Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 72 (1979)

Heft: 1

Artikel: Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar : implications cinématiques et dynamiques

Autor: Plancherel, Raymond

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-164833

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. 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. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

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. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

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. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 08.10.2025

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

Eclogae geol. Helv.	Vol. 72/1	Pages 145-214	12 figures dans le texte et 1 planche	Bâle, mars 1979

Aspects de la déformation en grand dans les Préalpes médianes plastiques entre Rhône et Aar

Implications cinématiques et dynamiques[1])

Par RAYMOND PLANCHEREL[2])

«... und wohl erst die Structur und Bildungsweise des ganzen Gebirges erklärt sein muss, bevor man an die Entzifferung vereinzelter Erscheinungen gehn darf».

B. STUDER (1834): Geologie der westlichen Schweizer Alpen.

RÉSUMÉ

Les Préalpes médianes plastiques de l'arc romand sont d'abord envisagées sous l'angle de leur évolution paléogéographique et ses liens avec certaines particularités de leur structure actuelle.

Puis sont décrites quatre zones de dislocation majeures d'orientation commune subméridienne, donc obliques au faisceau de plis des Plastiques, et recoupant celui-ci de part en part. L'examen de ces zones montre qu'il s'agit d'accidents décrochants sénestres contemporains de la formation des plis.

On en déduit que la nappe des Médianes plastiques a été déformée par un jeu de contraintes N-S, à la fois compressives (charriage ou «thrusting») et cisaillantes (cisaillement horizontal ou «wrenching»), rendant compte de la rotation du système de plis.

L'examen des relations structurales entre Médianes plastiques et unités encadrantes montre d'autre part que la déformation par cisaillement horizontal N-S affecte non seulement l'ensemble des Préalpes, mais également leur avant-pays molassique, y compris des dépôts atteignant le Tortonien. Il en découle que cette déformation est d'âge mio-pliocène, de même que la déformation plicative des Préalpes qui en est indissociable.

Pour tenir compte de ces diverses limitations d'ordre chronologique et mécanique, on propose de restreindre l'intervention de la gravité dans la déformation des Préalpes à la phase de leur mise en place, classiquement admise comme oligocène. Leur déformation plicative principale, par compression et cisaillement méridiens, serait plus tardive, et pourrait résulter d'un sous-charriage général de l'avant-pays («subduction mio-pliocène»).

Quelques brèves comparaisons extra-préalpines (bassin molassique, Jura, fossé rhénan d'une part, Alpes occidentales d'autre part) suggèrent que cette déformation pourrait s'inscrire dans le cadre plus large d'une zone de «continental transform» à l'échelle européenne.

ABSTRACT

The "Préalpes médianes plastiques" nappe, east of Lake Geneva, is affected by a number of north-trending left-lateral wrench faults. The latter are shown to be contemporaneous with the main phase of folding. It follows that the nappe was deformed by north-south compressional as well as shearing stresses, resulting in alternate zones of thrusting and wrenching.

Studies of the structural relationships between the "Médianes plastiques" nappe and the surrounding units show that the wrench faults deform not only the whole of the allochthonous pile of the Prealps, but

[1]) L'auteur tient à exprimer sa vive reconnaissance à la Société Géologique Suisse pour sa contribution importante aux frais de publication de ce travail.

[2]) Institut de Géologie de l'Université, Pérolles, CH-1700 Fribourg (Suisse).

also the Molasse of the Swiss Plateau which reaches Mio-Pliocene age. It may therefore be deduced that the emplacement of the allochthon and the main phase of folding are separate events, the former generally given as Oligocene, the latter reaching the Mio-Pliocene.

It is suggested that gravitational tectonics were limited to the emplacement of the allochthon, and that the later phase of folding, wrenching and thrusting was the result of a general underthrusting of the Alpine Foreland ("Mio-Pliocene subduction").

A rapid comparison on a wider scale (referring on the one hand to the Molasse, the Jura and the Rhine graben, on the other hand to the Western Alps in general) suggests that this deformation might well derive from a major "continental transform" affecting Western Europe.

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 147
1. Introduction 148
1.1 Situation générale 148
1.2 Etat du problème 148
1.3 Méthode de travail 150
2. Le matériau déformé: esquisse stratigraphique et paléogéographique 153
2.1 Introduction 153
2.2 Généralités 155
2.3 Médianes plastiques et Médianes rigides: quelques remarques 155
2.4 Trias 156
2.5 Lias 157
2.6 Dogger 159
2.6.1 «Dogger à Cancellophycus» et «Dogger intermédiaire» 159
2.6.2 Couches à Mytilus 160
2.7 Malm 161
2.8 Néocomien 162
2.9 Complexe schisteux intermédiaire et Couches rouges 163
2.10 Les flyschs 164
3. Géométrie de la déformation: descriptions structurales 165
3.1 Introduction 165
3.2 Les grands accidents transversaux 166
3.2.1 La dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir: rappel des principales acquisitions 166
3.2.2 Les décrochements de l'Intyamon et leur continuation probable vers le sud 168
3.2.3 Les dislocations du Gros Mont et leur continuation probable vers le sud et vers le nord 175
3.2.4 La zone complexe Hengstschlund-Abländschen-Boltigen 179
3.3 Répercussions des accidents transversaux sur la structure interne de la nappe 185
3.3.1 Le secteur Tours d'Aï-Rochers de Naye-Moléson 186
3.3.2 Le secteur (Mont d'Or)-Vanil Noir-Dent de Broc 188
3.3.3 Le secteur Dent de Ruth-Hochmatt-Massif des Bruns 188
3.3.4 Le secteur Gastlosen-Kaiseregg 190
3.3.5 Le secteur Gantrisch-Stockhorn 190
4. Le mécanisme de la déformation: proposition d'un modèle cinématique 192
5. Le moteur de la déformation: essai d'interprétation dynamique 194
5.1 Extension de la déformation par cisaillement horizontal des Médianes plastiques aux unités encadrantes 194
5.1.1 Unités en position supérieure et interne 194
5.1.2 Unités en position externe 195
5.2 Incompatibilité des structures observées avec le modèle de déformation par gravité 198
5.3 Une alternative: la «subduction mio-pliocène» 200
6. Comparaisons et perspectives 204
6.1 Préalpes 204
6.2 Avant-pays 205
6.3 Alpes occidentales 206
Bibliographie 208

AVANT-PROPOS

Les années que j'ai eu l'avantage de passer au sein d'une équipe de géologues praticiens m'ont donné l'occasion d'être confronté directement, et en quelque sorte de l'intérieur, aux terrains constituant l'édifice des nappes préalpines. Certaines difficultés de prévision rencontrées au cours de travaux souterrains - aménagements hydro-électriques de l'Hongrin-Léman et de la Haute-Sarine, autoroute du Léman -, m'ont incité à examiner de plus près l'«architecture» d'une partie de cet édifice, la nappe des Préalpes médianes plastiques. C'était là le point de départ de la présente étude.

Ce n'est pas sans une certaine appréhension que je soumets aujourd'hui à la critique le résultat de mes recherches. J'ai conscience, en effet, d'aller à l'encontre de bien des idées solidement établies, ceci tant par la méthode utilisée que par les résultats obtenus. On voudra bien, cependant, ne considérer ce travail que pour ce qu'il se propose d'être: une tentative d'approche structurale d'une région dont l'étude a été passablement négligée à ce point de vue depuis quelques années.

Arrivant au terme de ce travail, il me reste à remercier tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont contribué à son élaboration.

Qu'il me soit permis, pour commencer, de dire encore tout ce que je dois au Professeur H. Badoux, dont j'ai eu le privilège de recevoir l'enseignement durant mes études à Lausanne.

Le Professeur C. Caron, en m'acceuillant amicalement à l'Institut de Géologie de Fribourg et en m'offrant une place d'assistant, a rendu possible la réalisation matérielle de cette étude. Je le remercie d'avoir accepté de diriger un travail qu'il a dû voir évoluer non sans parfois quelque inquiétude. Ses conseils avisés m'ont remis plus d'une fois sur le droit chemin.

Ma reconnaissance va également au Professeur A. Escher, Lausanne, qui, en acceptant de juger ce travail, lui a apporté la caution du tectonicien chevronné.

Je voudrais remercier particulièrement ceux qui ont contribué de manière décisive au progrès de mes recherches: Peter Homewood, dont l'adhésion enthousiaste m'a aidé à surmonter bien des difficultés; Martin Schüpbach, qui m'a rendu attentif au concept si fécond de la «wrench tectonic»; Jan van Stuijvenberg, pour son infatigable et fructueux esprit de contradiction; Marc Weidmann, pour son aide aussi discrète qu'efficace; Daniel Jeannette et Jean-Michel Caron, pour leurs remarques aussi critiques qu'amicales.

Que toutes les personnes que j'ai côtoyées durant ces années d'étude, de formation et de recherche, collègues et amis de l'Institut de Fribourg, du Labo de Lausanne, du Bureau Norbert et Frutiger, trouvent ici une pensée amicale et reconnaissante. Un merci particulier à Françoise Mauroux et M.G. Papaux pour leur collaboration technique efficace et leur disponibilité sans réserve.

Enfin je tiens à évoquer tous ceux, connus ou inconnus de moi, qui m'ont précédé dans l'étude des Préalpes médianes, et dont le patient labeur a rendu possible le présent travail.

Quant à Nicole, ma femme, Valérie et Anne-Charlotte, mes filles, leur patience a été mise à rude épreuve et mérite des éloges qui ne sauraient se dire en quelques lignes.

1. Introduction

1.1 *Situation générale*

On désigne par «Préalpes» les deux arcs montagneux délimités par les trois vallées transversales de l'Arve, du Rhône et de l'Aar, et situés en avant des premiers contreforts des Alpes calcaires proprement dites.

Empilement complexe de nappes d'origine interne (ultrahelvétique à ligure), les Préalpes sont entièrement allochtones et chevauchent, par l'intermédiaire d'un coussinet de Flysch et Molasse subalpins, la Molasse parautochtone et autochtone. Par leur bord interne, elles reposent sur les premiers plis helvétiques (tout comme les Klippes de Suisse centrale et de Savoie, équivalents latéraux des unités préalpines au-delà des vallées de l'Aar et de l'Arve).

La plus vaste parmi les nappes préalpines, d'origine briançonnaise et subbriançonnaise, occupe une position médiane dans l'édifice, d'où son nom: nappe des Préalpes médianes. Elle est classiquement subdivisée en un domaine interne - les Préalpes médianes rigides - et un domaine externe - les Préalpes médianes plastiques.

C'est de la déformation des Médianes plastiques, et plus précisément de celles situées à l'E du Rhône, qu'il va être question dans les pages qui suivent.

1.2 *Etat du problème*

1893: SCHARDT, dans une communication mémorable présentée à la Société vaudoise des Sciences naturelles, établit pour la première fois, et de façon définitive, l'allochtonie des Préalpes romandes[3]) et des Klippes, en les détachant complètement de leur «patrie» originelle, qu'il situe quelque part au S du domaine helvétique. Cinq ans plus tard, développant plus largement sa conception révolutionnaire, il est amené à écrire ce qui suit (SCHARDT 1898, p. 186): «L'analyse de la tectonique de l'intérieur des Préalpes n'a guère d'importance pour le problème qui nous occupe.» Et plus loin (p. 187): «Les mêmes plis peuvent se poursuivre souvent sans interruption dès la vallée de l'Aar jusqu'au lac Léman, où ils se lient virtuellement à ceux de la région du Chablais, si bien que la continuité de quelques-uns, jusqu'à l'Arve, ne peut pas être mise en doute.» Ces remarques s'appliquaient plus précisément à la zone nord des «Préalpes médianes», définies entretemps par LUGEON (1896) et correspondant à la «région des chaînes calcaires» de SCHARDT.

1941: LUGEON & GAGNEBIN, dans un mémoire qui fera date dans l'histoire géologique des Préalpes, reconnaissent dans la disposition des Rochers de Château-d'Œx en grandes dalles disjointes des phénomènes de traction, et y voient les preuves de la mise en place des nappes préalpines par glissement gravitatif, mécanisme au demeurant déjà envisagé par SCHARDT. Ils introduisent à cette occasion le terme de «Médianes rigides» pour la zone sud, interne, des Préalpes médianes, et

---

[3]) A l'époque, le terme de Préalpes romandes (créé par RENEVIER) s'appliquait à l'ensemble des deux arcs préalpins, subdivisé en «zone du Chablais» et «zone du Stockhorn». Actuellement, il tend à être restreint à cette dernière, c'est-à-dire à l'arc préalpin situé en rive droite du Rhône: on parle dans ce sens actuellement de «Préalpes romandes», par opposition aux Préalpes chablaisiennes.

corollairement celui de «Médianes plastiques» pour la zone nord ou externe. «Dans les Médianes plastiques dominent les plis réglés»: c'est à cette dernière constatation que devait se borner, à peu de choses près, leur analyse structurale des Plastiques.

Ainsi la vieille idée de continuité longitudinale des plis, héritage direct de l'époque de STUDER et de GILLIÉRON - on parlait alors de continuité des «chaînes» -, subissait sans encombre les deux bouleversements les plus importants dans les concepts de la géologie préalpine: la théorie des nappes et la tectonique de gravité. (Pour un historique plus détaillé, voir MASSON 1976, et, pour la période avant 1935, BAILEY.) Il en allait de même pour la notion également ancienne et encore assez répandue, de régularité du plissement dans le sens transversal, qui déterminerait un style de plis volontiers qualifié de «jurassien».

Il est surprenant de constater, en parcourant l'abondante littérature consacrée aux Préalpes médianes, à quel point l'étude de la déformation des Plastiques en tant que telle a été généralement délaissée en faveur d'un petit nombre d'idées empiriques du même genre, le plus souvent répétées par tradition. Pourtant si, comme le pensait SCHARDT, la structure interne des masses charriées n'a guère d'importance pour démontrer le fait de leur charriage, il n'en va pas de même dès que l'on aborde la question délicate des mécanismes de déformation et des forces en jeu.

Seuls BADOUX (1962) dans les Préalpes valaisannes, puis BADOUX & MERCANTON (1962) pour le secteur nord de l'arc chablaisien, ont tenté de mettre en accord de façon logique le style du plissement des Plastiques avec l'hypothèse de leur mise en place par glissement gravitatif.

Dans un ordre d'idées un peu différent, on peut mentionner encore, à l'actif cette fois de TERCIER (p.ex. 1945) et de l'école fribourgeoise des années 50, les essais d'explication de quelques «anomalies» structurales par un hypothétique diapirisme des niveaux triasiques. A part cela, rares sont les auteurs qui, dans les quelques pages des monographies régionales habituellement consacrées à la tectonique, dépassent la tectonique locale, ou la simple description géométrique ou géographique des objets structuraux, pour se lancer dans des considérations d'ordre génétique.

Aujourd'hui la situation se présente, en résumé, de la manière suivante: il est admis (souvent de façon implicite et par extension du raisonnement appliqué aux Rigides) que la subdivision des Médianes plastiques en deux lobes, et leur style tectonique en plis normalement souples et continus, sont la conséquence directe de la mise en place gravitative de la nappe. Quant aux nombreuses complications qui affectent la structure de la nappe dans le détail, elles sont considérées comme d'importance variable et attribuées à des causes diverses: les écaillages frontaux, les chevauchements internes, l'exagération de certains plis ou l'apparition de plis locaux, la formation d'arcs secondaires, etc., résulteraient conjointement ou séparément de l'effet du freinage basal, de l'existence d'obstacles ou d'irrégularités du plan de glissement, de variations des vitesses d'écoulement, ou encore des hétérogénéités de la série sédimentaire déterminant des différences de plasticité; les décrochements et autres failles transversales, certains redressements des plans axiaux, sont rapportés à des emboutissages ou des poussées «par l'arrière», plus ou moins tardifs et d'origine plus ou moins lointaine; les disparitions et (ré)apparitions de structures dans le sens longitudinal sont le plus souvent expliquées grâce aux plongements

axiaux, avec intervention soit de l'érosion, soit au contraire de l'enfouissement sous des unités supérieures ou plus internes; enfin la formation des deux arcs principaux est considérée tantôt comme originelle (érosion, remplissage de creux préexistants), tantôt comme résultant de la mise en place, et alors plus ou moins précoce (forme arquée du plan de glissement) ou tardive (obstacle, ou au contraire vallée préexistante).

De façon générale, on peut dire que le rapport causal entre le plissement des Médianes plastiques, y compris les complications qui l'affectent, et leur mise en place par glissement gravitatif n'a pas été mis en doute jusqu'à ces dernières années. Récemment toutefois, LEMOINE (1973) et DEBELMAS & KERCKHOVE (1973) ont attiré l'attention sur les difficultés mécaniques d'une telle interprétation.

Dans l'arc préalpin romand, une analyse structurale s'étendant à l'ensemble des Médianes plastiques n'a pas été entreprise depuis longtemps. Les cartes ou schémas synthétiques publiés (WEISS 1949, TERCIER 1952, CADISCH 1953, BOLLER 1963, etc.) reprennent généralement, avec des modifications mineures, le schéma structural de JEANNET (1922), lui-même basé principalement sur les cartographies du siècle passé (GILLIÉRON 1885, FAVRE & SCHARDT 1887). Aussi m'a-t-il paru utile de tenter un tel travail de synthèse, en complément de mes propres observations structurales, en vue de confronter les faits observables avec les idées généralement acceptées jusqu'ici, en particulier la tectonique de gravité.

1.3 *Méthode de travail*

Il existe plusieurs façons d'aborder l'étude structurale de toute une région ou d'une chaîne de montagne, selon l'échelle d'observation que l'on adopte: échelle microscopique (déformation intime de la matière), échelle mésoscopique (déformation à l'échelle de l'affleurement), échelle macro- ou mégascopique (déformation régionale). Il est évident que ces trois sortes d'observations sont complémentaires, et que, pour bien faire, il faudrait les utiliser conjointement dans la mesure du possible. Cependant, selon le type et les conditions de la déformation, selon la nature du matériau déformé, selon également le but que l'on s'est fixé et l'état des connaissances acquises dans la région donnée, on sera amené à choisir plutôt l'une ou l'autre de ces échelles d'observation, et donc des méthodes qui y sont liées.

Les observations d'ordre microtectonique sont à ce jour pratiquement inexistantes dans les Préalpes médianes plastiques. La matière pourtant ne fait pas défaut. Les cas de clivage schisteux bien développé, par exemple, sont fréquents; à ma connaissance, la seule description qui en ait été donnée, très sommaire, est celle de FOURMARIER (1949). Des fossiles déformés, surtout Ammonites, ont été signalés en de nombreux endroits; le relevé systématique de leurs axes de déformation a été généralement négligé. (Récemment, des spécimens orientés ont pu être recueillis à la Dent de Broc; A. Escher 1977, communication orale.) Enfin l'étude de la déformation à l'échelle du banc ou de l'affleurement offre un large champ d'application (p.ex. analyse de la fracturation dans les calcaires massifs du Malm, ou du plissottement dans les calcaires plaquetés du Néocomien); elle ne dépasse guère, dans les meilleurs cas, le stade de la description géométrique.

Dans les Médianes rigides, mis à part les travaux récents de BAUD & MASSON (1975, 1976), les investigations de cet ordre ne semblent d'ailleurs guère plus avancées.

Une synthèse structurale des Préalpes médianes basée sur des arguments microtectoniques apparaît ainsi comme encore largement prématurée. Les observations devraient en effet être multipliées et synthétisées sur l'ensemble du territoire pour acquérir une valeur significative sur le plan régional. C'est là une tâche fastidieuse et de longue haleine, qu'il serait illusoire de vouloir entreprendre seul dans le cadre d'une étude synthétique et en l'état actuel des connaissances.

Pour toutes ces raisons, et aussi, je dois le dire, par goût personnel et par formation, j'ai donc choisi la méthode plus classique d'analyse des grandes structures, à l'échelle régionale ou cartographique. Je me suis efforcé, pour cela, de considérer les Médianes plastiques romandes dans leur ensemble, essayant d'en dégager les grandes lignes structurales, certaines bien connues et décrites depuis longtemps, d'autres nouvellement mises en évidence ici ou nouvellement interprétées.

Vu l'ampleur du sujet, et pour rester dans des limites de temps raisonnables, il ne pouvait naturellement pas être question d'une cartographie originale, fût-ce à échelle réduite. Celle-ci d'ailleurs ferait double emploi dans la plupart des cas avec les levers détaillés existants, qui couvrent la presque-totalité de la région considérée.

Il m'a paru plus adéquat de procéder à une sorte de révision des travaux existants, en portant l'accent essentiellement sur l'interprétation structurale. Je me suis basé, pour ce faire, sur les documents suivants:

- feuilles 19 *Diablerets*, 37 *Monthey*, 47 *Montreux*, 64 *Les Mosses*, de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000 (avec leurs notices explicatives); feuille 36 *Gurnigel*, du même Atlas (sans notice);
- cartes spéciales 69 *Simmenthal et Diemtigthal* 1:50000, 96 *Thun-Stockhorn* 1:25000, 99 *Montreux-Moléson-Mont-Pélerin* 1:25000, publiées par la Commission Géologique Suisse;
- nombreux travaux de thèse généralement à caractère de monographie régionale et alors accompagnés en principe de cartes publiées au 1:25000 basées sur des levers originaux au 1:10000 (voir liste bibliographique en fin d'ouvrage);
- plusieurs travaux à caractère de monographie «horizontale» (étude d'une formation ou d'un groupe d'étages);
- diverses descriptions d'intérêt local ou régional dispersées dans la littérature;
- divers documents inédits déposés aux Universités de Fribourg, Lausanne et Berne (levers originaux, travaux de diplôme, etc.).

Rassembler, unifier, réinterpréter ces multiples données dans l'optique d'un schéma structural cohérent constituait une première étape indispensable pour l'élaboration d'un modèle cinématique et dynamique plausible.

Un tel travail de compilation ne se conçoit pas sans contrôles approfondis sur le terrain, et ceci pour diverses raisons:

- Premièrement, les informations de base sont par essence même très inégales, provenant d'auteurs différents, dont les conceptions, les méthodes et les buts varient dans une large mesure selon leur personnalité, leur époque, ou l'école à laquelle ils appartiennent. Dans beaucoup de cas, seul l'examen du terrain permet de raccorder correctement des observations faites dans des régions même très voisines ou dans une même région à des époques différentes.

— Ensuite certaines structures, échappant à l'investigation directe, peuvent s'interpréter de façon notablement divergente quant à leur signification ou même leur localisation. C'est le cas notamment de certains accidents qu'il faut «reconstituer» à partir d'éléments disparates où l'appréciation de la morphologie de surface joue souvent un rôle prépondérant.

— D'autre part certains secteurs ont été en quelque sorte «oubliés», en tout cas depuis les années 20 (par exemple Vanil Noir, Oberwil), ou n'ont été levés que de façon sommaire.

— Enfin aucune carte, si bien levée soit-elle, ne peut remplacer la vision des trois dimensions et le contact personnel avec le terrain pour essayer de comprendre l'architecture d'un massif.

Je me suis donc efforcé d'appuyer mon interprétation sur un maximum d'observations sur le terrain, cela surtout dans des secteurs où elle diffère par trop de celle de mes prédécesseurs.

Naturellement, ces contrôles de terrain ne sont de loin pas aussi serrés et aussi intenses que je le souhaitais. Cependant, les faits pouvant être considérés comme bien établis pour certains secteurs que l'on peut qualifier de secteurs-clé, il m'a paru légitime d'en traiter quelques autres, moins bien connus, par analogie. Mais il faut garder en mémoire que de nombreuses interprétations restent en fait à être vérifiées dans le détail.

Pratiquement, j'ai visité surtout les Préalpes fribourgeoises et la partie occidentale des Préalpes bernoises, me contenant de quelques rapides incursions dans des régions plus éloignées comme l'extrémité orientale des Préalpes bernoises ou les Préalpes vaudoises. Ces dernières sont d'ailleurs parmi les territoires actuellement les mieux documentés, figurant presque entièrement sur des feuilles récentes de l'Atlas géologique de la Suisse 1:25000.

L'essentiel des résultats de ce travail de compilation, de vérification et de réinterprétation fait l'objet d'une «carte géologique simplifiée», dessinée à l'échelle 1:50000[4]).

La deuxième étape, qu'il était d'ailleurs difficile de séparer toujours nettement de la première, consistait à trouver un modèle cinématique qui rende compte au mieux de tous les faits observés. Disons par anticipation que le modèle de la «wrench tectonic» (Wilcox et al. 1973, Harding 1973, Crowell 1974), que j'avais appliqué au problème de la dislocation transversale Bellegarde-Lac Noir (Plancherel 1976), semble pouvoir expliquer de façon satisfaisante certaines particularités importantes du dispositif réalisé par les Préalpes médianes plastiques, pour lesquelles les mécanismes de la tectonique tangentielle par gravité n'offrent pas de solutions valables.

Finalement, la recherche d'une explication dynamique plausible m'a amené à dépasser assez largement, quoique de façon sommaire, le cadre somme toute étroit des Préalpes médianes plastiques, pour risquer quelques considérations sur des problèmes liés à l'édifice alpin occidental ou à son avant-pays.

---

[4]) Déposée à l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg.

2. Le matériau déformé: esquisse stratigraphique et paléogéographique

2.1 *Introduction*

Outre les conditions proprement dites qui caractérisent le champ de contraintes (profondeur, direction, répartition), c'est la composition lithologique du matériau sur lequel il s'exerce qui détermine dans une large mesure le style d'une déformation. Ce dernier découle par conséquent directement de l'évolution sédimentaire et tectonique antérieure du milieu considéré.

Une synthèse paléogéographique des Préalpes médianes romandes, dans la ligne de ce qui a été fait par BADOUX & MERCANTON (1962) pour le secteur chablaisien serait ainsi d'une urgente nécessité. Certes le matériel de base pour une telle étude existe en grande partie, mais il est en quelque sorte morcelé, soit horizontalement, par étages, soit verticalement, en de nombreuses monographies régionales.

Il n'entre pas dans les intentions de ce chapitre de combler cette lacune. J'essaierai cependant d'y esquisser l'évolution paléogéographique des Médianes romandes dans la mesure où elle peut expliciter certaines particularités de leur structure actuelle. Cela ne va pas sans nombre de simplifications parfois excessives, que les spécialistes en la matière voudront bien me pardonner.

La subdivision stratigraphique adoptée pour la cartographie repose donc essentiellement sur un critère structural (qui se traduit également dans la morphologie), celui de la compétence relative des séries (à l'échelle considérée). Ainsi on peut distinguer un «Trias» que l'on peut qualifier de «plastique à très plastique», surmonté par un «Lias» plus «rigide»; par-dessus vient un «Dogger» de nouveau relativement «plastique», suivi par le «Malm», le niveau le plus «compétent», formant l'ossature de la nappe; le «Crétacé», pris dans son ensemble, est de nouveau plus «plastique». Quant aux flyschs, qui appartiennent pour la plupart à une unité tectonique distincte de la nappe des Médianes, la «Nappe Supérieure des Préalpes» (CARON 1972), ils participent tantôt de la nature «ductile» du Crétacé des Médianes, tantôt ils semblent agir plutôt par un «effet de masse».

Il est à peine besoin de souligner que les noms d'étages ou de systèmes, utilisés par commodité, ne doivent pas être pris dans ce travail dans un sens chronostratigraphique strict.

Dans le détail, cette subdivision «stratigraphique» ne manque pas d'être quelque peu arbitraire, car les passages latéraux de faciès sont fréquents. Deux exemples suffiront à illustrer cette difficulté. Premièrement, les puissantes assises de «Bathonien» détritique que l'on rencontre en allant vers l'intérieur de la chaîne (Vanil Noir, Hochmatt, Kaiseregg, Widdersgrind, etc.) se rapprochent davantage, par leur rôle structural et morphologique, du Malm que du Dogger. Pour des raisons stratigraphiques évidentes, il aurait toutefois été peu réaliste de les cartographier avec le Malm. Un deuxième exemple nous est fourni par le Lias: j'ai été amené à réunir sous un même figuré le «Lias calcaire» du front des Médianes et le Sinémurien des Tours d'Aï ou de Heiti qui, par sa nature plus schisteuse, se comporte pourtant davantage comme le Dogger de la partie frontale. De tels conflits entre critères stratigraphiques et structuraux sont inévitables et imposent quelques réserves dans l'utilisation de l'«échelle des compétences» telle qu'elle a été définie plus haut.

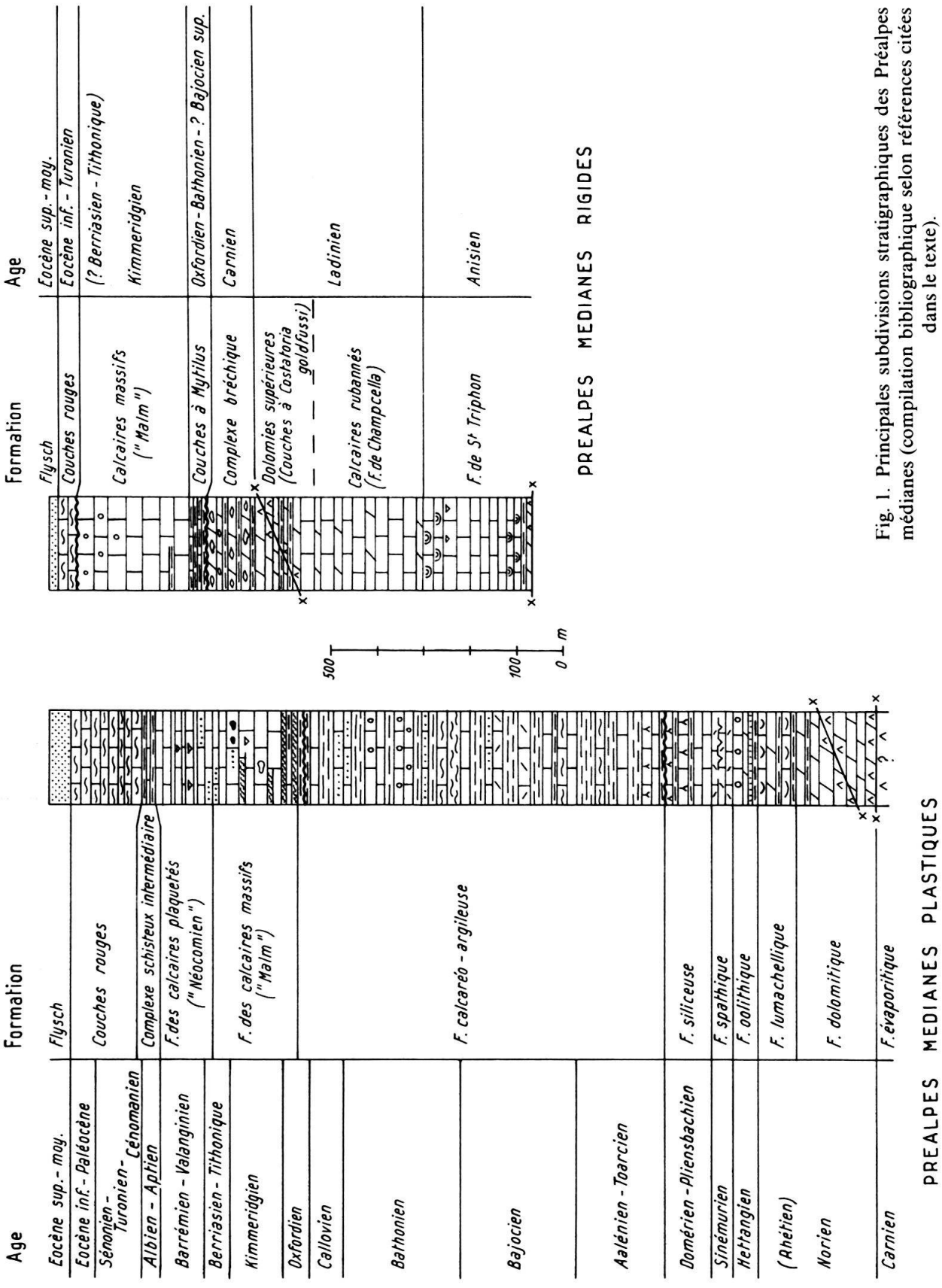


Fig. 1. Principales subdivisions stratigraphiques des Préalpes médianes (compilation bibliographique selon références citées dans le texte).

