Assemblée annuelle de la Société Suisse de Géomorphologie (SSGm)

Jahresversammlung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft (SGmG)

Colloque

Kolloquium

27 – 28 octobre 2006
Fribourg, Suisse

27. – 28. Oktober 2006
Freiburg, Schweiz

GUIDE D'EXCURSION

EXKURSIONFÜHRER

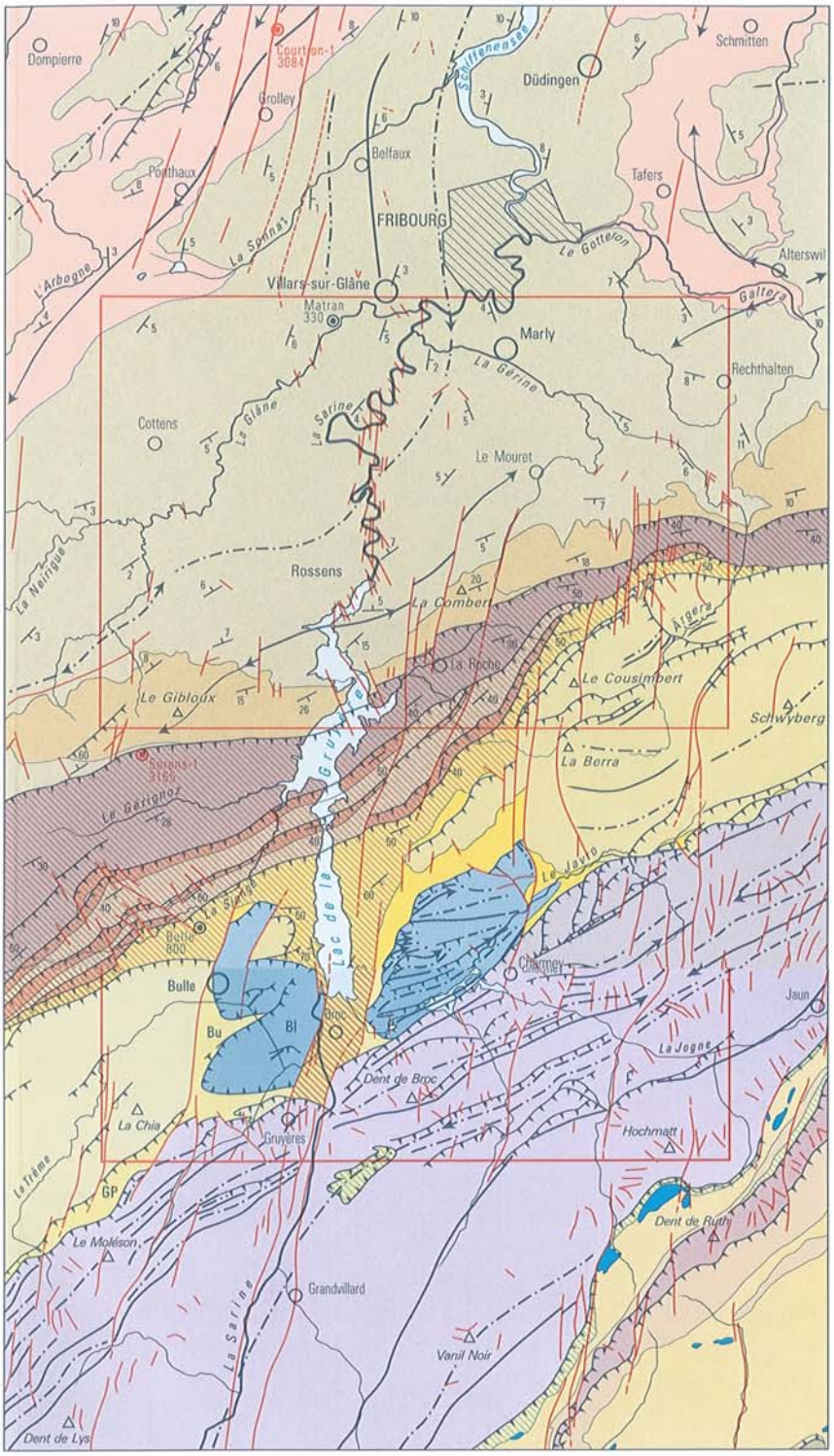
Samedi 28 octobre 2006

Université de Fribourg, Dept. Géosciences,
ch. du Musée 4-6, Pérolles, CH-1700 Fribourg

Luc Braillard, Reynald Delaloye, Jonathan Dorthe, Gilles Fasel, Michel Mauvilly, Sebastien Morard.

Esquisse tectonique

1 : 200 000



Montage d'après Pasquier 2004 et Weidmann2002

Pennique

- Nappe du Gurnigel
- Nappe des Préalpes médianes plastiques

Ultrahelvétique

- Préalpes externes

Mélange infrapréalpin

- Wildflysch

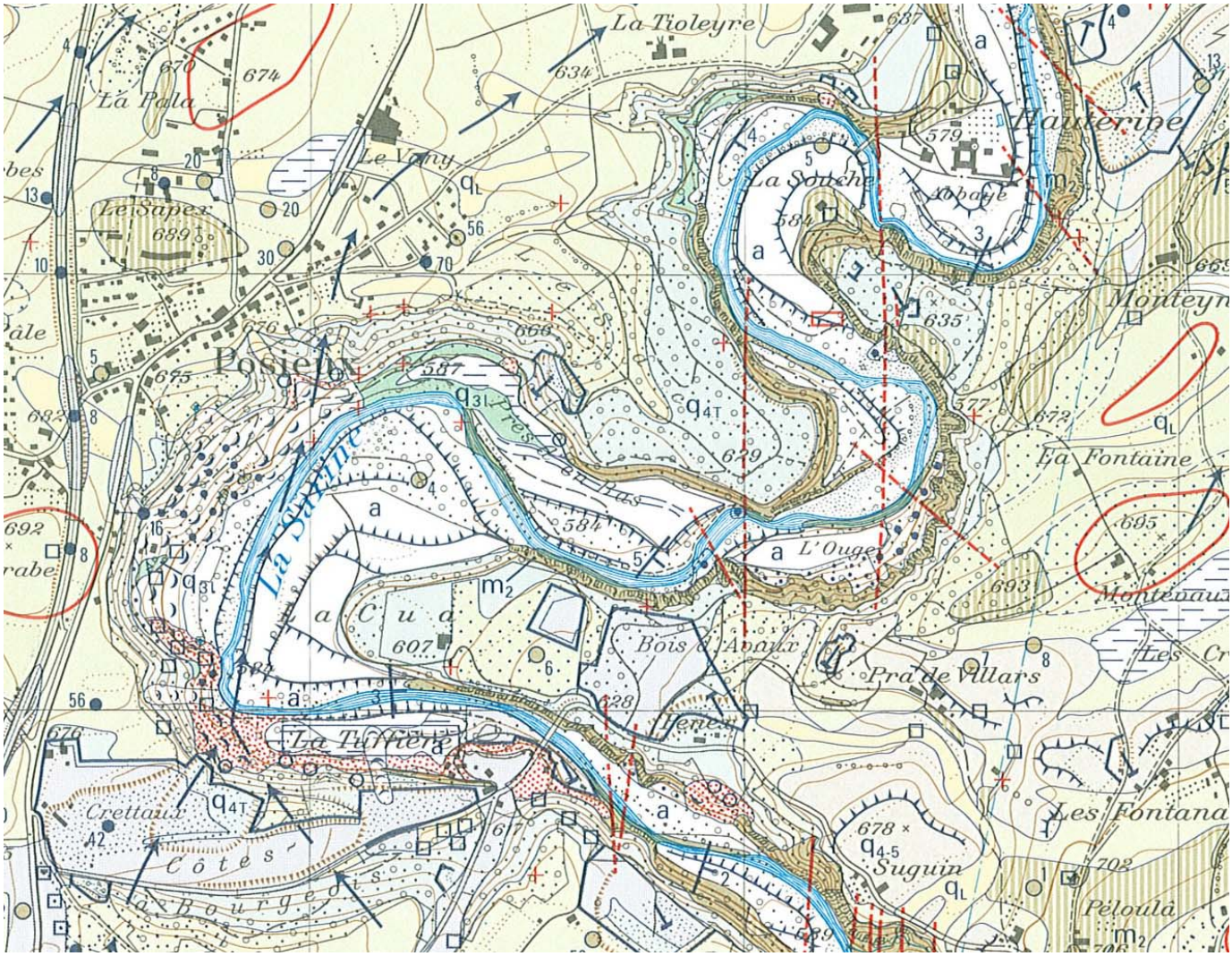
Molasse subalpine

- Couches du Gérignoz
- Couches de Chaffa
  } Molasse d'eau douce inférieure (USM)
- Formation de Vaulruz
- Formation de Cucloz
  } Molasse marine inférieure (UMM)

Molasse du Plateau

- Couches du Belpberg
- Couches de la Singine (Sense)
  } Molasse marine supérieure (OMM)
- Molasse grise de Lausanne
  } Molasse d'eau douce inférieure (USM)

Carte géologique 1:25'000, Feuille Rossens, Weidmann 1992, Extrait



Holocène

- Dépôt artificiel, remblais
- a — Alluvions récentes
- Ancien cours d'eau
- Marais, ancien marais drainé
- Tuf calcaire
- Cône d'alluvion
- Bord d'érosion, bord de terrasse
- Eboulis (avec blocs écroulés)
- Dépôt d'écroulement, accumulation de blocs
- Terrain en glissement
- Terrain glissé, masse en glissement de faible extension, superficiel (sur la représentation de la formation concernée)
- Terrain tassé, masse en tassement (avec niche d'arrachement et représentation de la formation concernée)
- q_L — Limons de pente, colluvions
- q_s — Dépôts lacustres récents

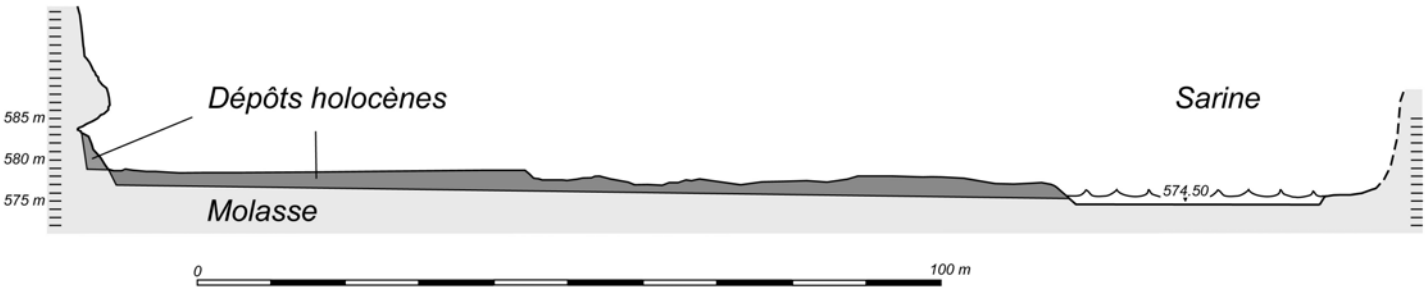
Pléistocène Würm

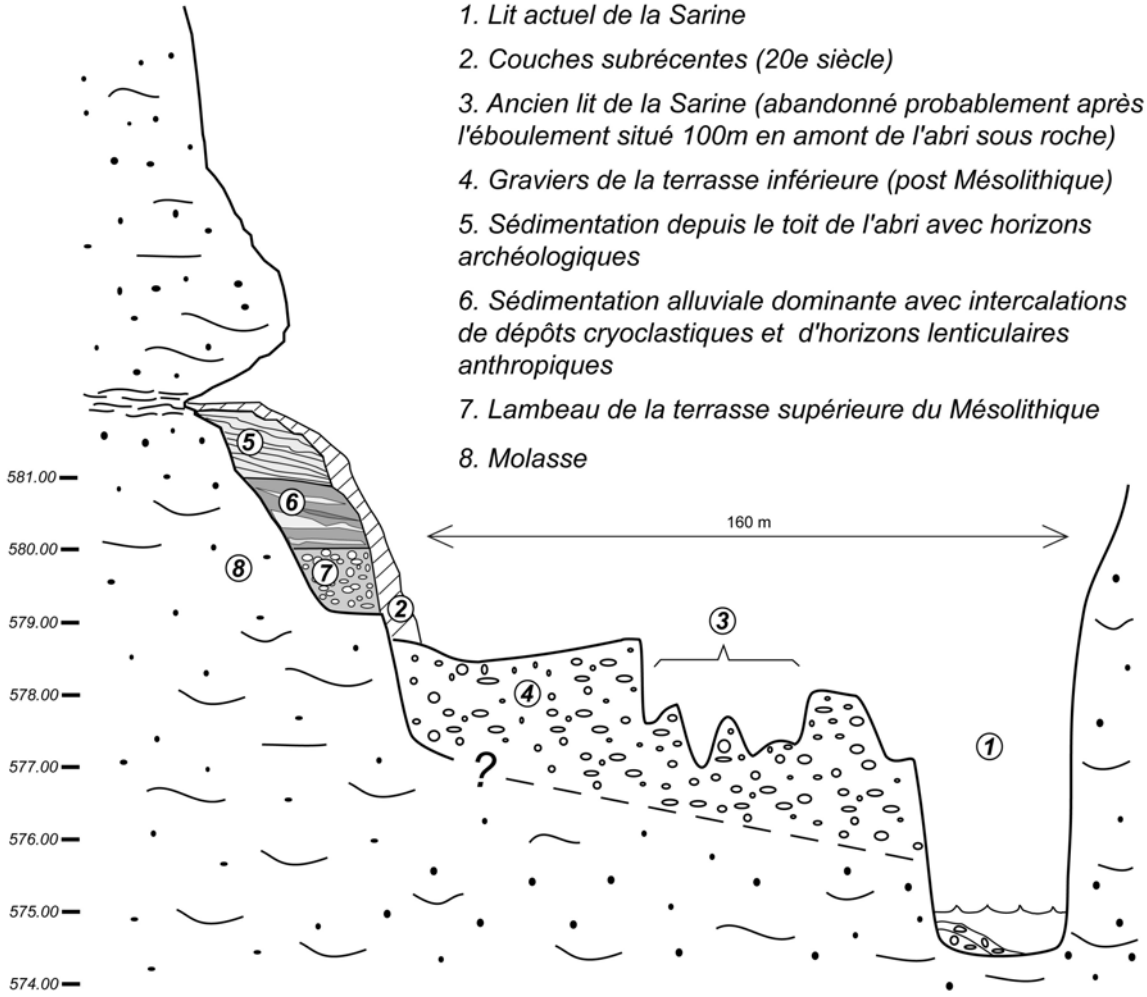
Tardiglaciaire

- q_{4-5} — Dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres du Retrait würmien
  - Doline glaciaire, cuvette de fonte de glace morte
- q_l — Moraine locale
  - Moraine sablo-graveleuse, moraine remaniée
  - Vallum morainique
- q_{4m} — Moraine rhodanienne et sarinienne non différenciée
  - Moraine sablo-graveleuse, moraine remaniée
  - $q_{4m'}$ — Moraine sous-lacustre
  - Vallum morainique
  - Cordon morainique unilatéral
  - Drumlin
- q_{4g} — Dépôts fluvioglaciaires et glaciolacustres de progression en domaine subalpin
- q_{4T} — Dépôts fluvioglaciaires sariniens de progression («Graviers de la Tuffière»); localement dépôts glaciolacustres («Seetone»)

Anté-Würm

- q_{3l} — Dépôts lacustres ou fluviatiles anciens
  - Niveau ligniteux
- q_{3m} — Moraine ancienne



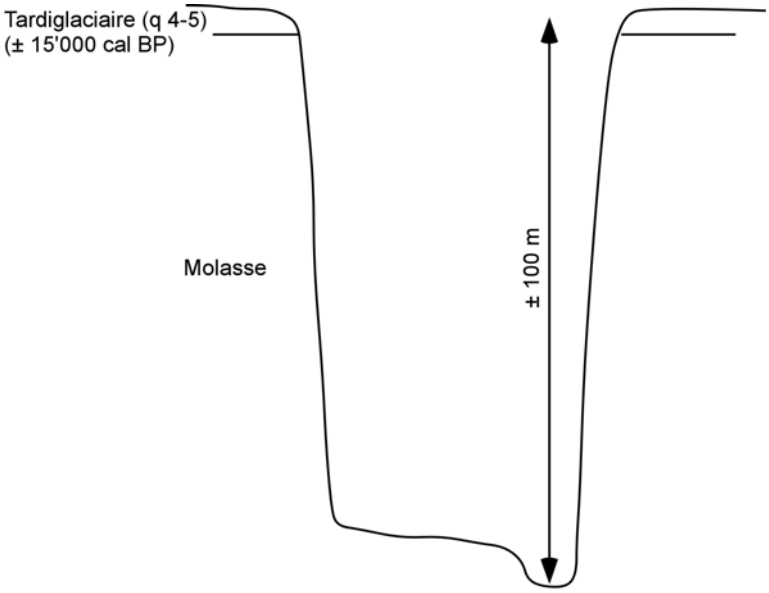


Datation ^{14}C base ensemble 6: (VERA 2906) 8'730 – 8'540 cal. BP *(Mésolithique récent)*

Arconciel / La Souche, profil nord-est/sud-ouest en vraie grandeur à travers le fond du canyon de la Sarine (en haut) et profil déformé détaillant les remplissages holocènes (en bas, exagération verticale x20).

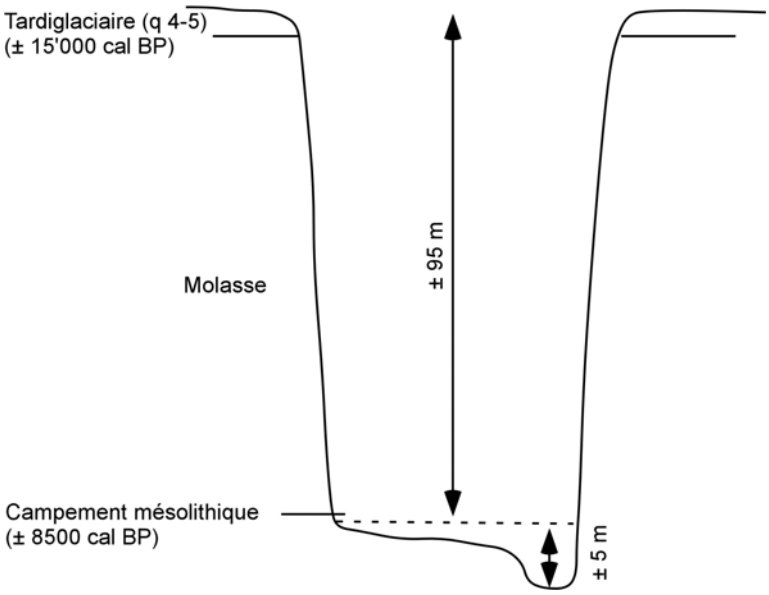
Mauvilly et al. 2004

Erosion du canyon de la Sarine: une histoire simple?



