedingte lineare Verkürzung des Sedimentstapels, da die Neigung der Störung nicht bekannt ist²⁾. Die vertikale Bewegungskomponente beträgt am Ausbiss W von Moron rund 550 m; bei einem durchschnittlichen Einfallen der Überschiebung von 20° ergäbe sich eine horizontale Bewegungskomponente (Verkürzung) von rund 1500 m, bei einer Neigung von 30° eine solche von 950 m. Es wird angenommen, dass die Epiquerez-Überschiebung (im Gegensatz zur Courtefontaine-Überschiebung) bis unter die S anschließende Synklinaltafel von Les Plains reicht, da diese im durch die Fuesse geschaffenen Querschnitt um 70 m höher liegt als die Tafel von Ocourt und um 110 m höher als die Synklinale S der Mt-Miroir-Kette (Mulde von Les Rosées - Clairbief).

Aus der unterschiedlichen vertikalen Bewegungskomponente der Überschiebung am Ausbiss und unter der gehobenen Synklinale von Les Plains kann zudem eine wesentliche Verflachung der Überschiebung nach S gefolgert werden.

²⁾ Diesbezügliche Information erhielt man am ehesten aus der etwas weiter E gelegenen Halbklaus von Les Gavoiches. Ein dort durchgezogenes, von der Mt-Terri-Randüberschiebung bis in die Freiberge reichendes, vertikal bis auf die basale Abscherfläche extrapoliertes N-S-Profil ist in Vorbereitung.

Vaufrey-Kette

Die Vaufrey-Kette (FOURNIER 1920) weist ein S-geneigtes Knickband auf, welches die Tafel von Montursin mit der Tafel von Ocourt (Fig. 1) verbindet, sowie ein rudimentär ausgebildetes, N-fallendes Knickband, das jedoch axial nicht im ganzen Bereich der Kette vorhanden ist. Die W-E-streichende Falte erstreckt sich nach E bis an die rheintalische Störung *B 17'* E von Glère (DIEBOLD 1960, Tf. IV), nach W wurde sie bis an die Linie *E* aufgenommen. Sie besteht aus (jeweils von rheintalischen Störungen begrenzten) Segmenten unterschiedlicher Geometrie, welche im folgenden von E nach W beschrieben werden (die angegebenen Verkürzungsbeträge beziehen sich jeweils auf die Formationsgrenze Vorbourg-Kalke / *Natica*-Schichten).

E der Störung *A* (Fig. 1) weist die Vaufrey-Kette ein mit rund 45° S einfallendes Knickband mit einer Verkürzung von 90 m auf, welches N des Flusses im Callovien und Hauptrogenstein aufgeschlossen ist. Der Nordschenkel der Kette fällt hier mit 5 bis 15° N ein, seine Verkürzung ist vernachlässigbar klein. W der Linie *A* fällt das südliche Knickband mit rund 70° S ein (Verkürzung von 140 m), daneben besteht ein gut ausgebildetes nördliches Knickband mit einer Verkürzung von 60 m. Das südliche Knickband erscheint an der Linie *A* sinistral versetzt, und zwar, bezogen auf die Grenze Hauptrogenstein/Callovien, um rund 100 m. Dies braucht jedoch nicht nur aus einer passiven horizontalen Verstellung des bereits gebildeten Knickbands zu resultieren, da sich auch durch eine unterschiedliche Höhenlage des bei der Knickband-Bildung benutzten Abscherhorizonts (bedingt durch die primäre vertikale Verstellung an der Linie *A* von 50 bis 60 m) bei gleicher räumlicher Lage der Achsenebenen eine scheinbare horizontale Verstellung ergibt.

Die Geometrie der Kette ändert erneut an der Linie *B*, verbunden mit einer Kompressionszunahme: Der Nordschenkel ist wie E der Linie *A* äusserst rudimentär ausgebildet. Der mit 80 bis 90° S einfallende Südschenkel weist W der Linie *B* eine Verkürzung von rund 250 m auf und ist wiederum scheinbar um etwa 100 m sinistral versetzt.

