

La structure de la montagne du Grand Crédo (Ain, France)

Autor(en): **Guyonnet, Dominique**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences et compte rendu des séances de la Société**

Band (Jahr): **41 (1988)**

Heft 3: **Archives des sciences**

PDF erstellt am: **20.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-740402>

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

LA STRUCTURE DE LA MONTAGNE DU GRAND CRÉDO (AIN, FRANCE)

PAR

Dominique GUYONNET¹

RÉSUMÉ

La cartographie géologique au 1: 10 000 de la montagne du Grand Crédo dans la Haute-Chaîne du Jura (Ain, France), révèle une structure très différente de celle qui était admise jusqu'à présent.

En effet, cette montagne est constituée non pas d'une, mais de deux antiformes dont l'une présente un chevauchement de dimension kilométrique.

L'analyse microtectonique révèle l'existence de trois populations de fractures:

— un réseau orthogonal-parallèle de diaclases orientées NS et EW, envahies par des grès continentaux sidérolithiques;

— des fentes de tension de directions N 80 à N 90, recoupées par

— des diaclases conjuguées à bissectrices d'environ N 110 à N 120.

Les observations macro- et microstructurales permettent de proposer un mode de mise en place des différentes unités tectoniques et une chronologie.

ABSTRACT

The geological mapping (scale 1: 10 000) of the Grand Crédo mountain (Jura range, Ain, France), reveals a structure very different to that which was supposed until today.

This mountain is made up of not one but two anticlines, one of which bears a vast thrust.

The microtectonic analysis shows three major groups of fractures:

— orthogonal NS-EW fractures which were subsequently filled by tertiary continental deposits;

— N 80 to N 90 extension fractures which are cut by

— N 110 to N 120 bisected conjugate fractures.

The macro- and microstructural data enable us to suggest a series of tectonic events which led to the structure we can see today.

¹ Département de géologie et paléontologie, Université de Genève, 13 rue des Maraîchers, 1211 Genève 4.

1. INTRODUCTION

Les observations structurales présentées dans cet article ont été effectuées lors de l'établissement d'une carte géologique détaillée au 1: 10 000 de la montagne du Grand Crédo, pour un diplôme d'ingénieur-géologue au Département de géologie et paléontologie de l'Université de Genève.

1.1. Cadre géographique et géologique (fig. 1)

La montagne du Grand Crédo est située à l'extrémité sud de la première chaîne du Jura méridional (Haute-Chaîne), au NE de Bellegarde (Ain, France).

Elle est limitée à l'E par le bassin genevois et à l'W par celui de Bellegarde. Au S, le Grand Crédo est coupé par le Rhône au défilé du Fort-de-l'Ecluse; de l'autre côté du fleuve, la montagne du Vuache se prolonge jusqu'aux environs de Chaumont.

Les formations lithostratigraphiques observables au Grand Crédo vont des Calcaires à entroques du Bajocien inférieur aux dépôts sidérolithiques éocènes et au Quaternaire.

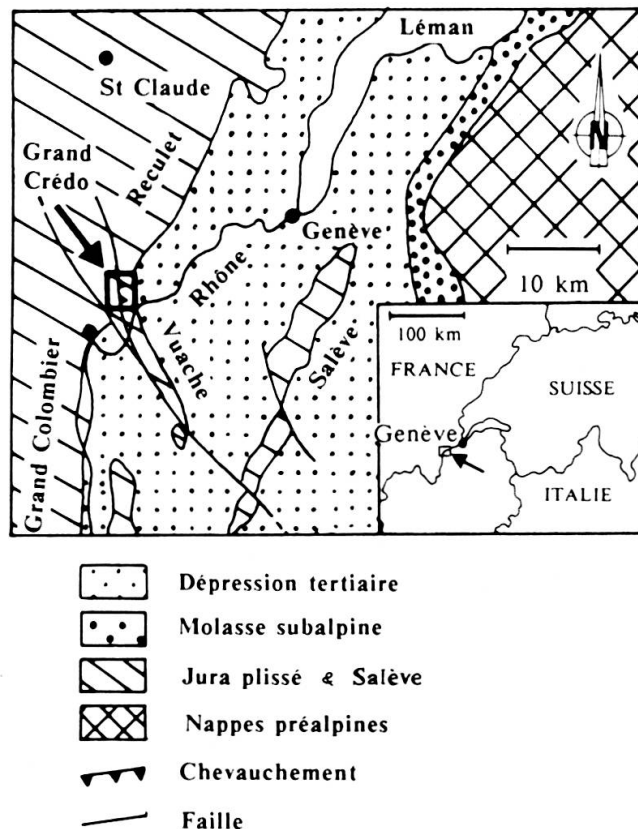


FIG. 1.

Situation géographique et géologique de la région étudiée.

Deux particularités frappent l'observateur qui étudie la topographie de cette région.

1. A partir du Col du Sac et en direction du sud, la Haute-Chaîne amorce un changement de direction « brusque et subit » (Schardt, 1891): l'axe du Vuache fait en effet un angle de 60 degrés avec celui de l'anticlinal du Reculet.

2. La montagne du Grand Crédo est beaucoup plus large que l'anticlinal du Reculet. Arikan (1964) explique ce phénomène par des replis secondaires dans les séries du Kimmeridgien inférieur. Pour nous, ceci résulte du fait que la montagne du Grand Crédo n'est pas constituée d'un anticlinal unique comme l'avaient supposé nos prédécesseurs, mais de deux antiformes dont l'une présente un chevauchement.

1.2. *Bref historique*

En 1891, Schardt publie une monographie sur la géologie de la chaîne du Reculet-Vuache. Les observations faites par ce géologue vont influencer tous les travaux ultérieurs. Bien que H. Schardt n'ait pas décelé la vraie structure de la montagne du Grand Crédo, il propose pour expliquer la formation du Vuache, une « théorie orogénique » dont les grands traits sont encore valables aujourd'hui.

Plus tard, Vincienne (1930) s'intéresse surtout à la tectonique de la région Grand Crédo-Vuache. Il remarque notamment que la partie occidentale de la montagne du Vuache est parfois chevauchée par la partie orientale.