2.2 *Généralités*

Longtemps controversée, l'origine briançonnaise au sens large des Préalpes médianes peut être considérée comme généralement admise depuis les travaux d'ELLENBERGER (1950, 1953).

Durant le Mésozoïque, les terrains qui nous occupent participent donc à l'évolution sédimentaire et tectonique des domaines briançonnais et subbriançonnais, avant d'être transportés au début de l'Oligocène à leur emplacement actuel, en passant par dessus les domaines valaisan et helvétique.

Les grandes lignes de cette évolution ont été retracées entre autres par LEMOINE (1953), TRÜMPY (1960), DEBELMAS & LEMOINE (1964, 1970) et je renvoie le lecteur à ces ouvrages.

Pour ma part, je me limiterai à esquisser sommairement les traits de cette évolution tels qu'ils peuvent se déduire de l'observation des Préalpes médianes romandes. Les synthèses complètes et relativement détaillées les plus récentes concernant cette région sont celles de JEANNET (1918, 1922) et de PETERHANS (1926). Plusieurs études partielles ont vu le jour depuis; leurs auteurs respectifs seront cités lors de la description des étages.

2.3 *Médianes plastiques et Médianes rigides: quelques remarques*

Les termes très parlants de Médianes plastiques et Médianes rigides se sont rapidement imposés dès leur création par LUGEON & GAGNEBIN en 1941. Malheureusement ils sont entachés dans leur définition même d'une certaine ambiguïté, celle-ci étant à l'origine de ce que l'on pourrait appeler la «querelle des Gastlosen».

La zone des Gastlosen, surtout développée dans la chaîne du même nom située dans l'arc romand, montre en effet des caractéristiques intermédiaires entre celles des Plastiques et des Rigides, telles que ces zones ont été définies par LUGEON & GAGNEBIN.

Le premier critère de ces auteurs était le *style tectonique:* à ce point de vue les Gastlosen - dalle calcaire simple ou écaillée, mais toujours intensément fracturée - peuvent sans conteste être qualifiées de «rigides». Ce premier critère dépend en fait d'un autre, la *composition lithologique,* elle-même conditionnée par l'*évolution paléogéographique.* Là, les arguments sont déjà moins tranchés: suivant le niveau de référence adopté (présence ou absence de certains niveaux, pour des causes diverses; voir BAUD 1972), la limite Plastiques/Rigides, et donc la place attribuée à la zone des Gastlosen, peut donner lieu à des interprétations variables.

Le deuxième critère de LUGEON & GAGNEBIN, non moins important à leurs yeux, était la *position structurale actuelle* des Rigides par rapport aux autres unités préalpines, en particulier leur *indépendance* et leur *isolement* vis-à-vis des Plastiques. Or, si la chaîne des Gastlosen est effectivement *isolée* du gros de la nappe par les flyschs du «synclinal» de Château-d'Œx (Nappe Supérieure), elle n'en est pas pour autant structuralement *indépendante.* Un coup d'œil jeté sur une carte permet de s'en convaincre: on constate un parallélisme fidèle entre les directions des plis des Plastiques et celles des Gastlosen. Au contraire, les Rigides proprement dites (au

sens de LUGEON & GAGNEBIN: Rochers de Château-d'Œx, Spillgerten, etc.) suivent, avec la nappe de la Brèche, des directions indépendantes, plus proches de celles du Niesen. Il s'agit donc là d'un critère qui aurait tendance à rapprocher les Gastlosen des Médianes plastiques.

La reconstitution palinspastique de BAUD (1972), au demeurant intéressante et donnant une image générale satisfaisante des rapports paléogéographiques entre briançonnais et subbriançonnais, ne supprime malheureusement pas cette ambiguïté intrinsèque, tout en introduisant une nomenclature compliquée et difficile à manier sur le plan grammatical. De plus, comme il en va de tout profil synthétique, son extrapolation par trop ... rigide peut conduire à des interprétations tectoniques pour le moins contestables, tel le «saute-mouton» de la Haute-Pointe, en Chablais (SEPTFONTAINE & LOMBARD 1976, SEPTFONTAINE 1976), qu'il vaudrait peut-être la peine de reconsidérer sous l'angle d'une paléogéographie quelque peu nuancée[5]).

Pour en revenir au sujet du présent paragraphe et aux Médianes romandes: la zone des Gastlosen appartient-elle aux Médianes rigides ou aux Médianes plastiques? Mon intention n'est pas de prendre parti dans une controverse où chaque interprétation peut trouver des arguments en sa faveur. Je me contenterai de souligner le fait que, structuralement parlant, la zone des Gastlosen participe incontestablement au faisceau de plis des Médianes plastiques. Cela me paraît être une raison suffisante pour englober une analyse sommaire de cette zone dans le présent travail, dont l'objet principal reste cependant l'étude structurale des Médianes plastiques proprement dites.

2.4 *Trias*

La série stratigraphique des Préalpes médianes plastiques débute par le *Trias supérieur* ou Keuper, qui a servi de niveau de décollement à la nappe. Dans la partie externe, il est représenté par des dolomies blondes, des marnes dolomitiques plus ou moins gypsifères, des argilites, et parfois un peu de grès à roseaux. Ces roches sont attribuées au Norien. Dans les Gastlosen, cet étage manque et on trouve un ensemble où dominent des dolomies et calcaires bréchiques (CAMPANA 1943), rapporté au Carnien (BAUD 1972). Quant aux amas de gypse que l'on rencontre au bas aussi bien de l'une que de l'autre de ces séries, leur position demeure incertaine, une éventuelle appartenance à une autre unité préalpine, préconisée par LUGEON & GAGNEBIN (1941), n'ayant été à ce jour ni confirmée ni infirmée.

On trouvera dans BADOUX (1962), BADOUX & MERCANTON (1962), puis BAUD (1972), BAUD & MEGARD-GALLI (1975, 1977), des descriptions circonstanciées de la paléogéographie des niveaux triasiques valables pour l'ensemble des Médianes. Rappelons seulement que les futurs domaines des Plastiques et des Rigides n'étaient pas différenciés au Trias supérieur, un milieu peu profond ou lagunaire uniforme régnant à ce moment sur tout le domaine briançonnais. C'est plus tard seulement, durant le Lias et le Dogger que s'esquissera, par le jeu de la tectonique, des érosions et des transgressions (cf. BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE 1977), le dispositif actuel

---

[5]) Depuis la rédaction de ces lignes, la question a été reprise par SEPTFONTAINE (1978).

avec ses séries triasiques incomplètes et si différentes: Trias supérieur (argilo-) dolomitique pour les Plastiques (y compris les Gastlosen!), Trias moyen calcaire pour les Rigides.

La sensibilité particulière des dolomies aux surpressions fluides, aboutissant à leur transformation plus ou moins complète en cornieules (brèches dolomitiques à ciment calcaire), a été récemment mise en évidence par MASSON (1972). Ce comportement spécial confère au Trias supérieur un rôle à part dans la tectonique des Médianes plastiques: responsable du décollement de la nappe et en ayant facilité la translation, il forme le niveau incompétent ayant permis son plissement, et en souligne également de nombreux accidents internes, tels que chevauchements, écaillages, mais aussi décrochements. Il s'agit donc d'une sorte de «niveau mobile» («diapir» de certains auteurs fribourgeois) ayant joué un rôle primordial à toutes les étapes de la déformation.

La tectonisation presque toujours intense de ces roches se traduit par une grande altérabilité: le Trias forme, au cœur des anticlinaux érodés, des dépressions largement occupées par le Quaternaire, où il affleure de façon sporadique, laissant le champ libre à l'interprétation.

2.5 *Lias*

J'ai réuni sous le terme de «Lias» les roches qui sont communément désignées par «Lias calcaire» dans la littérature préalpine. Ce vocable recouvre en fait une réalité assez complexe, car le Lias est caractérisé par une grande instabilité des fonds marins (PETERHANS 1926, BADOUX & MERCANTON 1962). Le fait que des calcaires de toute sorte y prédominent généralement sur les intercalations marneuses confère cependant à cet ensemble de roches une certaine unité structurale et morphologique. Les épaisseurs de ces niveaux sont bien sûr très variables; on peut admettre, pour fixer les idées, une moyenne de 200 m. J'y ai adjoint les niveaux du Rhétien (à rattacher normalement au Keuper), qui possèdent des caractéristiques intermédiaires entre le Trias et le Lias.

L'évolution des faciès du Lias a été récemment étudiée dans la partie orientale des Médianes romandes (Gantrisch-Stockhorn) par THURY (1973). Ailleurs, on a pu établir une bonne chronostratigraphie grâce à des faunes d'Ammonites et de Brachiopodes (par ex. HORWITZ 1913 et suiv., PUGIN 1952).

Durant le Rhétien et l'Hettangien inférieur, des conditions uniformes continuent à régner sur l'ensemble du territoire considéré. On assiste cependant à un approfondissement graduel de la mer.

Il se dépose tout d'abord *(Rhétien)* des calcaires lumachelliques, oolithiques, parfois gréseux, et des dolomies, alternant avec des schistes noirs. L'*Hettangien inférieur* montre généralement, de bas en haut, des marnes dolomitiques jaunes, des grès plus ou moins glauconieux, des calcaires gréseux lités, enfin des calcaires finement sableux à intercalations marneuses: ce sont les niveaux *b* à *e* rendus classiques par JEANNET (1912/13). Les Lamellibranches y sont souvent abondants.

Avec l'*Hettangien supérieur,* une certaine mobilité commence à se manifester. Au N, les conditions sont toujours celles d'une plate-forme néritique à subsidence modérée, avec dépôt de calcaires gréseux roux, calcaires compacts bruns, ou oolithiques clairs, contenant des huîtres (formation oolithique, SPICHER 1966). Au S

s'individualise une fosse subsidente où se déposent des calcaires argileux et finement détritiques à surfaces de couches dolomitisées, bien lités, à silex, avec délits légèrement marneux (niveau *f* de JEANNET). Cette fosse méridionale va subsister en tout cas jusqu'au Pliensbachien et peut-être jusqu'au Bajocien (THURY 1973). Ses dépôts sont conservés aux deux extrémités de l'arc des Médianes romandes (Tours d'Aï, Heiti). Ils sont séparés de la zone néritique septentrionale par un seuil (région de Schwiedenegg-Stockhorn) où Rhétien et Hettangien auraient été enlevés par érosion (JEANNET & GERBER 1919), à moins que, selon une hypothèse de THURY, ces deux étages n'y soient présents sous forme de dolomies analogues aux dolomies triasiques (formation dolomitique, THURY 1973). D'autres lacunes de l'Hettangien sont signalées au front de la nappe (HORWITZ 1917, GAGNEBIN 1918*a*, MORNOD 1950, PUGIN 1952, VON DER WEID 1961, SPICHER 1966, ANDREY 1974, BURRI & HOMEWOOD en préparation, etc.).

Le *Sinémurien* montre un dispositif analogue à celui de l'Hettangien: plate-forme néritique au N, avec instauration du faciès du «Lias spathique» (formation spathique, SPICHER 1966); fosse subsidente au S avec une série monotone de calcaires siliceux et finement spathiques ou détritiques, sombres, à spicules d'éponges et concrétions siliceuses, alternant avec des schistes et marnes parfois bitumineux (Lias des Tours d'Aï et de Heiti; éventuellement aussi, à l'origine, Gastlosen). Des équivalents latéraux et moins profonds de cette dernière série empiètent apparemment vers le N jusque dans le versant gauche de la Tinière (BADOUX 1965*a*, PLANCHEREL & WEIDMANN 1972), et jusque sous le Vanil Noir et la Hochmatt (CHENEVART 1945). La plate-forme septentrionale est affectée par une phase tectonique en distension se marquant par des failles synsédimentaires, et balayée par un régime de courants se traduisant par divers niveaux de condensation (PLANCHEREL & WEIDMANN 1972, THURY 1973).

Dès le *Pliensbachien* (par endroits dès le Sinémurien supérieur ou Lotharingien), le faciès des calcaires spathiques tend à migrer vers le S, alors que commence à se dessiner une zone subsidente dans la partie frontale de la nappe: c'est le domaine du «Lias siliceux» (formation siliceuse, SPICHER 1966), série uniforme de calcaires et calc-schistes siliceux et finement spathiques déposés dans la zone néritique profonde. Les schistes ont tendance à augmenter vers le haut (Domérien). La limite, d'ailleurs peu nette, entre les faciès siliceux et spathique est manifestement oblique sur les plis actuels: elle suit en gros une ligne partant de Veytaux et passant par l'axe de la Haute-Gruyère pour s'infléchir ensuite en direction de la Hochmatt (CHENEVART 1945, CHATTON 1947); de là elle tourne brusquement au N à travers le massif des Bruns pour aboutir finalement dans la région du Gantrisch. Au S (Tours d'Aï, Heiti), la première fosse subsidente se comble lentement: c'est le «renversement de subsidence» que l'on retrouve dans tout le domaine briançonnais (BAUD, MASSON & SEPTFONTAINE 1977).

Le *Toarcien* voit s'installer dans la zone frontale le faciès profond du «Dogger à Cancellophycus» alors que plus au S, dans l'«axe» de la chaîne, les calcaires spathiques de plate-forme ou de seuil néritique continuent à régner parfois jusqu'au sommet de l'Aalénien. Le domaine tout à fait méridional commence probablement à émerger et ses dépôts liasiques seront partiellement (Tours d'Aï) ou totalement (Gastlosen) érodés.

Cette rapide, et combien sommaire, revue des terrains liasiques dans les Médianes romandes souligne une fois de plus leur grande variabilité dans le temps et dans l'espace. Mais elle fait apparaître aussi un dénominateur commun: c'est leur développement prédominant sous forme de calcaires. Que ceux-ci soient spathiques, oolithiques ou siliceux, ils ont tendance à former des reliefs vigoureux, tranchant nettement sur les niveaux plus tendres du Trias et du Dogger qui les encadrent. Ce comportement s'atténue, et s'inverse même, dans les secteurs méridionaux, où le Malm transgresse sur un Lias silico-schisteux soit directement, comme aux Tours d'Aï, soit par l'intermédiaire d'une intercalation relativement mince de Couches à Mytilus.

Le rôle structural du Lias calcaire, moins spectaculaire que celui du Malm, est cependant analogue: c'est celui d'une armature «rigide» de la nappe, soulignant les grandes structures. La nature «compétente» des roches liasiques se traduit souvent par une déformation «cassante», sans que la naissance de plis même très serrés soit d'ailleurs exclue pour autant.

2.6 *Dogger*

Le «Dogger» des Médianes plastiques est formé, au N, d'une alternance en proportions variables de calcaires divers et de marnes plus ou moins schisteuses, dont l'épaisseur peut atteindre près de 1000 m. Cette série, parfois caractérisée par des *Cancellophycus* ou *Zoophycos*, est datée par des faunes d'Ammonites (PUGIN 1952, GROSS 1966, etc.), de Foraminifères (SEPTFONTAINE 1971), et d'Ostracodes (GISIGER 1965, 1967): (Toarcien-)Aalénien à Callovo-Oxfordien.

Au S on trouve, transgressant sur le Lias ou le Trias supérieur dans les Médianes plastiques, sur le Trias moyen dans les Médianes rigides, la série plus mince des Couches à Mytilus (au maximum une centaine de mètres), d'âge Bathonien (Bajocien sup. ?) à Oxfordien[6]). Une zone à faciès dit «intermédiaire» sépare ces deux domaines.

Le Dogger a fait l'objet d'une synthèse récente dans les Préalpes médianes bernoises, basée sur l'étude des microfaciès et sur des arguments sédimentologiques (FURRER 1977).

2.6.1 *«Dogger à Cancellophycus» et «Dogger intermédiaire»*

Comme nous l'avons vu, l'instauration du *faciès profond* à *Cancellophycus* et Céphalopodes (formation calcaréo-argileuse, SPICHER 1966) commence dès le Toarcien au front de la nappe. Durant l'*Aalénien*, le *Bajocien* et le *Bathonien*, la subsidence va gagner progressivement vers le S et la jonction avec le bassin des Couches à Mytilus sera réalisée dès le *Callovo-Oxfordien* (RENZ 1935, p. 239; WEISS 1949, p. 269; FURRER 1977). Ce dispositif mobile se traduit, dans le gros de la nappe, par le dépôt de calcaires plus ou moins argileux, alternant régulièrement avec des marno-calcaires et des marnes, dans lesquels viennent s'intercaler des bancs détritiques gréso-micacés ou spathiques, et, dès le Bajocien supérieur dans la région lémanique (Jaman, Tinière; GROSS 1966), dès le Bathonien dans le reste de l'arc

---

[6]) Voir à ce sujet les nouvelles données de SEPTFONTAINE (1978).

romand, des passées oolithiques. La nature turbiditique de ces intercalations est actuellement bien établie (GISIGER 1967, FURRER 1977). L'origine de ces apports détritiques est à chercher principalement dans le S (plate-forme briançonnaise), mais aussi dans l'E (quartz) et dans le N (voir FURRER 1977).

Vers l'intérieur de la chaîne, on passe à des séries à *faciès plus néritique* dont la répartition dans l'espace et dans le temps est encore assez mal définie. Il s'agit de marnes et calcaires détritiques *non turbiditiques* (absence de grano-classement ou de figures sédimentaires de même signification) admettant vers le haut des débris de coraux et passant même localement à des calcaires franchement coralligènes: La Sarse (GROSS 1966), Planachaux (FAVRE 1952), Stockenfluh, Krinnli (BECK & GERBER 1925, WEISS 1949). Ce Dogger néritique est à rapprocher du «Dogger intermédiaire» de PETERHANS (1926) ou des «Couches de Vervine» de BADOUX (1962); il correspond à la «zone d'accumulation» de SEPTFONTAINE (1971). Tout dernièrement, FURRER (1977) a créé pour ces faciès le terme de «série du Langel».

Du point de vue morphologique, le Dogger forme, entre les niveaux plus résistants du Lias et du Malm, des versants monotones, cependant interrompus ça et là par les «barres» discontinues de calcaires détritiques. Ces dernières augmentent de fréquence et d'épaisseur vers le S (passage au faciès intermédiaire), et se distinguent alors souvent difficilement des parois de Malm, surtout dans les zones tout à fait méridionales, où les calcaires du Malm relayent ceux du Dogger sans aucun épisode marneux.

Du point de vue structural, la même dualité se fait sentir: dans son ensemble, le Dogger se comporte comme une «masse plastique», dans laquelle les accidents cassants «s'effilochent» ou sont relayés par des plis, alors qu'ils réapparaissent à la faveur de chaque intercalation calcaire tant soit peu importante.

2.6.2 *Couches à Mytilus*

RENZ (1935), reprenant et développant la classification introduite par DE LORIOL & SCHARDT (1883), a subdivisé la formation paralique et néritique des Couches à Mytilus en quatre niveaux, caractérisés par leur lithologie et leur contenu en fossiles.

Le *niveau I,* brèche souvent grossière à éléments dolomitiques, dépourvue de fossiles, ne se trouve, dans la région considérée, que dans la zone des Gastlosen (zone II de RENZ). Il y surmonte directement les dolomies bréchiques du Carnien, dont il est parfois difficile à séparer.

Les *niveaux II et III,* les plus typiques, sont formés d'une alternance de marnes et calcaires fétides, riches en fossiles (Lamellibranches, Brachiopodes, etc.) et contenant des lits et lentilles de charbon, naguère exploités (WEHRLI 1919, GENGE 1942). Ils débordent vers le N sur le Lias de Heiti (zone I de RENZ), tout le long du Nieder Simmental, et, à l'autre extrémité de l'arc romand, région de la Grande Eau, sur l'Hettangien, le Rhétien et, en un point, le Trias dolomitique (JEANNET 1918). Signalons que le contact transgressif des Couches à Mytilus sur les marnes et dolomies gypsifères du Trias supérieur a en outre été mis à jour dans une galerie d'adduction d'eau de l'aménagement hydro-électrique de l'Hongrin, creusée de Pâquier-Clavel en direction du Mont d'Or (WEIDMANN, rapport inédit déposé aux Archives Géologiques Suisses).

Le *niveau IV* est caractérisé par l'apparition et le développement de bancs massifs de calcaires du type Malm[6]). Inversement, on trouve localement dans la base du Malm des récurrences du faciès marneux à *Mytilus*, comme à Pâquier-Clavel (TWERENBOLD 1955; BAUD, in LOMBARD 1975), ainsi qu'au pied de la Dent de Savigny (chaîne des Gastlosen), où l'intercalation du faciès Couches à Mytilus à la base de la paroi de Malm n'est pas tectonique, comme le pensaient RENZ (1935) et CHENEVART (1945), mais visiblement stratigraphique.

Le rôle structural et morphologique des Couches à Mytilus est plutôt effacé, premièrement à cause de leur relative minceur, deuxièmement parce que leur nature les rapproche tantôt des niveaux relativement plastiques qu'ils surmontent (Trias, Lias de Heiti), tantôt des couches plus rigides du Malm qui en forment le toit.

2.7 *Malm*

Avec le Jurassique supérieur, une sédimentation presque exclusivement carbonatée fait son apparition sur l'ensemble des Préalpes médianes. Cela se traduit par une apparente uniformisation des faciès, qui fait du «Malm» la formation la plus constante et la plus caractéristique de la nappe. Elle a été étudiée du point de vue micropaléontologique et lithologique par WEISS (1949). L'épaisseur moyenne du Malm est de 150 à 200 m.

Le *Malm inférieur* («Argovien» ou Oxfordien moyen) est encore différencié dans la zone septentrionale, où il est représenté par le faciès typique de l'«Argovien noduleux»: alternance de calcaires, marnes et schistes noduleux, souvent colorés, avec des marnes de type Dogger à Cancellophycus et des calcaires compacts de type Malm. Assez puissant au front de la nappe, ce complexe noduleux s'amincit, puis disparaît en direction du S et du SW (BADOUX 1965*a*, GROSS 1966). Dans la zone méridionale, l'Argovien ne se différencie pas du sommet du Dogger intermédiaire (sauf en quelques points, comme au S du Stockhorn) ou des Couches à Mytilus; il est peut-être compris dans la base des calcaires massifs, là où le Malm transgresse directement sur le Lias ou le Trias.

Le *Malm moyen* et *supérieur* («Séquanien» ou Oxfordien sup., Kimmeridgien, Tithonique) est formé par un ensemble de calcaires macroscopiquement homogènes, tantôt massifs ou en gros bancs, tantôt bien lités mais généralement sans interlits marneux. Un examen attentif révèle en fait une grande variété dans la nature de ces calcaires: fins, grenus, oolithiques, spathiques, bréchoïdes, bréchiques, pseudonoduleux, oncolithiques, récifaux, etc. WEISS (1949), par l'étude de la répartition de certains types de brèches et des microorganismes tels que les Clypéines et les Calpionelles, a réussi à subdiviser stratigraphiquement ces masses calcaires si uniformes d'aspect et au contenu en apparence si capricieux. Mais c'est à SPICHER (1966) que revient le mérite d'avoir reconnu dans la succession monotone de bancs calcaires du massif des Bruns une série composée de deux termes fondamentaux cycliquement répétés (voir aussi WINKLER 1977, HOMEWOOD & WINKLER 1978): un terme «autochtone», formé de calcaires sublithographiques à faune pélagique; un terme «allochtone» composé de brèches, microbrèches, calcarénites et calcilutites, constituant des séquences généralement granoclassées et renfermant une faune néritique. Aux dépôts «autochtones», il faut ajouter des brèches de type

intraformationnel: calcaires pseudonoduleux (Knollenkalke s.l., WINKLER 1977) ou même franchement noduleux (série d'Albeuve, WEISS 1949).

Ainsi il apparaît que le dispositif né au cours du Lias et du Dogger se perpétue durant le Jurassique supérieur.

On a donc, au N, un bassin relativement profond où prévaut, durant l'«Argovien», une sédimentation carbonatée autochtone, caractérisée par des phénomènes de subsolution donnant naissance aux calcaires noduleux, ce qui semble indiquer (d'après divers auteurs cités par WINKLER) une profondeur dépassant le niveau de compensation de l'aragonite. Des apports turbiditiques carbonatés prédominent du «Séquanien» au Tithonique inférieur (série pararythmique, SPICHER 1966), puis la sédimentation autochtone avec encore de rares et fines passées de matériel allochtone (série des calcaires compacts et sublithographiques, SPICHER 1966) reprend le dessus, et l'on passe progressivement au Néocomien.

Au S, la plate-forme néritique du Dogger intermédiaire, le bassin des Couches à Mytilus, et les régions exondées durant le Dogger (Tours d'Aï, Rigides p.p.) sont submergés. Sur ce substratum différencié et irrégulièrement érodé, on trouve un ensemble difficile à subdiviser de calcaires néritiques ou de «haut-fond pélagique» (LEMOINE 1953), qui persistent durant tout le Malm (Tours d'Aï), ou évoluent vers des termes organo-détritiques coralligènes (Gastlosen), ou franchement récifaux (Rigides). Ces derniers débordent vers le N jusque sur le domaine du Lias de Heiti, à la Simmenfluh, d'où provient la faune du célèbre «Corallien de Wimmis» (OOSTER 1869). Tout ou partie du Tithonique de la zone méridionale sera de nouveau enlevé par les érosions précédant les transgressions du Crétacé supérieur - Paléocène.

Le rôle morphologique et structural si marquant du Malm découle directement de l'existence des deux zones méridionale et septentrionale; mais cela ne tient pas tant à l'opposition des faciès du Malm lui-même - on a vu que cette opposition est peu sensible à grande échelle - qu'au constraste de compétence vis-à-vis des niveaux qui l'encadrent. Les Préalpes médianes présentent ainsi un bel exemple de l'influence de l'évolution paléotectonique et paléogéographique sur le style actuel de la déformation. Compris entre les niveaux «incompétents» du Dogger à Cancellophycus et du Néocomien, les calcaires du Malm - squelette «rigide» de la nappe - sont susceptibles de se plisser de façon souple, «plastique». Là où ces niveaux n'ont pas été déposés ou ont été enlevés, le Malm, associé ou non à des niveaux de nature semblable (Trias moyen), montre un comportement cassant, «rigide». C'est ce qu'avaient parfaitement exprimé LUGEON & GAGNEBIN en introduisant les noms de Médianes plastiques et Médianes rigides. Cependant la résistance des roches à la compression et à la traction a ses limites même à l'échelle géologique, ce qui se traduit par l'existence de nombreux accidents «cassants» également au sein des Plastiques, il ne faut pas l'oublier.

2.8 *Néocomien*

La sédimentation de calcaires essentiellement pélagiques amorcée dans le bassin septentrional au Tithonique supérieur se poursuit sans interruption dans le «Néocomien» ou *Crétacé inférieur* (Berriasien, Valanginien, Hauterivien, Barrémien), avec cependant encore des intercalations calcarénitiques allochtones durant le Berriasien. D'après BOLLER (1963), à qui nous devons la synthèse stratigraphique du

Néocomien des Médianes, les calcarénites n'atteignent plus le centre du bassin, mais se cantonnent sur ses versants S et également N («haut-fond Mythen-Moléson-Brasses»). Du point de vue lithologique, le Néocomien se distingue essentiellement par le développement d'un litage extrêmement prononcé, souligné par des intercalations marneuses généralement pelliculaires (formation des calcaires plaquetés, SPICHER 1966), et par l'apparition, dès le Valanginien, de calcaires tachetés très caractéristiques. L'épaisseur du Néocomien est difficile à estimer, à cause des replis; on peut admettre un maximum de 150 m.

Vers le S, ces niveaux s'amincissent rapidement, les calcarénites remontent dans la série, et l'on passe à des dépôts néritiques très réduits, voire lacunaires, qui marquent la limite méridionale des dépôts néocomiens connus: Stockenflue-Walpersbergflue dans l'E («Spatkalke», BECK & GERBER 1925; Zwischenschichten, WEISS 1949, UMIKER 1952, NICOL 1956), les Agites, la Jointe dans l'W (Couches à Brachiopodes p.p., JEANNET 1918, BOLLER 1963; «horizon minéralisé», BERTRAND & WEIDMANN 1978). Les domaines des Tours d'Aï, Heiti et Gastlosen correspondaient éventuellement à une zone de non-dépôt (BOLLER 1963), à moins que les dépôts néocomiens en aient disparu, en même temps qu'une partie du Tithonique, durant le Crétacé moyen (discussion chez GISIGER 1968). Les Rigides étaient probablement émergées.

La propension du Néocomien des Médianes au plissotement «disharmonique» est bien connue. L'arrangement de ses calcaires en petits bancs séparés par des joints schisteux a créé des dispositions quasi idéales pour la naissance de plis du type «en chevron». Leur étude détaillée donnerait certainement des renseignements intéressants concernant les conditions et le milieu de la déformation; elle n'a pas pu être entreprise ici. Mais l'extraordinaire ductilité de ces roches se traduit plutôt de façon désavantageuse sur le plan qui nous occupe, en ce sens que leurs multiples petits replis ont souvent tendance à brouiller l'image des grandes structures et à rendre incertaines les reconstitutions qu'on peut en faire. En particulier, les accidents cassants du Malm sont rapidement absorbés dans le Néocomien par des flexures et des replis complexes, ou relayés par des cassures discontinues. Si l'on ajoute à cela le fait qu'une altérabilité relativement prononcée favorise l'implantation de la végétation herbeuse jusque sur des pentes très accusées, on comprendra que les observations structurales dans le Néocomien, même cartographié «en place», sont ordinairement peu précises et difficiles à interpréter. Morphologiquement, le Néocomien constitue, sur les flancs des synclinaux, une zone de transition entre les reliefs vigoureux du Malm et les formes plus adoucies des Couches rouges et des flyschs, sans que les limites soient généralement bien nettes.

