

Elements sur la karstification et l'evolution paléogéographique du Jura

Patrick Bienfait

Résumé

La karstification jurassienne débute dès la fin du Crétacé et le début du Tertiaire et se poursuit jusqu'à nos jours. A l'Eocène, les reliefs sont modestes et l'altération sous climat tropical engendre des dépôts sidérolithiques (sables siliceux, altérites ferrugineuses) que l'on retrouve dans des karsts fossiles (ex : Salève). A l'Oligocène, une tectonique active reprend la surface d'aplanissement chimique éocène. Au Miocène, l'érosion et l'altération aplanissent à nouveau le Jura en une pénéplaine alors que le climat demeure tropical. La tectonique fini-miocène est responsable des structures et reliefs actuels, et s'accompagne d'une puissante érosion. Au Plio-Quaternaire se mettent en place le modelé karstique actuel et la quasi totalité des cavités. Les remplissages karstiques quaternaires renseignent sur l'extension des glaciers du Wurm et du Riss.

Citer ce document / Cite this document :

Bienfait Patrick. Elements sur la karstification et l'evolution paléogéographique du Jura . In: Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique, n°17, 1er semestre 1991. pp. 19-30;

doi : 10.3406/karst.1991.2255

http://www.persee.fr/doc/karst_0751-7688_1991_num_17_1_2255

Document généré le 16/01/2018



LEMENTS SUR LA KARSTIFICATION ET L'EVOLUTION PALEO GEOGRAPHIQUE DU JURA

□ Patrick BIENFAIT (spéléo-club MJC de Bellegarde)

Les Hauts du Bourg - Les Molettes 73800 - Montmélian (Fr.)

RESUME :

La karstification jurassienne débute dès la fin du Crétacé et le début du Tertiaire et se poursuit jusqu'à nos jours. A l'Eocène, les reliefs sont modestes et l'altération sous climat tropical engendre des dépôts sidérolithiques (sables siliceux, altérites ferrugineuses) que l'on retrouve dans des karsts fossiles (ex : Salève). A l'Oligocène, une tectonique active reprend la surface d'aplanissement chimique éocène. Au Miocène, l'érosion et l'altération aplanissent à nouveau le Jura en une pénéplaine alors que le climat demeure tropical. La tectonique fini-miocène est responsable des structures et reliefs actuels, et s'accompagne d'une puissante érosion. Au Plio-Quaternaire se mettent en place le modelé karstique actuel et la quasi totalité des cavités. Les remplissages karstiques quaternaires renseignent sur l'extension des glaciers du Würm et du Riss.

Mots-clés : paléogéographie, paléokarsts, karsts, Sidérolithique, Tertiaire, Quaternaire, glaciation, Jura, France.

ABSTRACT : KARSTIFICATION AND PALEO GEOGRAPHICAL EVOLUTION OF THE JURA (Fr.)

The karstification started at the beginning of the Tertiary and the process is still going on today. During the Eocene, modifications brought about under the tropical climate resulted in siderolithic deposits (siliceous sands, ferruginous soils) which can be found in some fossile karsts. In the Oligocene, active tectonics modified the eocene surface. Erosion during the Miocene levelled the Jura mountains into a peneplain even though the climate remained tropical. Towards the end of the Miocene, present-day structure and landforms

were produced when the main folding, subjected at the same time to powerful erosion, occurred. During the Upper Pleistocene the climate became cooler and wetter. At least two glacial periods have been recognized in the Pleistocene. Present-day karst landforms and most of the caves can be considered as being shaped during the Plio-Quaternary. The karst fillings of the Quaternary provide evidence of the extension of the Würm and Riss (glaciers)

Key-words : paleogeography, paleokarst, karst, Siderolithic, Tertiary, Quaternary, glaciation, Jura, France..

INTRODUCTION

A partir d'exemples pris dans le Jura méridional et d'éléments de comparaison choisis dans l'ensemble du Jura (bibliographie), on tente d'apporter des précisions sur l'évolution du karst et de la morphologie jurassienne depuis le début de l'orogénèse alpine à la fin du Crétacé et au début du Tertiaire. La grande phase d'altération éocène, responsable du Sidérolithique, pose le problème de la crypto-karstification précoce et/ou tardive, et de la conservation de paléomorphologies éogènes jusqu'à aujourd'hui (exemple du Salève/Hte-Savoie).

La dernière grande phase tectonique, d'âge fini-miocène, est responsable de la morphostructure actuelle dans laquelle se sont développés, au Plio-Quaternaire, les grands réseaux karstiques du Jura. Le rôle des glaciations est abordée en sachant qu'un travail considérable demeure à entreprendre sur l'étude des remplissages karstiques profonds — études de séquences et emploi des techniques isotopiques — faisant suite, notamment, aux travaux de CAMPY (1982) sur le Quaternaire franc-comtois à partir de remplissages de porches et d'avens.

I. ALTERATION ET KARSTIFICATION A L'EOCENE (65-37 Ma)

A la fin du Crétacé, le début de l'orogénèse alpine soulève le Jura à une altitude modeste et crée un faisceau de failles "rayonnantes" dont les mouvements sont à l'origine de petits reliefs tels que le Vuache et le Salève en Haute-Savoie (SCOLARI, 1956). Ces fractures (ex : failles de Culoz, de l'Avocat, du Vuache), qui rayonnent par rapport à l'arc jurassien, sont définies par CAIRE (1962) comme de grands décrochements. A l'Eocène, les grandes dépressions périphériques (Bresse et Genevois) sont déjà amorcées alors que la karstification attaque les quelques reliefs existants. Les plus connus, les karsts du Salève et du Vuache en Haute-Savoie, sont classiquement attribués à l'Eocène.

A. LES DEPOTS SIDEROLITHIQUES

Le Sidérolithique jurassien est caractérisé par des altérites rouges et des sables détritiques, le plus souvent répartis en aires géographiques distinctes. Les argiles remaniées peuvent se présenter interstratifiées avec les sables. Les altérites rouges sont des paléosols latéritiques remaniés et témoignant d'un climat tropical humide. On observe des argiles rouge-vif et/ou violacées emballant en proportions variables des grains de quartz très corrodés, parfois incrustés d'oxydes de fer et plus rarement de petites billes de fer.

Les sables sont le plus souvent quartzeux, parfois à composante calcaire. On les trouve en remplissage de cavités, d'entonnoirs ou de fissures du karst. Ils sont de plus en plus épais et fréquents en allant vers l'est. L'épaisseur maximum s'aligne N-S depuis le Nord Jura jusqu'au Salève en passant par Neuchâtel. Des dépôts de sables importants sont également connus dans le bassin de Genève par sondage ainsi que dans le bassin de Bellegarde, dans les fouilles de Génissiat et dans les mines de Richemont.

Persée
BY:
= creative commons

◇ **Distribution du Sidérolithique** : Dans le Jura méridional, j'ai pu observer des remplissages de Sidérolithique dans les paléokarsts du Vuache lors des travaux de l'autoroute A40 en 1980. Pendant la foration du tunnel, des cavités creusées dans le Valanginien, l'Hauterivien et le Barrémien ont été traversées. Elles montraient des dépôts de 1 à 5 m d'épaisseur constitués d'argiles rouges lie de vin, litées de sables partiellement quartzeux. Les travaux géotechniques supplémentaires liés à ces paléokarsts ont entraîné des surcoûts de l'ordre de 5 à 7 % pour les tunnels autoroutiers du Vuache (Hte.-Savoie) et de St.-Germain (entre Bellegarde et Nantua, Ain). Une publication ultérieure dans *Karstologia* sera réservée à cet aspect appliqué.

Ces observations complètent celles faites par VERNET (1962) qui décrit, dans le Mont Vuache, une poche de sables sidérolithiques à kaolinite et hydroxydes de fer et d'aluminium. Dans le chaînon de la Montagne du Ratz, près de Voreppe, MUGNIER (1964, 1977) a étudié le karst éocène de la Malossane creusé dans les calcaires urgoniens. Il s'agit de paléocavités remplies de sédiments qui ont été partiellement vidées par les exploitations comme dans les cavités à phosphorites du Quercy (BILLAUD, 1982).

Sur les plateaux jurassiens, les dépôts sont beaucoup plus réduits et se cantonnent souvent dans des poches à proximité de la surface telles que les dolines de Poncin rencontrées en 1982/83 lors des terrassements de l'autoroute (observ. personnelle) ou dans des fissures de lapiaz comme à la Pesse (NEYROUD, 1982).

A l'est, les sables — dépôts détritiques fluviaux — reposent le plus souvent sur ou dans des karsts façonnés dans l'Urgonien. A l'ouest, des argiles se trouvent associées au karst creusé dans les calcaires du Jurassique supérieur. Ce biseau stratigraphique du substratum, bien que très aigu, traduit une érosion plus intense à l'ouest du Jura où la totalité du Crétacé a été déblayée, au lieu du seul Crétacé supérieur sur la moitié orientale. Cette différence d'érosion traduit aussi une surélévation de la moitié ouest de l'ordre de 100 à 200 m.

◇ **Le Sidérolithique du Salève** : Sur le sommet du Salève subsiste, en discordance sur l'Urgonien, un affleurement résiduel de grès quartzeux dénommé "Rochers de Faverges" (alt. 1270 m) (photo 1). Il s'agit d'un dépôt stratifié qui a subi une plus ou moins forte altération : arène grise assez récente et arène orange ou rouge-noir provenant d'une ancienne pédogenèse (MAIRE, 1990, p. 526). Cet affleurement de Sidérolithique gréseux est indiqué sur la feuille géologique de Genève (1/25 000, carte géologique de la Suisse). Dans le

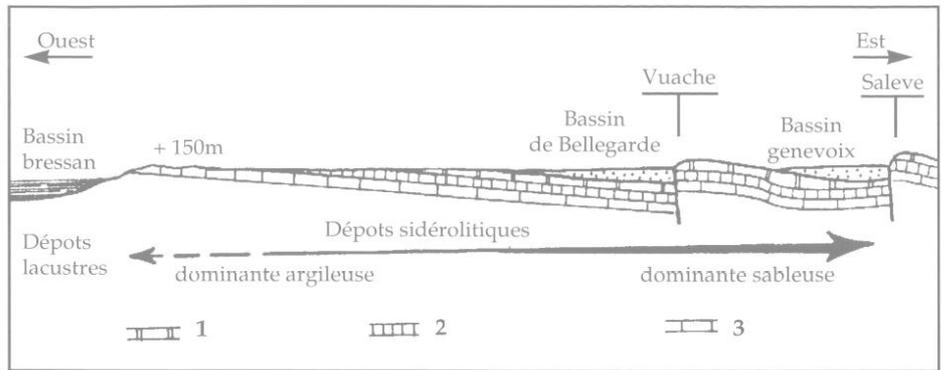


Figure 1 : Profil géologique et paléogéographique du Jura à l'Eocène à la latitude du bassin genevois. 1. Crétacé inférieur. 2. Jurassique supérieur. 3. Jurassique moyen.