Paréjas (1938), lève l'ambiguïté que laissait subsister le terme de « voûte originelle » de Schardt. Pour cet auteur, la montagne du Vuache est la lèvre orientale surélevée de la faille du Vuache et non le reste d'un anticlinal fendu en son milieu et dont une moitié aurait subi un affaissement relatif.

Arikan (1964), dans une thèse sur la chaîne Grand Crédo-Vuache, se rallie aux idées de Schardt puisqu'il conclut que « l'anticlinal du Grand-Crédo est un pli complexe affecté d'accidents longitudinaux et transversaux »

En 1970, dans une étude synthétique sur la géologie de la Valserine, Krummenacher met en évidence l'existence de deux unités tectoniques, une « lame Vuache » qui s'est avancée obliquement sur une « lame Crédo ».

Récemment, en 1984, Blondel effectue un travail de diplôme sur la partie septentrionale de la montagne du Vuache. Cet auteur confirme la nature polyphasée de la faille du Vuache en distinguant quatre phases tectoniques qui l'ont réactivé au Cénozoïque.

2. ANALYSE STRUCTURALE DE LA MONTAGNE DU GRAND CRÉDO

2.1. *Observations macrostructurales*

Nous pouvons diviser la montagne du Grand Crédo en trois unités (figs 2 et 3). D'ouest en est on observe:



FIG. 2.

La montagne du Grand Crêdo vue depuis le Rocher de Léaz (coord.: 874 625/2128 250).

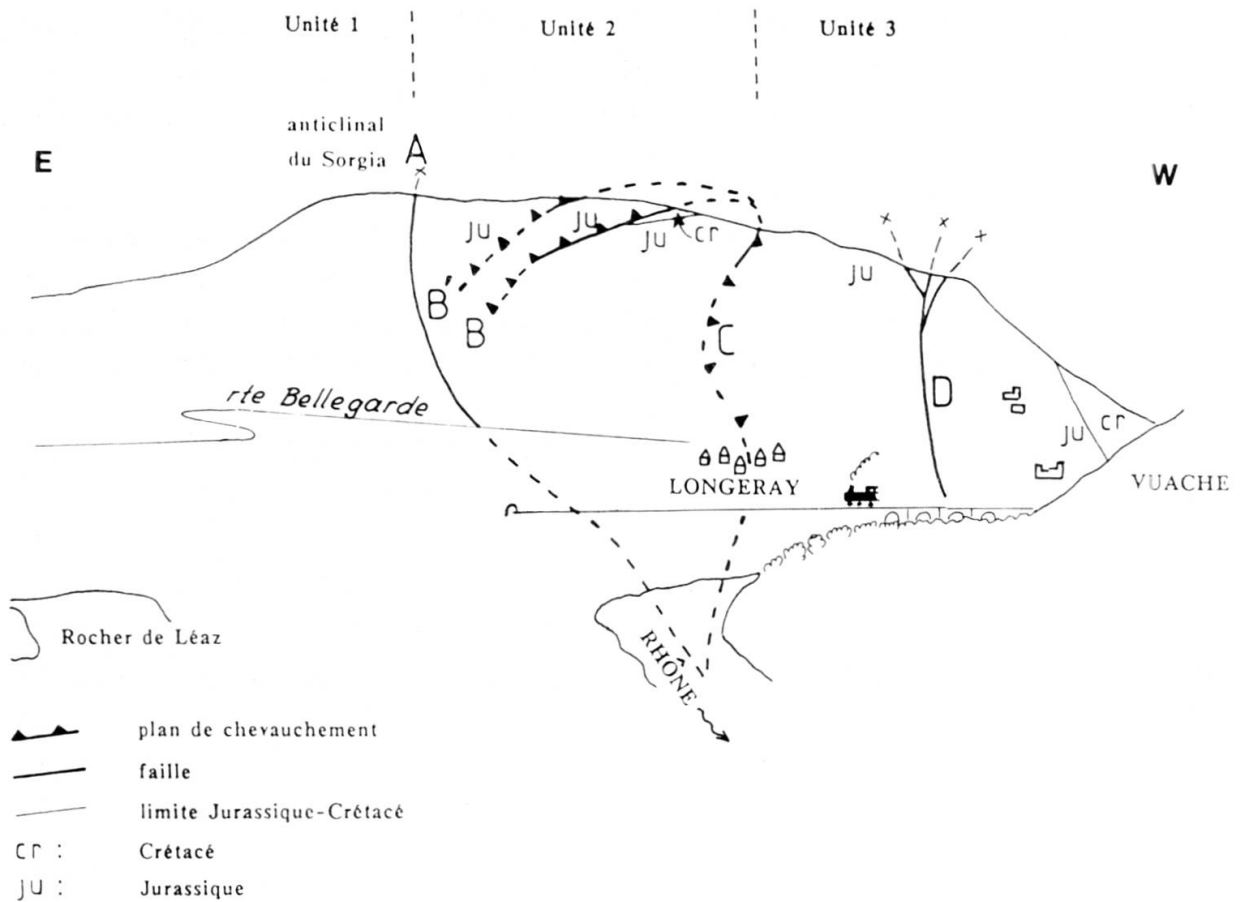


FIG. 3.

Interprétation tectonique de la photographie ci-dessus (fig. 2).

Unité 1: l'anticlinal du Sorgia

Cet anticlinal fut interprété par les précédents auteurs comme un repli secondaire de l'*anticlinal du Grand Crédo*. Il s'agit en fait d'une antiforme bien distincte du reste de la structure qui présente une géométrie de type cônica avec une terminaison périclinale vers le S. Pour cette raison, l'anticlinal du Sorgia n'apparaît plus au Vuache.

Cet anticlinal est limité à l'E par la faille A (figs 2 et 3). La faille A et la faille C sont les deux principaux accidents du Grand Crédo et elles constituent des ramifications de la faille du Vuache.

