

Tectonique

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **58 (1965)**

Heft 2

PDF erstellt am: **25.07.2024**

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.

Gittetaz, la seconde est celle du chalet de Vounetse (fontaine), la troisième se trouve sur le versant NE de Vounetse, à 1550 mètres; ces trois sources sont dans le Membre C de la formation calcaréo-argileuse (Bathonien); la quatrième source est celle qui se trouve au NE de la Dent de Vounetse, à 1520 mètres. Il me paraît intéressant de reproduire ici le rapport établi par l'institut cantonal d'hygiène et de bactériologie de Fribourg; ce rapport m'a aimablement été communiqué par l'intermédiaire de Monsieur M. BARBEY de Charmey. Les prélèvements ont été effectués le 30 juin 1961.

Remarque: dans la région de Charmey, les captages dans la moraine sont si nombreux qu'il ne m'a pas été possible de les porter tous sur la carte au 1 : 25 000. Par contre la carte originale au 1 : 10 000, déposée à l'Institut de géologie de l'Université de Fribourg, présente un inventaire complet des sources et captages de la région étudiée.

DEUXIEME PARTIE

Tectonique

Comme dans la majeure partie de la chaîne des Médiannes plastiques, la direction générale des couches est SW-NE.

La tectonique de la partie occidentale du Massif des Bruns ne présente pas de difficultés particulières, sauf dans les replis bordiers où quelques doutes ne peuvent être levés faute d'affleurements et par suite des mauvaises conditions d'observation. La carte tectonique (fig. 19) et les profils de la planche III traduisent l'ordonnance structurale du terrain étudié.

Je décrirai brièvement quelques particularités des éléments structuraux, du NW au SE:

1. *Le plan de chevauchement des Préalpes médianes*

Le plan de chevauchement des Préalpes médianes est situé presque entièrement sur la rive gauche du Javroz, où les dépôts morainiques sont importants. Quelques affleurements émergent cependant de la couverture quaternaire et nous permettent de tracer approximativement la ligne de ce chevauchement.

Sur la rive du lac de Montsalvens, au SW du point 889, H. GUILLAUME (1955) a reconnu le flanc nord de son anticlinal A_1 par un affleurement montrant du Nord au Sud le Kimméridgien, le Séquanien et l'Argovien de l'Ultrahelvétique. Or un petit affleurement de calcaire siliceux (Lias moyen) des Préalpes médianes se trouve à 160 mètres au SE de cet Argovien; le plan de chevauchement des deux nappes doit donc passer entre ces deux affleurements.

Aux environs des Ciernes on retrouve les mêmes conditions: l'axe de l'anticlinal A_1 du Massif du Montsalvens (Argovien) se trouve à 350 mètres d'un petit affleurement de calcaire siliceux (Lias moyen); la ligne du plan de chevauchement doit passer entre les lettres C et i du mot Ciernes.

Puis jusqu'au point de confluence du rio d'Allière et du Javroz la localisation du chevauchement est incertaine.

Sur la rive droite du Javroz, en dehors des limites de mon terrain se trouve un affleurement de gypse décrit par H. GUILLAUME (1955, p. 163): «au NE de Cerniat, dans le rio d'Allière, à 895 m d'altitude, une coupe fraîche m'a montré de gros blocs de gypse blanc feuilleté et de gypse saccharoïde rose, ainsi que des débris de cornieule bréchique. L'affleurement n'est découvert qu'après les crues, quand le torrent a déblayé les masses d'argile morainique en glissement qui l'étranglent. On trouve cependant sans peine, en aval, des blocs de gypse parmi les graviers. Ce Trias est isolé par la moraine qui recouvre son contact avec le Flysch et le Crétacé supérieur du noyau synclinal chevauché. Il appartient aux Préalpes médianes et décrit un golfe marquant actuellement la plus profonde progression de cette nappe dans son chevauchement des Externes.»

