

Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band: 92 (1999)
Heft: 2

Artikel: Morphogenèse des Franches-Montagnes (Jura Suisse)
Autor: Fierz, Samuel / Monbaron, Michel
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-168661>

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: 29.01.2026

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

Morphogenèse des Franches-Montagnes (Jura Suisse)

SAMUEL FIERZ & MICHEL MONBARON

Key words: Geomorphology, karst, polje, gap, anticlinal depression, dry valley, folded Jura

RESUME

La morphologie à dominante karstique des Franches-Montagnes contraste avec les formes du relief du reste du Jura plissé dont ce «plateau» fait partie. Par une étude détaillée de la morphogenèse du secteur, les auteurs expliquent les raisons. Ils proposent divers scénarios d'évolution qui ont pu concourir à modeler les principales formes caractéristiques que l'on observe actuellement: boutonnières anticlinales, poljés structuraux et dépressions synclinales, cluses, vallées fluviales ou sèches. Ils fournissent des clés d'interprétation du relief régional, ainsi qu'une méthodologie d'approche de la morphogenèse d'un espace karstique complexe.

ZUSAMMENFASSUNG

Die vom Karst bestimmte Morphologie der Franches-Montagnes bildet einen Gegensatz zu den Reliefformen des übrigen Faltenjura, zu welchem das «Plateau» gehört. Durch eine detaillierte Studie der Morphogenese des Sektors erläutern die Autoren die Gründe für einen derartigen Unterschied. Zu die-

sem Zweck werden verschiedene Entwicklungsszenarien vorgeschlagen, durch deren Zusammenwirken die wichtigsten, heute bestehenden Formen entstehen konnten: antiklinale Kombe, strukturelle Poljes und synklinale Depressionen, Klusen, Fluss- oder Trockentäler. Zudem liefern die Autoren Interpretationsschlüssel des regionalen Reliefs, wie auch einen methodologischen Ansatz zur Morphogenese eines komplexen Karstgebietes.

ABSTRACT

The predominantly karstic morphology of the Franches-Montagnes contrasts with the rest of the relief forms of the folded Jura, of which the «plateau» is a part. The authors explain the reasons for this, based on a detailed study of the sector's morphogenesis. They propose various evolution scenarios that could have contributed to forming the main characteristic forms that one presently observes: anticlinal depressions, structural (synclinal) poljes, gorges, and fluvial or dry valleys. They present keys for interpreting the regional topography, as well as a methodology for examining the morphogenesis of a complex karstic space.

1. Introduction

D'un point de vue topographique, les Franches-Montagnes se présentent comme un vaste plateau élevé, délimité par de profondes entailles dans le relief (canyon du Doubs au N et NW, cluses de la Sorne à l'E, vallées de la Suze et de la Trame-Birse au SE, Fig. 1). Nous allons tenter d'apporter quelques éclaircissements sur la morphogenèse de ce plateau en nous basant sur une observation détaillée du relief actuel. Nous nous plaçons ainsi dans la continuité des travaux de Schwabe (1939), Aubert (1975) et Monbaron (1975) consacrés à la morphogenèse de cette région.

1.1 Conditions géologiques et climatiques des Franches-Montagnes

Les Franches-Montagnes font partie du Jura plissé, mais elles présentent trois particularités géologiques (Aubert 1969: 393 et 1975: 52).

La première est d'ordre structural: les plis des Franches-Montagnes (Fig. 2) ont une amplitude plus faible et sont beaucoup plus resserrés que dans le reste du faisceau helvétique. La région n'est donc pas un véritable plateau, mais un secteur plissé arasé par l'érosion, ce qui lui confère une allure vaguement tabulaire. Nous l'intitulerons désormais «plateau», par simple commodité de langage.

Les deux autres concernent la lithologie. En premier lieu, les formations marneuses sont beaucoup moins épaisses qu'ailleurs (limite méridionale du faciès oxfordien marneux et passage latéral de l'Argovien marneux aux calcaires rauraciens, Gygi & Persoz 1986, pl. 1). Aubert (1969: 393) estime d'ailleurs que, privées d'épaisses intercalations marneuses, les Franches-Montagnes se comportent comme un seul bloc calcaire. Dans ces conditions, l'évacuation des eaux se fait essentiellement de manière souterraine. Franchissant synclinaux et anticlinaux, les écoulements karstiques suivent des cheminements com-

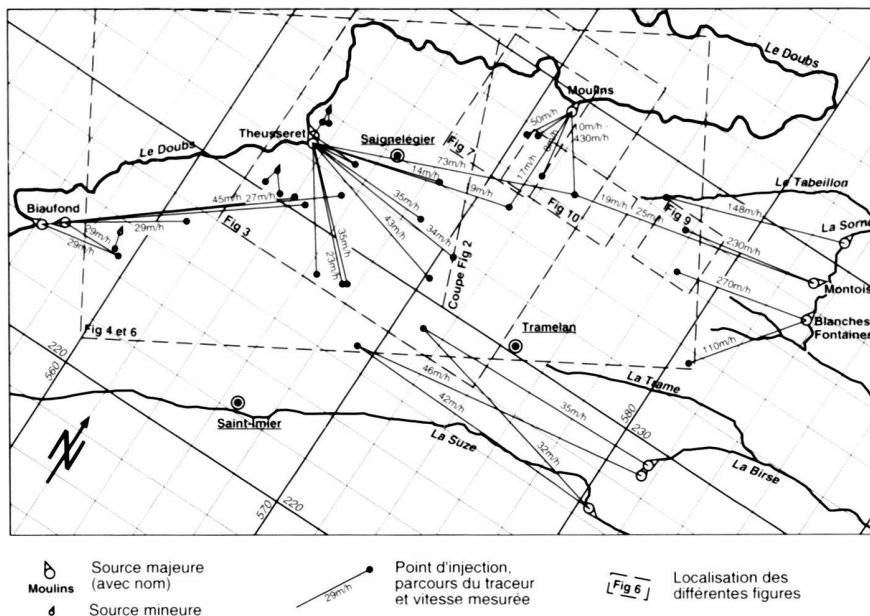


Fig. 1. Carte schématique du plateau des Franches-Montagnes, avec la situation des essais de traçage et les vitesses des écoulements souterrains, ainsi que la localisation des principaux secteurs d'étude présentés dans les figures suivantes.

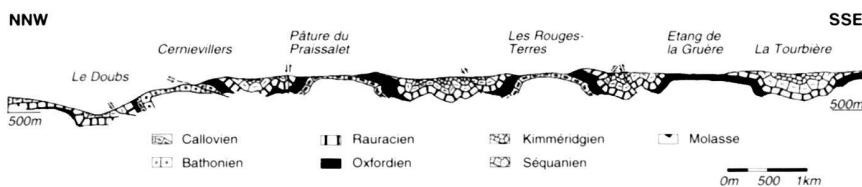


Fig. 2. Coupe géologique simplifiée à travers les Franches-Montagnes. Il s'agit d'une coupe non balancée, réalisée à partir de la maquette originale de la carte géologique au 1:25.000, feuille Belle-lay (Laubscher non publiée; avec l'accord de l'auteur).

plexes, qui laissent présumer d'un réseau de drainage souterrain bien développé.

Deuxièmement, les rares résidus, très peu épais, de sédiments tertiaires localisables sur les Franches-Montagnes datent de l'Helvétien (Molasse Marine Supérieure MMS). L'épaisse série de Molasse d'Eau Douce Inférieure (MEDI) présente dans les principaux synclinaux jurassiens voisins (Aubert 1975: 14; Berger 1992 et 1996) fait totalement défaut, ce qui a eu des conséquences tant tectoniques (notamment sur l'amplitude des plis) que morphogéniques (absence d'une couverture imperméable efficace).

Enfin, le climat est un autre facteur-clé de la morphogénèse. On sait que la karstification du calcaire dépend largement de l'effet des précipitations (en moyenne, 1500 mm/an), des fluctuations de la température ainsi que de la nature de la couverture végétale. La plus importante emprise du climat sur l'évolution du relief des Franches-Montagnes est sans aucun doute l'alternance de périodes froides et chaudes durant le Quaternaire (cf. 5.2).