2.9 *Complexe schisteux intermédiaire et Couches rouges*

Lorsque la série est complète, comme dans le synclinal de la Gruyère, les calcaires plaquetés du Néocomien sont surmontés par une alternance de calcaires et schistes argileux foncés (Complexe schisteux intermédiaire, CHENEVART 1945), datant en gros du *Crétacé moyen* (Aptien, Albien, localement jusqu'au Turonien basal; max. 50 m), à laquelle fait suite la formation des Couches rouges, ensemble de calcaires argileux et de marno-calcaires, parfois rouges, le plus souvent gris,

beiges ou verdâtres, qui couvre le *Crétacé supérieur* (Turonien, localement Cénomanien, à Maastrichtien) et monte jusque dans le *Tertiaire* (Paléocène-Yprésien). Là encore, l'épaisseur est difficile à estimer: 100 à 200 m.

Mais cette succession est rarement réalisée dans sa totalité, et des lacunes, érosions, couches de condensation, brèches de remaniement, apports détritiques, variations d'épaisseur, etc. s'observent à divers niveaux sur tout le domaine des Préalpes médianes. Grâce à une abondante faune de Foraminifères planctoniques, ces vicissitudes stratigraphiques ont pu être fixées avec précision en de nombreux endroits. Citons les travaux de TSCHACHTLI (1939, 1941), BERLIAT (1942), CHATTON (1947), DELANY (1948), UMIKER (1952), KLAUS (1953, 1960), M. CARON (1966), GISIGER (1968), MARTINI (1971), BERTRAND & WEIDMANN (1978), etc. Cependant, de nos jours encore, il est difficile de se faire une idée claire des conditions complexes qui régnaient du Crétacé moyen à l'Eocène inférieur. L'âge des niveaux «transgressifs» semble en effet être aussi variable que celui de leur substratum. S'il n'est pas étonnant de trouver des lacunes dans le secteur méridional (Rigides, Gastlosen, Heiti, Tours d'Aï) et sa bordure N, caractérisés depuis longtemps par des conditions de haut-fond, voire de plate-forme émergée, il n'en va pas de même pour le secteur septentrional (Médianes plastiques), où ces phénomènes sont loin d'être négligeables. Ainsi par exemple, dans le prolongement E du synclinal de la Gruyère (où, rappelons-le, la série est complète), au Petit Haut-Crêt, ce sont les Couches rouges tertiaires qui transgressent directement, par l'intermédiaire d'une brèche à dents de poissons, sur des niveaux de type Complexe schisteux intermédiaire atteignant le Cénomanien-Turonien inférieur (CHATTON 1947); vers le S, en direction de la Hochmatt, la série se complète à nouveau (CHENEVART 1945). Ce haut-fond surgissant dans la zone septentrionale pourrait indiquer l'existence de mouvements tectoniques dès le Crétacé supérieur, comme l'ont suggéré BADOUX & MERCANTON dans le Chablais pour des situations comparables.

Quoi qu'il en soit, ces déformations anciennes ne semblent pas influencer directement les structures actuelles (sauf peut-être par les variations d'épaisseur des séries). De ce point de vue, le Complexe schisteux et les Couches rouges ne se différencient guère des niveaux qu'ils surmontent: dans le N, où existe le Néocomien, ils remplissent le cœur des synclinaux de leurs multiples replis; dans le S (Gastlosen, etc.), les Couches rouges transgressives, collées sur leur substratum de Malm, participent à la tectonique de ce dernier.

2.10 *Les flyschs*

La sédimentation dans le domaine des Préalpes médianes se termine, au *Lutétien-Priabonien,* par le dépôt d'un flysch schisto-gréseux, en continuité avec les Couches rouges, tôt interrompu par l'arrivée d'un ensemble complexe d'éléments tectoniques d'origine plus interne, la Nappe Supérieure des Préalpes, constituée principalement de *flyschs crétacés.* La nature et la répartition actuelle des séries composant cette Nappe Supérieure ont fait l'objet d'une mise au point synthétique de la part de CARON (1972), alors que WEIDMANN (in ELTER et al. 1966) en a précisé l'origine paléogéographique. Rappelons qu'il s'agit de quatre unités tectoniques ou «nappes» à l'origine relativement indépendantes, mais structuralement liées à leur

substratum actuel de Préalpes médianes ou de Brèche. Il y a donc lieu d'en tenir compte dans l'étude de la déformation des Médianes.

De ce point de vue, les terrains de la Nappe Supérieure peuvent être subdivisés en deux groupes: un groupe inférieur (nappe de la Sarine + nappe des Dranses), caractérisé par une prédominance de flyschs calcaires à Helminthoïdes («Plattenflysch» des anciens auteurs), et dont le comportement structural se rapproche de celui du Crétacé des Médianes plastiques; un groupe supérieur (nappe de la Simme) formé, à la base, d'une série schisto-gréseuse à lames mésozoïques, que surmonte une grosse masse gréso-conglomératique conférant à l'ensemble une tectonique assez lourde, souvent en écailles (la quatrième unité ou nappe des Gets, qui montre des caractères structuraux comparables à ceux de la Simme, n'intervient pas dans la région qui nous occupe).

La nappe de la Sarine, relativement mince et discontinue, est surtout connue sur les Médianes plastiques, dont, avec les restes épargnés de flysch «Médianes», elle moule les synclinaux, ce qui semble indiquer une mise en place précoce.

Bien développée de part et d'autre de la chaîne des Gastlosen, la nappe des Dranses (Flysch à Helminthoïdes) n'atteint les Médianes plastiques qu'à l'extrémité SW de l'arc romand, région des Tours d'Aï, où apparaissent leurs plis les plus internes (synclinaux d'Ayerne et de Leysin). Selon CARON (1963, 1972), la concordance structurale de la nappe des Dranses avec les Médianes plastiques serait moins parfaite que celle de la nappe de la Sarine. Peut-être faut-il voir dans cette différence de comportement l'influence de mouvements analogues aux mouvements crétacés évoqués au paragraphe précédent, et qui auraient joué dans l'intervalle entre l'arrivée des deux nappes?

Quant à la nappe de la Simme, qui accompagne la nappe des Dranses tout au long du bord interne des Médianes plastiques et se développe largement au S des Gastlosen, on en trouve des restes également dans des synclinaux relativement externes des Plastiques (Corjon, FAVRE 1952). La série qui y est actuellement conservée est cependant réduite et ne semble pas jouer de rôle structural particulier (abstraction faite de l'influence - difficile à apprécier - que devaient exercer les masses de la Simme avant leur démantèlement par l'érosion, en particulier oligocène; voir TRÜMPY & BERSIER 1954; WEIDMANN, in ELTER et al. 1966; CARON 1972).

3. Géométrie de la déformation: descriptions structurales

3.1 *Introduction*

Une vue d'ensemble de l'arc préalpin romand - à l'aide d'une carte topographique générale, ou encore de photographies prises à partir d'un satellite - révèle immédiatement un fait morphologique remarquable, mais dont la signification structurale n'a reçu que peu d'attention jusqu'ici. C'est l'existence d'un certain nombre de coupures morphologiques ou «linéaments» - le plus souvent des dépressions - *obliques à la direction générale des reliefs et d'orientation commune, en moyenne NNE, sensiblement constante.*

Cette disposition est particulièrement nette dans les Médianes plastiques, où la continuité des chaînes est fréquemment interrompue de façon plus ou moins

complète par de tels accidents morphologiques. J'ai eu l'occasion, dans une publication antérieure (1976), d'analyser l'une de ces zones, la dépression du Neuschelspass entre Bellegarde (Jaun) et le Lac Noir, et de montrer qu'il s'agit d'un accident cisaillant de type décrochement dont la genèse ne peut se dissocier de celle des plis.

Le parallélisme entre la zone du Neuschelspass et les linéaments transversaux précités est indéniable. A lui seul déjà, il suggère pour l'ensemble de ces accidents une étroite parenté de nature et de mécanisme.

Avant de tirer ce dette constatation des conséquences sur le plan de la déformation de la nappe, il importait cependant de la vérifier. Ce sera l'objet de la première partie du présent chapitre (3.2), consacrée à une étude structurale comparée des principaux d'entre ces accidents affectant les Médianes plastiques. Nous verrons qu'ils correspondent à de grands décrochements nés au cours même du plissement de la nappe.

Dans la deuxième partie du chapitre (3.3), on verra comment ces accidents transversaux, et les structures qui leur sont associées ou apparentées, s'intègrent dans le schéma structural d'ensemble des Médianes plastiques romandes.

Les conséquences cinématiques et dynamiques seront abordées aux chapitres suivants.

3.2 *Les grands accidents transversaux*

3.2.1 *La dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir: rappel des principales acquisitions* (voir fig. 2)

La région du Neuschelspass (Euschelspass), au S du Lac Noir, constitue sans doute l'exemple le plus spectaculaire de zone de décrochement dans le domaine des Préalpes médianes. Aussi a-t-elle intrigué les géologues depuis fort longtemps: citons STUDER (1834), GILLIÉRON (1885), JEANNET (1922), et surtout TERCIER (1945), parmi d'autres.

Elle a été analysée récemment avec quelque détail (PLANCHEREL 1976), et seuls les principaux résultats seront repris ci-après.

La carte géologique (cf. PLANCHEREL 1976 et schéma structural fig. 2) montre que la dépression du Neuschelspass est déterminée par une bande relativement étroite de terrains intensément disloqués, recoupant obliquement les axes structuraux de la région. A l'intérieur et à proximité de cette zone de dislocation sont réunies toutes les structures caractéristiques habituellement liées aux grands décrochements et satisfaisant au modèle théorique récemment proposé par WILCOX et al. (1973), à savoir:

— plis et chevauchements échelonnés et étirés le long de la zone disloquée;
— failles (décrochements) synthétiques, c'est-à-dire formant un angle faible avec la direction du décrochement principal, et jouant dans le même sens que celui-ci (sénestre dans le cas particulier);
— failles (décrochements) antithétiques, formant un angle proche de la normale avec la direction du décrochement principal, et jouant en sens opposé (dextre);
— fractures de tension et failles normales, plus ou moins perpendiculaires aux axes de plis;

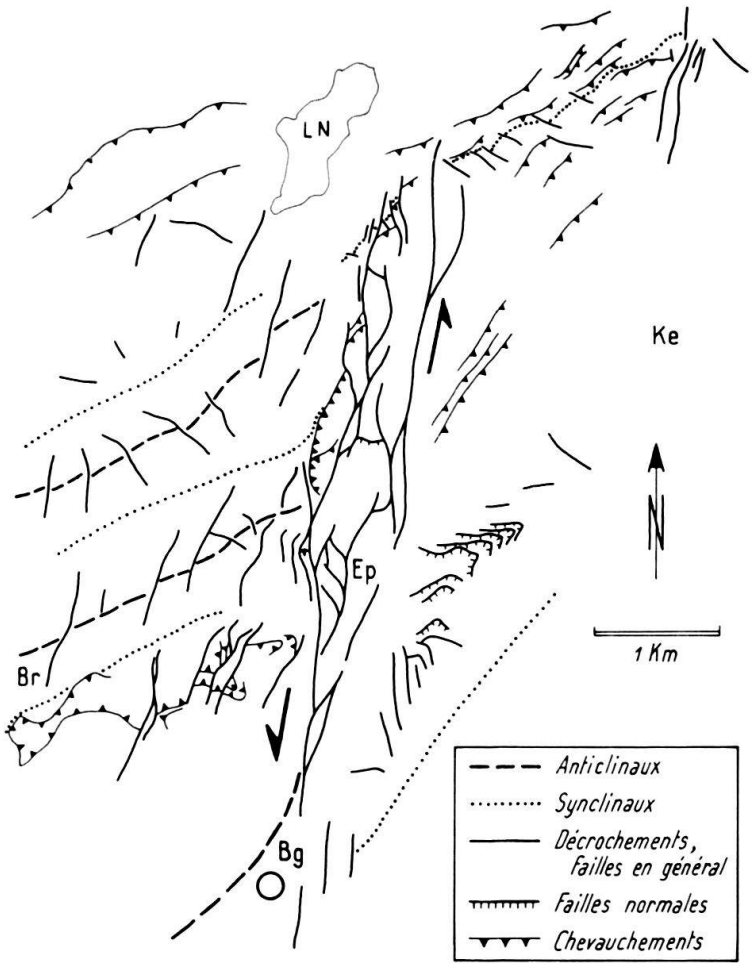


Fig. 2. Schéma structural de la dislocation Bellegarde - Lac Noir (d'après PLANCHEREL 1976).
Bg = Bellegarde, *Br* = massif des Bruns, *Ep* = Euschelspass (Neuschelspass), *Ke* = massif du Kaiseregg, *LN* = Lac Noir.

— chevauchements latéraux, procédant de l'évolution de failles synthétiques à composante verticale ou à tracé courbe (déplacement convergent);

— découpage de la zone selon un réseau complexe, anastomosé, «tressé», résultant de la coalescence des accidents précités, et se traduisant par la juxtaposition de blocs de toutes dimensions diversement orientés, basculés, affaissés ou soulevés les uns par rapport aux autres.

Mais le fait structural sans doute le plus intéressant à prendre en considération est l'indépendance complète de la déformation de part et d'autre de la zone disloquée. Rien de commun, en effet, entre la succession de plis relativement bien réglés constituant le massif des Bruns, à l'W (ANDREY 1974), et le système d'écailles imbriquées et chevauchantes précédant le massif du Kaiseregg, à l'E (GISIGER 1967).

Il semble parfaitement illusoire de chercher à corréler ces structures par-dessus la zone disloquée, comme la plupart des auteurs ont tenté de le faire jusqu'ici. Ce faisant, ils admettaient implicitement la naissance du décrochement au cours d'une phase postérieure au plissement. L'indépendance structurale manifestée par les

deux compartiments indique au contraire que le décrochement ou bien précède, ou bien accompagne le développement des plis.

Plusieurs arguments semblent militer en faveur de la deuxième de ces possibilités (plis et décrochement contemporains):

1. L'indépendance des compartiments W et E s'atténue en direction du S (région de Bellegarde, PAGE 1969).
2. Les décrochements secondaires parallèles à la zone disloquée principale (massif des Bruns, ANDREY 1974; PLANCHEREL 1976) sont souvent discontinus et se perdent à la faveur de contrastes de compétence, la déformation étant «reprise» par le plissement.
3. L'ensemble des structures de la région s'inscrit dans le schéma de déformation évolutive de WILCOX et al. (1973); ce modèle explique la naissance simultanée et les influences réciproques de plis et décrochements dans un système de cisaillement horizontal («wrenching»).
4. Des considérations touchant aux rapports mutuels entre la nappe et son avant-pays actuel, et qui seront abordées au chapitre de la dynamique, rendent peu vraisemblable l'antériorité des grands décrochements par rapport aux plis dans les Médianes plastiques.

Un autre aspect structural intéressant est illustré par l'accident du Neuschelspass: c'est qu'il est pratiquement impossible, étant donné l'indépendance de déformation dans les deux compartiments délimités, de définir un rejet, sinon à une échelle très locale. En fait, plus l'évolution d'une telle zone de décrochement est avancée, plus l'autonomie de plissement de part et d'autre sera grande, et plus la notion même de rejet perdra de sa rigueur et même de sa signification. On aura affaire en quelque sorte à un «rejet à géométrie variable», les déplacements relatifs pouvant localement s'annuler, ou même s'inverser par rapport au sens de déplacement général des deux lèvres du décrochement. Ce comportement n'est pas sans rappeler celui de certaines «transform faults» en milieu océanique; du point de vue géométrique, il est d'ailleurs difficile de séparer en toute rigueur les deux types d'accidents (GARFUNKEL 1972, FREUND 1974, HOBBS et al. 1976, p. 311).

En résumé, la région du Neuschelspass nous montre une dislocation transversale de type décrochement, dont tout porte à croire qu'elle est contemporaine de la formation des plis. L'arrangement tant régional que local des structures indique un cisaillement de direction générale NNE et un déplacement relatif sénestre. Enfin l'indépendance de déformation des deux compartiments, pouvant aller, au N, jusqu'à l'opposition de style, traduit un degré d'évolution relativement avancé.

3.2.2 *Les décrochements de l'Intyamon et leur continuation probable vers le sud* (fig. 3)

a) Région de l'Intyamon

On désigne par Intyamon (nom qui ne figure pas sur les cartes) la région qui entoure la vallée principale de la Haute Gruyère. Il s'agit du tronçon de la vallée de la Sarine compris entre le défilé transversal Rossinière-Montbovon au S, et le verrou supportant le bourg de Gruyères au N, et qui sépare le massif du Moléson, à l'W, de celui du Vanil Noir, à l'E.

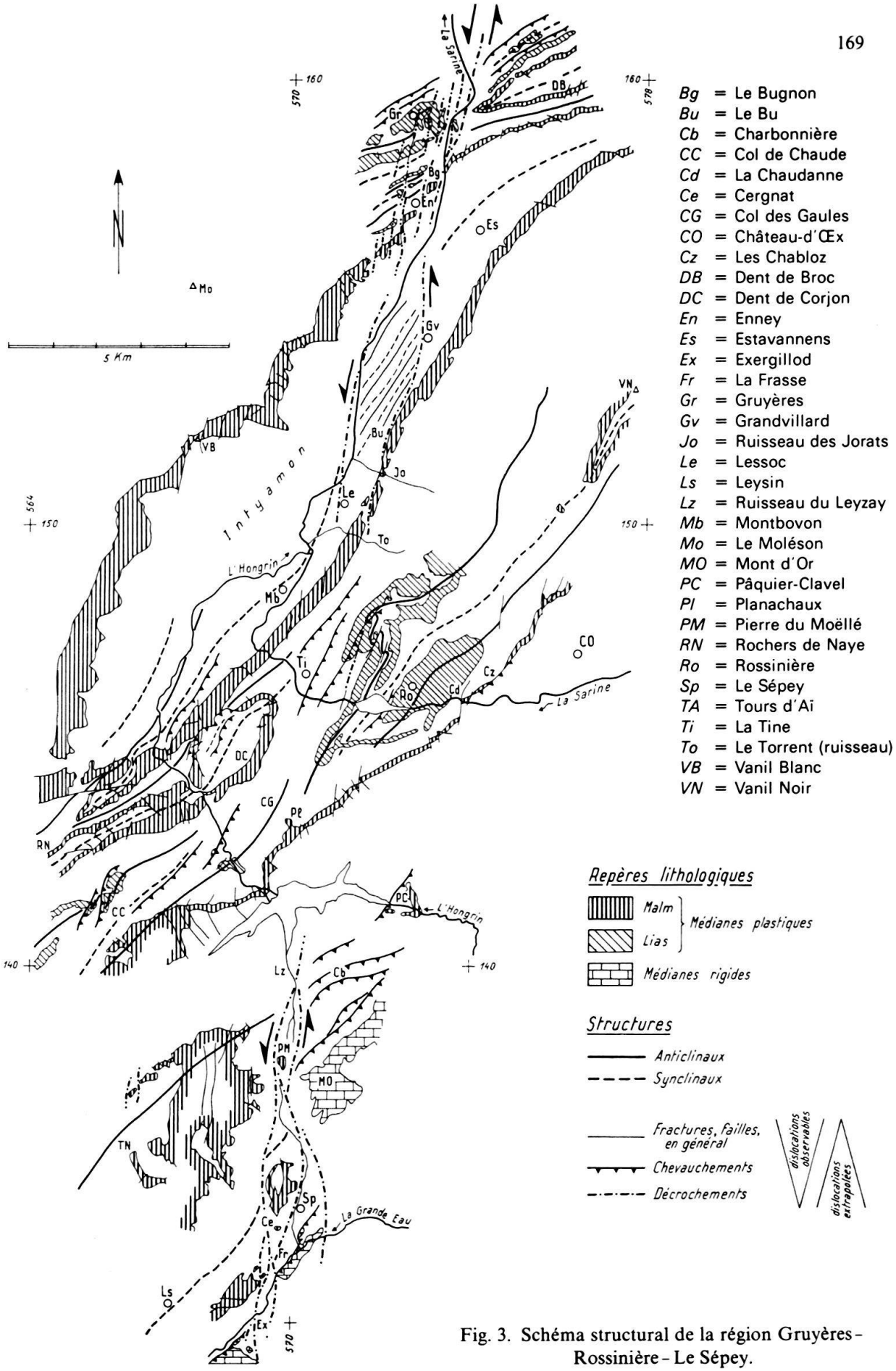


Fig. 3. Schéma structural de la région Gruyères-Rossinière-Le Sépey.

De Montbovon à Enney, l'axe de la vallée, de direction NNE, se confond en gros avec le classique synclinal de la Gruyère: large cuvette asymétrique à flanc W faiblement incliné et flanc E redressé à la verticale ou légèrement déversé, formée d'une enveloppe régulière de Malm et d'un remplissage disharmonique de Crétacé (MAUVE 1921, WENGEN 1924, REVERTERA 1926, FAVRE 1952, PUGIN 1952, SPOORENBERG 1952, TERCIER & PUGIN 1967).

A la hauteur d'Enney, le synclinal tourne brusquement à l'ENE, alors que la Sarine, franchissant obliquement son flanc externe et les structures qui le précèdent, maintient un tracé approximativement méridien. Les dislocations que l'on peut observer dans cette région, quoique moins spectaculaires que celles du Neuschelspass par suite de conditions d'affleurements moins favorables, sont cependant tout à fait remarquables.

Tous les observateurs ont été frappés par le brutal changement de direction affectant les structures dans le secteur de Gruyères. Certaines particularités ou anomalies structurales ont été notées ou cartographiées (CHATTON 1947, PUGIN 1952, TERCIER & PUGIN 1967): décrochements, dédoublements de plis, plongements axiaux, «déviations» d'axes. En 1945 déjà, TERCIER fait remarquer que «l'anticlinal I ... accuse au S de Gruyères une déviation réduite mais assez analogue à celle des Neuschels». Et MORNOD (1949) parle du «décrochement probable des Préalpes médianes, à Gruyères».

Ces vues se confirment parfaitement aujourd'hui, car l'ensemble de ces faits structuraux s'inscrit de façon cohérente dans un schéma d'accident décrochant de type Neuschelspass.

Reprenons brièvement quelques-uns de ces faits:

1. Le flanc externe du synclinal de la Gruyère s'ennoie, à Enney, sous les matériaux de déjection et les dépôts graveleux de la plaine de la Sarine, pour reparaître environ 1 km au NE, en rive droite, au pont d'Estavannens. A mi-distance de ces deux points, se dresse le petit éperon rocheux du Bugnon, formé de calcaires massifs du Malm. C'est un jeu de failles NNE sénestres qui permet le mieux de rendre compte de la position de ce témoin isolé (d'ailleurs appelé à disparaître dans un avenir plus ou moins proche, par suite d'une intense exploitation en carrière).
   Le même jeu de failles doit affecter l'anticlinal qui fait suite au N (anticlinal I, TERCIER 1945; anticlinal de la Vudallaz, PUGIN 1952; anticlinal des Combes, TERCIER & PUGIN 1967), dessinant ainsi la «déviation» reconnue par TERCIER.

2. D'autres accidents N-S sénestres décalent le Malm et le Crétacé au SW d'Enney (PUGIN 1952). L'un d'eux au moins, bien marqué dans la topographie, se prolonge visiblement vers le N sur plus de 2 km; il est de plus documenté par tout un alignement de décalages affectant les plis et écailles liasico-triasiques au S de Gruyères. La curieuse inflexion anticlinale triasique d'axe N-S située juste au droit de l'église de Gruyères peut être regardée comme une manifestation du même accident.

3. La morphologie des collines liasiques situées entre Gruyères et la Sarine - allongées N-S - indique un découpage par des failles de même direction.

4. La charnière du synclinal de la Dent de Broc, au niveau du Malm, sort au jour à l'altitude de 800 m en rive droite de la Sarine. En face, à la même altitude, ou même à une altitude supérieure, les collines de Gruyères n'offrent que des affleurements de Lias (au maximum Aalénien). Ce décalage (correspondant à toute l'épaisseur du Dogger, que l'on peut estimer ici au minimum à 500 m) ne peut guère s'expliquer autrement que par le passage d'un accident important au droit de la Sarine.
5. La corrélation des structures qui précèdent au N le synclinal de la Gruyère se heurte à de grandes difficultés (CHATTON 1947, TERCIER 1952, TERCIER & PUGIN 1967). Ni le nombre, ni les dimensions, ni les formes de ces structures ne se correspondent d'une rive à l'autre de la Sarine. Là, comme au Neuschelspass, il faut y voir la manifestation d'une certaine indépendance de déformation de part et d'autre d'un accident décrochant, indépendance d'autant plus grande que l'on s'avance davantage vers le N.

On le voit, il existe dans la région de Gruyères une bonne convergence d'indices en faveur d'un décrochement, ou d'une zone de décrochement, dont les caractéristiques sont comparables à celles de la dislocation Bellegarde-Lac Noir: direction générale N à NNE, coulissements sénestres, indépendance de déformation des deux ailes, traduisant un fonctionnement contemporain du plissement de la nappe. Mais il y a plus.

Si l'on essaie de poursuivre ces dislocations vers le S, on en est d'abord empêché sur 2 à 3 km par l'épais remplissage alluvionnaire de la vallée de la Sarine formant plusieurs terrasses emboîtées. Puis, au milieu de ces dépôts à surface plane, et les dominant d'une centaine de mètres, surgissent sans transition les collines de Grandvillard.

Ces collines, taillées dans les calcaires plaquetés du Crétacé supérieur, montrent un système serré de replis d'axe NNE. Vues en plan, elles dessinent extérieurement une sorte d'amygdale.

Il n'est pas interdit de voir dans ce dispositif un faisceau de plis arrangés en échelon, qui seraient pris entre deux accidents approximativement N-S sénestres, prolongement plus ou moins direct, ou relais des accidents de Gruyères. L'étirement N-S du Malm du flanc interne du synclinal, au S de Grandvillard, renforce cette impression. Plus au S encore, dans le ruisseau des Jorats, à mi-chemin entre Lessoc et le Bu (au S de Grandvillard), on peut observer une faille «directionnelle» mettant en contact le Néocomien et les niveaux inférieurs du Malm (SPOORENBERG 1952).

Il semble donc qu'entre les environs de Lessoc et la région d'Enney, l'ensemble du flanc E du synclinal gruyérien se soit déplacé par rapport au flanc W, selon un système d'accidents décrochants N à NNE sénestres, faiblement obliques sur l'axe du synclinal. Par ce mouvement, le flanc W aurait en outre subi une rotation vers le SSW.

Au delà de Lessoc, le style de la déformation change. Aucun accident important ne semble franchir le rempart subvertical de Malm au S de la faille des Jorats. A noter toutefois, à l'E et au S de Montbovon, plusieurs failles de caractère plutôt secondaire, tantôt synthétiques sénestres, tantôt antithétiques dextres, tantôt normales, mais jouant toutes dans le sens d'un étirement parallèle à la direction du

flanc interne du synclinal, qui a tourné légèrement ici pour prendre une orientation presque SW-NE.

La faille des Jorats elle-même perd son individualité dans les schistes et calcaires du Dogger, et ne peut être reconnue avec certitude dans l'entaille pourtant profonde du torrent de Lessoc. Ceci n'est pas étonnant si l'on considère qu'aussi bien la direction (NNE) que le pendage (subvertical) du plan de faille et de la stratification sont très voisins dans ce secteur.

b) Région de Rossinière

Mais un autre type de dislocation apparaît à l'amont de la cluse de Montbovon, dans la région de La Tine - Rossinière, sous la forme d'un spectaculaire relais de plis à grande échelle, décrit jadis par FAVRE (1952) et SPOORENBERG (1952), et avant eux par REVERTERA (1926) et SCHUMACHER (1926).

En quelques lignes, voici de quoi il s'agit: En rive gauche de la Sarine - dont le cours est ici transversal aux structures - le synclinal de la Gruyère est doublé, au SE, par un autre synclinal, dit de Corjon, à cœur de Couches rouges et de flyschs, et flanc N chevauchant l'étroit anticlinal à noyau de Dogger (anticlinal de Sautaz) qui les sépare. Chose curieuse, cette structure synclinale extrêmement bien marquée au niveau du Malm, relativement profonde, et très continue en direction du SW - il s'agit en fait de la suite logique du synclinal des Rochers de Naye - ne se retrouve absolument pas en rive droite de la Sarine.

En même temps, le noyau liasico-triasique de l'importante zone anticlinale qui fait suite à ces structures au SE (zone anticlinale complexe de la Tinière, PLANCHEREL & WEIDMANN 1972) subit au NW de Rossinière, donc en rive droite de la Sarine, une torsion des plus étranges, apparemment pour compenser le défaut de masse provoqué par la disparition du synclinal de Corjon - comme déjà noté par REVERTERA. Tout se passe comme si les deux flancs de l'anticlinal, redressés à la verticale, avaient subi une rotation sénestre autour d'un axe vertical. En fait, cette rotation s'effectue grâce à un système complexe de failles NNE à composante à la fois décrochante sénestre et chevauchante, se traduisant par l'imbrication de plusieurs écailles et un degré de dislocation et de broyage d'une rare intensité (cf. la minutieuse description de REVERTERA, p. 96-106).

Il en résulte, en surface, une apparente juxtaposition de plusieurs noyaux anticlinaux, et c'est en effet la solution adoptée sur ses profils par SPOORENBERG. Cet auteur distingue jusqu'à quatre replis anticlinaux auxquels il prête, en recourant à l'intervention d'un hypothétique diapirisme, une assez grande continuité, en particulier en direction du SW. La nouvelle galerie d'amenée de l'Aménagement de la Haute-Sarine (coord. 146.0/571.4 à 148.4/570.2, altitude 850 m), qui recoupe obliquement les profils 1 et 2 de SPOORENBERG (voir aussi profil 9, FAVRE 1952), a montré qu'il n'en est rien.

Le croquis de la figure 4 résume l'essentiel des observations structurales faites dans la galerie Rossinière-Montbovon[7]).

---

[7]) Je remercie M.A. Marro, Directeur, et les Entreprises Electriques Fribourgeoises, pour avoir autorisé la publication des données relatives à la galerie Rossinière-Montbovon.