Die Linie *D* (Ferrière-Linie) äussert sich in einem scheinbaren sinistralen Versatz des Südschenkels der Vaufrey-Kette von 250 m (bezogen auf die *Acuminata*-Schichten). Die Verkürzung der Kette ist mit 150 bis 200 m zwischen den Linien *E* und *D* etwas geringer als zwischen den Linien *D* und *B*. Die zwischen den Linien *E* und *D* bis auf den Keuper greifenden Aufschlüsse sind somit nicht auf erhöhte Kompression (etwa durch eine Interferenz der Chazos- mit der Vaufrey-Kette) zurückzuführen, sondern (abgesehen von einer eventuellen Hebung der Vaufrey-Kette durch die Mt-Terri-Randüberschiebung) eine Folge der durch paläogene Vertikalbewegung verursachten Hochlage dieses Segments. W der Linie *E* dürfte die Achsenspur der Vaufrey-Kette im Quartär des Doubstals verlaufen (Fig. 1).

Mt-Terri-Kette

Die Mt-Terri-Kette (THURMANN 1836) entwickelt sich im S aus der Tafel von Montursin, wird vom N anschliessenden Vorland durch eine Überschiebung getrennt (Mt-Terri-Randüberschiebung) und geht axial an der rheintalischen Stö-

rung *H* in die Lomont-Kette über (Fig. 1, 2). Die Faltenachse streicht E der rheintalischen Störung *A* W-E und biegt dann nach W in eine Richtung von durchschnittlich 55° um, welche bis an die Störung *H* beibehalten wird. Diese Richtung stimmt etwa mit derjenigen überein, welche die Chazos-Überschiebung von W her bis an die Linie *E* aufweist. Westlich der Linie *H* (Lomont-Kette) streicht die Strukturachse wieder W-E.

Der Südschenkel der Kette fällt zwischen der rheintalischen Störung *E* und der Ordinate 565, bis an welche er auskartiert wurde, mit 10 bis 40° S ein. Er wird zwischen den Linien *E* und *B* von Hauptrogenstein und Callovien eingenommen [cf. BUXTORF & LEHNER 1920, FALLOT et al. 1932, vgl. aber Geol. Karte der Schweiz 1:500 000, 1972, die sich hier an die Rolliersche Darstellung auf Blatt VII (Porrentruy-Solothurn), 2. Aufl., 1904, der Geol. Karte der Schweiz 1:100 000 hält]. Einzig S und E Le Fol ist eine Malmpartie erhalten geblieben, die bei Bel Evaux bis in die St-Ursanne-Formation, E von La Lave bis zur Hauptmumienbank reicht.

Der Nordschenkel der Mt-Terri-Kette reicht E der Linie *A* bis zur Dalle nacrée und ist auf den oberen Teil der Reuchenette-Formation überschoben. W der Linie *A* sind S von Pt. 592 «Übergangskalke des NW» auf Pterocera-Mergel, N von Peut Côtai ist Hauptmumienbank auf Twannbach-Formation überschoben; der Nordschenkel ist dort in der St-Ursanne-Formation stark überkippt.

Der Verkürzungsbetrag kann wie bei der Epiquerez-Kette nur abgeschätzt werden, da Tiefenaufschlüsse fehlen. Der strukturelle Vertikalversatz zwischen dem Faltenkern und dem Liegenden der Überschiebung beträgt W der Linie *A* bei Vacherie Dessous minimal 400 bis 430 m; bei einem durchschnittlichen Einfallen der Überschiebung von 20° ergäbe sich eine horizontale Bewegungskomponente von 1150 m. Minimal 200 m Verkürzung sind hier zusätzlich durch die Rotation des Nordschenkels entstanden. Die Überschiebung könnte bis in den Kern der Vaufrey-Kette reichen, da die Tafel von Montursin strukturell höher gelegen ist als die Tafel von Ocourt und die Ajoie. Es besteht somit geometrisch eine grosse Ähnlichkeit zwischen dem Mt-Terri-Vaufrey- und dem Epiquerez-Mt-Miroir-Antiklinorium.