1.2 Données de base sur la morphogénèse des Franches-Montagnes

Une étude de la morphogénèse des Franches-Montagnes devrait pouvoir montrer comment cette partie du massif jurassien a pu devenir le plateau que nous connaissons actuellement. Aubert (1969: 394-395) a déjà réfléchi aux modalités de l'ablation karstique en domaine plissé. Rappelons brièvement ses principales conclusions:

- bien que le relief jurassien paraisse figé, l'ablation actuelle des calcaires y est importante: entre 5 cm (Aubert 1969 : 395) et 9 cm (Miserez, in Monbaron 1975: 147) par millénaire;
- l'ablation verticale (sur le dos des couches) est nettement moins forte que l'ablation horizontale (sur le front des couches) où d'autres facteurs, tel que le gel, entrent en jeu;
- l'ablation karstique est maximale sur les sommets des anticlinaux, moindre sur leurs flancs et encore plus mesurée dans les synclinaux. Cette différenciation conduit tout na-

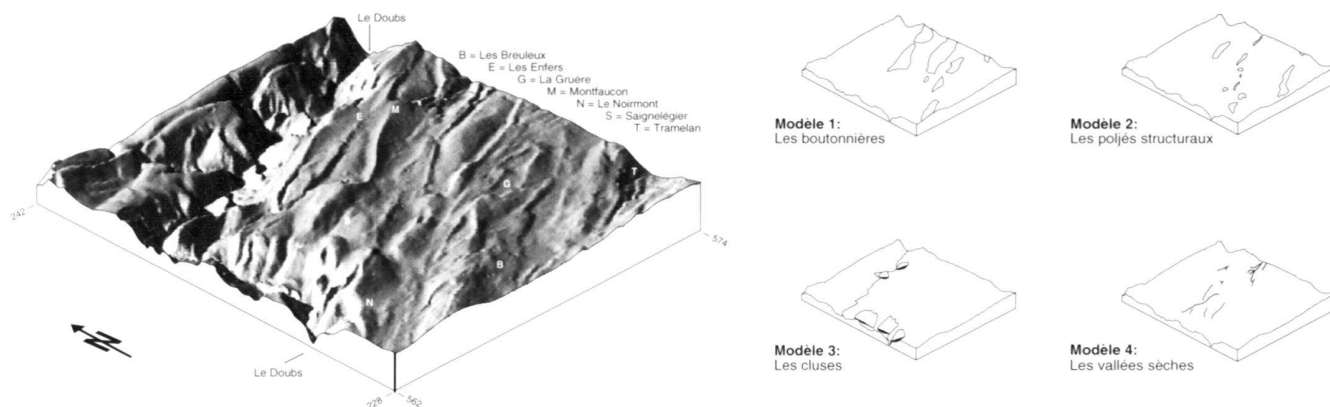


Fig. 3. Les quatre principaux modèles explicatifs de la morphogénèse des Franches-Montagnes. Ce bloc-diagramme (dont l'échelle verticale est exagérée env. 2,5 fois) met en évidence les principaux accidents topographiques à la surface du plateau, ainsi que la profonde coupure du Doubs.

tuellement à un nivellement du relief. Les Franches-Montagnes sont l'exemple le plus évolué d'aplanissement karstique dans la région;

- lorsque des surfaces de marnes sont mises à nu, leur imperméabilité contribue à favoriser le ruissellement ayant pour effet de façonner des vallées fluviales, dont les formes contrastent avec celles du karst, plus éoussées.

1.3 Définition des modèles morphogéniques

Le présent travail s'appuie sur la compréhension des processus actuels et sur la reconstitution des processus anciens à l'aide des empreintes qu'ils ont laissées dans le terrain. Nous pouvons notamment identifier, dans le relief actuel, la plupart des stades d'évolution par lesquels ont passé les principales formes caractéristiques du relief des Franches-Montagnes (cf. notamment Fig. 5).

Cette démarche inductive nous conduit à proposer des modèles (ou scénarios) d'évolution morphogénique pour chacune des quatre formes types principales (Fig. 3), à savoir: 1) les boutonnières anticlinales; 2) les poljés structuraux et dépressions fermées synclinales; 3) les cluses; 4) les vallées sèches. Par mesure de simplification, nous ne parlerons plus désormais que de «modèle», sous-entendant à chaque fois «modèle d'évolution morphogénique d'une boutonnière, d'un poljé, etc.». Ces modèles se sont associés, opposés, parfois succédés, pour aboutir au relief que l'on observe aujourd'hui.

2. Les boutonnières anticlinales (modèle 1)

L'évolution en boutonnière¹ des anticlinaux francs-montagnards se remarque à l'aplomb des culminations axiales. Les voûtes anticlinales calcaires du Malm, affectées par des frac-

tures distensives ouvertes, sont généralement arasées par l'ablation karstique. Lorsque l'érosion atteint les marnes oxfordiennes ou argoviennes sous-jacentes, des dépressions s'ouvrent et s'allongent selon l'axe du pli. Pour reconstituer exactement les divers épisodes de formation des boutonnières, nous avons recherché, dans le relief actuel des Franches-Montagnes, des sites pouvant illustrer leurs différents stades d'évolution.

2.1 Inventaire des formes actuelles

La forme de boutonnière la plus embryonnaire est identifiable dans la forêt située au Nord des Essert Belat (Fig. 5, stade 1, carré de coordonnées des cartes nationales suisses 566/232); un autre exemple est visible au Sud des Cerniers de Saulcy (578/237). A ce stade, on ne voit que de simples dolines plus ou moins alignées, qui perforent la carapace calcaire du Malm au sommet d'un anticlinal.

Par coalescence, ces dolines évoluent ensuite en une dépression plus vaste au fond de laquelle apparaissent peu à peu les marnes oxfordiennes sous-jacentes. Un réseau de drainage superficiel local peut dès lors s'organiser, qui accélère le façonnage d'une dépression sommitale allongée. Cette fenêtre ouverte dans les calcaires du Rauracien totalement éventrés laisse apparaître largement les marnes oxfordiennes, comme c'est le cas aux Effondrais (567/232, Fig. 5, stade 2). Un autre exemple caractéristique de ce stade est la région de l'étang de la Gruère, où la dépression est beaucoup plus large pour des raisons structurales. Le drainage de ces dépressions imperméables se fait encore latéralement par des dolines-pertes, dans les calcaires rauraciens, l'écran imperméable oxfordien n'ayant pas été percé. Des zones marécageuses s'observent généralement dans ces dépressions; elles constituent souvent l'assise d'importantes tourbières édifiées durant l'Holocène (Gerber & Monbaron 1990).

Au stade suivant, le décapage de la couche de marne laisse apparaître la voûte anticlinale calcaire sous-jacente (Dalle Na-

¹ Selon Baulig (1956), un bombement ou un dôme anticlinal allongé profondément attaqué par l'érosion, est une boutonnière. On emploie parfois l'expression «combe anticlinale» pour désigner cette forme.

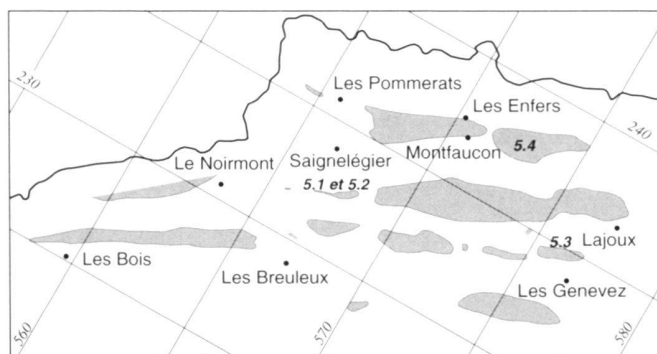


Fig. 4. Localisation des boutonnières (avec position des stades 5.1 à 5.4 illustrés sur la figure suivante).

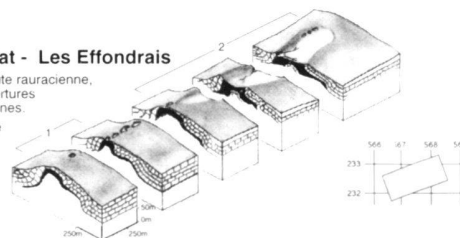
crée du Callovien). Les pentes bien réglées de ce niveau compétent contrastent avec le relief relativement chaotique des marnes. L'émergence de ce mont dérivé, qui reproduit le relief original de la voûte, se manifeste en plusieurs endroits sur les Franches-Montagnes. Aux Embreux (575/234, Fig. 5, stade 3) et au Roselet (568/231), le petit mont de Dalle Nacrée est dissymétrique, son flanc nord étant mieux dégagé des marnes et du corset rauracien qui l'enserrent que son flanc sud. Au Gros Bois Derrière (571/232) par contre, il prend une belle forme symétrique. Le mont dérivé se dégage encore mieux dans la boutonnière de La Bosse (568.5/236). Sur le sommet de ces voûtes calcaires, au cœur des anticlinaux éventrés, l'érosion karstique reprend ses droits. Quant au drainage karstique, il s'effectue dans le Dogger, à la faveur d'une lignée de dolines qui jalonne le contact: marnes oxfordiennes/calcaires calloviens.

Dans la boutonnière de Froidevaux (573/238, Fig. 5, stade 4), la karstification du mont dérivé est déjà bien avancée et l'on voit apparaître le Bathonien, situé sous la Dalle Nacrée, alors qu'aux Rouges-Terres (572/235), on descend même jusqu'au Bajocien. A ces stades plus évolués (3 et 4), les marnes oxfordiennes, au contact desquelles s'impriment avec toujours autant de netteté d'innombrables dolines, prennent désormais une forme annulaire, qui ceinture le mont dérivé sur tout son pourtour. Les eaux de surface ruisselant sur les marnes sont évacuées dans la grande majorité des cas vers la Dalle Nacrée, beaucoup plus rarement dans le Rauracien. Des tourbières se sont formées à plusieurs endroits sur ces surfaces marneuses; les eaux acides qui s'en échappent contribuent d'ailleurs à renforcer la karstification des conduits dans lesquels elles s'engouffrent. Il existe un bel exemple d'une telle grosse doline à la périphérie d'un marais, au point de coordonnées 570.8/233.8 dans la boutonnière des Rouges-Terres.