Les profils tectoniques n^{os} 1 et 2 (fig. 4) révèlent une nette différence d'épaisseur (de l'ordre de 100 m) dans les séries kimmeridgiennes supérieures de part et d'autre de ces failles. Or, cette variation latérale d'épaisseur correspond également à un changement latéral de faciès. En effet, confiné entre ces deux failles, le faciès des Calcaires en plaquettes s.1. est bordé par les Calcaires récifaux. Ces deux faciès sont isochrones mais correspondent à des milieux de dépôts très différents (voir Bernier, 1984).

La coïncidence entre le tracé des failles et la répartition latérale des faciès et des épaisseurs des séries kimmeridgiennes supérieures a déjà été observée par plusieurs auteurs (Tripet 1966, Copson 1984, Bernier 1984) et ne peut être simplement le fait du hasard. Nous pouvons émettre deux hypothèses entre lesquelles il est difficile de trancher de manière certaine:

1. La faille du Vuache a joué au Kimmeridgien supérieur, déterminant ainsi des zones hautes, sur lesquelles se sont installés des coraux, et des zones plus basses et confinées dans lesquelles se sont déposées les Calcaires en plaquettes s.1. La différence de subsidence de part et d'autre des failles A et C a entraîné une épaisseur plus forte des Calcaires récifaux.

2. La juxtaposition des faciès est due au jeu décrochant cénozoïque de la faille qui a mis en contact des domaines paléogéographiques différents.

La figure 11, n^o 1 illustre la première de ces hypothèses.

L'examen des profils de la figure 4 révèle que la faille A est une faille inverse chevauchante vers l'est. L'ampleur du mouvement chevauchant est de l'ordre de 280 m.

Unité 2

A l'E de la faille A, les calcaires massifs très fracturés de la formation de Pierre-Châtel plongent vers l'W. On pourrait imaginer qu'il s'agit de la suite stratigraphique renversée de l'anticlinal du Sorgia, mais l'analyse des birdseyes et de leurs sédiments internes révèle que ces calcaires sont toujours en position normale. Sous cette barre

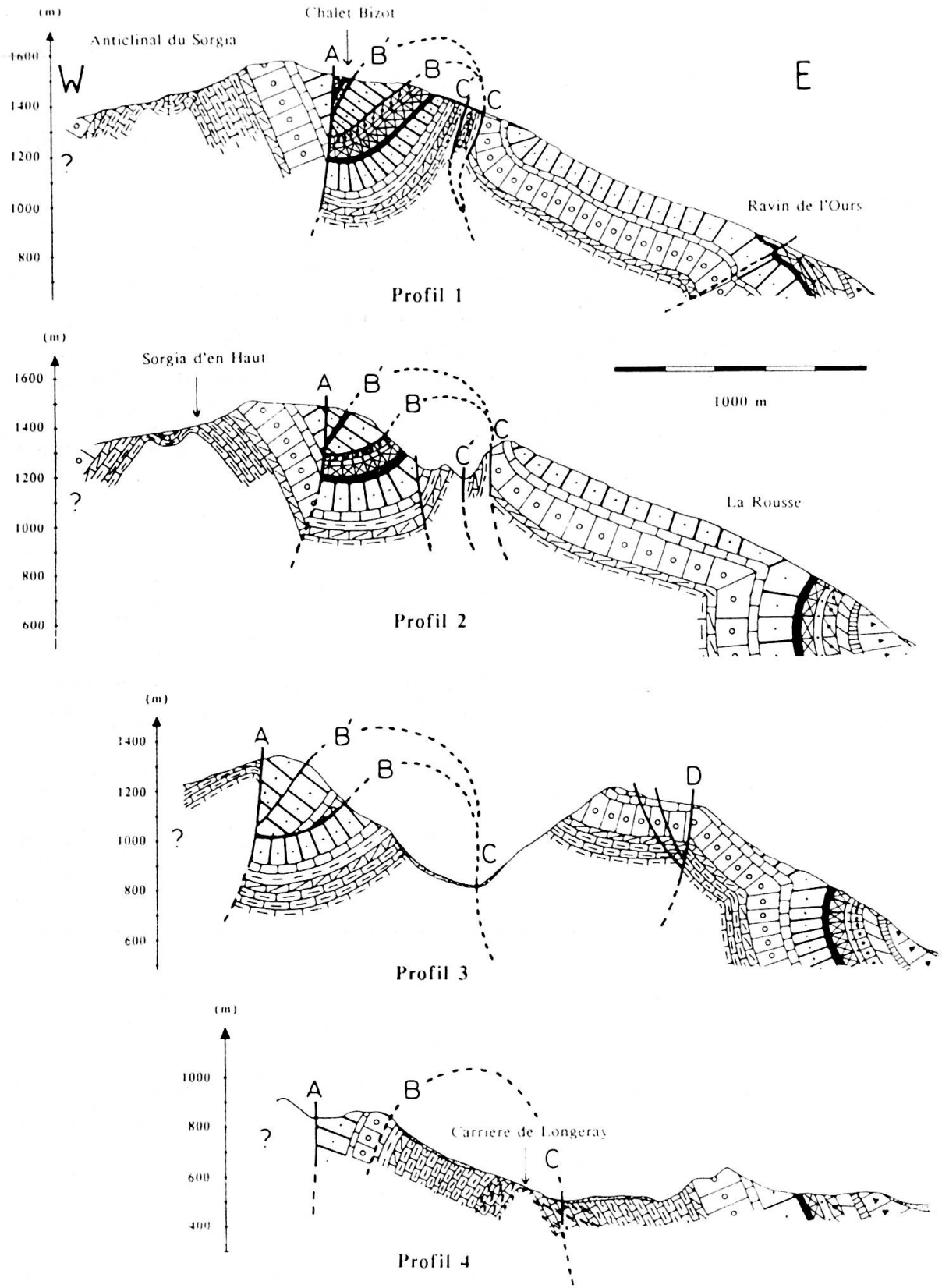


FIG. 4.