Paleogeographical cross-section of the Jura range during the Eocene period. 1. Lower Cretaceous. 2. Upper Jurassic. 3. Middle Jurassic.

même secteur, au milieu des pâturages, une série de dépressions (mares) correspond à d'anciennes exploitations de minerai de fer du Sidérolithique. Dans les déblais, on peut retrouver des scories provenant des fonderies. Comme le souligne PITTARD (1979, p. 17), le chaos des "Rochers de Faverges" situé à proximité a servi de forges, probablement avant l'occupation romaine, entre 450 et 58 av. J.-C.

Par ailleurs, MARTINI (1966) a montré qu'il existait sur le flanc SE du Salève, près de Cruseilles, de gros entonnoirs de dissolution, profonds de plusieurs dizaines de mètres, noyés sous de grandes quantités de sables blancs, rouges ou violacés. C'est d'ailleurs à proximité immédiate de la limite de la molasse (route Cruseilles-Vovray, alt. 870 m) qu'apparaissent les entonnoirs crypto-karstiques noyés par les sables. Ceux-ci sont recoupés par l'entaille de la route et plusieurs anciennes carrières sur plus de 1 km de long (photos 2, 3).

Les dépôts sableux piégés dans des entonnoirs ont subsisté jusqu'à nos jours car l'érosion de la couverture molassique s'est faite ici à la fin du Quaternaire. Ajoutons que la bordure de la molasse (route Le Sappey-Chez Molin) est affecté par des phénomènes crypto-karstiques (effondrements). Le recouvrement molassique monte jusqu'à 950/1000 m d'altitude au-dessus de La Muraz (photo 4). D'autres dépôts de Sidérolithique sont connus au-dessus, entre 1100 et 1150 m, sur la coupe de la route menant au col de La Croisette à 1175 m.

B. PALEOGEOGRAPHIE (fig. 1)

◇ **La surface d'aplanissement éocène** : A l'Eocène, le Jura devait se présenter comme une péninsule légèrement relevée à l'ouest et ridée vers l'intérieur par

quelques reliefs le long des grands accidents précoces (Vuache, Salève). Une surface d'érosion s'instaure, pentée vers l'est. Elle est parfois fossilisée par des dépôts sidérolithiques ; mais dans la plupart des cas, elle a subi une longue évolution jusqu'à la grande phase de plissement de la fin du Miocène.

Pour cette raison, CAIRE (1960, p. 144) la dénomme "pédiplaine antépontienne". Cependant, ENAY (1982) restreint la continuité de cette évolution à l'Eocène-Oligocène et l'appelle "surface éogène". Dans les deux cas, il s'agit surtout d'une surface d'aplanissement chimique où ont dominé les processus d'altération à l'origine des paléosols latéritiques et sables remaniés en Sidérolithique.

Le réseau hydrographique transporte vers l'est de grandes quantités de sables provenant de l'érosion du Crétacé supérieur et les dépose dans les bassins de Genève et de Bellegarde. Sur les reliefs, notamment de la moitié ouest, les seuls dépôts concomitants sont des altérites de type latéritique. Dans le cas du plateau de l'île Crémieu (Ain, alt. 400 m), la surface karstique éogène a été exhumée de la couverture molassique par l'érosion plio-quaternaire. Le Sidérolithique qui subsiste dans des fissures et poches provient sans doute de l'altération des terrains crétacés aujourd'hui disparus.

En Haute-Savoie, la partie supérieure du versant SE du Salève correspond partiellement à une ancienne surface d'érosion et d'aplanissement chimique, fossilisée au moins en partie à l'Oligocène par la molasse (Chattien), puis dégagée au Plio-Quaternaire par l'érosion glaciaire (photo 4).

◇ **Genèse du Sidérolithique et évolution crypto-karstique** : Le Sidérolithique regroupe plusieurs faciès qui ne sont pas

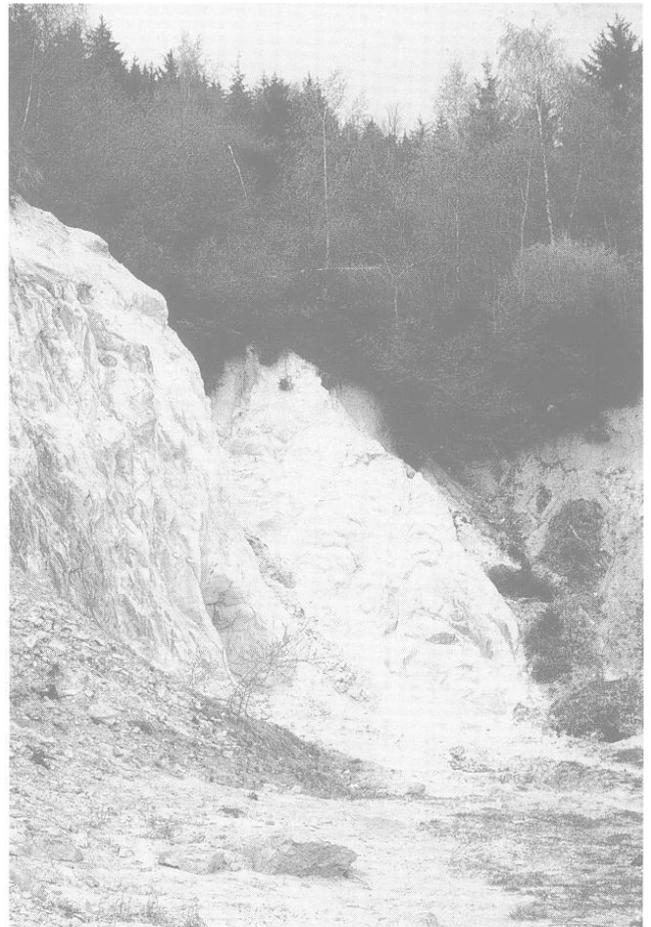
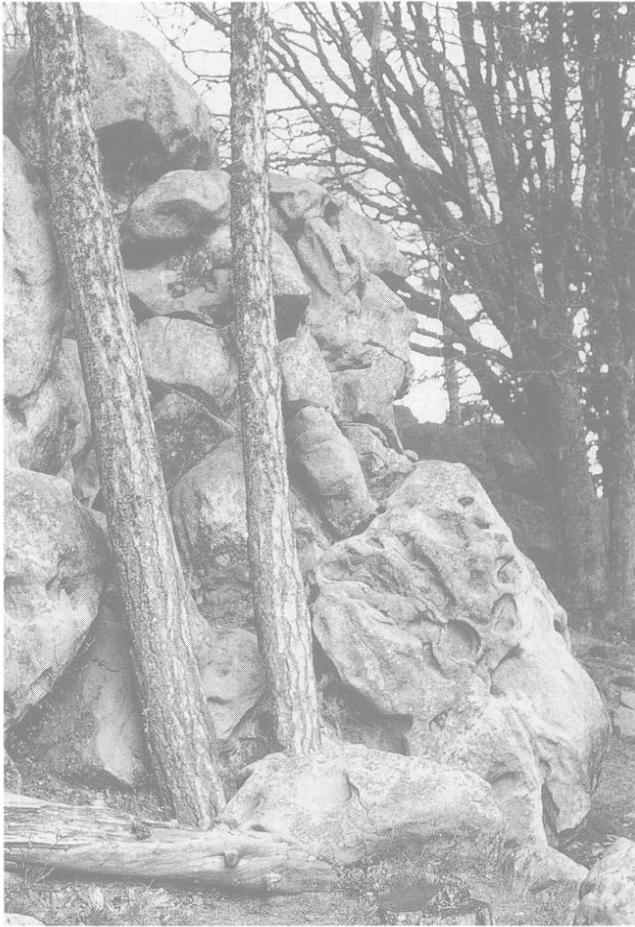


Photo 1 (en haut à gauche) : Les "Rochers de Faverges", sur le sommet du Salève (Haute-Savoie), vers 1270 m d'altitude. Ces grès siliceux blancs, légèrement stratifiés, reposent en discordance sur les calcaires urgoniens. Ils sont attribués au Sidérolithique éocène dont ils représentent un des faciès.

The "Rochers de Faverges" (alt. 1270 m) on the summit of Mt. Salève (Hte.-Savoie, Fr.). This siliceous sandstones are one of the different "siderolithic" facies from Eocene period.

Photo 2 (en haut à droite) : Autre faciès du Sidérolithique du Salève avec les anciennes carrières de sables siliceux de Cruseilles. Ces dépôts occupent des entonnoirs dont l'évolution crypto-karstique ancienne s'est poursuivie au Quaternaire après l'érosion de la couverture molassique oligocène.

The siliceous sands of Cruseilles (Salève, Hte.-Savoie/Fr.) are an other facies of "Siderolithic" and fill deep funnels in the cretaceous limestones ("cryptokarstic" evolution). These eocene deposits have been exhumed from the oligocene molasse by the glacial erosion.

◀ **Photo 3 :**

Gros plan sur les sables siliceux de Cruseilles montrant les auréoles d'oxydo-réduction à limonite.

Oxidation-reduction aureoles in the siliceous sands of Cruseilles (Salève, Hte.-Savoie/Fr.) with limonite.

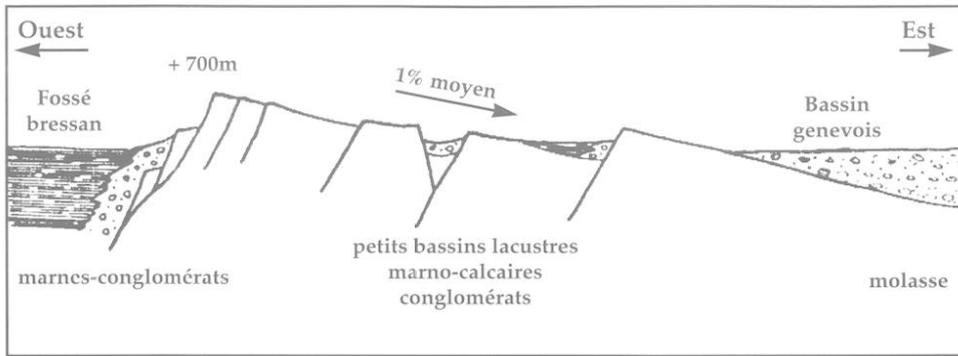


Figure 2 :

Profil géologique et paléogéographique du Jura à l'Oligocène à la latitude du bassin genevois.

Paleogeographical cross-section of the Jura range during the Oligocene period.

toujours ferrugineux : argiles plus ou moins sableuses provenant de paléoaltérites et sables ou grès siliceux, blancs, rouges ou verts issus de l'altération du Crétacé supérieur ou des grès glauconieux de l'Albo-Cénomaniens (cf. GUENDON, 1984, et son abondante bibliographie). L'altération latéritique — surtout les sols ferrallitiques — réclame un climat tropical à saisons sèches et humides très contrastées. Par ailleurs, le karst du Salève n'a pu se former que sous une couverture végétale correspondant à un climat chaud très humide.