Einen anderen Bau weist die Mt-Terri-Kette zwischen den Linien *D* und *E* auf: Der Kompressionsanteil der Randüberschiebung ist hier geringer; der Faltenkern ist bis in den oberen Hauptrogenstein aufgeschlossen, während die Aufschlüsse zwischen den Störungen *D* und *A* bei gleicher Höhenlage bis in die Opalinus-Tone (evtl. in den oberen Lias) reichen. Die vertikale Komponente der Überschiebung reduziert sich auf 310 bis 330 m.

Zudem ist hier eine weitere, axial von den rheintalischen Störungen *E* und *D* begrenzte Überschiebung (*La-Vaux-Überschiebung*) vorhanden, deren vertikale Bewegungskomponente rund 120 m beträgt (Fig. 2). Die Verkürzung der La-Vaux-Überschiebung wird W der Linie *E* von der Chazos-Überschiebung übernommen. Der scheinbare sinistrale Versatz zwischen der Chazos- und der La-Vaux-Überschiebung kann nur abgeschätzt werden, da die Chazos-Überschiebung E von Roche à Canon bis zur Linie *E* im Quartär verläuft; er beträgt minimal 700 m, maximal 1500 m. Die sinistrale Versetzung einer primär zusammenhängenden Überschiebungsfrent als sich während des Transports passiv verhaltende Vorzeichnung würde aus der Aktivität tiefer liegender (weiter N ausbeissender) Überschiebungen oder Abscherungen resultieren mit einem dem transversalen Versatz der Vorzeichnung

entsprechenden Verkürzungsbetrag. Da jedoch die weiter N vorhandenen kompressiven Strukturen (Randüberschiebung und Nordschenkel der Mt-Terri-Kette) als nördlichste kompressive Strukturen des Faltenjuras an der Linie *E* keine unterschiedlichen Verkürzungsbeträge dieser Grössenordnung zeigen, muss angenommen werden, dass die Chazos-Überschiebung primär an der rheintalischen Schiene *E* aufgehört und durch die weiter N gelegene La-Vaux-Überschiebung abgelöst wurde.

Schliesslich bleibt die Beschreibung des Segments zwischen den Linien *E* und *H*: Der Nordschenkel der Mt-Terri-Kette ist an der rheintalischen Störung *E* (bezogen auf die Vorbourg-Kalke) um 100 m horizontal versetzt (Fig. 2). Die Randüberschiebung hat W von Pt. 750 noch eine vertikale Bewegungskomponente von 120 m. Sie wird nach W durch die Linie *H* begrenzt, an der sie, ähnlich wie die Epiquerez-Kette an der Linie *D*, normal zur Linie gemessen eine Überschiebungskomponente von minimal 300 m aufweist.

Mehrere kleine, zum Teil stark tektonisierte Repetitionen sind im Malm im Bereich des Nordschenkels N von Pt. 616 vorhanden. Sie können als Inhalt eines Fensters oder aber als zur Randüberschiebung gehörende Linsen interpretiert werden. Zwischen *F* (*G*?) und *E* ist zudem eine parallel zum Nordschenkel verlaufende Störung vorhanden, welche E von Pt. 608 im Talboden der Vallée des Bois verläuft. Da der Nordschenkel der Mt-Terri-Kette im Dogger an der Linie *F* einen sinistralen Versatz von 100 m zeigt, nicht aber im Malm, dürfte es sich bei der streichenden Störung um eine nach W axial durch die Linie *F* begrenzte Überschiebung handeln.

Lomont-Kette

Die Lomont-Kette geht nach E per definitionem an der rheintalischen Störung *H* in die Mt-Terri-Kette über. Sie besteht zwischen der Linie *H* und der Strasse Réclère-Vaufrey aus einem mit rund 15° einfallenden Nord- und einem mit 50–70° einfallenden Südschenkel, dessen Verkürzung (bezogen auf die Grenze Hauptrogenstein / Calcaire roux) N von Vaufrey rund 50 m beträgt.