En fonction de la diversité structurale du bâti géologique, les boutonnières prennent des formes tout à fait particulières. Elles s'étirent parallèlement à l'axe des plis, de part et d'autre du bombement axial et en révèlent toutes les déformations, torsions ou fractures. Dans le cas de la Bosse, la boutonnière prend une allure de pointe de flèche en suivant la retombée

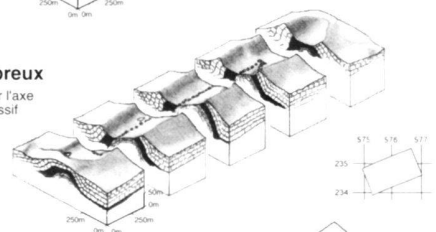
Stade 1 et 2: Les Esserts Belat - Les Effondrais

1 - Percement de la voûte rauracienne, élargissement des ouvertures par coalescence de dolines.
2 - Aménagement d'une combe marneuse sommitale.



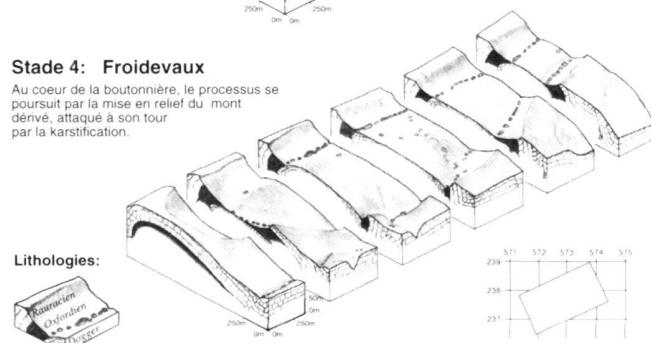
Stade 3: Les Embreux

Extension de l'ouverture sur l'axe anticlinal, décapage progressif des marnes et émergence du Dogger. Apparition de dolines au contact marnes/calcaire



Stade 4: Froidevaux

Au cœur de la boutonnière, le processus se poursuit par la mise en relief du mont dérivé, attaqué à son tour par la karstification.



Lithologies:



Fig. 5. Stades d'évolution des boutonnières anticlinales dans les Franches-Montagnes.

SW de l'anticlinal, qui devient bifide au lieu-dit La Croix (568.15/235.8). A Froidevaux, et plus manifestement encore aux Rouges-Terres (forme la plus évoluée), la boutonnière actuelle est le résultat de la coalescence de plusieurs boutonnières ayant éventré plusieurs culminations axiales successives le long d'un même anticlinal.

2.2 Dolines fossiles

Une observation vient confirmer la séquence évolutive proposée ci-dessus. Il s'agit de traces fossiles d'un stade d'évolution antérieur visible sur la boutonnière des Rouges-Terres. On observe en effet un amalgame de dolines apparemment inactives au point 569.460/233.840, qui devaient fonctionner lorsque le contact marnes oxfordiennes - Dalle Nacrée se trouvait à cet endroit. Ce contact a migré depuis lors et se trouve maintenant à quelque cent mètres plus au Nord. Il est ponctué de très belles dolines actives qui drainent les marnes, fonction qu'elles ont ravi aux dolines-reliques évoquées ci-dessus, qui s'estompent progressivement.

3. Les poljés structuraux (modèle 2)

L'aplanissement karstique du relief par le développement de dépressions fermées dans les synclinaux constitue le noyau du

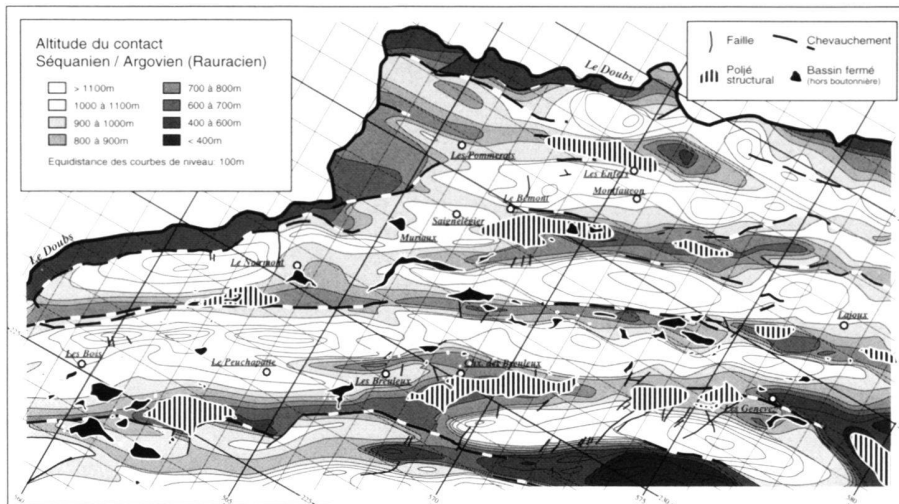


Fig. 6. Position des bassins fermés et des poches structurales des Franches-Montagnes par rapport à l'altitude du contact Séquénien/Argovien (ou Rauracien). Les bassins fermés situés dans les boutonnières, qui répondent à une autre logique de formation, n'ont pas été représentés ici. Cette figure a été élaborée à partir d'une carte structurale au 1:25.000 établie par l'OEHE (1972, rapport inédit)

deuxième modèle participant à la morphogenèse des Franches-Montagnes. Certaines de ces dépressions, de grandes dimensions (Fig. 6), présentent les caractéristiques d'un poljé telles que les définit Gams (in Ford & Williams, 1989: 428). On conviendra de les nommer «poljés structuraux», comme le propose Aubert (1969: 369).

3.1 Les poljés structuraux actuels

Les poljés structuraux de Fornet-Dessus (579/236.5), de la Tourbière des Vacheries des Genevez (574/232.5), de la Tourbière de La Chaux-des-Breuleux (570.5/230.5), de Plain de Saigne (573/236.5), ou encore de La Tuilerie (563/225), pour ne citer que les plus importants (Fig. 6), présentent tous un fond plat parfois tapissé de molasse marine, mais le plus souvent enduit de sédiments glaciaires ou de résidus d'altération relativement imperméables. On y observe fréquemment des cours d'eau, voire même de petits plans d'eau (le plus souvent artificiels), ou encore des tourbières. Le drainage karstique de ces dépressions est très bien développé et de profondes dolines-pertes défoncent leur plancher, le plus souvent à leur périphérie. L'acidification des eaux dans les tourbières y est pour beaucoup, (Gerber & Monbaron 1990). Le fonctionnement de ces poljés s'apparente à celui des autres grands poljés structuraux jurassiens (la Brévine ou les Ponts de Martel, Audétat 1981: 84). Vu la morphologie émousée et peu escarpée des versants qui les entourent, leur expansion latérale n'est plus très active à l'heure actuelle.

3.2 Evolution antérieure des poljés structuraux

En revanche, il est certain que ce modèle morphogénique a fortement influencé la morphogenèse du plateau au début de son évolution. Avant l'enfoncement du Doubs au NW du plateau franc-montagnard, tout comme avant la formation des cluses du Pichoux et d'Undervelier et des vallées fluviales qui

leur sont liées (combes du Tabellon et des Beusses), la région devait se présenter tel un vaste espace calcaire plissé s'étendant sans aucune discontinuité du Mont Soleil jusqu'au Jura des plateaux, en passant par le Plateau de Maïche, région adjacente aux Franches-Montagnes dont la structure est identique à celle de notre secteur d'étude. Dans certains synclinaux, là où les conditions le permettaient, il est vraisemblable que des lacs temporaires se soient maintenus assez longtemps (à l'exemple du lac oehningien du Locle, Burger & Schaer 1996: 42).

A ce stade, le réseau de drainage souterrain du massif était moins développé et le niveau de base karstique plus élevé qu'actuellement. Cet état de fait favorisait de fréquents débordements du karst dans les synclinaux, à l'image de ce qui se produit actuellement dans les poljés du Karst classique. Par le phénomène de corrosion latérale, ces poljés structuraux se sont élargis en entaillant les flancs calcaires des anticlinaux qui les enserrent. Ceci a contribué à façonner les vastes espaces plats dont les contours sont délimités sur la figure 6. En outre, certains de ces poljés structuraux sont en étroite liaison avec des accidents tectoniques (failles et chevauchements) qui favorisent l'infiltration de l'eau dans le massif.