ENAY (1949) indique que "même si ces dépôts ont commencé à se former à l'Eocène, rien n'empêche qu'ils aient pu se poursuivre à l'Oligocène. C'est seulement là où des dépôts datés les surmontent que leur âge éocène est prouvé". Toutefois RIGASSI (1962) précise que "partout où le Sidérolithique a pu être daté, de la Savoie à l'Argovie, il est compris entre l'Yprésien supérieur et le Ludien, et il est surtout Lutétien ou Bartonien".

Sur l'origine des sables, ces observations recourent l'opinion de NICOD (1990) qui fait observer que ces dépôts sont souvent des sables crétacés glauconieux en place ou remaniés et altérés secondairement. GUENDON (1984) rappelle que le Sidérolithique, notamment dans le Jura suisse, recouvre la paléosurface karstifiée sur des épaisseurs importantes, jusqu'à 100 m dans les cantons de Berne et de Soleure, avec l'exemple des mines de Delémont (FLEURY, 1909 ; AUBERT, 1975). Ce paléokarst enterré a dû subir une crypto-karstification qui a pu débuter très tôt, dès l'Eocène, et se poursuit aujourd'hui comme le montrent, localement, les formes de soutirage.

Au Salève, le Sidérolithique sableux ou gréseux a été exploité en carrières au XVIII^e et XIX^eS pour le verre (photo 2). Le front de taille montre des traces de circulation d'eau (auréoles d'oxydo-réduction avec limonite et pyrite, photo 3) et le sommet présente des phénomènes de tassement. Ces arguments plaident pour une évolution des dépressions sous couverture, évolution crypto-karstique qui aurait débu-

té dès l'Eocène comme le souligne MARTINI (1966, 1967). Ces sables, à l'origine blancs et stratifiés (cas des "Rochers de Faverges") montrent que le karst, à la fin du Crétacé ou au début de l'Eocène, a été localement recouvert par des dépôts fluviaux et lacustres qui ont été grésifiés postérieurement (ciment carbonaté), puis altérés.

L'hypothèse d'un karst à inselbergs fossilisé, décapé ultérieurement, sans évolution intermédiaire est difficile à démontrer compte tenu des multiples observations sur la crypto-karstification faites dans différents contextes (Provence/Fr., Quercy-Périgord/Fr., Jura Franconien/RFA, etc...) par d'autres auteurs (NICOD, 1977 ; GUENDON, 1984, p. 9 ; travaux PROCOPÉ/CNRS-URA 903 : NICOD, POMEL, SALOMON, 1988). Soulignons que l'hypothèse inverse a été défendue par PFEFFER (1986) à propos d'un karst à tourelles entoué sous les épais sables crétacés du Jura franconien (Franken Alb) en Allemagne. (cf. NICOD et SALOMON, 1990).

Dans l'ensemble du Jura franco-suisse, la morphologie karstique datant de l'Eocène demeure difficile à décrire malgré quelques reliefs exhumés de la molasse. On suppose que le modelé superficiel était constitué de buttes et dépressions peu marquées compte tenu de la proximité du niveau de base, donc du faible potentiel hydraulique. Les rides précoces, telles que le Vuache ou le Salève, présentaient peut-être un relief suffisant pour favoriser les circulations souterraines et le développement de cavités. Enfin, certains paléokarsts, comme celui de Cruseilles, décapés récemment de leur couverture molassique, montreraient un paléocrypto-karst éogène réactivé au Quaternaire. (comm. R. Maire)

II. LES DEPOTS ET LA KARSTIFICATION A L'OLIGOCENE (37-25 Ma)

La période oligocène est caractérisée par l'effondrement du fossé bressan. Par contrecoup, la bordure ouest du horst jurassien se soulève, dominant l'actuelle plaine bressanne de 700 m (LIENARDT,

1962). Au cours de cette phase de distension, le horst dissymétrique est disloqué selon une orientation subméridienne par les failles oligocènes. La dépression genevoise est soumise à une forte subsidence.

A. LES DEPOTS OLIGOCENES

Cette période active tectoniquement, soumise à un climat moins chaud, produit d'abondants dépôts détritiques dans les bassins et sur les piémonts.

◊ **Les altérites ferrugineuses** : Sur les plateaux, le climat tropical devient plus sec (SITTLER, 1965). Evolution tectonique et climat conduisent sans doute à un remaniement des altérites antérieures (Sidérolithique).

◊ **Les formations détritiques** : Appelées aussi "gompholites", ce sont des conglomérats grossiers à éléments calcaires anguleux de toutes tailles avec des poches d'argile et blocs de marne rouge, le plus souvent emballés dans une matrice calcaire micritique parsemée de grains de quartz. Ces dépôts se situent toujours au pied des escarpements de failles oligocènes. Des paléoconduits fossilisés par des matériaux gompholitiques (argilites rouges) ont été recouverts dans l'Ain lors du creusement du tunnel du LEP/CERN (FOURNEAUX et al., 1990).

◊ **Les formations lacustres** : Caractérisées par des calcaires et des marnes rose-saumon, on les trouve en bandes étroites, allongées parallèlement aux failles oligocènes. Parfois, il y a passage latéral avec les gompholites. Ces dépôts constituent la trace de petits bassins lacustres alignés selon les structures oligocènes.

◊ **Les dépôts dans les dépressions périphériques** : Sur la bordure bressanne, ce sont des conglomérats, argiles rouges et roses, déposés au pied du paléorelief jurassien. Ils passent latéralement à des évaporites, des marnes et des marno-calcaires marins, en allant davantage vers la Bresse où ils peuvent atteindre 1200 m

d'épaisseur. Dans le bassin genevois, la subsidence très active aboutit à l'accumulation de plusieurs milliers de mètres de grès molassiques.

B. PALEOGEOGRAPHIE ET KARSTIFICATION (fig. 2)

Le Jura prend l'aspect d'un plateau basculé vers l'est ; le bord interne est inondé par les lagunes molassiques alors que le bord ouest, réhaussé, domine le fossé bressan de près de 700 m. La pente générale approche 1 % vers l'est, mais n'est pas uniforme. La surface jurassienne présente de nombreux accidents, cuvettes lacustres, rides, talus et escarpements tectoniques, vallées fluviales.

Dans le Jura interne, le substratum des dépôts oligocènes est le même que celui de l'Éocène, c'est-à-dire le Barrémien à faciès urgonien. La surface d'érosion héritée de l'Éocène continue à évoluer, d'où l'appellation de "surface éogène". Dans la zone externe plus élevée et accidentée, l'érosion entame plus profondément le Jurassique supérieur dont on retrouve les galets dans les conglomérats de l'Oligocène bressan.

SITTLER (1965) compare le climat oligocène à celui de l'actuel Madère, avec une température annuelle moyenne de 18 à 20°C et des saisons sèches et humides alternées. BIDAULT et CAMPY (1980) décrivent un paysage formé par "de vastes zones désertiques ou semi-désertiques, limitées à des cours d'eau bordés d'une végétation assez luxuriante... de type forêt galerie".

Sur la bordure ouest du bassin genevois, la karstification oligocène est prouvée, notamment dans les calcaires du Crétacé inférieur, par les remplissages gompholitiques fossilisant des paléocavités. En outre, FOURNEAUX et al. (1990, p. 2) signalent une "activité sismique intense pendant le dépôt de la Gompholite". La zone interne jurassienne ne connaît donc pas que des karsts de surface. Toutefois, la présence de nombreux lambeaux de terrains du Crétacé supérieur réduit les affleurements karstifiables. Dans le Jura externe, le karst s'établit principalement dans le Jurassique supérieur. La dénivellation importante par rapport à la plaine bressanne autorise le développement de réseaux karstiques. Mais l'érosion durant l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur détruit ce paléorelief et les cavités qu'il peut contenir.

III. LE MIOCENE (25-5 Ma)

Le Miocène est caractérisé par une transgression marine (Burdigalien-Helvétien) qui envahit le sillon périalpin depuis Marseille jusqu'à Vienne en

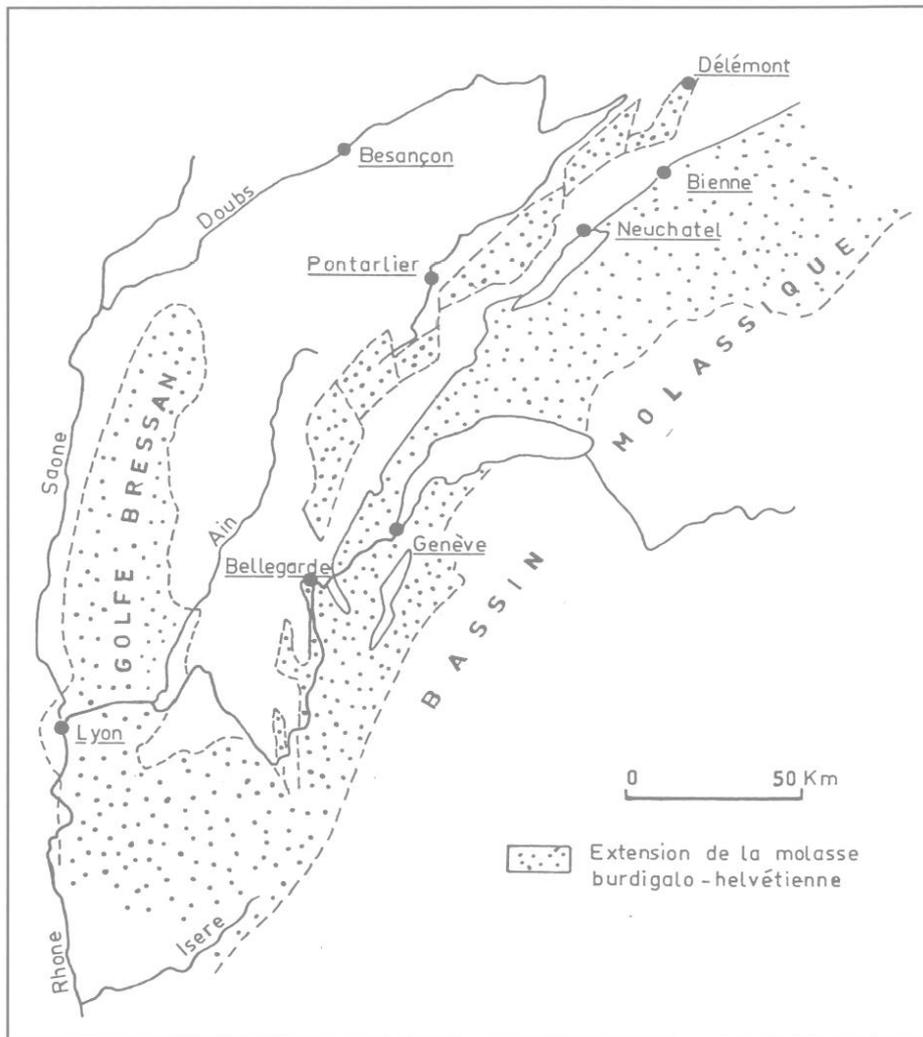


Figure 3 : La transgression miocène (molasse du Burdigalien-Helvétien) dans le Jura. (d'après AUBERT, 1975 ; CHAUVE et ENAY, 1980).
The miocene transgression (Burdigalian-Helvetian) in the Jura. (after AUBERT, 1975 ; CHAUVE and ENAY, 1980).