~ 100 m en 15'000 ans

~ 0.00666 m/an
~ 0.66 cm/an



~ 95 m en 6'500 ans

~ 0.0146 m/an
~ 1.46 cm/an

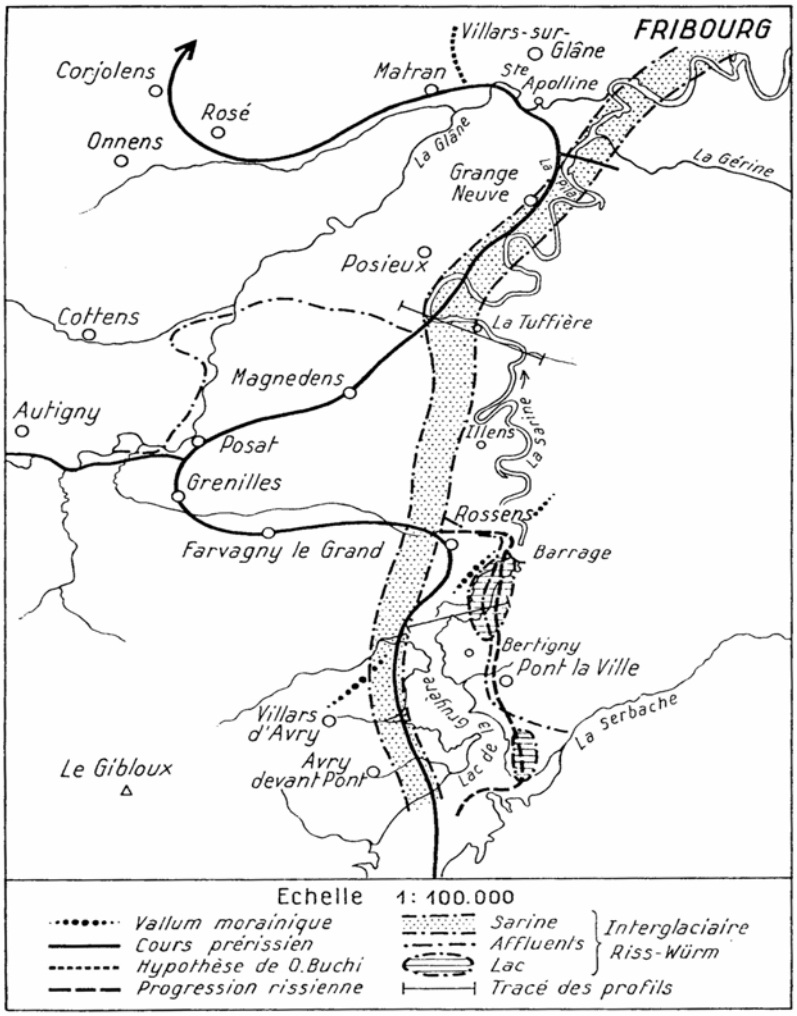
~ 5 m en 8'500 ans

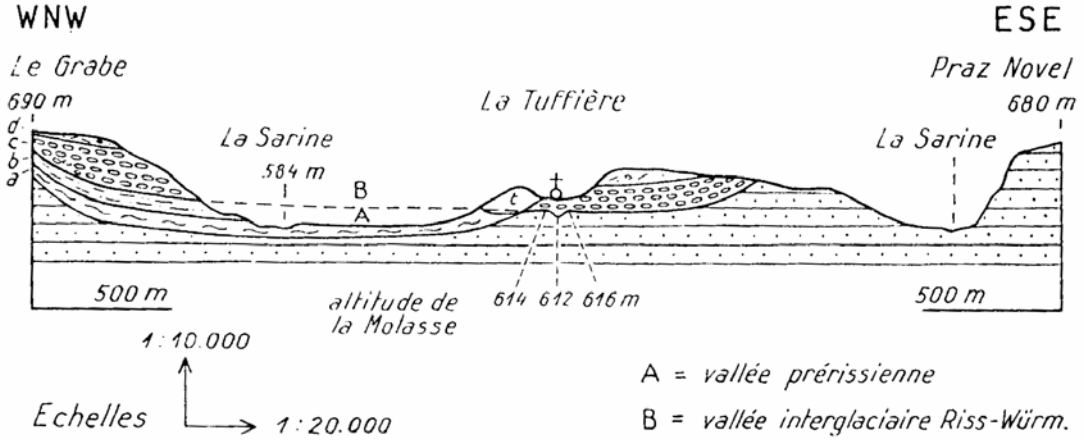
~ 0.000588 m/an
~ 0.058 cm/an

Réajustement isostatique ?
Influence du paleolac de la Gruyère (en amont) ?
Néotectonique (front préalpin) ???

(Braillard et Fasel, in prép.)

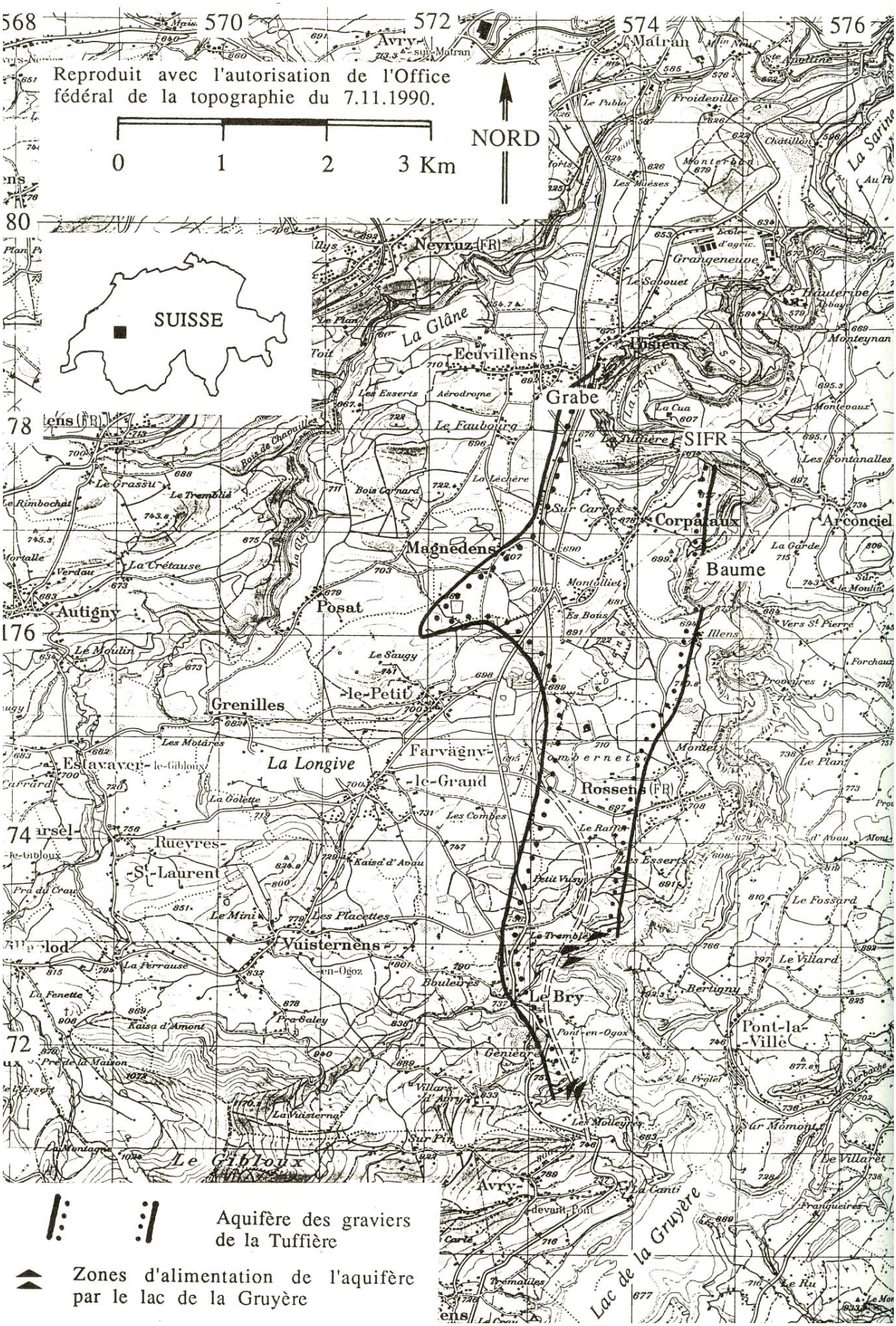
Les graviers de la Tuffière





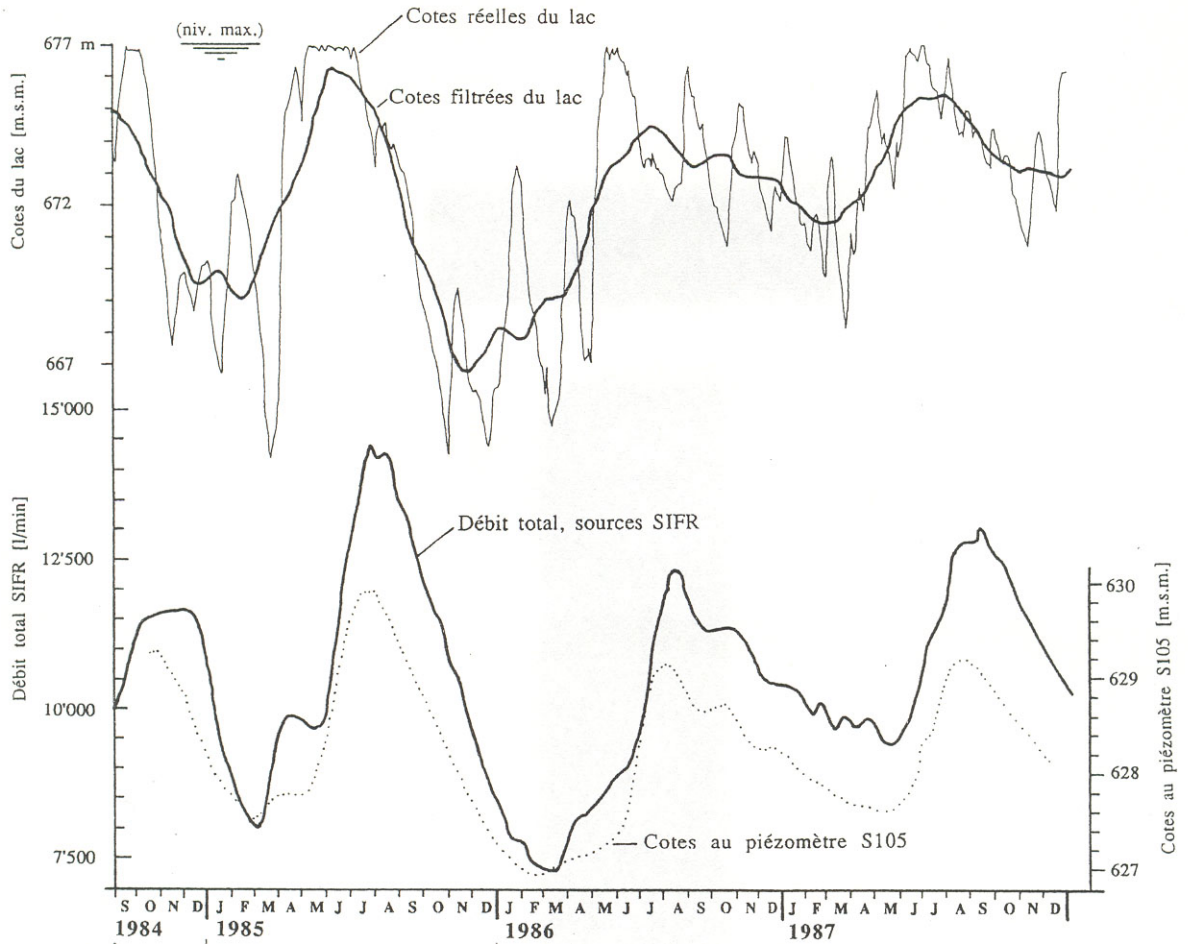
Profil schématique dans les cours anciens et épigénique de la Sarine à la Tuffière
a. Riss, b. Postriss, c. Interglaciaire Riss-Würm, d. Würm, t. tuf

Dorthe 1962



Thierrin 1990

Connexion entre le lac de la Gruyère et l'aquifère de la Tuffière



Thierrin 1990

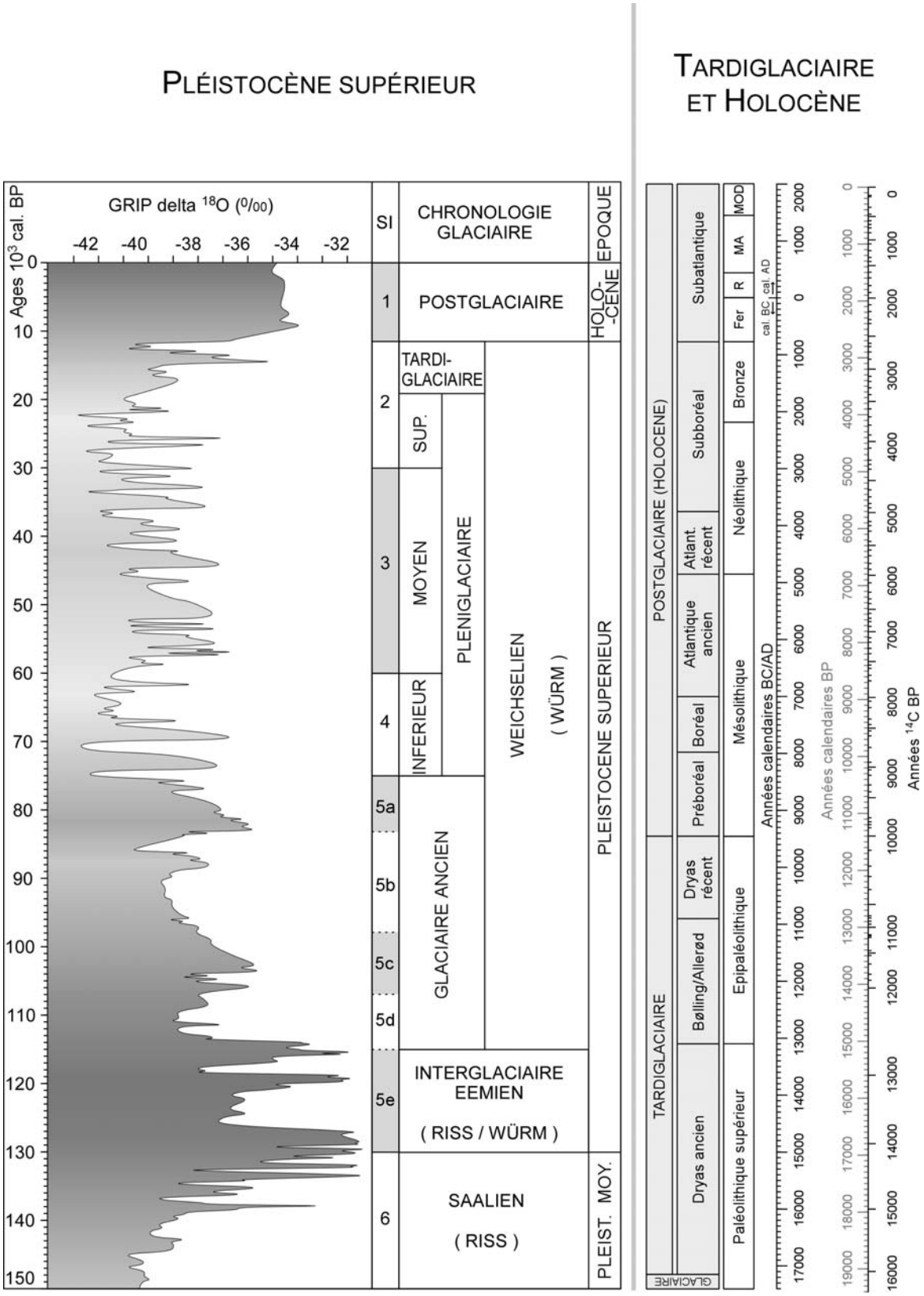
Cadre stratigraphique fribourgeois de référence

Formations sédimentaires	**Régime**	**Age relatif**	**Age absolu**
Alluvions récentes	Interglaciaire	Holocène	Dès 10'000 BP
Dépôts du Retrait de la DG	Post-glaciaire	Post-DG	Entre 18 et 15 ka BP
Moraine sarinienne et rhodanienne	Glaciaire	DPG	Entre 21 et 18 ka BP
Seetone (dépôts glacio-lacustre)	Interstade	DG moyen DG moyen	40'000 BP 60'000 BP
Dépôts sariniens de progression (Graviers de la Tuffière)	Progression glaciaire	DG précoce	110-100 ka BP
Dépôts lacustres et fluviatiles anciens	Interglaciaire	« Eem sensu Welten »	?
Moraine ancienne	Glaciaire	ADG ou GG2	?
Séquence glacio-lacustre basale	?	Antér. à ADG/ GG2	?

Légende : DG = Dernière Glaciation ; DPG = Dernière Poussée Glaciaire ; ADG = Avant-Dernière Glaciation ; GG2 = Grande Glaciation 2 thermes traduits en francais de Schlüchter & Dick (1996)

Modifié d'après Weidmann 2005

Chronologie



Compilation, Braillard 2006

Le paléolac de la Gruyère

Introduction

La découverte en 1999 du site mésolithique d'Arconciel/La Souche[32], au coeur des gorges de la Sarine, avait amené son lot de questions quant à l'âge du canyon de la Sarine et à l'existence d'un ancien lac de la Gruyère, tout à fait naturel celui-ci! Les nouvelles découvertes d'occupations mésolithiques sur les emprises de la H189 en Gruyère nous conduisent aujourd'hui à préciser l'histoire de ce lac. Quand s'est-il formé, comment s'est abaissé son niveau et quand a-t-il complètement disparu? Voilà les questions auxquelles nous tentons ici de répondre par la confrontation des données géologiques et archéologiques.