Par la suite, les débordements d'eau dans ces poljés se sont faits plus rares. En effet, en réponse à l'encaissement du Doubs, le drainage karstique s'est progressivement enfoncé dans le massif, tout en se hiérarchisant et en se polarisant sur certains drains préférentiels, selon les conditions tectoniques et stratigraphiques (Monbaron 1975), aboutissant finalement au réseau de drainage actuel (Fig. 1). Suite à cette évolution, certains des espaces aplanis auparavant par le développement d'un poljé ont été défoncés par des groupes de dolines situées sur des zones plus sensibles à la karstification (failles, petits décrochements), ou ont été agressés à leur périphérie par le développement d'une boutonnière, d'une cluse ou d'une vallée fluviale voisine. L'exemple du secteur des Enfers est à cet égard très démonstratif.

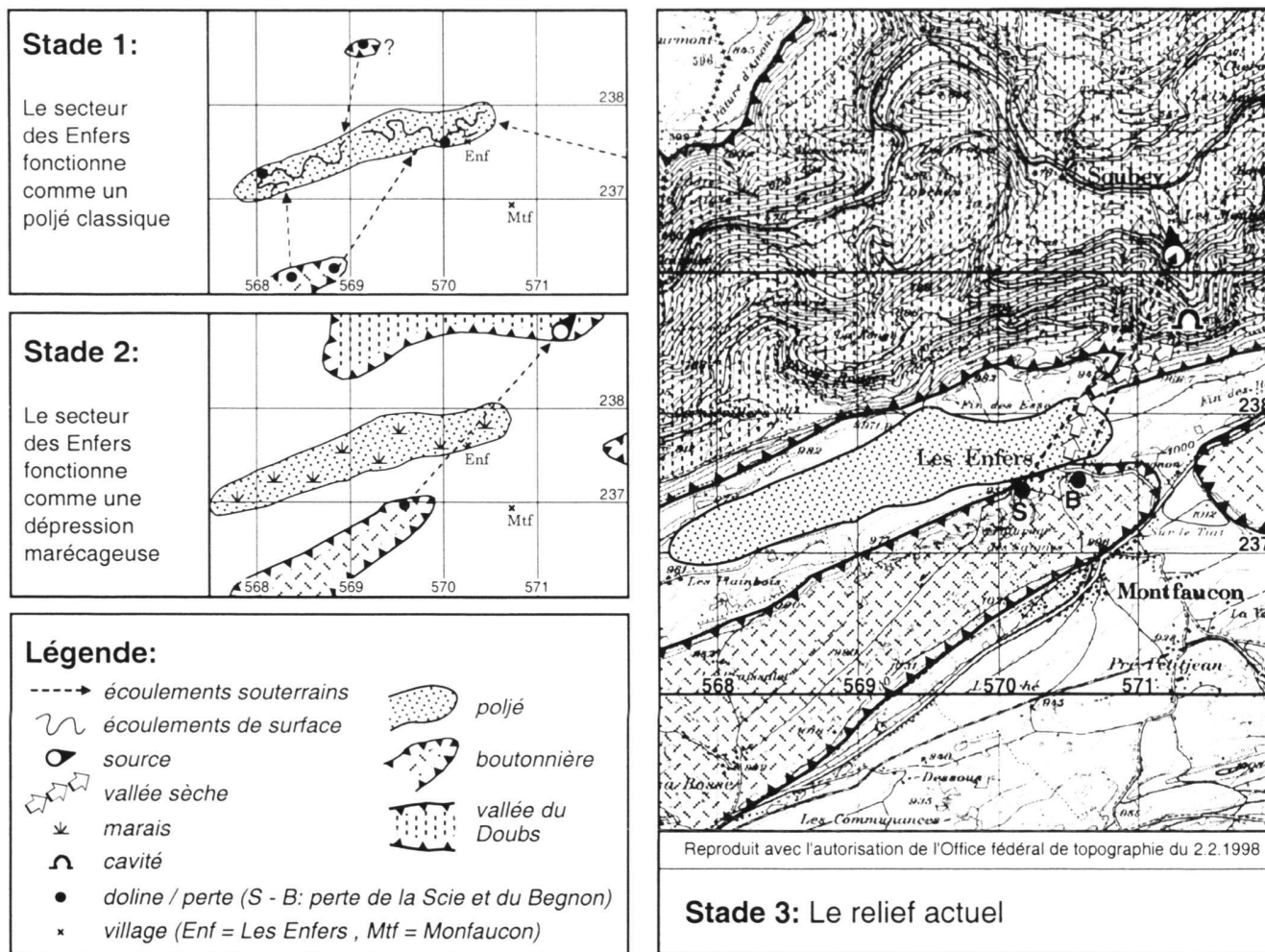


Fig. 7. Stades successifs de la morphogénèse du secteur des Enfers (voir explications au point 3.3).

3.3 Evolution du secteur des Enfers

La plus belle relique d'ancien poljé, au sens où nous l'entendons ci-dessus, se trouve dans la région des Enfers. Une vaste plaine de 3 km de long sur 500m de large est encore visible à l'Ouest et au Nord du hameau, bien que ses flancs soient très fortement attaqués par l'érosion régressive, surtout à partir du canyon du Doubs au Nord. Cet espace-plan est tapissé de formations résiduelles. Difficile d'expliquer cette forme sans envisager les mécanismes de genèse d'un poljé, qui auraient été actifs avant le creusement du canyon. Nous allons essayer de reconstituer cette évolution (Fig. 7).

Au début de la karstification du massif (Fig. 7, stade 1), le poljé synclinal des Enfers est très actif, profitant de nombreux apports d'eau latéraux. Au Sud, les eaux qui s'infiltrèrent dans les fissures de la voûte anticlinale et de son flanc septentrional, ainsi que dans la boutonnière embryonnaire de la Bosse, réapparaissent (au moins partiellement), dans le poljé synclinal des

Enfers (surtout lors de fortes mises en charge du système karstique). Des apports d'eau similaires proviennent de l'anticlinal situé au Nord du poljé, sur lequel une boutonnière s'est probablement développée (elle se serait ouverte sur le dôme anticlinal (570/238.5) que l'on remarque très nettement sur la figure 6). Ces résurgences d'eau dans le poljé favorisent alors son activité et contribuent à l'aplanissement du secteur.

Mais bientôt, l'encaissement progressif du Doubs (Fig. 7, stade 2) et l'abaissement du niveau de base normal et karstique qui s'ensuit, vont nuire au fonctionnement du poljé des Enfers. D'une part, la boutonnière qui aurait existé au Nord est détruite par l'érosion régressive à partir de la vallée du Doubs. D'autre part, toutes les eaux qui s'infiltrèrent dans la boutonnière de la Bosse vont rejoindre directement la vallée du Doubs et ne débordent plus dans le poljé des Enfers, comme auparavant. La grotte des Moulins (571.375/238.725, Gigon, 1986: 183) qui se développe en direction du SW à partir

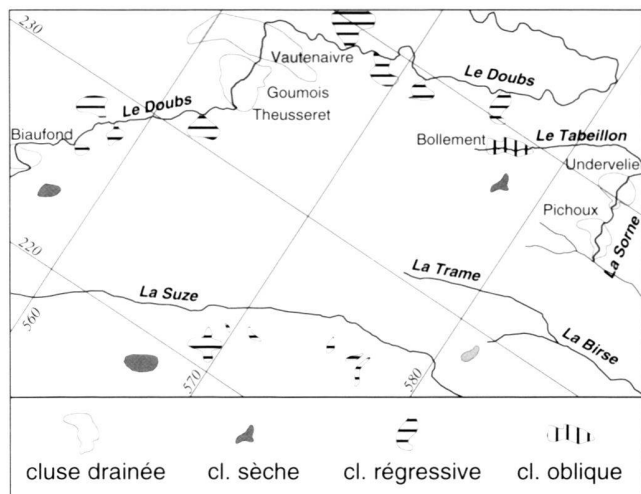


Fig. 8. Localisation des cluses (cette figure couvre la même surface que la figure 1). Modifiée d'après Monbaron 1975.

de la vallée du Doubs (galerie explorée sur environ 480 m, à une altitude de 670 m), fait certainement partie du réseau de drainage karstique qui s'est créé à ce stade. Par conséquent, l'activité du poljé des Enfers en tant que tel va diminuer; la zone devient un simple poljé structural comme on en observe actuellement de nombreux sur les Franches-Montagnes (Fig. 6).

L'enfoncement du Doubs et le développement des boutonnières se poursuivent. Le poljé est progressivement attaqué par l'érosion régressive à partir du Doubs, mais aussi par le développement de la boutonnière de la Bosse. On observe aujourd'hui (Fig. 7, stade 3) que les endroits les plus bas de cette boutonnière (par exemple les pertes de la Scie et du Begnon) se situent au-dessous du niveau du poljé des Enfers. Nous avons donc ici une amorce d'inversion du relief, qui pourrait à terme déboucher sur la création d'un synclinal perché, ou mieux: d'un «poljé structural perché».

4. Les cluses (modèle 3)

Le troisième modèle morphogénique se rapporte au façonnement des profondes entailles qui délimitent le plateau et qui ont fortement influencé l'évolution de sa morphogénèse. Dans la majeure partie des cas, ces entailles se sont développées de manière tout à fait logique, parallèlement aux structures, mettant surtout à profit les gouttières synclinales (vallées de la Trame et de la Birse, plusieurs tronçons de la vallée du Doubs, Fig. 6). Mais à quelques endroits-clés, elles recoupent perpendiculairement les plis, formant ainsi des cluses. Ce troisième modèle vise donc à définir les modalités de formation de ces vallées particulières et à apprécier leur rôle dans la morphogénèse du plateau.