Sur la rive gauche du Javroz, à environ 350 m en amont du point de confluence de l'Allières et du Javroz, j'ai découvert un affleurement assez important de Malm des Externes (Kimméridgien) dont le pendage est de 50 à 60° vers le SE; la direction des bancs incite à croire que ce Malm est celui du flanc sud de l'anticlinal A₁, mais la situation de l'affleurement sur la carte tectonique du Massif du Montsalvens (H. GUILLAUME 1955, p. 165) me laisse supposer qu'il s'agit plutôt de la fin de l'anticlinal A₆. La découverte de cet affleurement ne modifie cependant pas le tracé du chevauchement tel que l'avait dessiné GUILLAUME car à l'emplacement de l'affleurement nous nous trouvons à une altitude inférieure à celle du plan de chevauchement (voir Pl. III, profils 4 et 5).

Il est probable que le contact des Médiannes sur les Externes s'effectue en majeure partie par la superposition de la formation dolomitique (gypse, anhydrite ou cornieule) sur le Wildflysch, comme c'est le cas entre Gruyères et le Moléson (L. PUGIN, 1952). Mais dès la Valsainte, probablement même dès la fin du Massif du Montsalvens la nappe des Médiannes repose sur le Grès du Gurnigel.

Les collines du Dos d'Ane, sises à l'E de la Valsainte, entre le Rio de l'Essert et le Javroz, sont constituées par le Grès du Gurnigel; or on ne trouve la cornieule qu'à environ 220 m de cet affleurement, sur la rive gauche du Rio de l'Essert (voir Pl. III profil 1) si bien qu'ici le chevauchement des Médiannes doit se trouver aux environs de la route conduisant au Pré de l'Essert.

2. Les replis bordiers ou le synclinal d'Arsajoux

Par replis bordiers je comprend le secteur situé au NW de l'anticlinal de Charmey. Cette structure, dont la largeur n'excède pas 2 ou 300 mètres aux environs de Charmey, occupe plus d'un kilomètre sur le profil 3; puis vers le NW, en dehors des limites de mon terrain, elle va de nouveau se rétrécir considérablement.

On est à première vue frappé par la complication tectonique qu'offre cette unité structurale; la carte géologique de la planche II montre des directions anormales et des épaisseurs démesurément grandes (par exemple la place qu'occupe la formation siliceuse aux environs de «Les Niex»); la succession observée dans la branche orientale du rio des Reposoirs par exemple est assez déconcertante: sur moins de 250 mètres le Membre A de la formation calcaréo-argileuse occupe trois fois une position synclinale.

En fait les replis bordiers, ou le Massif d'Arsajoux, ne sont qu'un vaste synclinal fracturé selon le style dit «en écaille» (voir les profils de la planche III). Cette façon

d'expliquer la tectonique du Massif d'Arsajoux ne peut être démontrée sur le terrain car les plans des failles figurées sur les profils ne sont pas visibles, ce qui n'a d'ailleurs rien d'étonnant vu le morcellement et la faible étendue des affleurements. Mais en construisant les profils on se rend très vite compte que le style tectonique préconisé ci-dessus est le seul qui puisse expliquer logiquement la structure du Massif d'Arsajoux. Prenons pour exemple les trois petites bandes de Lias supérieur pincées dans le Lias moyen de la forêt des Reposoirs: on ne saurait envisager l'existence de trois synclinaux car par manque de place il serait tout à fait impossible de donner une allure synclinale aux formations sous-jacentes. Un cas analogue se présente à l'W d'Arsajoux: les schistes cartons occupent une position anticlinale et le Lias supérieur qui les borde au N est en position synclinale ce qui est normal, mais la formation siliceuse (Lias moyen) qui affleure dans le ruisseau au NW d'Arsajoux présente des pendages d'environ 50° constamment dirigés vers le SE et son épaisseur qui est anormalement grande (plus de 350 mètres) ne saurait être expliquée par l'existence d'un anticlinal car la place que nécessite sa construction fait défaut (voir le profil 3).

Le fait que les pendages sont toujours dirigés vers le SE est une raison de plus pour envisager une tectonique selon le style «en écaillé» (particulièrement pour les profils 2 et 3).

Au col reliant le pâturage de l'Adrey et la combe de la Chaux du Vent, la position du Membre A (Lias supérieur) entre deux bandes de dolomie (Trias) est assez surprenante. Les pendages étant tous verticaux dans ce secteur je pense que ce Lias supérieur n'est qu'une lame pincée dans le Trias (voir profil 2).

Au SW du profil 4, le flanc sud du synclinal d'Arsajoux est en grande partie érodé.