Profils tectoniques sériés de la montagne du Grand Crêdo.

de Pierre-Châtel apparaissent des bancs écrasés de «Purbeckien» et de «Portlandien» puis, se retrouve de nouveau du «Purbeckien» sans charnière anticlinale. Il y a donc un redoublement des séries (chevauchement B', fig. 6). Si le plan de chevauchement B' n'est pas facile à observer sur le terrain en raison des mauvaises conditions d'affleurement, le plan B est par contre parfaitement visible (fig. 5). Il sépare la formation de la Chambotte du «Portlandien» sus-jacent. N'était-ce la présence d'une zone broyée d'environ 30 cm d'épaisseur le contact passerait pour être stratigraphique. On comprend pourquoi il n'a jamais été détecté en photo aérienne.

Le contact se suit très bien latéralement jusqu'à la hauteur du chalet de Sorgia d'en bas où il se perd en raison des mauvaises conditions d'affleurement. A mesure que l'on suit le contact vers le sud, on descend dans la série stratigraphique.

Que ce contact anormal soit un plan de chevauchement ne fait aucun doute. En effet, il ne peut s'agir d'un décollement car d'une part, ce plan est beaucoup trop régulier, et d'autre part, la masse chevauchante est «coincée» entre son soubassement et l'anticlinal du Sorgia. Cette observation est importante car elle permet de comprendre que le chevauchement n'est pas un phénomène tardif mais a eu lieu soit avant soit pendant le plissement principal.

Il ne peut s'agir non plus du flanc inverse effondré de l'anticlinal du Sorgia puisque l'analyse sédimentologique montre que les séries allochtones sont toujours en position normale.

On a donc un chevauchement sans flanc inverse dont les caractéristiques rappellent beaucoup ceux décrits dans le Jura septentrional par Laubscher (1977).

Legende des figures


















	Dépôts quaternaires		"Portlandien"
	CRETACE		Calcaires de Landaize
	"Urgonien" s.l.		Calcaires en plaquettes s.l.
	Marnes d'Hauterive + Pierre Jaune de Neuchâtel		Calcaires récifaux
	Calcaire Roux		Calcaires de Tabalcon
	F. de la Chambotte		Calcaires pseudolithographiques + Couches à céphalopodes
	F. de Vions		"Bathonien" s.l.
	F. de Pierre-Châtel		"Bajocien" s.l.
	JURASSIQUE		Faille ou plan de chevauchement
	"Purbeckien"		



FIG. 5.

Contact anormal entre le «Portlandien» (en haut) et la formation de la Chambotte (Crétacé inférieur), (en bas). (Coord.: 873 250/2132 400).

Unité 3

Cette unité est limitée à l'W par la faille C et constitue le flanc oriental chevauchant de la montagne du Grand Crédo. Comme dans le cas de la faille A, la faille C (qui constitue également la trace du chevauchement), limite les Calcaires en plaquettes s.1. et les Calcaires récifaux qui présentent également une différence d'épaisseur de l'ordre de 100 m.

L'unité 3 se poursuit au S avec la montagne du Vuache et correspond à la «lame Vuache» de Krummenacher (1966). Si la différence d'altitude de part et d'autre du défilé de l'Ecluse (fig. 9), a amené certains à admettre la présence d'une faille passant

par ce défilé et dont le rejet vertical varie suivant les auteurs de 125 à 600 m, les isohypses du toit du «Purbeckien» entre le Grand Crédo et le Vuache (fig. 7) montrent qu'il n'existe aucun rejet vertical entre ces deux montagnes. La dénivellation que l'on observe est simplement due au fait que le pli est plus complexe du côté Grand Crédo que du côté Vuache (fig. 8). Une fracture a peut-être existé à cet endroit, permettant le passage du Rhône, mais elle ne peut être appelée «faille» en l'absence de tout rejet.