Dans son tiers amont, soit sous la région de Plans Bochet, cette galerie n'a pas rencontré les replis dessinés sur les profils SPOORENBERG, mais une suite de failles et chevauchements découpant une série (renversée) Aalénien-Bajocien dans l'ensemble monoclinale, à pendages redressés, plongeant vers le SE. Plus en aval, entre Plans Bochet et Petits Crêts, les couches du Dogger, subverticales, prennent une direction NNW, puis N, moulant ainsi la tête anticlinale que dessine le Lias dans le Bois de la Venerie («repli 1» de SPOORENBERG), et qui ne fait qu'effleurer la galerie dans son parement E; il est ainsi démontré que cette structure a un axe quasi vertical, et il paraît difficile, dans ces conditions, de la prolonger vers le SW, en tout cas à l'altitude proposée par SPOORENBERG; par contre, la déformation par rotation sénestre invoquée plus haut permet de rendre compte de façon satisfaisante des dispositions observées aussi bien en galerie qu'en surface. Sous Petits Crêts enfin, la galerie recoupe le contact par chevauchement de ce Dogger subvertical avec l'Aalénien-Bajocien renversé du flanc interne du synclinal de la Gruyère, plongeant au SE et lui-même découpé par divers chevauchements, zones d'écrasement et failles (l'une d'elles, ouverte et ayant donné lieu à une venue d'eau importante, montre une direction SE-NW: faille d'extension perpendiculaire à la direction des plis).

La suite de la zone anticlinale de Rossinière vers le SW, exposée dans la cluse de l'Hongrin et dans la région du col de Chaude, au-dessus de Villeneuve, montre, au

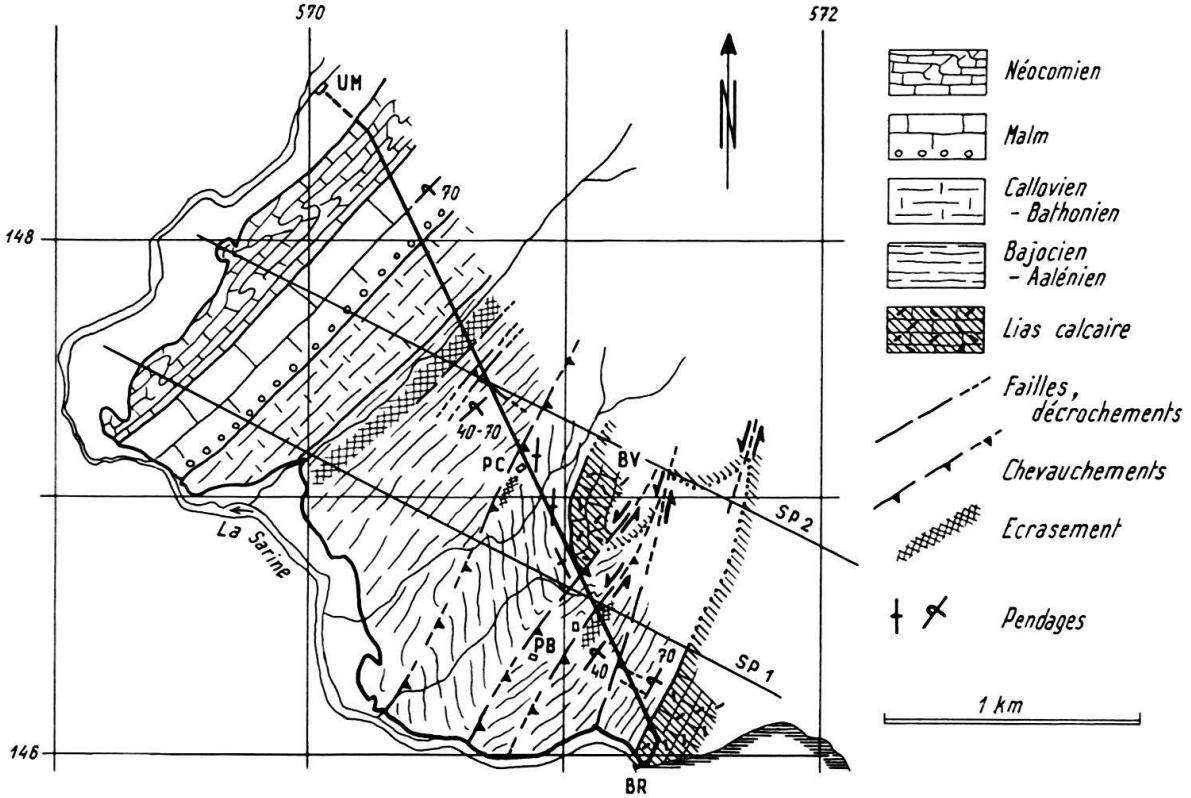


Fig. 4. Coupe horizontale au niveau de la galerie Rossinière-Montbovon.

BR = Barrage de Rossinière, *UM* = usine de Montbovon, *PB* = Plans Bochet, *BV* = Bois de la Venerie, *PC* = Petits Crêts, *SP* = profils SPOORENBERG.

niveau du Lias, une succession oblique d'au moins trois noyaux plus ou moins chevauchants, se relayant longitudinalement et formant autant d'anticlinaux secondaires: anticlinal de Planachaux-Rossinière, anticlinal d'Aveneyre - Col des Gaules, anticlinal de la Tinière - Col de Chaude (PLANCHEREL & WEIDMANN 1972).

Voyons maintenant le flanc interne de cette zone anticlinale complexe. Le synclinal des Vanils (ou synclinal des Morteys), encore à peine esquissé en rive gauche de la Sarine, se développe progressivement au NE de Rossinière, en même temps que la voûte anticlinale (anticlinal Doréna - Dent des Bimis) qui le sépare du synclinal de Château-d'Œx. Le synclinal des Vanils forme ainsi, au delà de la zone anticlinale précédemment décrite, le pendant logique du synclinal de Corjon. Et on constate que ces deux structures synclinales en relais s'agencent parfaitement autour du noyau anticlinal à torsion sénestre que nous avons observé au-dessus de Rossinière.

Les failles - décrochements de direction NNE, failles normales SE-NW, chevauchements SW-NE - qui accidentent la barre de Malm au flanc externe de la zone de Château-d'Œx (Planachaux - La Chaudanne - Les Chabloz) indiquent également une déformation en cisaillement sénestre NNE et en extension SW-NE.

Il est tentant de considérer toutes ces structures, comprises entre les synclinaux de la Gruyère et de Château-d'Œx et mises à jour par les cluses de la Sarine et de l'Hongrin, comme la manifestation en surface d'un accident décrochant profond, prolongement plus ou moins direct des décrochements de l'Intyamon. Systèmes de plis en échelon ou en relais, jeux de failles, fracturation secondaire, tout indique une déformation analogue, de même direction et de même sens: un cisaillement NNE sénestre.

Ceci illustre une nouvelle fois qu'on ne saurait dissocier, dans le contexte des Préalpes médianes plastiques, une déformation «cassante» - responsable des décrochements - de la déformation «souple» exprimée par les plis (ou au moins d'une part importante de cette déformation souple). Ces deux déformations sont en fait les expressions différentes d'un seul et même phénomène. Elles sont de ce fait (pour une part prépondérante) contemporaines.

c) De Rossinière au Sépey

Essayons encore de voir si ces déformations se répercutent plus au S. On peut en effet se demander si la terminaison orientale du massif des Tours d'Aï n'est pas à mettre en relation avec le même accident, ou la même famille d'accidents que nous avons suivis maintenant sur une quinzaine de kilomètres à travers l'Intyamon et la région de Rossinière.

On voit en effet la large carapace de Malm du massif d'Aï, découpée par de grandes failles méridiennes (JEANNET 1912-1918, BADOUX 1965*a*, LOMBARD et al. 1974), s'ennoyer dans les flyschs de la zone Ayerne-Château-d'Œx le long d'une dépression rectiligne de direction S-N, formée par les ruisseaux du Sépey, affluent de la Grande Eau, et du Leyzay, qui se jette dans le lac de l'Hongrin. Cette dépression pourrait être la trace d'un grand accident décrochant, jalonné par le chicot de Malm de la Pierre du Moëllé, et le long duquel le massif chevauchant du Mont d'Or (Médianes rigides) aurait subi une translation relative vers le N. Il

s'agirait donc, là encore, d'un cisaillement méridien et sénestre, bien en accord avec ce que l'on observe plus au N.

On s'expliquerait aisément de cette façon la disparition en profondeur, dans la région de Charbonnière, des terrains de la zone d'Aï. Il est d'ailleurs peu probable que l'anticlinal de Pâquier-Clavel, au NE de Charbonnière, soit la continuation de celui des Tours d'Aï, comme le voudrait TWERENBOLD (1955; diapirisme!), partiellement suivi par LOMBARD (1975): le Lias si caractéristique des Tours d'Aï y manque complètement, les Couches à Mytilus transgressant directement sur les dolomies blondes du Keuper (cf. 2.6.2); il s'agit probablement là d'une zone de faciès plus interne, intermédiaire entre les faciès du synclinal de Leysin et des Gastlosen.

Vers le S, l'accident de la Pierre du Moëllé se signale par divers autres indices. C'est le décalage vers le N du flanc renversé du synclinal de Leysin, entre le Sépey et Cergnat. C'est le tronçonnement et l'étirement extrême du Malm et du Trias de ce même flanc au pied du grand glissement de la Frasse, au S de Cergnat (BERSIER & WEIDMANN 1971). Enfin, cet accident fournirait le décrochement en face d'Exergillod dont BADOUX (1965*b*) - avant d'adopter finalement une autre solution - pressentait la nécessité pour expliquer la curieuse avancée de la Zone Submédiane dans ce secteur.

Ainsi, partant du front des Préalpes médianes dans la région de Gruyères, nous avons pu suivre pour ainsi dire pas à pas une zone de dislocation traversant les Plastiques dans toute leur largeur, jalonnée par toute une série d'indices qui, pris individuellement, ne constituent certes pas des preuves, mais qui, rassemblés, s'éclairent les uns les autres et finissent par former un tout cohérent. Comme pour la dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir, il s'agit d'un accident coulissant NNE sénestre, se manifestant ici tantôt par des décrochements, avec indépendance de déformation plus ou moins prononcée dans les compartiments délimités (Gruyères, Pierre du Moëllé), tantôt par des systèmes de plis de divers ordres de grandeur disposés en échelon ou en relais (collines de Grandvillard, région de Rossinière). Tout porte à croire, par conséquent, que plis et décrochements résultent d'une même cause tectonique et peuvent être regardés comme contemporains.

3.2.3 *Les dislocations du Gros Mont et leur continuation probable vers le sud et vers le nord* (fig. 5)

a) Le vallon du Gros Mont

Revenant vers le centre de l'arc romand en suivant les directions structurales depuis Château-d'Œx vers le NE, on rencontre, à mi-distance à peu près entre les accidents de l'Intyamon-Rossinière et de Bellegarde - Lac Noir, une nouvelle zone de dislocation, déterminant le haut vallon du Gros Mont au partage des eaux entre les bassins de la Sarine et de la Jogne.

Dans sa partie méridionale (La Verda - Les Chapelles), la limite W de ce vallon est formée par une petite falaise de Malm parfaitement rectiligne et de direction N 5° E, résultant très certainement d'une faille. A gauche de cette limite (en regardant vers le N), de grandes failles subméridiennes recoupent la voûte régulière de l'anticlinal Dorena - Dent des Bimis, que nous avons vu se développer au NE de

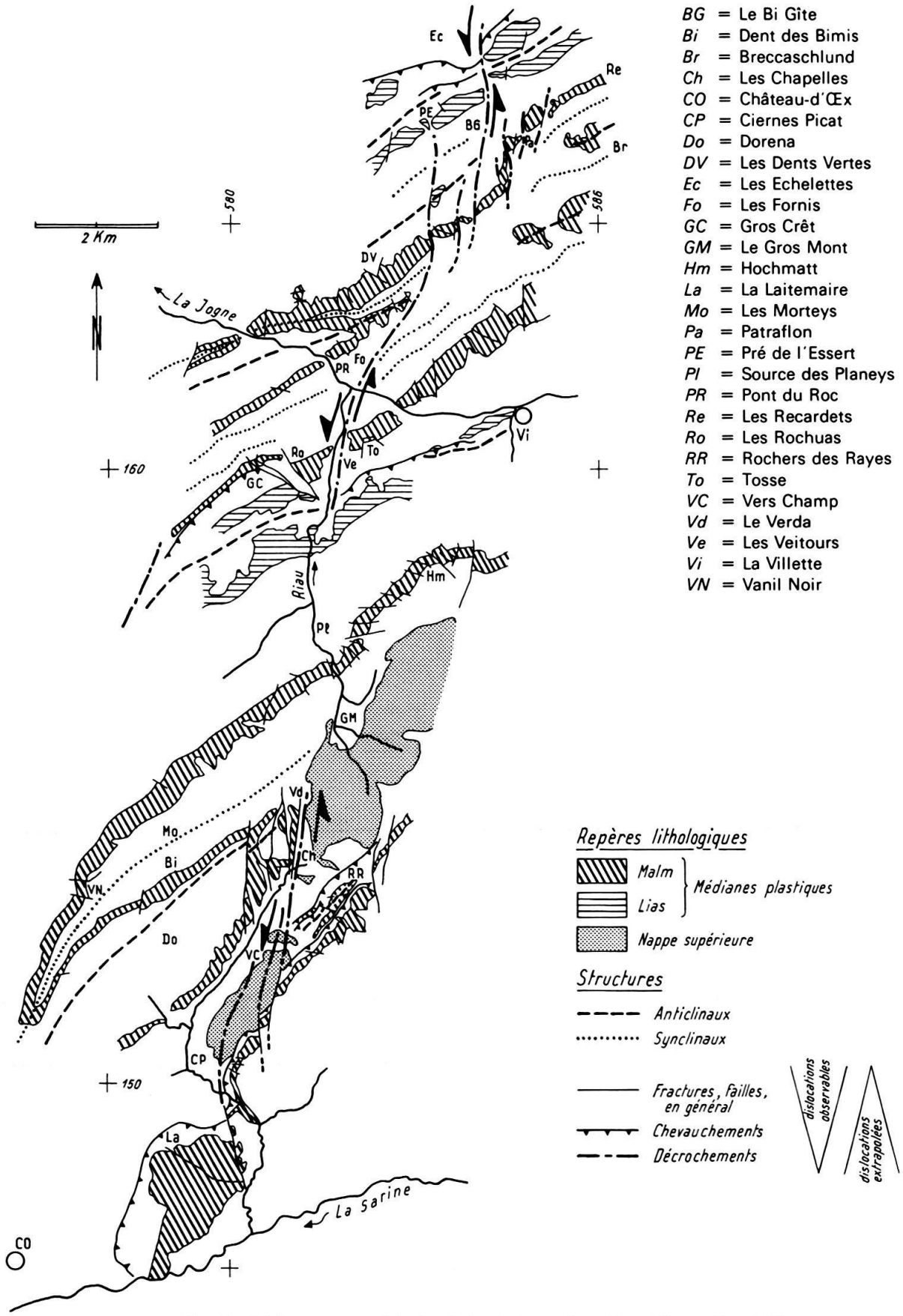


Fig. 5. Schéma structual de la région Laitemaire - Gros Mont - Dents Vertes.

Rossinière; elles contribuent à abaisser rapidement cette voûte, par paliers successifs, de l'altitude de la crête des Bimis, où l'on observe l'amorce de sa charnière vers 2100 m dans le Malm, à celle du vallon du Gros Mont, voisine de 1400 m. A droite de la falaise de Malm précitée, au delà d'une petite plaine marécageuse, on voit les masses de Flysch de la Simme, qui occupent plus au SW (Vers Champ, Ciernes Picat) une bande relativement étroite, prendre soudain un énorme developpement et s'avancer vers le N de plus de 2 km.

A première vue, cet important décalage semble pouvoir s'expliquer en partie par l'abaissement axial provoqué par le système de failles précédemment décrit. Mais l'intervention d'une composante horizontale non négligeable, suggérée par le parallélisme avec les grands accidents décrochants de l'Intyamon et des Neuschels est fort probable.

Voyons s'il est possible de confirmer cette impression et, pour cela, tournons-nous d'abord vers le S et observons le comportement de la chaîne des Gastlosen.

b) Du Gros Mont à la Laitemaire

A partir des Rochers des Rayes en direction du SW, cette chaîne perd son caractère de muraille rocheuse abrupte, pour s'abaisser progressivement par des croupes boisées jusqu'à la Sarine, avec une dernière culmination à la Laitemaire. Ce changement morphologique s'opère à la faveur d'un jeu de failles décrochantes sénestres, de direction N 10° W à N 10° E, étirant les assises calcaires du Malm parfois jusqu'à leur tronçonnement complet (Campana 1943).

De façon remarquable, ces failles se placent dans le prolongement méridional exact des accidents de l'extrémité S du vallon du Gros Mont.

Le déplacement relatif, le long de ces failles, des compartiments NE vers le N (ou, ce qui revient au même, des compartiments SW vers le S) se traduit finalement par une avancée relative vers le N du solide des Rochers des Rayes, par rapport à celui de la Laitemaire. Ces deux derniers massifs montrent d'ailleurs une déformation très indépendante: le massif de la Laitemaire se présente comme une dalle calcaire monoclinale, en dip-slope de 30° vers le SE; celui des Rochers des Rayes en écaille redressée, chevauchant un anticlinal en ogive faillée plongeant axialement au NE (Campana 1943). Cette indépendance suggère l'importance des accidents coulissants affectant la chaîne des Gastlosen au S du vallon du Gros Mont.

La coïncidence entre l'avancée du massif des Rochers des Rayes d'une part, la fin de l'anticlinal des Bimis et l'étalement corrélatif des masses de la Simme d'autre part, est frappante. Il paraît raisonnable de voir un rapport direct entre ces phénomènes. La nature décrochante des accidents du Gros Mont s'en trouverait ainsi démontrée.

c) Du Gros Mont à la Jogne

Vers le N cependant, ces accidents semblent s'amortir rapidement dans les multiples replis du Crétacé du synclinal des Morteys. Et la bande de Malm soulignant le flanc interne de l'anticlinal adjacent au N (anticlinal de la Hochmatt, Chenevart 1945; anticlinal Tinière-Jaun ou anticlinal II, Tercier & Pugin 1967; anticlinal de la Jogne, Plancherel 1976), bien qu'intensément fracturée et étirée

(CHENEVART 1945), n'est en fait affectée d'aucune rupture importante. On peut toutefois se demander si la source des Planeys, exutoire latéral du système karstique qui relie le vallon des Morteys à la cascade de Bellegarde (BÜCHI 1931; MÜLLER 1976*a*) ne constitue pas le témoin du passage d'un accident important en profondeur.

Pour retrouver des dislocations d'une certaine ampleur, il faut se déplacer d'environ 2 km vers le N, le long de la cluse du Riau du Gros Mont. Dans la région des Veitours, le Riau franchit le flanc N déjeté de l'anticlinal précité grâce à un décrochement NNE sénestre, qui décale les assises de Malm des deux flancs de la vallée d'environ 400 à 500 m (massif de Tosse en rive droite, massif des Rochuas en rive gauche). De part et d'autre du décrochement, la déformation affectant le flanc externe de l'anticlinal fait preuve d'une certaine indépendance: à l'E, les assises du Lias sont complètement éliminées par le chevauchement du noyau triasique de l'anticlinal et ne réapparaissent que peu à peu en direction de la Villette; à l'W, la série est complète, mais découpée par de grandes failles conjuguées, de direction NW et WNW, dextres et probablement en partie normales; ces failles dont le rejet cartographique atteint 650 m, raccordent le massif des Rochuas au massif chevauchant du Haut Crêt, décalé vers le NW. Toutes ces dislocations apparaissent clairement sur la carte de CHENEVART (1945); mais curieusement, cet auteur ne tient pas compte du décrochement des Veitours dans son interprétation.

d) Région au nord de la Jogne

Plus loin, au N de la Jogne, dans la région décrite par SPICHER (1966), la trace du décrochement se perd dans le remplissage crétacé du vallon des Fornis. Mais nous voyons des preuves indirectes de son passage dans la descente axiale de l'anticlinal des Combes (anticlinal I, TERCIER & PUGIN 1967), déterminant la belle fermeture périclinale en genou que dessine le Malm au-dessus de Pont du Roc.

La fin de cet anticlinal coïncide avec l'apparition, à l'extrémité NE du chaînon des Dents Vertes, d'un nouveau système de décrochements subméridiens sénestres. Ces derniers découpent la barre de Malm suivante (flanc externe, subvertical à renversé, des synclinaux réunis de la Gruyère et de la Dent de Broc), en compartiments isolés et successivement décalés vers le N (SPICHER 1966). Finalement, par étirement le long des pentes occidentales de Patraflon, ce Malm vient se raccorder à celui des Recardets (ANDREY 1974), soulignant ainsi le relais sénestre entre les zones synclinales de la Gruyère, à l'W, et du Breccaschlund, à l'E (TERCIER 1945).

Ajoutons que l'un ou l'autre des décrochements précités devrait pouvoir se relier, par la région de Pré de l'Essert ou le col du Bi Gîte, aux dislocations transversales qui affectent la zone des écailles frontales au droit des Echelettes (TERCIER 1945, SPICHER 1966, ANDREY 1974).

En résumé, les structures que l'on observe dans le vallon du Gros Mont et plus au S, ainsi que dans la cluse du Riau du Gros Mont et plus au N, nous livrent plusieurs points d'accrochage en faveur de l'existence d'un accident cisaillant NNE sénestre, ou éventuellement de deux ou plusieurs accidents en relais. Comme ailleurs, ces accidents interviennent au même titre dans la déformation par plissement, chevauchements, ou décrochements.

3.2.4 *La zone complexe Hengstschlund-Abländschen-Boltigen* (fig. 6)

a) Le Hengstschlund

La vallée transversale du Hengstschlund, où coule la Hengstsense, premier affluent rive gauche de la branche orientale de la Singine, occupe l'emplacement d'une zone de dislocation importante à la limite des Préalpes fribourgeoises et bernoises. BIERI (1925) en donne une excellente description, clairement illustrée par le fragment de sa carte géologique paru sur la feuille d'atlas «Gurnigel» (TERCIER & BIERI 1961). Récemment, cette région a fait l'objet d'un nouveau lever dans le cadre d'un travail de diplôme (WINKLER 1977).

En versant droit du Hengstschlund, le massif de l'Ochsen représente l'extrémité occidentale de la Kesselmulde (BECK, in BIERI 1925), grand synclinal E-W souligné par le Malm, qui constitue l'élément structural et morphologique le plus marquant de la chaîne du Gantrisch. Cette structure, relativement simple à l'E (cf. carte Thun-Stockhorn, BECK & GERBER 1925), se complique singulièrement à l'approche de la Hengstsense, par l'apparition successive dans son flanc S de plusieurs éléments structuraux nouveaux (anticlinal d'Alpiglen, synclinal d'Alpiglenmähre, anticlinal de Hohstand, synclinal de Stand, écaille ? synclinale de Thalmattenspitz). La disposition en échelon de ces structures, assurant le relais avec les chaînes plus méridionales de Widdersgrind, de Märe, et plus loin de Kaiseregg, n'avait d'ailleurs pas échappé à la perspicacité de STUDER (1834): «... ein staffelförmiges Auftreten kurzer, dicht aneinander gedrängter Ketten ...», ou encore «... das staffelförmige Zurückweichen der Kette gegen Mittag ...» (p. 322).

Toutes ces structures cependant s'arrêtent aussitôt contre la vallée transversale du Hengstschlund, dont le versant gauche est occupé par une écaille indépendante («Steckhüttemulde» de BIERI), formée principalement d'une masse informe de Lias siliceux et schisteux, de faciès semblable à celui du Langeneckgrat (au NE du Gantrisch; GERBER 1919, THURY 1973) ou d'autres écailles frontales. Au S de cette écaille, entre celle-ci et le massif de Märe, le petit massif faillé et chevauchant du Wannelsgrat montre à nouveau des terrains semblables à ceux de la chaîne du Gantrisch, mais de structure totalement indépendante. A noter la direction NNE (en tout cas morphologique) de la masse de Stäckhütte, et la forme en amygdale du massif du Wannelsgrat.

Séparant les structures des deux versants, on trouve, dans le fond de la vallée et dans le bas-versant droit, une bande complexe où se juxtaposent sans ordre apparent des terrains se rattachant tantôt aux faciès Gantrisch, tantôt aux faciès Stäckhütte, et qui dessinent une mosaïque d'autant plus inextricable que les conditions d'affleurement sont généralement médiocres.

L'ensemble n'est pas sans rappeler le dispositif observé dans la région du Neuschelspass, avec cependant une indépendance encore plus grande entre les deux compartiments délimités, puisqu'il en résulte le contact latéral entre des zones de faciès au moins en partie différentes. De plus, le cisaillement NNE sénestre est probablement accompagné d'une importante composante chevauchante, comme l'avait déjà souligné BIERI (1925).

La zone de contact complexe est en outre jalonnée par une traînée de Flysch du Gurnigel, qui accentue encore l'isolement de l'écaille de Stäckhütte par rapport au

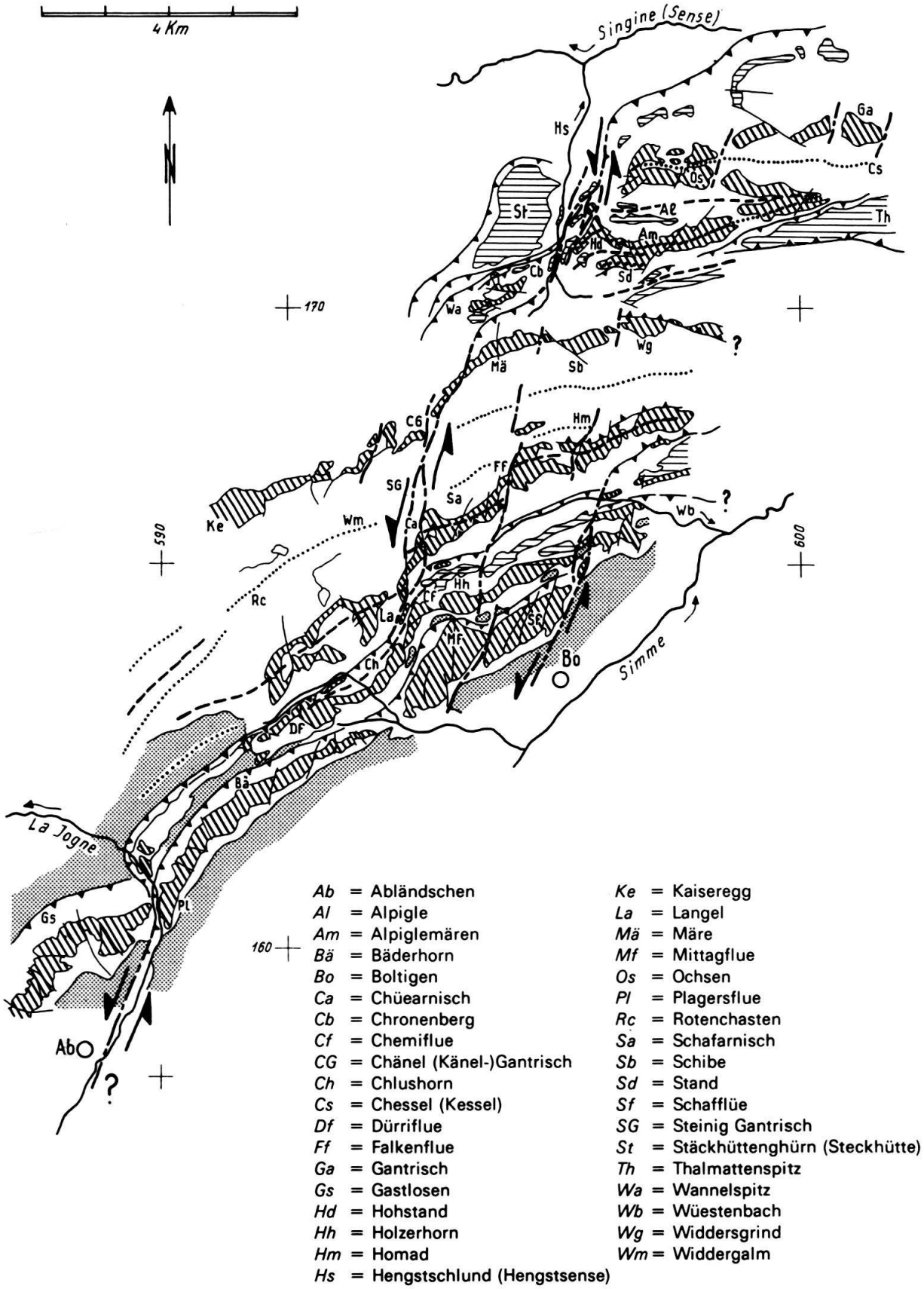


Fig. 6. Schéma structural de la région Hengstschlund-Abländschen-Boltigen (légende: voir fig. 5).

gros de la nappe. En rassemblant les maigres données d'affleurement à disposition, on voit ce flysch recouper obliquement le versant droit, selon une direction générale SSW, puis s'infléchir, dès le thalweg, vers l'WSW pour atteindre, par la dépression de Chronenberg, le col qui sépare la colline de Stäckhütte du massif du Wannelsgrat.

Cette «déviation» vers l'W du flysch nous montre dans quelle direction nous devons chercher la suite méridionale de la zone de cisaillement du Hengstschlund.

De prime abord, on serait en effet tenté, en suivant la direction du Hengstschlund, d'en voir la continuation directe dans le système de grandes failles décrochantes qui caractérisent le versant du Simmental au N de Boltigen. On se heurte cependant, au fond du Hengstschlund, au barrage constitué par le massif de Märe-Schibe, qui montre certes, au niveau du Malm, un spectaculaire décrochement antithétique dextre («Scheibebruch» de BIERI), mais pas de décalages N-S dont l'importance serait en rapport avec les bouleversements constatés plus au N.

Un amortissement aussi brutal est difficilement concevable, et il faut donc chercher ailleurs la prolongation de ces accidents vers le S. Et, guidés par le flysch de Chronenberg, ainsi que par les chevauchements qui encadrent le Wannelsgrat, nous sommes en effet ramenés sur le flanc occidental de la Märe, où nous trouvons une zone d'intense étirement SSW-NNE («Zerrungslinie Jäggeligrat-Känelgantrisch» de BIERI), qui raccorde ce massif à la chaîne du Kaiseregg, située nettement en retrait. L'étirement se manifeste, au N de Chänel Gantrisch, par un laminage complet du sommet du Malm et de la base du Crétacé (BIERI 1925; C. Isenschmid, Berne, et C. Sidler, Fribourg, communications orales).