4.1 Localisation et genèse des cluses francs-montagnardes

Aux abords des Franches-Montagnes, on peut définir deux séries de cluses, alignées selon une direction générale Nord-Sud: le système Pichoux – Undervelier à l'Est et le système Theusseret – Goumois – Vautenaivre à l'Ouest. Le premier de ces alignements de cluses est drainé par la Sorne, l'autre par le Doubs (Fig. 1 et 8). Associées à ces deux systèmes, on trouve encore la cluse de Biaufond plus en amont sur le Doubs et la cluse oblique de Bollement – Côte des Arches dans les gorges du Tabeillon. C'est dans ces profondes entailles à travers les structures que réapparaît la majeure partie des eaux karstiques du plateau: sources de Biaufond, du Theusseret, des Moulins, des Blanches-Fontaines, du Montois, etc. (cf. Fig. 1, ainsi que la liste des rapports inédits d'essais de traçage, en bibliographie).

En étudiant en détail la cluse du Pichoux, située dans la partie orientale des Franches-Montagnes (Monbaron 1975), l'un des auteurs a remarqué que les cluses sont étroitement liées à des zones préférentielles de drainage, transversales aux structures. Il s'agit de zones, d'orientation plus ou moins méridienne, où une série d'ensellements axiaux s'échelonnent à travers plusieurs plis successifs. Cet alignement d'ensellements forme un corridor transversal d'évacuation des eaux. Par conséquent, dès le début du plissement, les eaux karstiques comme les eaux de surface convergent vers ces points bas du bâti géologique. Pour devenir des cluses, ces secteurs-clés ont été conjointement façonnés par l'érosion linéaire, «normale», s'imprimant du dessus, et par l'érosion souterraine, karstique, minant le bâti géologique et préparant le futur cheminement des eaux de surface.

L'enfoncement des cluses s'est accompagné d'un abaissement progressif du niveau de base, aussi bien karstique que «normal». Ainsi, leur façonnement a eu un impact notable sur le fonctionnement de tous les autres modèles présentés ici, et plus particulièrement sur les poljés et les dépressions synclinales. Monbaron (1975: 176) a clairement montré comment un poljé structural pouvait être associé au façonnement d'une cluse (paléopoljé du Petit Val) avant d'être totalement court-circuité par l'extension de celle-ci. Un exemple de cluse franc-montagnarde illustre bien ce mécanisme.

4.2 Evolution de la cluse sèche de Lajoux

Comme le montre la figure 9, le façonnement de la cluse de Lajoux a dû, dans un premier temps, se dérouler selon des modalités proches de celles proposées par l'un des auteurs pour la cluse du Pichoux.

Un embryon de cluse (Fig. 9, stade 1) se développe sur le léger ensellement de l'axe anticlinal que l'on peut voir sur la figure 6 (577.8/237.3). Dans un tel contexte tectonique, la cluse naissante draine les eaux souterraines des alentours, notamment celles de l'anticlinal qu'elle entaille et des poljés structuraux qui se développent dans le synclinal méridional: poljé de Fornet-Dessus (578.8/236.5) et poljé des Grands Prés

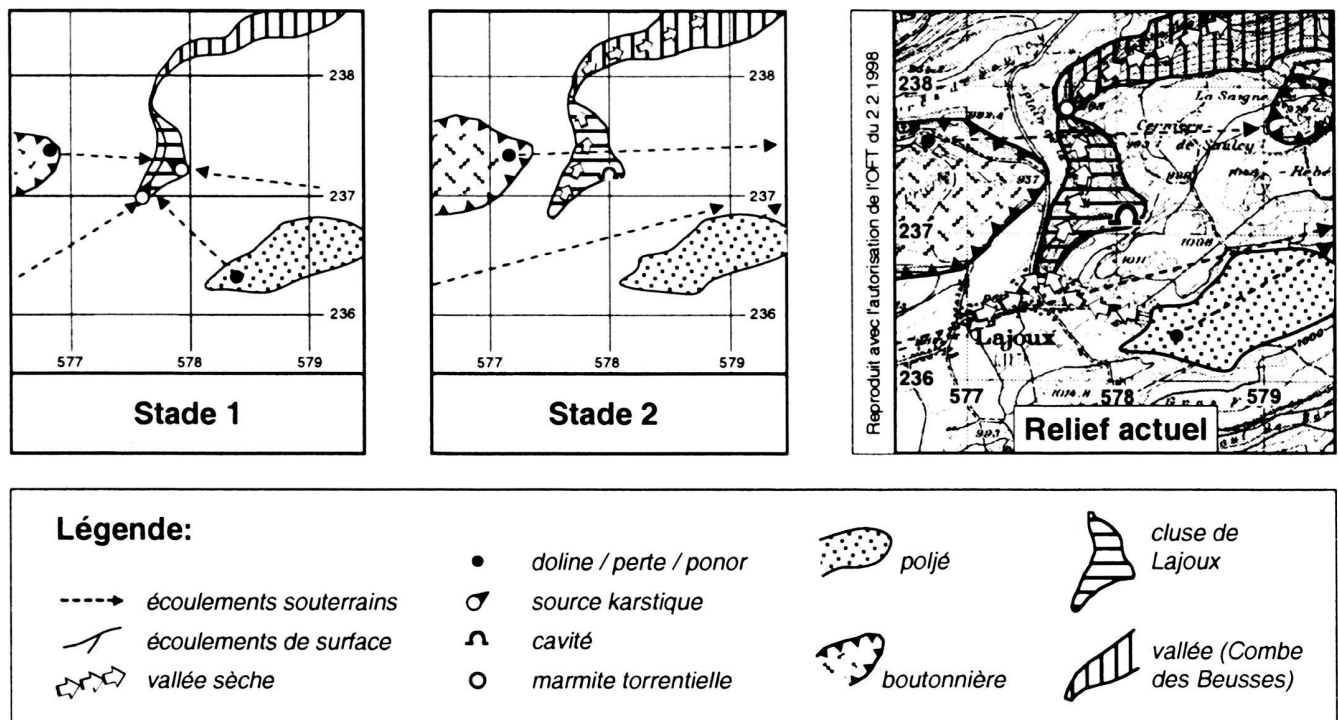


Fig. 9. Stades successifs de la morphogénèse du secteur de Lajoux (voir explications au point 4.2).

(576/235.5). Quelques observations attestent que des sources existent dans le coeur de la cluse à ce stade d'évolution. L'amorce de reculée que l'on observe dans la partie sud permet d'envisager qu'une résurgence importante jaillit à cet endroit, alors qu'un ancien conduit karstique (578.1/237.1, Grotte de Lajoux, Gigon 1986: 156) prouve qu'une autre source émerge dans le petit cirque que dessine la cluse dans sa partie orientale. Les eaux résurgant dans la cluse sont évacuées vers le synclinal situé au Nord, soit par un cheminement souterrain (liaison probable avec la faille chevauchante – Fig. 6 – sur laquelle se situe le sommet de la Combe des Beusses), soit à l'air libre, par l'étroite gorge façonnée à travers le versant calcaire.

Cette forme aurait pu devenir une magnifique cluse tranchant de part en part l'anticlinal du Raimeux, mais son développement va s'interrompre, en raison d'une concurrence de plus en plus prégnante (Fig. 9, stade 2). Six kilomètres plus à l'Est en effet, les ensembles axiaux sont encore mieux marqués et s'échelonnent à travers plusieurs plis successifs, constituant une zone de drainage transversale plus performante, celle précisément où se sont formées les cluses majeures d'Undervelier et du Pichoux (Monbaron 1975). Tout en s'approfondissant à la suite d'un abaissement généralisé du niveau de base régional, ces cluses étendent progressivement leur bassin versant karstique, pour finalement capturer les eaux de toute la partie orientale des Franches-Montagnes, et notamment celles qui assuraient le façonnement de la cluse de Lajoux. Celle-ci est donc littéralement court-circuitée et son développement en tant que cluse drainée classique est arrêté. Comme

l'attestent toutefois certains indices morphologiques contemporains, la cluse fossile joue par moment le rôle de collecteur des eaux de surface (cf. 5.1).

L'arrêt du développement normal de la cluse de Lajoux au stade 2 n'entrave pas les autres modèles d'évolutions évoqués dans cet article. Les boutonnières voisines s'évasent toujours davantage et les poljés structuraux maintiennent leur modeste activité (Fig. 9, stade 3). A terme, la cluse est vouée à disparaître, englobée qu'elle sera dans la boutonnière qui se développe à partir de l'Ouest.