Données géologiques[33]

1. Le lac tardiglaciaire

Durant le Tardiglaciaire (à partir d'environ 17000 BC cal.), les eaux de fonte du glacier de la Sarine étaient stoppées par des vallums morainiques rhodaniens et par des seuils rocheux molassiques à la hauteur du hameau de La Cantine et du pont de Thusy, aujourd'hui submergé. Les rives de ce lac se situaient à 760 mètres d'altitude, comme attesté par la limite supérieure des deltas lacustres qui se jetaient alors dans le lac proglaciaire. A cette altitude, le profil en long du lit de la Sarine montre du reste un net aplanissement alors qu'il est marqué par un bossellement au niveau de l'ancien barrage morainique (encadré fig. 1). A partir de ce point, la Sarine a creusé de profondes gorges qui atteignent jusqu'à 100 mètres de dénivellation.

Les plus anciennes datations de sédiments lacustres déposés dans le bassin de Bulle proviennent des tourbières d'Echarlens (572 800 / 166 250 / 720 m) et de celle de Bouleyres (572 800 / 161 690 / 722 m). Elles se situent à la transition Dryas ancien – Bølling (vers 13000 BC cal.) et attestent que la région était libre de glace à cette période et recouverte d'un lac, dont le niveau devait se situer à 725 m au minimum.

En ce qui concerne la tourbière d'Echarlens, il faut préciser qu'elle comble un petit bassin fermé. Un plan d'eau a donc pu y exister sans pour autant qu'un paléolac ne recouvrît alors tout le bassin de Bulle. Les premiers sédiments lacustres (craie argileuse à bivalves) rencontrés en forage à 706,50 m d'altitude, succèdent à une séquence sableuse et sont surmontés par une gyttja (sédiment organo-minéral lacustre) datée par palynologie de la transition Dryas ancien – Bølling[34] (vers 13000 BC cal.).

La tourbière du bois de Bouleyres a quant à elle livré une gyttja datée par ^{14}C du XIVe millénaire avant J.-C. (B-4674: 12860 ± 60 BP, soit 13200 ± 800 BC cal. 2 sigma).

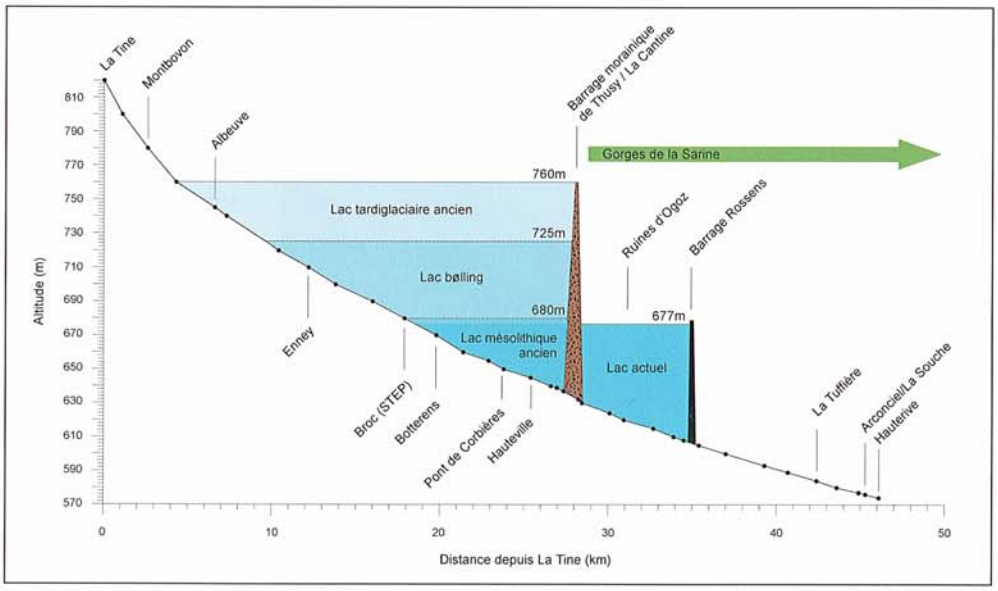


Fig. / *Abb.* 1
Profil longitudinal de la Sarine depuis La Tine jusqu'à Hauterive et situation des différents lacs de la Gruyère (exagération verticale: x100)
Längsprofil der Saane von La Tine bis Hauterive und Lage der verschiedenen Seen des Greyerzer Landes (vertikale Längenverzerrung: x100)

2. Le lac holocène

500 mètres au nord-ouest de Botterens, deux niveaux de tourbes affleurent dans la zone de battement supérieur du lac actuel (574 470 / 163 720 / 677 m). Riche en fragments de bois et en feuilles, ils ont notamment livré des fruits de *Pinus sp.* et de *Larix decidua* Mill. Deux morceaux de bois provenant de chacun des deux niveaux de tourbes ont fourni des datations ^{14}C vers 9000 avant J.-C. (B-4972: 9610 ± 50 BP, tourbe inférieure, soit 9220–8790 BC cal. 2 sigma; B-4973: 9580 ± 80 BP tourbe supérieure, soit 9250–8650 BC cal. 2 sigma). Latéralement, vers le nord, ces niveaux de tourbes et de limons crayeux sont interstratifiés avec des couches de graviers qui se raccordent, encore plus au nord, avec un cône de déjection subaérien bien visible dans la géomorphologie[35]. Les passées graveleuses interstratifées avec les niveaux fins vraisemblablement lacustres auraient été déposées lors de crues torrentielles du ruisseau qui descendait du massif du Montsalvens et qui débouchait dans le lac à cet endroit.

Afin de connaître précisément le niveau du lac lors du dépôt des tourbes, trois échantillons ont été prélevés dans les niveaux fins du cône de déjection entre 695 et 680 m d'altitude. Après lavage et tamisage, seul le plus bas d'entre eux, à 680 m, a livré des gastéropodes d'eau douce (planorbes), probablement piégés dans un petit chenal distributaire de la zone distale du cône de déjection, juste au niveau du lac[36]. Un lavage a également été réalisé dans un échantillon prélevé dans le niveau supérieur de tourbe: des valves de crustacés (des ostracodes) ainsi que de nombreux fragments d'algues calcaires confirment que ce niveau tourbeux a été déposé sous une tranche d'eau.

L'ensemble de ces observations permet d'établir que les rives du paléolac de la Gruyère se situaient probablement à 680 m d'altitude au Mésolithique ancien, vers 9000 BC cal.

Une ancienne gravière aujourd'hui comblée au lieu-dit «Les Coins», sur la terrasse de Morlon (573 250 / 164 360 / 710 m), a livré un tronc de *Abies alba* Mill., pris dans une boue massive. La datation de ce tronc est 4850–4670 BC cal. 2 sigma (B-4676: 5880 ± 40 BP). A. Pugin en déduit que l'ancien lac de la Gruyère était encore à 720 m d'altitude à cette période, interprétation qui semble toutefois discutable. En effet, en l'absence de sédiment véritablement lacustre, cette «boue massive contenant des débris de bois» pourrait correspondre au comblement d'une zone marécageuse sans connexion avec l'an-

cien lac, lequel avait certainement disparu à cette période[37]. Une ancienne zone marécageuse, aujourd'hui drainée, est par ailleurs présente environ 100 mètres au nord, entre Morlon et Fontanoux.

Données archéologiques

L'inventaire exhaustif des sites archéologiques du bassin de Bulle et de l'Intyamon, en dessous de 760 m, permet d'établir des niveaux maximaux du lac pour les périodes correspondantes aux occupations humaines[38]. Les données se rapportant à la fin du Tardiglaciaire et à l'Holocène ancien sont toutefois encore peu abondantes.

Pour l'instant, les foyers de La-Tour-de-Trême/Les Partsis indiquent que les rives du lac devaient assurément se situer au-dessous de 721 m d'altitude au Mésolithique ancien (Ua-17419: 9315 ± 90 BP, soit 8790–8290 BC cal. 2 sigma). Le site voisin de Pré de Chêne indique quant à lui une altitude maximale légèrement plus basse, inférieure à 717 m, pour le Mésolithique. A Bulle/La Condémine, une belle série d'artefacts mésolithiques a été mise au jour lors de la fouille du site d'un tumulus protohistorique[36], à 750 m d'altitude.

Une autre donnée provient du village d'Enney dans l'Intyamon, où quelques 270 artefacts attribués au Mésolithique moyen[40] ont été retrouvés par Monsieur A. Jayet en 1833, à 730 m d'altitude (au lieu-dit «La Ronhlyetta», correspondant probablement à une ancienne gravière).

Mentionnons encore l'île d'Ogoz qui a livré du matériel mésolithique et néolithique à environ 680 m d'altitude. Mais ce site se trouvait très probablement en aval du barrage morainique d'Avry-devant-Pont, et donc au delà de l'ancien lac naturel de la Gruyère. L'île d'Ogoz correspond en fait à un promontoire situé à l'intérieur d'un méandre, dont l'étroit pédoncule permet de gagner l'île à pied lorsque le niveau du lac est suffisamment bas (moins de 665 m).

Evolution du niveau du lac

Les données à disposition sont certes encore fragmentaires, mais permettent d'ancrer quelques points fixes concernant les rives de cet ancien lac de la Gruyère (encadré fig. 2). Son étendue durant le Mésolithique a des implications évidentes sur l'occupation du territoire et sur les voies de communications (voir fig. 4). Il a ainsi dû conditionner l'emprunt de certains itinéraires et, au contraire, en empêcher d'autres. On notera, par exemple, que le paléolac tardiglaciaire du Dryas ancien (vers 17000-13000 BC cal., soit la fin du Paléolithique supérieur) épargne les îles de Bouleyres et de Gruyère. Si les populations du Mésolithique ancien pouvaient s'installer à toutes les altitudes situées au-dessus de 680 m, il n'en était pas de même pour les éventuelles populations épipaléolithiques. Ces dernières pouvaient occuper uniquement des terrains au-dessus du lac tardiglaciaire de 720 m durant le Bølling/Alleröd et Dryas récent (13000-9500 BC cal.). Notons qu'il est possible que les Mésolithiques récents aient également laissé des vestiges sous le niveau actuel du lac artificiel après la rupture du barrage morainique.

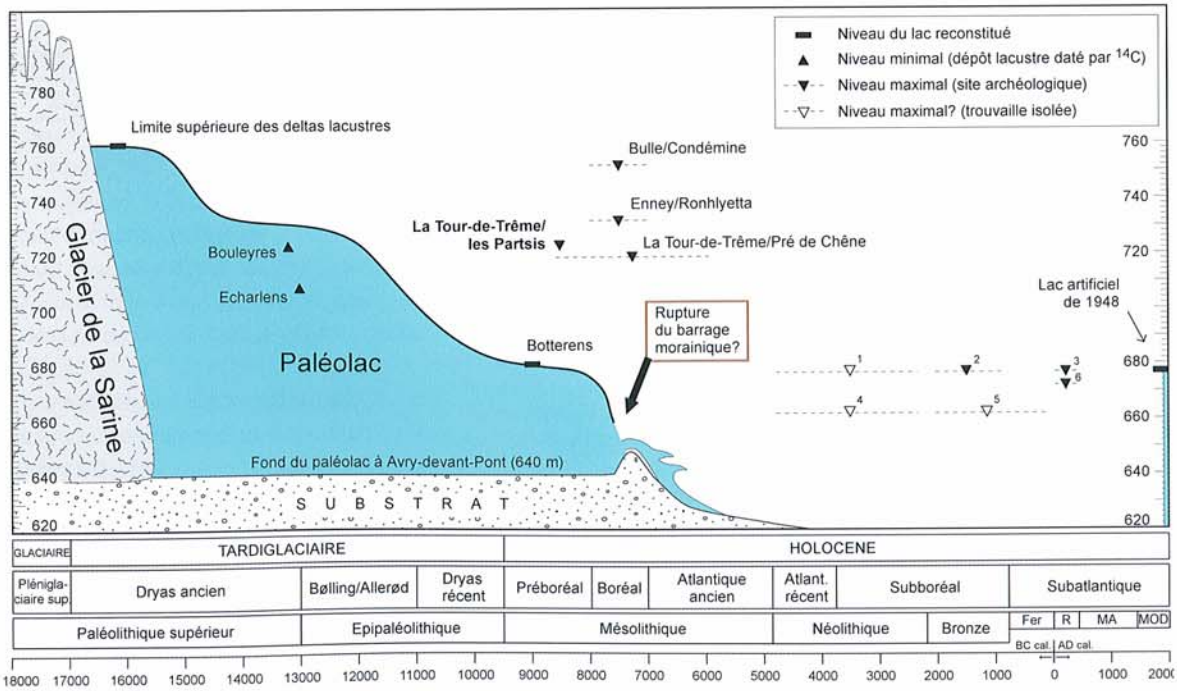
La vidange de ce lac a également eu des conséquences sur les conditions d'habitat en aval du barrage naturel. De brusques ruptures du bouchon morainique devaient en effet engendrer des crues catastrophiques dans les gorges de la Sarine. La base du remplissage de l'abri sous-roche d'Arconciel/La Souche a du reste livré des niveaux d'inondation qui sont peut-être à mettre en relation avec de tels événements catastrophiques durant l'Holocène ancien (voir dans ce volume, Mauvilly *et al.*, 82-101).

Luc Braillard

Fig. / *Abb.* 2

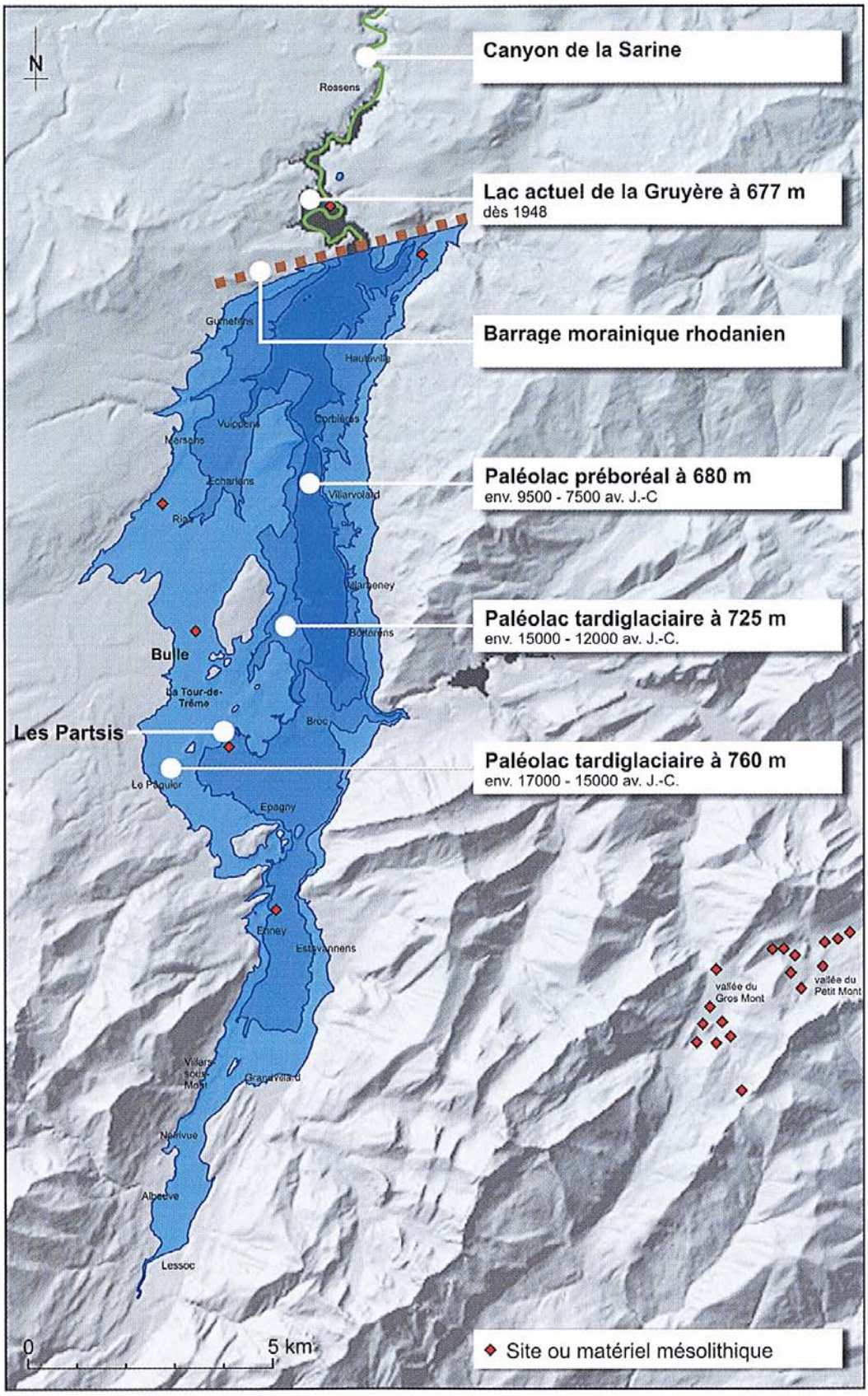
Variations de niveau du paléolac de la Gruyère depuis la fonte du glacier de la Sarine au Tardiglaciaire, jusqu'à sa disparition, vraisemblablement au Boréal. Courbe basée sur des données géomorphologiques, sédimentologiques et archéologiques (localisation des sites et trouvailles archéologiques mentionnées: 1 Corbières; 2-3 Gumefens; 4 Hauteville; 5 Pont-la-Ville; 6 Avry-devant-Pont)

Wechsel der Wasserstände des Greyerzer Paläosees seit dem Abschmelzen des Saane-Gletschers im Spätglazial bis zu seinem wahrscheinlichen Verschwinden im Boreal. Die Kurve basiert auf geomorphologischen, sedimentologischen und archäologischen Daten (Lage der Fundstellen und der erwähnten archäologischen Fundstellen: 1 Corbières; 2-3 Gumefens; 4 Hauteville; 5 Pont-la-Ville; 6 Avry-devant-Pont)