La zone de dislocation prend ainsi un tracé «en baïonnette» résultant de l'influence tour à tour prédominante de la composante décrochante et de la composante chevauchante (cf. croquis fig. 7). En d'autres termes, la déformation par décrochement se transforme en déformation par chevauchement (ou inversement), les deux types de déformation passant progressivement de l'un à l'autre par gauchissement des surfaces.

b) Du Hengstschlund à la Jogne

Au S de Chänel Gantrisch s'ouvre une dépression largement envahie par les éboulis (Steinig Gantrisch) qui empêche toute observation directe. Mais le décalage

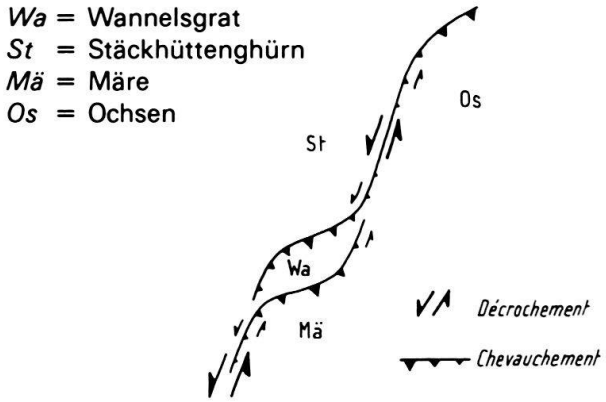


Fig. 7. Tracé «en baïonnette» d'une dislocation transversale. Exemple du Wannelsgrat.

de l'axe du synclinal Rotenchasten-Widdergalm-Schibe de part et d'autre de la dépression est manifeste, de même qu'une certaine indépendance de déformation, se traduisant par l'apparition d'un synclinal secondaire de Complexe schisteux intermédiaire sur l'arête N du Schafarnisch.

Le col de Chüearnisch, entre Schafarnisch et Widdergalm, est déterminé par un jeu de grands décrochements méridiens sénestres. Plus au S, grâce à ces décrochements, la voûte de l'anticlinal de Langel, avec son Dogger intermédiaire, apparaît magnifiquement dans les falaises qui ferment le vallon du Wüestenbach vers l'W.

Tous ces accidents se relient sans peine à la zone d'étirement de la Märe et finalement, par les chevauchements du Wannelsgrat, à la zone de dislocation du Hengstschlund.

Au S de Langel cependant, avec l'apparition des écailles chevauchantes appartenant aux zones de Heiti et des Gastlosen, les conditions changent. Le massif de Chemiflue-Chlushorn, bien que fortement étiré vers le N et haché par de nombreuses failles, ne paraît pas être affecté directement par les décrochements de l'extrémité orientale de Langel. Et l'étirement semble insuffisant pour absorber à lui seul la totalité du rejet.

Il est probable que nous avons affaire ici à un phénomène comparable, en plus grand, à celui postulé pour le Wannelsgrat, c'est-à-dire que la déformation décrochante se transforme en déformation chevauchante. La dislocation transversale, subissant une sorte de «réfraction», devient ainsi dislocation longitudinale, ou emprunte tout au moins le tracé d'une dislocation longitudinale.

Il semble donc que les accidents coulissants du Hengstschlund viennent s'amortir, une dizaine de kilomètres plus au S, dans le chevauchement qui limite vers le N les terrains appartenant à la zone de Heiti (Chemiflue, Chlushorn, Dürriflue, et prolongement SW jusqu'à la Jogne).

Mais on peut se demander s'il ne faut pas voir une continuation lointaine de cette même zone de décrochement dans les accidents déterminant, au droit de la Jogne, la fin de la zone de Heiti et l'interruption de l'écaille des Gastlosen. Il y aurait là une nouvelle «réfraction», avec reprise au moins partielle de la déformation par des mouvements coulissants.

C'est la solution adoptée sur la figure 6, et proposée ici à titre d'hypothèse. Selon cette interprétation, le double chevauchement de la Dürriflue (zone de Heiti) et du Bäderhorn (zone des Gastlosen) passerait au SW à un accident décrochant (± décrochement de la Plagersflue, KLAUS 1953, PAGE 1969), dont la trace suivrait le fond du vallon d'Abländschen, dans les flyschs de la Nappe Supérieure au dos de la chaîne des Gastlosen. Les récentes observations hydrogéologiques de MÜLLER (1976*b*) parlent également en faveur de l'existence d'un accident dans l'axe du vallon d'Abländschen.

Ainsi, du Hengstschlund à Abländschen, avons-nous pu reconstituer une nouvelle fois, avec une probabilité raisonnable, une zone de cisaillement sénestre traversant les Médianes plastiques de part en part.

c) Région de Boltigen

Déplaçons-nous maintenant vers le NE et examinons les dislocations de la région de Boltigen. Une première série de failles, parallèles au décrochement

Wannelsgrat-Chüearnisch, décale la suite de l'anticlinal de Langel au flanc E du Schafarnisch (Falkenflue). Il est probable, d'après la morphologie, que ces failles se prolongent plus ou moins directement, au S, à travers les zones de Heiti (flanc E du Holzerhorn) et des Gastlosen (flanc E de la Mittagflue). Vers le N, on l'a vu, ces accidents s'amortissent dans le Crétacé du massif de Märe-Schibe. Une légère tendance au «sous-charriage» (plans de chevauchement déversés vers le S: flanc S du Schafarnisch, région de Hohmad) contribue à cet amortissement.

La «faille de Boltigen» (Boltigenbruch, BIERI 1946; voir aussi GENGE 1942) constitue l'un des accidents les plus marquants affectant la partie interne de la nappe des Médianes plastiques. On ne peut en effet qu'être frappé par la netteté du contact, rectiligne et d'orientation N 20-25° E, le long duquel les flyschs de la Nappe Supérieure, avançant brusquement vers le N d'environ 1500 m, viennent se placer dans l'alignement de l'écaille calcaire de Mittagflue-Schafflüe (zone des Gastlosen).

La terminaison orientale de cette écaille, juste avant qu'elle ne s'ennoie définitivement dans les flyschs du Simmental, se place à son tour devant l'écaille du Holzerhorn, caractérisée par son Lias de type Heiti; cette dernière est elle-même rejetée au N, sur rive gauche du Wüestenbach. Le décalage de ces écailles est souligné par divers copeaux, provenant tantôt de l'une, tantôt de l'autre, étirés dans le plan de faille localement dédoublé.

La nature décrochante de l'accident de Boltigen ne fait aucun doute. Cependant, malgré les rejets considérables que nous venons de voir, il ne semble pas qu'il se poursuive très loin vers le N. A la hauteur du Wüestenbach, il commence probablement à se gauchir, tourne au NE, et se perd dans le chevauchement qui limite au N les écailles de la zone de Heiti.

Mais de profondes modifications affectent la nappe dans le prolongement N de cet accident. Premièrement, on constate un changement évident des directions, tant morphologiques que structurales, qui, de NE-SW dans les chaînes occidentales, deviennent pratiquement E-W dans les chaînes du Gantrisch et du Stockhorn. Deuxièmement, à partir d'une transversale Boltigen-Widdersgrind-Gantrisch vers l'E, intervient un redressement et un resserrement général des structures, avec même une très nette tendance au déversement vers le S (plans axiaux à pendage N), sensible jusque dans les zones frontales de la nappe (chaîne du Gantrisch). Les plans de chevauchement et contacts anormaux - nombreux - sont systématiquement redressés ou déversés vers le S («sous-charriage»; BIERI 1925, GERBER & BECK 1934, GERBER 1948, etc.).

Il semble bien que ce changement de style soit directement lié à l'amortissement de l'accident de Boltigen. Mais il s'opère progressivement, sans rupture transversale majeure. Celle-ci se fait plus à l'W, à la faveur de l'accident complexe Hengstschlund-Abländschen, précédemment décrit. Et c'est là que réside la parenté entre ce dernier et la faille de Boltigen, ces deux accidents délimitant entre eux une sorte de triangle étiré, zone «charnière» complexe entre deux secteurs structuraux de style et de comportement différents.

On constate que, là encore, les divers types de déformation sont intimement liés, ce qui suggère une cause commune, et donc un fonctionnement contemporain, ou tout au moins «en continu».

d) Remarques concernant l'accident de Weissenburg

Il y a lieu ici de mentionner encore un autre accident important qui intervient dans la région considérée, le «Weissenburgbruch», défini par BIERI en 1925.

Il s'agit d'un plan de rupture lui aussi oblique à la direction des structures, d'orientation ESE-WNW (donc perpendiculaire aux grands accidents décrits jusqu'ici), subvertical, qui affecte, dans la région des bains de Weissenburg, la zone de Heiti et les plis les plus internes de la chaîne du Stockhorn, provoquant leur décalage dextre avec un rejet cartographique d'environ 1400 m. BIERI intreprète cet accident comme un décrochement pur, et le prolonge, par la faille passant au N de Widdersgrind, à travers le Hengstschlund, jusque dans le Wannelsgrat et même au-delà, dans les Préalpes externes, lui attribuant une extension d'une dizaine de kilomètres (voir fig. 8).

D'autres solutions semblent toutefois possibles pour expliquer les diverses dislocations que l'on rencontre le long de cet alignement, en particulier si l'on tient compte de l'influence de l'accident de Boltigen (non reconnu encore par BIERI en 1925).

Je n'ai cependant pas réussi, à ce jour, à me faire une idée claire de la nature réelle de ces dislocations, malgré des explorations répétées. Mais les diverses observations que j'ai pu faire me suggèrent quelques remarques:

— La prolongation de l'accident de Weissenburg jusqu'au Wannelsgrat ne se justifie guère au vu de la profonde interruption due au Hengstschlund; l'interprétation de l'ensemble Hengstschlund-Wannelsgrat proposée ci-dessus (3.2.4a) la rend d'ailleurs caduque.

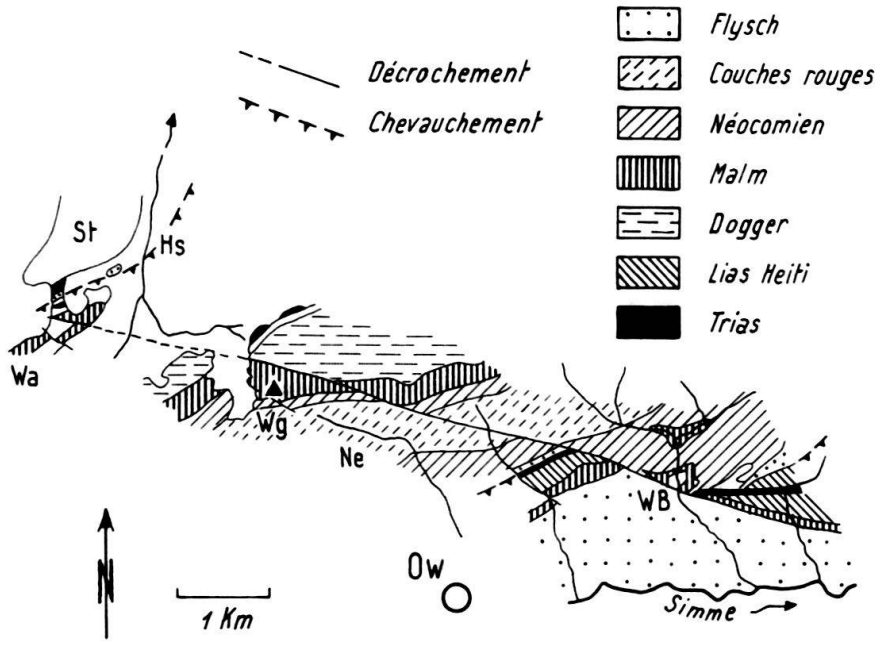


Fig. 8. Le «Weissenburg-Bruch» selon l'interprétation de BIERI (d'après BIERI 1925, fig. 2, et TERCIER & BIERI 1961). Comparer avec la figure 6 pour la région du Wannelsgrat.

WB = Bad Weissenburg, *Ow* = Oberwil, *Ne* = Neuenberg, *Wg* = Widdersgrind, *Wa* = Wannelsgrat, *Hs* = Hengstschlund, *St* = Stäckhüttenghürn.

— La faille du Widdersgrind possède autant les caractères d'un chevauchement redressé que ceux d'un décrochement; l'importance de son rejet dextre (700 m?) peut résulter en grande partie de son obliquité par rapport aux niveaux qu'elle affecte.

— Il n'est pas certain que la faille du Widdersgrind et la faille de Weissenburg proprement dite se rejoignent à travers le Crétacé du synclinal de Neuenberg (suite du synclinal Widdergalm-Schibe); il est vrai que la plasticité des assises crétacées et les mauvaises conditions d'affleurement dans ce secteur d'accès malaisé permettent toutes les suppositions. Peut-être la faille de Weissenburg se perd-elle vers l'W dans le chevauchement de la zone de Heiti?

— La composante horizontale du rejet de l'accident de Weissenburg est manifeste. Mais on ne connaît ni le sens, ni l'importance de son rejet vertical, peut-être considérable. L'accident (les accidents?) de Weissenburg pourrait alors s'intégrer dans le système de chevauchements redressés qui prévaut à l'E du décrochement de Boltigen, comme indiqué plus haut. C'était également, semble-t-il, l'opinion de Beck (in Cadisch 1953, p. 314), qui voit dans la suite de la dislocation de Weissenburg «eine steilstehende Überschiebung», un charriage redressé.

Quoiqu'il en soit, la question est loin d'être résolue, et elle ne le sera qu'au prix d'un lever détaillé, que mérite assurément la région qui domine Oberwil, l'une des plus compliquées, mais aussi l'une des plus mal connues des Préalpes médianes. Mais ce serait là le sujet d'une thèse en soi.

3.3 *Répercussions des accidents transversaux sur la structure interne de la nappe* (planche hors-texte)

Je me suis efforcé, jusqu'ici, d'étayer mon argumentation par des faits précis, dans la mesure où le permettaient l'échelle d'observation choisie et la dimension des phénomènes analysés. Pour ne pas alourdir exagérément la partie descriptive, je me contenterai, dans ce qui suit, d'indications plus sommaires et plus dispersées, esquissant les grands traits structuraux en soulignant ça et là les analogies ou la conformité avec ce qui vient d'être établi.

Les descriptions qui précèdent (3.2) nous ont montré l'existence, dans les Médianes plastiques de l'arc romand, de plusieurs dislocations transversales affectant l'ensemble de la nappe, et traduisant des cisaillements NNE sénestres contemporains de son plissement. Ces dislocations transversales découpent la nappe en plusieurs compartiments qui font preuve, les uns par rapport aux autres, d'une indépendance de déformation plus ou moins prononcée.

On voit, en effet, à la faveur de ces lignes de dislocation, intervenir diverses modifications de structure. Des plis sont interrompus, avec décalage plus ou moins marqué des deux lèvres, accompagné ou non d'étirements parallèles au cisaillement et de morcellements par des faisceaux de failles plus ou moins complexes. L'indépendance est parfois totale: juxtaposition de structures s'opposant par leur forme, leurs dimensions, leur fréquence ou leur nature (p.ex. plis d'un côté, écailles de l'autre); juxtaposition de terrains d'appartenance stratigraphique différente.

Mais ces changements de structure peuvent également s'opérer sans rupture, par exemple par ennoyage progressif ou brusque d'un pli à l'approche de la ligne de dislocation, relayé ou non par un pli homologue (c'est l'explication des plongements axiaux souvent invoqués par les auteurs); ou par apparition, le long de la ligne de dislocation, de plis secondaires en échelon, ou encore par simple modification de la forme des plis. Il devient difficile alors de définir une limite précise entre deux compartiments voisins, qui passent l'un à l'autre par une sorte de zone de transition; le découpage n'est pas réalisé, mais virtuel. En règle générale, zones de rupture et zones de transition peuvent se succéder le long d'une même zone de dislocation.

L'un des effets les plus marquants des accidents transversaux est de contribuer au changement de direction des plis qui d'E-W dans les Préalpes bernoises, tournent à NE-SW dans la partie centrale de l'arc, pour devenir NNE-SSW le long de l'Intyamon, avant de reprendre une direction NE-SW à l'approche de la vallée du Rhône. C'est encore chez STUDER (1834) que nous trouvons de pertinentes remarques concernant l'étroite liaison entre les changements de direction des couches et les «ruptures» de ses chaînes: «... weil meist an den Stellen, wo das Streichen eine Umänderung erleidet, die Ketten in mehrere einzelne Stücke zersprengt sind ...»; et plus loin: «... so dass genau genommen die allgemeine Streichungslinie als eine gebrochene und nicht als eine krumme Linie betrachtet werden muss» (p. 325).

En définitive, malgré une certaine imprécision des limites, à quoi il faut ajouter le fait que de nombreux accidents secondaires permettraient d'individualiser autant de «sous-compartiments», il semble justifié de subdiviser les Plastiques romandes en cinq grands compartiments ou secteurs, délimités par les grands accidents transversaux définis plus haut. Ayant décrit les limites ou zones de transition, il nous reste à examiner le contenu des divers compartiments. Nous le ferons de façon schématique en nous contentant de mettre en valeur l'un ou l'autre aspect structural.

Les compartiments ou secteurs seront désignés par leurs principaux sommets. Nous les examinerons en allant du SW au NE, soit de la vallée du Rhône à celle de l'Aar (voir planche hors-texte).

3.3.1 *Le secteur Tours d'Aï - Rochers de Naye - Moléson*

Ce qui frappe, dans l'organisation générale de ce secteur, c'est l'opposition de style existant entre sa partie N et sa partie S. La partie N est dominée par le large panneau constituant le flanc W du synclinal de la Gruyère (FAVRE 1952, PUGIN 1952, VON DER WEID 1961), dont l'allure relativement calme contraste singulièrement avec le système de plis serrés qui lui succède à partir de Montbovon et que met à jour de façon spectaculaire la coupe naturelle de la vallée du Rhône (SCHARDT 1892, JEANNET 1912-1918, BADOUX 1965*a*). Le contraste est souligné encore par les changements de direction des structures: NNE-SSW en Gruyère, elles sont NE-SW en versant lémanique (voire même ENE-WSW: synclinal des Rochers de Naye).

Ce dispositif pourrait résulter directement du déplacement relatif sénestre de l'aile W de l'Intyamon (3.2.2a), dont le mouvement décrochant et la rotation seraient absorbés ici par un système de plis, d'ailleurs compliqué par des chevauchements (Corbeyrier, La Tinière, Veytaux, etc., voir BADOUX 1965*a*).

C'est donc l'ensemble du compartiment situé à l'W de l'Intyamon qui semble avoir subi une déformation rotationnelle N-S sénestre.

Dans le détail, les indices d'une telle déformation ne manquent pas. Rapidement énumérés, en voici quelques-uns, d'abord dans la partie S du secteur:

— Le massif d'Aï est découpé par de grandes failles méridiennes parallèles au décrochement de la Pierre du Moëllé, certaines à rejet sénestre indubitable (NE Leysin).

— L'extrême étirement du flanc N de l'anticlinal des Tours d'Aï pourrait s'expliquer en bonne partie par extension NE-SW dans un système cisaillant N-S, en plus de causes stratigraphiques très probables qui ont d'ailleurs dû jouer un rôle dans la localisation des déformations.

— La disparition rapide des anticlinaux de la Sarse aux Agites (BADOUX 1965*a*), la fin de l'anticlinal d'Aveneyre à Malatraix (PLANCHEREL & WEIDMANN 1972), indiquent de forts plongements axiaux, conformes à ce que l'on observe fréquemment dans un régime de cisaillement horizontal.

— Les chevauchements affectant le noyau de la zone anticlinale complexe de la Tinière s'inscrivent dans le même contexte, comme indiqué plus haut (3.2.2b).

Quant à la partie N du secteur, elle comporte des accidents subméridiens plus ou moins bien individualisés, qui la subdivisent en plusieurs sous-unités faisant preuve à nouveau d'une certaine indépendance réciproque de déformation:

— L'un de ces accidents, probablement en relation avec les décrochements du Vanil Blanc (flanc externe du synclinal de la Gruyère), passe par le col de Pétère (noyau anticlinal avec écaillage complexe; MAUVE 1921, PUGIN 1952), et doit se poursuivre par le cours supérieur de l'Albeuve pour venir se perdre dans les chevauchements frontaux de la région de Pringy. Il sépare la région intensément plissée et écaillée s'étendant de la Vudallaz à Gruyères, de la masse plus calme du Moléson (cette indépendance évite le recours à une disharmonie un peu artificielle sous le Moléson, qui découle des interprétations «cylindristes» classiques: GAGNEBIN 1926, PUGIN 1952, VON DER WEID 1961).

— Le synclinal perché du Moléson lui-même est découpé en trois segments basculés les uns par rapport aux autres (Moléson, Tremetta, Teysachaux) par de grandes failles N-S jouant en failles normales avec décalage vertical notable (environ 200 m à Teysachaux), dénotant un fort étirement dans l'axe de la structure.

— Le massif du Moléson est limité à l'W par un nouvel accident probable, qui prendrait naissance au Gros Plané, dans la zone du même nom (GAGNEBIN 1917, 1918*b*, MOREL 1976), passerait par le col de Villard (la carte de GAGNEBIN 1922 y indique des complications, actuellement peu visibles), et viendrait s'amortir dans les replis de la région des Vuipeys. Cet accident isolerait, à l'W, la région à plissement indépendant de Vilou-Petit Molojy, elle-même limitée au S par les chevauchements transversaux du Pralet (VON DER WEID 1961).

— A partir de là vers le S prévaut un système complexe d'écailles imbriquées de direction générale N-S (BADOUX 1965*a*, BURRI & HOMEWOOD, en préparation)

venant buter, par l'intermédiaire du massif de Caux formant zone «tampon» (écaille *C;* BADOUX 1965*a*, PLANCHEREL & WEIDMANN 1973), contre le synclinal ENE-WSW des Rochers de Naye. La disposition N-S des écailles frontales pourrait résulter en partie de mouvements cisaillants sénestres, en accord avec ce que l'on observe plus au N (région du Moléson) et plus à l'E (Intyamon).

3.3.2 *Le secteur (Mont d'Or) - Vanil Noir - Dent de Broc*

Il est compris entre les zones de dislocation de l'Intyamon et du Gros Mont, et certaines particularités structurales propres au compartiment ainsi délimité ont déjà été signalées lors de la description de ces zones (changements de direction des structures dans le massif de la Dent de Broc, apparition et disparition de la structure couplée synclinal des Morteys - anticlinal des Bimis dans le massif du Vanil Noir, etc.).

Un trait structural remarquable à l'intérieur du secteur est la déviation vers le SSW de la prolongation occidentale du cœur de l'anticlinal de la Jogne (voir 3.2.3c) le long du cours supérieur du ruisseau du Motélon. Au vu du contexte général, on peut sans hésiter l'attribuer à un accident décrochant, légèrement oblique par rapport à ceux qui l'encadrent, parce que parallèle aux couches et en quelque sorte guidé par elles. Un tel accident expliquerait le caractère lacunaire des assises liasiques du flanc interne de l'anticlinal (WENGEN 1924; COLLA, SCHÜTZ, diplômes inédits Lausanne 1976), qui se complètent aussi bien vers le SE (SPOORENBERG 1952) que vers le NE (CHENEVART 1945). Le décrochement s'amortirait, au S, dans la zone de transition de Rossinière (3.2.2b), et au N, en partie, dans le chevauchement du Haut Crêt (3.2.3c).

Mais son influence se fait sentir encore plus au N, dans le chevauchement du massif des Plans (noyau liasique de l'anticlinal des Combes) sur le massif du Vanil de la Monse (synclinal de la Dent de Broc), avec léger décrochement sénestre de l'aile E de ce dernier (CHATTON 1947).

Enfin, une composante décrochante N-S sénestre est nettement sensible dans les écaillages frontaux du massif d'Arsajoux (GILLIÉRON 1885, SPICHER 1966).

En ce qui concerne la partie S du compartiment, il a déjà été noté (3.2.2c) que le Mont d'Or (Médianes rigides) participe à la tectonique «décrochante» des Plastiques qui le côtoient ou le précèdent. Plus à l'E, une semblable association de chevauchements à trace NE-SW et de décrochements méridiens régit les relations entre l'anticlinal de (Pâquier-Clavel)-Pissot et l'anticlinal de «Sur le Grin»; puis entre ce dernier et les écailles de type Gastlosen formant la zone de la Laitemaire - La Braye - (lambeau de Souplat ?) (CAMPANA 1943, LOMBARD et al. 1974).

3.3.3 *Le secteur Dent de Ruth - Hochmatt - Massif des Bruns*

C'est le premier secteur touchant la chaîne des Gastlosen proprement dite (voir CAMPANA 1943, CHENEVART 1945, KLAUS 1953, PAGE 1969).

Outre d'innombrables cassures perpendiculaires à cette chaîne, diversement inclinées mais sans rejet horizontal appréciable (failles normales ou d'extension), il y existe plusieurs grandes failles, ou des zones de failles, de direction N-S à

NNE-SSW, découpant la chaîne en plusieurs tronçons et déterminant généralement des échancrures qui permettent le franchissement du rempart calcaire par ailleurs continu. Ces accidents jouent généralement en décrochement sénestre, et contribuent également à l'extension de la chaîne des Gastlosen.

Le système de failles séparant le massif des Rochers des Rayes de celui de la Laitemaire a déjà été décrit (3.2.3b); prolongeant les accidents du Gros Mont, il constitue la limite W du compartiment. A la limite E, les décrochements du col du Loup (Wolfsort) peuvent être considérés comme continuation lointaine ou relais de la dislocation Bellegarde - Lac Noir (3.2.1).

Deux accidents importants tronçonnent la moitié SW du segment de chaîne ainsi délimité: le décrochement complexe du Pertet à Bovets, entre Rochers des Rayes et Corne Aubert, et celui des Portes de Savigny, entre les Pucelles et la Dent de Savigny. Dans la moitié NE, des failles moins importantes passent entre le Zuckerspitz (Amelier) et la Dent de Ruth.

Les accidents du Pertet à Bovets et des Portes de Savigny coïncident avec de profondes modifications de structure de la chaîne: le système d'écailles chevauchantes caractérisant les Rochers des Rayes (3.2.3b), peut-être encore présent jusqu'aux Portes de Savigny (CHENEVART 1945), disparaît de nouveau à partir de là vers l'E, au profit d'une dalle calcaire simple.

Vers le N, ces accidents se relient sans doute directement au décrochement du Cheval Blanc, qui affecte le flanc S de l'anticlinal de la Jogne dans le massif de la Hochmatt (CHENEVART 1945). Au passage, la Nappe Supérieure en est profondément perturbée: la lame mésozoïque de la Gueyraz, bien développée vers l'W, se résout dans la région du Lapé en un chapelet d'écailles égrenées le long du plan de fracture.

Le décrochement du Cheval Blanc, avec son prolongement dans la Nappe Supérieure, présente un cas curieux. Il montre en effet un rejet dextre, alors que les accidents qui lui font face dans la chaîne des Gastlosen (Pertet à Bovets, Portes de Savigny), et plus généralement la majorité des décrochements méridiens affectant les Médianes plastiques, sont sénestres. Ceci cependant n'est pas tellement surprenant si l'on songe à l'indépendance de déformation qui accompagne en règle générale ce type d'accident, avec possibilité d'inversion du rejet. De plus, une composante verticale considérable intervient dans ce décrochement; le compartiment «Cheval Blanc» (E) est soulevé par rapport au compartiment «Hochmatt» (W) d'une centaine de mètres au moins (peut-être davantage: 150 à 200 m); ce décalage vertical se voit bien dans la paroi N du massif, si l'on observe les niveaux du Malm, par éclairage favorable, depuis le versant opposé. Il en résulte un soulèvement d'ensemble du flanc interne de l'anticlinal de la Jogne à l'E du décrochement, et donc un rétrécissement de la zone synclinale adjacente (suite de la zone de Château-d'Œx), rétrécissement qui accentue le rejet cartographique dextre du décrochement.

Quant à la partie du secteur située au N de la Jogne (massif des Bruns), elle est caractérisée par un système de plis en relais sénestre, comme indiqué plus haut (3.2.3d), pris entre la dislocation du Neuschelspass à l'E, et celle de (Gros Mont)-Dents Vertes à l'W (voir aussi TERCIER 1945, SPICHER 1966, ANDREY 1974, PLANCHEREL 1976).

3.3.4 *Le secteur Gastlosen-Kaiseregg*

Ce compartiment est marqué par l'avancée du massif du Kaiseregg le long de la dislocation du Neuschelspass (PLANCHEREL 1976), et un exhaussement corrélatif de la zone synclinale de Château-d'Œx dès la rive droite de la Jogne. En même temps, le caractère de cette zone se modifie radicalement, au point qu'elle perd rapidement, vers le NE, son individualité de «synclinal de nappes» séparant la chaîne des Gastlosen de la masse principale des Médianes plastiques. A sa place surgissent plusieurs replis dans le Crétacé (zone synclinale de Schafberg-Rotenchasten), puis la voûte à noyau de Malm et Dogger intermédiaire de l'anticlinal de Langel, alors qu'au S de ces structures, l'espace occupé par la Nappe Supérieure se rétrécit rapidement en direction de l'alpage de Reidigen (PAGE 1969).

Ce relais structural est à mettre en relation avec le chevauchement de l'écaille anticlinale de la Dürriflue (3.2.4b), dont l'apparition et le développement au-devant de l'écaille du Bäderhorn coïncident avec le soulèvement général des structures au NE de la Jogne (cf. fig. 6).

En rive gauche de ce cours d'eau, la torsion vers le NNE de l'écaille des Gastlosen, entre le Wolfsort et l'extrémité orientale de la chaîne (massif des Gastlosen proprement dit), reproduit, en plus atténué, l'étirement du chaînon Chällihorn-Neuschelsflüe le long du Neuschelspass. La dalle calcaire des Gastlosen s'abaisse ensuite brusquement vers l'E en direction de la Jogne, à la faveur d'un jeu d'importantes failles normales et dextres (KLAUS 1953, PAGE 1969). L'écaille correspondante du Bäderhorn étant au contraire soulevée, il en résulte un rejet apparent dextre des deux écailles au niveau de la cluse de la Plagersflue.

Dans la partie N du secteur, l'avancée et le soulèvement de l'ensemble Kaiseregg-Schafberg sont compensés par la zone d'imbrication complexe du Hohmattli (GISIGER 1967, PLANCHEREL 1976), avec élimination partielle (Lac Noir - Hohmattli) ou complète (Schönenboden) de divers termes des séries bordières et frontales des Médianes.

3.3.5 *Le secteur Gantrisch-Stockhorn*

Le massif formé par les chaînes du Gantrisch et du Stockhorn constitue une entité structurale à part dans l'arc des Médianes plastiques romandes.

Des modifications considérables interviennent en effet à la faveur de la zone de transition Hengstschlund-Boltigen (3.2.4). La plus évidente est le changement de direction des axes structuraux: ils deviennent ENE-WSW dans la chaîne du Stockhorn, et même E-W dans la chaîne du Gantrisch, alors qu'ils sont généralement orientés NE-SW dans la partie centrale de l'arc.

Le style des plis est également bien différent: le compartiment Gantrisch-Stockhorn est caractérisé par un faisceau de plis serrés, redressés, avec tendance très nette au déversement vers le S (plans axiaux à pendage N), contrastant vivement avec les plis des secteurs occidentaux, plus librement étalés et généralement déversés au NW.