5. Les vallées sèches du plateau (modèle 4)

Du fait de la nature essentiellement calcaire du sous-sol, il n'existe guère que quelques maigres filets d'eau pérennes drainant certains secteurs de combes oxfordiennes marneuses, dont l'action morphogénique est des plus limitées. Si l'effet du processus fluvial apparaît aujourd'hui comme insignifiant à la surface des Franches-Montagnes, il n'en a pas été de même lors de stades antérieurs d'évolution du plateau. C'est à cette conclusion que nous amène l'observation des nombreuses vallées sèches qui le parsèment.

5.1 Un curieux réseau de vallées sèches

Le réseau de vallées sèches observable aux alentours du poljé de Plain de Saigne mérite une attention particulière (Fig. 10). Notre hypothèse est qu'un tel réseau de vallées à pente régu-

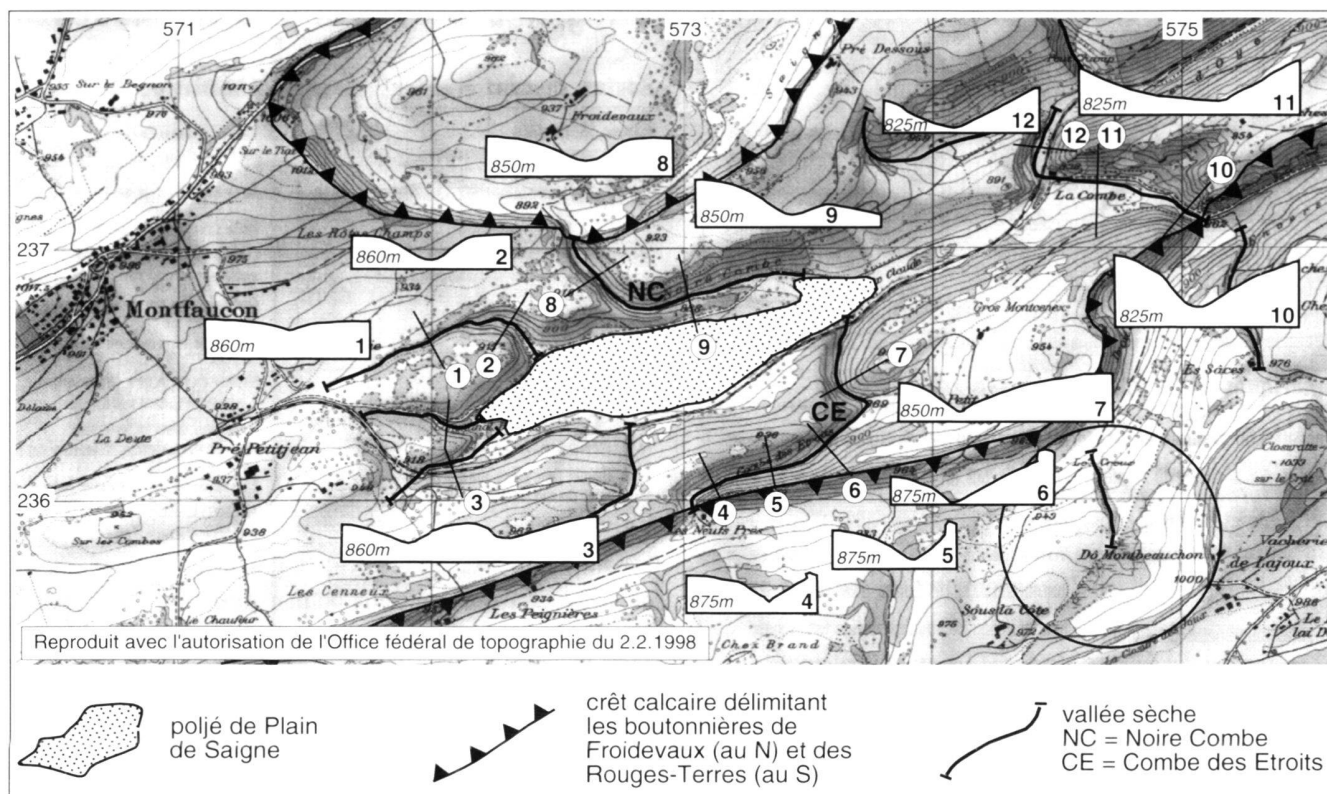


Fig. 10. Réseau de vallées sèches de Plain de Saigne. Dans les coupes transversales aux vallées sèches, l'échelle verticale est proportionnelle à l'échelle horizontale; l'altitude indiquée est celle de la base de la coupe; le numéro de la coupe est toujours placé en rive droite. La vallée sèche encerclée (en bas à droite) fait l'objet d'une étude détaillée sur la figure suivante.

lière, au profil en V si typique, ne peut avoir été généré que par des écoulements fluviaux importants, à un moment où les infiltrations dans le karst étaient peu significatives.

Ces vallées sèches sont généralement taillées dans la couronne de calcaires rauraciens, crêts mis en relief par le développement des boutonnières anticlinales adjacentes (dans notre exemple: Froidevaux au Nord, Les Rouges-Terres au Sud). Elles sont donc assimilables à des ruz non typiques, obliques par rapport au versant, et non perpendiculaires comme c'est généralement le cas. L'endroit où une vallée sèche quitte la boutonnière représente toujours un point bas de la combe annulaire, preuve que cette issue constituait bien l'exutoire d'eaux superficielles collectées dans le bassin versant interne de la boutonnière.

A cet endroit stratégique se localisent actuellement une ou plusieurs grosses dolines-perdes. Ces dolines déterminent une contre-pente majeure juste à l'amont des vallées sèches et interdisent tout écoulement superficiel allant du cœur de l'anticlinal vers les synclinaux adjacents. Le drainage des combes annulaires marneuses au cœur des boutonnières est donc à nouveau assuré par l'écoulement souterrain. Ce schéma de perte à l'amont d'une vallée sèche est parfaitement illustré non

seulement aux alentours de Plain de Saigne (Fig. 10), mais aussi dans tous les sites d'exutoires potentiels flanquant les boutonnières anticlinales francs-montagnardes, quasiment sans exception (notons qu'aux Embreux, 575.250/234.380, et au Roselet, 567.340/231.210, ces dolines ne sont plus visibles puisqu'elles ont été comblées artificiellement!). Aubert (1969: 389) invoque déjà ce principe d'assèchement d'une forme fluviale au profit d'une circulation souterraine. La situation est tout à fait analogue ici.

En s'appuyant sur cette observation à Plain de Saigne, on s'aperçoit que des empreintes fluviales se retrouvent un peu partout dans les Franches-Montagnes, notamment dans les deux secteurs traités en détail ci-dessus. Aux Enfers, un talweg entaille le paléopolje et semble avoir drainé la boutonnière de la Bosse alors que les pertes de la Scie et du Begnon étaient hors service (Fig. 7). Dans le village de Lajoux, deux petits talwegs attestent que des eaux de surface se sont déversées dans la cluse (Fig. 9). A la sortie nord de la cluse de Lajoux, à l'amont de la Combe des Beusses, de belles marmites fluviales ont été modelées dans le calcaire (en amont du pont, point 888) et témoignent d'une intense activité torrentielle, aujourd'hui presque complètement inhibée.

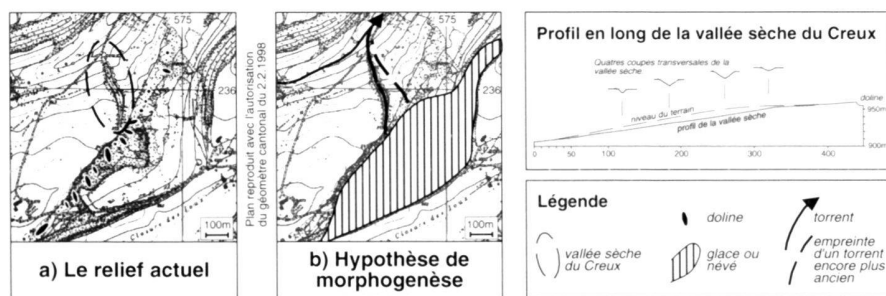


Fig. 11. Relief actuel de la région du Creux – Dôme Monbeauchon et interprétation de sa genèse (voir explications au point 5.3). Localisation du secteur: voir Fig. 10.

Alors qu'il est aisé de reconstituer le réseau fluvial sur les bordures E, N et NW des Franches-Montagnes, il est plus difficile de l'étudier au cœur du plateau, pour deux raisons évidentes. D'une part, l'action de l'érosion régressive a dû être moins forte au centre qu'aux marges du territoire considéré, du fait de l'éloignement relatif du niveau de base. D'autre part, l'ablation karstique ultérieure a eu le temps d'estomper les faibles empreintes fluviales qui ont pu y être laissées.

5.2 Façonnement lié aux périodes froides quaternaires

Quand a-t-on pu avoir des écoulements de surface si importants sur les Franches-Montagnes? Par quels mécanismes ont-ils été générés? Nous émettons l'hypothèse qu'ils ne furent possibles que durant les périodes où les conduits karstiques n'étaient pas à même d'absorber toutes les eaux de surface. A l'origine de cette situation, deux phénomènes nous paraissent envisageables: blocage du karst par le pergélisol, ou effets de la fusion de masses de glace en certains endroits du plateau.