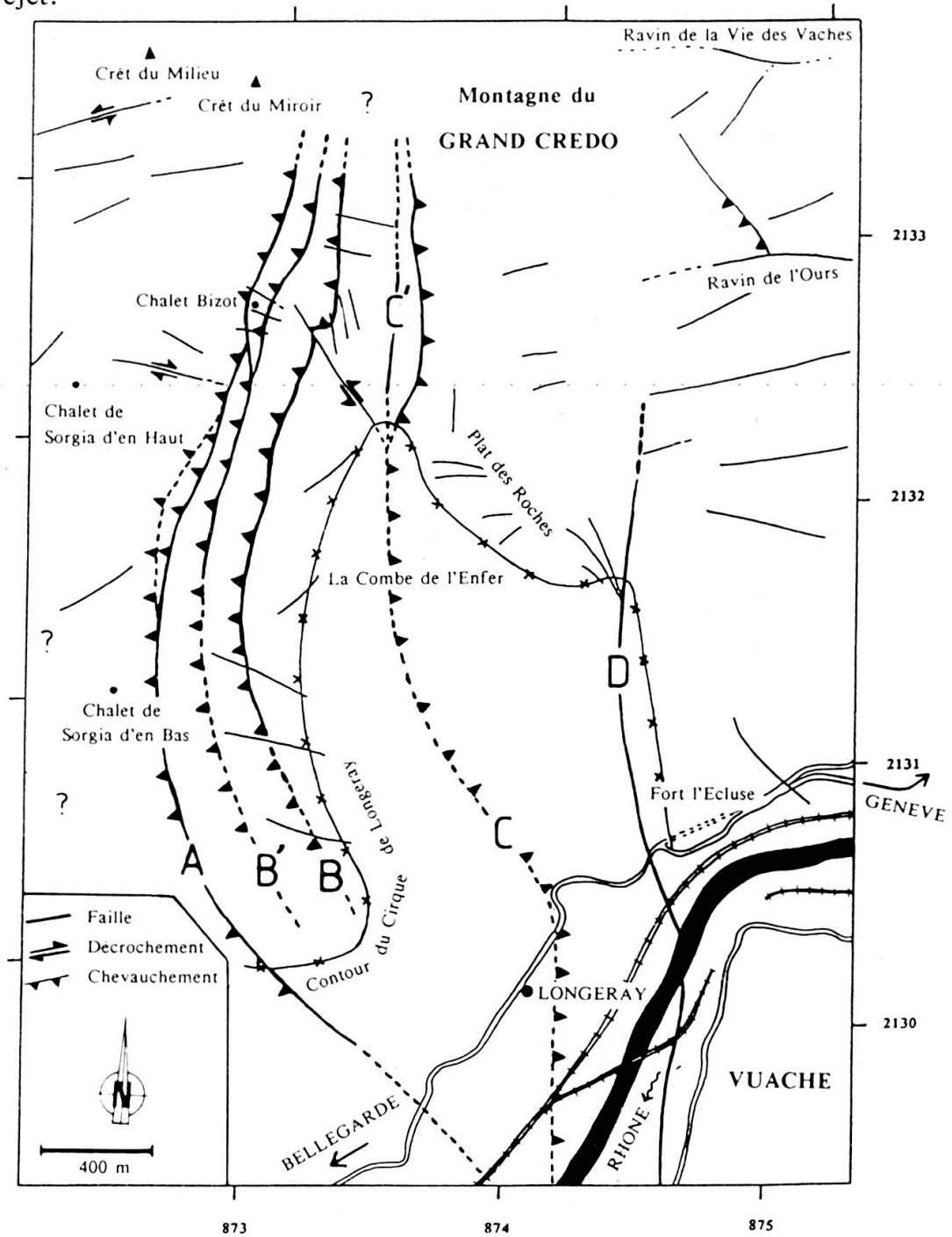


FIG. 6.

Esquisse structurale de la montagne du Grand Crédo.

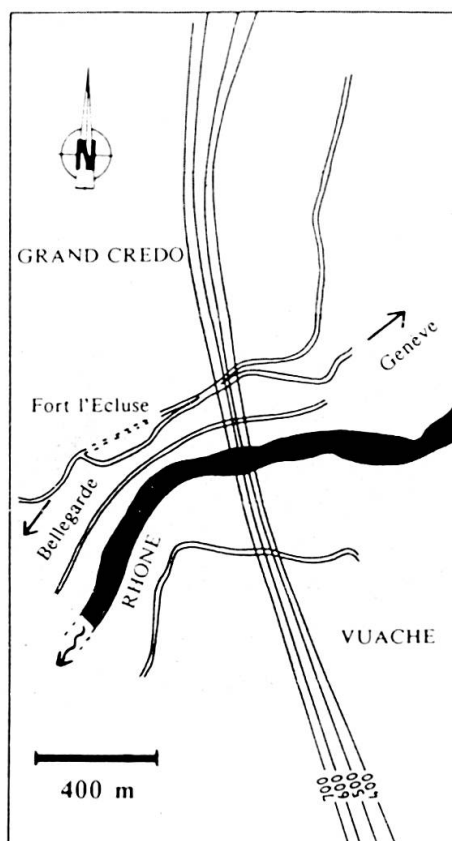


FIG. 7.

Isohypes du toit du «Purbeckien» entre le Grand Crêdo et le Vuache.

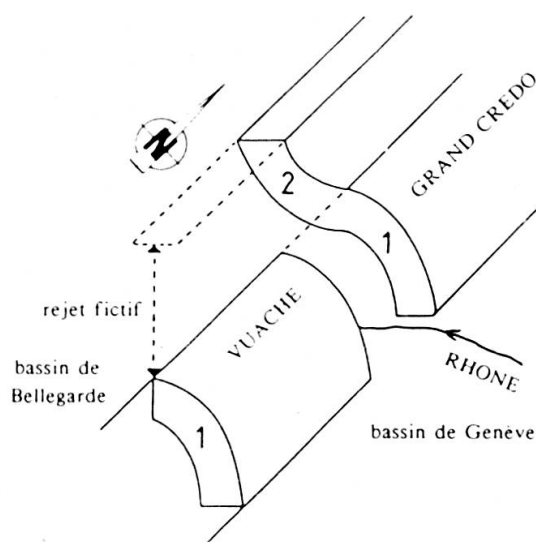


FIG. 8.

Schéma explicatif du rejet fictif entre le Grand Crêdo et le Vuache.

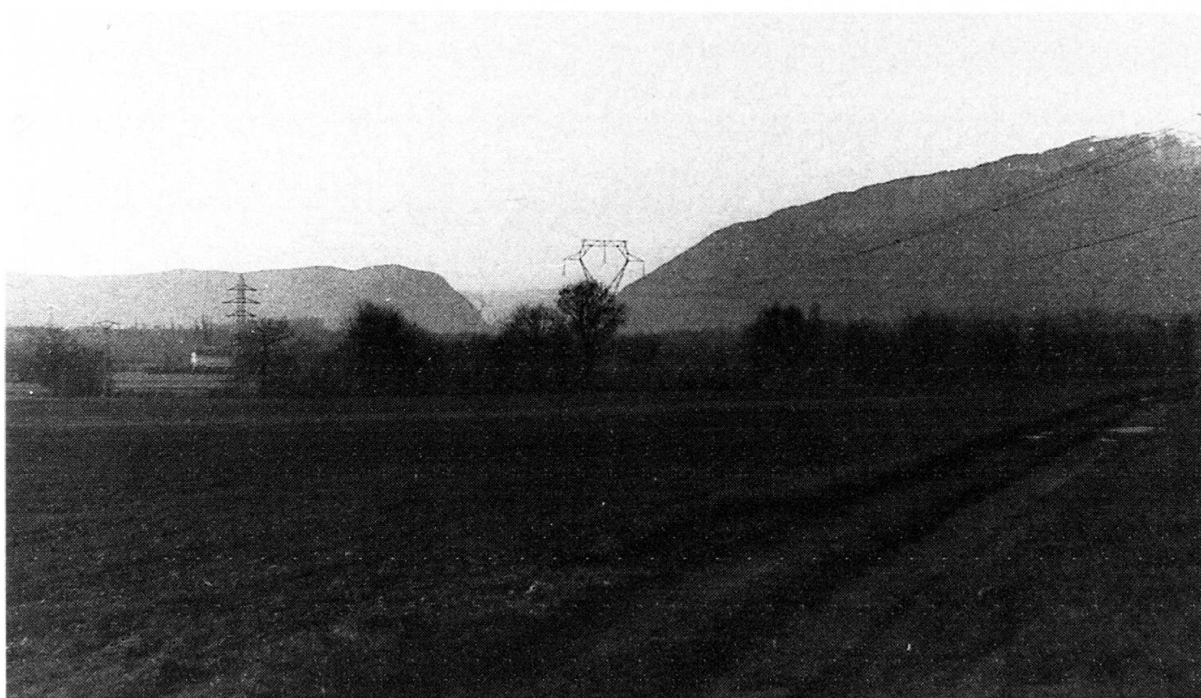


FIG. 9.