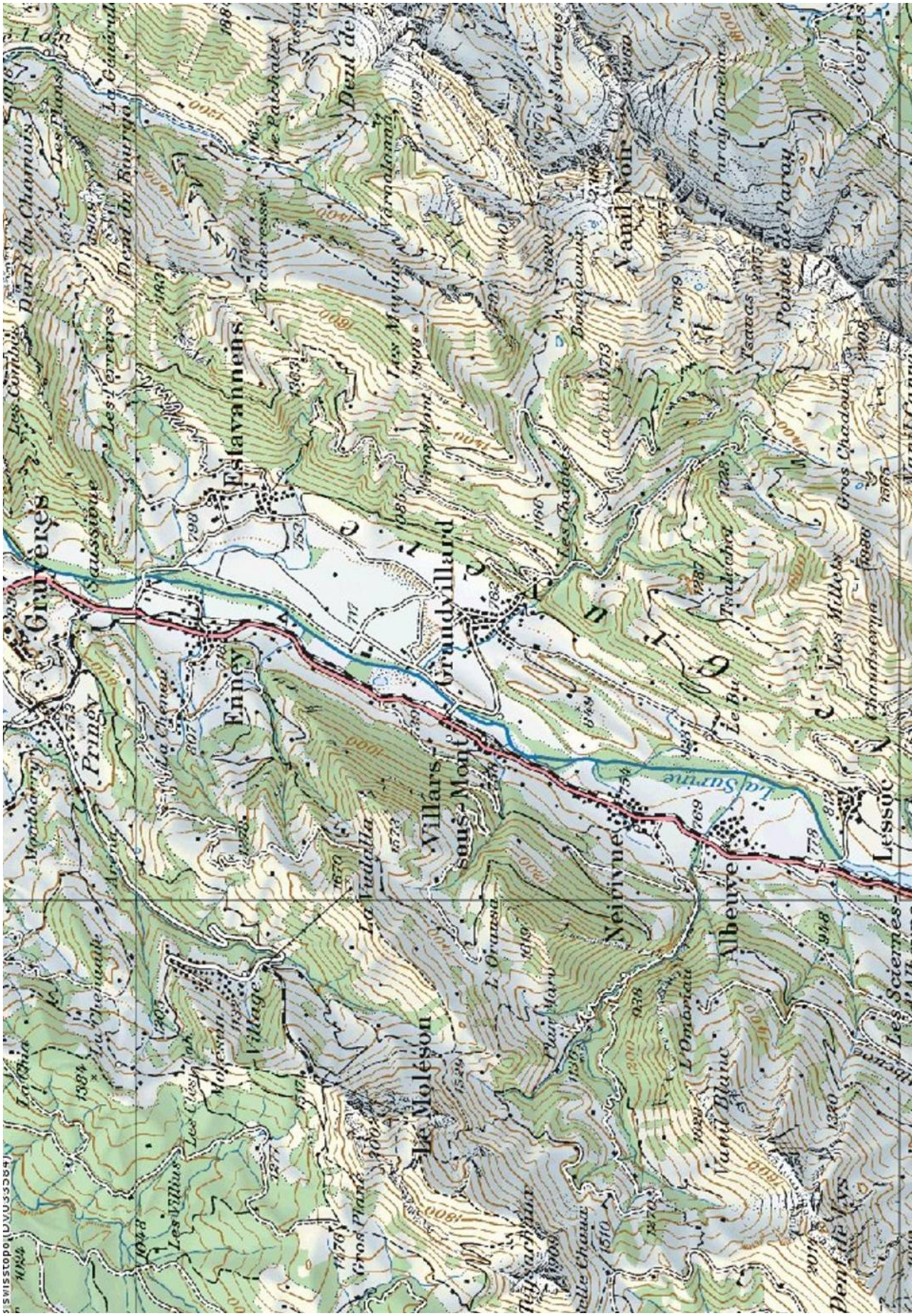
Braillard 2004

Evolution du paléolac de la Gruyère et occupation humaine au Mésolithique



Blumer et Braillard 2004

Intyamon – Situation géographique



FIERZ (1994)

CHAPITRE 4
GEOMORPHOLOGIE ET GEOLOGIE DU QUATERNAIRE

Sur la structure géologique héritée (chapitre 3), les différents facteurs d'érosion en interdépendance modèlent lentement le relief de l'Intyamon. Testaz (1969, p.27) pense que, depuis la mise en place des Préalpes, il n'aurait pas régné de conditions climatiques spéciales qui auraient pu imprimer des formes de modelé totalement étrangères à ce que l'on voit aujourd'hui. Ainsi, toute l'évolution géomorphologique des Préalpes s'interprétera à l'aide des processus glaciaires, fluviatiles et karstiques, se combinant de manière variable en fonction des paléoclimats.

Ce chapitre essaie de reconstituer l'évolution géomorphologique de l'Intyamon. Elle est essentiellement documentée par les travaux de Testaz (1966), (1969), (1970), de Pugin (1989), de Schmid (1967) et par des observations personnelles.

4.1 Les grandes lignes de l'hydrographie déjà définies avant les glaciations

D'importants traits du réseau hydrographique sont directement liés au plissement des Préalpes. Les cours d'eau coupant perpendiculairement les axes de plis montrent que l'érosion fluviatile et karstique n'a pas attendu la fin de la mise en place des Préalpes pour entrer en jeu.

C'est le cas de la Sarine qui, avant de déboucher dans l'Intyamon et d'emprunter la large cuvette synclinale, tranche l'anticlinal de la Tinière, dessinant une authentique cluse de style jurassien. Même scénario pour l'Hongrin un peu plus au Sud. Au Nord par contre, c'est en profitant d'une zone d'accidents décrochant entre Lessoc et Broc que les eaux s'échappent de la synforme. Le schéma structural de Plancherel (figure 20) illustre de manière évidente ces observations.

On retrouve les mêmes conditions plus au Nord, dans la vallée de la Jogne; à ce sujet, S. Bugnon conclut que les réseaux d'écoulement souterrains et superficiels vont à la rencontre l'un de l'autre, le premier aidant le second à faire fi des obstacles.

4.2 Le rôle des glaciers dans l'évolution géomorphologique globale

Sur le plateau suisse, on ne distingue que les traces de deux glaciations (pour certains appelées Riss et Würm). Les traces de glaciations plus anciennes ont-elles

disparu ou n'ont-elles jamais existé? Impossible d'y répondre. Une chose est sûre: les glaciers quaternaires ont marqué le relief des Préalpes par leur activité érosive et/ou par leurs dépôts (ceux de la dernière glaciation essentiellement).

Les sommets des Préalpes Médianes n'ont jamais été totalement recouverts par les glaces; les vallées préalpines canalisaient les langues glaciaires alimentées par l'inlandsis alpin et les glaciers de leurs vallées latérales. Les glaces s'étalaient ensuite largement dans l'avant-pays. Les dépôts morainiques les plus élevés du glacier de la Sarine ne dépassent pas 1500m d'altitude. Nussbaum (1906, p.38) les signale à 1470m au bout de l'arête de Solomon (Est de Montbovon), à 1400m sur le versant Est de la Dt de Lys, à 1300m aux Fenils Derrey (Sud de Grandvillard) et à 1100m à l'Est d'Enney. Ainsi, les hauts reliefs de l'Intyamon, soustraits à l'érosion glaciaire directe, formaient des nunataks dans le paysage de l'époque.

4.3 Des phases importantes d'érosion fluviatile et karstique entre les périodes glaciaires

Les périodes glaciaires ne représentent que le 10% du temps écoulé depuis la mise en place des Préalpes (7-8mio d'années) et même si le nivellement et les accumulations du dernier maximum glaciaire suppriment ou camouflent une grande partie des témoins géomorphologiques antérieurs, il ne faut pas négliger la contribution importante de l'érosion fluviatile et karstique dans les périodes interglaciaires. L'érosion fluviatile effectue un lent travail de sape linéaire alors que la karstification perfore les formations calcaires les plus résistantes de l'édifice préalpin. Il en résulte des mouvements gravitaires sur les versants pour rétablir un équilibre compromis (glissements, éboulis, éboulement) ou simplement un affaiblissement de l'ossature du relief qui facilitera son érosion ultérieure par les glaces. Testaz (1969, p.28) démontre à l'aide de preuves sédimentologiques que certains réseaux karstiques des Préalpes étaient déjà formés avant le dernier épisode glaciaire.

Appliquée à la série lithologique des Préalpes Médianes (Dogger marno-calcaire pris entre les deux niveaux compétents du Lias et du Malm), ces deux formes d'érosion ont engendré une inversion du relief dans la région: synformes perchées au Moléson, au Vanil Noir, à la Dt de Corjon, à la Dt de Jaman et aux Rochers de Naye (cf. coupes sériées de l'Intyamon, fig. 19).

4.4 Des dépôts de retrait glaciaire dans le fond de la vallée de l'Intyamon

Dans la phase tardi- à post-würmienne, l'érosion et le transport fluviatiles prennent part de plus en plus activement au modelage du relief alors que l'érosion karstique est encore inhibée par le permafrost et ne peut se développer que très localement, en surface.

Dans sa carte en isohypses de la base des sédiments quaternaires, Pugin (1989) met en évidence un profond bassin au N de Grandvillard ainsi qu'un autre plus restreint

sous Albeuve. Dans le premier, deux forages[1] sont descendus aux altitudes de 586m et 573m sans atteindre le bedrock, ce qui laisse présumer une épaisseur de plus de 150m de quaternaire. Dans le second, un récent forage[2] est descendu à 712m également sans toucher la roche en place alors qu'à l'embouchure du Torrent de Lessoc, deux forages[3] ont rencontré le soubassement rocheux à 750m et 735m.

Etablie d'après la carte de Pugin, la figure 21 représente les isohypses de la base du quaternaire ainsi que l'emplacement et la profondeur des forages dont il est question ci-dessus.

Figure 21: Carte en isohypses de la base du quaternaire dans l'Intyamon

4.4.1 Sur l'origine de ces dépressions

Le seuil rocheux en aval (Nord d'Enney) interdit de penser à une genèse par érosion fluviatile; le seul agent érosif capable de former de telles cuvettes est le glacier. La carte de Pugin montre qu'on trouve des bassins similaires dans la vallée du Rhône en amont de St Maurice (plus de 600m de remplissage quaternaire), entre St Maurice et le Léman (plus de 750m) et dans la haute vallée de l'Aar vers Thoune (plus de 600m). Tous ces bassins semblent se situer aux endroits où les glaces qui s'écoulaient de l'inlandsis alpin étaient canalisées par les vallées préalpines. La compression de la glace résultant de ce rétrécissement de la section d'écoulement aurait augmenté son pouvoir érosif sur le bedrock, creusant ces dépressions que l'on ne retrouve pas dans l'avant-pays, là où les glaces pouvaient s'étaler largement.

Dans le cas qui nous intéresse ici, le surcreusement de Grandvillard se ferme au Nord par un verrou taillé dans une double barrière de Malm; celui d'Albeuve se boucle dans les collines de Couches Rouges entre Lessoc et Grandvillard. Il est logique que le Malm à la sortie de l'Intyamon ait joué le rôle de seuil; mais pourquoi les Couches Rouges entre Lessoc et Grandvillard ont eu le même effet sur le glacier alors que ce sont justement elles qui ont été (en partie) surcreusées en amont et en aval?

En comparant la carte de Pugin (figure 21) et le schéma structural de Plancherel (figure 20), un éléments de réponse peut être apporté à cette question. On remarque en effet que la limite des deux bassins contre les collines de couches rouges coïncide assez bien avec les deux décrochements sénestres qui donnent au compartiment qu'ils délimitent (les collines de Couches Rouges) une structure tectonique particulière de plis en échelon tout à fait indépendante du reste.

- Est-ce une raison suffisante pour offrir une meilleure résistance à l'érosion glaciaire (léger métamorphisme) et produire un tel seuil (variation d'environ 120m de dénivellation à l'amont et d'environ 250m à l'aval, le tout sur une distance horizontale de 5km [4])?

[1] Signalés par PUGIN (1989, p.37).
[2] Coordonnées 570 750 / 152 300, foré par l'entreprise Tecfor en 1992.
[3] Coordonnées 570 600 / 149 750 et 570 400 / 149 900, signalés par Schmid (1967).
[4] A titre de comparaison, le verrou glaciaire de St Maurice montre sur une distance de 7km une variation d'altitude de 350m en amont et 600m en aval.

- Est-il envisageable de faire intervenir des mouvements tectoniques tardifs qui auraient surélevé le compartiment de Couches Rouges en question avant les (la) dernière(s) glaciation(s)[5]?
- Ou bien est-ce simplement le comportement dynamique de la glace dont la compression en amont par la cluse de la Tinière et en aval par le resserrement des Couches Rouges lui confère une forte capacité érosive, qui lui permet de creuser l'ombilic d'Albeuve? Idem pour l'ombilic de Grandvillard, bordé en amont par l'ensellement des Couches Rouges et en aval par le verrou des Calcaires Massifs?

4.4.2 Mise en eau des dépressions au retrait glaciaire

Par une analyse détaillée des sédiments quaternaires de la région de Bulle, Pugin démontre qu'un lac s'est installé temporairement dans la région de Bulle-Broc, noyant la vallée de la Sarine jusque dans l'Intyamon. C'est par un barrage de glace dû à l'inertie du grand glacier du Rhône lors du dernier retrait glaciaire que ce plan d'eau a vu le jour. Il, s'étendait en amont au fur et à mesure que le glacier de la Sarine se retirait, lui qui, plus petit que le glacier rhodanien, a réagi plus rapidement au réchauffement climatique.

4.4.3 Informations données par les forages sur le remplissage du paléolac

La figure 22 présente quatre forages effectués dans les remplissages sédimentaires du paléolac.

Figure 22: Stratigraphie de quatre forages dans les dépôts quaternaires de la plaine de l'Intyamon.

Dans la plaine de Grandvillard, le forage 1 (altitude 744m/mer) est composé, à la base, de sédiments lacustres limoneux (toit à 600m/mer), passant à des sables propres jusqu'à 650m/mer, puis des sables graveleux jusque vers 680m/mer; enfin, après 5m de graviers propres et 6m de diamictes, le reste de la série est composé de graviers bien lavés dont la granulométrie croît vers le haut qui sont cachetés par 7m de graviers limoneux (matériel de déjection).

Le forage 2, récemment effectué près d'Albeuve par l'entreprise Tecfor (résultats non publiés), présente une succession de bas en haut de sables fins et limons jusqu'à 715m/mer, puis de graviers ronds et de sables bien lavés jusqu'à la côte 747m/mer, et enfin des graviers limoneux ou sableux avec des blocs jusqu'au niveau du sol (772m/mer).

Les forages 3 et 4 dans le cône de déjection de Lessoc ont montré des sédiments alluviaux au contact du bedrock auxquels se superpose du matériel de déjection moins bien trié.

[5] Comme les mouvements de réajustements tardifs du plateau qui ont entraîné l'encaissement du lit de nombreuses rivières (Sarine, Aar, ...) dans le substrat rocheux.

4.4.4 Interprétation du remplissage du paléolac

Sur la base de quelques forages (dont le forage 1) et de prospections géo-électriques, le bureau CSD a élaboré une coupe interprétative dans le remplissage de la vallée à la hauteur de Grandvillard. Elle est présentée sur la figure 23 (CSD, FR 1142). Trois types de sédimentation se sont succédés:

- *une sédimentation sous-glaciaire (voir Campy & Macaire, 1989, p.172).*
  Dans les cuvettes de Grandvillard et d'Albeuve, la sédimentation commence déjà sous le glacier sarinien en retrait, alors qu'il est supporté par une colonne d'eau suffisante. Les variations en altitude de cette colonne d'eau augmentent ou diminuent le volume libre sous le glacier et donc le taux de sédimentation. C'est le dépôt des sédiments lacustres limoneux du bas de la série. A noter que les deux bassins se reliaient à l'époque non par l'itinéraire de la Sarine actuelle mais par le passage de la Fin de la Dâda (coord. 571 850 / 153 950, voir figure 24).

- *une sédimentation deltaïque en milieu lacustre (idem , pp. 182 et 234).*
  Dans cette période de retrait, les glaciers sont de type tempéré et de grandes quantités d'eau transitent à l'intérieur ou au-dessous des glaces. Les eaux de fonte ont une charge solide importante qu'elles déposent dès leur arrivée dans le lac désormais à l'air libre (le glacier s'étant retiré plus en amont dans la vallée). C'est le dépôt des sables passant ensuite aux graviers, séquence de coarsening-up classique de delta proglaciaire, suite logique à la sédimentation sous-glaciaire des particules fines.

- *des cônes de déjection en milieu subaérien (idem, p. 217).*
  Au débouché de certaines vallées, une fois le lac en bonne partie comblé ou vidangé, les cours d'eau ont édifié des cônes de déjection dont celui du Torrent de Lessoc, qui est exceptionnel. Plus modeste, le cône de la Marive a une épaisseur de 25m à l'emplacement du forage 2, alors que dans celui de la Tâna, seuls 8m de matériel de déjection ont été forés (forage 1).

Figure 23: Coupe dans le remplissage quaternaire de la plaine de Grandvillard. (CSD, FR 1142)

4.4.5 Relation entre le remplissage sédimentaire du paléolac et l'évidement des bassins-versants latéraux.

Le taux de sédimentation a dû être assez élevé pour permettre de combler quasiment tout le bassin de Grandvillard et d'Albeuve avant le retrait du glacier du Rhône qui faisait office de barrage pour le paléolac. Maisch (1982, p.151) a montré que le retrait glaciaire se fait par oscillation (succession d'avancées/reculs) et que c'est dans ces phases de retrait que les glaciers abandonnent le plus de matériel à leur front. L'effet morphologique de ce comportement glaciaire est une sorte de "massage" du relief par une succession:

- de phases de dépôt de moraine accompagné de décompression au pied des versants (qui peut entraîner glissement ou éboulement) lors des reculs
- de phases de dégagement, de déblayage du matériel glissé ou éboulé, accumulé dans l'auge ou sur le glacier lors des avancées

D'énormes quantités de matériel sont mises à disposition des tumultueux torrents glaciaires s'écoulant des vallées latérales. Le Torrent de Lessoc, à son arrivée dans le lac peu profond à cet endroit, a édifié très tôt un cône de déjection qui a atteint des proportions importantes. En comparant la surface du bassin-versant du Torrent et le volume de son cône, on peut imaginer que la Tâna et la Marive, avec une superficie de bassin-versant bien supérieure, ont contribué activement au remplissage sédimentaire du lac.