4. Folgerungen

Die rheintalischen Störungen als Elemente des Rheingrabens

Für eine alttertiäre Anlage der rheintalischen Störungen gibt es zwar im untersuchten Gebiet keine stratigraphischen Indizien, wohl aber tektonische Kriterien, die deren distensive Aktivität als Elemente des Rheingrabens bekräftigen:

- Vertikaler Versatz an rheintalischen Störungen in einer Synklinaltafel, von der angenommen wird, bei der Bildung weiter N ausbeissender Überschiebungen oder Abscherungen an solchen Linien nicht differentiell gehoben worden zu sein.
- Übereinstimmen der auf diese Weise im Streichen der Synklinaltafel über eine grössere Distanz erhaltenen Gesamtsprunghöhe mit dem vertikalen Versatz, der sich im Streichen der Störungen, weiter N, ausserhalb der Abscherdecke des Faltenjuras aus Tiefbohrungen ergibt.

Im Zentimeter–Millimeter-Bereich sodann Kriterien, die nach dem «Überprägungsprinzip» eine relative Abfolge von (älteren) distensiven und (jüngeren) kompressiven Strukturen erkennen lassen:

- Horizontale Schrägstylolithen an der Grenze zwischen der Füllung rheintalischer Klüfte und dem benachbarten Gestein;
- horizontale Striemung auf Calcit-Tapeten rheintalischer Klüfte, vertikale Striemung in deren Vertiefungen;
- durch kluftparalleles (verbunden mit schichtparallelem) Gleiten verbogene rheintalische Klüfte (Fig. 7).

Bei den rheintalischen Klüften handelt es sich, aus den gemachten Messungen zu schliessen, nicht um Abschiebungsklüfte, sondern um Trennbrüche. Es ist aus den Aufschlüssen des untersuchten Gebiets nicht ersichtlich, ob die rheintalischen Störungen (zumindest in Oberflächennähe) wie die K_1 -Klüfte subvertikal, oder ob sie, K_1 -Trennbrüche verbindend, wie Abschiebungen mit $60\text{--}70^\circ$ einfallen.

Die rheintalischen Störungen als Transversalverschiebungen

Die laterale Begrenzung der kompressiven Deformationen durch diskrete Linien zeigt sich wohl am deutlichsten am Westende der Mt-Terri-Kette, deren Kompression nach E schrittweise an solchen Störungen aufgebaut wird (Fig. 12).

Dieser «Block–Schienen»-Deformationsstil ist auch für andere Gebiete charakteristisch: TREVISAN (1938) beschreibt ihn aus den Südalpen, wo in der Brenta-Gruppe südvergente Überschiebungen axial durch parallel zur Giudicarie-Linie verlaufende Störungen begrenzt werden. Er zeigt sich weiter im Gebiet der Caquerelle (LAUBSCHER 1948), in einer tektonischen Lage, die derjenigen am Westende der Mt-Terri-Kette sehr ähnlich ist: Während im Fall der Caquerelle ein rheintalisches Störungsbündel, welches weiter N die Grenze zwischen dem Graben von Dannemarie und dem Horst von Müllhausen bildet, sich (den Pfirter Jura axial nach W begrenzend) bis in den Faltenjura hinein erstreckt, ist es im bearbeiteten Gebiet das Bruchbündel am Westrand des Grabens von Dannemarie gegen den Horst von Montbouton. LAUBSCHER (1965) verwendet diesen Deformationsstil als Ansatz bei seinem kinematischen Modell der Jurafaltung.

Während exemplarisch gezeigt werden konnte, dass N–NNE-streichende altertäre Störungen als sinistrale Transversalverschiebungen reaktiviert wurden, ist es unklar, ob auch junge, während der Jurafaltung entstandene Transversalstörungen vorhanden sind. Ein System konjugierter dextraler Scherklüfte konnte jedenfalls nicht gefunden werden. Die dextralen Scherklüfte früherer Bearbeiter (BERGERAT 1977) könnten einem aus der Überlagerung rheintalischer Klüfte (K_1) mit den $110\text{--}125^\circ$ streichenden K_2 -Klüften entstandenen Scheinmaximum entsprechen.