Autriche. Au Miocène supérieur, avec la reprise de l'orogénèse alpine, le régime devient lacustre, puis continental.

A. LE MIOCENE MARIN

♦ **Les molasses marines** (fig. 3) : Ce sont, le plus souvent, des grès glauconieux verdâtres, à grains calcaires et quartzeux, à ciment carbonaté ou marneux. On trouve de nombreuses lentilles ou bancs à faciès coquiller, notamment des huitres. Les niveaux conglomératiques montrent des galets locaux dans le Jura. Par contre, dans les bassins de Genève et Bellegarde, on remarque de nombreux éléments alpins. Ces molasses se rencontrent surtout dans le fossé périalpin (Bellegarde, Genève, plaine suisse...) qu'elles achèvent de combler.

A l'ouest, par contre, le fossé bressan semble stabilisé. Il ne présente que quelques mètres de dépôts marins reposant sur les derniers dépôts oligocènes par

l'intermédiaire de 2 m d'argile rouge de décalcification (LEFAVRAIS, 1962). Une bonne partie du Miocène inférieur a donc été continentale, la mer molassique n'envahissant que tardivement le golfe bressan. Dans le Jura, les dépôts molassiques se répartissent selon un sillon qui va de Bellegarde à Bienne en passant par la Pesse, Morez, Mouthe, les Verrières, La Chaux de Fonds ; et plus au sud, du Valromey jusqu'à Novalaise.

♦ **Les mouvements tectoniques** : Le sillon Bellegarde-Bienne dessine un croissant qui préfigure déjà l'arc du relief jurassien. L'absence de dépôts entre ce sillon et le bassin genevois indique un relief émergé conforme à la direction générale du futur plissement. Par ailleurs, les grands décrochements précoces, failles "rayonnantes" de CAIRE (1962), segmentent le sillon et s'imposent en limites paléogéographiques ; ces accidents ont probablement eu un jeu synsédimentaire.

B. LE MIOCENE LACUSTRE

Il traduit la régression de la mer miocène, énoncée plus ou moins tôt selon les auteurs. AUBERT (1975) fait débiter cette régression dès le Tortonien, alors que CHAUVE et ENAY (1980) la font commencer au Pontien (actuel Messinien). C'est certainement en Bresse qu'apparaissent les premiers signes de cette régression avec les dépôts de molasse saumâtre dès la fin du Tortonien, suivis au Pontien de marnes sableuses lacustres, puis de marnes grises à lignite (CHAUVE et ENAY, 1980).

Dans le bassin genevois, les molasses d'eau douce, marnes sableuses et calcaires lacustres achèvent le cycle miocène. Dans le Jura, le sillon Bellegarde-Bienne se limite au bassin de Locle (synclinal Les Verrières/La Chaux de Fonds) où l'on retrouve les mêmes molasses d'eau douce. Plus au nord, à Delémont, les faciès deviennent détritiques, avec sables et conglomérats.

C. PALEOGEOGRAPHIE ET KARSTIFICATION (fig. 4)

La mer molassique s'étend partout à l'est du Jura, mais elle n'envahit que tardivement le golfe bressan (fin Helvétien, début Tortonien). Dans le Jura, la situation est ainsi décrite par AUBERT (1975) :

"Il y a donc eu une tectonique miocène responsable du grand sillon Bellegarde-Bienne et de la dorsale sur son bord interne... Cette déformation est à l'origine d'un renversement partiel du relief. Jusque là, le Jura était un glacis incliné au SE. A ce moment, se dessine une pente tournée vers l'extérieur à partir de la culmination bordière, ébauche de la topographie générale qui caractérise aujourd'hui la chaîne jurassienne".

Selon SITTLER (1965), le climat est chaud et humide avec une température moyenne de l'ordre de 19°C. Mais les molasses d'eau douce de Locle associent aux espèces subtropicales (camphriers, lauriers, cannelliers...), des formes tempérées (peupliers, saules...) qui traduisent un climat moins chaud (15 à 18°C) (AUBERT, 1975).

Les témoignages de la karstification miocène et anté-miocène sont nombreux grâce à la molasse miocène qui fossilise des cavités, des modelés karstiques et/ou des altérites. ALABOUVETTE (in AUBERT, 1975) décrit des molasses marines en place dans la grotte exutoire du lac de l'Abbaye au nord de St.-Claude (Jura). AUBERT (1972) signale l'existence du lapiés fossile des Verrières, près de Pontarlier (Doubs). Les buttes karstiques de la région de Morestel, dans la partie

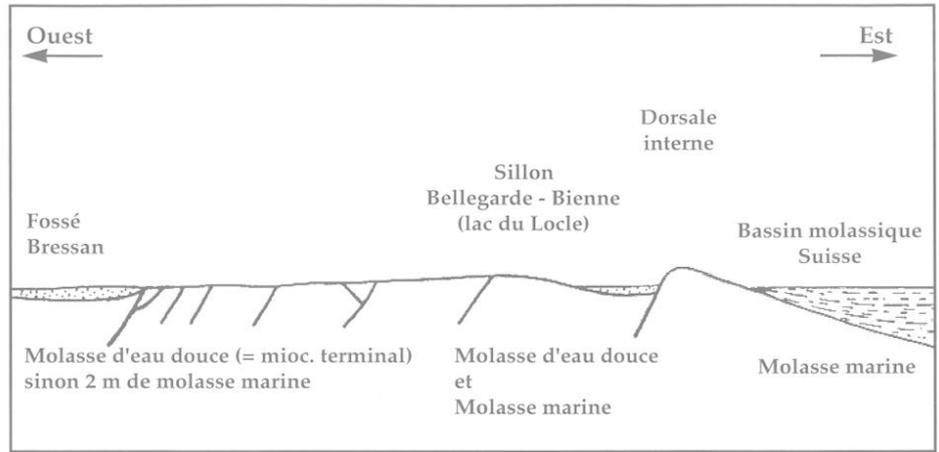


Figure 4 : Profil paléogéographique du Jura au Miocène.
Paleogeographical cross-section of the Jura range during the Miocene.

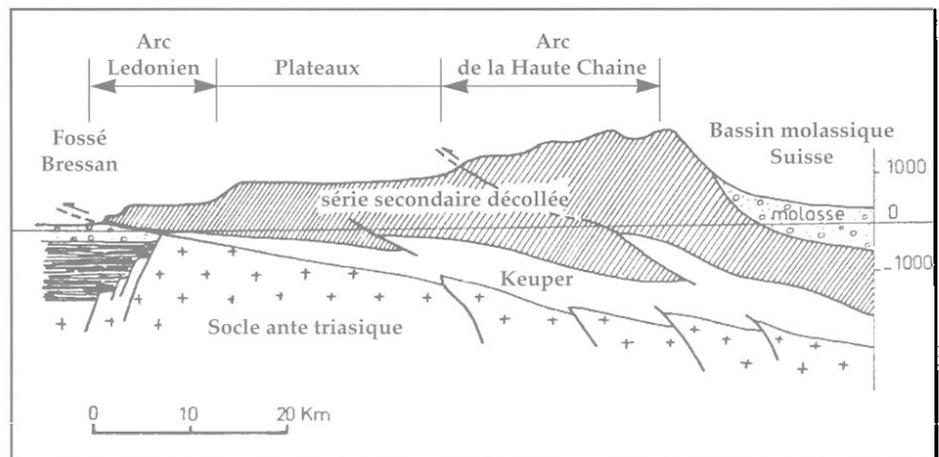


Figure 5 : Le Jura après l'orogénèse fini-miocène (phase "pontienne"). Le plissement n'affecte que la couverture secondaire, décollée du socle par l'intermédiaire du Trias salifère (Keuper). Cela se traduit à l'ouest par un important chevauchement du Jura externe sur la Bresse. On remarque la pente du socle vers l'est, toujours conforme à la pente du Jura durant l'Eogène, alors que le plissement a surépaissi la couverture secondaire, inversant la polarité topographique.
The Jura after the upper miocene orogenesis ("Pontian"). We note the important thrust upon the "Fossé Bressan", and the inversion of the topography with respect to Eocene and Oligocene periods.

orientale de l'île Crémieu (Ain), sont une paléomorphologie miocène ou anté-miocène, de type tropical, exhumée de la molasse miocène alpine par l'érosion (PELLETIER, 1979). Sur le flanc oriental de l'anticlinal de la Montagne de l'Epine (Savoie), la molasse miocène fossilise une couche d'argile rouge du Chattien.

Au nord de Lons-le-Saunier (Les Arsures), on connaît des tufs qui dateraient du Miocène, témoins d'émergences karstiques. Cependant, la position de ces tufs pose un problème délicat, à savoir l'antériorité du creusement des reculées par rapport au chevauchement frontal. En fait, il semble que ces tufs recouvrent un poudding miocène (FRACHON, 1969/1975).

Au Miocène, la karstification s'effectue probablement sous couverture végétale et pédologique. Le faible potentiel hydraulique limite la karstification en profondeur sauf peut-être dans les reliefs ébauchant l'arc de la Haute Chaîne. Des cavités miocènes, creusées en régime phréatique, ont été recoupées lors de la construction du barrage de Génissiat (THEROND, 1973). Dans le Revermont (Ain), une ancienne cavité fossile comme la grotte de Hautecourt, actuellement classée "Réserve Naturelle", renferme des sables crétacés piégés dans d'anciennes galeries phréatiques, observations qu'avaient déjà faites R. Ginot et Ph. Renault. La situation perchée de la cavité

et les remplissages anciens plaident en faveur d'une genèse miocène (travaux en cours : M.-J. Turquin, R. Maire, Y. Quinif ; cf. MAIRE, 1990, p. 524).

La karstification miocène, par aplanissement chimique, accentue le nivellement général du relief. Dans le Jura interne, AUBERT (1975) estime le taux d'ablation à 5 mm/millénaire. En réalité, l'érosion ne fait que remodeler les formes héritées de l'Eogène en achevant le cycle "anté-pontien". Sous le terme de surface d'érosion anté-pontienne, CAIRE (1962) sous-entend un cycle d'érosion qui recouvre l'Eogène et le Miocène. AUBERT (1975) donne un taux d'ablation identique, de 5 à 6 mm/millénaire, pour l'ensemble du Tertiaire, depuis l'Eocène jusqu'à la fin du Miocène. Son calcul, établi dans la région de Bienne, prend en compte les 300 à 350 m de Crétacé moyen et supérieur qui ont été érodés pendant cette période longue de 60 Ma.