L'hypothèse d'un état de blocage partiel et temporaire de l'épikarst par du pergélisol a été proposée par Barsch (1968), qui a étudié les sédiments lacustres de certaines dépressions karstiques des Franches-Montagnes et des régions périphériques. Plus récemment dans le Jura français (région de Bar Le Duc), Gamez & Jaillet (1995: 36) concluent que sous des conditions climatiques périglaciaires, les conduits karstiques ont tendance à se colmater par augmentation de la charge turbide des eaux. De plus, si le gel agit très profondément, les écoulements deviennent essentiellement superficiels et façonnent dans le calcaire un réseau aérien à caractère «normal».

On sait d'autre part que les Franches-Montagnes n'ont pas échappé totalement à l'emprise des glaces quaternaires, qu'il s'agisse de glaciers locaux (Barsch 1968, Hantke 1978) ou du grand glacier rhodanien qui aurait envahi une bonne partie du plateau durant l'avant-dernière glaciation (Hantke 1978). Lors de la fusion des appareils glaciaires et/ou des névés locaux, l'érosion fluviale a été plus active qu'actuellement et l'eau produite par la fusion a pu façonner le réseau hydrographique qui nous intrigue tant. La réactivation de ce réseau de vallées à chaque période glaciaire et tardi-glaciaire a permis d'en parfaire le creusement.

Sur ce plateau calcaire, on remarque que certaines vallées sèches plus ou moins perpendiculaires aux versants des anticli-

naux, correspondent probablement à des zones de faiblesse qui ont été minutieusement minées au préalable par la karstification, avant qu'elles ne soient façonnées par les eaux de surface. Certaines entailles sont en liaison directe avec des failles, notamment dans la boutonnière des Prés de la Montagne au NE de Tramelan (576/232); d'autres recoupent des cavités karstiques telles que la grotte de la Biorne (575.080/237.130) ou le Touki-Trou (566.350/235.925) mentionnées par Gigon (1986: 150 et 176), ce qui atteste qu'un lien a existé entre ces échan-crures et les circulations karstiques profondes. On ne peut toutefois évoquer un déterminisme exclusivement karstique, car la localisation de nombreuses vallées sèches semble plutôt livrée au hasard.

5.3 Evolution depuis la fin des glaciations

L'étude du remplissage sédimentaire du lac de Chaillexon (Doubs, France), créé par un effondrement dans la vallée du Doubs vers 12'000 BP, a montré que le Jura ne s'est couvert d'un sol qu'à partir de 9'000 BP (Campy et al. 1994). La datation la plus ancienne obtenue dans une tourbière franc-montagnarde (Etang de la Gruère, Shotyk 1995) remonte à 10'000 BP. On peut donc conclure qu'au plus tard dès ce moment-là, le plateau était libre de glace et que le drainage karstique reprenait progressivement ses droits, au détriment des écoulements subaériens.

Un site illustre de manière remarquable le relais entre drainage superficiel et souterrain qui a dû s'opérer à cette époque. Dans la longue boutonnière allant des Rouges-Terres jusqu'au Nord de Lajoux, au lieu dit «Le Creux» (574.7/236), une petite vallée sèche entaille le versant de Dogger qui, structuralement, matérialise le sommet du mont dérivé (Fig. 11a). Comme dans le cas des vallées sèches décrites à la figure 10, on observe, à l'amont de la ravine du Creux, un alignement de dolines au contact entre la Dalle Nacrée (NW) et les marnes oxfordiennes (SE) qui dessinent une contre-pente d'environ 5 m (voir profil sur la Fig. 11): tout écoulement subaérien dans la ravine est donc actuellement exclu.

Au sein de la boutonnière des Rouges-Terres, cette ravine à travers le Dogger relie le côté surélevé de l'anneau de marne (au Sud) au côté déprimé (au Nord). A notre avis, cette échan-crure est liée à la présence de glace. Elle démontre en outre que la disparition des culots de glace francs-montagnards ne

s'est pas faite de manière uniforme. Au terme de la dernière glaciation, les endroits les plus élevés et les mieux protégés, comme par exemple le «cirque» de Dô Montbeauchon (574.8/235.7, Fig. 11b), ont certainement abrité beaucoup plus longtemps qu'ailleurs des glacierets ou des névés permanents. Le karst, bloqué par de la moraine ou par le pergélisol, est alors incapable d'absorber toutes les eaux de fonte. Celles-ci s'écoulent en surface et façonnent assez rapidement la ravine du Creux (Fig. 11b). Bien que plus éoussée, une entaille voisine a retenu notre attention (en tireté sur la Fig. 11b); elle pourrait avoir la même origine que la vallée du Creux, mais daterait d'un épisode glaciaire plus ancien.

La contre-pente que dessinent les dolines à l'amont de la ravine du Creux a une dénivellation moyenne de 5 m. Si l'on convient que les dolines-perles ne se sont creusées qu'après la disparition de la glace à la fin du Pléistocène, le taux de suffosion des marnes avoisinerait 0.5mm par an. On arrive à peu près au même ordre de grandeur pour ce qui concerne l'approfondissement des pertes du Begnon et de la Scie par rapport à l'ancien tronçon fluvial subaérien qui entaille le paléopoljé des Enfers (Fig. 7).

6. Chronologie des événements

Ce tour d'horizon des scénarios d'évolution de quatre formes-types nous a permis de montrer comment les Franches-Montagnes ont pu devenir le pseudo-plateau que nous connaissons aujourd'hui. Mais, faute d'indices objectifs, nous ne pouvons dater précisément les stades successifs par lesquels a passé chaque modèle; seule une chronologie globale et grossière est possible.

Dès le plissement du Jura (Serravallien-Tortonien, Burkhard 1990), les trois premiers modèles évoqués entrent conjointement en jeu: – le modèle «boutonnière» sur les culminations des voûtes anticlinales, très tôt débarrassées de leur faible couverture molassique; – le modèle «poljé» dans les synclinaux, d'abord par le biais de lacs résiduels, puis à l'image du fonctionnement des poljés authentiques du Karst classique, et enfin comme poljés structuraux de type jurassien; – le modèle «cluses» dans des gouttières structurales transversales aux axes des plis, matérialisant une série d'ensemblés axiaux échelonnés selon une direction subméridienne.

Le fonctionnement conjoint et en continu de ces trois modèles depuis le début du plissement est un des postulats-clés de notre interprétation. Il faut un temps considérable pour raser karstiquement la voûte calcaire du Malm à l'aplomb d'une culmination axiale (Monbaron 1975: 167) et parvenir ainsi à l'ouverture des boutonnières anticlinales. Quant aux cluses, leur localisation étant prédéterminée, elles vont se façonner peu à peu à la manière d'une sorte de «reculée» en pays plissé, à partir d'une cicatrice initiale provoquée dans le bâti calcaire par l'émergence d'une source karstique. L'âge des cluses les plus «récentes» (celles qui conservent encore à l'heure actuelle une voûte externe de calcaires jurassiques pas totalement éventrée par la corrosion karstique – c'est le cas des cluses de la Sorne à

l'Est de notre territoire), s'échelonne entre 500.000 et 4.000.000 d'années. D'autres, telles celles du Doubs (Goumois, Vautenaivre) qui n'ont plus de coffrage jurassique complet, pourraient donc être encore plus anciennes. Ces estimations d'âge, très grossières, sont d'un ordre de grandeur qui demeure compatible avec l'âge présumé du massif. Elles restent en accord avec l'hypothèse émise plus haut, à savoir que l'on trouve dans la région tous les stades de développement des formes de terrain que nous analysons.

Lié au développement des cluses, l'encaissement des vallées fluviales (Doubs, Birse, Sorne) marque un tournant dans l'évolution des Franches-Montagnes. Ces profondes gouttières, qui s'édifient et s'approfondissent à la périphérie du Plateau en un processus lent et continu, vont peu à peu détourner vers elles les écoulements karstiques régionaux. Ceci aura des répercussions sur le fonctionnement des poljés, ainsi que sur la morphogenèse du plateau en général, comme l'ont démontré les exemples étudiés ci-dessus. Enfin, plus tardivement, le modèle «vallées sèches» entre en jeu; il atteste d'une activité fluviale temporaire à la surface du plateau durant les phases froides du Pléistocène.

7. Conclusion

Fruit d'une longue évolution, le relief des Franches-Montagnes constitue un très bel exemple d'aplanissement karstique. Ce plateau façonné en milieu plissé atteste de l'importance que peuvent revêtir les mécanismes de dissolution du calcaire, que l'on a parfois tendance à sous-estimer, par rapport aux effets de l'érosion fluviale ou de la gravité. En décrivant de manière assez précise les mécanismes qui ont présidé à cette évolution, notre étude apporte de nouvelles clés de lecture du relief actuel des Franches-Montagnes.