Die kompressiven Deformationen

Die vorhandenen kompressiven Deformationen sind, wohl wegen der geringen Transportweite des Sedimentstapels modellhaft, quantifizierbar:

Die einzige vertikal über grössere Distanz aufgeschlossene Überschiebung (Chazos-Überschiebung) zeigt in Abhängigkeit von der Kompetenz der beteiligten Gesteine eine deutliche Gliederung in subhorizontale Abscher-Segmente und mit 30–70° einfallende «tektonische Rampen». Das Liegende ist an der gleichen Überschiebung geschleppt, eine an ihr vorhandene rotierte Linse dürfte als Teil der Schleppe vom Liegenden abgeschert worden sein. Das Hangende der Überschiebung ist entweder unrotiert (Chazos-Kette, Epiquerez-Kette W der Linie A) oder dann subvertikal bis überkippt (Mt-Terri-Kette, Malm W der Linie A).

Die meisten Ketten setzen sich aus einer nordvergenten Überschiebung (Schleppe im Hangenden = Nordschenkel der Kette) und einem rechtssinnigen Knickband (Südschenkel der Kette) zusammen, welches mit 20–90° einfällt (1976 «Überschiebungsfalte» genannt). Eine Ausnahme bilden a) die Vaufrey-Kette, welche E der Linie D aus einem links- und einem rechtssinnigen Knickband besteht, von denen jedoch das letztere weit akzentuierter ist, und b) die Lomont-Kette, welche mehr oder weniger nur aus einem rechtssinnigen Knickband besteht.

Unergiebig waren Versuche, die zeitliche Abfolge der vorhandenen kompressiven Deformationen zu bestimmen. Es kann einzig vermutet werden, dass die Vaufrey-Kette jünger ist als die (die Mt-Terri-Kette aufbauenden) Bewegungen an den rheintalischen Störungen D, E und H (vgl. Fig. 1).

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit entstand am Geologischen Institut der Universität Basel. Prof. H. Laubscher danke ich für die kritische Durchsicht des Manuskripts; Prof. P. Chauve, Ch. Bailly (Univ. Besançon) und Prof. H. Laubscher für gemeinsame Terrainbegehungen. J. Carfantan (UNAM, México) hatte die Freundlichkeit, die englische Zusammenfassung ins Französische zu übersetzen.

LITERATURVERZEICHNIS

- BERGERAT, F. (1977): *Le rôle des décrochements dans les liaisons tectoniques entre le Fossé de la Saône et le Fossé Rhéna.* – C.R. Soc. géol. France 1977/4, 195–198.
- BITTERLI, P.H. (1979): *Cyclic sedimentation in the Upper Bathonian–Callovian of the Swiss Jura Mountains.* In: BEAUDOIN, B., & PURSER, B.H. (Ed.): *La sédimentation jurassique ouest-européenne.* – Publ. spéc. Assoc. sédimentol. franç.
- BOLLIGER, W., & BURRI, P. (1970): *Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura.* – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 140.
- BUXTORF, A., & LEHNER, E. (1920): *Rheintalische Brüche in der Montterrible-Kette und im Clos du Doubs.* – Eclogae geol. Helv. 16/1, 71–75.
- CAIRE, A. (1963): *Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes.* – Livre Mém. Prof. P. Fallot 2, 105–158.
- CLOOS, H. (1910): *Tafel- und Kettenland im Basler Jura.* – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont. [Beilbd.] 30, 95–232.
- CONTINI, D. (1970): *L'Aalénien et le Bajocien du Jura franc-comtois.* – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol. (3), 11, 3–204.
- CONTINI, D., & HANTZPERGUE, P. (1973): *Le Kimméridgien de la région de Montbéliard.* – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol. (3), 18, 143–179.
- CONTINI, D., & THÉOBALD, N. (1974): *Relations entre le Fossé Rhéna et le Fossé de la Saône. Tectonique des régions sous-vosgiennes et préjurassiennes.* In: ILLIES, J.H., & FUCHS, K. (Ed.): *Approaches to Taphrogenesis* (p. 310–321). – Schweizerbart, Stuttgart.