Vue côté Genève des montagnes du Grand Crêdo et du Vuache.

2.2. Observations microstructurales

Des figures microtectoniques (fractures conjuguées, fentes de tension, stylolithes etc.) ont été relevées dans 8 stations afin de déterminer l'orientation des axes de contrainte au Grand Crêdo. Elles ont été placées sur des rosaces d'analyse directionnelle après rabattement de la stratigraphie (fig. 10).

Deux populations de diaclases ressortent très nettement de l'analyse microtectonique.

1. Des diaclases ouvertes remplies par des grès continentaux sidérolithiques, formant un réseau orthogonal-parallèle de fractures de directions N-S et E-W. Les diaclases NS présentent des stries horizontales attestant de décrochements senestres.

2. Des diaclases conjuguées sans remplissage sidérolithique dont les bissectrices ont une direction moyenne N 115.

Des fentes de tension de direction environ N 80 à N 90 sont recoupées par les fractures conjuguées principales. Une direction semblable, N 70, a été constatée à la montagne du Vuache (Blondel, 1984).

3. INTERPRÉTATION DES DONNÉES MACRO- ET MICROSTRUCTURALES

L'agencement des diaclases à remplissage sidérolithique selon un réseau orthogonal-parallèle montre qu'elles sont dues à une extension (Hancock, 1985). Un tel réseau pourrait être le résultat d'une phase d'extension E-W mais les études régio-

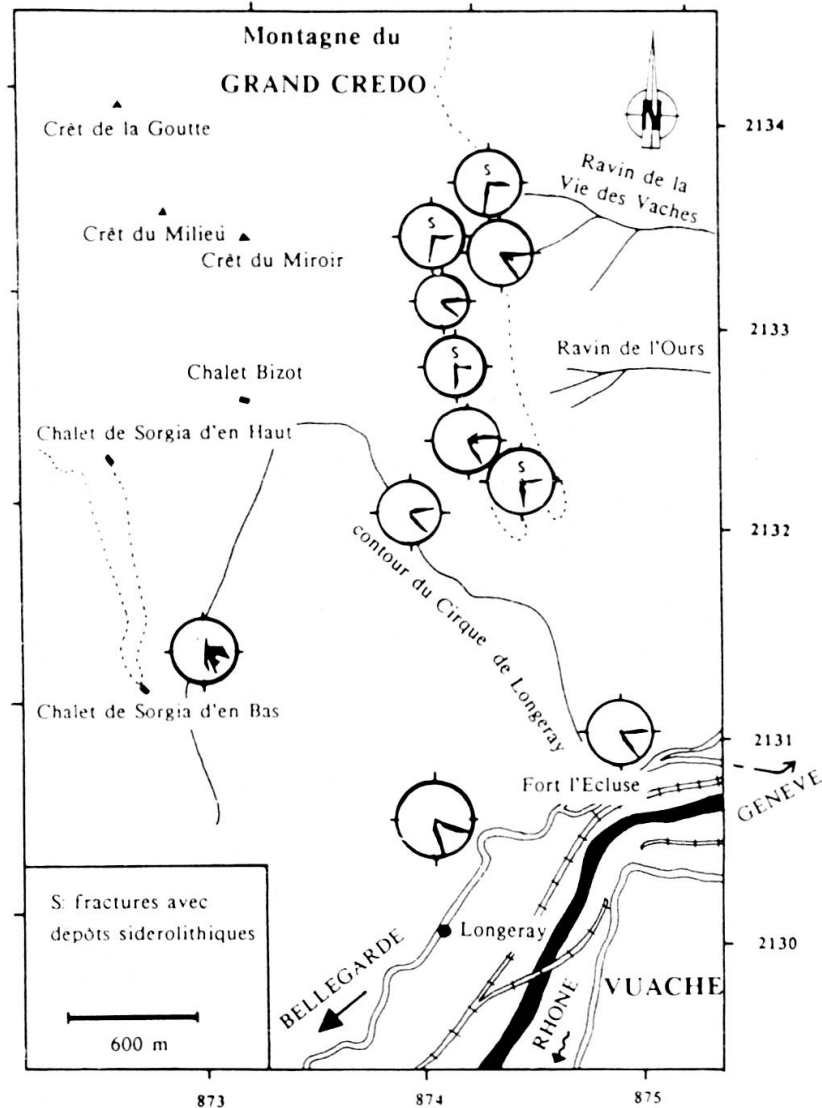


FIG. 10.

Synthèse des directions de diaclases observées au Grand Crêdo.

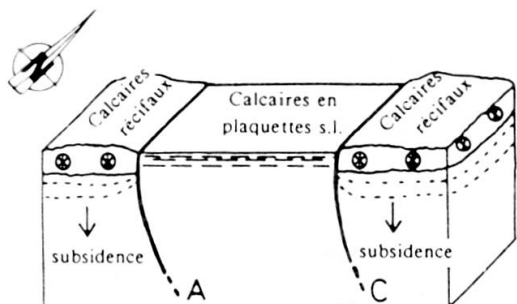
nales effectuées dans le Jura (Bergerat, 1985) révèlent que si une telle phase a bien existé, c'est à l'Oligocène (distension du fossé rhénan). Or, partout où ils ont pu être datés, les dépôts sidérolithiques sont éocènes (Rigassi, 1962).

N'ayant pu dater les grès sidérolithiques du Grand Crêdo, nous pouvons seulement émettre l'hypothèse qu'ils sont oligocènes et non éocènes (fig. 11, n° 2).

Les bissectrices des diaclases conjuguées sans remplissage sidérolithique ont des directions environ N 115; celles-ci correspondent à l'orientation de la poussée qui a créé les structures majeures du Jura et à la phase paroxysmale de l'orogénèse alpine (phase ponto-pliocène, SE-NW).