Dans le pâturage de la Cergnaule, à l'W du chalet, la direction des couches est presque nord-sud, GILLIÉRON (1885) l'avait également remarqué: «... dans le pâturage de la Cerniaulaz, un minime affleurement de toarcien, qui n'est environné que de Jurassique inférieur, sans que l'on puisse déterminer par suite de quel plissement ou de quel faille il se trouve à cet endroit, en même temps qu'au nord et au sud.» Pour comprendre la position nord-sud de cette portion du Membre A (= Toarcien) il faut tenir compte des deux faits suivants:

1. au sommet du versant nord de la crête, la direction des bancs de calcaire siliceux est normale, soit SW-NE,

2. l'axe de la petite crête sise à l'W du chalet «Les Niex» décrit un angle de 50° par rapport à l'axe général du Massif. Ces deux observations me permettent de supposer l'existence de décrochements. Ainsi, comme je l'ai représenté sur le profil 4 de la planche III, cette bande de direction nord-sud n'est qu'un placage peu profond et local.

En lisant la carte géologique de la planche II, on pourrait croire que le synclinal d'Arsajoux se termine aux Pâles et que la formation siliceuse (Lias moyen) affleurant aux environs de Liderrey constitue un nouveau synclinal relayant le précédent. Cependant je ne pense pas qu'il en soit ainsi car les axes des structures sont dans un même alignement; c'est pourquoi j'imagine plutôt une faille aux environs des Pâles, faille qui aurait eu pour conséquence l'affaissement du compartiment compris entre Liderrey et Les Ciernes.

3. *L'anticlinal Charmey-Lac-Noir*

Jusqu'aux environs du profil 3, l'axe des structures sises entre l'anticlinal Charmey-Lac-Noir et le synclinal de la Gruyère décrit un arc à très faible courbure, convexe du côté alpin.

Le noyau de l'anticlinal Charmey-Lac-Noir suit le niveau des cornieules, l'érosion n'ayant atteint le gypse que dans le rio de la Chapalleyre. Les flancs de cet anticlinal sont presque verticaux.

Il faut relever le décrochement bien visible de Liderrey-Montminard dont le rejet est souligné par la morphologie.

4. *Le synclinal Vounetse-Bremengard*

L'axe de ce synclinal est visible dans le Membre C de la formation calcaréo-argileuse, entre la vallée de l'Essert et le rio Ganet. Au SW du rio Ganet la couverture morainique masque la roche, mais aux Arses un affleurement du Membre A (zone à *P. aalensis*) signale le passage du synclinal.

5. *L'anticlinal La Tsintre-Lovaty*

Le flanc sud de l'anticlinal est visible au NE de la Tsintre (formations oolithique, spathique et siliceuse) où il plonge de 45° vers le SE. Puis entre Les Pâquiers et Vieille Cierne, le Membre B de la formation calcaréo-argileuse forme une surface structurale inclinée de 25° vers le NW; cette surface est le flanc nord de l'anticlinal qui se déverse fortement vers les Alpes.

Le profil 5 montre que de part et d'autre de l'arête Vieille Cierne (sur une distance d'environ 500 mètres vers le SW et de plus d'un kilomètre vers le NE), l'anticlinal de la Tsintre se dédouble et se déverse fortement, ce qui explique la répétition du Membre noduleux et l'importante place qu'occupe la formation des calcaires massifs dans ce secteur.

Sur l'arête Vounetse-Dent de Vounetse (profil 3) l'axe de l'anticlinal passe dans le Membre B de la formation calcaréo-argileuse, le dédoublement a disparu mais l'anticlinal est toujours déversé vers le SE.

A Tichenuva Derrey et dans la vallée de l'Essert, l'érosion a décapé l'anticlinal jusqu'à la formation siliceuse (Lias moyen); l'anticlinal se redresse peu à peu. Dans le ruisseau sous Tichenuva Derrey, on observe parfaitement la descente axiale (environ 30°) que subit l'anticlinal.

6. *Le synclinal de la Dent de Broc*

De la Jogne à la hauteur de l'arête Vieille Cierne, soit sur un kilomètre, l'axe du synclinal de la Dent de Broc passe au sein de la formation des calcaires massifs (Malm), puis sur plus de 7 kilomètres il se trouve dans la formation des calcaires plaquetés (Néocomien) qui est bordée de part et d'autre par la formation des calcaires massifs (Malm). Le synclinal de la Dent de Broc est légèrement déjeté vers le NW.