Les surfaces d'aplanissements miocènes ou néogènes du Jura sont, en réalité, des surfaces polygéniques reprenant des surfaces éogènes, un peu comme pour la surface fondamentale de Basse-Provence étudiée par NICOD (1967).

C. MORPHOGENESE ET TECTONIQUE FINI-MIOCENE

La tectonique dite "pontienne", c'est-à-dire fini-miocène (Messinien), est responsable en grande partie des structures et reliefs actuels. Il est possible que les altitudes aient été un peu plus élevées qu'aujourd'hui. La culmination bordière, dans la Haute Chaîne, atteignait probablement 2000 m compte tenu des assises du Portlandien et du Crétacé inférieur encore omniprésentes à cette époque. Ces terrains représentent 300 à 400 m d'épaisseur qui sont décapés, sur la voûte anticlinale, par l'érosion plio-quadernaire.

Le profil du Jura traduit une pente moyenne orientée vers l'ouest. Nous ne décrivons pas ici le style de plissement et nous renvoyons aux auteurs comme GLANGEAUD (1949), CAIRE (1962)... Rappelons simplement l'importance de la surrection et du plissement (accentuation des plis de la Haute Chaîne), de la fracturation, des flexures, et surtout du décollement de la série secondaire vers l'ouest sur le socle et le Trias salifère, avec le chevauchement frontal de la Haute-Chaîne sur le Jura tabulaire, et de ce-dernier sur la Bresse (fig. 5, 6). La surrection et le basculement des structures vers l'ouest est attestée dans le Jura méridional (DUBOIS, 1959).

Cette phase tectonique compressive, par abaissement relatif du niveau de base et augmentation du potentiel hydraulique,

s'accompagne d'un creusement énergique des vallées, du développement du karst profond et de l'érosion des versants. Ce système morphogénétique va se poursuivre au Plio-Quadernaire. C'est probablement à la fin du Miocène que les grandes cluses jurassiennes se sont formées, par antécédence, lors du soulèvement des anticlinaux. Malgré l'éloignement de la Méditerranée, la régression messinienne a sans doute accentué la vitesse de creusement des vallées compte tenu de l'abaissement important du talweg du Rhône inférieur et moyen le long de son parcours.

Les problèmes morphologiques sont importants dans le Jura méridional. Le cas de la vallée de l'Albarine et de la cluse des Hôpitaux, par ses dimensions importantes, suggèrent un creusement par un ancien cours d'eau (Rhône ?) remontant peut-être à la fin du Miocène ou au Pliocène.

IV. LA KARSTIFICATION AU PLIOCENE (5-1,8 Ma)

Du point de vue tectonique, le Pliocène est une période stable. Un lent soulèvement de la chaîne se produit, accompagné de quelques réajustements dans les zones très faillées. L'altitude de la chaîne, acquise essentiellement à la fin du Miocène supérieur, est soumise à une puissante érosion.

A. EROSION ET DEPOTS

L'érosion attaque rapidement les voûtes anticlinales, mais préserve les creux synclinaux. Dans la Haute Chaîne, cette érosion différentielle, en fonction de la morphostructure, est très nette. On observe des anticlinaux démantelés où l'érosion a déblayé les assises du Crétacé inférieur (encore présentes à la fin du Miocène) et souvent du Portlandien. Par contre, l'érosion est très faible dans les synclinaux, préservant le Crétacé inférieur jusqu'au Barrémien (Urgonien), voire parfois les dépôts tertiaires.

◊ **Le taux d'ablation** : Pour le calculer, AUBERT (1969, 1975) se fonde sur l'épaisseur des terrains déblayés sur les anticlinaux durant le Plio-Quadernaire. La puissance des couches érodées, de l'Urgonien au Portlandien, totalise 300 à 400 m. Rapportée à cinq millions d'années, on obtient 60 à 80 mm/millénaire. Mais ce chiffre doit être pondéré compte tenu de la faiblesse de l'érosion dans le fond des synclinaux. Ceux-ci étant plus étroits que les anticlinaux, cet auteur ramène le taux moyen à 50 mm/millénaire. Il précise plus loin :

"Le même rapport apparaît en bordure de la Bresse... Elle révèle aussi que l'escarpement du Dogger s'est retiré de 5 à 8 km (horizontalement) depuis la mise en place du charriage et que pendant ce temps, la surface du plateau a été débarrassée de son Jurassique supérieur", du moins sur les voûtes anticlinales.

Ce chiffre de 50 mm/millénaire, qui intègre aussi l'érosion quadernaire, est très élevé, soit dix fois plus que l'érosion moyenne pendant tout le reste du Tertiaire. L'érosion très puissante pendant le cycle plio-quadernaire s'explique par un relief vigoureux qui s'oppose aux plaines éogènes, mais aussi par de nouvelles conditions climatiques. Le réseau hydrographique, apparemment hésitant au Pliocène inférieur, se précise au Villafranchien où il acquiert ses caractères fondamentaux, avec son tracé actuel, ses vallées profondes. Le Quadernaire y superpose son modèle glaciaire.

◊ **Les dépôts** : Ils ne sont connus que dans la plaine bressane et correspondent surtout au Pliocène supérieur. Au Pliocène inférieur, l'absence de galets jurassiens dans le piémont bressan traduit une absence d'érosion mécanique sur la chaîne. Dans les Dombes, les travertins pliocènes de Meximieux, à flore plaisancienne (?), confirment une évolution karstique importante en amont (Jura) et le rôle prépondérant de la dissolution (JULIAN et NICOD, 1984).

Au Pliocène supérieur, des dépôts fins et carbonatés, marnes bleues et calcaires, correspondent à l'extension du "lac bressan" hérité de la fin du Miocène et entretenu par une brève et faible subsidence (CHAUVE et ENAY, 1980). En même temps, d'énormes épandages de blocailles se répandent au sud du Jura, et au nord à partir de la forêt de Chaux, mêlant en proportions variables les galets alpins transportés par le Rhône à ceux du Jura. Cet épandage s'accroît au Villafranchien.

B. BIOCLIMAT ET KARSTIFICATION

◊ **Climat et végétation** : Le climat chaud et humide du Tertiaire se prolonge durant le Pliocène inférieur (Tabianien, Plaisancien), de 5 à 3,5 Ma. Au Villafranchien, le climat se rafraîchit, annonçant les grandes glaciations quadernaires. Il devient tempéré et humide, de type atlantique, quasiment identique au climat actuel, correspondant probablement à une première glaciation dans l'Arctique (DEMARCO et PER-RIAU, 1984).

Au début du Pliocène, la végétation développe encore les essences à caractère subtropical humide du Miocène supérieur

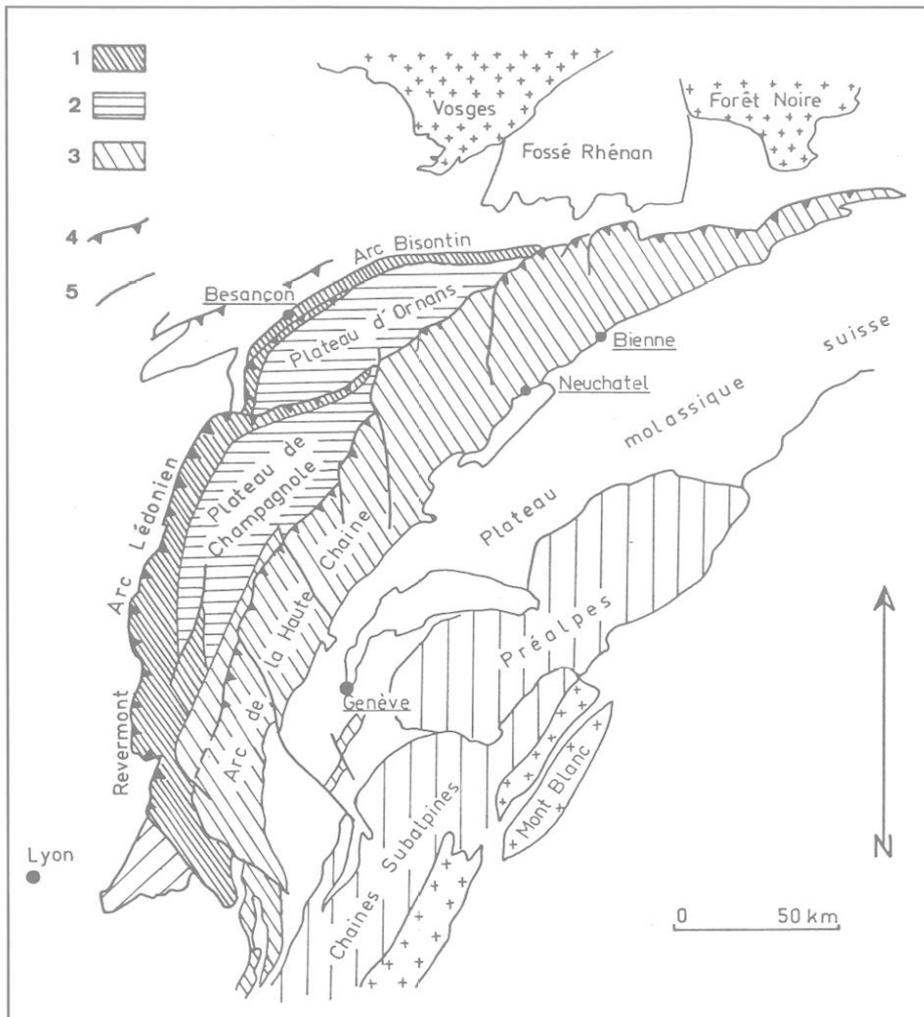


Figure 6 : Schéma structural du Jura plissé à la fin du Miocène ("Pontien"). (d'après CAIRE, 1960).

1. Faisceaux de plis du Jura externe (plis serrés en lanières). 2. Plateaux (surfaces structurales). 3. Faisceaux de plis du Jura interne (plis amples et lourds de la Haute Chaîne). 4. Failles chevauchantes. 5. Failles souvent en décrochement (failles "rayonnantes" d'A. Caire).

Structural diagram of the folded Jura at the end of Miocene ("Pontian"). 1. External Jura (compressed folds). 2. Plateaux (structural surfaces). 3. Internal Jura (High range), large folds. 4. Thrust faults. 5. Faults and transverse faults.

(BOURDIER, 1962). Au Villafranchien, avec le changement de climat, des espèces actuelles colonisent le Jura : charmes, hêtres, ormes, chênes, saules, érables, peupliers... Mais les diagrammes polliniques expriment une forêt clairsemée, avec seulement 24 % d'essences arbusculaires pour 76 % herbacées (BIDAULT et CAMPY, 1980). Dans le même temps, en région méditerranéenne, la sécheresse estivale s'installe vers 3,2 Ma, avec une première crise climatique vers 2,3 Ma (Biber) (SUC, 1983 ; JULIAN et NICOD, 1984). Dans le Jura, cette forêt sera à son tour remplacée par la forêt boréale venant du nord. MONTJUVENT (1984) attribue d'ailleurs les premières vagues de froid, très modérées (Biber et Donau ?), au Villafranchien.