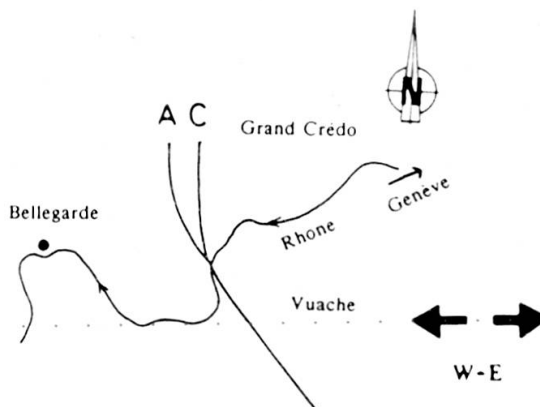
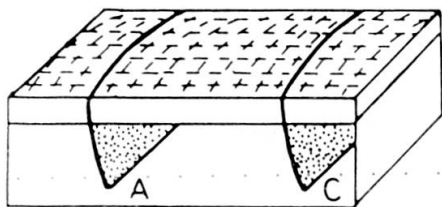
Les directions des fentes de tension N 80 à N 90 au Crêdo N 70 au Vuache, ainsi que l'orientation particulière du Vuache sont peut-être liées à une réorientation de la contrainte principale SE-NW à proximité d'une faille majeure (Moody, 1973). Elles

1. KIMMERIDGIEN SUPERIEUR

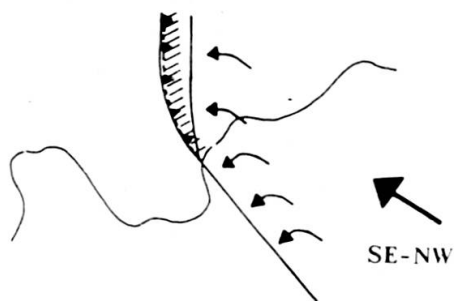
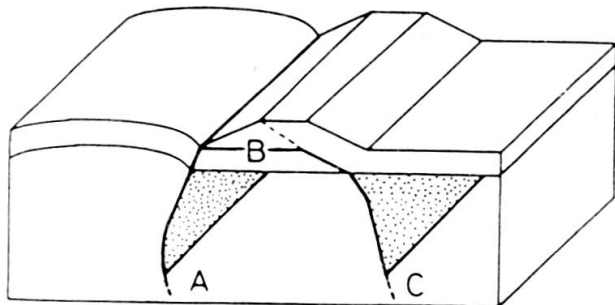


?

2. OLIGOCENE (?)



3a. MIOCENE SUPERIEUR (?)



3b. MIOCENE SUPERIEUR

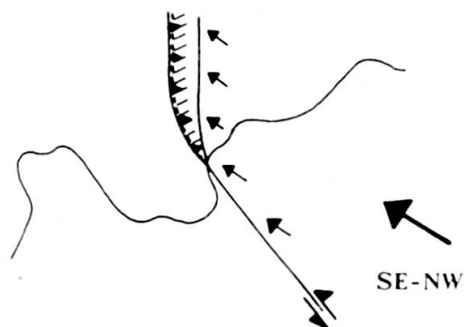
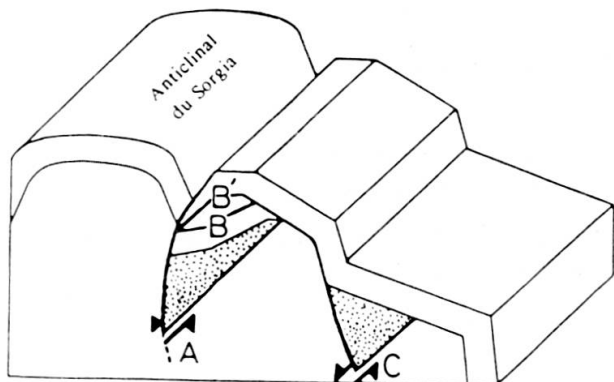


FIG. 11.

Synthèse des «événements tectoniques» identifiés à la montagne du Grand Crêdo.

pourraient également résulter d'une compression NE-SW; or, une telle compression a été reconnue par Bergerat (1985) dans tout le Fossé rhénan. Pourtant, les études microtectoniques dans la Haute-Chaîne (Sopena et Soulas, 1973) n'en font pas état et nous préférons donc retenir la première hypothèse (fig. 11, n° 3).

Ainsi, il y aurait eu deux événements à l'intérieur de la phase de compression paroxysmale de direction SE-NW.

Dans un premier temps, la contrainte principale SE-NW est réorientée à l'approche de la faille du Vuache. Cette contrainte réorientée crée la montagne du Vuache, les fentes de tension N 80 à N 90, et provoque le chevauchement de la partie orientale de la faille sur la partie occidentale (fig. 11, n° 3a).

Dans un deuxième temps, les failles jouent en décrochements avec probablement une composante inverse (fig. 11, n° 3b). La contrainte externe SE-NW étant sub-parallèle à la direction des failles, il se forme des diaclases conjuguées à bissectrices également SE-NW. Les diaclases d'extension NS sont reprises en décrochements senestres, la montagne du Grand Crédo est soulevée et la faille A joue en faille inverse vers l'est. La masse allochtone est prise dans ce plissement et coincée contre l'anticlinal du Sorgia, ce qui provoque un deuxième chevauchement (B', fig. 6).

CONCLUSION

Notre analyse structurale confirme l'importance de la faille du Vuache au Tertiaire, et l'analyse sédimentologique (Guyonnet, 1987) suggère son existence et son jeu au Mésozoïque déjà.

En effet, la répartition des faciès du Kimmeridgien supérieur ainsi que les différences d'épaisseur de part et d'autre des failles A et C peuvent très bien être interprétées en supposant une mobilité de ces failles au Kimmeridgien.

Notre cartographie au 10 000 du Grand Crédo révèle une structure originale qui peut constituer une clé pour la compréhension structurale de cette région.