- DIEBOLD, P. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Ocourt*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 111.
- 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.
- FOURNIER, E. (1920): *Nouvelles études tectoniques sur la Franche-Comté et sur la partie du Jura bernois et neuchâtelois limitrophe de la vallée du Doubs*. – Bull. Serv. Carte géol. France (141), 24 (1919/20), 129–148.
- GLANGEAUD, L. (1949): *Les caractères structuraux du Jura*. – Bull. Soc. géol. France (5), 19, 669–688.
- HECKENDORN, W. (1974): *Zur Tektonik der Vellerat-Antiklinale*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 147.
- HUMMEL, K. (1914): *Die Tektonik des Elsgaues*. – Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br. 20, 1–82.
- ILLIES, J.H. (1974): *Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben*. – Oberh. geol. Abh. (23), 1/2, 1–24.
- LAUBSCHER, H. (1948): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt St. Ursanne*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 92.
- (1962): *Die Zweiphasenhypothese der Jurafaltung*. – Eclogae geol. Helv. 55/1, 1–22.
- (1965): *Ein kinematisches Modell der Jurafaltung*. – Eclogae geol. Helv. 58/1, 231–318.
- (1970): *Grundsätzliches zur Tektonik des Rheingrabens*. In: ILLIES, J.H., & MUELLER, ST. (Ed.): *Graben Problems* (p. 79–87). – Schweizerbart, Stuttgart.
- (1972): *Some overall aspects of Jura dynamics*. – Amer. J. Sci. 272, 293–304.
- (1976): *Geometrical adjustments during rotation of a Jura fold limb*. – Tectonophysics 36, 347–365.
- (1977): *Fold development in the Jura*. – Tectonophysics 37, 337–362.
- LAUBSCHER, H., THÉOBALD, N., & WITTMANN, O. (1967): *Le Prolongement S du fossé rhénan*. – Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb. 6, 59–65.
- LINIGER, H. (1925): *Geologie des Delsberger Beckens und der Umgebung von Movelier*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 55/IV.
- PHILIPP, H. (1942): *Die Stellung des Jura im alpin-saxonischen Orogen*. – Z. dtsh. geol. Ges. 94, 373–486.
- PÜMPIN, V.F. (1965): *Riffsedimentologische Untersuchungen im Rauracien von St. Ursanne und Umgebung*. – Eclogae geol. Helv. 58/2, 799–876.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. – McGraw-Hill, New York/Toronto/London.
- RUHLAND, M. (1972): *Le Jura alsacien ou Jura de Ferrette*. – Sci. géol. [Bull.] (Strasbourg) 25, 119–126.
- SCHNEIDER, A. (1960): *Geologie des Gebietes von Siegfriedblatt Porrentruy*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 109.
- STÄUBLE, A. (1959): *Zur Stratigraphie des Callovian im zentralen Schweizer Jura*. – Eclogae geol. Helv. 52/1, 57–176.
- 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.
- THALMANN, H.K. (1966): *Zur Stratigraphie des oberen Malm im südlichen Berner und Solothurner Jura*. – Mitt. natf. Ges. Solothurn 22, 3–183.
- THÉOBALD, N. (1967): *Les sondages profonds de la partie méridionale du fossé rhénan*. – Ann. sci. Univ. Besançon, Géol. (3), 3, 3–24.
- THURMANN, J. (1836): *Essai sur les soulèvements jurassiques, second cahier*. – Porrentruy.
- TREVISAN, L. (1938): *Il fascio di fratture tra l'Adige e la «Linea delle Giudicarie» e i suoi rapporti col massiccio intrusivo dell'Adamello*. – Stud. trent. Sci. nat. (19), 17/2, 3–13.
- VONDERSCHMITT, L. (1942): *Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch*. – Eclogae geol. Helv. 35/1, 67–99.
- WOHNLICH, H.M. (1967): *Kleintektonische Bruch- und Fliessdeformationen im Faltenjura*. – Inaug.-Diss. Univ. Basel.
- ZIEGLER, M.A. (1962): *Beiträge zur Kenntnis des unteren Malm im zentralen Schweizer Jura*. – Inaug.-Diss. Univ. Zürich.