◇ **Karstification** : Dès la fin de la tectonique fini-miocène, une karstification très puissante se développe, favorisée par l'intense fracturation et décompression héritée du plissement et de la surrection. La géométrie du karst se calque, en surface comme en profondeur, sur les structures, utilisant au maximum les failles et fractures diverses, pendant qu'en profondeur la fonction drainante s'organise selon les axes synclinaux.

Les conditions de karstification deviennent optima. Au Pliocène inférieur, pluviométrie et dénivellation importante (fort potentiel hydraulique) sont favorables, notamment sur les flancs de la Haute Chaîne. En surface, la pédogenèse est de type fersiallitique ; de nombreux dépôts de paléossols rouges ont été signa-

lés dans le Jura méridional, par exemple au sud de Cerdon (DUBOIS, 1959). Le karst de surface se développe activement ; les grands champs de dolines et d'ouvalas de la Forêt de Champfromier ou du Plateau du Retord remontent probablement au Pliocène (DUBOIS, 1959 ; RIGASSI, 1977).

Au Villafranchien, les vallées s'approfondissent, d'où des niveaux de base locaux plus bas, et un enfouissement corrélatif des réseaux. De plus, végétation et eaux plus froides accentuent la dissolution. Les conditions de la karstification paraissent donc meilleures au Pliocène supérieur, et le taux d'ablation moyen de 50 mm/millénaire a dû croître d'un minimum au Pliocène inférieur à un maximum au Villafranchien.

Le développement de l'endokarst se produit également en fonction du temps et de la géographie. C'est probablement dans le Jura externe que se forment les premiers grands réseaux avec leurs reculées. Dans le Jura interne, les karsts profonds évoluent en fonction de la mise en place du réseau hydrographique et du creusement des vallées. L'enfoncement des cavités peut être progressif, sporadique ou retardé. Quoi qu'il en soit, à la fin du Pliocène, l'endokarst est très développé et l'on peut se demander si la majorité des grands réseaux actuels, contenant des remplissages glaciaires, ne sont pas déjà formés.

V. LA KARSTIFICATION QUATÉNAIRE (1,8-0 Ma)

Dans le Jura, le Quaternaire se caractérise par l'action du froid et des glaciations. Le Jura et son piémont conservent les traces de plusieurs épisodes glaciaires, mais il n'est pas possible de remonter au-delà du Riss pour les moraines. En revanche, l'étude des remplissages karstiques pourrait apporter, dans le futur, des témoignages sur des glaciations plus anciennes.

A. CLIMAT ET VÉGÉTATION

◇ **Climat** : Les épisodes interglaciaires devaient présenter un climat tempéré, sensiblement identique à aujourd'hui, parfois un peu plus chaud. Pendant l'interglaciaire le plus chaud, la température estivale ne dépassait probablement que de 2 à 3°C la température d'été actuelle. Ces interglaciaires ont donné des sols brun-rouge, épais, qui ont été conservés, par exemple, en intercalations dans les formations fluvioglaciales superposées du Bas-Dauphiné (BORNAND, 1978). Les phases glaciaires se traduisent par des refroidissements de 6 à 7°C par rapport à la température moyenne (LLIBOUTRY, 1965). A

l'intérieur d'un cycle interglaciaire/glaciaire, les oscillations sont multiples comme l'ont montré les travaux de MANDIER (1984) sur le Bas-Dauphiné et les études palynologiques effectuées sur le marais des Echets.

◊ **Végétation** : Pendant les périodes froides, seule une maigre steppe herbacée parvient à se développer sur les rares surfaces non englacées. Il faut aller dans la plaine bressane pour trouver quelques essences arbustives. Durant les interglaciaires, la chênaie mixte (chênes, frênes, tilleuls, ormes...) envahit le Jura, avec en altitude des hêtres, des bouleaux, des épicéas, enfin des pelouses sur la Haute Chaîne. Ajoutons le rôle des tourbières, dans les dépressions non drainées, dont les études palynologiques ont permis de préciser l'évolution climatique, en particulier depuis le Tardiglaciaire würmien. (cf. MONTJUVENT, 1984, pour la synthèse "Quaternaire").

B. LES DEPOTS GLACIAIRES EXTERNES

A la suite de nombreux auteurs, CAMPY (1982) reconnaît deux ensembles morainiques majeurs : "Le complexe situé le plus en aval dans les vallées, fortement altéré et démantelé par l'érosion... est appelé complexe des moraines externes. Peu à l'amont, un ensemble de moraines de morphologie très nette est appelé complexe des moraines internes". (fig. 7, 8). Classiquement, on attribue aux deux dernières glaciations, les moraines externes au Riss, les moraines internes au Würm.

◊ **Le glacier rissien** (fig. 7) : Le glacier du Rhône atteint 1200 à 1250 m d'altitude dans le bassin genevois, effleure le "dos de baleine" du Salève, noie le Jura méridional et déborde largement jusqu'à Lyon et dans les Dombes au sud de Bourg-en-Bresse. Plus au nord, une langue plus réduite franchit le Jura au niveau d'Ornans. Toutes les moraines abandonnées par ce glacier présentent des éléments "alpins", tels que granites, gneiss, roches vertes... En revanche, dans la zone intermédiaire, depuis Bourg jusqu'à Salins et Amancey, les moraines externes ne montrent que du matériel d'origine jurassienne, témoignant d'une glaciation locale. Le dôme de cette calotte devait avoisiner 2000 m d'altitude sur la Haute Chaîne et descendre vers la Bresse jusqu'à 300 m d'altitude, cote moyenne des moraines.

Rappelons que MANDIER (1984) distingue un Riss ancien et un Riss récent avec des paléosols épais respectivement de 3,5 et 2,5 m environ.

◊ **Le glacier würmien** (fig. 8) : Moins puissant qu'au Riss, le glacier du Rhône atteint 1000 m environ dans le bassin genevois au Würm ancien ou au Würm récent, selon les auteurs. Il ne franchit le Jura qu'au niveau du cours actuel du Rhône. Certes, il déborde largement sur le Bas-Dauphiné, mais n'arrive pas jusqu'à Lyon. Selon BLAVOUX (1988), le glacier du Würm ancien aurait été plus épais que celui du Würm récent. A l'interstade Würm ancien/Würm récent, le glacier du Rhône se serait retiré de la cuvette lémanique (alt. 380 m), abandonnant les moraines externes au sud de Bellegarde qui sont antérieures à $34\ 600 \pm 2\ 700$ BP d'après MONTJUVENT et BLAVOUX (1988). Au Würm récent, le glacier ne serait remonté qu'à 850 m d'altitude au droit de Thonon et moins à la hauteur du Salève. Cependant, cette importance respective des deux grands épisodes du Würm sont à confirmer, justement par l'étude des remplissages des grottes étagées du Salève (comm. R. Maire).

Dans le Jura, une calotte glaciaire locale, comme au Riss, se développe sur une centaine de kilomètres de long et 40 km de large, avec un écoulement général en direction de l'ouest. De nombreuses langues glaciaires barrent les vallées principales orientées N-S, provoquant la formation de lacs importants dans les vallées de l'Ain, de l'Oignin, du Doubs... CAMPY (1982) date l'extension maximum de ce glacier de - 23 000 à - 12 000 ans, soit au Würm III ; puis il décrit la régression sporadique du glacier würmien qui se fragmente au cours des différents stades de recul, produisant en final de nombreux petits glaciers de cirque et de vallée. Cette phase est datée du Tardiglaciaire ou Würm IV. A - 10 000 ans, les glaciers ont totalement disparu du Jura.

Dans le Jura méridional, le système de moraines et de terrasses de Lagnieu et d'Ambérieu est d'âge würmien, avec 1,5 m environ de sols sur les dépôts morainiques du Würm ancien (MANDIER, 1984).

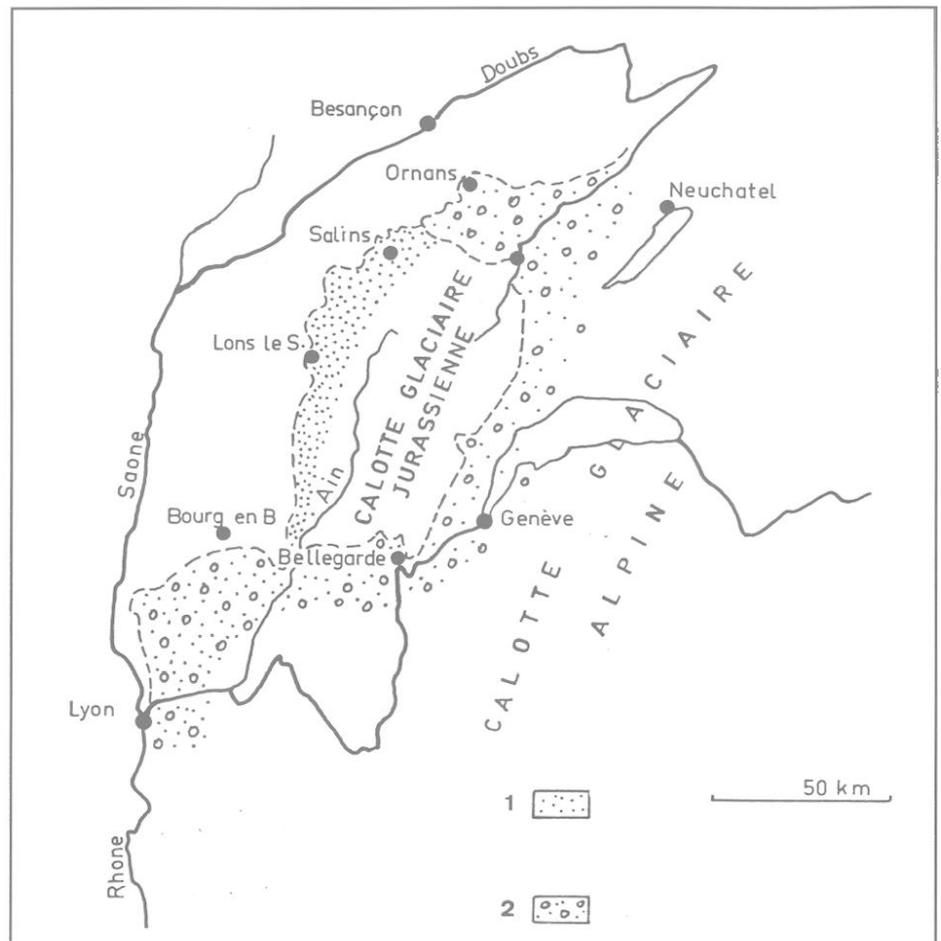


Figure 7 : Extension du glacier rissien (d'après CAMPY, 1982). 1. Extension maximale des moraines à blocs erratiques jurassiens. 2. Extension maximale des moraines à blocs erratiques jurassiens et alpins (granites, gneiss, roches vertes). Extension of the "Riss" glacier (after CAMPY, 1982). 1. Extension of the local glacier. 2. Extension of the alpine glacier.