4.4.6 Limite supérieure du remplissage lacustre

Sur la base d'observations morphologiques, Pugin pense que le niveau du paléolac devait se situer vers 760m/mer. Les eaux du lac s'étendaient donc jusqu'à Montbovon, puisque sous le cône de Lessoc, la roche en place se trouve à 740-750m/mer, donc 10 à 20m au-dessous du niveau du paléolac.

Etudier l'altitude relative des terrasses alluviales entaillées par la Sarine apporte de riches renseignements sur l'altitude du fond lacustre, ou autrement dit sur la limite supérieure du remplissage sédimentaire du lac (Campy & Macaire, p.225).

Nous avons élaboré une figure (figure 24) pour mettre en évidence ces relations altimétriques entre les terrasses fluviatiles. Par une fine observation de la région, on découvre un premier niveau de réglage du fond lacustre entre Broc et Grandvillard: Broc est bâtie sur le fond lacustre en question à une altitude de 720m; cinq kilomètres plus au Sud, l'altitude des terrasses est de 731m (573 270 / 156 160), 735.6m (573 600 / 155 600), puis 736m au stand de tir (573 500 / 155 250); enfin, dans le forage de la plaine de Grandvillard, le passage des graviers limoneux (matériel de déjection) et les graviers bien lavés (delta lacustre) est signalé à 737m/mer.

Figure 24: Relations entre les altitudes des terrasses alluviales de l'Intyamon.

Le lac se comblant progressivement, la Tâna pousse ses alluvions toujours plus en avant, recouvrant les dépôts deltaïques[6] et barrant temporairement le passage de la Fin de la Dâda, signalé plus haut. La retenue d'eau peu profonde (environ 8m) en amont de ce barrage se comble en se réglant sur ce seuil (745m). Cette idée est à nouveau basée sur l'altitude des terrasses: 745m à la Fin d'Avau (571 370 / 153 400), 747m à Niclemen (571 650 / 152 250) et 746m à la fin de la Dâda (571 850 / 153 950); de plus, le forage 2, sur le cône de la Marive, situe le changement lithologique indiquant le passage du cône de déjection aux alluvions lacustres à 747m/mer. Repoussé par la Tâna, le débordement du lac devait se faire à l'Est de la Fin de la Dâda, entaillant progressivement les Couches Rouges; cet itinéraire a été conservé par la Sarine actuelle.

Le cône de Lessoc aurait aussi temporairement obstrué la vallée puisque des terrasses d'une altitude proche de 795m se retrouvent à plusieurs endroits en amont (cf. figure 24).

[6] Ce qui expliquerait les 8m de matériel de déjection couvrant les sédiments deltaïques au sommet du forage de Grandvillard.

L'observation de la carte des résistivités (figure 47) vient apporter un argument de plus à l'hypothèse de ces trois niveaux lacustres. On observe que les valeurs de résistivité - exprimant la perméabilité des terrains - baissent d'amont en aval dans le bassin d'Albeuve. Cette baisse de perméabilité dans la partie distale du bassin lacustre provient d'une sédimentation plus fine, le cours d'eau perdant le plus gros de sa charge à l'entrée du lac. Le bassin de Grandvillard présente le même phénomène.

4.5 Histoire géomorphologique de l'Intyamon après le retrait glaciaire

Hormis quelques glacierets dans les fonds de vallées, le modelage de l'Intyamon se partage désormais entre l'érosion fluviatile et l'érosion karstique.

4.5.1 Enfoncement de la Sarine dans la plaine

Les événements tectoniques tardifs du plateau ayant entraîné l'enfoncement des rivières dans le substrat molassique ont eu des répercussions, par érosion régressive, jusque dans l'Intyamon. A Broc, l'enfoncement de la Sarine est d'environ 40m; dans la plaine de Grandvillard, il approche les 20m, alors qu'à la Fin d'Avau et la Fin de la Dâda, il se réduit à 15m. Ainsi, tout en divaguant dans la plaine, la Sarine a décapé entre 10 et 20m de sédiments deltaïques formant sur ses rives des terrasses qui prennent parfois des allures méandriformes (voir les terrasses de Niclemen, Fin d'Avau et de la Fin de la Dâda sur la figure 24).

L'enfoncement de la Sarine dans la plaine de l'Intyamon s'est répercuté sur ses affluents qui ont entaillé les cônes de déjection qu'ils avaient eux-même construits. Certains ont même formé un nouveau cône de déjection à la sortie du précédent (la Marive à Albeuve, le Fossard à Enney).

4.5.2. Erosion fluviatile dans les vallées latérales

Il est clair que l'enfoncement de la Sarine et de ses affluents annonce une légère augmentation de l'érosion dans les vallées latérales. Mais avant cet événement déjà, le pouvoir érosif des cours d'eau y était important (pente moyenne de la Tâna: 13 à 15%, de la Marive: 10 à 11%, alors que la Sarine dans l'Intyamon n'a qu'une pente moyenne de 0.5%).

Figure 25: Profils en long de la Sarine et de ses affluents dans l'Intyamon.

La figure 25 a été conçue pour étudier l'équilibre des profils en long de la Sarine et de ses affluents dans l'Intyamon. On voit que le profil en long de la Tâna n'est pas encore bien réglé: elle fait une cascade d'environ 70m en franchissant le "Malm" verticalisé à cet endroit. Cette rupture dans le profil est un témoin morphologique d'une

vallée de la Sarine à un niveau plus élevé qu'actuellement, excavée ensuite par les glaces. Cette empreinte a pu être conservée grâce à la structure sous-jacente qui est redressée; en rive gauche de la Sarine par contre, la Marive, qui franchit le "Malm" très obliquement, a déjà retrouvé un profil régulier. Les profils en long du Torrent[7], de la Sarine et de l'Hongrin sont aussi affectés par une succession de paliers et de ruptures de pente (plus légères certes) au passage de ces roches verticalisées.

4.5.3. Les phénomènes karstiques récents

Dans les calcaires noduleux, les calcaires massifs et les calcaires plaquetés, on peut actuellement observer de multiples lapiaz, bassins fermés, dolines, gouffres résurgences,... Toutes ces formes actuelles - dont un inventaire est présenté dans ce travail sous le point 7.1.1 - indiquent manifestement que l'érosion karstique a joué un rôle indéniable dans l'évolution géomorphologique globale de l'Intyamon. Elle mine les robustes calcaires constituant l'ossature du relief, calcaires qui, en surface, opposent une résistance relativement importante à l'érosion fluviatile, comme le montre la Tâna sur la figure 25. Comme vu précédemment au point 4.3, l'érosion karstique ne se limite pas aux périodes postglaciaires mais était déjà en jeu avant et entre les glaciations, voir pendant, puisque les sommets calcaires des Préalpes étaient libres de glace. Une inhibition (qui n'est toujours que partielle) des circulations souterraines d'eau dans le karst ne signifie absolument pas un blocage total du processus, ni un empêchement des phénomènes de dissolution en surface (lapiézation): voir à ce sujet les études sur l'environnement des glaciers actuels sur calcaire (notamment Maire 1976 sur l'Oberland Bernois).

[7]Ce cours d'eau devait également présenter une cascade à l'époque du retrait glaciaire, cascade qui a été "noyée" par son cône de déjection qui atteint actuellement l'altitude de 900m (altitude correspondant au sommet de la cascade de Grandvillard).

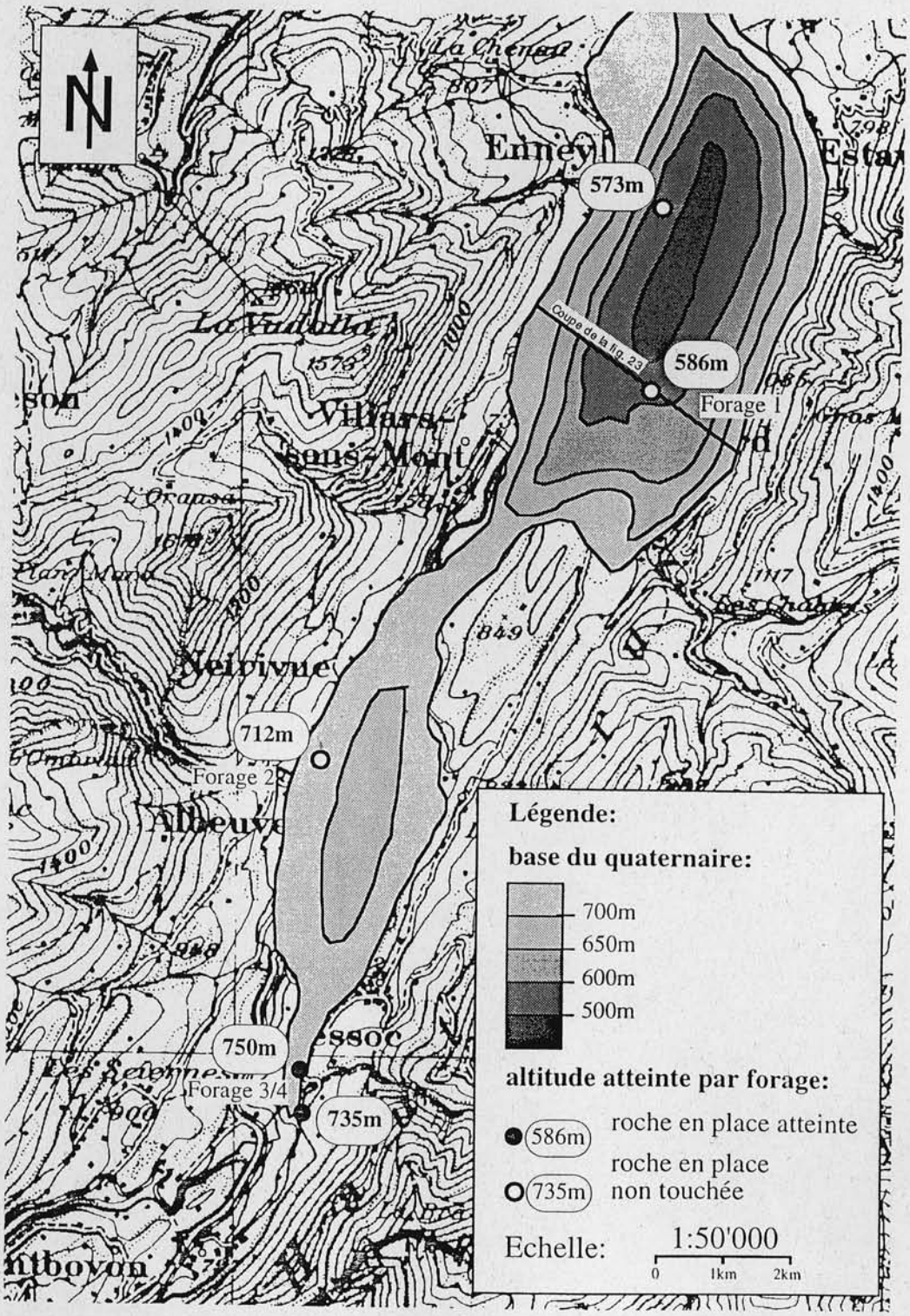


Figure 21: Carte en isohypses de la base du quaternaire dans l'Intyamon. A titre de référence, l'altitude de la plaine se situe entre 700m au Nord et 780m au Sud.
La fig. 22 présente une description détaillée des forages 1, 2, 3 et 4.

Modifié d'après Pugin (1989)

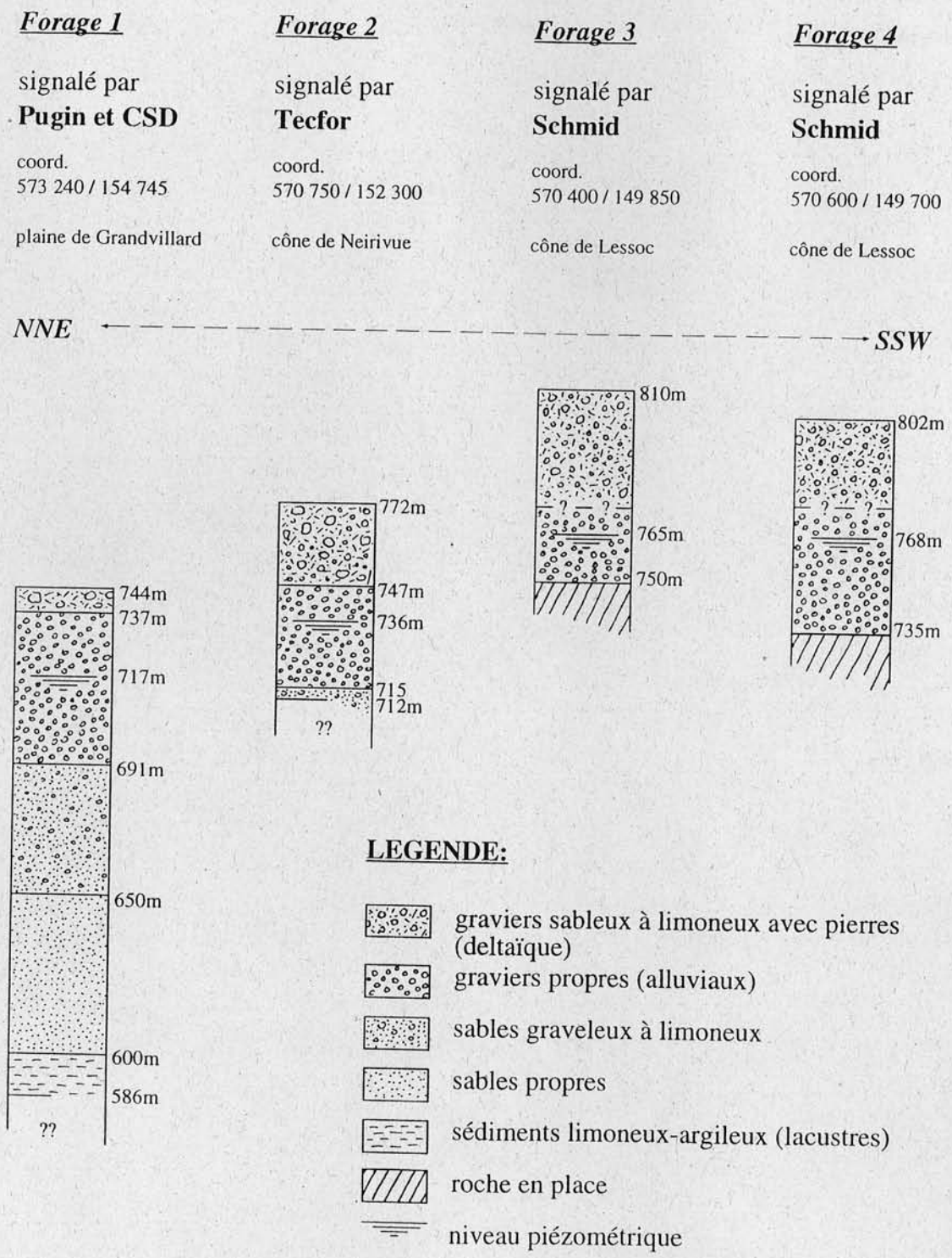


Figure 22: Stratigraphie de quatre forages dans les dépôts quaternaires de la plaine de l'Intyamon.
Note: le forage 1 est légèrement simplifié d'après les données du rapport CSD FR 1142.

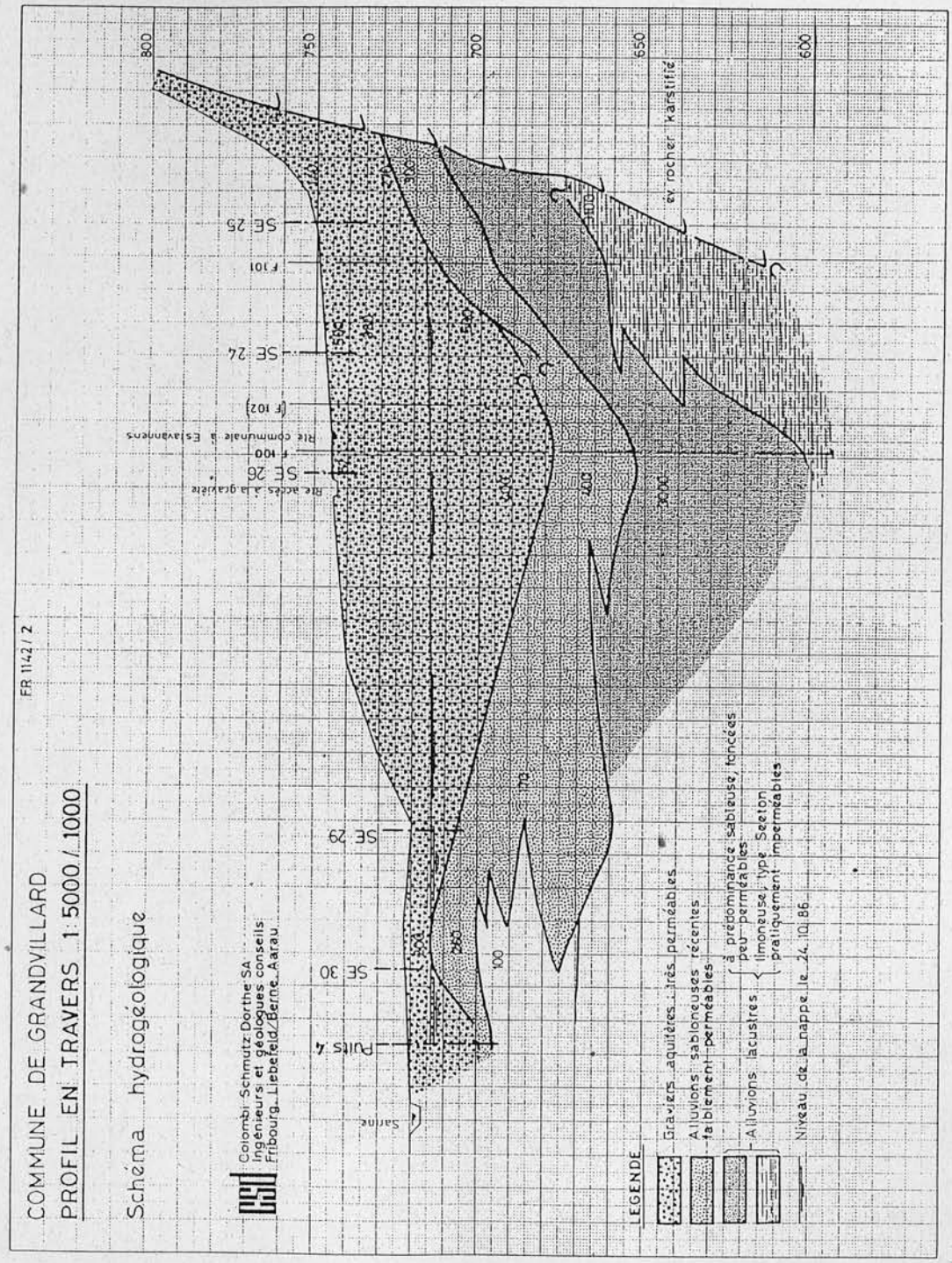


Figure 23: Coupe dans le remplissage quaternaire de la plaine de Grandvillard.