D'autre part, ce compartiment semble dépourvu de grands accidents transversaux (sauf peut-être à son extrémité orientale, soit de part et d'autre du Heitiberg: Latterbach-Moosflue, et W Burgflue-Chrindi). Par contre, on y observe de

nombreux chevauchements imbriqués, qui ont pour particularité d'être d'autant plus redressés vers le haut que leur situation est plus interne. Il est même fréquent qu'ils soient déversés vers le S, comme les plans axiaux des plis, avec «sous-charriage» des structures méridionales (cf. fig. 9A): c'est le cas à la Schwiedenegg, au Rüdeli, puis tout au long de la Walper-Schuppenzone (= flanc N écaillé de l'anticlinal de Heiti), etc.

Il en résulte une sorte de dispositif en éventail, auquel il est tentant d'appliquer le modèle de «wedging» ou «imbricate thrusting» récemment proposé par SEELY, VAIL & WALTON (1974), qui explique le redressement progressif de plans axiaux et de chevauchements par un mécanisme d'imbrications successives par charriage (fig. 9B).

L'impression qui se dégage de l'ensemble de la zone Gantrisch-Stockhorn est celle d'une déformation en compression pure résultant d'un charriage de direction méridienne, sans intervention d'accidents cisaillants majeurs comme dans le reste de la nappe (les complications à l'approche du Hengstschlund mises à part).

Pour plus de détails concernant la structure de cette région particulière, on pourra se reporter à la belle carte de BECK & GERBER (1925), aux profils de BECK (in JEANNET 1922), GERBER & BECK (1934), GERBER (1948), ainsi qu'aux excellentes descriptions de RABOWSKI (1920), BIERI (1925), UMIKER (1952) et NICOL (1956).

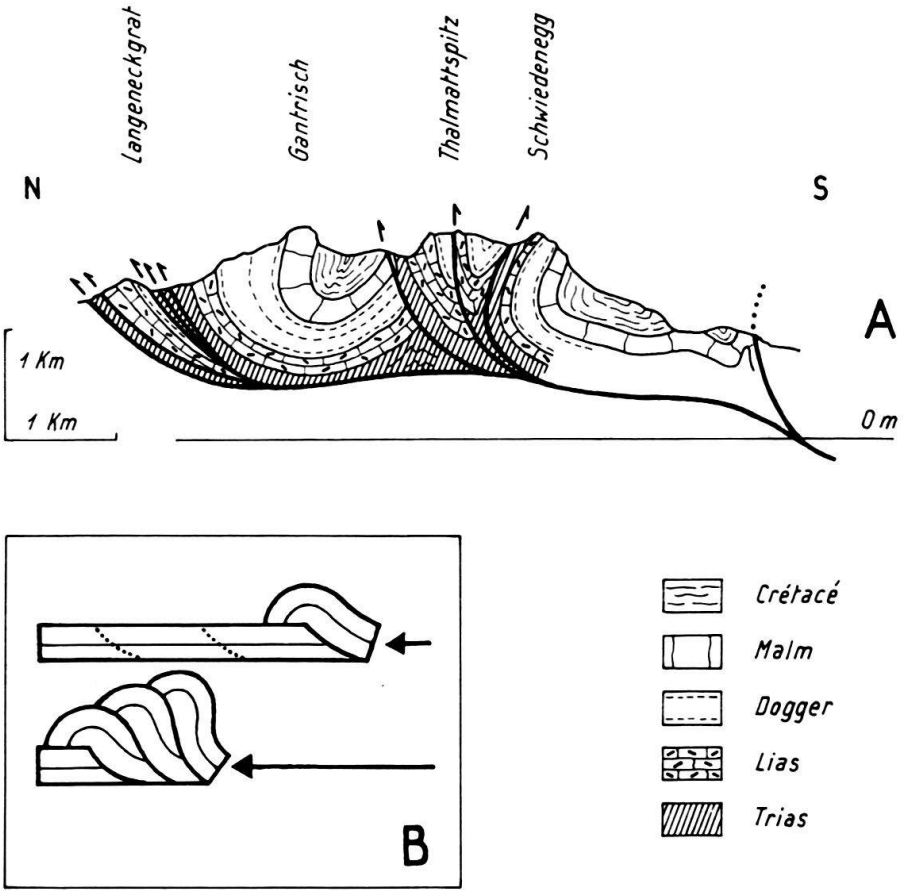


Fig. 9A. Structure en éventail du secteur Gantrisch-Stockhorn. Profil semi-schématique d'après GERBER 1934, 1948, UMIKER 1952, modifiés.

Fig. 9B. Modèle de «wedging» ou «imbricate thrusting» de SEELY, VAIL & WALTON 1974.

4. Le mécanisme de la déformation: proposition d'un modèle cinématique

Deux constatations ressortent clairement de l'examen des rapports géométriques entre les grandes structures de la nappe des Préalpes médianes plastiques:

1. L'ensemble de la nappe est affecté par un réseau subméridien d'accidents coulissants sénestres.
2. La genèse de ces accidents «transversaux» ne peut se dissocier de celle des structures «directionnelles» - plis et chevauchements.

Il a été montré ailleurs (PLANCHEREL 1976) que la dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir répondait en tous points au modèle de «wrench fault» de WILCOX, HARDING & SEELY (1973). Le recours à ce modèle permet en particulier de justifier la grande liberté de déformation que l'on observe de part et d'autre de cet accident.

La démonstration pourrait se répéter pour chacun des autres grands accidents recoupant les Médianes plastiques. Tous présentent en effet, à divers degrés de développement, l'un ou l'autre des aspects structuraux typiquement liés aux «wrench faults».

Mais l'intérêt particulier de ces accidents réside avant tout dans le fait de leur association en un réseau cohérent et parallèle. S'agissant en effet non plus d'un accident isolé - que l'on pouvait attribuer à une cause locale - mais d'une famille d'accidents parallèles affectant toute la nappe, il y a lieu de trouver un mécanisme valable pour l'ensemble de ce dispositif.

Celà ne pose pas grand problème tant que nous avons affaire à deux phases de déformation distinctes: les accidents transversaux subméridiens des Médianes plastiques traduiraient alors simplement l'intervention d'un champ de cisaillement N-S sénestre, se superposant à un champ de compression en moyenne NW-SE (tectonique croisée). Mais nous savons par ailleurs qu'une séparation en deux phases est en contradiction avec ce que l'on peut déduire des relations réciproques entre les plis et les accidents transversaux: les deux types de déformation sont en fait intimement associés. On est donc amené à les attribuer à une même phase.

Il en résulte un conflit entre directions de déformation obtenues par les méthodes habituelles à partir de l'orientation des plis, et directions de déformation déduites de la prédominance d'accidents coulissants transversaux N-S. En effet, sauf pour les Préalpes bernoises (zone du Hengstschlund et massif Gantrisch-Stockhorn), on aboutit à des résultats différents et apparemment incompatibles, selon que l'on applique l'un ou l'autre de ces critères.

Là encore, la théorie du «wrenching» offre une explication mécanique logique.

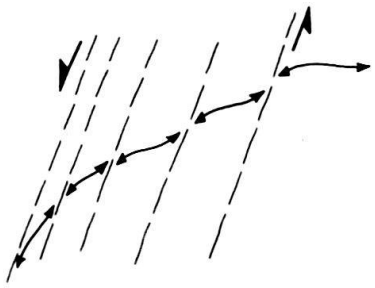


Fig. 10. Rotation des axes de plis dans un système d'accidents coulissants sénestres.

On sait qu'un couple de cisaillement horizontal induit un champ de contraintes se traduisant, entre autres, par la naissance de plis en échelon obliques à sa direction (WILCOX et al. 1973, PLANCHEREL 1976). Si maintenant ce couple de cisaillement unique est remplacé par une zone de cisaillement composite - une «wrench zone» ou, pour reprendre un terme de BERGERAT (1977), une «voie de coulissement» - les plis auront tendance à s'aligner selon sa direction (voir p. ex. HARDING 1973). Et l'on pourra aboutir finalement, dans le cas d'un faisceau de failles cisaillantes serrées, à une rotation de tout le système de plis (fig. 10), qui pourra dès lors prendre une direction subparallèle à celle du cisaillement initial.

Si le mouvement des deux lèvres de la zone de cisaillement est convergent - ce qui est fréquent - l'excès de compression se traduira par des chevauchements imbriqués à pendage d'autant plus raide qu'ils se rapprochent davantage de la zone de cisaillement, à laquelle ils se raccordent en profondeur («upthrusts», LOWELL 1972, WILCOX et al. 1973). Il en résultera une structure en éventail (fig. 11) soit unilatérale, soit bilatérale, selon les conditions particulières de la déformation (largeur de la zone de cisaillement, situation, nature du matériau déformé, place disponible, etc.). Un exemple de ce type de déformation pourrait être fourni par le système d'écailles imbriquées de la région de Montreux (3.3.1).

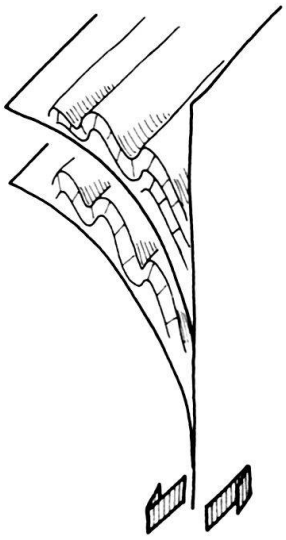


Fig. 11. Structure en éventail résultant d'un cisaillement horizontal (inspiré de LOWELL 1972 et WILCOX et al. 1973).

On voit immédiatement les avantages que présente le modèle du «wrenching» pour l'interprétation de la structure d'ensemble des Préalpes médianes plastiques. Il permet en effet d'expliquer bien des particularités de cette structure, comme la prédominance d'un système d'accidents transversaux parallèles, leur fonctionnement contemporain du plissement, la rotation des axes de plis, l'étirement selon ces mêmes axes, l'apparition de plis «secondaires», la présence de structures imbriquées en éventail, etc.

Un premier résultat important se dégage donc de l'étude géométrique du dispositif structural des Médianes plastiques romandes, résultat que l'on peut formuler comme suit: *Les Préalpes médianes plastiques ont été déformées par un jeu de contraintes N-S (NNE-SSW) à la fois compressives et cisaillantes, la compression prédominant à l'E, et cédant le pas progressivement à un important régime de cisaillement horizontal sénestre en direction de l'W.*

En effet, un champ de déformation général perpendiculaire aux axes des plis, tel qu'il est généralement admis, c'est-à-dire en moyenne NW-SE, peut difficilement rendre compte, à mon avis, de la prédominance presque exclusive d'accidents N-S (sans compter que ce champ devrait en fait être radial pour répondre à la rotation des plis, ce qui soulève des difficultés mécaniques non négligeables). Au contraire, une déformation cisaillante N-S, prenant le relais d'une compression elle aussi N-S, pourrait satisfaire à la fois à la présence de ces accidents et à la disposition arquée du faisceau de plis par rotation du système.

Une fois admis ce mécanisme de déformation, il reste à déterminer la nature des contraintes qui en sont la cause, c'est-à-dire à passer du plan de la cinématique à celui de la dynamique.

5. Le moteur de la déformation: essai d'interprétation dynamique

Pour tenter d'appréhender les forces responsables d'une déformation dans une unité tectonique donnée, il est nécessaire de replacer celle-ci dans un cadre plus large. L'étude des relations réciproques entre structures de diverses unités permettra généralement de préciser la place de cette déformation dans l'espace et dans le temps. On arrivera ainsi à cerner le problème par élimination.

Dans notre cas, il est primordial de déterminer si la déformatoin par cisaillement horizontal sénestre des Préalpes médianes plastiques - que nous savons indissociable de leur plissement - affecte ou non les unités encadrantes, et, dans l'affirmative, lesquelles.

Un rapide coup d'œil sur certains points structuraux particuliers de ces unités fournira quelques éléments de réponse à cette question (5.1), nous permettant d'aborder ensuite l'interprétation dynamique proprement dite (5.2 et 5.3).

5.1 *Extension de la déformation par cisaillement horizontal des Médianes plastiques aux unités encadrantes* (voir planche hors-texte)

5.1.1 *Unités en position supérieure et interne*

Le fait que les accidents transversaux de la nappe des Préalpes médianes plastiques affectent également la Nappe Supérieure n'a rien de surprenant: on sait que ces deux unités, après le recouvrement de la première par la deuxième, ont été mises en place et déformées ensemble. L'influence de ces accidents est évidente notamment en ce qui concerne la zone de Château-Œx, comprise entre les Plastiques proprement dites et les Gastlosen (Gros Mont, Lapé, etc.; voir plus haut), mais aussi dans la zone Rodomonts - Hundsrügg - Nieder Simmental, au S des Gastlosen. Le prolongement de la faille de Boltigen vers le S, pour ne citer que cet exemple, est manifeste, aussi bien morphologiquement que par le décalage et l'indépendance des lames mésozoïques anté-flysch de la nappe de la Simme entre Boltigen et Weissenbach (voir en particulier la carte de Rabowski 1912; également Flück 1973).

Voyons ce qu'il en est des unités plus internes: Médianes rigides, Brèche, Niesen.

Le cas du Mont d'Or (Médianes rigides) a déjà été évoqué. Sa position avancée par rapport aux écailles de la Grande Eau témoigne de l'existence du décrochement de la Pierre du Moëllé. Il est probable que les gauchissements de l'extrémité SW du Niesen, dans la région d'Aigremont, soient en partie liés à l'avancée du Mont d'Or («réajustements», HOMEWOOD 1974), ce qui contribue encore à embrouiller une situation structurale déjà fort complexe au départ (LOMBARD 1971, HOMEWOOD 1974, BADOUX & HOMEWOOD 1978). D'autre part, les recherches futures montreront si l'accident de la Pierre du Moëllé se prolonge, après la zone d'Exergillod, dans la région tourmentée d'Ollon-Antagnes, qui marque la fin occidentale du diverticule ultrahelvétique du Meilleret (HOMEWOOD 1974) et l'étirement de la Zone submédiane vers le S (WEIDMANN et al. 1976), prolongement que je tiens pour probable.

D'autres accidents méridiens, en continuation plus ou moins directe avec ceux des Médianes plastiques, sont signalés plus à l'E. Citons, dans les Rochers de Château-d'Œx (Rigides et Brèche; DOUSSE 1965, LONFAT 1965), l'accident du Gauderlibach séparant l'écaille de la Dorfflüe (JACCARD 1907) de l'extrémité orientale du chaînon du Rubli; et, plus au S, diverses failles N-S accidentant l'extrémité E de l'écaille de la Gummflue (BAUD, in LOMBARD 1975). Des accidents importants affectent la nappe du Niesen au passage de la Sarine, entre Gstaad et Gsteig (LOMBARD 1971), ainsi que la nappe de la Brèche au passage de la Simme, entre Zweisimmen et St. Stephan («Simmentalstörung» et failles associées, ARBENZ 1947). A plus grande échelle, l'avancée des masses de Rigides et Brèche du Simmental-Diemtigtal - avec rotation au NNE des replis frontaux de ces mêmes nappes situés en rive gauche de la Simme, à la hauteur de Zweisimmen et dans le prolongement S des dislocations de Boltigen - pourrait traduire également une déformation par cisaillement N-S (ce serait une explication partielle de l'«angle rentrant des Saanenmöser» de LUGEON & GAGNEBIN).

5.1.2 *Unités en position externe*

a) Région Montreux-Semsales

Une interprétation possible du système d'écailles imbriquées de la région N de Montreux, au front des Préalpes médianes, a été proposée au chapitre 4. Elle semble pouvoir s'appliquer mieux encore au segment des Préalpes externes jouxtant cette région à l'W. Des travaux récents et en cours sur le chaînon Niremont-Corbetta-Pléiades (WEIDMANN et al. 1977; MOREL, thèse en préparation; et communications orales de ces auteurs) apportent en effet, après GAGNEBIN (1922, 1924), d'intéressantes précisions concernant la structure tant de la nappe du Gurnigel (CARON 1976) que des écailles mésozoïques ultrahelvétiques entre Montreux et Semsales.

Cette structure est caractérisée à la fois par un intense écaillage E-W de type «upthrust» - voir en particulier les chevauchements internes du Flysch du Gurnigel dans la coupe de la Veveyse de Fégire (fig. 6 de WEIDMANN et al.), de même que la verticalité du contact Gurnigel-Médianes - et par un fort étirement dans le sens N-S, surtout sensible dans les écailles mésozoïques, découpées par de nombreuses failles normales («flexures» de GAGNEBIN 1924). Ces observations s'intègrent fort bien dans le contexte d'une déformation générale par un système cisaillant N-S, qui

affecterait donc en même temps le front des Médianes plastiques entre Montreux et le Pralet (voir 3.3.1), et les Préalpes externes entre Montreux et Semsales.

Est-ce un hasard si les complications décrites par MORNOD (1949) dans la dépression Vaulruz-Romont - soit la terminaison vers l'E de la «Molasse à charbon» vraie (sans vouloir minimiser pour autant le caractère stratigraphique de cette disparition), la modification vers l'W du système d'écailles de Molasse subalpine de la région de Vaulruz (RITTER 1924, MORNOD 1946), ou la convexité de l'écaille du Gérignoz vers le Plateau avec redressement ou rebroussement de la Molasse miocène du Gibloux, etc. - se placent précisément dans le prolongement de la zone de cisaillement N-S Pléiades-Semsales? Ce serait en tout cas là un premier indice d'une répercussion possible des accidents transversaux préalpins sur la Molasse subalpine, et même peut-être sur le contact de cette dernière avec la Molasse du Plateau.

b) Région au nord de Gruyères

Toute une série de dislocations remarquables affectent l'avant-pays des Préalpes médianes au droit des accidents transversaux de l'Intyamon. Et tout d'abord la «Demi-fenêtre de Broc», définie et minutieusement décrite par MORNOD (1945*a*, *b*, 1949), montrant une juxtaposition presque inextricable de Flysch subalpin d'une part, de wildflysch et termes mésozoïques appartenant aux Préalpes externes d'autre part, à contacts fréquemment redressés et alignés selon une direction générale subméridienne, comme les décrochements de Gruyères.

Le prolongement de cette même direction coïncide, un peu plus au N, avec la coupure brutale du système de plis dessinés par les assises mésozoïques ultrahelvétiques dans le massif du Montsalvens (GUILLAUME 1957). L'exagération de ces plis en direction de cette coupure et leur arrangement en échelon s'accordent d'ailleurs fort bien avec l'existence d'un couloir de décrochement dont la direction serait matérialisée par la vallée de la Sarine.

Plus au N encore, toujours dans la même direction, l'empilement des écailles de Flysch subalpin et de Molasse subalpine (MORNOD 1949) subit de notables modifications, apparemment liées à des accidents coulissants N-S ou NNE-SSW (EMMENEGGER 1962, 1972): terminaison vers l'E de l'écaille de Vaulruz, ainsi que de la base de l'écaille de Champotey-Ramsera, disparition possible vers l'W de l'écaille de la Pattaz-Holena.

Un accident parallèle à la vallée de la Sarine se dégage du plan de chevauchement des Médianes à la hauteur de Charmey et court le long de la bordure orientale du massif du Montsalvens, lui imprimant une violente torsion vers le N (Colline du Frassillet: TERCIER 1945, GUILLAUME 1957). Cet accident isole le Montsalvens et les écailles qui le précèdent au N (Crétacé supérieur de la Bodevena, Flysch Gurnigel de l'arête Bimont - La Chia - Croset, wildflysch), de la masse principale de Flysch Gurnigel du massif de la Berra. Ce dernier s'avance ainsi vers le N («arc du Cousimbert», TERCIER 1928), écrasant sous lui, à l'E de la Roche, le Flysch subalpin et les écailles internes de Molasse subalpine, et réduisant considérablement la largeur de l'écaille externe (Gérignoz - La Roche).

Chose intéressante, ces accidents semblent également atteindre le contact Molasse subalpine / Molasse du Plateau, comme le prouvent les décalages sénestres

ou la tectonisation entre les massifs de poudingue miocène (Helvétien) de Pont-la-Ville, la Combert, la Feyla, etc. (EMMENEGGER 1962).

Ces décrochements doivent cependant s'amortir rapidement vers le N: on ne connaît pas en effet de grands accidents décrochants dans la Molasse du Plateau de la région fribourgeoise, tout au moins en surface. Il est par contre tentant de les mettre en relation avec la «structure transversale de Fribourg» (SCHUPPLI 1950, CRAUSAZ 1959, EMMENEGGER 1962), de direction méridienne identique: synclinal de Fribourg et anticlinal associé d'Alterswil. Les deux types de déformation - accidents coulissants transversaux dans les Préalpes, ondulations transversales dans la Molasse - seraient en fait l'expression d'une même contrainte dans deux matériaux de compétence et de puissance différentes.

c) Région au nord du Lac Noir

Laissons de côté les masses de Flysch du Gurnigel formant les massifs de la Berra et du Schwyberg, dont la tectonique est encore très mal connue (quelques indications dans TERCIER 1928), et voyons ce que devient la dislocation du Neuschelspass au N du Lac Noir.

On possède actuellement peu d'indices directs d'une continuation de cet accident à travers la zone du Flysch du Gurnigel, si ce n'est celui, non négligeable, de la profonde coupure morphologique N 20° E livrant passage à la branche occidentale de la Singine («Warme Sense»), entre Schwyberg et Ättenberg.

Mais l'alignement selon une direction N 30° E de dislocations affectant tour à tour la marge N de cette zone, la Molasse subalpine, puis le bord interne de la Molasse du Plateau, est frappant (voir feuille Gurnigel, TERCIER & BIERI 1961). C'est d'abord la subite réduction d'épaisseur de la série de Hellstätt, immédiatement à l'E de cette localité. C'est ensuite, à Rossboden, la réapparition vers l'E d'écailles internes de Molasse subalpine («Rossboden-Schuppe», SCHMID 1970), mal ou pas du tout représentées au pied N de la Berra et du Schwyberg. C'est enfin, de Buechwald à Gambach, la spectaculaire avancée de la Molasse subalpine (en l'occurrence la «Seftigschwand-Schuppe») le long du bord oriental de l'éperon de poudingues helvétiens de Riffenmatt.

La Molasse du Plateau est ici repoussée de 2½ à 3 km vers le N, cette translation sénestre étant entièrement absorbée, dès la hauteur de Gambach (SCHMID 1970), par un violent rebroussement de sa marge interne, se traduisant par l'apparition de la «Gibeleggschuppe» (GERBER 1932, RUTSCH 1933, 1947), écaille parautochtone formée d'Helvétien-Tortonien renversé. Il s'agit probablement là de l'une des illustrations les plus remarquables du prolongement ou du relais d'un accident transversal préalpin dans la Molasse du Plateau.

d) Région au nord du Gantrisch

Le secteur du Gurnigelberg et du cours supérieur de la Gürbe, à l'W de Blumenstein, présente un assemblage structuralement complexe de terrains appartenant au Flysch du Gurnigel, au wildflysch, au Flysch subalpin et à la Molasse subalpine. De plus, l'abondance des dépôts quaternaires et l'importance des

phénomènes d'instabilité superficielle dans la région ne facilitent guère l'observation des relations mutuelles de ces unités.

Cependant, grâce aux patientes recherches stratigraphiques de BLAU (1966) et de VAN STUIJVENBERG (thèse en préparation), complétant les données déjà anciennes de GERBER (1925), BECK & GERBER (1925), TERCIER & BIERI (1961), un schéma structural relativement sûr commence actuellement à se dégager. Il semble pouvoir s'intégrer assez bien dans un système d'accidents transversaux analogue à celui des Médianes, et le prolongeant.

Ainsi l'accident du Hengstschlund (3.2.4) se poursuivrait à travers le Flysch du Gurnigel (voir WINKLER 1977), tantôt sous forme de décrochement, tantôt sous forme de chevauchement, passant par le Selibüel et le Seligraben, au bord W du Gurnigelberg, pour venir se raccorder ensuite au chevauchement qui limite au NW et au N l'écaille de Molasse subalpine de Fuchsegg.

D'autre part, un accident N-S, qui coupe le chevauchement précité dans la région de Wattenwil, pourrait suivre la basse vallée de la Gürbe. Il rendrait compte du décalage dextre de la limite entre Molasse subalpine (charriée) et Molasse du Plateau (cf. les difficultés de corrélation entre les deux rives de la Gürbe: BECK & GERBER 1925, BECK 1946, BECK & RUTSCH 1949, 1958; discussion chez BLAU 1966). Vers le S, cet accident se gauchirait à partir de Blumenstein et viendrait se relier, au moins de façon virtuelle, au plan de chevauchement des Préalpes médianes, déterminant au passage la terminaison occidentale de l'écaille liasique du Langeneckgrat.

Pris en amygdale entre l'accident du Seligraben à l'W et celui de la Gürbe à l'E, le massif du Gurnigel présente de ce fait un maximum de complication, exprimé par un écaillage particulièrement intense. Il sépare deux régions à comportement tectonique différent: côté W, le Flysch du Gurnigel, bien qu'encore écaillé et haché de nombreux décrochements (VAN STUIJVENBERG 1973, et thèse en préparation), s'étale de plus en plus librement, formant une chaîne bien individualisée; côté E, il semble s'écraser et se laminer sous la chaîne du Gantrisch.

Rappelons qu'une différence de comportement analogue se fait sentir dans les Médianes plastiques, de part et d'autre de la zone de dislocation Hengstschlund-Boltigen (voir 3.2.4 et 3.3.5).

Cette dernière se raccorderait ainsi, par l'intermédiaire du relais latéral que constitue le «corps amygdalaire» du Gurnigelberg, à l'accident décrochant de la vallée de la Gürbe. On aurait là un nouvel exemple de dislocation touchant à la fois les Préalpes et leur avant-pays molassique.

Il est cependant curieux de constater que l'accident du Gürbetal joue en décrochement dextre. Un essai d'explication de cette apparente «anomalie» sera donné plus loin.

5.2 *Incompatibilité des structures observées avec le modèle de déformation par gravité*

Les quelques observations qui précèdent, concernant la déformation dans les unités extérieures aux Médianes plastiques, pour sommaires qu'elles soient, permettent néanmoins de faire à nouveau deux constatations:

1. La déformation par cisaillement horizontal observée dans les Préalpes médianes plastiques affecte l'ensemble du bâti préalpin (y compris Flysch subalpin et Molasse subalpine).
2. Cette déformation semble s'étendre également à l'avant-pays molassique (Molasse du Plateau). Les indices d'une telle répercussion paraissent en tout cas suffisants pour qu'il soit permis de l'envisager au moins à titre d'hypothèse de travail.

La deuxième de ces constatations est particulièrement lourde de conséquences, car elle va nous conduire à remettre en question le rôle de la gravité en tant que moteur principal de la déformation des Préalpes. Des incompatibilités d'ordre chronologique et mécanique rendent en effet difficile le recours à un tel mode de déformation.

Les dépôts molassiques les plus récents paraissant affectés par des accidents transversaux préalpins, ou impliqués dans des déformations qui leur sont liées, datent de l'Helvétien (Gibloux, la Combert, Riffenmatt) et du Tortonien (écaille de Gibelegg). Ceci assignerait à ces accidents un âge miocène supérieur à pliocène, ou indiquerait tout au moins qu'ils ont fonctionné à cette époque.

Mais nous savons par ailleurs que la genèse de ces accidents ne peut se dissocier du plissement des Préalpes médianes plastiques, et probablement de la déformation des Préalpes en général (voir *1*, ci-dessus).

D'autre part, le repos des Préalpes sur la Molasse rouge chattienne, ainsi que la présence de matériel préalpin dans les éléments des conglomérats chattiens (TRÜMPY & BERSIER 1954), fixe leur mise en place à l'Oligocène, comme cela est reconnu depuis longtemps (SCHARDT, LUGEON, etc.).

Il y a dès lors indépendance entre le moment de la mise en place, oligocène, et l'âge de la déformation par cisaillement horizontal, mio-pliocène.

On pourrait évidemment envisager un étalement de la mise en place dans le temps. Mais il subsiste de toute manière un problème mécanique. On ne peut guère concevoir, en effet, que les accidents internes d'une nappe ou d'un paquet de nappes en glissement gravitatif se répercutent profondément dans l'avant-pays, comme cela semble être le cas (structure transversale de Fribourg, décrochement de Riffenmatt, accident de la Gürbe). De plus, on ne voit pas pourquoi, dans un glissement qu'il faudrait bien admettre comme SE–NW, ces accidents seraient presque systématiquement orientés selon une direction méridienne.

Je propose donc, à titre d'hypothèse, de restreindre l'intervention de la gravité à la phase de mise en place, et de séparer dans le temps mise en place et déformation.

La déformation des Préalpes, ou du moins la phase la plus importante de leur déformation, serait d'âge mio-pliocène, liée à la déformation de l'avant-pays molassique, comme l'avait d'ailleurs remarqué MORNOD (1949).

Mais il n'y a pas de raison, jusqu'à preuve contraire, de mettre en doute l'âge oligocène de la mise en place, pour laquelle le glissement gravitatif fournit au demeurant une explication tout à fait satisfaisante.

Cette solution, si elle offre l'avantage de satisfaire aux données chronologiques, a cependant l'inconvénient, en écartant le rôle de la gravité comme cause efficiente de la déformation, de priver cette dernière d'un moteur.

Il s'agit d'en trouver un autre, capable de rendre compte à la fois de la déformation des Préalpes et de celle de leur avant-pays actuel.

5.3 *Une alternative: la «subduction mio-pliocène»*

> "Underthrusting from the north, however, seems to provide a more satisfactory cause for many phenomena, although most structures can be explained in either way."
>
> R. TRÜMPY (1960): Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.

Nous savons, par l'étude des relations géométriques entre grandes structures des Préalpes médianes plastiques, que celles-ci ont été déformées par un jeu de contraintes N–S admettant une importante composante de cisaillement horizontal sénestre.

Nous croyons savoir, par l'étude des relations structurales entre Préalpes médianes plastiques et unités encadrantes, que cette déformation affecte non seulement l'ensemble des Préalpes, mais encore leur avant-pays molassique. Il en découle que cette déformation n'est pas due à la gravité, et qu'elle est d'âge mio-pliocène.

Cela fait passablement de restrictions. Et l'on ne voit guère d'autre solution, pour en tenir compte, que de faire intervenir, au Mio-Pliocène, une force de compression et de cisaillement méridienne qui serait extérieure aussi bien aux Préalpes qu'à leur avant-pays et substratum molassique. Et ceci quel que soit le sens dans lequel cette force s'exerce: S–N, traduisant une poussée du corps alpin déjà constitué, ou N–S, par action du soubassement.

Ma préférence va à la deuxième de ces possibilités. En effet, comme le fait remarquer TRÜMPY (1975) à propos de la genèse de certaines nappes, l'intervention d'une force d'entraînement s'exerçant par le bas («subduction» au sens large), paraît mécaniquement plus satisfaisante que le recours à une poussée transmise par l'arrière. Ce concept peut s'étendre aussi bien à la déformation. *Aussi admettrons-nous que la déformation mio-pliocène traduit un «sous-charriage» de la Molasse sous les Préalpes, plutôt qu'un «charriage» des Préalpes sur la Molasse* (du point de vue cinématique, ou du mouvement relatif, cela revient au même, mais non du point de vue dynamique).