C. L'ÉROSION GLACIAIRE

L'érosion quaternaire est plus puissante qu'au Pliocène en raison de l'alternance des phases glaciaires et interglaciaires qui cumulent leur action. AUBERT (1975) montre que "l'érosion glaciaire et périglaciaire d'une part, l'érosion karstique et fluviale de l'autre alternent à plusieurs reprises, dégradent à chaque coup le modelé précédent pour imprimer le leur".

L'érosion poursuit le modelage de la surface post-miocène, arasant les reliefs et donnant, même dans les régions plissées, ces plateaux vallonnés caractéristiques des paysages jurassiens. Les vallées ne doivent pas s'enfoncer beaucoup plus ; en effet, le niveau de base général représenté par la plaine bressane est stabilisé depuis la fin du Pliocène et le Jura ne connaît qu'un soulèvement très faible. Si les glaciers élargissent les vallées, l'alluvionnement fluvio-glaciaire semble en général nettement plus important que le surcreusement. Le témoignage würmien, très frais, est visible dans le paysage.

Le taux d'ablation de 50 mm/millénaire, déjà exprimé pour l'ensemble du Plio-Quaternaire, n'est qu'une valeur moyenne. Il a très probablement évolué avec les variations climatiques, et l'on peut se demander à quelles phases attribuer maxima et minima. L'ablation différentielle en fonction des structures constitue un paramètre supplémentaire de variation. Il est possible que ce taux atteigne 80 à 100 mm/millénaire sur les voûtes anticlinales, peut-être plus selon les périodes.

AUBERT (1969, 1975) oppose l'érosion mécanique glaciaire à l'ablation chimique de type karstique des périodes tempérées. La karstification aurait fonctionné au rythme des phases tempérées, diminuant notablement pendant les stades glaciaires. Cette opinion se justifie pour l'exokarst car les glaciers comment le modelé karstique hérité de la phase tempérée précédente, soit par rabotage, soit par colmatage morainique.

D. LES DONNEES DU KARST

Actuellement, dans les plus hauts karsts englacés connus (Rocheuses canadiennes, Hautes Alpes calcaires suisses), les écoulements tarissent lors du froid hivernal, mais la fusion glaciaire de l'été provoque des crues violentes (MAIRE, 1984). Aussi, à une échelle de temps beaucoup plus grande, est-il fort possible que l'activité karstique, même profonde, ait notablement diminué au plus froid des phases glaciaires. Par contre, lors des réchauffements consécutifs, d'énormes quantités d'eau sont libérées par la

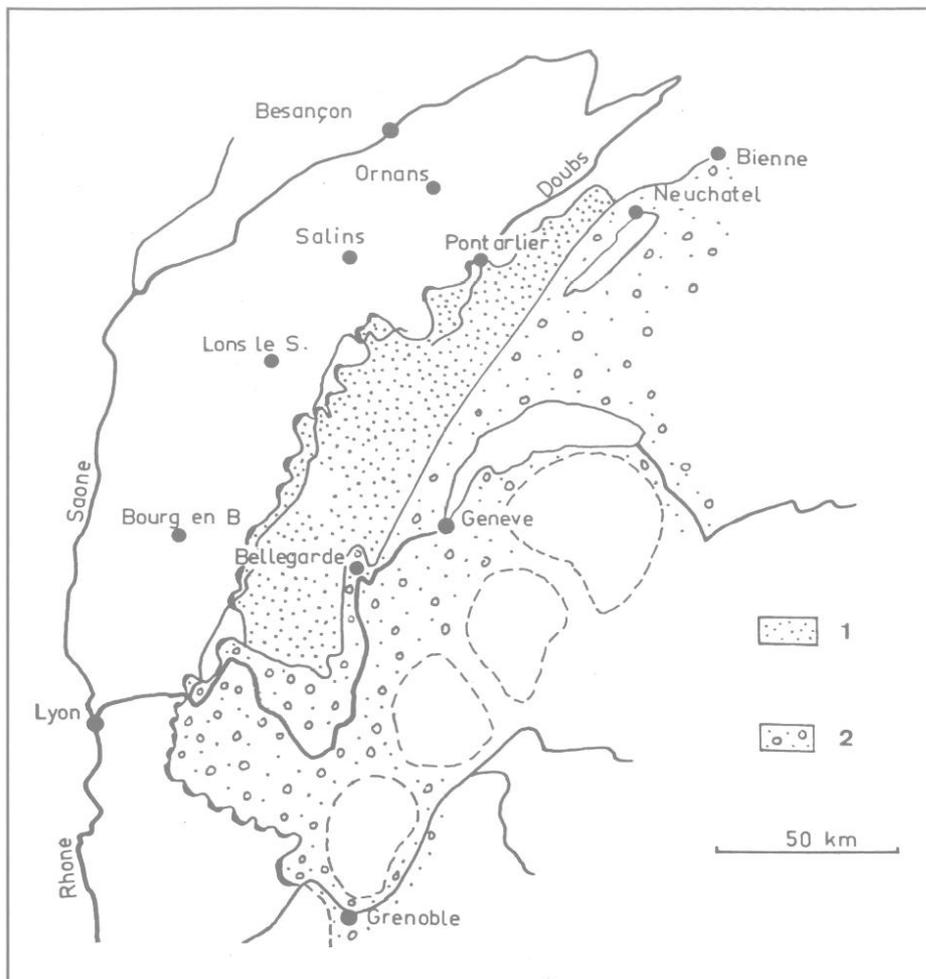


Figure 8 : L'extension maximale du glacier würmien au Würm III (de - 23 000 à - 12 000 ans) (d'après CAMPY, 1982). 1. Moraines à blocs calcaires uniquement jurassiens témoins de l'extension de la calotte glaciaire locale. 2. Moraines à blocs alpins variés (granites, gneiss, roches vertes) déposés par le glacier du Rhône.

Maximal extension of the glaciers at the Würm III (- 23 000/- 12 000 BP). 1. Extension of the local glaciers. 2. Extension of the alpine glaciers.

débacle glaciaire. Ces périodes, bien que très courtes, correspondent à une activité karstique optimale.

Ainsi, au cours du Pléistocène, le modelé karstique superficiel (lapiés, petites dépressions) localisé sur les voûtes anticlinales et panneaux calcaires exhaussés, évolue très rapidement, se renouvelant en partie ou en totalité après chaque période glaciaire. Il n'en va pas de même pour nombre de grandes dolines, poljés, combes marneuses fermées qui peuvent être le résultat d'une longue évolution. Le karst profond, hérité du Pliocène pour une grande part, présente une évolution fluctuante, mais continue, du fait qu'il est à l'abri de l'érosion mécanique externe.

◊ **Les remplissages karstiques :** Actuellement, dans la Haute Chaîne, on observe souvent des remplissages du

karst, en profondeur comme en surface, caractérisés par des dépôts argilo-carbonatés, blanchâtres, souvent varvés. Ces sédiments typiquement glaciaires sont attribuables aux derniers stades du Würm. Au Tardiglaciaire würmien, les éboulis cryoclastiques obstruent les gouffres à proximité de la surface. Des phénomènes de colmatage, avec limons varvés, pourraient aussi remonter au Riss.

Parmi les remplissages karstiques qu'il a étudié dans le Jura franc-comtois, CAMPY (1982) décrit des remplissages glaciaires qui remonteraient jusqu'à 400 000 ans, avec quelques dépôts d'avens attribués au Riss et au Mindel. En revanche, les dépôts de porches sont surtout würmiens.

A la grotte de la Balme (Crémieu), des études sur la spéléogénèse sont en cours par Ph. Audra (cf. Actes des

Journées Chevalier, Grenoble, mai 1991 - Spéléo-Club de Paris, à paraître). Cet auteur indique la présence de stalagmites profilées par l'action corrosive des eaux de fusion glaciaire. Les vestiges du Moustérien (donc antérieur au Würm) situés à l'entrée de la grotte, dans le talus d'éboulis, n'ont pas disparu ; ce qui suggère, selon l'auteur, une faible activité du glaciaire würmien. Ainsi, tous les galets d'origine glaciaire localisés dans les galeries perchées surmontent parfois les concrétions érodées ; ils pourraient donc remonter au Riss. Il en est de même dans la grotte de Béthenas au nord de la ville de Crémieu. Des datations U/Th sont prévues pour vérifier cette hypothèse. (d'après AUDRA, 1991).

◊ **Tufs et travertins du Jura méridional** : Les formations carbonatées externes de cette région permettent d'apporter des précisions sur l'évolution karstique holocène et pléistocène. Les tufs de cascades actifs sont multiples : dans la cluse des Hôpitaux (la "Tuffière") et la grande cascade de tufs de Glandieu au débouché de la vallée du Gland. Citons également les remarquables "pains de sucre" hauts de 5 à 10 m de Poissieu (au-dessus de Lochieu) et de Pyrimont (au nord de Seyssel) montrés par R. Laurent lors de l'excursion de l'A.F.K de mai 1986. Ces accumulations de tufs holocènes seraient en relation avec la phase de l'optimum climatique, puis auraient été contrariées par l'occupation humaine du Chalcolithique. (d'après J. VAUDOUR : cf. NICOD et CHARDON, 1986, p. 60).

Mais il existe d'autres formations plus importantes de tufs et de travertins, parfois plus anciennes. Signalons les dômes de tufs perchés de Villebois locali-

sés plus de 100 m au-dessus de la vallée du Rhône (comm. Ph. Drouin). Sur la bordure NW du plateau de Crémieu, dans les gorges d'Amby (Optevoz), citons enfin une grande terrasse de tufs épaisse de 10 m et longue de 1 km. Celle-ci s'est formée au cours de l'Holocène en arrière d'un barrage formé par un éboulement. La faune indique une végétation de type chénaie et un climat humide. Une datation ¹⁴C sur charbon de bois a donné un âge de 4630 ± 140 BP (DAVID, ENAY et MANGOLD, 1978) (d'après AUDRA, 1991).

CONCLUSION

Les paysages karstiques jurassiens, dans leur majorité, sont plio-quatérnaires, donc postérieurs à la dernière grande phase tectonique fini-miocène, et utilisent la trame structurale : réseaux de fractures et axes synclinaux. Etudier leur évolution se complique singulièrement en raison des changements climatiques et des périodes glaciaires qui gomment en surface de nombreux modelés et dépôts.

La longue karstification éogène, prouvée par les sédiments du Sidérolithique (altérites ferrugineuses et sables siliceux), a engendré une vaste surface d'aplanissement chimique dont il existe quelques témoins exhumés de la molasse oligo-miocène (Crémieu, Salève) (photo 4), et qui se confondent parfois avec les karsts du Miocène. Aussi, de nombreux travaux restent-ils à faire dans le domaine des remplissages karstiques afin de mieux préciser l'évolution éminemment polygénique de la karstification et de la géomorphologie du Jura depuis le début du plissement alpin à la fin du Secondaire jusqu'à nos jours.