Document mis à disposition par le bureau CSD Ingénieurs Conseils.

Figure 24: Relations entre les altitudes des terrasses alluviales de l'Intyamon.

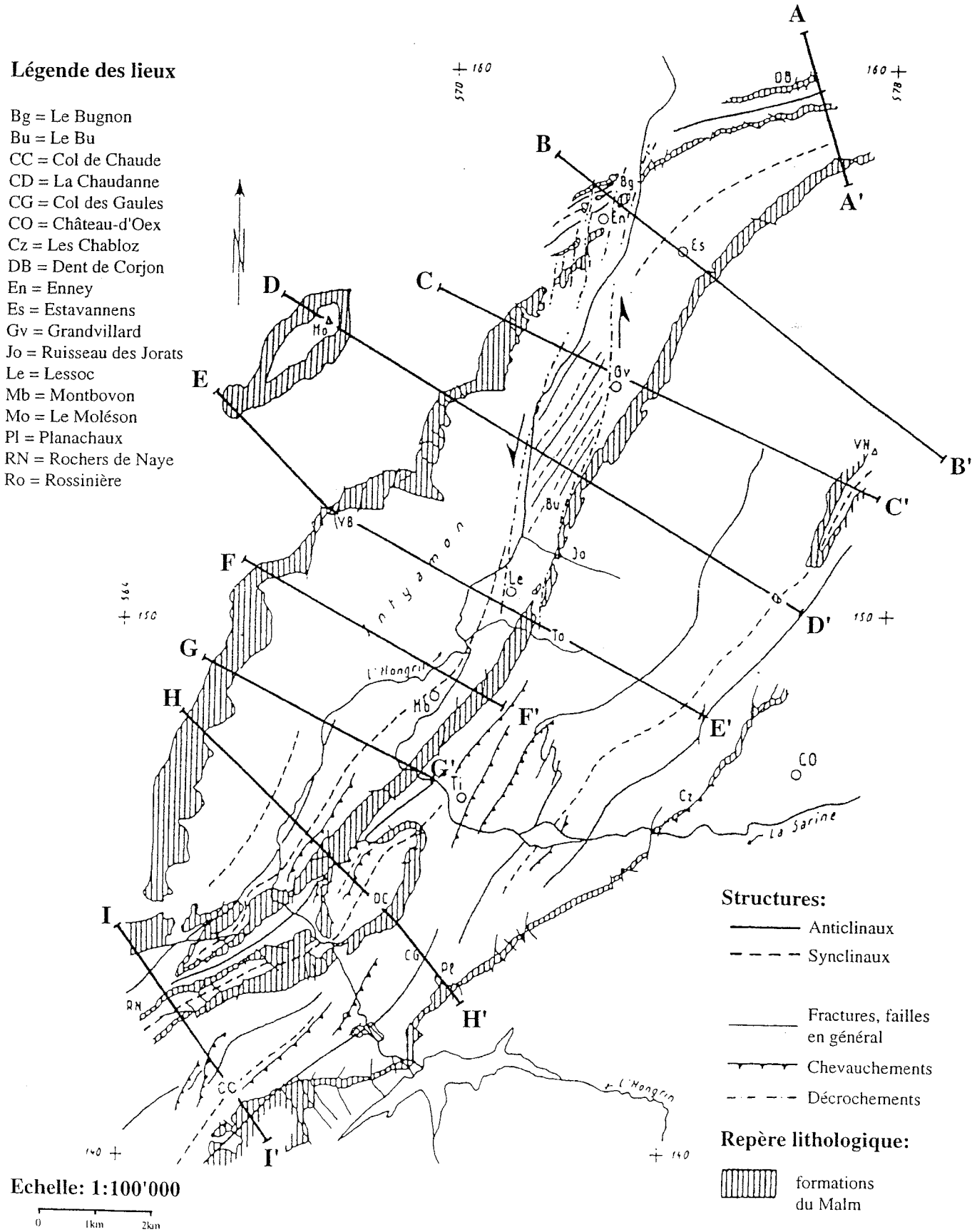


Figure 20: Schéma structural de l'Intyamon avec l'emplacement des coupes sériées (fig. 19).

Modifé Plancherel 1979

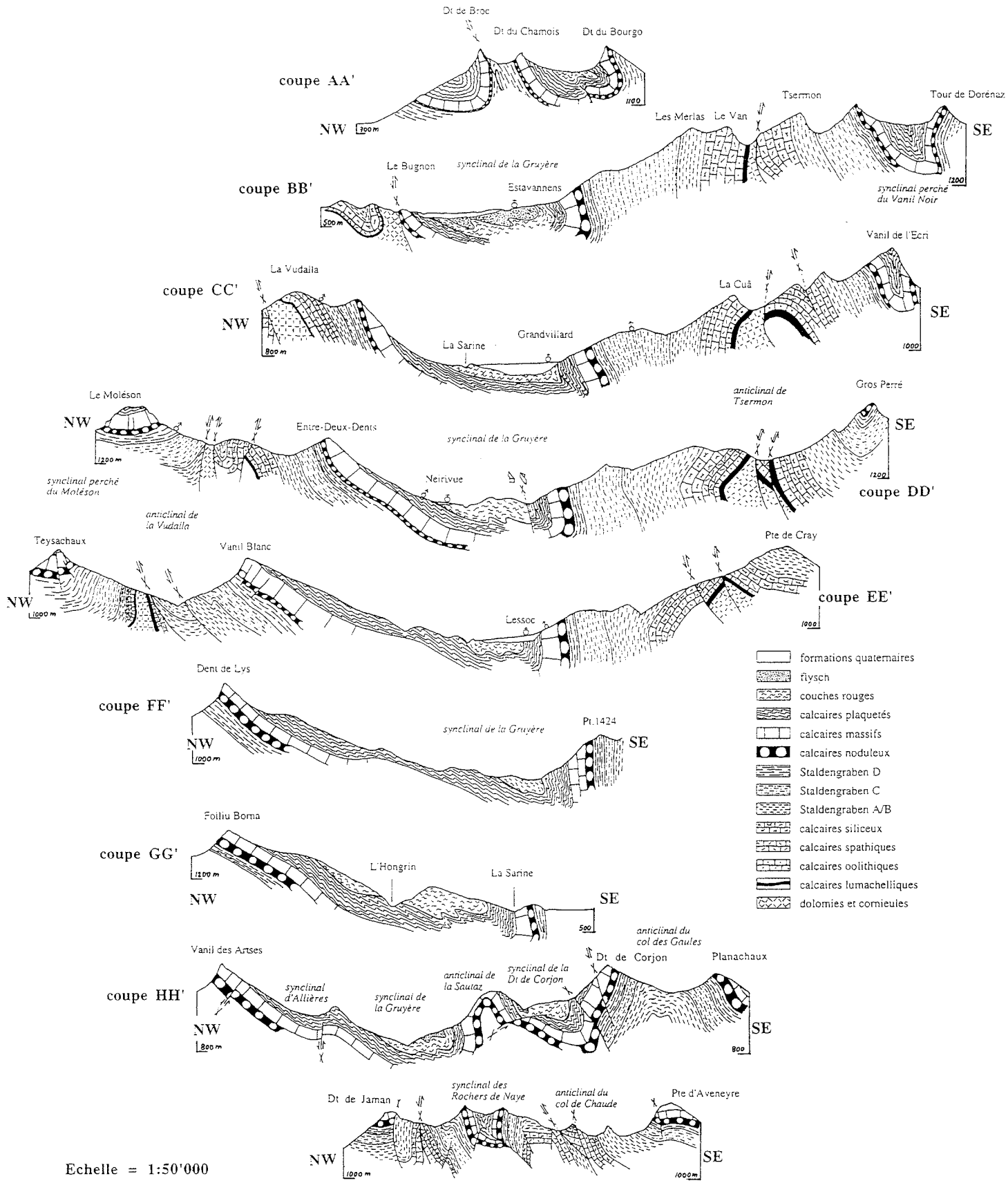


Figure 19: Coupes géologiques sériées de l'Intyamon.

La position des coupes est détaillée sur la schéma structural (figure 20).
Pour l'élaboration de ces coupes, nous nous sommes inspirés des travaux de diplôme de Bapst, Berchten, Bouverat, Brasey, Escher, et Rück, ainsi que des thèses de Chatton, Favre, Pugin, Spoorenberg et de la notice explicative de la carte géologique de Montreux (feuille N°1264).

5. Indices et résultats généraux

Ce chapitre a pour objectif de présenter une synthèse des principaux résultats obtenus par le travail de terrain. Chacun de nos sites sera examiné en détail dans le chapitre suivant. Dans un premier, nous examinerons en détails les diverses manifestations visuelles associées à la ventilation d'un éboulis. Les résultats généraux des méthodes thermiques (BTS et UTL) et géophysiques (géoélectrique) seront présentés dans un deuxième temps.

5.1 Indices visuels

Lors du choix initial des sites d'étude, l'observation d'une végétation particulière (arbres nains, zones couvertes de mousses, auréoles de groupements végétaux azonaux) contrastant avec la végétation climacique[1] environnante a souvent été le premier indice de la présence d'un phénomène particulier. Par la suite, un suivi attentif et répété des éboulis et des glaciers rocheux fossiles a permis de mieux appréhender la complexité des systèmes de ventilation.

5.1.1 Végétation et écosystèmes « insulaires »

L'observation d'une faune et d'une flore boréo-alpine à des altitudes comprises entre 350 et 700 m.s.m. en Europe centrale a très rapidement intrigué les botanistes. En effet, dans les parties basses des éboulis, d'extraordinaires écosystèmes sont habités par différentes plantes (mousses, rhododendron ferrugineux, épicéa et pin de montagne nains…) et par plusieurs groupes d'invertébrés (mites, araignées, puces, collemboles, scarabées,…) qui se trouvent habituellement dans les zones polaires ou en haute montagne (GUDE & MOLENDA 2000, BERTINELLI ET AL. 2000, GUDE & MOLENDA 2003).

Ces constations permettent de supposer des relations thermodynamiques importantes entre la faune, la végétation et le sol sur éboulis froid, comme cela a été montré par BERTINELLI et al. (1993) dans la Combe obscure (Alpes françaises méridionales), par GUDE & MOLENDA (2003) en Europe centrale ou par KÖRNER & HOCH (2006) dans le cirque du Creux-du-Van (Suisse). Selon BERTINELLI ET AL. (1993), les conditions micro-climatiques et pédo-climatiques débordent même de l'éboulis puisque des relevés végétaux dans le site de la Combe obscure (1450-1550 m.s.m) ont montré la présence de groupements forestiers montagnards hygrosciaphiles[2] aux alentours de l'éboulis froid.

[1] Climacique : qui concerne le climax (aboutissement théorique de l'évolution naturelle d'un écosystème en équilibre avec le sol, le climat et avec toutes ses composantes, et qui s'autogénère).
[2] Hygrosciaphile : Se dit d'une espèce qui se développe dans des conditions ombragées et de forte humidité atmosphérique.

La **présence d'arbres nains** a été un indice primordial pour la détection d'anomalies thermiques négatives sur nos sites d'étude. BERTINELLI ET AL. (1993) associent la croissance très lente des arbres sur éboulis froids (1,5 m pour un épicéa de 120 ans dans la Combe obscure (France)) à celle de la zone de combat subalpine. Des différences dans le développement phénologique[3] existent entre la végétation de l'éboulis et celle située à ses marges. DESCROIX (2001) signale notamment un jaunissement précoce des arbres sur l'éboulis à la fin de l'été.

Figure 5.1 – Arbre nain (épicéa dans cet exemple) (*photo* : REYNALD DELALOYE).

Les éboulis froids constituent aussi d'extraordinaires écosystèmes insulaires pour la (micro-) faune. Des analyses ADN ont montré l'existence de populations de scarabées sans ailes – donc incapables de se mouvoir sur de grandes distances – dans plusieurs éboulis d'une même région (cette étude a été menée en Allemagne), vivant séparées les unes des autres depuis plusieurs milliers d'années (un peu comme sur une île) (GUDE & MOLENDA 2003). Ainsi ces différentes espèces peuvent être considérées comme reliques. Leurs niches écologiques ont conservé un micro-climat périglaciaire stable depuis les dernières glaciations.

De nombreux sites étudiés par WAKONIGG (1996) révèlent l'existence d'un marais propre aux éboulis froids, **le marais d'eau de condensation** (*Kondenswassermoo*r) dont nous allons présenter l'hypothèse de formation. D'après STEINER (1992) (cité par WAKONIGG, 1996), les sorties d'air froid provoquent la condensation (par baisse de la température) de l'air extérieur « plus chaud » situé à proximité. Ce processus serait la cause de l'existence des marais d'eau de condensation. Cependant un tel phénomène ne pourrait avoir lieu qu'avec un air déjà fortement chargé en humidité et selon WAKONIGG (1996) uniquement dans un rayon décimétrique. Ce dernier relève que ce type de marais pourrait également trouver sa genèse dans la conservation des eaux de pluie et de ruissellement dans un milieu fortement refroidi, et dont la faible évaporation garantirait la permanence de zones humides. Néanmoins, ces théories devront être confirmées par des études plus approfondies. L'existence de tels « marais d'eau de condensation » n'a été que très rarement observée (uniquement dans l'éboulis du Crêt de la Neige).

5.1.2 Comportement annuel de la circulation d'air

De nombreux indices de fonctionnement d'une ventilation interne sont visibles tout au long de l'année. Ces manifestations sont variables selon la période de l'année et selon le secteur du complexe éboulis – glaciers rocheux fossiles, séparé en cinq zones : sommet de l'éboulis (au pied des parois), partie supérieure, partie médiane, partie inférieure, glacier rocheux fossile (si existant).

5.1.2.1 Automne et début de l'hiver

L'automne et le début de l'hiver se caractérisent par une réversibilité du courant d'air et le début d'une aspiration importante d'air froid avant la mise en place du manteau neigeux. L'intensité du refroidissement est étroitement liée avec les conditions météorologiques extérieures ainsi que la présence/absence et l'épaisseur d'un manteau neigeux précoce.

[3] Phénologie : étude de la répartition dans le temps des phénomènes périodiques caractéristiques du cycle vital des organismes dans la nature ; ce cycle est le plus souvent annuel.

a) Partie supérieure

Lorsqu'une fine couche de neige (< 10 cm) recouvre l'éboulis, l'ascendance de l'air chaud – même s'il est diffus – provoque l'ouverture rapide de **fenêtres de fonte « automnales »** (figures 5.2 & 5.3). Cette observation permet de relever assez précisément les secteurs de sorties d'air chaud.

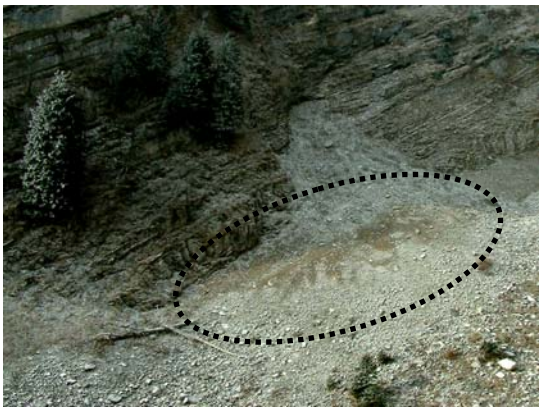


Figure 5.2 – Fenêtre de fonte automnale après la mise en place d'une mince couche de neige. L'air chaud expulsé avait une température comprise entre +4 et +8°C ! (Vudèche, 10.11.04).

Figure 5.3 – Fenêtre de fonte au début de l'hiver dans la partie supérieure d'un éboulis. Le « cheminement » de l'air chaud est facilement distinguable (Dreveneuse, 24.11.04) (*photo* : REYNALD DELALOYE).

Un trou souffleur (ou une zone d'expulsion d'air) peut fumer par mélange de deux masses d'air proches de la saturation. Un panache d'air tiède se mélangeant à un air extérieur très froid va se condenser par baisse de sa température en dessous du point de rosée ou de congélation. Ce cas de figure peut être observé au début de l'hiver dans la partie supérieure de l'éboulis. Cette condensation se traduit par la formation d'un **brouillard** dans la zone d'expulsion d'air chaud (observée uniquement à Vudèche durant la matinée du 10.11.04[4], figure 5.4), la présence de **zones de blocs mouillés** ou par la présence de **cristaux de givre** (*hoarfrost*) sur les cailloux lorsque les conditions extérieures deviennent très froides (figures 5.5 à 5.7). Des observations ont montré que l'humidification se produit non seulement en surface, mais affecte également les premiers décimètres du sol (cf. Bois des Arlettes). Ce phénomène semble apparaître lorsque l'air extérieur n'est pas encore assez froid pour que du givre se forme autour des blocs, par la fonte du givre ou d'une mince couche de neige par le réchauffement causé par le rayonnement solaire ou l'expulsion d'air « chaud ». Les cristaux de givre se reconnaissent à leur forme hexagonale, en aiguille ou en rosette (LUETSCHER 2005). Un trou qui fume peut aussi se manifesté dans les parties inférieures durant l'été (cf. 5.1.2.4).

Figure 5.4 – Formation de brouillard due à l'ascendance d'air chaud (Vudèche, 10.11.04) (*photo* : THIERRY SEMBACH).

Figure 5.5 – Humidification d'une zone de blocs par sortie d'air chaud (Sattelspitzen, 16.12.04).

[4] Une vidéo de ce brouillard est disponible sur le cd-rom : 04111028.avi (durée : 26 sec.).

Figure 5.6 – Liseré de givre (Sattelspitzen, 16.12.04).

Figure 5.7 – Cristaux de givre (Bois des Arlettes, 25.11.04).