A en juger par l'ampleur de cette déformation – qui, rappelons-le, englobe l'ensemble des Préalpes – ce sous-charriage doit être considérable, et il est possible que le socle y soit impliqué: la notion de «subduction» est dès lors proche («crustal subduction», TRÜMPY 1975).

Dans le détail, divers indices structuraux militent dans le sens d'une déformation résultant d'une action du soubassement, soit par sous-charriage depuis le N, soit par cisaillement transversal:

a) Les plis renversés et chevauchements redressés des Préalpes bernoises (3.3.5) peuvent par exemple fort bien s'interpréter comme des coins successivement redressés par des plans de sous-charriage ou de subduction de plus en plus jeunes. Il faut d'ailleurs relever à ce propos que le modèle de «wedging» de

SEELY, VAIL & WALTON - réversible - a été mis au point en premier lieu sur la base d'observations faites dans des contextes de «subduction» (fig. 9 et 12).

b) On observe fréquemment, dans les flancs redressés des plis, des «failles plates» provoquant systématiquement un déplacement vers le S des compartiments inférieurs. Cela semble indiquer une contrainte s'exerçant depuis le bas, car on ne voit pas, une fois la gravité mise hors de cause, ce qui aurait pu provoquer un déplacement vers le N des compartiments supérieurs. Les exemples ne manquent pas: chevauchements de la Ruine de Montsalvens, dans les Externes (GUILLAUME 1957), du Gross Toss, au flanc N de l'anticlinal de la Jogne (CHENEVART 1945), de Schopfenspitz-Combiflue, dans le massif des Bruns (ANDREY 1974, PLANCHEREL 1976), de Corbeyrier, au flanc N de l'anticlinal des Tours d'Aï (BADOUX 1965*a*), et nombreux cas analogues à toutes les échelles.

c) Les grands cisaillements transversaux des Médianes n'atteignent pas toujours la surface sous forme d'accidents «cassants», alors que l'on peut raisonnablement supposer leur existence en profondeur. C'est encore là le signe d'une action du substratum ou du «socle». Bien qu'il puisse exister en principe d'autres modes de «déformation différentielle» (p.ex. «tear faults»), il faut noter que les «wrench structures» les plus typiques prennent toujours naissance sur des accidents décrochants du socle (WILCOX et al. 1973). Remarquons encore que l'origine des structures transversales du Plateau molassique fribourgeois est considérée depuis longtemps comme liée à des accidents de socle (voir SCHUPPLI 1950).

Ce qui précède souligne encore, s'il en est besoin, que l'action du substratum ne se traduit pas par un mécanisme de sous-charriage ou de «subduction» simple. Un chevauchement simple ne suffirait d'ailleurs pas à expliquer tous les faits observés. Comme nous le savons, il s'y ajoute en fait, dès l'extrémité occidentale des Préalpes bernoises vers l'W, une forte composante cisaillante horizontale, souvent prédominante.

Les deux mécanismes se combinent et fonctionnent concurremment, le déplacement se faisant tantôt par sous-charriage, tantôt par décrochement, tantôt par mouvement oblique selon des surfaces gauches. La résultante générale est le cisaillement sénestre N-S que nous avons déduit de l'examen de la géométrie des Médianes plastiques.

Nous tenons là également l'explication du relais de l'accident de la Gürbe et de son rejet dextre (5.1.2d): la «subduction» domine à l'E, dans les Préalpes bernoises, comme le montrent la structure interne des Médianes plastiques dans ce secteur, leur orientation, leur serrage, la réduction du Flysch du Gurnigel, etc. A la hauteur de la Gürbe, le ou les plans de sous-charriage sont recoupés par un permier accident cisaillant N-S. D'une part, celui-ci tend à contourner l'obstacle des Médianes, ce qui se traduit par une torsion aboutissant au relais latéral du Gurnigelberg. D'autre part, une partie de la contrainte étant «absorbée» par le décrochement, la «subduction» sera moindre à l'W de l'accident: les structures auront tendance à s'étaler vers le S, avec rejet sénestre, mais aussi vers le N, avec rejet dextre (c'est un mécanisme «transformant»). Cette situation, avec ouverture en éventail des compartiments W et tendance locale au rejet dextre, se retrouve à plusieurs reprises le long du bord

externe de l'arc romand (Lac Noir, Gruyères, Gros Plané, etc.), quoique de façon moins spectaculaire que dans le secteur de la Gürbe.

En rassemblant les diverses données fournies par l'étude structurale des Préalpes médianes plastiques d'une part, de leur cadre actuel d'autre part, nous aboutissons en définitive à l'interprétation cinématique et dynamique suivante: *Mises en place par glissement gravitatif à l'Oligocène, les Préalpes (y compris la Molasse subalpine) auraient été principalement déformées lors d'une phase de subduction et de cisaillement mio-pliocène, par sous-charriage de leur avant-pays molassique.*

L'aspect «subduction» de cette situation est schématisé par la figure 12. Il faut souligner expressément qu'il n'a pas été tenu compte, sur cette figure, de l'aspect «cisaillement transversal» de la déformation, dont l'obliquité par rapport aux directions structurales générales rend difficile, voire incompréhensible, une représentation sur un profil conventionnel perpendiculaire aux axes des plis. L'aspect «cisaillant» apparaît en fait le plus clairement dans l'image cartographique.

En profondeur, la subduction mio-pliocène se placerait quelque part dans le prolongement du bord du massif de l'Aar, sous le front des nappes helvétiques, qu'elle contribue à déformer.

En surface, elle se traduirait, un peu à l'image de ce que l'on voit dans les Montagnes Rocheuses (voir p.ex. ROEDER 1967), par de multiples plans de chevauchement (en fait plans de sous-charriage), répartis dans toute la masse préalpine. Il serait bien difficile de dégager, parmi ces chevauchements, un plan de subduction principal, surtout si l'on prend en compte les complications apportées par les cisaillements transversaux.

La déformation mio-pliocène des Préalpes matérialiserait en somme la subduction crustale de la phase «épi-alpine» suggérée par TRÜMPY (1973), ou subduction S_6 esquissée (avec point d'interrogation) par le même auteur en 1975, ou phase post-sarmatienne postulée par FUCHS (1976; voir en particulier d'intéressantes remarques de cet auteur concernant l'écaille de Gibelegg).

C'est, par ailleurs, la solution que nous avons proposée, avec C. CARON et P. HOMEWOOD, pour la partie préalpine du profil général I.C.G. Besançon–Biella (en préparation), élaborée à l'Institut de Géologie de Fribourg. A noter que les réserves concernant la non-représentation des plans de cisaillement transversaux sont également valables pour ce profil.

Il est bien évident que la phase de déformation mio-pliocène n'est pas la seule à avoir affecté les nappes préalpines. Certaines phases sont attestées par la stratigraphie: paléotectoniques liasique, crétacée, etc.; d'autres se déduisent des relations mutuelles entre nappes: déformations probables entre arrivée de la nappe de la Sarine et arrivée du reste de la Nappe Supérieure. Certaines structures sont probablement liées à la mise en place: écaillage initial de la Molasse subalpine, des Médianes frontales; peut-être des plis à grand rayon de courbure (synclinal de la Gruyère ?, anticlinal Tinière–Jaun ?) étaient-ils esquissés dès cette époque.

Oblitérées ou exagérées par la déformation mio-pliocène, ces structures sont de ce fait même difficiles à reconnaître. Peut-être arrivera-t-on un jour, par les méthodes de la microtectonique, à séparer clairement ces diverses phases de déformation et à en évaluer l'importance (cf. MASSON 1972; BAUD & MASSON 1975, 1976; MULLIS 1976*a*, *b*). Je pense, quant à moi, que la part essentielle de la structure

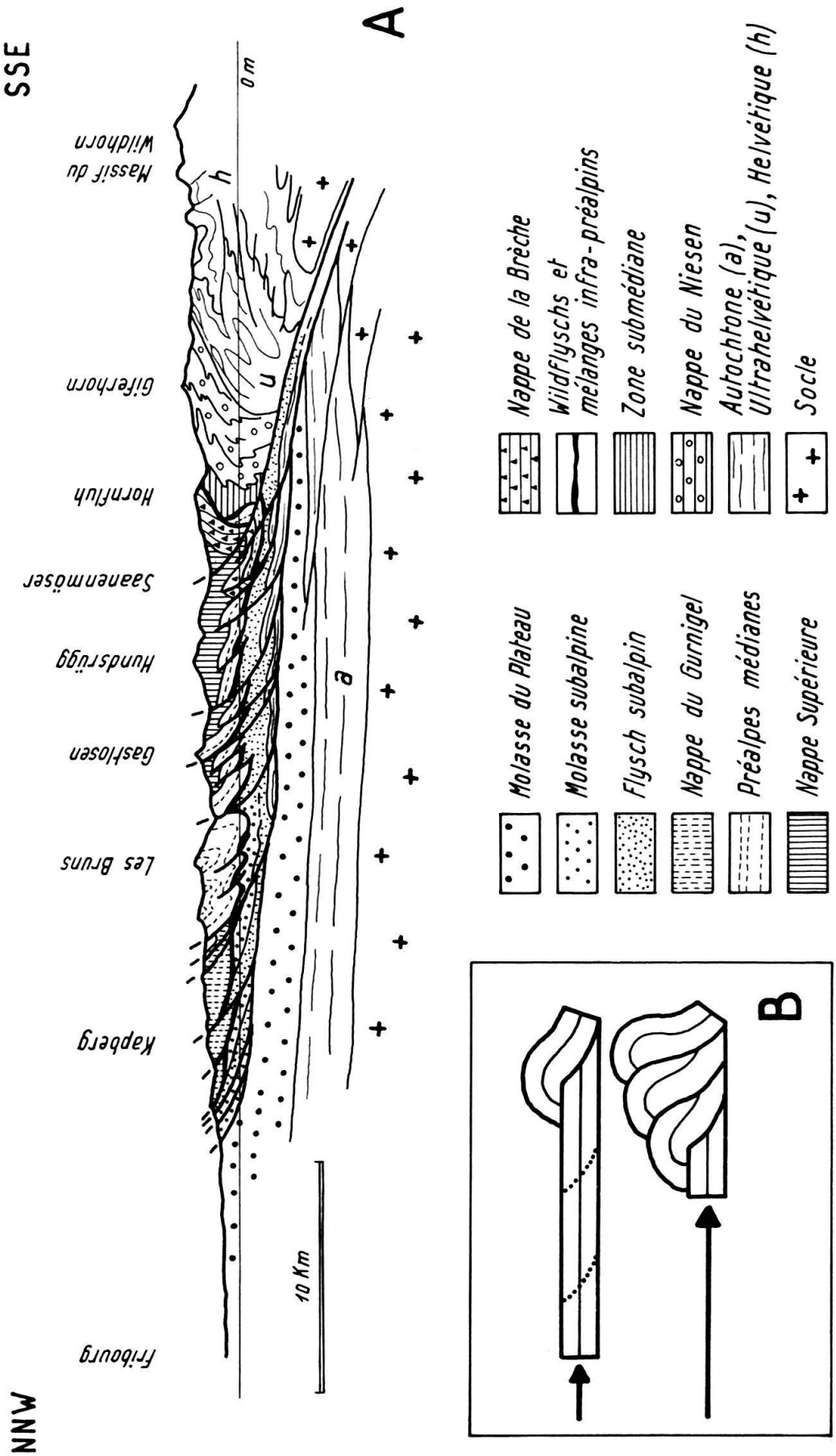


Fig. 12A. Profil schématique général montrant la déformation des Préalpes par subduction (remarque: Pour la déformation par cisaillement transversal, voir planche hors-texte).

Fig. 12B. Modèle de «wedging» ou «imbricate thrusting» par sous-charriage (SEELY, VAIL & WALTON 1974). Comparer avec la figure 9.

actuelle des Préalpes revient à la phase de cisaillement et de subduction mio-pliocène. Il me semblait logique de commencer par essayer de comprendre cette dernière, avant d'aborder l'étude des phases de déformation antérieures.

6. Comparaisons et perspectives

Une phase de déformation aussi marquante ne peut pas se restreindre au seul domaine des Préalpes et de leurs alentours immédiats. Elle doit avoir des répercussions plus lointaines. Le fait de pouvoir l'insérer dans un contexte plus large constituerait d'ailleurs une garantie de sa crédibilité.

Sans entrer dans les détails, et sans suivre un ordre bien défini, j'aimerais, dans ce dernier chapitre, évoquer brièvement quelques hypothèses, analogies ou rapprochements suggérés par l'interprétation précédemment développée.

6.1 *Préalpes*

Je n'ai pas abordé, dans ce travail, les difficiles problèmes posés par les *terminaisons occidentale et orientale de l'arc préalpin romand.* Pour le faire, il aurait fallu englober dans l'étude une analyse comparée des unités structurales composant cet arc avec celles se trouvant respectivement en rive gauche du Rhône et en rive droite de l'Aar. Je me contenterai de signaler quelques contributions possibles du modèle proposé à la solution de ces problèmes.

Pour l'extrémité orientale, il y aurait lieu de tenir compte de la «subduction» du pied de la chaîne du Gantrisch, qui doit se prolonger en direction du lac de Thoune, exagérant encore l'opposition si manifeste entre les deux versants de la vallée de l'Aar.

A l'autre extrémité, la séparation d'avec l'arc chablaisien, probablement originelle ou précoce, est certainement accentuée par la zone de cisaillement N–S sénestre qui détermine le bord W des Préalpes dans la région de Montreux, et dont le prolongement trouverait aisément place dans la vallée du Rhône. Il se pourrait même que cet accident se continue en rive gauche du Rhône, où sa présence serait attestée par la juxtaposition latérale des Médianes rigides et de la Brèche entre Vionnaz et les Portes de Culet (Badoux 1962). La partie E du Léman, ou Haut-Lac, serait à son tour déterminée par «subduction» de la bordure N de l'arc chablaisien, répétant le dispositif des Préalpes bernoises. Diverses complications structurales comprises dans l'angle rentrant entre cette zone de cisaillement N–S et cette zone de «subduction» E–W pourraient trouver là une explication possible, comme par exemple le chevauchement du Mont-Pèlerin récemment décrit par Burri & Bersier (1972).

Le dispositif de l'*arc chablaisien* est semblable, dans ses grandes lignes, à celui de l'arc romand, ce qui suggère un même mécanisme de déformation. Cette parenté se retrouve dans nombre de particularités structurales, que ce soit dans l'allure et la répartition des plis, ou la nature et l'orientation des plans de rupture. La structure des Préalpes valaisannes (Badoux 1962), avec ses plis E–W redressés et serrés, ses chevauchements imbriqués, rappelle sur bien des points celle des Préalpes bernoises. Le décrochement de Bonnevaux (Badoux & Mercanton 1962) est comparable,

tant par sa direction que par son influence sur les chevauchements et les plis qu'il recoupe, aux grands accidents transversaux des Médianes romandes. Enfin la rotation des plis, encore plus prononcée que dans les Romandes, indique de nouveau un fort cisaillement méridien à la bordure W de l'arc.

6.2 *Avant-pays*

En ce qui concerne le *bassin molassique,* l'amorce d'un système de dislocations pouvant faire penser à des cisaillements de socle N-S a été signalée plus haut (structure transversale de Fribourg, accident de la Gürbe). On possède actuellement, grâce à la prospection pétrolière, divers indices, malheureusement pas toujours accessibles, de l'existence d'un réseau de cisaillements subméridiens sénestres dans le tréfonds du Plateau suisse (cf. SCHUPPLI 1950, PASQUIER & PERSOZ 1977). CHENEVART (1978) signale des zones asismiques («blind zones») dans les sismogrammes du bassin molassique de la partie N du canton de Fribourg. Mais on ne peut guère suivre cet auteur lorsqu'il en tire argument pour un grand décrochement s'étendant des Préalpes au Jura selon une direction SE-NW («Thunersee-Charquemont wrench faulting»). Les observations de surface, aussi bien dans le secteur de Wattenwil (cf. notre accident de la Gürbe), que dans celui au N de Neuchâtel (cf. feuille Val de Ruz, BOURQUIN et al. 1968), parlent plutôt en faveur de cisaillements méridiens. Après tout, les «zones sourdes» du Plateau fribourgeois (fig. 1 de CHENEVART) peuvent «s'aligner» selon bien d'autres directions que SE-NW, en particulier S-N.

Plus intéressante paraît être la ligne «Solothurn-Bern-Gantrisch» déduite par PAVONI (1977) de l'étude de la répartition générale des séismes en Suisse. Comme le fait remarquer PAVONI, cette ligne limite à l'E la structure transversale de Fribourg, et se trouve d'autre part dans l'exact prolongement S du bord oriental du fossé rhénan. Elle sépare une zone à séismicité relativement faible, à l'E, d'une zone à séismicité plus forte, à l'W. La coïncidence avec le changement de style dans les Préalpes, au droit de l'accident de la Gürbe, est frappante. Je n'hésite pas à y voir une étroite relation causale.

On ne peut s'empêcher d'autre part, une fois arrivé au pied du *Jura* en suivant la ligne sismique précitée, de faire le rapprochement entre le plissement principal de cette chaîne et celui des Préalpes. Tant l'âge de ces déformations (mio-pliocène), que la parenté de la géométrie d'ensemble (forme arquée, étalement des plis vers l'W, prédominance d'accidents subméridiens sénestres), suggèrent en fait une cause commune. Nous rejoignons ici le «Fernschub» de BUXTORF (1907) et LAUBSCHER (1961), mais fonctionnant selon une direction méridienne, et en sens inverse (UMBGROVE 1948, d'après TRÜMPY 1975), la couverture mésozoïque du Jura étant non pas poussée, mais retenue par le prisme sédimentaire molassique lors du sous-charriage du socle vers le S. De plus, nous ajouterons au sous-charriage une forte composante cisaillante horizontale, exprimée par les décrochements sénestres et par la rotation du système de plis, comme l'avaient d'ailleurs proposé WEGMANN d'une part, et PAVONI d'autre part, dès 1961. Du même coup se trouverait atténuée l'antinomie entre partisans de l'allochtonie (LAUBSCHER) et de l'autochtonie (RIGASSI 1977) de la déformation du Jura.

Il apparaît ainsi que Préalpes, bassin molassique et Jura ont été déformés (selon leur style propre lié à leur compétence et leur situation particulières), au même moment et par le même mécanisme combiné de «subduction» et de cisaillements horizontaux dans un champ de contraintes N-S, la «subduction» N-S dominant à l'E, les cisaillements N-S à l'W.

L'existence du cisaillement horizontal sénestre s'accorde bien avec ce que l'on connaît de la tectonique du *fossé rhénan.* Les schémas séismo-tectoniques montrent que celui-ci fonctionne actuellement en décrochement sénestre (AHORNER 1975), induisant un champ de contraintes en compression SE-NW. (Remarquons que la prédominance d'un système d'accidents synthétiques indique que le champ de contraintes correspondant n'est pas la cause, mais la conséquence du cisaillement, comme le veut la théorie du «wrenching», cf. WILCOX et al. 1973. Le mouvement des blocs, dans le modèle d'AHORNER, devrait être un coulissement sénestre méridien, et non un rapprochement NW-SE.)

Ce champ de contraintes était le même ou presque au Mio-Pliocène (BERGERAT 1977): on peut en inférer que le cisaillement sénestre fonctionnait également à cette époque, prenant une part importante dans la phase plicative principale du Jura (PAVONI 1961).

6.3 *Alpes occidentales*

Après ce crochet jurassien et rhénan, revenons vers le S et voyons s'il est possible d'intégrer la déformation par «subduction» et cisaillement des Préalpes, sinon peut-être par l'âge, du moins par des ressemblances de mécanisme, dans un *cadre alpin plus large.* La chose est plus délicate, car nous interférons avec des déformations antérieures plus nombreuses qu'ailleurs et surtout plus complexes. De ce fait, c'est principalement l'aspect cisaillement horizontal qui va apparaître.

Il semble qu'un certain nombre de grands accidents, certaines situations structurales, puissent être envisagés sous l'angle d'une telle déformation. L'énumération qui suit, loin d'être exhaustive, n'a d'autre prétention que de susciter quelques réflexions dans ce sens.

Certains «linéaments» pourraient être interprétés éventuellement en décrochement (ou tout au moins avec une composante décrochante non négligeable): bordure N de la couverture du massif de l'Aar dans la dépression Gemmi-Kandersteg, bord S du Niesen entre Adelboden et Frutigen, limite entre nappe de Morcles et nappe des Diablerets dans la Lizerne, limite de la couverture Mont-Blanc avec le Pennique dans le Val Ferret, fin occidentale de la nappe de Morcles et relais entre massif du Mont-Blanc et massif de Belledonne au N et au S de St-Gervais, etc.

Des systèmes de plis ou chevauchements à déversement bilatéral, comme l'éventail de Bagnes ou les zones de «rétrocharriage» des Alpes françaises (voir p.ex. BARFETY et al. 1968, BARFETY & GIDON 1975), pourraient résulter d'un mécanisme de cisaillement longitudinal en régime convergent (chevauchements en «upthrusts»: LOWELL 1972, WILCOX et al. 1973; et fig. 11). Allongés en gros N-S, et réputés jeunes, ces systèmes ne suivent pas la courbure des Alpes au N (il n'y a pas, par exemple, de liaison directe entre éventail de Bagnes et pli en retour des Mischabel), et pourraient en fait constituer des relais, souvent guidés par des structures préexistantes, d'accidents cisaillants observés plus au N.

De façon analogue, les chaînes subalpines septentrionales, avec leur direction générale N 30° E quasi rectiligne résultant de la disposition en relais d'éléments structuraux subméridiens, et leurs chevauchements de type «upthrust» déversés vers l'W, mais aussi localement vers l'E (GIDON 1964, 1966), représentent peut-être un système plissé né par compression E-W (ESE-WNW) dans un couloir de cisaillement horizontal N-S (NNE-SSW).

Serait-il possible que le canal sismique à très faible vitesse qui caractérise les Alpes occidentales, mais disparaît à l'E de la zone d'Ivrée (POUPINET 1976) soit en fait l'expression profonde de ces mécanismes de cisaillement horizontal? La question vaut la peine d'être posée, surtout si l'on songe qu'une zone analogue de faible vitesse est également liée au fossé rhénan (MUELLER et al. 1969).

On serait dès lors en présence d'un système cisaillant de grande envergure traversant l'Europe du N au S[8]), et séparant, depuis le Mio-Pliocène, une «plaque ouest-européenne» d'une «plaque de l'Europe centrale», en mouvement relatif sénestre (ce qui ne signifie pas forcément que la «plaque centrale» se déplace vers le N; les deux plaques peuvent se déplacer dans le même sens, mais à des vitesses différentes, sans que cette différence soit d'ailleurs nécessairement très grande). Ce dispositif pourrait s'accorder avec le modèle de DEWEY et al. (1973), qui admet un déplacement relatif vers le N de l'Afrique par rapport à l'Europe à partir de neuf millions d'années, c'est-à-dire à partir de la fin du Miocène (Tortonien).

L'extrémité occidentale de la chaîne alpine serait prise en écharpe par cette zone de cisaillement ou de «continental transform». Il en résulterait une partie au moins de sa courbure.

Selon cette interprétation, la disposition actuelle des Alpes occidentales résulterait non pas de la réorientation de structures E-W dans un système de *compression* global N-S (BOUDON et al. 1976), mais d'une compression E-W induite par un *cisaillement* N-S, qui prend ici le pas sur la compression.

Le cisaillement horizontal N-S, annoncé par des signes avant-coureurs déjà depuis assez loin à l'E (vallée du Rhin à l'aval de Coire, décrochements du Säntis, des Alpes glaronnaises, etc.), s'accentuerait à la hauteur des Préalpes, relayant peu à peu la «subduction», et serait maximum dans les Alpes françaises.

Les Préalpes occupent ainsi une place privilégiée, à la charnière de l'arc alpin, où s'affrontent deux expressions différentes mais équivalentes de la déformation traduisant le déplacement relatif général de l'Europe vers le S.

Je voudrais, à ce propos et pour terminer, souligner combien me paraît important le rôle des cisaillements horizontaux dans la genèse des systèmes plissés.

Le modèle du «wrenching» convergent, avec naissance de structures en éventail parallèles au cisaillement, me paraît particulièrement intéressant pour expliquer certaines chaînes à déversement bilatéral ou unilatéral, caractérisées par des faisceaux de chevauchements se redressant vers le bas, comme par exemple les Pyrénées (voir CHOUKROUNE 1974). Par opposition aux «subduction orogenic belts», LOWELL (1972) appelle ces chaînes des «strike-slip orogenic belts».

---

[8]) Ceci rejoint les conclusions de WEGMANN, brièvement évoquées dans son article de 1961, article contenant d'ailleurs l'essentiel des concepts actuellement groupés sous le terme de «wrench tectonics».

L'exemple des Préalpes et de leur cadre plus large nous montre cependant que subduction et cisaillement horizontal peuvent coexister dans une même chaîne et au même moment, en tant qu'expressions équivalentes d'une déformation induite par l'action d'un socle, leur domaine d'interférence donnant naissance à des systèmes de plis arqués.

BIBLIOGRAPHIE

AHORNER, L. (1975): *Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe.* In: PAVONI, N., & GREEN, R. (Ed.): *Recent crustal movements* (p. 233-249). - Tectonophysics *29*/1-4.

ANDREY, J.D. (1974): *Géologie de la partie orientale du massif des Bruns (Préalpes fribourgeoises).* - Thèse Univ. Fribourg.

ARBENZ, K. (1947): *Geologie des Hornfluhgebietes (Berner Oberland).* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *89.*

BADOUX, H. (1962): *Géologie des Préalpes valaisannes.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *113.*

— (1965a): *Feuille 47, Montreux.* Atlas géol. Suisse 1:25000. - Comm. géol. Suisse.

— (1965b): *Les relations de l'Ultrahelvétique et des Préalpes médianes dans la vallée de la Grande Eau.* - Eclogae geol. Helv. *58*/1, 11-16.

BADOUX, H., & HOMEWOOD, P. (1978): *Le soubassement de la nappe du Niesen dans la région du Sépey (Alpes vaudoises).* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *228*, 15-23.

BADOUX, H., & MERCANTON, C.H. (1962): *Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais.* - Eclogae geol. Helv. *55*/1, 135-188.

BAILEY, E.B. (1935): *Tectonic Essays, mainly alpine.* - Oxford Univ. Press.

BARFETY, J.C., & GIDON, M. (1975): *La place des failles longitudinales dans la structure du Briançonnais oriental (Alpes occidentales, France).* - C.R. Acad. Sci. Paris (D), *281*, 1677-1680.

BARFETY, J.C., GIDON, M., & KERCKHOVE, C. (1968): *Sur l'importance des failles longitudinales dans le secteur durancien des Alpes internes françaises.* - C.R. Acad. Sci. Paris (D), *267*, 394-397.

BAUD, A. (1972): *Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes.* - Eclogae geol. Helv. *65*/1, 43-55.

BAUD, A., & MASSON, H. (1975): *Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: failles conjuguées et paléokarst à Saint Triphon (Préalpes médianes, Suisse).* - Eclogae geol. Helv. *68*/1, 131-145.

— (1976): *Déformation ductile et bréchification le long du plan de chevauchement de l'écaille de la Gummfluh (Préalpes médianes rigides, Suisse). Résumé.* - Eclogae geol. Helv. *69*/2, 471-472.

BAUD, A., MASSON, H., & SEPTFONTAINE, M. (1977): *Karsts et paléotectonique jurassiques du domaine briançonnais des Préalpes.* - Symp. Sédiment. jurass. ouest-europ. Paris 1977.

BAUD, A., & MEGARD-GALLI, J. (1975): *Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase pré-océanique: cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes.* - 9e Congr. int. Sédimentol. (Nice) *5*, 45-53.

— (1977): *Le Trias moyen et supérieur des Alpes nord-occidentales et occidentales: données nouvelles et corrélations stratigraphiques.* - Bull. Bur. Rech. géol. min. (2/Sect. IV), *1977*/3, 233-250.

BECK, P. (1946): *Über den Mechanismus der subalpinen Molassetektonik.* - Eclogae geol. Helv. *38*/2, 353-368.

BECK, P., & GERBER, E. (1925): *Geologische Karte Thun-Stockhorn, 1:25000* (Spezialkarte 96). - Geol. Komm. schweiz. natf. Ges.

BECK, P., & RUTSCH, R. (1949): *Blatt 21, Münsingen-Konolfingen-Gerzensee-Heimberg.* Geol. Atlas Schweiz 1:25000. - Schweiz. geol. Komm.

— (1958): *Erläuterungen zu Blatt 21, Münsingen-Konolfingen-Gerzensee-Heimberg.* Geol. Atlas Schweiz 1:25000. - Schweiz. geol. Komm.

BERGERAT, F. (1977): *La fracturation de l'avant-pays jurassien entre les fossés de la Saône et du Rhin. Analyse et essai d'interprétation dynamique.* - Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. (2), *19*/4, 325-338.

BERLIAT, K. (1942): *Über das Alter der Couches rouges in den Préalpes médianes.* - Eclogae geol. Helv. *35*/2, 127-132.

BERSIER, A., & WEIDMANN, M. (1971): *Le glissement de terrain de Cergnat-La Frasse (Ormont-Dessous, Vaud).* - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *188* et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *334.*

BERTRAND, J., & WEIDMANN, M. (1978): *Les nodules minéralisés de la Jointe (vallée de l'Hongrin, Crétacé inférieur de la nappe des Préalpes Médianes).* - Arch. Sci. Genève *31*/3.

BIERI, P. (1925a): *Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland).* - Diss. Univ. Bern.

— (1925b): *Der Bau der Klippendecke zwischen Gantrisch und Simmental (Berner Oberland) [Auszug].* - Jb. phil. Fak. II Univ. Bern *5*, 89-109.

— (1946): *Über die Ausbreitung der Simmendecke in den östlichen Préalpes romandes.* - Eclogae geol. Helv. *39*/1, 25-34.

BLAU, R.V. (1966): *Molasse und Flysch im östlichen Gurnigelgebiet (Kt. Bern).* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *125.*

BOLLER, K. (1963): *Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen im Neocom der Klippendecke.* - Eclogae geol. Helv. *56*/1, 15-102.

BOUDON, J., GAMOND, J.F., GRATIER, J.P., ROBERT, J.P., DEPARDON, J.P., GAY, M., RUHLAND, M., & VIALON, P. (1976): *L'arc alpin occidental: Réorientation de structures primitivement E-W par glissement et étirement dans un système de compression global N-S?* - Eclogae geol. Helv. *69*/2, 509-519.