BIBLIOGRAPHIE

AUBERT (D.) - 1969 - Phénomènes et formes du karst jurassien. *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 62, 2, p. 325-399.

AUBERT (D.) - 1972 - Le lapie fossile des Verrières (Doubs). *Ann. Scient. Besançon, Géol.* 3, 17, p. 85-88.

AUBERT (D.) - 1975 - L'évolution du relief jurassien. *Eclogae Geologicae Helveticae*, vol. 68, 1, p. 1-64.

AUDRA (Ph.) - 1991 - Les remplissages karstiques de l'île Crémieu. Excursion du 9 mai 1991. Livret-guide, 12 p., *Journées Chevalier-mai 1991, Institut de géographie Alpine, Grenoble*.

BIDAULT et CAMPY (M.) - 1980 - La forêt comtoise au cours des temps géologiques. *Rev. Univers.*

BILLAUD (Y.) - 1982 - Les paragenèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy. *Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon I*, 135 p.

BLAVOUX (B.) - 1988 - L'occupation de la cuvette lémanique par le glacier du Rhône au cours du Würm. *Bull. AFEQ*, n° 34-35, 2-3, p. 69-80.

BORNAND (M.) - 1978 - Altérations des matériaux fluvioglaciers, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. *Thèse Sciences Montpellier, INRA, ENSA*, 329 p.

BOURDIER (F.) - 1962 - Le bassin du Rhône au Quaternaire. *Ed. CNRS, Paris*, 2 vol., 364 p et 295 p.



Photo 4 : Le flanc SE du Salève entre Cruseilles et Vovray (Hte.-Savoie). On distingue bien le contact entre la molasse oligocène à droite (épaulement glaciaire, prairies) et la surface des calcaires crétaqués à gauche (surface éogène exhumée). C'est au contact que se situent les sables sidérolithiques (photos 2 et 3).

The SE side of Mt. Salève (Hte.-Savoie/Fr.) between Cruseilles and Vovray. We observe the contact between the oligocene molasse (on the right) and the cretaceous limestones (on the left). The "siderolithic" sands are situated at the limit of the two formations (photo 2) on the old eogene surface.

- CHAUVE (P.) et ENAY (R.) - 1980 - Vosges, Fossé rhéna, Bresse, Jura. *Ann. Sc. Univ. Besançon*, Géol. 4ème série, 1, p. 81-114.
- CAIRE (A.) - 1962 - Problèmes de tectonique et de morphologie jurassiennes. Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot, t. II, *Mém. hors série, Soc. Géol. France*, p. 105-158.
- CAMPY (M.) - 1982 - Le Quaternaire franc-comtois. Essais chronologique et paléoclimatique. *Thèse d'Etat, Université de Besançon*, n°159, 575 p.
- DAVID (L.), ENAY (R.) et MANGOLD (C.) - 1978 - Carte géologique de la France au 1/50 000, feuille de Montluel et notice explicative. *BRGM, Orléans*.
- DEMARK (G.) et PERRIAUX (J.) - 1984 - Néogène. in "Synthèse géologique du SE de la France", *Mémoire BRGM*, n°125, p. 469-519.
- DUBOIS (M.) - 1959 - Le Jura méridional, étude morphologique. *Thèse Lettres, Paris, SEDES*, 642 p.
- ENAY (R.) - 1982 - Notice explicative de la feuille de St.-Rambert en Bugey (échelle 1/50 000). *BRGM, Orléans*.
- FLEURY (E.) - 1909 - Le Sidérolithique suisse. Contribution à la connaissance des phénomènes d'altération superficielle des sédiments. *Mém. Soc. Fribourgeoise Sci. Nat.*, vol. VI, 260 p.
- FOURNEAUX (J.-Cl.), LANDRU (B.) et SOMMERIA (L.) - 1990 - La karstification profonde dans le Jura à partir des observations faites lors du percement du tunnel du LEP (Ain et canton de Genève). *Karstologia*, n° 16, p. 1-8.
- FRACHON (J.-Cl.) - 1969/1975 - Les reculées du Jura lédonien. *Mém. de Maîtrise, Inst. de Géographie de Besançon*, 1969, 184 p et *Cahiers de Géographie de Besançon*, n° 24, 1975, p. 77-115.
- GLANGEAUD (L.) - 1948 - Les nouvelles théories sur la formation du Jura. *Bull. Soc. Hist. Nat. Bouds, Besançon*, n° 52, p. 5-16.
- GLANGEAUD (L.) - 1949 - Les caractères structuraux du Jura. *Bull. Soc. Géol. France*, 5ème série, t. XIX, p. 669-688.
- GUENDON (J.-L.) - 1984 - Les paléokarsts des Alpes occidentales du Trias à l'Eocène. *Karstologia*, n° 4, p. 3-10.
- JULIAN (M.) et NICOD (J.) - 1984 - Paléokarsts et paléomorphologies néogènes des Alpes occidentales et régions adjacentes. *Karstologia*, n° 4, p. 11-18.
- LEFAVRAIS-RAYMOND (A.) - 1962 - Contribution à l'étude géologique de la Bresse d'après les sondages profonds. *Mém. BRGM*, n° 16, 170 p., 54 fig.
- LIENARDT - 1962 - Géologie du bassin houiller stéphanois du Jura et de ses morts-terrains. *Mém. BRGM France*, n° 9, 449 p., 159 fig.
- LIJBOUTRY (L.) - 1965 - Traité de glaciologie : tome 2. *Masson, Paris*, p. 429-1040.
- MAIRE (R.) - 1984 - Un exemple de karst haut-alpin : le désert de Platé (Haute-Savoie). *Karstologia*, n° 3, p. 25-33.
- MAIRE (R.) - 1990 - La haute montagne calcaire. *Karstologia-Mémoires*, n° 3, 731 p.
- MANDIER (P.) - 1984 - Quaternaire : Bas-Dauphiné, Rhône moyen, Dombes. In "Synthèse géologique du SE de la France", *BRGM, Mém.* n° 125, p. 548-552.
- MARTINI (J.) - 1966 - Les phénomènes karstiques de la chaîne du Salève, Haute-Savoie. "Les Boueux", *bull. Sect. Genève Soc. Suisse Spéléo.*, 1/1, p. 3-9.
- MARTINI (J.) - 1967 - Les phénomènes karstiques de la région genevoise. *Actes du 3ème Congrès nat. suisse de spéléologie, Interlaken*, p. 51-53.
- MONTJUVENT (G.) - 1984 - Quaternaire. In "Synthèse géologique du SE de la France", *Mém. BRGM, Orléans*, n° 125, p. 521-580.
- MONTJUVENT (G.) et NICOD (G.) - 1988 - Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines internes à la cuvette lémanique. *Bull. AFEQ*, n° 34-35, 2-3, p. 129-140.
- MUGNIER (C.) - 1964 - Observations sur le karst éocène de la Malossane (Voreppe, Isère). *Ann. de Spéléologie*, XIX, 4, p. 695-704. (cf. *Spelunca*, 1977, 1, p. 2).
- NEYROUD (M.) - 1982 - Paysage global du karst de la Haute Chaîne du Jura. *Mém. maîtrise géographie, Univ. Lyon II*. (cf. *Karstologia*, n° 3, 1984).
- NICOD (J.) - 1967 - Recherches géomorphologiques en Basse Provence calcaire. *Thèse d'Etat, Univ. Aix-en-Provence*, 557 p. (impr. Louis Jean, Gap).
- NICOD (J.) - 1977 - Lapiés couverts, rôle et modalités de la corrosion crypto-karstique. *Abh. zur Karst und Hölenkunde*, 15, p. 101-121.
- NICOD (J.) - 1990 - Le karst jurassien, modèle géomorphologique spécifique. *Bull. Soc. Neuchâteloise des Sc. naturelles*, t. 113, p. 13-25.
- NICOD (J.) et SALOMON (J.-N.) - 1990 - Les mogotes : des reliefs karstiques résiduels litho-structuraux et/ou hérités (comparaison des karsts tempérés et humides). *Rev. Géomorph. Dyn.*, XXXIX, 1, p. 15-38.
- NICOD (J.) et CHARDON (M.) - 1986 - Réunion de la Commission des Phénomènes Karstiques et de l'AFK (Lyon et excursion dans le Jura méridional). *Karstologia*, n° 8, p. 58-60.
- NICOD (J.), POMEL (S.), SALOMON (J.-N.) - 1988 - Recherches sur les altérations et l'arénisation des dolomies. *Rapport du groupe d'étude PROCOPE (URA 903/CNRS)*, 48 p., Aix-en-Provence.
- PELLETIER (J.) - 1979 - Le karst miocène de la région de Morestel. *Bull. Lab. Rhodanien. Géomorph.*, n° 4-5, p. 45-54.
- PFEFFER (K.-H.) - 1986 - Das Karstgebiet der nördlichen Franken Alb. *Zeit. Geomorph., Suppl. Bd.*, 58, p. 65-85.
- PITTARD (J.-J.) - 1979 - Le Salève souterrain. *Tribune Edit., Genève*, 220 p.
- POCHON (M.) - 1976 - Les processus d'altération de quelques types de calcaires dans les sols du Haut Jura suisse. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, t. XVIII, N° 1, p. 33-39.
- RIGASSI-STUDER (D.) - 1962 - A propos de la tectonique de Risoux (Jura vaudois et franc-comtois). *Bull. ver. Schweizer. Pétrol. Géol. U. Ing.*, 28/76, p. 39-50.
- RIGASSI (C.) - 1977 - Surface d'aplanissement soulevée et déformée à Champfremier (Ain). *A.S.A.C., Besançon*, 3, p. 13-25.
- SCOLARI (G.) - 1956 - Nouvelles observations et hypothèses sur la tectonique du Mt. Vuache. *Arch. Sc. Genève*, 9/1, p. 53-62.
- SITTLER (G.) - 1965 - Le Paléogène des fossés rhéna et rhodanien. Etudes sédimentologiques et paléoclimatiques. *Mém. serv. carte géol. Alsace Lorraine, Strasbourg*, n° 24, 392 p.
- SUC (J.-P.) - 1983 - Flores, végétation et climats dans le domaine méditerranéen, de - 3 à - 1 Ma (colloque de Lille, 1982). *Bull. A.F.E.Q.*, 2/3, p. 65-69.
- THEROND (R.) - 1973 - Recherches sur l'étanchéité des lacs de barrage en pays karstique. (Thèse Sciences Grenoble, 1972), *Eyrolles, Paris*, 444 p.
- VERNET (J.-P.) - 1962 - Hypothèse sur la genèse de certains minéraux du groupe de la kaolinite dans une poche de sables sidérolithiques du Mont Vuache (Savoie). *Bull. Gr. Fr. des Argiles*, n° 13, p. 47-57.