Un dernier indice de circulation d'air pouvant être observé dans la partie supérieure de l'éboulis concerne le **regel du manteau neigeux** avec l'**englacement basal** du manteau neigeux (*basal icing*) et la **formation de plaques de glace** (*ice sheets*) (figure 5.8). En certains endroits, la neige forme une voûte sans toucher le sol (voûte) traduisant l'ascendance d'air « chaud ». Lorsque le système de ventilation faiblit ou s'inverse en fonction du gradient de température, la base humide du manteau neigeux peu épais regèle sous l'effet des températures extérieures. De même, de véritables plaques de glace de quelques centimètres d'épaisseur, sur lesquelles des blocs, restent incrustés peuvent tapisser les parties supérieures de l'éboulis. Cet englacement peut aussi se produire lorsque la fenêtre de fonte est soufflée par un vent froid. Un manteau neigeux peu épais et donc peu isolant ainsi qu'une ascension d'air chaud trop faible ne peuvent alors contrer cet apport de froid.

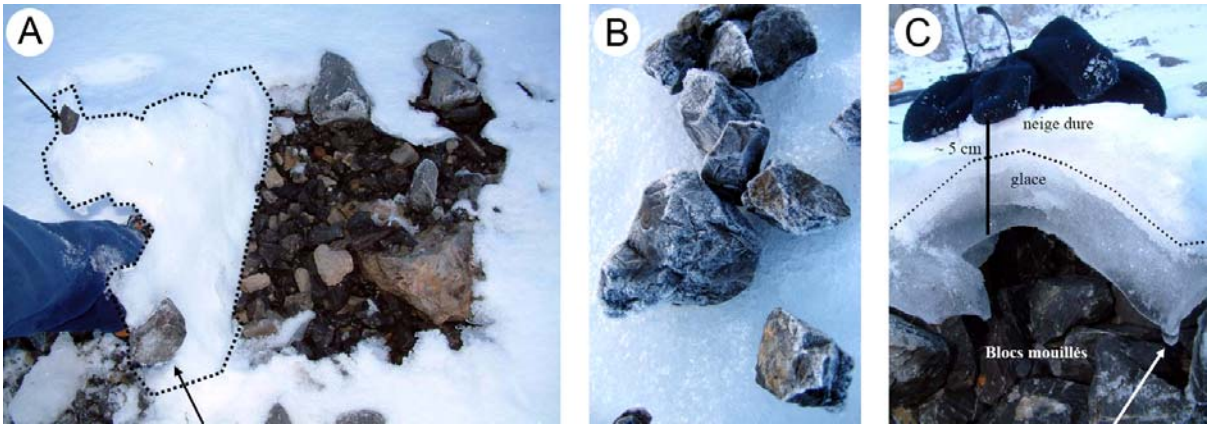


Figure 5.8 – Formes de regel du manteau neigeux : A) Plaque de glace posée à la verticale, les blocs situés en dessous sont humides ; B) Détail sur des blocs décimétriques pris dans l'englacement basal ; C) Regel de la base d'un faible manteau neigeux (env. 5 cm), le phénomène de gel/dégel est bien illustré par la gouttelette gelée à droite (flèche blanche) (Bois des Arlettes, 04.12.04).

b) Partie médiane

Le fonctionnement de la ventilation dans la partie médiane de l'éboulis reste complexe. En effet, des observations aux Sattelspitzen (16.12.04) ont révélé la présence de plusieurs fenêtres de fonte étagées entre lesquelles de petits trous d'aspiration s'étaient développés. Cette observation traduit-elle une superposition de petits systèmes de ventilation dans l'éboulis par-dessus un système majeur englobant tout l'éboulis ? Ou étions-nous en présence de trous d'aspiration factices ? LISMONDE (2002) relevait la présence de trous soufflant ou aspirant toute l'année, traduisant une entrée intermédiaire d'un tube à vent. Est-ce le cas dans cet éboulis ? Cependant de telles observations n'ont pas été relevées sur les autres sites d'étude. D'une façon générale, le secteur médian se caractérise par l'absence de fenêtres de

fonte et de trous d'aspiration, traduisant une zone de transition d'air (de grandeur variable) entre la partie supérieure et inférieure de l'éboulis.

c) Partie inférieure

Lorsqu'une faible couche de neige recouvre la partie basse de l'éboulis, l'aspiration d'air se fait par l'intermédiaire de petites dépressions. Ces **trous d'aspiration** se distinguent notamment des trous souffleurs d'air chaud par l'absence de cristaux de givre (figure 5.9). Ils sont également parfois associés à un bloc ou un tronc d'arbre leur permettant de rester « ouverts » malgré l'épaississement du manteau neigeux durant l'hiver. Leur température (mesurée à l'aide d'un thermomètre de terrain) est le plus souvent bien inférieure à 0°C (par exemple : -11.7°C à 13h00 le 04.12.04 au Bois des Arlettes).

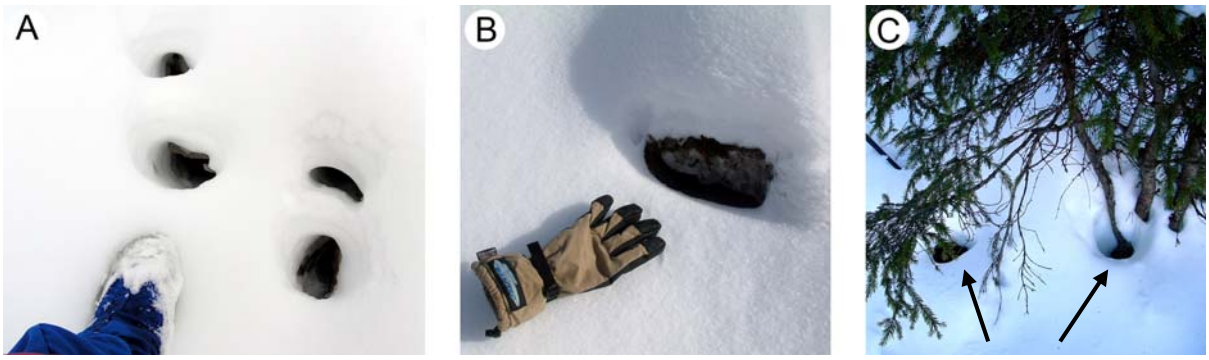


Figure 5.9 – Trous d'aspiration : A) A travers le manteau neigeux (Dreveneuse, 24.11.04) ; B) Utilisant un bloc (Bois des Arlettes, 25.11.04) ; C) Restant ouvert grâce à un tronc d'arbre (Drudzes, 08.01.06) (*photo A* : REYNALD DELALOYE).

d) Glacier rocheux fossile

Lorsqu'un faible manteau neigeux recouvre le glacier rocheux, il est possible d'observer des zones de fonte et d'humidification sur ses rides (figure 5.10). De mini-systèmes de ventilation semble donc avoir aussi lieu entre les rides et sillons de ces formations grossières. Une observation intrigante au Bois des Arlettes sera présentée au chapitre suivant.

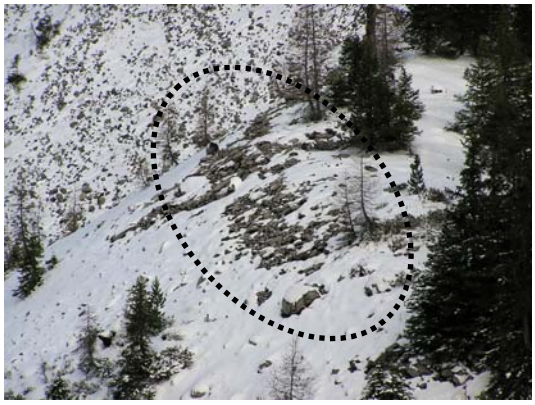


Figure 5.10 – Zone de fonte sur une ride frontale du glacier rocheux fossile de Dreveneuse (24.11.04) (*photo* : REYNALD DELALOYE).

5.1.2.2 Hiver

L'hiver se caractérise par la présence d'un épais manteau neigeux et de températures extérieures très froides. Ces deux paramètres sont cependant variables d'année en année, influençant grandement l'efficacité de refroidissement du système de ventilation. Le système de ventilation est principalement ascendant avec l'évacuation d'air chaud dans les parties hautes et l'aspiration d'air froid dans les parties basses des éboulis. La circulation d'air s'effectue alors à travers la couche de neige poreuse.

a) Partie supérieure

L'expulsion d'air chaud (>0°C) dans les parties supérieures se traduit par des formes de fonte de deux types. Lorsque l'échappement de l'air est diffus, des secteurs sont tout d'abord criblés de **petites dépressions non ouvertes**.

Le versant prend alors un aspect « moutonné ». L'évolution de la fonte mènera à l'ouverture et à l'agrandissement de **fenêtres de fonte hivernales** (figures 5.11 et 5.12). Dans de nombreux éboulis, ces secteurs prennent des formes allongées dans le sens de la pente (« couloirs de fonte ») et se situent bien souvent sur les bords d'un éboulis au profil convexe perpendiculaire à la pente (figure 5.13). L'explication de cette distribution spatiale est à rechercher dans la structure sédimentaire du sous-sol. En effet, ces secteurs présentant une plus forte porosité que les zones adjacentes constituent des zones d'expulsion préférentielle d'air « chaud ». L'évacuation de l'air ne se fait donc pas de manière uniforme dans l'éboulis, mais semble bien confiné dans des conduits.

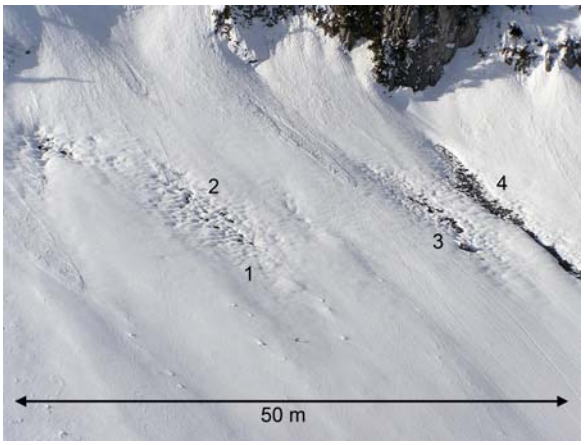


Figure 5.11 – Différents stades de développement des fenêtres de fonte hivernale (Dreveneuse, 10.02.05) (*photo* : REYNALD DELALOYE)

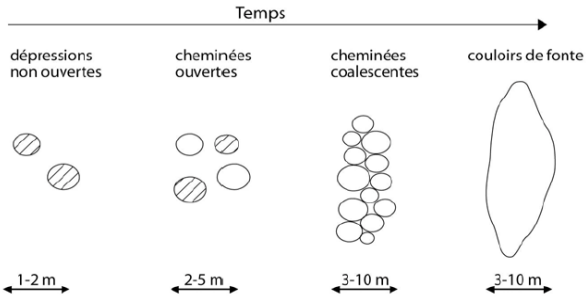


Figure 5.12 - Modèle d'évolution des cheminées de fonte au cours de l'hiver (*source* : LAMBIEL 2006).

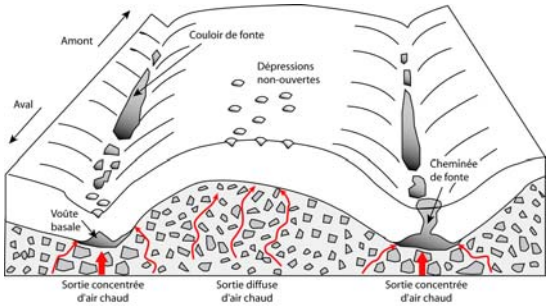


Figure 5.13 – Typologie et emplacement des formes de fonte hivernal pour un éboulis convexe (en coupe).

Le deuxième type de forme concerne l'écoulement concentré. Dans ce cas de figure, l'air « chaud » s'évacue par des puits souvent recouverts de givre. La base humide du manteau neigeux forme une voûte avec le sol souvent détrempé. Lorsqu'un puit fermé est ouvert de manière artificielle, un fort courant chaud et humide est immédiatement perceptible. Ces formes peuvent cependant être rattachées au stade 2 du modèle d'évolution des cheminées de fonte de LAMBIEL (2006).

Figure 5.14 – Puits (à grand schtroumpf) ouverts dans l'éboulis de Vudèche (08.02.05).

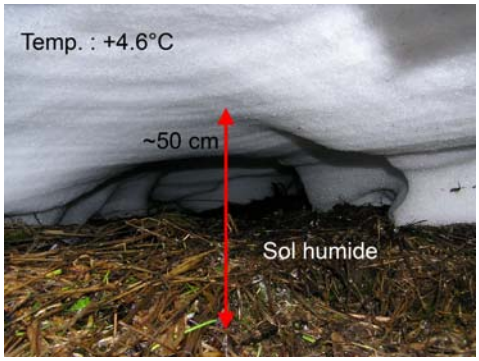


Figure 5.15 – Voûte entre le sol humide et la base du manteau neigeux (Vudèche, 08.02.05) (*photo* : REYNALD DELALOYE).

b) Partie inférieure

Des trous d'aspiration peuvent encore subsister lorsque le manteau est épais, mais uniquement après une chute de neige ou lorsque le temps est très froid (aspiration de neige poudreuse ?). La présence d'une entrée d'air abritée par une branche ou un rocher permet de conserver un contact direct entre l'air extérieur et la base du manteau neigeux. Cependant, l'aspiration s'effectuant essentiellement à travers le manteau neigeux ne peut être détectée par des indices visuels.

5.1.2.3 « Printemps » (période de fonte)

Avec le réchauffement de la température, le système de ventilation ascensionnelle s'affaiblit au début du printemps et va commencer son inversion. L'écoulement gravitaire d'air froid devient alors effectif. Les eaux de fonte vont pénétrer dans l'éboulis et regeler au contact du réservoir d'air froid formé durant l'hiver dans la partie basse. La neige se maintient plus longtemps en pied de pente et dans les dépressions des glaciers rocheux fossiles.

a) Partie supérieure

En général, des vestiges de la phase ascendante d'air chaud peuvent être observés au printemps, lorsque la neige n'a pas complètement disparue des hauteurs de l'éboulis (figures 5.16 et 5.17). Ces **fenêtres de fonte « fossiles »** peuvent être agrandies avec le réchauffement saisonnier. Toutes les zones libres de neige ne sont pas forcément consécutives à l'ascendance d'air chaud durant l'hiver. Leur présence peut aussi être à rechercher dans le départ d'avalanches (cf. La Pierreuse) ou tout simplement dans la morphologie (roche en place plus rapidement déneigée que l'éboulis, rides…) (cf. Combe de Châtillon).

Figure 5.16 – Fenêtre de fonte « printanière », probablement agrandie par le réchauffement saisonnier (Vudèche, 25.05.04).

Figure 5.17 – Puit « fossile », témoignant d'une sortie d'air chaud concentrée (Vudèche, 26.05.05).

b) Partie inférieure et glacier rocheux fossile

Dorénavant, c'est au pied de l'éboulis qu'il faut rechercher des indices de fonctionnement du système de ventilation. Des **sorties d'air froid** (proche du 0°C) deviennent perceptibles à la base de l'éboulis et sur le glacier rocheux fossile. Lorsque de la neige tapisse encore le fond des sillons, de l'air froid est évacué sur les flancs des rides. La pression gravitaire du réservoir d'air froid doit alors être considérable ! **Le sol est gelé** en surface et de la **glace massive** est visible aux sorties d'air (figure 5.18). **Des plaques de neige et de glace** sont également conservées durant le printemps (et une partie de l'été) (figure 5.19). Au Bois des Arlettes, une épaisse couche de glace a même été détectée sous une

cinquantaine de centimètres de neige au fond d'une dépression (cf. Bois des Arlettes). Ces zones sur-refroidies sont associées avec de la végétation azonale.

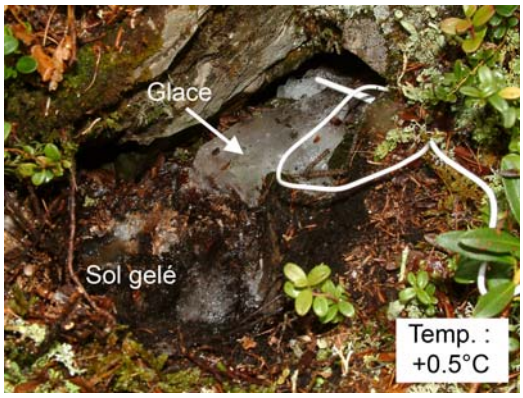


Figure 5.18 – Sol gelé et glace massive à la sortie d'un trou souffleur d'air froid dans la ride du glacier rocheux fossile du Bois des Arlettes (22.05.05).

Figure 5.19 – Plaques de glace (cercle noir) et de neige résiduelle (Les Drudzes, 25.05.05).

5.1.2.4 Eté

La période estivale se caractérise par l'écoulement gravitaire d'air froid dans les parties basses des éboulis et la persistance d'anomalies thermiques négatives malgré des températures de l'air élevées. Le glacier rocheux fossile est aussi concerné par ces conditions estivales fraîches.

a) <u>Partie supérieure</u>

La partie supérieure ne présente aucun indice visuel durant l'été. L'aspiration d'air extérieur est diffuse et ne peut être détectée.

b) <u>Partie inférieure et glacier rocheux fossile</u>

Durant l'été, les sorties d'air froid sont toujours perceptibles avec des valeurs comprises le plus souvent entre 0.5° et 5°C (avec une température de l'air extérieure de 15-20°C). Plus le contraste entre l'air extérieur et l'air interne à l'éboulis est grand, plus la température baisse et la vitesse augmente. Il arrive parfois que les trous se mettent à fumer (peut-être est-ce aussi le cas au printemps). Ce phénomène se produit lorsque de l'air glacé et saturé entre en contact avec un air tiède et humide (après la pluie ou la rosée). Une condensation se produit et **le brouillard** rampe par terre (figure 5.20). Des plaques de glace et de neige peuvent subsister en profitant de l'effet « parasol » de la végétation (s'il y en a) (figure 5.21).

Figure 5.20 – Condensation au pied de l'éboulis (Wandflue, 30.07.06).

Figure 5.21 – Plaques de glace et neige profitant du refroidissement de la ventilation (Wandflue, 30.07.06).