A ce stade de la recherche, un certain nombre de questions restent sans réponse. Le tracé du cours du Doubs en est une: pourquoi cette rivière a-t-elle adopté l'itinéraire «erratique» qui l'amène à faire une incursion vers le NE jusqu'à St-Ursanne, en tranchant net à travers le bâti structural Franches-Montagnes – Plateau de Maïche? Certains des mécanismes que nous proposons ont été impliqués dans le façonnement de l'un ou l'autre segment essentiel de ce parcours – par exemple les cluses de Goumois et de Vautenaivre, ou les gouttières synclinales Biaufond – Theusseret et Soubey-Montmelon (Fig. 6) – mais ils ne suffisent pas à expliquer un cheminement global si curieux.

Il serait aussi intéressant de préciser les effets réels du pergélisol sur le karst franc-montagnard durant les périodes froides récurrentes du Quaternaire; une étude des remplissages de cavités datant de cette époque nous y aiderait. De plus, l'état exact du bâti franc-montagnard au début du plissement reste encore un mystère (les carapaces de Malm calcaire au sommet des anticlinales étaient-elles intactes au moment où a commencé l'aplanissement?). On ne sait presque rien non plus de l'effet qu'aurait pu induire l'altération karstique sidérolitique sur le plissement (existait-il des zones de «faiblesse»

dues à cette érosion, qui auraient pu constituer une trame et ainsi guider la structuration de la région?). En outre, le rôle exact de la couverture tertiaire (ou de l'absence de celle-ci sur les Franches-Montagnes) reste à investiguer, tant au plan de ses conséquences tectoniques que pour son influence sur le déroulement et l'ampleur de l'aplanissement karstique régional. Nous comptons bien intégrer ces questions à la poursuite de nos recherches.

Remerciements

Le présent article fait le point sur un des volets de recherche du projet «Karst» mené à l'Institut de Géographie de Fribourg. Ce projet a été financé par le Fonds National (subside N°20-42262.94), que nous tenons à remercier ici. Notre gratitude va également à tous ceux qui nous ont aidés dans nos recherches: M. J.-C. Bouvier à Porrentruy, M. H.-P. Laubscher à Bâle, le bureau MFR à Delémont, l'OEPN à St-Ursanne ainsi qu'aux autres collaborateurs du groupe de recherche en géomorphologie de Fribourg ayant participé à notre démarche, MM. Louis Boyer, Vincent Grandgirard et Luc Perritaz. Enfin, nous devons à Mme Pauline Mac Namara et M. Markus Stoffel les traductions anglaises et allemandes du résumé.

BIBLIOGRAPHIE

LIVRES ET ARTICLES

- AUBERT, D. 1969: Phénomènes et formes du Karst jurassien. *Eclogae Geol. Helv.* 62/2, 325–399.
- 1975: L'évolution du relief jurassien. *Eclogae Geol. Helv.* 68/1, 1–64.
- AUDÉTAT, M. 1981: Notions de géologie, géomorphologie et hydrogéologie à l'usage des spéléologues. Société Suisse de Spéléologie, Commission des stages, Genève.
- BARSCHE, D. 1968: Periglaziale Seen in den Karstwannen des Schweizer Juras. In *Regio Basiliensis IX/1*, Bâle, 115–134.
- BAULIG, H. 1956: Vocabulaire franco-anglo-allemand de géomorphologie. Publ. Fac. Lettres, Strasbourg, fascicule 130.
- BERGER, J.-P. 1992: Correlative chart of the European Oligocene and Miocene: Application to the Swiss Molasse Basin. *Eclogae geol. Helv.* 85/3, 573–609.
- 1996: Cartes paléogéographiques-palinspastiques du bassin molassique suisse (Oligocène inf. – Miocène moy.). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 202 / 1, 1–44.
- BURGER, A. & SCHAEER, J.-P. 1996: La vallée du Locle, oasis jurassienne: l'histoire géologique, le paysage, les eaux. *Cahiers de l'Institut neuchâtelois*, nouv. sér., vol. 25, 246 p.
- BURKHARD, M. 1990: Aspects of the large-scale Miocene deformation in the most external part of the Swiss Alps (Subalpine Molasse to Jura fold belt). *Eclogae geol. Helv.*, 83/3, 559–583.
- CAMPY, M., BICHET, V., DI GIOVANNI, C., RICHARD, H. & DURAND, A. 1994: Evolution des flux sédimentaires au cours du Postglaciaire: enregistrement dans le remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 319, série II, 103–109.
- FORD, D. & WILLIAMS, P. 1989: Karst geomorphology and hydrology. Unwin Hyman, London.
- GAMEZ P. & JAILLET S. 1995: Observations morphologiques sur le géosystème karstique du Rupt du Puits; Meuse, Lorraine. In *Karstologia* N°26 – 2/1995, 27–38.
- GERBER, E. & MONBARON, M. 1990: Les tourbières du Jura plissé septentrional dans leur cadre morpho-structural. In *Ukpik* N°7, Cahiers de l'Institut de Géographie de l'Université de Fribourg, 1990, 31–44.
- GIGON, R. 1986: Canton du Jura. Inventaire spéléologique de la Suisse II. *Comm. Spéol. SHSN*, 291 p., Porrentruy.
- GYGI, R. & PERSOZ, F. 1986: Mineralostratigraphy, litho- and biostratigraphy combined in correlation of Oxfordian (Late Jurassic) formations of the Swiss Jura range. *Eclogae geol. Helv.* 79/2, 385–454.

- HANTKE, R. 1978: Eiszeitalter, Band 1: Die jüngste Erdgeschichte des Schweiz und ihrer Nachbargebiete. Ott Verlag, Thun.
- MONBARON, M. 1975: Contribution à l'étude des cluses du Jura septentrional. Thèse, Université de Neuchâtel.
- SCHWABE, E. 1939: Morphologie der Freiberge (Berner Jura). Inaugural Dissertation, Universität Basel. Druck und Verlag Zbinden & Hügin, Basel.
- SHOTYK, W. 1996: Peat bog archives of atmospheric metal deposition: geochemical evaluation of peat profiles, natural variations in metal concentrations, and metal enrichment factors. *Environmental Reviews* 4, 1996.

RAPPORTS INEDITS D'ESSAIS DE TRAÇAGE

- CHYN, 1981: Double essai de traçage au Noirmont du 28.4.81.
- 1981: Essais de traçage: Muriaux, les Emibois.
- COMMUNE DE GOUMOIS (1983): Synthèse des colorations résurgentes au sources du Theusseret.
- KELLERHALS & HAEFELI (1981): Essai de coloration à partir de l'étang de la Tourbière, situé à l'Est de la Chaux-des-Breuleux.
- MAGES J.F. (1991): Etude hydrogéologique de la région des Bois, essai de traçage complémentaire.
- MEURY, P. (1984): Essai de coloration à la perte du moulin de Plain de Saigne Montfaucon, Jura. Spéléo-club Jura, commission scientifique de la Société Suisse de Spéléologie.
- MFR (1992): Etude hydrogéologique, zone de protection de la Source Mouillet, Commune de Goumois.
- (1996): Multi-traçage dans la partie centrale des Franches-Montagnes.
- MONBARON, M (1973): Essai de coloration du Gouffre de Lajoux.
- OEHE, Office de l'économie hydraulique et énergétique du canton de Berne 1971: Rapport sur les inondations dans la commune de Goumois.
- OEHE (1975): Essai de coloration au Noirmont le 1.7.75.
- (1981): Hydrogéologie du Vallon de St-Imier, données pour la protection et la gestion de l'eau souterraine du canton de Berne.
- OEHE, DELLA VALLE (1969): Essai de traçage du 14.10.69 à Goumois.
- (1970): Traçages des 27–28.4.70 pour Goumois.
- (1973): Essai de coloration des Breuleux – Les Bois – La Ferrière du 6.6.72 et 7.11.72.
- (1976): Essai de traçage à la carrière Pagani le 14.6.76.
- (1977): Essai de coloration du 17.8.76 pour l'emplacement de la STEP de Montfaucon.
- (1978): Essai de coloration pour l'emplacement de la STEP du Noirmont le 14.6.76.
- (1978): Essai de coloration pour l'emplacement de la STEP du Noirmont le 17.4.78.
- (1979): Essai de coloration des Breuleux du 17.12.79.
- (1979): Essai de coloration des Breuleux du 4.9.79.
- OEPN, Canton du Jura (1979): Décisions diverses sur l'implantation de la STEP des Breuleux.
- SCHINDLER, B. (1987): Etude géologique et hydrogéologique, assainissement des captages de Vautenaivre, Commune de Goumois.
- (1993): Etude hydrogéologique, zone de protection des captages du hameau de Vautenaivre, Commune de Goumois.

CARTES

- OEHE (1972): Carte structurale du contact Séquanien – Argovien (Rauracien). Echelle 1:25'000. Rapport inédit.
- BRGM (1965): Carte géologique détaillée de la France: Damprichard (XXXVI–23). Echelle 1:50'000.
- OFT (1987): Carte nationale de la Suisse, 1:25'000, N°1104: Saignelégier N°1105: Bellelay; N°1124: Les Bois; N°1125: Chasseral.

Manuscrit reçu le 16 juin 1998

Révision acceptée le 20 avril 1999