REMERCIEMENTS

C'est avec plaisir que j'exprime ma vive gratitude au professeur J. Charollais qui m'a confié l'étude d'une région aussi passionnante que pleine de surprises.

Je tiens à remercier chaleureusement MM. J.-M. Jaquet, R. Wernli, E. Davaud et A. Strasser de leur aide précieuse, autant sur le terrain qu'au laboratoire.

Je dois aussi beaucoup au professeur A. Escher, de l'Université de Lausanne, dont les suggestions m'ont été d'une très grande utilité.

Le professeur W. Wildi ayant eu l'amabilité de me conseiller sur certains points délicats, qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude.

Mes remerciements vont en outre, à MM. P. Favre et Th. Blondel avec qui j'ai eu de nombreuses discussions pleines d'enseignements.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- ARIKAN, Y. (1964). Etude géologique de la chaîne Grand Crédo-Vuache (Ain-Haute-Savoie). *Thèse Univ. Genève* n° 1358, 74 pp.
- BERGERAT, F. (1985). Déformations et champs de contraintes tertiaires dans la plate-forme européenne. *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie*. Paris 6.
- BERNIER, P. (1984). Les formations carbonatées du Kimmeridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie micropaléontologie, sédimentologie. *Doc. Lab. Géol. Lyon* n° 92, fasc. 1, 2.
- BLONDEL, T. (1984). Etude tectonique de la partie septentrionale de la montagne du Vuache (Haute-Savoie, France). *Trav. Diplôme Univ. Genève* (inédit).
- CHAROLLAIS, J., B. CLAVEL, E. AMATO, A. ESCHER, R. BUSNARDO, N. STEINHAUSER, O. MACSOTAY et P. DONZE. (1983). Etude préliminaire de la faille du Vuache (Jura méridional). *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, n° 363, vol. 76, fasc. 3, pp. 217-256.
- COPSON, R. (1984). Etude géologique du massif du Roc-à-l'Aigle près de Chézery (Valserine, Ain, France). *Travail de diplôme Univ. Genève* (inédit).
- GAMOND, J.-F. et F. ODONNE. (1984). Critères d'identification des plis induits par un décrochement profond: modélisation analogique et données de terrain. *Bull. Soc. Géol. France*, 1984 (7), t. XXVI n° 1, pp. 115-128.
- GUYONNET, D. (1987). Analyse sédimentologique des formations carbonatées de la montagne du Grand Crédo (Ain, France). *Travail de diplôme Univ. Genève* (inédit).
- (1987). Analyse tectonique de la montagne du Grand Crédo (Ain, France). *Travail de diplôme Univ. Genève* (inédit).
- HANCOCK, P. (1985). Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, vol. 7, n°s 3/4, pp. 437-457.
- JAQUET, J.-M. (1966). Etude géologique de la région du Reculet. *Diplôme Univ. Genève* (inédit).
- KRUMMENACHER, R. (1971). Géologie du Bassin de la Valserine (Ain). *Thèse Univ. Genève* n° 1544, texte condensé 20 pp.
- LAUBSCHER, H. (1977). An intriguing example of a folded thrust in the Jura. *Eclog. geol. Helv.* Vol. 70/1, pp. 97-104.
- (1979). Elements of Jura kinematics and dynamics. *Eclog. geol. Helv.* Vol. 70/1, pp. 467-483.
- MOODY, J. and M. HILL. (1956). Wrench fault tectonics. *Bull. geol. Soc. Amer.*, t. 67, 9, pp. 1207-1246.
- MOODY, J. (1973). Petroleum Exploration Aspects of Wrench-Fault Tectonics. *The AAPG Bulletin*, vol. 57, n° 3, pp. 449-476.
- PAREJAS, E. (1938). Essai sur la géographie ancienne de la région de Genève. *Rev. fac. Sc. Univ. Istanbul*, t. 237, pp. 1540-1542.
- RIGASSI, D. et D. STUDER. (1962). A propos de la tectonique du Risoux (Jura vaudois et franc-comtois). *Bull. Ver. Schweizer., Petrol. geol. und ing.*, 28/76, pp. 39-50.
- RIGASSI, D. (1977). Encore le Risoux. *Bull. Soc. vaud. Sc. nat.*, Vol. 73, pp. 379-413.
- SCHARDT, H. (1891). Etudes géologiques sur l'extrémité méridionale de la première chaîne du Jura (chaîne du Reculet-Vuache). *Bull. soc. vaud. Sc. nat.*, t. XXVII, pp. 69-158.
- SOPENA, J.-P. et J.-P. SOULAS. (1973). Etudes microtectoniques dans le Jura. Déformation des calcaires sous contrainte tectonique; essai d'interprétation et de corrélation des résultats pour l'ensemble de la chaîne (résumé). *Ann. Sc. de l'Univ. de Besançon*, 3^e série, fasc. 19bis.
- TRICART, P., T. BLONDEL et S. BOUAZIZ. (1980). Quelques exemples de diaclases précoces en domaine de plate-forme (Tunisie): leur utilité pour dépister une extension synsédimentaire ou une inversion structurale. *CR Acad. Sc. Paris*, t. 303, série II, n° 10.

- TRIPET, J.-P. (1966). Etude géologique de la région de Menthrières. *Diplôme Univ. Genève* (inédit).
- VINCIENNE, H. (1930). Les relations structurales entre les Rochers de Léaz (Ain) et du Vieux-Château d'Arcine (Haute-Savoie). Conclusions sur la tectonique de cette chaîne. *CR Séances Acad. Sc. Paris*, t. 190, pp. 947-949.
- (1930). Observations stratigraphiques et tectoniques sur la terminaison méridionale de la chaîne du Crédo. *CR Séances Acad. Sc. Paris*, t. 190, pp. 805-807.
- WERNLI, R. et J.-M. JAQUET. (1972). Le Bathonien et le Callovien du col du Sac (Grand-Crédo, Ain, France). *CR Séances SPHN Genève*, vol. 7, fasc. 1, pp. 23-30.
- WILCOX, R. (1973). Basic Wrench Tectonics. *The AAPG Bull.*, vol. 57, n° 1, pp. 74-96.