7. *L'anticlinal principal I (Les Combes-Spitzfluh)*

Les sédiments les plus anciens mis à jour par l'érosion sur le territoire étudié sont ceux du Membre C de la formation calcaréo-argileuse (Bathonien), visibles dans le ravin de Bonne Fontaine.

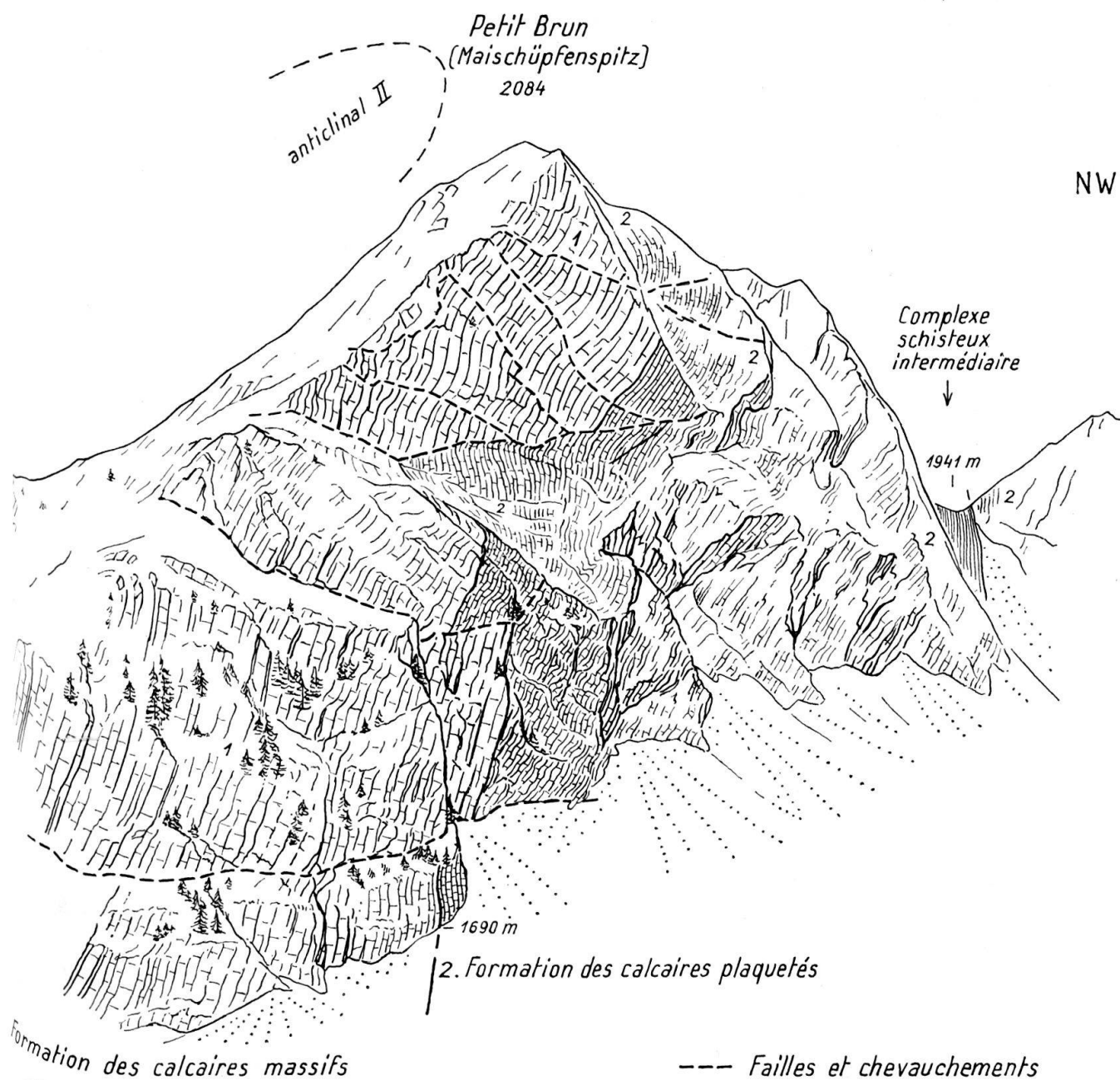


Fig. 20. Le Petit Brun vu du pâturage Bergli, à l'altitude de 1650 m. Dans la partie inférieure du croquis, les formations sont en position normale, tandis que dans la partie supérieure on voit que la tête de l'anticlinal a basculé vers le NW, la formation des calcaires massifs chevauche la formation des calcaires plaquetés.