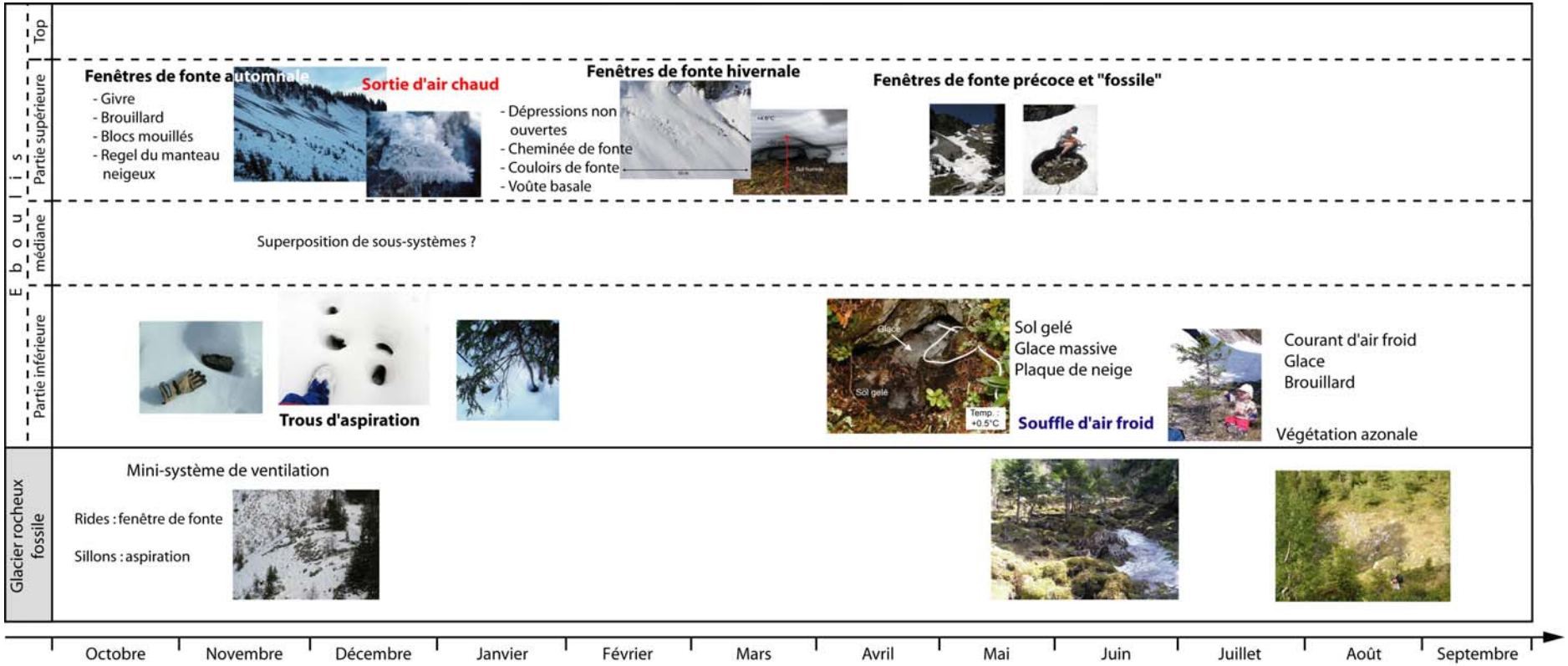
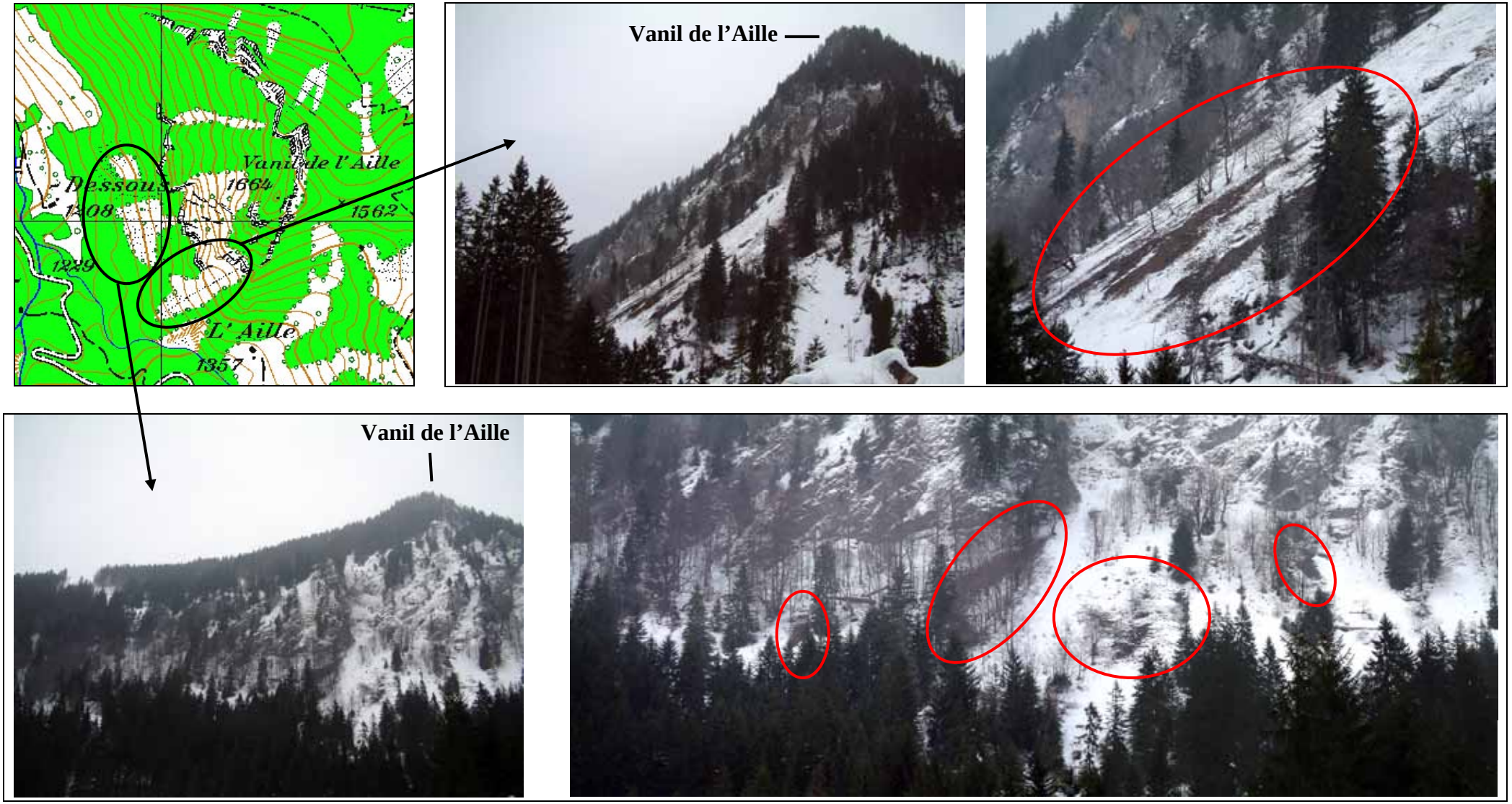


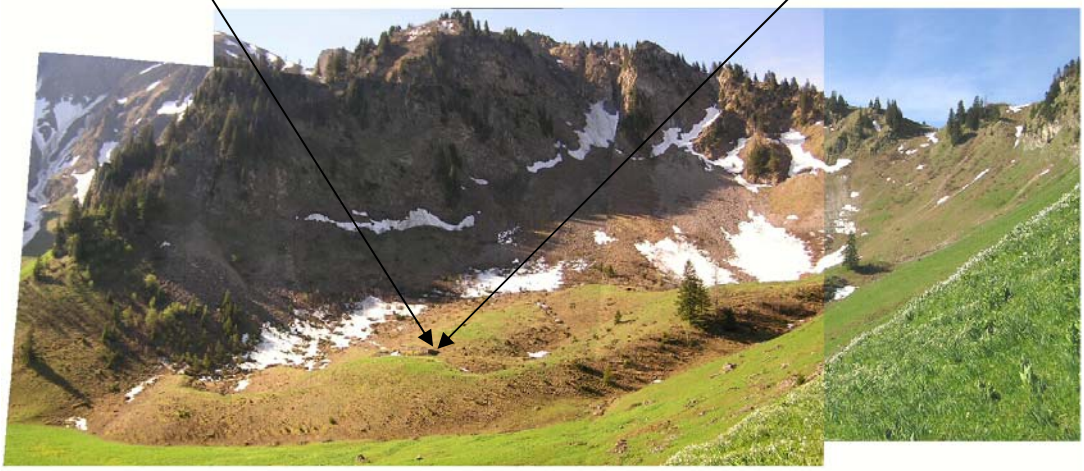
Figure 5.22 – Aperçu spatio-temporel des indices visuels pour la reconnaissance de systèmes de ventilation.



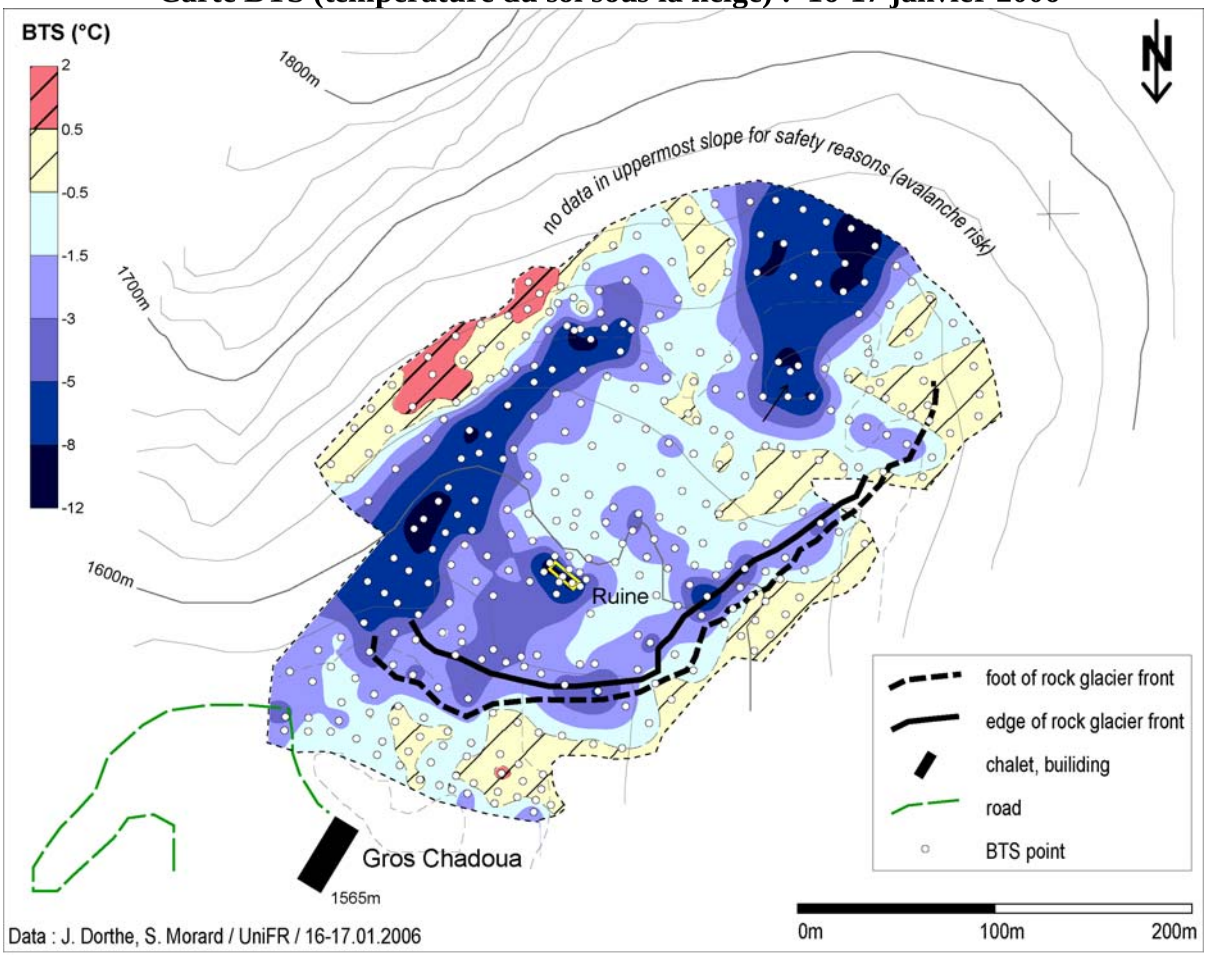
Fenêtres de fonte hivernales sur le versant sud-ouest du Vanil de l'Aille (Préalpes fribourgeoises, 1'664 m).
(*Photos* : MORARD S., 17.01.06)

Gros Chadoua

31 mai 2005



Carte BTS (température du sol sous la neige) : 16-17 janvier 2006



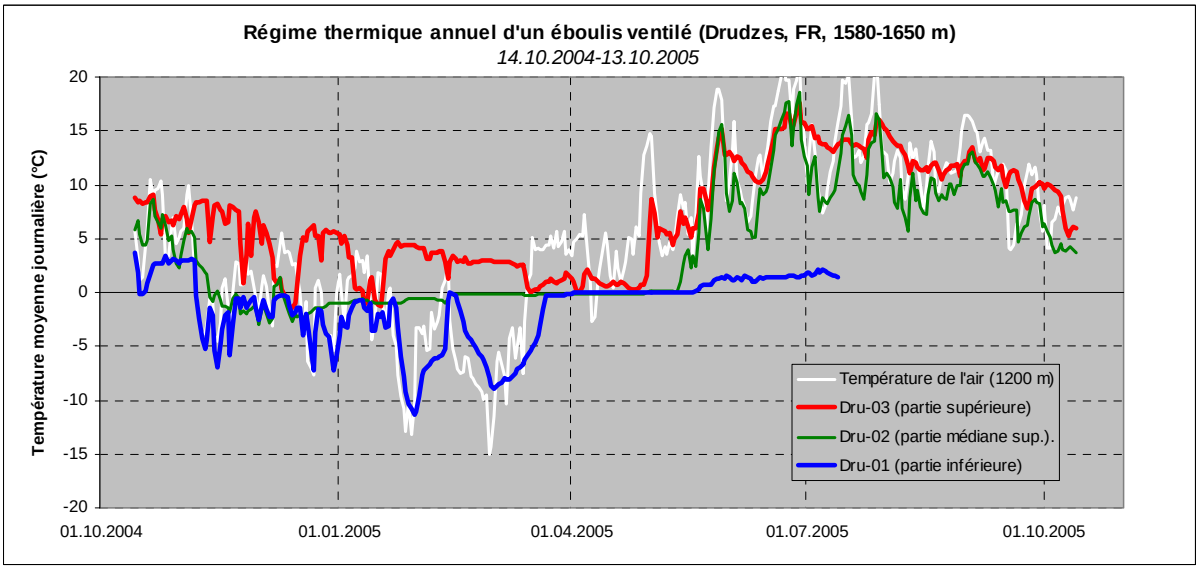
Régime thermique d'un éboulis ventilé

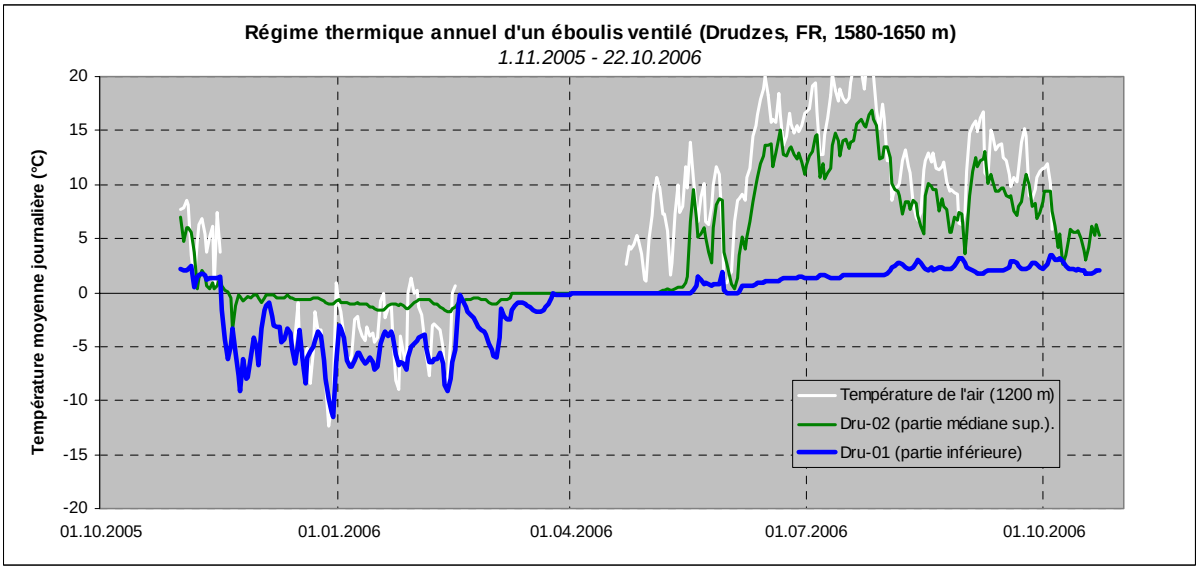
Partie supérieure : *anomalie thermique positive*

- En hiver : - Température en général nettement supérieure à 0°C (effet de cheminée)
  - Lent refroidissement (du système)
  - Comportement thermique inverse à celui de l'air extérieur
- En été : - Comportement thermique calé sur celui de l'air extérieur

Partie inférieure : *anomalie thermique négative*

- En hiver : - Température en permanence négative
  - Comportement thermique contrôlé par celui de la température extérieur (aspiration d'air froid)
- En été : - Dégel tardif et température en permanence fraîche (max. +3°C !)
  - Comportement thermique inverse de celui de l'air extérieur (expulsion d'air froid)





Température moyenne annuelle du sol (MAGST) :

© R. Delaloye, J. Dorthe, UniFR

MAGST	Dru-01	Dru-02	Dru-03
2004/05		4.06	7.11
2005/06	-0.78	4.00	

Pour en savoir plus sur la ventilation des éboulis

Delaloye, R. (2004) : Contribution à l'étude du pergélisol de montagne en zone marginale. Thèse, Fac. Sciences, Univ. Fribourg. *GeoFocus 10*, 240 p. (http://ethesis.unifr.ch/theses/DelaloyeR.pdf)