BOURQUIN, P., BUXTORF, R., FREI, E., MUHLETHALER, C., RYNIKER, K., & SUTER, H. (1968): *Feuille 51, Val de Ruz.* Atlas géol. Suisse 1:25000. - Comm. géol. Suisse.

BÜCHI, O. (1931): *Die Färbung des Rio des Morteys und die Quelle von Jaun.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *30*, 97-105.

BURRI, M., & BERSIER, A. (1972): *Les complications tectoniques du Mont-Pèlerin.* - Eclogae geol. Helv. *65*/1, 21-26.

BURRI, M., & HOMEWOOD, P.W. (en prép.): *Contribution à la connaissance du front de la nappe des Préalpes médianes plastiques sur la transversale des Bains d'Alliaz - Cape au Moine.*

BUXTORF, A. (1907): *Geologische Beschreibung des Weissenstein-Tunnels und seiner Umgebung.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *21.*

CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizer Alpen.* - Wepf & Co, Basel.

CAMPANA, B. (1943): *Géologie des nappes préalpines au NE de Château-d'Œx.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *82.*

CARON, C. (1963): *Etude géologique des flyschs préalpins entre les Dranses du Chablais.* - Thèse 3e cycle, Fac. Sci. Paris.

— (1972): *La Nappe Supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin.* - Eclogae geol. Helv. *65*/1, 57-73.

— (1976): *La nappe du Gurnigel dans les Préalpes.* - Eclogae geol. Helv. *69*/2, 297-308.

CARON, M. (1966): *Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse).* - Rev. Micropaléont. *9*/2, 68-93.

CHATTON, M. (1947): *Géologie des Préalpes médianes entre Gruyères et Charmey (Région de la Dent de Broc).* - Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. *13.*

CHENEVART, C. (1945): *Les nappes des Préalpes médianes et de la Simme dans la région de la Hochmatt (Préalpes fribourgeoises).* - Mém. Soc. fribourg. Sci. nat. *12.*

— (1978): *Seismic profiles as related to wrench-faulting in the Swiss Molasse basin.* - Eclogae geol. Helv. *71*/1, 53-60.

CHOUKROUNE, P. (1974): *Structure et évolution tectonique de la zone nordpyrénéenne: Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale.* - Thèse Univ. Sci. Tech. Languedoc (Acad. Montpellier).

CRAUSAZ, U.C. (1959): *Géologie de la région de Fribourg.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *48* (1958), 5-117.

CROWELL, J.C. (1974): *Origin of late Cenozoic basins in southern California.* In: DICKINSON, W.R. (Ed.): *Tectonics and sedimentation* (p. 190-204). - Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral. *22.*

DEBELMAS, J., & KERCKHOVE, C. (1973): *Large gravity nappes in the French-Italian and French-Swiss Alps.* In: DE JONG, K.A., & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and tectonics* (p. 189-200). - Wiley & Sons, New York/London/Sydney/Toronto.

DEBELMAS, J., & LEMOINE, M. (1964): *La structure tectonique et l'évolution paléogéographie de la chaîne alpine d'après les travaux récents.* - «L'Information scientifique» *19*/1 (janv.-févr. 1964).

— (1970): *The Western Alps: paleogeography and structure.* - Earth-Sci. Rev. *6*/4, 221-256.

DELANY, F. (1948): *Observations sur les Couches rouges et le Flysch dans plusieurs régions des Préalpes médianes.* - Eclogae geol. Helv. *41*/1, 95-99.

DEWEY, J.F., PITMANN, W.C., RYAN, W.B.F., & BONNIN, J. (1973): *Plate tectonics and the evolution of the Alpine System.* - Bull. geol. Soc. Amer. *84*/10, 3137-3180.

DOUSSE, B. (1965): *Géologie des Rochers de Château-d'Œx (partie orientale).* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *119.*

ELLENBERGER, F. (1950): *Sur les affinités briançonnaises du Trias à faciès radical des Préalpes médianes suisses.* - C.R. Soc. géol. France *1950,* 55-57.

— (1953): *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.* - Eclogae geol. Helv. *45*/2 (1952), 285-286.

ELTER, G., ELTER, P., STURANI, C., & WEIDMANN, M. (1966): *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes.* - Arch. Sci. Genève *19*/3.

EMMENEGGER, C. (1962): *Géologie de la région sud de Fribourg. Molasse du plateau et Molasse subalpine.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *51* (1961), 5-166.

— (1972): *Molasse du Plateau et molasse subalpine au sud de Fribourg.* In: *Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse dans la molasse et les Préalpes fribourgeoises, du 11 au 13 octobre 1971.* - Eclogae geol. Helv. *65*/1, 243-246.

FAVRE, E., & SCHARDT, H. (1887): *Description géologique des Préalpes du canton de Vaud et du Chablais.* - Matér. Carte géol. Suisse *22.*

FAVRE, G. (1952): *Les Préalpes médianes entre l'Hongrin et la Sarine (région de la Dent de Corjon).* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *41* (1951), 41-119.

FLÜCK, W. (1973): *Die Flysche der präalpinen Decken im Simmental und Saanenland.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *146.*

FOURMARIER, P. (1949): *Observations sur le comportement de la schistosité dans les Alpes.* - Annales Hébert et Haug *7,* 171-183.

FREUND, R. (1974): *Kinematics of transform and transcurrent faults.* - Tectonophysics *21*/1, 93-134.

FUCHS, W. (1976): *Gedanken zur Tektogenese der nördlichen Molasse zwischen Rhone und March.* - Jb. geol. Bundesanst. (Wien) *119*/2, 207-249.

FURRER, U. (1977): *Stratigraphie des Doggers der östlichen Préalpes médianes.* - Diss. Univ. Bern.

GAGNEBIN, E. (1917): *Les Klippes du Gros Plané (Moléson).* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *51,* 186-187.

— (1918a): *Les lacunes du Lias inférieur entre Montreux et le Moléson.* - P.V. Soc. vaud. Sci. nat. *5* (juin 1918).

— (1918b): *Encore sur les Klippes du Gros Plané.* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *52,* 70-71.

— (1922): *Carte géologique des Préalpes entre Montreux et le Moléson et du Mont Pélerin* (Carte spéc. n° 99). - Comm. géol. Suisse.

— (1924): *Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales.* - Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *2*/1.

— (1926): *Excursion au Moléson.* In: TERCIER, J., & GAGNEBIN, E.: *Compte-rendu de l'excursion de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises, les 1, 2, 3 septembre 1926.* - Eclogae geol. Helv. *20*/2, 268-274.

GARFUNKEL, Z. (1972): *Transcurrent and transform faults: a problem of terminology.* - Bull. geol. Soc. Amer. *83*/11, 3491-3496.

GENGE, E. (1942): *Über die Kohlevorkommen im Ostende der Gastlosenschuppe.* - Eclogae geol. Helv. *35*/2, 294-311.

GERBER, E. (1919): *Über den Aufbau des Wirtneren- oder Langeneckgrates (westlich von Blumenstein).* - Mitt. natf. Ges. Bern *1919* (8.Nov.).

— (1925): *Geologie des Gurnigels und der angrenzenden subalpinen Molasse (Kt. Bern).* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *50*/2.

— (1932): *Zur Stratigraphie und Tektonik der subalpinen Molasse von Rüschegg (Kt. Bern).* - Mitt. natf. Ges. Bern *1931.*

— (1948): *Geologische Profile.* In: *Schweizerische Alpenposten, Gurnigel-Gantrisch.* - PTT Bern.

GERBER, E., & BECK, P. (1934): *Exkursion Nr. 40, Gurnigel-Langeneckgrat-Gantrischkette-Stockhorn-Erlenbach.* Geol. Führer Schweiz. Fasc. VIII (p. 593-603). - Wepf, Basel.

GIDON, M. (1964): *Nouvelle contribution à l'étude du massif de la Grande-Chartreuse et de ses relations avec les régions avoisinantes.* - Trav. Lab. Géol. Grenoble *40,* 187-205.

— (1966): *Sur la tectonique de l'élément chartreux oriental au Sud-Est de Saint-Pierre-de-Chartreuse (Isère).* - Trav. Lab. Géol. Grenoble *42,* 117-125.

GILLIÉRON, V. (1885): *Description géologique des territoires de Vaud, Fribourg et Berne.* - Matér. Carte géol. Suisse *18.*

GISIGER, M. (1965): *Essais de stratigraphie par la microfaune dans le Lias supérieur et le Dogger des Préalpes plastiques fribourgeoises, région du Lac Noir.* - Eclogae geol. Helv. *58/2*, 1001-1004.

— (1967): *Géologie de la région Lac Noir-Kaiseregg-Schafberg.* - Eclogae geol. Helv. *60/1*, 237-349.

— (1968): *Erosions dans le Crétacé des Préalpes fribourgeoises.* - Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole *35/86*, 8-18.

GROSS, A. (1966): *Contribution à l'étude du Jurassique moyen et supérieur des Préalpes médianes vaudoises.* - Eclogae geol. Helv. *58/2* (1965), 743-788.

GUILLAUME, H. (1957): *Géologie du Montsalvens (Préalpes fribourgeoises).* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *104.*

HARDING, T.P. (1973): *Newport-Inglewood trend, California, an example of wrenching style of deformation.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *57/1*, 97-116.

HOBBS, B.E., MEANS, W.D., & WILLIAMS, P.F. (1976): *An outline of structural geology.* - Wiley & Sons, New York.

HOMEWOOD, P. (1974): *Le flysch du Meilleret (Préalpes romandes) et ses relations avec les unités l'encadrant.* - Eclogae geol. Helv. *67/2*, 349-401.

HOMEWOOD, P., & WINKLER, W. (1978): *Les calcaires détritiques et noduleux du Malm des Médianes plastiques dans les Préalpes fribourgeoises.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *66/2* (1977).

HORWITZ, L. (1913): *Quelques résultats d'un levé géologique dans les Alpes fribourgeoises.* - C.R. Soc. Sci. Varsovie *6/5.*

— (1917): *Anciens plis dans les Préalpes médianes.* - P.V. Soc. vaud. Sci. nat. *1917* (19 déc.).

I.C.G. (Inter-Union Commission on Geodynamics), Working group 9 (en prép.): *Profil Besançon-Biella.*

JACCARD, F. (1907): *La région Rubli-Gummfluh (Préalpes médianes).* - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *11* et Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *43/161*, 407-548.

JEANNET, A. (1912/13-1918): *Monographie géologique des Tours d'Aï.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *34.*

— (1922): *Das romanische Deckengebirge, Préalpes und Klippen.* In: HEIM, ALB.: *Geologie der Schweiz* (Bd. II/2, p. 589-676). - Tauchnitz, Leipzig.

JEANNET, A., & GERBER, E. (1919): *Sur une lacune du Lias inférieur dans l'anticlinal du Stockhorn.* - P.V. Soc. vaud. Sci. nat. *1919* (19 nov.).

KLAUS, J. (1953): *Les Couches rouges et le Flysch au Sud-Est des Gastlosen (Préalpes romandes).* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *42*, 5-128.

— (1960): *Le «Complexe schisteux intermédiaire» dans le synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes).* - Eclogae geol. Helv. *52/2*, 753-851.

LAUBSCHER, H.P. (1961): *Die Fernschubhypothese der Jurafaltung.* - Eclogae geol. Helv. *54/1*, 221-282.

LEMOINE, M. (1953): *Remarques sur les caractères et l'évolution de la paléogéographie de la zone briançonnaise au Secondaire et au Tertiaire.* - Bull. Soc. géol. France (6), *3*, 105-120.

— (1973): *About gravity gliding tectonics in the Western Alps.* In: DE JONG, K.A., & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and tectonics* (p. 201-216). - Wiley & Sons, New York/London/Sydney/Toronto.

LOMBARD, A. (1971): *La nappe du Niesen et son flysch.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *141.*

— (1975): *Notice explicative de la feuille 64, Les Mosses.* Atlas géologique de la Suisse 1:25000. - Comm. géol. Suisse.

LOMBARD, A., AEPLI, A., ANDRAU, E.W.K., et. al. (1974): *Feuille 64, Les Mosses.* Atlas géol. Suisse 1:25000. - Comm. géol. Suisse.

LONFAT, F. (1965): *Géologie de la partie centrale des Rochers de Château-d'Œx: Rübli-Gummfluh.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *120.*

LORIOL, P. DE, & SCHARDT, H. (1883): *Etude paléontologique et stratigraphique des couches à Mytilus des Alpes vaudoises.* - Mém. Soc. paléont. suisse *10.*

LOWELL, J.D. (1972): *Spitsbergen Tertiary orogenic belt and the Spitsbergen fracture zone.* - Bull. geol. Soc. Amer. *83/10*, 3091-3102.

LUGEON, M. (1896): *La région de la Brèche du Chablais.* - Bull. Serv. Carte géol. France *7/49*, 337-646.

LUGEON, M., & GAGNEBIN, E. (1941): *Observations et vues nouvelles sur la géologie des Préalpes romandes.* - Bull. Lab. Géol. Lausanne *72* et Mém. Soc. vaud. Sci. nat. *7/1.*

MARTINI, J. (1971): *Un horizon à minéralisations cuprifères dans les Préalpes médianes romandes et chablaisiennes (Alpes occidentales).* - C.R. Soc. Phys. Hist. nat. Genève [n.s.] *6/1*, 33-46.

MASSON, H. (1972): *Sur l'origine de la cornieule par fracturation hydraulique.* - Eclogae geol. Helv. *65/1*, 27-41.

— (1976): *Un siècle de géologie des Préalpes.* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 527-575.

MAUVE, C.C. (1921): *Geologische Untersuchungen im Molésongebiet.* - Eclogae geol. Helv. *16/4*, 374-455.

MOREL, R. (1976): *Le contact Préalpes médianes - Préalpes externes entre Epagny et les Paccots (canton de Fribourg).* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 473-480.

MORNOD, L. (1945a): *Molasse subalpine et bord alpin de la région de Bulle (Basse Gruyère).* - Eclogae geol. Helv. *38/2*, 441-451.

— (1945b): *Géologie de la région de Bulle-Broc.* In: *Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises, du 3 au 7 septembre 1945.* - Eclogae geol. Helv. *38/2*, 485-497.

— (1946): *Extension et position de la Série de Cucloz à la base du Niremont et des Pléiades.* - Eclogae geol. Helv. *39/2*, 144-153.

— (1949): *Géologie de la région de Bulle (Basse-Gruyère). Molasse et bord alpin.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *91.*

— (1950): *Une surface de transgression du Pliensbachien sur le Trias dans la zone frontale des Préalpes médianes.* - Actes Soc. helv. Sci. nat. (Davos) *1950*, p. 164.

MUELLER, S., PETERSCHMITT, E., FUCHS, K., & ANSORGE, J. (1969): *Crustal structure beneath the Rhinegraben from seismic refraction and reflection measurements.* In: KNOPOFF, L., HEEZEN, B.C., & MACDONALD, G.J.F. (Ed.): *The world rift system* (p. 529-542). - Tectonophysics *8/4-6.*

MÜLLER, I. (1976a): *Observations hydrogéologiques dans la région du Vanil Noir (Préalpes fribourgeoises).* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 481-499.

— (1976b): *Résultats des recherches hydrogéologiques dans la région des Gastlosen orientales (Préalpes fribourgeoises et bernoises).* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *65/3*, 165-181.

MULLIS, J. (1976a): *Die Quarzkristalle des Val d'Illiez - Zeugen spätalpiner Bewegungen.* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 343-357.

— (1976b): *Das Wachstumsmilieu der Quarzkristalle im Val d'Illiez (Wallis, Schweiz).* - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *56*, 215-268.

NICOL, G. (1956): *Geologie der östlichen Stockhorn-Kette (Berner Oberland).* - Mitt. natf. Ges. Bern [N.F.] *13*, 152-243.

OOSTER, W.A. (1869): *Le Corallien de Wimmis. Pétrifications remarquables des Alpes suisses.* - Georg, Genève/Bâle.

PAGE, C. (1969): *Observations géologiques sur les Préalpes au NW des Gastlosen orientales.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *58/2* (1968/69), 83-177.

PASQUIER, F., & PERSOZ, F. (1977): *Oxydation des calcaires mésozoïques sous la molasse du plateau suisse et paléokarst.* - Bull. Assoc. suisse Géol. Ing. Pétrole *43/105*, 21-28.

PAVONI, N. (1961): *Faltung durch Horizontalverschiebung.* - Eclogae geol. Helv. *54/2*, 515-534.

— (1977): *Erdbeben im Gebiet der Schweiz.* - Eclogae geol. Helv. *70/2*, 351-370.

PETERHANS, E. (1926): *Etude du Lias et des géanticlinaux des Préalpes médianes.* - Mém. Soc. helv. Sci. nat. *62/2.*

PLANCHEREL, R. (1976): *Essai d'interprétation de la dislocation transversale Bellegarde - Lac Noir (Préalpes médianes fribourgeoises).* - Eclogae geol. Helv. *65/2*, 461-469.

PLANCHEREL, R., & WEIDMANN, M. (1972): *La zone anticlinale complexe de la Tinière (Préalpes médianes vaudoises).* - Eclogae geol. Helv. *65/1*, 75-91.

— (1973): *Géologie des tunnels de Glion (RN 9).* - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *198.*

POUPINET, G. (1976): *Sur l'existence d'un manteau à très faible vitesse sous les Alpes occidentales et ses implications tectoniques.* - Bull. Soc. géol. France (7), *18/5*, 1073-1083.

PUGIN, L. (1952): *Les Préalpes médianes entre le Moléson et Gruyères (Préalpes fribourgeoises).* - Eclogae geol. Helv. *44/2* (1951), 209-257.

RABOWSKI, F. (1912): *Simmenthal et Diemtigthal 1:50000.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *35* (Carte spéciale n° 69).

— (1920): *Les Préalpes entre le Simmental et le Diemtigtal.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *35.*

RENZ, H.H. (1935): *Zur Stratigraphie und Paläontologie der Mytilus-Schichten im östlichen Teil der Préalpes romandes.* - Eclogae geol. Helv. *28/1*, 141-247.

REVERTERA, C.GF. (1926): *Auszug aus der geologischen Monographie der Kette des Mt. Cray (SW-Abschnitt der Vanil Noir-Kette) (Préalpes médianes).* - Diss. Univ. Fribourg.

RIGASSI, D.A. (1977): *Genèse tectonique du Jura: une nouvelle hypothèse.* - Paleolab News *2* (Genève).

RITTER, E. (1924): *Stratigraphie und Tektonik der kohlenführenden Molasse zwischen Genfersee und Saanetal.* - Eclogae geol. Helv. *18/3*, 387-411.

ROEDER, D.H. (1967): *Rocky Mountains. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde.* - Borntraeger, Berlin.

RUTSCH, R.F. (1933): *Beiträge zur Geologie der Umgebung von Bern.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *66.*

— (1947): *Molasse und Quartär im Gebiet des Siegfriedblattes Rüeggisberg (Kt. Bern).* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *87.*

SCHARDT, H. (1892): *Coup d'œil sur la structure géologique des environs de Montreux.* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *29/112*, 241-255.

— (1893): *Sur l'origine des Préalpes romandes.* - Arch. Sci. phys. nat. (3), *30*, 570-583.

— (1898): *Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses.* - Bull. Soc. vaud. Sci. nat. *34*, 114-219.

SCHMID, G. (1970): *Geologie der Gegend von Guggisberg und der angrenzenden subalpinen Molasse.* - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] *139.*

SCHUMACHER, J.P. (1926): *Description géologique des Environs de Rossinière (Pays d'Enhaut vaudois).* - Bull. Lab. Géol. Univ. Lausanne *39.*

SCHUPPLI, H.M. (1950): *Ölgeologische Untersuchungen im Schweizer Mittelland zwischen Solothurn und Moudon.* In: Schweiz. geotech. Komm.: *Erdölgeologische Untersuchungen in der Schweiz*, 3. Teil (8. Abschn.). - Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *26/3.*

SEELY, D.R., VAIL, P.R., & WALTON, G.G. (1974): *Trench slope model.* In: BURK, C.A., & DRAKE, C.L. (Ed.): *Continental margins* (p. 249-260). - Springer, Berlin/Heidelberg/New York.

SEPTFONTAINE, M. (1971): *Etude micropaléontologique et stratigraphique du Lias supérieur et du Dogger des Préalpes médianes romandes (Suisse).* - Thèse Univ. Genève.

— (1976): *Nouvelle interprétation tectonique du massif de la Haute-Pointe, région de Mieussy (Haute-Savoie, France).* - Arch. Sci. Genève *29/3*, 273-286.

— (1978): *Les genres Pfenderina Henson 1948 et Lituonella Schlumberger 1905 (foraminifères) dans le Dogger briançonnais des Préalpes.* - Eclogae geol. Helv. *71/2*, 321-345.

SEPTFONTAINE, M., & LOMBARD, A. (1976): *Le Jurassique des Préalpes médianes dans le SW du Chablais (Haute-Savoie, France): cadre tectonique et lithostratigraphique.* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 425-460.

SPICHER, J.P. (1966): *Géologie des Préalpes Médianes dans le massif des Bruns, partie occidentale (Préalpes fribourgeoises).* - Eclogae geol. Helv. *58/2* (1965), 591-742.

SPOORENBERG, J. (1952): *Les Préalpes médianes au NW de Château-d'Œx.* - Thèse Univ. Fribourg.

STUDER, B. (1834): *Geologie der westlichen Schweizer Alpen.* - Groos, Heidelberg/Leipzig.

STUIJVENBERG, J. VAN (1973): *Stratigraphie und Tektonik des Gurnigelflyschs im Gebiet Schwarzenbühl-Schwefelbergbad (Kt. Bern).* - Unveröff. Lizentiatsarb. Univ. Bern.

TERCIER, J. (1928): *Géologie de la Berra.* - Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] *60.*

— (1945): *III. Traversée des Préalpes externes (zone du Flysch). IV. Les Préalpes médianes entre le Lac Noir et Jaun et les dislocations des Neuschels.* In: *Compte rendu des excursions de la Société géologique suisse dans les Préalpes fribourgeoises, du 3 au 7 septembre 1945.* - Eclogae geol. Helv. *38/2*, 497-510.

— (1952): *Problèmes de sédimentation et de tectonique dans les Préalpes.* - Revue des Questions scientifiques (Louvain) *1952* (20 jan.).

TERCIER, J., & BIERI, P. (1961): *Feuille 36, Gurnigel.* Atlas géol. Suisse 1:25000. - Comm. géol. suisse.

TERCIER, J., & PUGIN, L. (1967): *Excursion n° 11, Fribourg-Bulle-Jaunpass-Boltigen, avec variante 11a de Bulle à Château-d'Œx et Saanen.* Guide géol. Suisse, fasc. 3. - Wepf & Co, Basel.

THURY, M. (1973): *Der Lias der östlichen Préalpes Médianes zwischen Boltigen und Spiez.* - Diss. Univ. Bern.

TRÜMPY, R. (1960): *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps.* - Bull. geol. Soc. Amer. *71*, 843-908.

— (1973): *The timing of orogenic events in the Central Alps.* In: DE JONG, K.A., & SCHOLTEN, R. (Ed.): *Gravity and Tectonics* (p. 229-251). - Wiley, New York/London/Sydney/Toronto.

— (1975): *On crustal subduction in the Alps.* In: MAHEL', M. (Ed.): *Tectonic problems of the Alpine system* (p. 121-130). - Veda, Bratislava.

TRÜMPY, R., & BERSIER, A. (1954): *Les éléments des conglomérats oligocènes du Mont Pélerin.* - Eclogae geol. Helv. *47/1*, 119-166.

TSCHACHTLI, B.S. (1939): *Gliederung und Alter der Couches rouges und Flysch-Massen in der Klippen- und Simmen-Decke der Préalpes am Jaunpass (Simmental).* - Eclogae geol. Helv. *32/1*, 39-46.

— (1941): *Über Flysch und Couches rouges in den Decken der östlichen Préalpes romandes (Simmental-Saanen).* - Diss. Univ. Bern.

TWERENBOLD, E. (1955): *Les Préalpes entre la Sarine et les Tours d'Aï. Région des Monts Chevreuils.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *44* (1954), 5-116.

UMBGROVE, J.H.F. (1948): *Origin of the Jura Mountains.* - Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. *51/9*.

UMIKER, R. (1952): *Geologie der westlichen Stockhornkette (Berner Oberland).* - Diss. Univ. Bern.

WEGMANN, E. (1961): *Anatomie comparée des hypothèses sur les plissements de couverture (le Jura plissé).* - Bull. geol. Instn. Univ. Uppsala *40*, 160-182.

WEHRLI, L. (1919): *Die postkarbonischen Kohlen der Schweizeralpen.* - Beitr. Geol. Schweiz, geotech. Ser. *7*.

WEID, J. VON DER (1961): *Géologie des Préalpes médianes au SW du Moléson (Préalpes fribourgeoises).* - Eclogae geol. Helv. *53/2*, 521-624.

WEIDMANN, M., HOMEWOOD, P., CARON, C., & BAUD, A. (1976): *Réhabilitation de la «Zone submédiane» des Préalpes.* - Eclogae geol. Helv. *69/2*, 265-277.

WEIDMANN, M., MOREL, R., & VAN STUIJVENBERG, J. (1977): *La nappe du Gurnigel entre la Baye de Clarens et la Veveyse de Châtel.* - Bull. Soc. fribourg. Sci. nat. *65/3* (1976), 182-196.

WEISS, H. (1949): *Stratigraphie und Mikrofauna des Klippenmalm.* - Diss. Univ. Zürich.

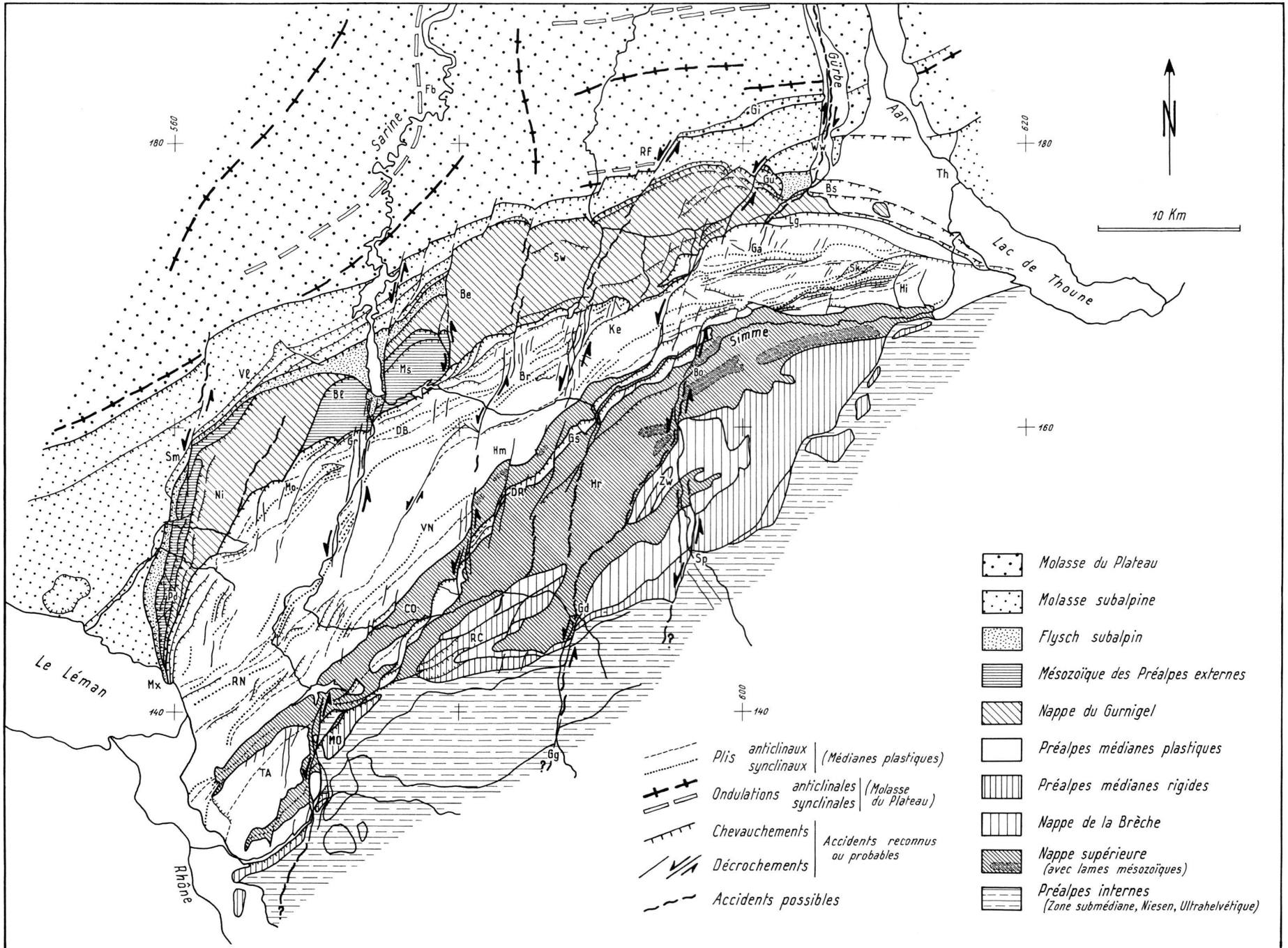
WENGEN, W. À (1924): *Geologische Untersuchungen im Gebiet des Vanil Noir (Gruyère).* - Diss. ETH-Zürich.

WILCOX, R.E., HARDING, T.P., & SEELY, D.R. (1973): *Basic wrench tectonics.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. *57/1*, 74-96.

WINKLER, W. (1977): *Zur Geologie zwischen Gantrisch und Muscherenschlund (Préalpes médianes plastiques, Préalpes externes).* - Dipl. inéd. Fribourg.

Liste des abréviations

Be = La Berra
Bl = Bulle
Bo = Boltigen
Br = Massif des Bruns
Bs = Blumenstein
CO = Château-d'Œx
DB = Dent de Broc
DR = Dent de Ruth
Fb = Fribourg
Ga = Gantrisch
Gd = Gstaad
Gg = Gsteig
Gi = Gibelegg
Gr = Gruyères
Gs = Gastlosen
Gu = Gurnigelberg
Hi = Heitiberg
Hm = Hochmatt
Hr = Hundsrügg
Ke = Kaiseregg
Lg = Langeneckgrat
Mo = Moléson
MO = Mont d'Or
Ms = Montsalvens
Mx = Montreux
Ni = Niremont
Pd = Pléiades
RC = Rochers de Château-d'Œx
Rf = Riffenmatt
RN = Rochers de Naye
Sk = Stockhorn
Sm = Semsales
Sp = St. Stephan
Sw = Schwyberg
TA = Tours d'Aï
Th = Thun
Vl = Vaulruz
VN = Vanil Noir
Ww = Wattenwil
Zw = Zweisimmen



Esquisse structurale des Préalpes médianes plastiques et des unités encadrantes entre Rhône et Aar