De bonne Fontaine jusqu'aux environs de Jaquetta Dessous, l'anticlinal subit une descente axiale de 10 à 12°; les formations disparaissent peu à peu en profondeur et à partir de Planfretz la formation des calcaires plaquetés du synclinal de la Dent de Broc rejoint celle de l'anticlinal I; les deux structures ne sont plus différenciables sur le terrain.

A partir de Jaquetta Dessous environ, l'anticlinal subit une remontée axiale d'environ 15° vers le NE, la formation des calcaires massifs réapparaît sur le versant E de la combe des Gros Morvaux où les pendages sont très faibles.

Entre Bonne Fontaine et Haut Sapi, l'anticlinal I est déversé du côté alpin, puis à mesure que l'on se déplace vers le NE il s'aplatit de plus en plus et ses flancs deviennent presque symétriques.

Les deux fractures dessinées sur le profil 1 sont visibles en dehors des limites de mon terrain, sur le territoire étudié par J. D. ANDREY.

8. *Le synclinal de la Gruyère*

Le synclinal de la Gruyère occupe le versant sud de la vallée des Fornis. Les deux bandes de complexe schisteux intermédiaire que l'on suit entre Les Raveires Dessous et la combe d'Osseyre indiquent un dédoublement du synclinal; la faille que j'ai figurée en profondeur sur le profil 3 est purement hypothétique.

A partir de la combe d'Osseyre en direction du NE, on n'a plus qu'une bande de complexe schisteux, le dédoublement du synclinal a disparu.

Le synclinal de la Gruyère est déversé d'environ 33° vers le SE.

9. *L'anticlinal principal II (Sauta-Jaun-Stockhorn)*

L'axe de cet anticlinal passe au dehors des limites de mon terrain, sur la rive gauche de la Jogne. L'anticlinal II est fortement déjeté vers le NW comme le montrent les profils 1 et 3 ainsi que la figure 20 qui est surtout destinée à expliquer l'épaississement de la formation des calcaires massifs en certains endroits des Vanils des Raveires.

Les failles

Les failles sont nombreuses et toutes ne sont certainement pas visibles. On remarque tout de suite que deux groupes de formations sont particulièrement faillés: ce sont d'une part les formations oolithiques, spathiques et siliceuses et d'autre part la formation des calcaires massifs. La formation calcaréo-argileuse, comprise entre ces deux horizons rigides, est plus souple et a par conséquent plus tendance à se plisser qu'à se rompre, les failles s'y perdent. Il en est de même de la formation des calcaires plaquetés.

Les barres rocheuses que constitue la formation des calcaires massifs sont fracturées à l'extrême; les failles que j'y ai cartographiées ont été tout d'abord observées sur des photos aériennes puis contrôlées sur le terrain.

Relevons encore que dans l'ensemble les failles peuvent avoir deux directions: SE-NW ou SSW-NNE.

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, J. E., and RHODES, M. L. (1960): *Dolomitization by Seepage Refluxion*. Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol., 44.
- ANDREY J. D.: Thèse Fribourg, à paraître.
- ARKELL, W. J. (1933): *The Jurassic System in Great Britain*. Oxford.
- (1946): *Standard of the European Jurassic*. Bull. geol. Soc. Amer., 57.
- BADOUX, H., et MERCANTON, C. H. (1962): *Essai sur l'évolution tectonique des Préalpes médianes du Chablais*. Eclogae geol. Helv. 55/1.
- BOLLER, K. (1963): *Stratigr. und Mikropal. Untersuchungen im Neocom der Klippendecke*. Eclogae geol. Helv., 56/1.
- BOURCART, J., et RICOUR, J. (1954): *Essais sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias*. C. R. Congrès géol. d'Alger XIII, pp. 35-47.